

Univerzita Palackého v Olomouci
Přírodovědecká fakulta
Katedra experimentální fyziky

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

Globální oteplování z pohledu fyziky



Autor:	Veronika Čespivová
Studijní program:	B1701 Fyzika
Studijní obor:	1501R001 Biologie 1701R003 Fyzika 7504R000 Společný základ učitelských oborů I
Forma studia:	Prezenční
Vedoucí práce:	RNDr. Renata Holubová, CSc.
Termín odevzdání práce:	18.5.2021

Prohlašuji, že jsem předloženou bakalářskou práci vypracovala samostatně pod vedením RNDr. Renaty Holubové, CSc. a že jsem použila zdrojů, které cituji a uvádím v seznamu použitých pramenů.

V Olomouci 18.5.2021

.....

Poděkování

Tímto bych ráda poděkovala vedoucí mé bakalářské práce RNDr. Renatě Holubové, CSc. Za všestrannou pomoc, množství cenných a inspirativních rad, podnětů, připomínek a zároveň za velkou trpělivost a ochotu při konzultacích poskytnutých ke zpracování této práce.

Bibliografická identifikace:

Jméno a příjmení autora	Veronika Čespivová
Název práce	Globální oteplování z pohledu fyziky
Typ práce	Bakalářská
Pracoviště	Katedra experimentální fyziky
Vedoucí práce	RNDr. Renata Holubová, CSc.
Rok obhajoby práce	2021

Abstrakt

Bakalářská práce se zabývá globálním oteplováním z pohledu fyziky. Toto téma je rozděleno do několika kapitol, které začínají vznikem vesmíru a samotným vznikem Země a její atmosféry. Podrobně je popsána atmosféra, se kterou souvisí globální oteplování Země. Bakalářská práce popisuje skleníkový efekt a děje, které se v něm odehrávají a jsou důsledkem globálního oteplování. Dále je v práci podrobně popsán vliv albeda na globální oteplování spolu s relativní vlhkostí. Z fyzikálního hlediska je v práci rozebrán Two Box model a jeho praktické využití při studiu oteplování Země. Dalším tématem v bakalářské práci je rozbor Simpsonova paradoxu a rovněž jeho využití pro studium klimatu. Poslední částí je řešení klimatických problémů pomocí panelů IPCC spolu s energetickými zdroji na Zemi a jejich udržitelností. Práce je rešeršního typu a je vypracována na základě studia odborné literatury.

Klíčová slova	globální oteplování, skleníkový efekt, albedo, relativní vlhkost, Two box model, entropie v globálním oteplování, IPCC panely, Simpsonův paradox
Počet stran	57
Jazyk	Český

Bibliographical identification:

Autor's first name and surname	Veronika Čespivová
Title	Global warming and physics
Type of thesis	Bachelor
Department	Department of Experimental physics
Supervisor	RNDr. Renata Holubová, CSc.
The year of presentation	2021

Abstract

This bachelor thesis deals with global warming in physics. This topic is divided into a few chapters, which start with the emergence of the universe and Earth with its atmosphere. The atmosphere associated with global warming is described in detail. The bachelor thesis describes the greenhouse effect and the events that take place in it and are the result of global warming. Furthermore, the influence of albedo on global warming together with relative humidity is described in detail. From a physical point of view, the work discusses the Two Box model and its practical use in the study of global warming. Another topic in the bachelor thesis is the analysis of Simpson's paradox and its use for the study of climate. The last part is the solution of climate problem using IPCC panels together with energy resources on Earth and their sustainability. The work is of the research type and is elaborated on the basis of the study of professional literature.

Key words	Global warming, Greenhouse effect, Albedo, Relative humidity, Two box model, Entropy in Global warming, IPCC panels, Simpson's paradox
Number of pages	57
Language	Czech

Obsah

ÚVOD	7
1 TEPLOTNÍ HISTORIE ZEMĚ	9
1.1 VZNIK VESMÍRU	9
1.2 VZNIK ZEMĚ	10
1.3 OTEPLOVÁNÍ V DÁVNÉ HISTORII ZEMĚ	10
1.4 PODNEBÍ A TEPLoty DNES	12
1.4.1 Změna klimatu na území ČR	13
2 ATMOSFÉRA	15
2.1 SLOŽENÍ ATMOSFÉRY	15
2.1.1 Jednotlivé vrstvy atmosféry	15
2.2 RADIAČNÍ BILANCE	16
2.2.1 Negativní působení na radiační bilanci	17
2.3 SKLENÍKOVÝ EFEKT	19
2.3.1 Podstata skleníkového efektu	20
2.3.2 Udržení teploty Země	21
2.4 SKLENÍKOVÉ PLYNY	21
2.4.1 Oxid uhličitý	21
2.4.2 Vodní pára	23
2.4.3 Metan	25
2.4.4 Oxid dusný	27
2.4.5 Chlorofluorované uhlovodíky (CFC) a ozon	27
2.4.6 Vliv pandemie koronaviru SARS-CoV-2 v roce 2020 na skleníkové plyny	28
3 TWO BOX MODEL	30
3.1 POPIS TWO BOX MODELU	30
3.2 ENTROPIE	31
3.3 VYUŽITÍ MODELU PŘI STUDIU KLIMATU	36
4 SIMPSONŮV PARADOX	38
4.1 OBECNÉ VYSVĚTLENÍ	38
4.2 UŽITÍ SIMPSONOVA PARADOXU V GLOBÁLNÍM OTEPLOVÁNÍ	39
5 ZVÁŽENÍ NEJISTOT	40
5.1 IPCC – MEZIVLÁDNÍ PANEL PRO ZMĚNU KLIMATU	40
5.2 KONFERENCE OSN O ZMĚNĚ KLIMATU	44
6 ENERGETICKÉ ZDROJE	46
6.1 SLUNCE	46
6.2 FOSILNÍ PALIVA A JEJICH VLIV NA GLOBÁLNÍ OTEPLOVÁNÍ	47
6.2.1 Uhlí	47
6.2.2 Zemní plyn	49
6.2.3 Ropa	49
7 OBNOVITELNÉ ZDROJE ENERGIE	51
8 ZÁVĚR	52
POUŽITÉ ZDROJE LITERATURY	53
SEZNAM OBRÁZKŮ	56
SEZNAM GRAFŮ	57

Úvod

Jako lidstvo jsme se dostali do doby, kdy sami můžeme pozorovat změny v počasí, které často negativně ovlivňují náš život. Častěji dochází k extrémním změnám klimatu v místech, kde jsou tyto změny nejméně očekávány. To již dnes vede ke komplikacím v životě lidí. Dochází k vymírání určitých druhů z rostlinné i živočišné říše. Vlivem klimatických změn vymírají korály a v určitých částech na Zemi dochází zdroje pitné vody.

Klimatické změny jsou problematikou, která se týká všech lidí bez výjimek. V dnešní době se často mluví o globálním oteplování. Ne vždy je však problém dobře vysvětlen a rozumně popsán. Často jsou společnosti předkládány pouze důsledky, které lze očekávat, pokud se lidstvo nezačne k tomuto problému stavět. K vysvětlení globálního oteplování často chybí příčiny, které jsou vědecky podloženy a dobře vysvětleny. I přes to, že úplné vysvětlení a fungování klimatu není vědci zcela prozkoumáno, jsme dnes schopni popsat antropogenní činnost a její významný vliv na globální oteplování. Společnost je tak rozdělena na dvě skupiny, kdy jedna se snaží globálnímu oteplování předejít a zachránit to, co ještě zachránit jde a druhá se staví na stranu, kde je tento problém obchází. Společnosti se nedostává dostatek informací, které by mohly dobře vysvětlit, proč se tento proces děje, co s sebou nese a jaké má důsledky. Nejsou to jen biologické procesy, ale velkou částí do nich zasahují i procesy chemické a převážně fyzikální.

V mé bakalářské práci se budu tedy zabývat globálním oteplováním převážně z pohledu fyziky. Toto téma je velmi aktuální, a navíc jsme v době, kdy oteplování planety můžeme ještě zastavit a zabránit tak katastrofickým dopadům. Mezi hlavní témata patří srovnání klimatických podmínek v historii a dnešního lidského života na Zemi. Zkoumání a vědecké výhledy do budoucnosti 21.století. Popis vztahů lidí k přírodě a využití přírodních zdrojů. Cílem práce je popis složení atmosféry a její podíl na globálním oteplování. Atmosféra obsahuje plyny, které jsou schopny zadržovat na Zemi teplo, a proto bych chtěla probrat složení a vliv na globální oteplování skleníkových plynů. Úzká souvislost mezi skleníkovými plyny je spolu s radiační bilancí Země, sáláním tepla a energetickými toky. Cílem bude definovat vliv albeda a relativní vlhkosti na globální oteplování a jeho principy. Nejen skleníkové plyny jsou důvodem, proč dochází k oteplení planety. Mezi další významný atmosférický plyn, který může za oteplování a jeho koncentrace v posledních letech narůstá, patří oxid uhličitý. Dnes už je zřejmé, že z velké části ke globálnímu oteplování přispěl člověk a s ním spojený rozvoj průmyslu.

A tak, jak může mít člověk negativní vliv na narůstající teplotu Země, tak může v rámci úspory energie i surovin pozitivně působit na teploty na Zemi. S pomocí obnovitelných zdrojů může dojít k potlačení oteplování Země. Dalším cílem práce je popis Two box modelu a jeho použití na situaci globálního oteplování Země. Spolu s ním je nutné definovat entropii a její důsledky při oteplování planety. Dále se v práci budu zabývat Simpsonovým paradoxem, jeho interpretací a použitím při zkoumání globálního oteplování. Posledním cílem bude seznámení s IPCC panely a jejich vyhlídkami týkající se klimatických změn v budoucnosti.

1 Teplotní historie Země

Stáří Země se odhaduje na 4,56 miliard let a její celek je živým organismem, který je schopen měnit se v průběhu svého vývoje. Pro život člověka na Zemi jsou tyto změny zanedbatelné, neboť bytí člověka na Zemi je nepatrné vůči stáří Země. Samotnému měření teploty na Zemi předcházela vznik vesmíru.

1.1 Vznik vesmíru

Před 13,7 miliardami let došlo k velkému třesku a během následujících 380 tisíc let raný vesmír expandoval. Došlo k poklesu teploty na 3000 K a oddělení částic od záření. Tímto vznikly podmínky, při kterých se formovaly atomy vodíku a helia. Gravitačními silami došlo ke shlukování těchto atomů a vytvoření galaxií. Shlukováním hvězd docházelo k jaderným fúzím a ke vzniku těžších prvků jako je kyslík, křemík a železo. Při masivních explozích supernovy docházelo ke vzniku velmi těžkých prvků jako je olovo [18].

Z oblak plynu a prachu došlo ke vzniku Sluneční soustavy. V první fázi vznikla sluneční mlhovina, která měla teplotu okolo 43,15 K. Tato mlhovina se zpočátku pohybovala pomalu a s rostoucí délkou života se začala smršťovat. Není zcela jasné proč, ale víme, že gravitační síly směřovaly do centra sluneční mlhoviny, čímž překonaly odpudivé síly. Opačné síly byly vyvolány smršťováním sluneční mlhoviny, kdy docházelo ke zvětšení úhlové otáčivé rychlosti houstnoucího oblaku. Tímto zmenšováním se oblak formoval do plochého disku a samotným stlačením plynů došlo k zahřátí. Nejvyšší teplotu měl střed sluneční mlhoviny, který obsahoval atomy vodíku a helia spolu s vodou, metanem, amoniakem a zrnky prachu těžkých kovů. Kompresí došlo ke vzniku protoslunce [8].

V rotujícím disku vlivem nehomogenity došlo ke vzniku prstenců, na kterých se začaly tvořit planetasimály z nahloučených menších tuhých částic, převážně tvořených horninou anebo horninou a ledem. Protoslunce zajímalo největší podíl hmoty a tlak v jeho centru způsoboval velkou gravitační sílu spolu s vysokou teplotou. Díky těmto podmínkám došlo ke vzniku první jaderné reakce slučováním jader vodíku za vzniku jader helia. Po dosažení dostatečné teploty došlo ke vzniku Slunce. Vysokým teplotám mohly odolat pouze planetasimály, které byly tvořeny horninami a těžkými kovy. Vznik planet závisel na jejich vzdálenosti od slunce. Terestrické planety vznikly blíže ke slunci a jsou složeny výlučně z hornin a těžkých kovů. Mezi terestrické planety řadíme Merkur, Venuši, Zemi

a Mars. Planety od ve směru od Slunce, které leží dál, než Mars jsou takzvaní plynoví obři a řadíme mezi ně Jupiter, Saturn a Uran. Jejich společné znaky jsou v jádře, které je tvořeno horninou a ledem, přičemž Jupiter se Saturnem mají plynný obal tvořen vodíkem a heliem. Na rozdíl od Jupiteru a Saturnu má Uran atmosféru tvořenou metanem a amoniakem. Tyto planety nemají pevné skupenství, neboť nad vodním obalem se nachází pouze plynná část [18].

1.2 Vznik Země

Samotná Země vznikla shlukem kosmického prachu a větších kosmických těles. Rotace způsobovala odstředivou sílu působící na tato tělesa a proti ní působila gravitační síla. Postupně začaly převládat gravitační síly, a proto docházelo ke koncentrování shluku do středu. Základem se stalo husté kovové jádro, na které se vrstvily další povrchy podle měrné hmotnosti. To je důsledkem, proč je v jádře Země železo, nikl a snad i chrom. V důsledku gravitační síly docházelo k větší kompresi a tím i vzrůstu teploty. Tyto procesy lze vysvětlit jako stlačování pružného tělesa, kdy při kompresích dochází k ohřívání daného tělesa změnou kompresní práce v teplo. Gravitační silou byla přitahována menší tělesa z kosmu, která měla vysokou energii. Při dopadu na Zem došlo k explozím a část těles byla vymrštěna zpět do kosmu a část na Zemi zůstala, čímž se zvětšoval její povrch. Dopadající tělesa měnila svou kinetickou energii v teplo, kterým se Země zahřívala. Tyto procesy způsobily ohřívání Země. Docházelo k častějším erupcím a vyvření lávy, která Zemi ohřívala a zároveň vypouštěla do ovzduší vulkanický plyn. Tyto plyny mohly tvořit větší skleníkový efekt než ten, který známe. Oceány byly horké, a tudíž docházelo k většímu výparu, což způsobovalo větší intenzitu skleníkových plynů v atmosféře [6].

Jak uvádějí autoři Milěř a Hollan (2014) v posledních 4 miliardách let se na Zemi vytvořil systém tvořený vazbami mezi pedosférou, atmosférou a hydrosférou. 3 miliardy let zpět začaly sinice měnit fotosyntézou oxid uhličitý na vzdušný kyslík, který dal spolu se slunečním zářením vzniknout ozónové vrstvě, díky které mohl na Zemi vzniknout život [12].

1.3 Oteplování v dávné historii Země

Pro určení klimatu je nutné pozorovat jeho změny dlouhodobě. Z dávné historie nejsou však žádné záznamy týkající se počasí na Zemi, ale dnes jsme schopni informace získávat vědeckými nepřímými metodami. Ukazateli mohou být letokruhy stromů, hustota uhličitanu vápenatého v korálech, usazeniny v jezerech a mořích nebo jeskynní

krápníky. Dnes jsou velmi využívané ledovcové vrty, které jsou přesnými ukazateli teplot vzduchu a jeho složení v dávné minulosti. V nejspodnější části ledovce je utlačený led vzniklý z napadaného sněhu v dané době. Dnes jsme schopni analyzovat led starý 200 000 let, který dosahuje do hloubky 2,5 km [12].

Ledovcové usazeniny nalezené v Evropě, Indii i Severní Americe dokazují, že celý svět byl zaledněn. Pohybujeme se v období před 2,5 miliardami až 540 miliony let zpátky, což je období starohor. V následujícím prvohorním období došlo k oteplení a zvýšení hladin oceánů. Díky klimatické změně teplot došlo k relativně velkému rozšíření druhů známého jako kambrická exploze. Na konci prvohor se objevil glaciál známý jako poslední velká doba ledová. V druhohorách bylo na Zemi převážně teplé klima. Obsahovalo jen jedno glaciální období, při kterém dochází k vymírání druhů. To mohlo být zapříčiněno ochlazením nebo souhrou spolu s pádem velkého vesmírného tělesa před 65 miliony let [6].

Před 55 miliony let došlo k vulkanické erupci při styku litosférických desek v severním Atlantiku, což mělo za důsledek velké uvolnění metanu a oxidu uhličitého a následné oteplení zemského povrchu o 5 až 10 K. Při tomto procesu se oddělila Evropa od Grónska. V oblasti Shatsky Rise v hloubce 2000 metrů pod hladinou došlo k velkému úniku množství oxidu uhličitého a metanu. V hloubce 200 metrů byl vytvořen vrt, který vykazoval silnou vrstvu kyselého prostředí. Kyselé prostředí v oceánu vzniká jeho zakyselením v důsledku velké koncentrace oxidu uhličitého. Okyselení oceánů způsobuje velké vymírání živočichů v celém spektru oceánské biodiverzity. Výzkum prováděný v roce 2004 odhadnul množství uhlíku v atmosféře v této době při oteplení. Množství uhlíku odpovídalo 5500 až 11000 miliardám tun oxidu uhličitého [4].

V třetihorách přetrvávalo nejteplejší klima, které se ale postupně ochlazovalo. V tomto období se velice dařilo jehličnatým lesům. Později se dřevo v anaerobních podmínkách, kde nedocházelo ke tlení, stalo uhlím. Spojení světadílů zabraňovalo cirkumpolárnímu proudění oceánů a tím se do Tichého a Atlantského oceánu dostávaly studené proudy. Až po oddělení Austrálie od Antarktidy a posléze i Jižní Ameriky došlo k pravému cirkumpolárnímu proudění. Tím došlo k ochlazení Antarktidy a jejímu postupnému zalednění. Celková teplota na Zemi začala klesat a teplotní pokles podpořil vznik Panamské šíje, která zabránila přesunu vod z Atlantského oceánu do Tichého oceánu. Došlo ke vzniku Golfského proudu, který přesouval teplé vody na sever. V severní oblasti vzrostlo množství teplé vody a došlo k většímu výparu, což zapříčinilo větší srážky, které jsou příčinou zalednění kolem severního pólu. Před 120 000 lety začala největší doba

ledová, která skončila před 12 000 lety. Pomocí složení oceánských sedimentů můžeme určit různé izotopy kyslíku, které obsahují fosilie planktonu a malých živočichů. Na základě těchto dat jsme schopni rekonstruovat změnu objemu ledu v ledových příkrovech po větší část posledního milionu let. Před 20 až 10 tisíci lety došlo k přechodu z posledního zalednění do dnešního postglaciálního období. Došlo k oteplení asi o 5 K v rychlých vlnách. To bylo důvodem proč náhle, během 100 až 500 let, stouply hladiny oceánů a moří o 10 až 15 metrů. Došlo k tání severního polárního ledovce a tento proud sladké vody se vléval do Atlantského oceánu. Podle geologických nálezů došlo před 20 až 8 tisíci let k zeslabení Golského proudu. Prítok sladké vody z ledovce do Atlantského oceánu je udáván v jednotkách sverdrupů, které lze definovat jako průtok jednoho milionu metru krychlového za vteřinu [6].

Období před 8 až 10 tisíci let zpátky bylo i přes klimatické problémy a časté střídání teplot velmi příznivé a je označováno jako klimatické optimum. K velkým teplotním změnám došlo na konci prvního a v průběhu druhého tisíciletí nového letopočtu. V 10. a 11. století převládalo teplé klima, známé jako klimatické maximum. Díky tomu bylo možné na severu Anglie pěstovat vinnou révu. Naopak mezi roky 1400 a 1800 došlo k malé době ledové, zvané Maunderovo minimum, kdy bylo pozorováno zamrzání řeky Temže [12]. Pro tato dvě období nejsou však důvody zcela jasné, domníváme se, že mohla být zapříčiněna výbuchem sopky nebo změnou vyzařování sluneční energie. Zkoumání mnoha přírodních ukazatelů nepřímými metodami dokazuje, že Země byla globálně asi o 5 K chladnější než dnes [6].

Za posledních 100 let došlo ke snížení obsahu síry v atmosféře, které souvisí s méně častými sopečnými erupcemi. S používáním freonů, v chladících zařízeních dochází k častějšímu narušení stratosférického ozónu. Zvýšila se koncentrace skleníkových plynů s dlouhodobou životností a celková teplota Země vzrostla, protože pohlcované záření je vyšší než to vyzářené zpět do vesmíru. Došlo k ohřátí oceánů i pevniny. Ve 20. století došlo k rozvoji energetiky a tím byly zasaženy koloběhy látek, hlavně koloběh dusíku, uhlíku a fosforu. Při nárůstu populace v 70. letech 20. století byla překročena ekologická kapacita Země [8].

1.4 Podnebí a teploty dnes

V 80. léta 20. století byla od doby písemných záznamů extrémně teplým obdobím. Z hlediska globální průměrné teploty se rok 1990 jeví jako nejteplejší. Spolu s extrémními hodnotami teplot vykazovaly extrémy i jiné přírodní jevy. V západní

Evropě se vykytovaly silné vichry, v oblasti tropických oceánů vznikal velký počet tajfunů a hurikánů. Častější jsou zejména povodně a záplavy nebo naopak sucha [5]. První desetiletí v 21. století je považováno za období extrémů, které souvisí s globálním oteplováním. Předpokládá se, že tyto děje budou nadále pokračovat a jejich síla se bude stupňovat. Mnoho vědců se přiklání k názoru, že se Země přesouvá do horkého stavu. S menším obsahem síry v atmosféře teplota mírně klesá, ale navazujícím problémem jsou kyselé deště. Stoupající hodnoty oxidu uhličitého, oxidu dusného a metanu v atmosféře jsou pevně svázané s rostoucím množstvím skleníkových plynů. Dalším faktorem, zapříčiňujícím oteplování Země jsou saze, které jsou v ovzduší, na zemi i sněhu. Tímto způsobem Země opticky začerní, tím pádem Země pohlcuje více slunečního záření než původně zelená Země. Tento jev je popsán jako *Radiative forcing – radiační působení*. Je pracuje se srovnáním dnešní doby a doby v 18. století, kdy je počítáno s měrným teplem, které by Země vracela do vesmíru, kdyby skokově došlo ke změně složení ovzduší z 18. století na složení ovzduší dnešní doby. Počítá se s počtem wattů na metr čtvereční, které by si Země nechávala, kdyby zůstala stejně teplá jako v 18. století. Dnešní hodnota radiačního působení jsou 2 W/m^2 , z čehož 1 W/m^2 zahřívá převážně oceány [12]. Teplotní záznamy jsou vedeny od roku 1850 a za posledních 30 let teplota stabilně stoupá. Průměrná globální teplota je dnes o 0,85 K vyšší než ke konci 19. století. Důležitou hranicí je 2 K, o které se maximálně může zvýšit globální teplota, aby její dopad neměl katastrofické účinky [1].

1.4.1 Změna klimatu na území ČR

Oteplování pevniny je mnohem rychlejší než samotné oteplování oceánů. Důsledkem toho jsou středozemní státy teplejší než ty přímořské. V zimě dochází ke snižování počtu mrazivých dní spolu s množstvím sněhu. Při snížení množství sněhu dochází i k snížení množství podzemní vody. Z dlouhodobého hlediska je v povrchových vrstvách na jaře o 13 % méně vody než před 60 lety. Prodloužené vegetační období způsobuje dřívější aktivitu růstu rostlin, které svými kořeny odebírají vláhu ze země. Dále dochází kvůli vyšším teplotám a k většímu výparu vody. V létě u nás dochází ke zvýšení počtu tropických dnů, kdy teploty přesahují 303,15 K (30 °C). Zvyšuje se počet dnů bez srážek, přičemž se u nás nemění celkový úhrn srážek. Změnil se typ srážek na bouřkové a přívalové deště. U přívalových dešťů půda nestíhá odebírat veškerou vodu, ta odtéká a tím se zmenšuje množství podzemní vody. Zvýšení teplot a sucha neprospívá smrkovým lesům, které lépe snášejí chladnější podmínky. Při oslabení smrků suchem dochází snáz k napadnutí kůrovcem, kterému naopak od smrků teplejší podnebí prospívá. Za

normálních podmínek se kůrovec množí jednou za rok, ale v posledních letech se u nás kůrovec dokáže rozmnožit i třikrát do roka. To je důvodem, proč je u nás kůrovec přemnožený a dochází k vykácení smrkových porostů [1].

2 Atmosféra

Dlouhodobé působení živých organismů je výsledkem dnešní atmosféry a je zcela odlišné od prvotního složení atmosféry po zformování planety. Klima je složitý proces, který vykazuje nespočetné vznikající jevy, které jsou důsledkem, termodynamiky, fázových přeměn vody, radiačních procesů slunečního záření a světla.

2.1 Složení atmosféry

Atmosféra, jako vzdušný obal Země, je dělena na tři základní složky. První složkou je suchá a čistá atmosféra, která je tvořena různými plyny. Nejvíce zastoupený plyn v atmosféře je dusík a kyslík. Dusík zabírá 78,084 % objemu atmosféry a kyslík 20,948 %. Dále je v atmosféře zastoupen argon, oxid uhličitý, neon, helium, metan, krypton, vodík, oxid dusnatý, xenon, oxid siřičitý, ozón, oxid dusičitý a stopové prvky čpavku, oxidu uhelnatého a jódu. Další složkou jsou vodní páry, popřípadě vodní či ledové částice. Toto množství je z hlediska času dost proměnlivé, neboť v atmosférických podmínkách je vodní pára schopna přecházet ve vodu či rovnou v led. Třetí složkou jsou znečišťující směsi v mikro a nano rozměrech jako jsou půdní, prachové a sopečné částice. Dále to mohou být krystaly mořských solí, částice organického původu či proniklý kosmický prach nebo produkty hoření meteoritů. Také nesmíme zapomenout antropogenní prvky, které mohou být ve všech skupenstvích. Z fyzikálního hlediska je atmosféra aerosolem, který je tvořen tuhými a kapalnými částicemi rozprostřenými v plynném prostředí [1].

2.1.1 Jednotlivé vrstvy atmosféry

Atmosféru můžeme vertikálně rozdělit podle teploty vzduchu. Nejspodnější částí zemské atmosféry je troposféra, která dosahuje přibližné výšky 11 km nad mořem. Nad póly sahá do výšky 8–9 km a nad rovníkem dosahuje 17–18 km. Troposférickým charakteristickým znakem je exponenciální pokles teploty s výškou. Je tvořena vodními parami, které tvoří oblaka a následně srážky. Nad troposférou je stratosféra, která zasahuje do přibližné výšky 50 km nad mořem. Ve spodní části stratosféry dochází k izotermii a teplota se s výškou nemění. Ve vyšších hladinách teplota naopak může růst, takže v oblastech horních hranic může dosahovat teplot, které jsou nad nulou. Stratosféra silně absorbuje ultrafialové záření díky obsahu ozónu a tvorby ozonoféry. Ve výšce 50–80 km se nachází mezosféra, pro kterou je charakteristický pokles teplot s výškou. Teplota vzduchu se při horní hranici pohybuje od 193,15 K (-80 °C) až 173,15 K

(-100 °C). Další vrstvou je termosféra, která navazuje na mezosféru a sahá do výšky až 500 km. S výškou teplota roste a pak zůstává konstantní. Poslední vrstvou je exosféra, která plynule přechází v meziplanetární prostor. Procentuální zastoupení složek jednotlivých prvků a sloučenin v atmosféře do výšky 90–100 km se s výškou prakticky nemění díky intenzitě promíchávání vzduchu. S rostoucí výškou slábne vertikální promíchávání a jednotlivé složky se míchají procesem difúze. Se stoupající výškou ubývá těžkých plynů, to je důsledkem toho, že nejsvrchnější části zemské atmosféry jsou převážně tvořeny vodíkem [1].

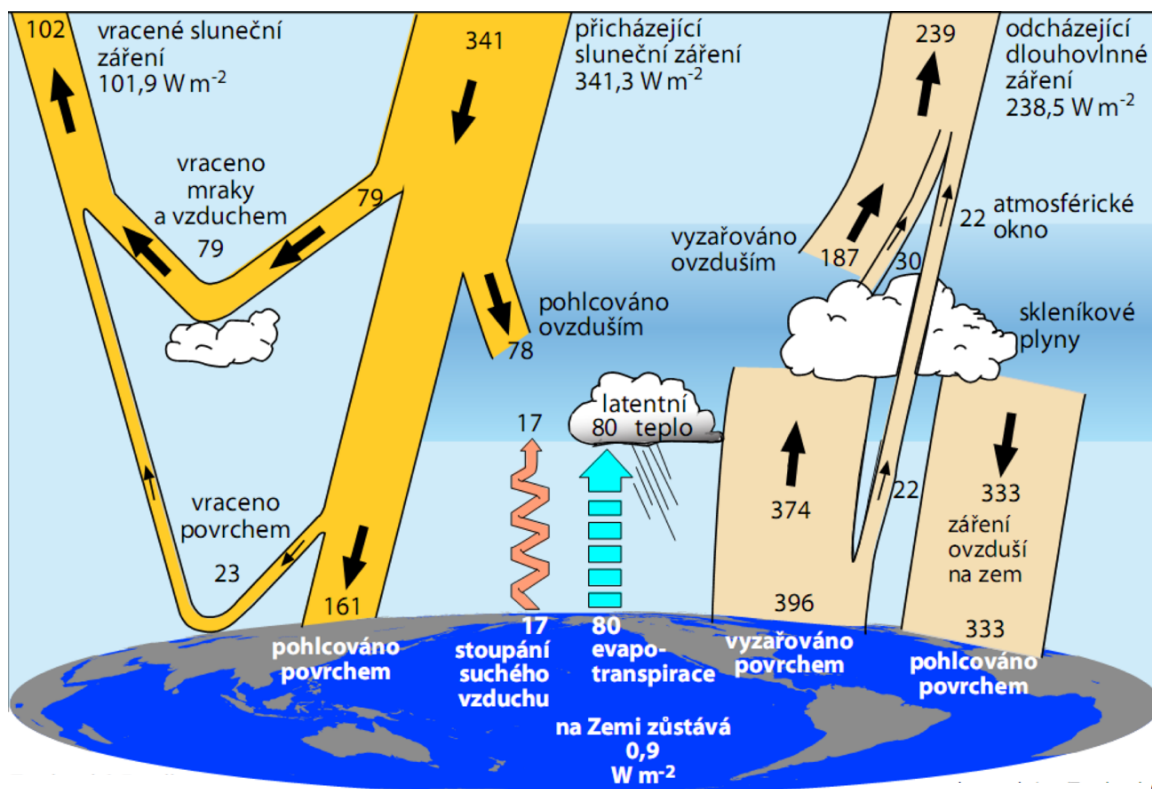
2.2 Radiální bilance

Slunce vyzařuje elektromagnetické záření, které je v podobě energie přijímáno atmosférou a zemským povrchem. Množství energie, které je odraženo a vyzářeno zpět do vesmíru je známo jako radiální bilance. Sluneční záření, které dopadá do atmosféry je v podobě toku energie, převážně infračerveného záření. Tento energetický tok danou plochou se nazývá solární konstanta. Ta popisuje intenzitu tepelného toku na hranici atmosféry, ještě před rozptýlením, pohlcením a odražením zpět. V horních vrstvách atmosféry je pohlceno přibližně 30 % přijaté energie, která je rozptýlená. Zbylých 70 % projde atmosférou do jejích nižších vrstev a je absorbováno povrchem Země. Aby byla zachována energetická bilanční rovnováha, musí být toto množství přijaté energie vyzářeno zpět do kosmického prostoru jako dlouhovlnné tepelné záření. Dnes v systému mezi zemí a atmosférou zůstává okolo 0,9 W/m². Dochází k narušení energetické rovnováhy vlivem zvýšené koncentrace oxidu uhličitého a ostatních skleníkových plynů. Země tak vyzařuje zpět do prostoru dlouhovlnné záření, které zachycuje atmosféra, která svým vyzařováním zpět k zemi ohřívá oceány i pevninu. Číselná hodnota energetické nerovnováhy 0,9 W/m² je rovna 430 TW na celkový povrch naší Země a pro srovnání, je tato hodnota přibližně 75krát vyšší než hodnota vyprodukované energie na celém světě. Teplo je šířeno vedením (kondukcí), sáláním (radiací) a prouděním (konvekcí). Konduktce a konvekce můžou probíhat pouze v hmotném prostředí. Radiace probíhá prostřednictvím elektromagnetického vlnění o rychlosti světla $c = 2,998 \cdot 10^8$ m/s. Pro dokonale černé těleso je závislost spektrální sálavosti na vlnové délce hladká a je dána Planckovým zákonem popsaným rovnicí:

$$q_{0,\lambda} = \frac{c_1 \cdot \lambda^{-5}}{e^{c_2/\lambda \cdot t} - 1} \cdot \quad (1)$$

Množství energie, kterou vysílá těleso z 1 m² svého povrchu v rozsahu všech vlnových délek λ od nuly do nekonečna za jednotku času t je sálavost tělesa q . q_λ je spektrální

sálavost, která odpovídá množství energie vysálané o příslušné vlnové délce λ . Platí, že čím je vyšší teplota sálajícího tělesa, tím kratší jsou vlnové délky sálání. Intenzita tepelného toku se zmenšuje, protože na zem dopadají sluneční paprsky zešikma. Tato se mění se zeměpisnou šířkou, natočením Země i dnem v roce. V době polední kulminace Slunce je tato intenzita nejvyšší a nejnižší je při západu Slunce. Tepelný tok může být snížen dopadem na malé částice jako jsou molekuly vzduchu, kdy dochází k Rayleighovo rozptylu, který je příčinou modrého zbarvení oblohy. Pokud jde o rozptyl na částicích menších, než je vlnová délka viditelného světla, bavíme se o Tyndallovu rozptylu. Posledním rozptylem je opalescenční, který probíhá na parách při těsném rosném bodu. Tyto tři rozptyly dávají vzniknout difúznímu záření, které má původ v záření slunečním, ale přichází z různých směrů a má odlišnou energii než přímé sluneční záření. Na radiační bilanci mohou působit různé procesy, které mohou být pozitivní a přispívat k hromadění energie nebo mohou naopak být negativní a působit v opačném směru [18].



Obrázek 1 - Globální toky energie mezi atmosférou a zemským povrchem

(Milěř T., Hollan J.).

2.2.1 Negativní působení na radiační bilanci

Jako negativní účinek při radiační bilanci se považují aerosoly, které jsou tvořeny směsí pevných či kapalných nanočástic rozptýlených v atmosféře. Mohou fungovat

absorpcí a radiací záření, takzvaně přímým působením, nebo nepřímým působením, kdy dochází k tvorbě kondenzačních jader oblaků. Nejvíce zahrnuté aerosoly v atmosféře jsou nitráty a sulfáty. Sulfáty obsažené ve stratosféře jsou produktem sopečné činnosti, čímž se neřadí jako důsledek antropogenního působení. Naopak troposférické aerosoly jsou produktem lidské činnosti a jejich celkové působení je negativní, což zpomaluje globální oteplování [18].

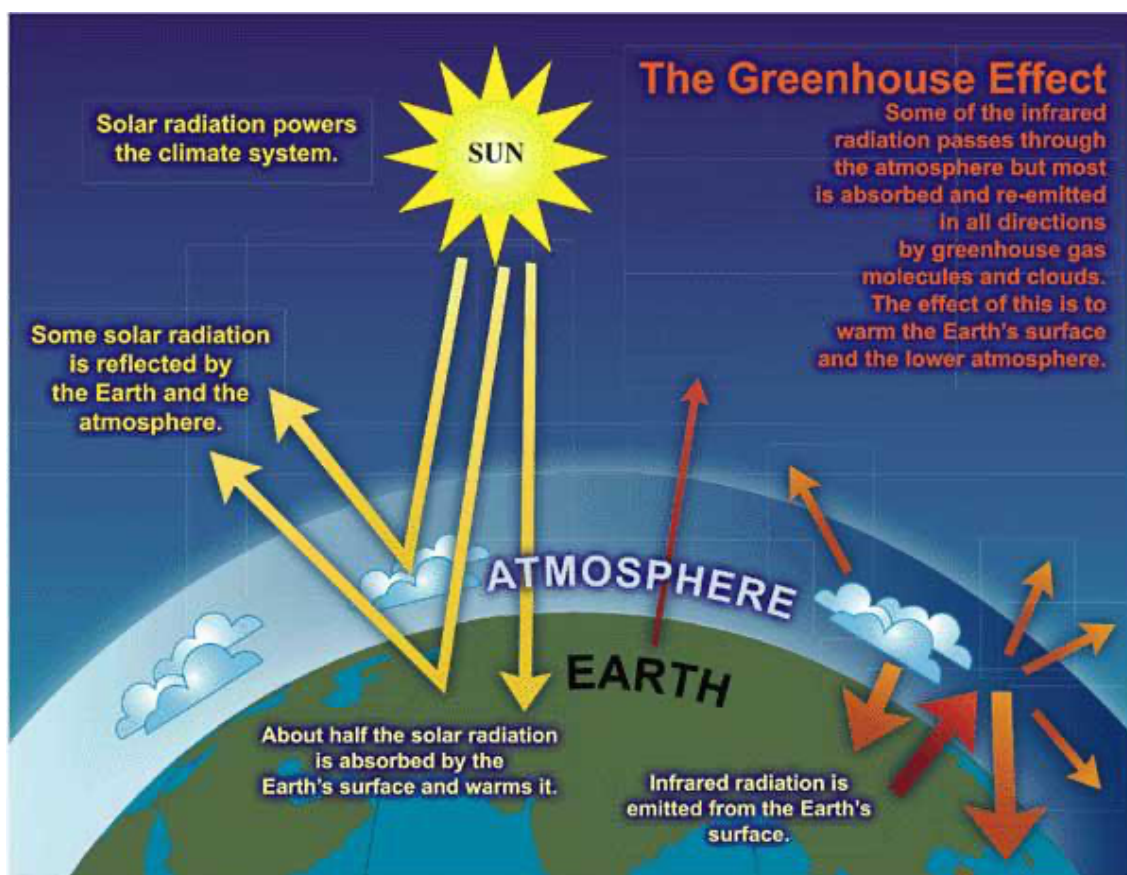
Mezi další negativní účinky radiační bilance řadíme albedo. Odraz slunečního záření je na různých místech zemského povrchu různý. Albedo je poměrnou odrazivostí, která v součtu s poměrnou propustností a poměrnou pohltivostí dává výslednou hodnotu jedna, tudíž podíl záření, které je odraženo z celkového dopadajícího záření na zemský povrch je albedo. Závisí na úhlu dopadu záření, na jeho frekvenci i na úhlu směru osvětlení a pozorování. Vegetační povrch může svým albedem ovlivňovat do jisté míry i klima. Nejvyšší hodnoty albeda mají plochy zasněžené, pohybují se kolem 0,75-0,95. Se snižující se zaledněnou plochou Země celkové albedo klesá, dochází k absorpci tepla zemským povrchem a následnému oteplování [6].

Jak bylo řečeno, čím světlejší je povrch, tím více světla se od něj odrazí. Problém nastává u ledovců, které jsou obklopeny oceánem. Samotné ledovce mají vysoké albedo, tudíž odráží většinu dopadajícího záření ze slunce, oceán má hodnoty albeda však nižší, čímž určité množství dopadajícího záření pohltí a tím přijme energii v podobě tepla. Dojde k ohřátí oceánské vody a ta negativně působí na existenci ledovců, které tímto vlivem tají. Vysoká rychlost tání arktického ledu s sebou nese mnoho komplikací, kdy albedo rychle klesá, tím se rychleji ohřívají oceány, stoupá vzdušná vlhkost a tím se zvyšuje i skleníkový efekt. Zvýšení koncentrace vodní páry v atmosféře má pozitivní i negativní účinek v rámci radiační bilance [6].

Reflexní vrstvy se nevyskytují jen na povrchu Země ale i v atmosféře. Odraz slunečního záření v atmosféře zprostředkovávají oblaka. Ta mohou svou radiací pomáhat k ochlazení Země, avšak jejich složení z vodní páry naopak přispívá k oteplování. V rámci ročního období samotné albedo vrcholí dvakrát za rok, kdy je antarktický led na svém maximu, to probíhá v zimě, a druhý vrchol nastává při zasněžení severní polokoule Země [2].

2.3 Skleníkový efekt

Z vědeckých důkazů vyplývá, že příčinou změny klimatu jsou skleníkové plyny produkované člověkem. Vlastností skleníkových plynů je pohlcování a zpětné vyzařování infračerveného záření do všech směrů. Sluneční záření vyzáří infračervené záření, Země jej pohltí a vyzáří zpět. Tímto vzniká skleníkový efekt, který způsobuje teplejší povrch Země. Největší intenzitu má sluneční záření v krátkých vlnových délkách a desetinách mikrometrů. V závislosti na spektrální sálovosti je toto záření atmosférou propuštěno a dopadá na zemský povrch. Takto ohřátý povrch země předává teplo zpět do kosmického prostoru ve formě záření o velkých vlnových délkách. Část tohoto záření je pohlcena atmosférickými plyny a vyzářena zpět k zemskému povrchu viz obrázek 1. Velkou roli v tomto zpětném ohřívání hraje vodní pára, oxid uhličitý, metan a ozón, obecně známé jako skleníkové plyny. Skleníkový efekt a jeho základní princip je znázorněn na obrázku č.2 a dále popsán v následujícím textu [5].



Obrázek 2 - Podstata skleníkového efektu (Le Treut H., et al.).

2.3.1 Podstata skleníkového efektu

Podobné vlastnosti skleníku a naší atmosféry daly vzniknout názvu teorie o skleníkovém efektu. Viditelné sluneční záření prochází sklem do skleníku, kde je pohlceno rostlinami a vyzářeno zpět. Sklo, které skleník tvoří absorbuje odražené teplo od rostlin a je schopno ho znovu odrazit zpět do prostoru skleníku. Tímto se ve skleníku udržuje teplo a sklo tak funguje jako radiační pokrývka.

Skleníkovým efektem se zabýval Jean-Baptist Fourier v roce 1827, kdy matematicky popsal děje ve skleníku a objevil příbuznost dějů probíhajících ve skleníku s ději, které probíhají v zemské atmosféře [5].

Přenos záření je jen jedním z důvodů, proč dochází k pohybu tepelných mas ve skleníku. Turbulentní pohyb vzduchu je schopen přenášet teplo. Hustoty teplého a studeného vzduchu se promíchávají a dochází ke konvekci. Konvekce je v ovzduší dominantním procesem přenosu tepla. Dochází k dopadu slunečních paprsků na zemský povrch, ten se ohřívá a tím ohřívá i vzduch proudící v jeho blízkém povrchu. Teplejší vzduch je méně hustý, čímž dochází k jeho stoupání vzhůru. Stoupající vzduch se rozpíná a ochlazuje se. S každým vystoupaným kilometrem teplota klesá o 6,4 K. Tímto procesem dochází k cirkulaci vzdušných mas [5].

Teplo Země získané slunečním zářením musí být vyzářeno zpět do kosmického prostoru. Výrazným rozdílem teplot mezi Sluncem a Zemí je vysílané záření od Země o mnohem větších vlnových délkách. Některé ze skleníkových plynů jsou neprůteplivé, a proto toto tepelné záření pohlcují. V horních vrstvách atmosféry ve výšce 5 – 10 km je teplota o 30 až 50 K nižší než na povrchu Země. Vzhledem k nízké teplotě dochází k velmi malému sálání do kosmického prostoru podle Stefanova-Boltzmannova zákona. Důsledkem toho je odraz teplého vzduchu zpět k zemskému povrchu. Skleníkové plyny v dolní části atmosféry zachycují určité vlnové délky, v důsledku toho dochází k pohlcení určité části záření a ohřátí vzduchu ve spodních vrstvách atmosféry. Část záření je vyslána difúzí všemi směry. S větší teplotou, která souvisí s nižší výškou je i intenzita tepelného záření větší. Část slunečního záření je do kosmického prostoru odražena oblaky, což snižuje teplotu zemského povrchu. Další část tepelného záření je oblaky pohlcena a tuto energii vyzařují všemi směry do okolí. Co se týká tepelného záření, fungují oblaka jako skleníkové plyny, a tak jsou schopny povrch Země ohřívát. Výslednou bilancí účinků oblak je mírné ochlazení zemského povrchu. Základním znakem skleníkového efektu je zachycování tepelného záření při nízké intenzitě radiace, což je při horní hranici atmosféry při nízké teplotě plynů [6].

2.3.2 Udržení teploty Země

Pro vysvětlení procesů, které mohou za ohřev zemského povrchu a zemské atmosféry si představme model, kde se v atmosféře nachází pouze kyslík a dusík. Pomocí radiální rovnováhy dochází k dopadu zářivé energie ze Slunce na povrch Země položeného mimo atmosféru a přímo obrácenému ke Slunci o rozloze 1 m^2 . Hodnota této zářivé energie je 1370 wattů, což je energie srovnatelná s elektrickým topným tělesem v domácnosti. Reálně není každá část povrchu země obrácena přímo ke Slunci a v noci je povrch od Slunce přímo odvrácen. Tudíž průměrná energie dopadající na povrch Země je 343 wattů. Z těchto 343 wattů se 30 % odráží do vnějšího prostoru směrem ke Slunci a zbylých 70 % se odráží zpět a je pohlcováno ve formě tepla ze souše, oceánů, oblaků a skleníkových plynů. K vyrovnání energie je nutné, aby země vyzařovala průměrně stejné množství energie ve formě tepla, které přijala. Tuto rovnováhu udržují všechny předměty zahřáté na určitou teplotu a zemský povrch. Čím je zemský povrch teplejší, tím více zpětného záření dokáže vydat. Radiace povrchu je charakterizována absorpční schopností, kdy platí přímá úměra, že čím je absorpční schopnost větší, tím je větší i vyzařování. K tomu, aby Země vyzařovala takové teplo, aby došlo k radiální rovnováze, by průměrná teplota na Zemi musela být okolo 267 K ($-6 \text{ }^\circ\text{C}$). Ve skutečnosti je průměrná roční teplota na Zemi 288 K ($15 \text{ }^\circ\text{C}$). Tento jev je třeba vysvětlit faktorem, kdy plynný dusík a kyslík záření nepohlcují a ani nevysílají. Rozdíl průměrné teploty Země je způsoben skleníkovými plyny. Vodní pára, oxid uhličitý a některé další plyny způsobují přirozený skleníkový efekt [6].

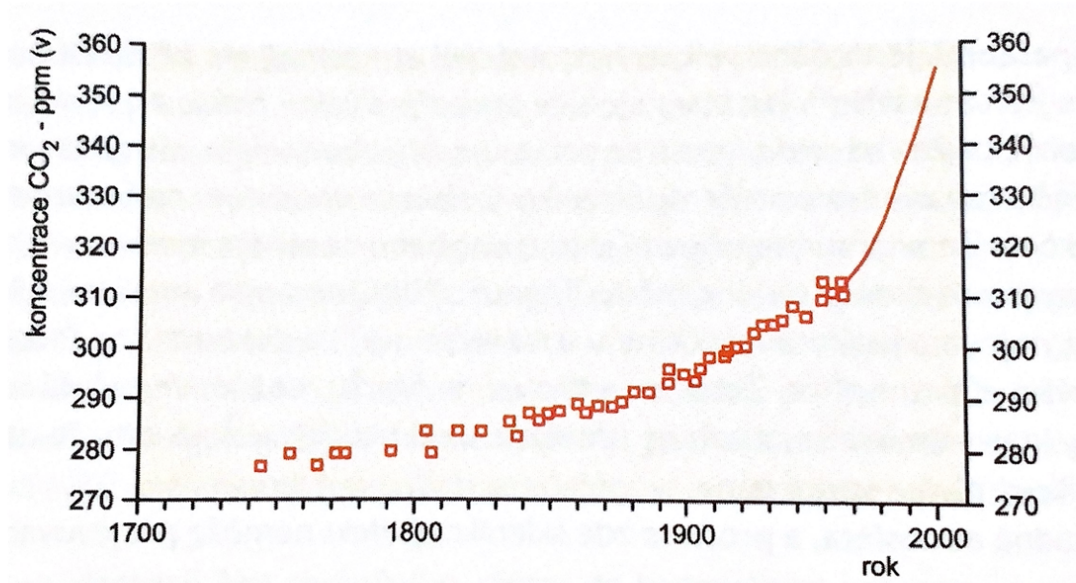
2.4 Skleníkové plyny

Skleníkový plyn je obecně takový plyn, který se nachází v ovzduší, je schopen pohlcovat tepelnou radiaci, která pochází z vyzařování zemského povrchu a tím tvoří radiální pokrývku. Skleníkové plyny mohou být přirozené i uměle vytvořené. Jejich koncentrace v ovzduší se může měnit přirozeně nebo vlivem antropogenního působení. Skleníkové plyny jsou schopny pohlcovat infračervené záření a samotné pohlcování závisí na jejich koncentraci i na velikosti absorpce infračervené složky. Největší koncentraci přirozeného skleníkového plynu v ovzduší má vodní pára, která udržuje průměrnou teplotu na Zemi v kladných hodnotách [6].

2.4.1 Oxid uhličitý

Nejdůležitějším skleníkovým plynem je oxid uhličitý, který je v dnešní době primárně zvyšován antropogenní činností. Po nástupu průmyslové revoluce došlo ke

zvýšení koncentrace oxidu uhličitého o zhruba 140 ppm(v). Vývoj narůstání koncentrace oxidu uhličitého za poslední tři staletí je zobrazen na grafu č.1.



Graf 1 - Koncentrace oxidu uhličitého v atmosféře během několika minulých století.

Hodnoty získány z vrtů v ledovcích (Kadrnožka J.).

Měření koncentrace oxidu uhličitého na Zemi probíhá v místech, kde nedochází ke zkreslení výsledků koncentrace místními zdroji ani vegetací. Mezi taková místa řadíme Antarktidu a Mauna Loa na Havaji. Havajská Observatoř je umístěná na sopce Mauna ve výšce 3,5 km nad mořem, přičemž složení atmosféry zde není ničím ovlivněno. Měření koncentrací z dob, kdy nebylo zavedeno přímé měření, je prováděno analýzou vzduchových bublinek v ledovcích [6].

Samotný vznik oxidu uhličitého spočívá v oxidaci uhlíku kyslíkem. Nejčastěji vzniká při spalování, kdy vzniklou koncentraci oxidu uhličitého ovlivňuje koncentrace uhlíku ve fosilních palivech. Charakteristika fosilních paliv je vyjádřena poměrem vodíku a uhlíku, jako dvou hořlavých složek při spalování. Nejvyšší poměr má zemní plyn, převážně metan, který je tvořen jedním uhlíkem a čtyřmi vodíky [6].

Jak tvrdí Houghton (1998), oxid uhličitý je přenašečem uhlíku mezi organickými a anorganickými zásobami uhlíku. Tento proces je nazýván jako koloběh uhlíku, do kterého přispíváme dýcháním, kdy přijatý kyslík měníme na oxid uhličitý za tvorby energie. Naopak zelené rostliny ze vzduchu odebírají oxid uhličitý, který fotosyntézou mění na odpadní kyslík, vypouštěný zpět do vzduchu. Tyto procesy probíhají jak na souši, tak i v oceánech. Oceánská a suchozemská biota obsahuje mnohem větší zásoby uhlíku než

atmosféra. Při uvolnění 2 % oceánského oxidu uhličitého by se v atmosféře koncentrace oxidu uhličitého zdvojnásobila [5].

Koncentrace oxidu uhličitého se za poslední roky výrazně zvýšila, a to bezesporu v důsledku průmyslové revoluce a celkového rozvoje průmyslu i energetiky. Oxid uhličitého může být v atmosféře 50 až 200 let, kdy dalším spalováním fosilních paliv a jejich těžbou se bude jeho koncentrace v atmosféře nadále zvyšovat. Máme spousty důkazů o tom, že vlivem antropogenního působení za posledních 200 let se koncentrace oxidu uhličitého rapidně zvedla. Mezi ukazatele můžeme zahrnout množství spálených fosilních paliv od počátku průmyslové revoluce, emise způsobené odlesňováním i rozložení koncentrace oxidu uhličitého. Z obhospodařování půdy a odlesňování je vyprodukovaná hodnota uhlíku na čísle 1,5 Gt za rok a z fosilních paliv je to 6 Gt za rok. Lidskou činností je tedy do atmosféry za rok vypouštěno 7,5 Gt uhlíku, přičemž čistý roční přírůstek uhlíku v atmosféře za rok je 3,8 Gt. To značí, že polovina množství uhlíku vyprodukovaného lidskou činností zůstává v atmosféře a zvyšuje jeho koncentraci a druhá polovina je rozdělena mezi zásobu uhlíku v oceánské a suchozemské biotě. Největší procento spalování fosilních paliv zaujímá severní polokoule, neboť na severní polokouli je více vyspělých zemí, které mají velký rozvoj průmyslu [6].

Rozpustnost oxidu uhličitého ve vodě je dobrá, proto dochází k výměně oxidu uhličitého a vzduchu u hladiny oceánů. Proces urychluje vlnění, kdy vlna promíchává povrchovou vrstvu oceánů s bublinami vzduchu. Povrchové vrstvy oceánů mají významnou roli pro krátkodobou změnu v koloběhu uhlíku. Z atmosféry je oxid uhličitého odstraňován během vegetačního období a navrácen je zase v zimě, kdy vegetace umírá. Zvýšení koncentrace oxidu uhličitého naopak přispívá k většímu růstu, proto jsou používány průmyslová hnojiva k fixaci uhlíku v rostlinách. Hnojivé účinky jsou popsány jako příklad negativní zpětné vazby v biologickém procesu. Při zvýšení množství oxidu uhličitého při hnojení dochází k většímu příjmu rostlin, snižuje se jeho množství v ovzduší a dochází ke snížení globálního oteplování. Při okamžitém zastavení uvolňování oxidu uhličitého do ovzduší lidskou činností by nedošlo k žádné okamžité změně. Koncentrace oxidu uhličitého by v ovzduší klesala několik stovek let, než by se dostala na preindustriální hodnotu [5].

2.4.2 Vodní pára

Změnou obsahu atmosférického oxidu uhličitého v atmosféře dochází k pozitivní zpětné vazbě vodní páry, která dále zesiluje oteplování naší planety. Radiační tok vodní páry je přibližně dvakrát větší než oxidu uhličitého, což je důsledkem toho, proč je změna teploty závislá na koncentraci oxidu uhličitého. S rostoucí teplotou se v atmosféře

hromadí větší množství vody vlivem výparu. Voda v atmosféře je schopna pohltit více tepla, která dále ohřívá vzduch a dochází k větší evaporaci. Při dodání oxidu uhličitého do atmosféry dojde k zesílení tohoto jevu. Množství vody, které se dostává do ovzduší je závislé na teplotě a s ní spojeném vypařování na základě Clausius-Clapeyronova vztahu, který určuje, jak se se změnou teploty mění i tlak při přechodu mezi skupenstvím.

$$\frac{dp}{dT} = \frac{L}{T(V_2 - V_1)}, \quad (2)$$

kde L představuje molární skupenské teplo a $V_2 - V_1$ jsou molárními objemy látky.

Množství vody v atmosféře označujeme jako vlhkost. Množství vzduchu, který je nasycen vodní párou se udává v procentech jako relativní vlhkost vzduchu. Při 100% vlhkosti je vzduch plně nasycen. Relativní vlhkost je úzce spojena s teplotou, kdy zůstane ve vzduchu stejné množství vodní páry a teplota klesne. Tím dojde ke zvýšení relativní vlhkosti. Stejně tomu je tak, kdy při růstu teploty a stejném množství vodní páry dojde k poklesu relativní vlhkosti. Vysvětlením je obsah vlhkosti, kterou potřebuje různě teplý vzduch. Chladnější vzduch nepotřebuje tolik páry k nasycení na rozdíl od teplého. Důkazem je pozorování relativní vlhkosti v létě, kdy je ráno relativní vlhkost ve skutečnosti vyšší než odpoledne [14].

Teplý vzduch je méně hustý než studený vzduch a je zde více prostoru pro vodní páru. Významný rozdíl průměrné relativní vlhkosti v jednotlivých ročních obdobích nepozorujeme. Zachycení vodní páry vzduchem není ve smyslu přitažlivých sil nebo zachycení vlivu. Molekuly vody jsou ve skutečnosti lehčí a mají vyšší rychlost než molekuly dusíku a kyslíku, které jsou ve většině obsaženy ve vzduchu. Z tepelné energie molekul vody ve vzduchu při pokojové teplotě zhruba 20 °C vyplývá, že rychlost těchto molekul je přes 600 m/s, což je důkazem, proč vzduch nemůže držet vodní páru přitažlivou silou. Ze znalostí atomových hmot, hustoty plynů a modelování střední volné dráhy molekul plynu je možné usoudit, že oddělení mezi molekulami vzduchu při atmosférickém tlaku 101 325 Pa a teplotě 293,15 K (20 °C) je asi desetkrát větší než jejich průměr. Molekuly vody mají ve vzduchu velký prostor, aby se mohly pohybovat a nebyly drženy molekulami vzduchu. K vysvětlení množství vodní páry ve vzduchu slouží zadržení vodní páry jako složky vzduchu. Při dobré aproximaci působí vysokorychlostní molekuly vody jako částice ideálního plynu a množství vody ve vzduchu lze vyjádřit jako parciální tlak v Pa, což je tlak páry vytvořený molekulami vody. Například, když je tlak nasycených vodních par při teplotě 293,15 K (20 °C) 2338,47 Pa. Dominantními složkami je tudíž dusík a kyslík a ty jsou většinovým zdrojem atmosférického tlaku. Dusík a kyslík

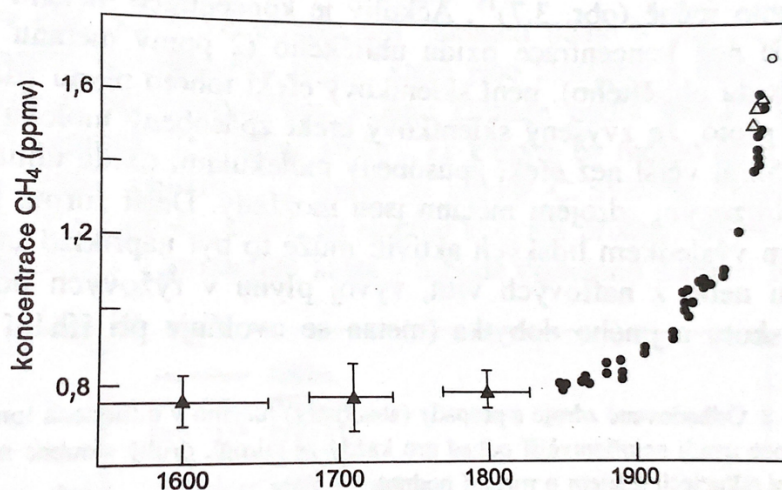
jsou při Zemi vždy ve formě plynů, které mají teplotu varu 77 K (-196,15 °C) a 90 K (-183,15 °C) a fungují jako ideální plyny. Voda má teplotu varu 373,15 K (100 °C) a na Zemi může existovat ve třech skupenstvích. V podstatě vždy dochází k procesu výměny molekul mezi těmito skupenstvími. Pokud při teplotě 293,15 K (20 °C) dosáhne tlak vodních par 2338,47 Pa, dojde ke vstupu do kapalně fáze tolik molekul, kolik uniká do fáze plynné. Tento proces je označen jako nasycení páry. Pokud se vzduch blíží k nasycení přibližuje se rosnému bodu. Polarita molekul vody je důsledkem vzájemných přitažlivých sil, a proto se molekuly vody začnou odchylovat od chování ideálního plynu. Při shromažďování molekul vody se začínají tvořit kapičky v atmosféře a vytváří se tak mraky. V blízkosti povrchu molekuly vody ve vzduchu mohou tvořit mlhu nebo být ve formě rosy. K objasnění zadržování vody vzduchem má i teorie, kdy molekuly vzduchu, převážně molekuly kyslíku a dusíku, nemají nic společného s relativní vlhkostí. To lze předvést experimentem, kdy by v uzavřené baňce s vodou o teplotě 293,15 K (20 °C) nebyl žádný vzduch. Došlo by k rovnováze nasycených par při tlaku 2338,47 Pa. To odpovídá hustotě par 17,3 g/m³ čisté vodní páry v plynné fázi nad vodní hladinou. Při odstranění vzduchu z nádoby a utěsnění kapalnou vodou by došlo k situaci, že by v plynné fázi bylo pouze 8,65 g/m³. Řekli bychom, že relativní vlhkost v baňce je v tomto bodě 50 %, protože hustota vodní páry je poloviční oproti hustotě nasycení. To je přesně to samé, co bychom řekli, kdyby byl přítomen vzduch. Hodnota 8,65 g/m³ vodní páry ve vzduchu při teplotě 293,15 K (20 °C) představuje 50% relativní vlhkost. Za těchto podmínek by se molekuly vody odpařovaly z povrchu do plynné fáze rychleji, než by vstupovaly do vodní hladiny, takže tlak vodní páry nad povrchem by stoupal směrem k tlaku nasycených par [13].

Teplota, na kterou by musel být vzduch ochlazen k tomu, aby se nasytil, je známá jako rosný bod. Pokud teplota klesne pod rosný bod, bude voda kondenzovat ze vzduchu na povrch, a to je příčinou ranní rosy. Při vysoké vlhkosti je teplota těsně pod rosným bodem, nebo rovna teplotě vzduchu. Dalo by se říct, že rosný bod je spolehlivějším ukazatelem vlhkosti než relativní vlhkost vzduchu, protože není ovlivněn změnou teploty vzduchu a během dne nekolísá [13].

2.4.3 Metan

Metan patří mezi skleníkové plyny, při jejichž spalování dochází k tvorbě oxidu uhličitého a vody. Koncentrace metanu proti oxidu uhličitého je malá, ale jeho skleníkový efekt je přibližně 7,5krát větší. Jeho podíl na celkovém skleníkovém efektu je kolem

12 %. To je důvodem jeho zkoumání a hledání způsobů snížení jeho koncentrace ve vzduchu. Mokřady jsou hlavním přírodním zdrojem, neboť v této oblasti dochází k rozkladu organického materiálu. Mezi další přírodní zdroje patří termiště nebo zaživací trakt přežvýkavců. Kadrnožka [6, s. 81] uvádí, že v roce 2006 oznámil Frank Keller, že zelené porosty produkují až jednu třetinu světové produkce metanu. Mechanismus tohoto procesu však dosud není známý, odhaduje se ale, že zelené rostliny produkují až 200 milionů tun metanu ročně. Kdyby se tato hypotéza prokázala, došlo by k tomu, že by přírodní zdroje tvořily více než 50 % všech zdrojů metanu na Zemi. Na pováženou je, zda se do přírodních zdrojů metanu má zahrnovat i metan uvolňující se z tajícího permafrostu, protože toto tání je způsobeno globálním oteplováním a tudíž člověkem. Největším lidským zdrojem metanu je živočišná i rostlinná zemědělská výroba. V zemědělství se takto vyprodukuje o více než 60 % metanu vyprodukovaným mokřady. Co se týká množství vyprodukovaného metanu prvenství si drží těžba ropy. Do tohoto množství produkce metanu se započítává její transport i petrochemické zpracování. S růstem obyvatel na Zemi roste přímou úměrou i množství vyprodukovaného metanu. Lidské zdroje vyprodukují přibližně dvakrát víc metanu než zdroje přírodní. Koncentrace metanu se průměrně zvyšuje o jedno procento ročně. Růst koncentrace metanu je také spojen se změnami proudění v Tichém oceánu, jevy El Niño a La Niña a také požáry boreálních lesů [5],[6].



Graf 2 - Koncentrace metanu v atmosféře během několika minulých století. Hodnoty získány z vrtů v ledovcích (Houghton J. T.)

2.4.4 Oxid dusný

Obecně je tento plyn znám jako rajský plyn nebo anestetikum, ale především se řadí mezi skleníkové plyny, které jsou zastoupeny v menším množství okolo 4 %. Jako ostatní skleníkové plyny roste jeho roční koncentrace o 0,25 % a jeho koncentrace je kolem 320 ppb(v). V ovzduší se drží relativně dlouho a s tím je spojená i jeho doba životnosti, která se pohybuje kolem 150 let. Od průmyslové revoluce se jeho hodnoty zvýšily o více než 17 %. K jeho zvýšené koncentraci v ovzduší přispívá odlesňování, chemický průmysl i zemědělství. Přírodním zdrojem v ovzduší je oxid dusný, pocházející z koloběhu dusíku, převážně tvořený přeměnou jiných dusíkatých látek pomocí nitrifikačních bakterií. Nově se na produkci oxidu dusného podílí spalovací motory. I když je většina z nich vybavena katalyzátory, i tak je oxid dusný zřejmě schopný dostat se do ovzduší. Při působení ultrafialového záření na oxid dusný v ovzduší vzniká oxid dusnatý, který je radikálem a jeho působení má značný vliv na rozpad ozónu [5].

2.4.5 Chlorofluorované uhlovodíky (CFC) a ozon

CFC jsou syntetické chemické látky a z hlediska přímého skleníkového efektu celkem nevýznamné, jejich existence se podílí především na zeslabování ozónové vrstvy. Jsou často tvořeny antropogenně, přičemž působí jako nepřímý skleníkový efekt. Nejsou jedovaté ani hořlavé a jejich teplota výparu je těsně pod pokojovou teplotou. Díky jejich chemické netečnosti jsou schopny zůstat v atmosféře 100-200 let, dokud nedojde k jejich rozkladu. CFC jsou schopny napadat ozón, který je přítomný ve stratosféře jako tří atomová molekula kyslíku. Za normálních podmínek je tvorba a rozpad ozónu přirozeně rovnoměrná. Jeho skupenství je plynné, a to v podobě vysoce reaktivního plynu. Vzniká působením ultrafialového záření na molekuly kyslíku a ty jsou opět odbourávány přirozeným procesem. Ultrafialové záření je pro život na Zemi škodlivé, a proto je ochrana ozónovou vrstvou velice podstatná. CFC molekuly jsou v atmosféře schopny chemických reakcí, při kterých vznikají samotné skleníkové plyny. Typickým příkladem je oxid uhelnatý vzniklý nedokonalým spalováním, kdy se v atmosféře mění oxidací na oxid uhličitý. Samotné molekuly CFC obsahují atomy chloru, které se uvolňují ve stratosféře a reagují s ozónem. Reakce atomů chloru samotný ozon rozkládá na kyslík. Tento děj je katalytický a důsledkem je destrukce více molekul ozonu jedním atomem chloru. Mezi další atomy napadající ozón jsou fluor, molekula oxidu dusnatého a rovněž hydroxylové radikály. Na vzniku ozónové díry se prudce podílí její chemismus a dynamika. Největší podíl na rozkladu ozónu má tedy chlor, který se dostává do ovzduší

lidskou aktivitou. Největší ozónová díra se nachází nad Antarktidou, ale ročně se snižuje ozónový sloupec o 5 % ve středních zeměpisných šířkách na severní i jižní polokouli. Do nedávna se považovaly pouze freony jako látky, které se podílejí na rozpadu ozónu, dnes už ale víme, že je mnohem více látek, které se na této destrukci podílejí, a taky víme, že tvorba ozónové díry je úzce spojena s globálním oteplováním [5], [6].

Ve většině zemí bylo zakázáno používání freonů, především těch, které obsahují chlor. Omezení používání freonů především ve vyspělých státech poukazovalo na zlepšení celé situace, kdy se ozónová díra nad Antarktidou neměla více rozpínat. V roce 2006 byla tato myšlenka vyvrácena společností NASA, která uvedla, že ozónová díra se dále zvětšuje a již přesáhla svou rozlohou povrch větší, než je Evropa. Urychlení rozkladu ozónu napomáhá fotochemický rozklad na mikroskopických částicích a aerosolech sopečného původu. Obsah stratosféry nad polárními oblastmi je tvořen kapkami vody a krystalu ledu a kyseliny dusičné. Tyto částice reagují s jinými mikročásticemi antropogenního nebo přírodního původu. Dochází k reakcím, při kterých vznikají radikály a ty se podílejí na rozpadu ozónové vrstvy. Důvod, proč je největší úbytek ozónu v polárních oblastech je ten, že stratosférická oblaka vznikají při nízkých teplotách, které se pohybují kolem 195,15 K (-78 °C). S postupující globálním oteplováním dochází k rozšíření oblastí se stratosférickými oblaky. Samotný ozón je neprůteplivý, a tudíž se řadí mezi skleníkové plyny. Vzájemným působením ozónu s freony dochází k úbytku ozónu ve větších zeměpisných šířkách, ale skleníkový efekt účinkem freonů je rozdělen rovnoměrně po celé zeměkouli. Chlorofluorované uhlovodíky by měly být do roku 2030 nahrazeny hydrochlorofluorovanými uhlovodíky a hydrofluorovanými uhlovodíky. V rámci ozónu jsou méně ničivé a neobsahují chlor ani brom. Tím pádem nerozkládají ozón a nejsou zahrnuty v Montrealském protokolu z roku 1987 [5].

2.4.6 Vliv pandemie koronaviru SARS-CoV-2 v roce 2020 na skleníkové plyny

V prosinci roku 2019 se v čínském Wu-chanu objevil nový typ koronaviru SARS-Cov-2, který se během roku 2020 rozšířil do celého světa a vyvolal celosvětovou pandemii. V rámci bezpečnostních opatření a nařízení, byla v některých oblastech zredukovaná či úplně omezená průmyslová výroba. Tato opatření mohla mít příznivý vliv na globální oteplování, kdy se snížila produkce skleníkových plynů. Podle světové meteorologické organizace měla globální reakce na světovou pandemii Covid-19 jen malý dopad. Emise uhlíku poklesly právě díky snížení dopravy a průmyslu. Z vědeckého hlediska byl nárůst koncentrací jen mírně zpomalen. Skleníkové plyny v atmosféře jsou důsledkem dlouholetých emisí řady látek. Prostřednictvím Pařížské dohody se státy

pokoušejí snížit emise škodlivých látek generované například spalováním fosilních paliv. Díky lockdownům na jaře 2020 byl zaznamenán pokles uhlíkových emisí o 17 %. Na celkový účinek koncentrací je tento pokles velmi malý. Celkový nárůst koncentrace oxidu uhličitého za rok 2020 se nadále zvyšoval a průměrné měsíční koncentrace oxidu uhličitého měřené na Mauna Loa na Havaji byly 411,29 ppm oproti 408,54 ppm v roce 2019. Co se týká ostatních skleníkových plynů, ty se celkově zvýšily průměrnou rychlostí. Celkové zvyšování emisí pandemie Covid-19 nezpomalila, i přesto jsou patrné změny v rámci lockdownu na začátku roku 2020. Celková pandemie není řešením globálního oteplování, nicméně nám poskytla přímý důkaz toho, že při transformaci průmyslu, dopravy, energetiky a zemědělství je globální oteplování Země ve stavu, kdy můžeme lidskou činností zabránit nevratným změnám [11].

3 Two box model

Two box model simuluje přechody energie mezi jednotlivými systémy. Tento model je schopen simulovat přechody energie mezi zemí a atmosférou.

3.1 Popis two box modelu

Planetární two box model klimatu je používán k popisu teplotního gradientu na zemském rovníku a pólu. Původním účelem bylo pomocí two box modelu odhalit jednoduchý způsob a algebraický vztah mezi teplotním kontrastem mezi rovníkem a pólem, transport tepla, které proudí podél zemských poledníků a výslednou produkci entropie. Tento model popisuje rovnici kontinuity, která obsahuje různé složky rychlosti, jež tvoří systém jako celek. Model je tvořen dvěma boxy, které slouží jako dva systémy koexistující ve stejném prostředí a vychází z principu maximální produkce entropie, kdy se klimatické systémy mohou přizpůsobit ustáleným stavům. Jeho použití je přínosné ve zkoumání přenosu planetárního tepla, protože při zkoumání klimatických procesů má nízké rozlišení. Obecně jsou uvažovány dvě klimatické zóny s vysokými a nízkými zeměpisnými šířkami sférické planety. Do každé zóny je přiváděn specifický sluneční tok v podobě tepla a stejně tak je odváděný radiační tok. Mezi zónami navíc působí tepelný tok, který zohledňujeme hypotézou maximální produkce entropie. Výsledný tepelný rozdíl mezi těmito zónami můžeme přirovnat k teplotním gradientům od rovníku k pólům. Model dvou zón je popsán obrázkem 5, kdy I_0 a I_1 představují absorbované krátkovlnné záření ze Slunce, přičemž I_0 je větší než I_1 . Odražené záření v podobě E_0 a E_1 jsou funkcemi teplot T_0 a T_1 . Předpokládá se, že záření mezi dvěma zónami F je úměrné rozdílu teplot. Energetická bilance pro každý box vyžaduje, aby byla zachována rovnost:

$$I_0 - E_0 - F = 0 \quad (3)$$

a

$$I_1 - E_1 + F = 0. \quad (4)$$

Energetická rovnováha je mezi dvěma zónami udržována tepelným prouděním D , které je difúzní. Na jiných planetách může být tepelný tok úměrný atmosférickému tlaku, poloměru planety a rychlosti rotace. Tepelné proudění je v podstatě výsledný koeficient přenosu tepla, který je číselně roven celkové planetární entropii. Pro Zemi jsou tyto hodnoty 240 Wm^{-2} a 290 K , což odpovídá výslednému koeficientu přenosu tepla rovnému

$0,8 \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-1}$. Přijatelná hodnota výsledného koeficientu přenosu tepla je v podstatě ta, která maximalizuje produkci entropie.

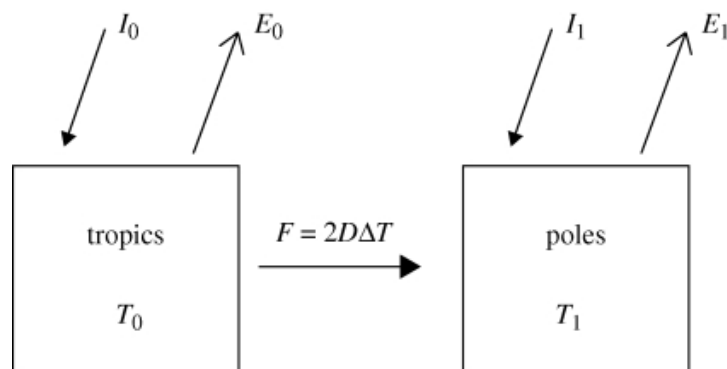
Řešení lze popsat variačním počtem:

$$\frac{E_0}{E_1} = \left(\frac{I_0}{I_1}\right)^{0,5}, \quad (5)$$

přičemž platí, že rozdíl absorbovaného záření je výrazně menší než I_0 , což představuje podobné množství slunečního záření na obou polokoulích. Hodnota koeficientu přenosu tepla D pro maximální produkci entropie lze vyvodit i diferenciací

Stefan–Boltzmannova zákona a je rovna poměru absorbovaného záření a teploty.

K celkovému použití principu two box model je nutné správně definovat použitelnost hypotézy maximální produkce entropie. Otázkou je, zda je možné v budoucnu laboratorně zkonstruovat model, který se podobá two box modelu. Aby platila maximální produkce entropie z hlediska mechaniky, musel by systém mít mnoho druhů přenosů vnitřního tepla pro velké množství kombinací, aby se tak mohla objevit relativní hojnost kombinací v blízkosti maximální produkce entropie [9].



Obrázek 3 - Two Box model (Lorenz D. R.).

3.2 Entropie

Entropie systému je definovaná jako součet dodaného tepla dělený jeho teplotou a je spojená s celkovou volnou energií systému. Teplo může být do systému dodáno kondukcí, konvekcí nebo radiací. Při extrakci tepla ze systému se entropie sníží o stejné množství. Entropie adiabatického systému, který vyměňuje teplo se svým okolním systémem, se může podle směru tepelné výměny snižovat nebo zvyšovat. Nedojde tím k porušení druhého zákona termodynamiky, protože nárůst entropie v okolním systému

je větší. Druhá termodynamická věta platí pro celý izolovaný systém. Když shrneme všechny změny entropie interagujících systémů podle druhého termodynamického zákona, celková změna nesmí být záporná.

Celková energie systému je tvořena součtem energie kinetické, potenciální a tepelné. Globální teplota je funkcí času v přírůstku kalendářního roku. Přírůstek entropie je definován vztahem:

$$dS = \frac{\delta Q}{T}, \quad (6)$$

kde δQ je přírůstek tepla a T je teplota.

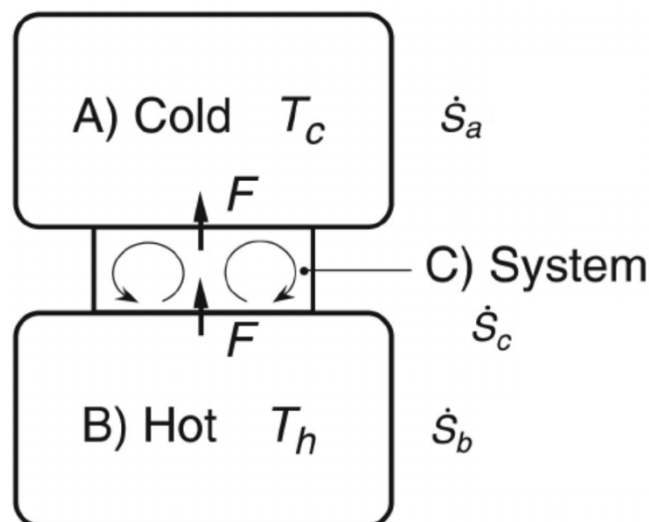
Při vratné změně ze stavu 1 do stavu 2 není hodnota $\frac{\delta Q}{T}$ závislá na cestě, ale pouze na obou stavech soustavy. Uvažujme dvě velké tepelné nádrže, kdy jedna je studeným zásobníkem T_c a druhá horkým zásobníkem T_h . Spojíme teplotní zásobníky s malým systémem (C), kdy teplo může přecházet z teplého do studeného zásobníku. Malý systém (C) může být v tekuté nebo pevné formě. Uvažujme-li malý systém jako pevný ve formě kovového bloku, teplo je vedeno kondukcí. V ustáleném stavu je známo, že rychlost proudění je lineární s teplotním rozdílem, který je úměrný teplotnímu gradientu. Rychlost nárůstu entropie v celém systému se stabilním tepelným prouděním přes malý systém (C) je definovaná jako tok tepla v systému za jednotku času. Podle rovnice (6) se entropie studeného zásobníku zvýší o $\frac{Q}{T_c}$, kde Q je tok tepla v malém systému. Na druhou stranu se entropie horkého zásobníku sníží o $\frac{Q}{T_h}$, protože teplo proudí z horkého zásobníku směrem ke studenému. Entropie malého systému (C) zůstává nezměněna, pokud lze pro tento systém předpokládat ustálený stav. Poté je entropie celého systému s průtokem tepla dána vztahem:

$$\dot{S} = \dot{S}_a + \dot{S}_b + \dot{S}_c = \frac{Q}{T_c} - \frac{Q}{T_h} = \frac{T_h - T_c}{T_h T_c} Q \geq 0, \quad (7)$$

kde $\dot{S} = \frac{dS}{dt}$ je rychlost změny entropie v celém systému a \dot{S}_a , \dot{S}_b , \dot{S}_c jsou jednotlivé subsystémy podle obrázku 6.

Nerovnost v rovnici (7) odpovídá skutečnosti, že teplo proudí z horkého do studeného zásobníku a je důsledkem druhé věty termodynamiky. Rovnice (7) představuje rychlost nárůstu entropie v celém systému nevratným přenosem tepla z horkého do studeného zásobníku a lze ji tedy považovat za rychlost produkce entropie v malém systému. Mělo by se však pamatovat na to, že rychlost produkce entropie souvisí se zvýšením rychlosti entropie v celém systému. Naopak to nesouvisí se stavem konkrétního malého systému

(C), ale s celkovým systémem. Pokud je malý systém v ustáleném stavu, pak je vyprodukovaná entropie z rovnice (7) zcela uvolněna do okolního systému, čímž se zvýší entropie okolního systému. Jinými slovy můžeme říct, že stav okolního systému se blíží ke svému rovnovážnému stavu proudem tepla z horkého systému do studeného přes malý systém. V Boltzmannově statistické interpretaci entropie se pravděpodobnost makroskopického stavu systému okolí zvyšuje v důsledku toku tepla z horkého do studeného systému jako v rovnici (7). Totéž platí pro všechny procesy přenosu tepla z horkého do studeného systému za předpokladu, že žádná část tepla není v systému uložena jako mechanická energie. Při pozorování celého systému po značně dlouhou dobu dojde k zanedbatelnému teplotnímu rozdílu, který je způsobený přenosem tepla. Konečný stav se nazývá termodynamická rovnováha, ve které je entropie celého systému na maximu. V tomto ohledu se teplo přenáší z horkého do studeného tak, aby se obnovila rovnováha okolního systému, který byl udržován v nerovnovážném stavu [22].



Obrázek 4 - Schéma tepelného transportu v malém systému mezi dvěma tepelnými nádržemi s rozdílnými teplotami (Ozawa H., et al.).

Současné klima by se dalo popsat jako dlouhodobý průměr maximální produkce entropie. Maximální produkce entropie v okolním systému, odpovídá maximální produkci entropie v důsledku rozptylu. Tato fyzikální představa je založena na nelineárním systému s mnoha stupni volnosti pro dynamické pohyby, který má tendenci být ve stavu s maximální produkcí entropie kromě možných jiných stavů. Tuto hypotézu lze jednoduše popsat v případě turbulentních plynových systémů rovnicí:

$$\dot{S}_{NL} = \dot{S}_{turb} = \int_V F \cdot grad\left(\frac{1}{T}\right) dV + \int_V \frac{\Phi}{T} dV = maximum, \quad (8a)$$

kde \dot{S}_{NL} je míra produkce entropie v důsledku nelineárních procesů v systému, v našem případě odpovídá turbulentnímu rozptylu, \dot{S}_{turb} je míra entropie vzniklá důsledkem turbulence, T je absolutní teplota, V je objem systému, F je tepelné záření, při kterém dochází k tepelné výměně mezi soustavou a okolím v důsledku turbulence a Φ je funkce představující rychlost viskózního rozptylu kinetické energie do tepelné energie za jednotku času na jednotku objemu kapaliny.

Vztah (8a) lze definovat jako:

$$\dot{S}_{NL} = \int_A \frac{F}{T} dA = maximum, \quad (8b)$$

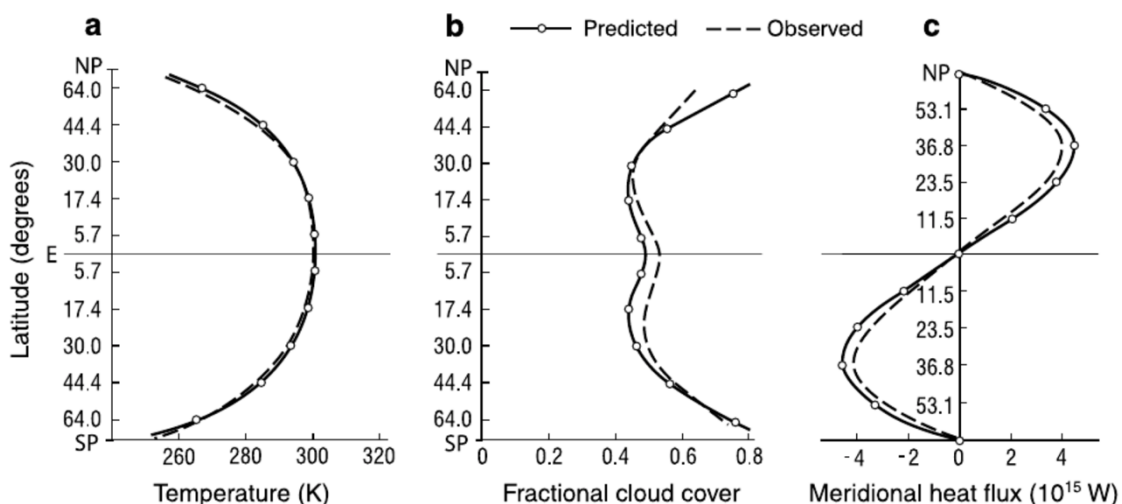
kde dA je okolí systému.

V roce 1975 australský fyzik Garth William Paltridge sestavil model zonální energetické bilance pro 10 krabic, který lze přirovnat k zónám zeměpisné šířky. Každá krabice měla stálý stav, jako podmínku energetické bilance. Transporty energie krátkovlnným a dlouhovlnným zářením, které jsou ve svislém směru, jsou reprezentovány empirickými funkcemi povrchové teploty a oblačnosti v každém boxu. K funkcím teploty a oblačnosti řadíme ještě tepelné záření oceánů a atmosféry v každém jednom boxu. Ve skutečnosti je tepelné záření oceánů a atmosféry odděleno pozorovanými údaji a později podmínkou termodynamického rozptylu. Paltridge přišel na omezení, které vzniká maximalizací následujícího součtu:

$$\sum_i^N \frac{v_{1i} - v_{2i}}{T_i} = maximum, \quad (9)$$

kde v_{1i} je rychlost emise dlouhovlnného záření z i -tého boxu na povrchu atmosféry, v_{2i} je rychlost absorpce krátkovlnného záření i -tého boxu na povrchu atmosféry a T_i je střední emisní teplota i -tého boxu též známá jako charakteristická atmosférická teplota.

Obecně je čitatel záporný v horkých rovníkových oblastech a kladný v chladných polárních oblastech. Jelikož je střední emisní teplota u rovníku vyšší než v polárních oblastech, měla by mít součtová nerovnice (9) kladnou hodnotu. Tato hodnota je také maximální mezi všemi ostatními možnými stavy a maximální stav dostatečně odpovídá pozorovanému střednímu stavu současného podnebí. Graf 3 ukazuje příklad zeměpisného šířkového rozdělení povrchové teploty T , oblačnosti, a tepelného záření F_m ve svislém směru podél poledníků – meridionální [2].



Graf 3 - Závislost zeměpisné šířky ve stupních na teplotě vzduchu [K] (a), částečné oblačnosti (b) a meridionálnímu teplotnímu toku [10¹⁵ W] (c) na Zemi (Ozawa H., et al.).

Křivky s plnou čarou označují omezení maximální produkce entropie podle rovnice (9) a křivky s přerušovanou čarou označují ty, které byly pozorovány.

Paltridgeovým výsledkem bylo zjištění, při kterém se dají předpovídat klimatické změny, pokud by tepelné toky mezi zónami zeměpisné šířky byly při produkci vnější entropie optimalizovány na minimum, což odpovídá maximální produkci vnitřní entropie. Hypotéza se postupně rozšiřovala do témat skleníkového efektu i do různých typů podnebí [17].

Rozdíl entropie v letech 2000 a 1900 byl přímo úměrný rozdílu tepla δQ , které bylo v podobě tepelného toku v ovzduší.

$$\delta S_{2000} = \frac{\delta Q_{2000}}{T_{2000}} - \frac{\delta Q_{1900}}{T_{1900}}. \quad (10)$$

Abychom se vyhnuli konceptu zbytkového tepla v otevřeném systému, můžeme rovnici (10) přepsat do tvaru:

$$\delta S_{2000} = \frac{\delta U_{2000} - \delta W_{2000}}{T_{2000}} - \frac{\delta U_{1900} - \delta W_{1900}}{T_{1900}} \quad (11),$$

Kdy vycházíme z volné energie W , která je dána součtem potenciální a kinetické energie z obecného vztahu:

$$U_t = W_t + Q_t. \quad (12)$$

Hodnoty vnitřní energie U představují celkové součty energie, ať už kinetické, která je do atmosféry přenesena působením rotace Země, anebo tepelným radiačním působením Slunce. Hodnoty volné energie W však primárně představují potenciály vyvinuté při atmosférické interakci s vodou, ledem a pevninou. Při vypařování vody je měrná tepelná

kapacita 4180 J/kg · K. Při zamrznutí vody pod 273,15 K (0 °C) a jejím následném roztátí by došlo k vrácení volné energie na nejnižší hranici potenciálu. Dalo by se předpokládat, že entropie poklesne s globálním oteplováním, pokud tok volné energie poklesne o 7 % z celku. Typická hodnota toku volné energie ze slunečního záření by byla asi pouze 15 %. Je nutné zmínit, že na uzavřený systém s omezenou volnou energií by se pohlíželo jako na nevratnou přeměnu v teplo. Entropie by se pak nutně zvyšovala, dokud by nebylo možné pokračovat v přeměně tepla.

Domníváme se, že pokud bychom byli schopni předpovědět klimatický stav v daném čase a na jakémkoliv místě do té míry, do jaké by bylo možné předpovědět klimatický stav na jiném místě nebo v jiném čase, byla by entropie systému nižší. Korelace a koherence by zejména znamenala větší organizaci, větší potenciál pro predikci, která by fungovala, a tak i víc volné energie. Na druhou stranu by vysoká entropie znamenala vysokou míru nepředvídatelnosti počasí v časoprostoru. Tato definice je v souladu s kvantitativními definicemi ($-\Sigma \pi \log_2 \pi$) entropie. Při pohledu na několik až možná desítek potenciálů v systému ignorujeme kinetiku a považujeme každý potenciál za ovládaný přímo jedním, nebo více potenciály. Jeden z potenciálů P_i je schopen určit další potenciál P_j v dostatečně malých intervalech, ve kterých je k konstanta úměrnosti charakteristická pro tyto dva potenciály.

$$P_j = f(P_i) \cong kP_i . \quad (11)$$

Lze to zjednodušit tak, že s každým P budeme měřit rozdíl jeho absolutní hodnoty od nějaké vhodně zvolené nuly. Jedná se o přístup implikovaný přímo konceptem potenciálu. Jak je z rovnice (11) vidět, tak malá náhodná změna P_i a dP_i , může mít účinek úměrný P_i . Zejména směrodatná odchylka $\langle dP \rangle_i$ potenciálu P_i , považovaná za náhodnou proměnnou, bude vztažena k potenciálu P_j faktorem proporcionality k :

$$\langle dP \rangle_j = k \langle dP \rangle_i . \quad (12)$$

Pokud je potenciál P_i v systému, zvýšení samotného potenciálu P_i bude doprovázeno zvýšením jeho standardní odchylky. To vede přímo k hledanému výsledku, kdy se směrodatná odchylka bude zvyšovat s nárůstem samotného potenciálu. Je viditelné zvýšení teploty spolu s globálním oteplováním, proto očekáváme zvýšenou variabilitu teploty, stejně jako zvýšenou variabilitu ostatních potenciálů v systému [22].

3.3 Využití modelu při studiu klimatu

Samotný vývoj tohoto modelu byl velmi podpořen zájmem o planetární klima. Nejznámější studií byla vazba mezi ledem a albedem v klimatu Země. Systém používá

kvantitativní formy k simulaci interakcí sluneční energie v prostředí. Energetické interakce regulují atmosférické teploty i teploty zemského povrchu a tyto dvě proměnné společně řídí globální klima. Dochází k regulaci absorbovaných i vyzářených záření ve dvou samostatných cyklech, aby došlo k rovnováze příchozích a odchozích energetických toků Země. Ke změně klimatického systému dochází při odrazech slunečního záření, jeho absorpcích a chemickém ukládání fotosyntézou, přičemž je zpět emitováno do atmosféry a vesmírného prostoru [16].

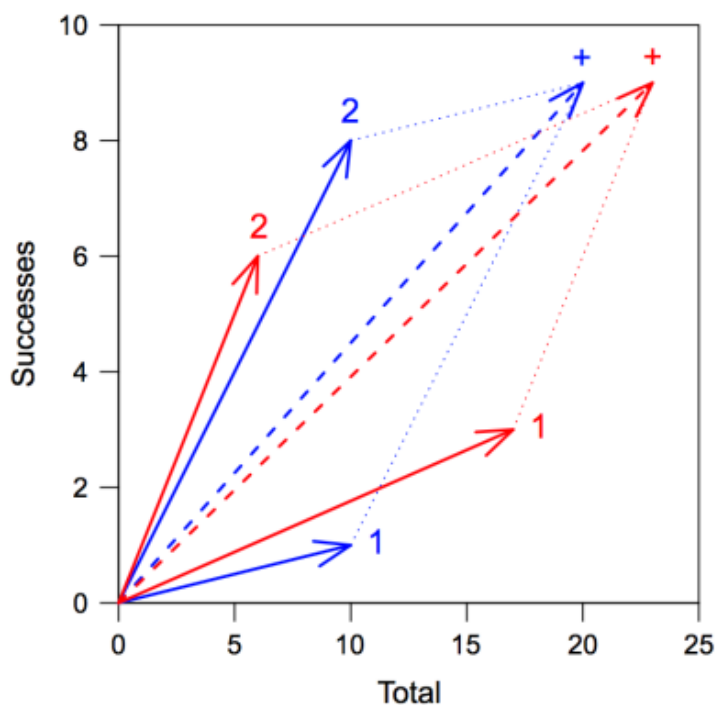
Při snížení polárních teplot dojde k tvorbě ledu a s tím je spojené i albedo. Při dostatečném zalednění může dojít k výslednému ochlazení a k expanzi ledové plochy tak, aby pokryla celou planetu. Tento proces je řízen přenosem tepla z nízkých do vysokých zeměpisných šířek. Takovéto procesy probíhaly v historii naší Země, kdy na Zem dopadalo méně slunečního záření, což bylo důsledkem přenosu tepla od rovníku k pólům. Dalším příkladem je skleníkový efekt, který závisí na množství oxidu uhličitého v atmosféře, a také na povrchové teplotě. Pokud by byl přenos tepla z rovníku k pólu příliš slabý, došlo by zamrznutí atmosféry. Tomuto procesu zabraňuje právě výsledný koeficient přenosu tepla D , který je úměrný tlaku, čímž zabraňuje ochlazování pólu a rychlému zamrznutí atmosféry. Two box model dal vzhled do problematiky, kdy v oblastech se zvýšeným skleníkovým efektem dochází k nižšímu přenosu tepla od rovníku k pólu, ale jeho aplikace spojená se změnou klimatu vzhledem k počtu obyvatel na daném území je omezena jeho nízkým rozlišením. Horizontální rozlišení two box model se však zdá být příliš malé na to, aby bylo schopné napodobit skleníkové efekty, které jsou ovládány póly Země a komplikace spojené se silnější vrstvou atmosféry způsobené vertikálním transportem tepla z výšky depozice do výšky, ve které dochází k emisím [9].

4 Simpsonův paradox

Simpsonův statický paradox spočívá v porovnání celkových úspěšností dvou skupin během několika období. Obecně si skupiny můžeme rozdělit jako skupinu 1, která je v jednotlivých obdobích úspěšnější, a na skupinu 2, která je úspěšnější celkově.

4.1 Obecné vysvětlení

K vysvětlení Simpsonova paradoxu jsou dva přístupy, které ale mohou při jistém úhlu pohledu splývat. Dochází k porovnání úspěšnosti dvou skupin, kdy jedna je úspěšnější než druhá. Tento statický paradox byl položen Edwardem Simpsonem roku 1951 a je znám také jako Yulův-Simpsonův paradox. Vysvětlení pozorujeme na grafu 4 [20].



Graf 4 - Vysvětlení Simpsonova paradoxu (Rjlipton).

Na svislé ose je znázorněna jednotlivá úspěšnost a na vodorovné ose celková úspěšnost. Dvě červené čáry jsou nad dvěma modrými čarami. Při kombinaci dat se výsledek převrátí a modrá je nad červenou, a tak vzniká paradox.

4.2 Užití Simpsonova paradoxu v globálním oteplování

Národní úřad pro oceán a atmosféru používá metodu průměrného průměru. Obecný vypočet globální teploty je zajímavou teoretickou otázkou.

Pokud máme funkci, která zahrnuje vzdálenost od Země E a časový interval zahrnující lokální teploty T můžeme vytvořit integrál:

$$\int_E \int_T f(x, t) dx dt, \quad (13)$$

ten má hodnoty pouze na určitých místech a v určitých časech. Tyto hodnoty pocházejí ze snímačů, přičemž jejich umístění není stejné. Získání hodnot funkce pro určité místo je nemožné bez daného času [20].

Známým příkladem Simpsonova paradoxu je také situace s teplotou kyslíku, která byla naměřena na astronomické observatoři Complejo Astronómico El Leoncito v Argentině, známé jako datový soubor LEO. Princip spočívá v analýze celého souboru dat, kdy se vyvodí závěry z části změny dat. Nevyhnutelné systematické chyby ve všech parametrech přístroje určených při kalibraci vedou ke konečné nejistotě v odvozených měnících se teplotách. Tato nejistota byla vypočítána na základě věrohodných odhadů různých přispívajících faktorů. Pro teplotu kyslíku byla nejistota 1,5 K. Tyto systematické chyby jsou pouze přibližné, ale nominálně stále platné i dnes. Pro většinu praktických účelů jsou tyto hodnoty zanedbatelné, očekává se, že jejich kombinace způsobí neznámou diskontinuitu mezi daty před a po datové mezeře, která může snadno dosáhnout několika Kelvinů [20].

5 Zvážení nejistot

Se zhoršující se klimatickou situací se zvyšoval zájem jednotlivých států ke zpomalení globálního oteplování. Bylo tedy nutné začít jednat globálně a stanovit jasné dohody týkající se omezení produkce emisí oxidu uhličitého a jiných skleníkových plynů. Spolupráci jednotlivých států pod záštitou některých organizací jako je například OSN budeme rozebírat v následujícím textu.

5.1 IPCC – Mezivládní panel pro změnu klimatu

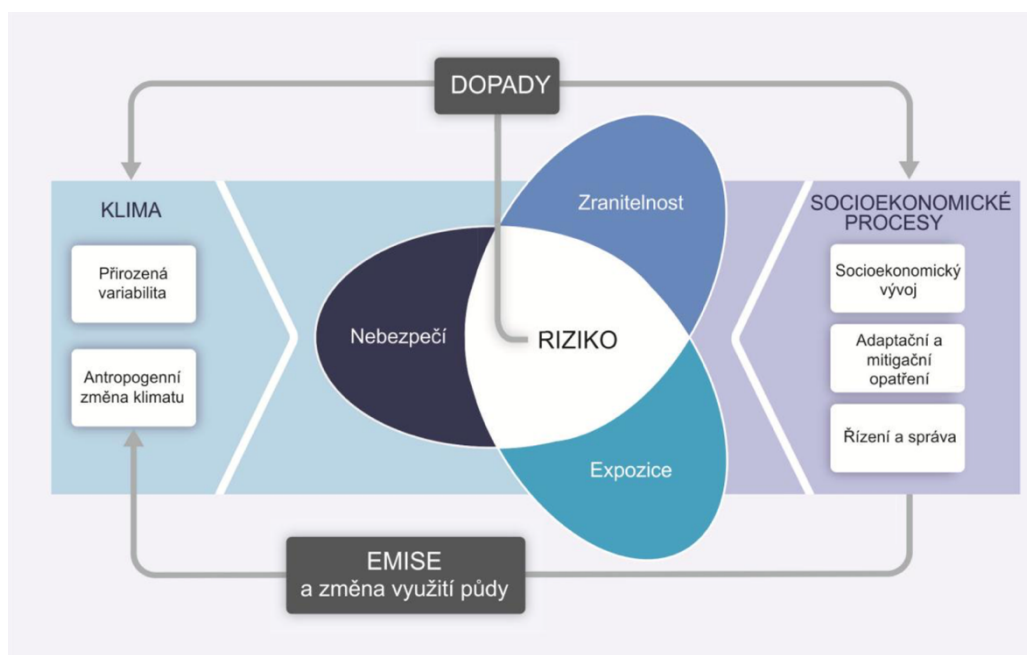
K získání co nejlepších znalostí týkajících se globálního oteplování a vyjádření jejich dopadů pomohly dvě instituce OSN – Světová meteorologická organizace a Program spojených národů pro životní prostředí. Vytvořily Mezivládní panel pro změnu klimatu (IPCC). První setkání se konalo v roce 1988 v době, kdy odstartoval politický zájem o globální oteplování. IPCC předkládá vědecké zprávy týkající se změn klimatu, na kterých pracují stovky vědců z celého světa. Zprávy IPCC jsou považovány jako mezinárodní prohlášení vědeckých názorů. Zabývají se podstatou změny klimatu a jejím hodnocením převážně environmentálních a sociálních důsledků. Celkem IPCC vydala od roku 1990 pět hodnotících zpráv [6].

První zpráva byla vydána v roce 1997 v Kjótu a byla prvním velkým krokem proti narůstajícímu globálnímu oteplování. Zabývala se snížením produkce oxidu uhličitého, dusného a metanu průmyslovými zeměmi do roku 2010. Tuto zprávu Česká republika ratifikovala v roce 2001. Naopak největší producent emisí, jako jsou Spojené státy Americké, se rozhodl tento protokol neratifikovat. Oproti tomu je protokol nezávazný pro Čínu, jakožto rozvojovou zemi, která se nemusí podílet na snižování emisí. Ekonomické důvody dohnaly k ratifikaci tohoto protokolu v roce 2004 Rusko, čímž protokol nabyl platnosti. Tehdy byla dohodnuta hodnota 5,3 %, o které se emise měly snížit. Tato hodnota nebyla dostatečná a v dnešní době oproti roku 1990 by se hodnoty emisí měly snížit až o 70 % abychom mohli zabránit katastrofickým dopadům globálního oteplování [24].

Velkým problémem při plnění protokolu je nepřístupnost třetiny světového obyvatelstva k moderním energetickým zdrojům. Dvě miliardy obyvatelstva na Zemi jsou závislé na spalování dřeva, případně zvířecích exkrementů. Hlavním zdrojem znečištění ovzduší a následného oteplování je spalování fosilních paliv. Dohodnutých 5,3 % z Kjótského

protokolu nebylo možné uskutečnit, a tak do roku 2010 bylo reálné jen 1 %. I tento plán nebyl zcela naplněn, neboť od roku 1990 do roku 2002 rapidně vzrostly emise oxidu uhličitého, čímž došlo ke zvýšení emisí o 16,1 %. Na tomto zvýšení měla velký podíl Čína, Severní Amerika a jiné asijské země. Naopak Evropská unie plní Kjótský protokol nadprůměrně a staví se k omezení emisí a zvyšování hodnot skleníkových plynů velice kladně [24], [25].

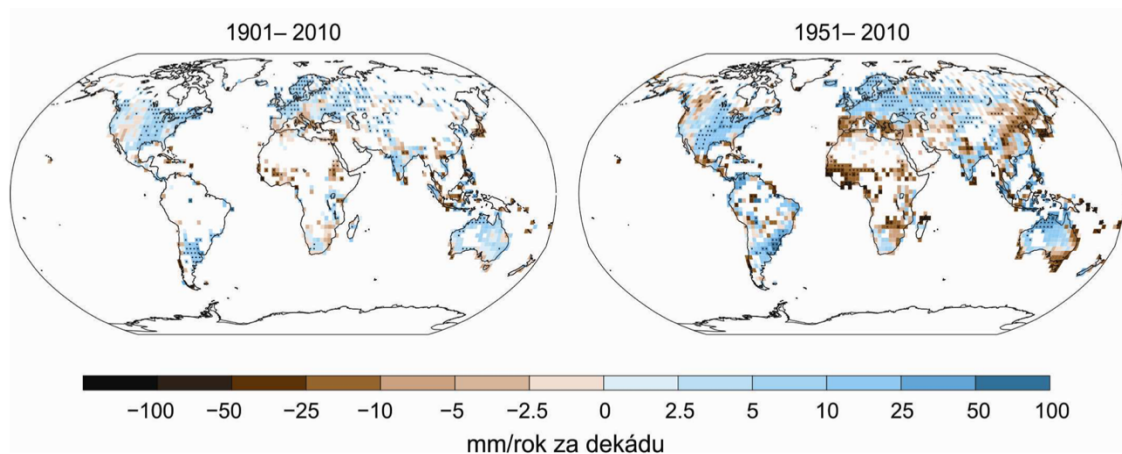
Čtvrtá zpráva IPCC byla vydaná v roce 2007 v Paříži. Účast na tomto pařížském sněmu byla mnohem větší než na předešlých, což svědčí o tom, že vážnost celé situace ohledně globálního oteplování začíná být pochopena více lidmi. Mezi hlavní závěry pařížského panelu patří průkaznost globálního oteplování a vina lidské činnosti na rostoucích klimatických změnách. Byly stanoveny změny, které mají nastat do konce 21. století, kterými je oteplení maximálně o 6,4 K zvýšení hladin oceánu až o kritickou hodnotu 1,4 metru, tání Arktického ledu nebo intenzivnější sucho v již teď suchých oblastech. Poslední hodnotící zpráva z roku 2014 má tři části. První část obsahuje fyzikální základy, které zdůvodňují klimatické změny a potvrzují antropogenní činnost jako vliv globálního oteplování z 95 %. Druhou částí jsou dopady změny klimatu, které jsou rozšířené na všech kontinentech ve všech vegetacích. A poslední část zahrnuje problémy spojené s mitigací. Obrázek 9 ukazuje na rizika dopadů a zranitelnosti člověka přírodních systémů souvisejících s klimatem [24], [25].



Obrázek 5 - Ukázka základních konceptů pracovní skupiny II IPCC
(Ministerstvo životního prostředí ČR).

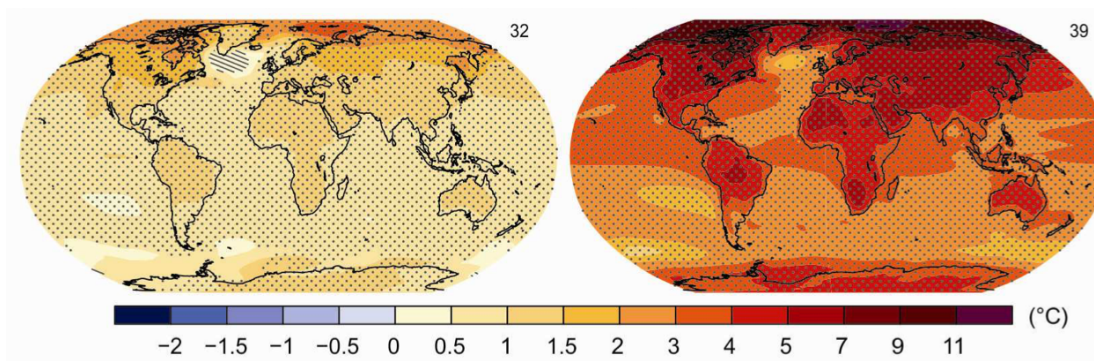
Podle posledního IPCC panelu stoupnou hladiny v globálním koloběhu vody a budou se zvyšovat rozdíly srážkových úhrnů mezi suchým a vlhkým obdobím. Dojde k oteplení oceánů, kdy se začnou ohřívat i spodnější vrstvy, což bude mít dopad na cirkulaci vody. Rozsah i tloušťka arktického ledu se bude dál zmenšovat s nárůstem globální teploty při povrchu. Celkový objem ledovců se bude snižovat. Koloběh uhlíku při následném oteplení bude změněn tak, že hodnoty nárůstu oxidu uhličitého zesílí a ukládání uhlíku v oceánech zvýší jeho kyselost. Tyto dopady se budou nadále zvyšovat po staletí i v případě, kdyby se nárůst hodnot emisí oxidu uhličitého zastavil [24], [25].

Na obrázku 10 můžeme pozorovat změnu srážek za roky 1901 – 2010, které se výrazně snižují převážně v suchých oblastech. Snížené množství srážek za rok je pozorovatelné také v jižní Evropě, jihovýchodní Austrálii a střední Americe.



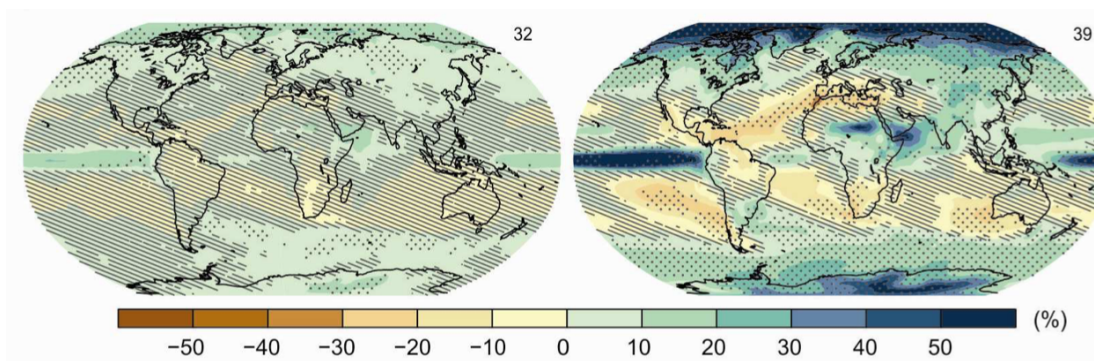
*Obrázek 6 - Pozorované změny srážek od roku 1901 do roku 2010
(Ministerstvo životního prostředí ČR)*

Obrázek 11 znázorňuje změnu ročních teplot při povrchu, kde je velice dobře pozorovatelné celkové oteplování planety s přibývajícími roky.



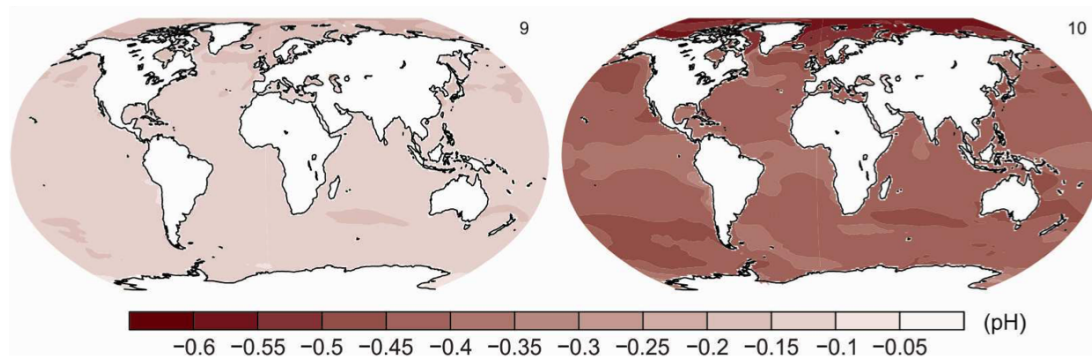
Obrázek 7 - Změna průměrné roční teploty při povrchu od roku 1986 do roku 2005 a odhadované změny průměrných ročních teplot při povrchu od roku 2081 do roku 2100 (Ministerstvo životního prostředí ČR).

Průměrný úhrn srážek za rok a s ním i odhadované změny úhrnů srážek jsou znázorněny obrázkem 12. Zde je pozorovatelný momentální nedostatek srážek. Do budoucna lze očekávat zvýšení průměrných úhrnů srážek způsobených zejména přívalovými dešti, a to převážně v oblasti pólů a v rovníkové oblasti.



Obrázek 8 - Změna průměrných ročních úhrnů srážek od roku 1986 do roku 2005 a odhadované změny průměrných ročních úhrnů srážek od roku 2081 do roku 2100 (Ministerstvo životního prostředí ČR).

Jak uvádí Ministerstvo životního prostředí ČR ve svých dokumentech vycházejících z mezivládních panelů IPCC, lze očekávat nárůst okyselení oceánů v globálním měřítku. Tento předpoklad je graficky znázorněn na obrázku 13.



Obrázek 9 - Změna povrchového pH oceánu od roku 1986 do roku 2005 a odhadované změny povrchového pH od roku 2081 do roku 2100 (Ministerstvo životního prostředí ČR).

5.2 Konference OSN o změně klimatu

Od roku 1995 jsou každoročně pořádané konference při Rámcové úmluvě Organizace spojených národů změně klimatu (UNFCCC). Slouží k posouzení klimatických změn od sjednání Kjótského protokolu a k stanovení právních povinností rozvinutých zemí týkajících se klimatických změn a jejich dopadů. V roce 2019 proběhlo 25. zasedání, na kterém byla Evropská unie zastoupena tehdejšími předsedou vlády Charlesem Michelem spolu s předsedkyní vlády Ursulou von der Leyenovou. Evropská unie na konferenci prosazovala názor, že by se do roku 2050 měla stát klimaticky neutrálním kontinentem. Dále bylo předmětem podněcování ostatních států k dodržování Pařížské dohody. Co se týká vědeckého opatření v oblasti klimatu, kladl se důraz na oteplení o 1,5 °C, které vychází z panelu IPCC. Udržení této hodnoty oteplení do roku 2100 vede ke snížení produkce skleníkových plynů nejpozději do roku 2067. Velký důraz se kladl na změnu klimatu související s půdou, kdy dochází k menšímu množství vázaného uhlíku v půdě vlivem antropogenní činnosti. Co se týká oceánů a kryosféry bylo potvrzeno a zdůrazněno, že klimatické mechanismy a zdraví oceánů je závislé na kvalitě klimatu. V důsledku globálního oteplování se zvyšují hladiny moří, acidita, teplota vody i odkysličování. Vědecká skupina na konferenci projevila znepokojení nad nedostatečným úsilím při snižování emisí z roku 2018. A také se projednávalo vyjádření

Světové zdravotnické organizace (WHO), která se zabývá změnou klimatu spojenou se sociálními a environmentálními zdravotními faktory. Předpokládá se zhoršení kvality čistoty ovzduší, vody a nedostatek potravin. S tím je úzce spojen nárůst úmrtí kvůli podvýživě, nárůst počtu lidí s malárií, průjmovými onemocněními a tepelným stresem. Dojde k nárůstu počtu lidí s respiračním onemocněním, kardiovaskulárním onemocněním a v neposlední řadě dojde k nárůstu psychického onemocnění [21].

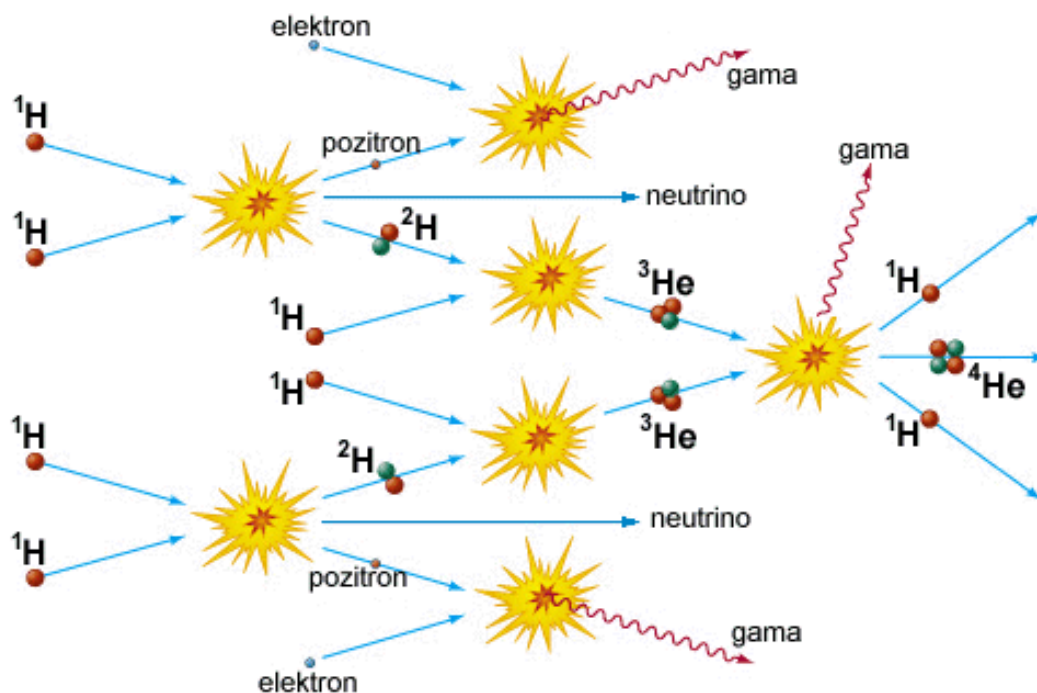
Klimatická konference z roku 2020 byla v důsledku pandemie Covid-19 odložena [25].

6 Energetické zdroje

Energetické zdroje jsou významné pro rozvoj společnosti, zajištění potřeb a životní úrovně. Zdroje rozlišujeme na primární, které těžíme v přírodě jako fosilní paliva a sekundární, kdy měníme primární energii na vhodnou formu využití. Ke zpomalení globálního oteplování přispívá značné omezení funkce elektráren, které využívají palivo, jehož vedlejším produktem jsou emise oxidu uhličitého vypouštěné do ovzduší. S technologickými pokroky a rozvojem průmyslu jsme dnes schopni energii čerpat obnovitelných zdrojů a tím ulehčit situaci týkající se globálního oteplování.

6.1 Slunce

Celý život na Zemi je v pohybu a pohyb je dán energií, tudíž bez energetické rovnováhy by život na Zemi neexistoval. Co se týká vlastních zdrojů energie Země, je použitelná pouze jaderná energie, která se v přírodě sama uvolňuje jen zřídka. Největší přísun energie čerpá Země ze Slunce, kterou lze v podstatě využít hned jako přímé sluneční záření nebo v jiných odvětvích energetiky, která jsou úzce spojena se sluneční energií. Slunce, stejně jako jiné hvězdy, je tvořeno převážně atomy vodíku a helia. Sluneční energie je produktem procesu zvaného nukleární fúze. Během nukleární fúze dochází vlivem vysokého tlaku a teploty ($1,5 \cdot 10^7$ K) ve slunečním jádře k oddělení jader od elektronů. Při takto vysoké teplotě dosahují jednotlivé protony vysokých hodnot kinetické energie díky nahodilým srážkám. Vysoká kinetická energie je důvodem k překonání elektrických sil a následnému sloučení protonů. Jádra vodíku se slučují a tvoří deuterium za vzniku pozitronu a neutrina. Jádro deuteria se dále slučuje s jádrem vodíku a tímto vzniká izotop helia. Při tomto sloučení se uvolňuje energie ve formě gamma záření. Při posledním sloučení dvou jader izotopu helia vzniká jeho jádro a dvě jádra vodíku. Při tomto procesu je uvolněna energie, která je ekvivalentem hmotnostního úbytku. Proti slučování jader působí Coulombova síla, která je odpuzivá. Slunce je za sekundu schopno vyprodukovat ve svém jádru až $620 \cdot 10^9$ kg vodíku. Doba, za kterou se fúzující energie ze Slunce dostane na zemský povrch může nabývat hodnot až 150 000 let. Při dopadu sluneční energie na Zem se pohybuje rychlostí světla ($2,9938 \cdot 10^8$ m/s). Z celkové sluncem vyzařované energie se na Zem dostane pouhá jedna část ze dvou miliard. Přesto je toto množství energie obrovské a Slunce tím poskytuje Zemi takové množství energie, které je mnohem vyšší než spotřeba energie za rok. Část záření, které se dostává na Zem je odrazená zpět do vesmíru a asi polovina je záření je absorbována pevninou a oceány. Zbytek je pohlcen atmosférou Země [7], [23].



Obrázek 10 - Celkové schéma termojaderné fúze (Kusala J.)

6.2 Fosilní paliva a jejich vliv na globální oteplování

Fosilní paliva lze popsat jako sluneční energii uloženou ve formě uhlí, ropy a zemního plynu, která byla na zemi dodána před 350 milióny let. Bilancováním těchto zásob se zabýval World Energy Council (WEC), který udával, zda jsou fosilní paliva v dané lokalitě těžitelná či nikoliv. Při odhadované spotřebě fosilních paliv v budoucnu byly stanoveny odhady a životnost jejich zásob. Od začátku tohoto století učinil WEC rozhodnutí, při kterém již nebilancují množství zásob fosilních paliv, neboť při těžbě veškerých zásob a jejich spálení v krátkém čase (200–300 let) by došlo k nevratným změnám na planetě, které by nepřežily některé rostlinné ani živočišné druhy včetně člověka. V dnešní době se utvářejí statistiky o celkovém růstu energetické spotřeby, která je úzce spojena s ekonomickou situací. Fosilní paliva jsou obecně neobnovitelným zdrojem energie, která tvoří asi 80 % světové energie. Při jejich spalování je uvolňován oxid uhličitý a další skleníkové plyny, které jsou hlavními přispěvateli globálního oteplování [10], [15].

6.2.1 Uhlí

Zhruba před 360 milióny let se řasy a úlomky z vegetace v bažinných lesích usazovaly hlouběji a hlouběji pod vrstvami bahna, čímž daly vzniknout černé nebo hnědé

sedimentární hornině. Uhlí je děleno do čtyř kategorií – antracit, bituminózní, subbituminózní a lignit, kde se kategorie liší obsahem uhlíku. Jeho těžba je možná pod zemí, kdy je zapotřebí velká technika, která uhlí těží z hlubinných ložisek. Povrchová těžba odstraňuje celé vrstvy zeminy i horniny, aby se dostala k ložiskům uhlí. Obě tyto formy těžby uhlí jsou destruktivní pro životní prostředí, ale povrchová forma těžby je mnohem horší pro ekosystémy, které vykořisťuje a znečišťuje. Při jeho spalování dochází vždy k velkému úniku množství emisí uhlíku do ovzduší. Emise oxidu uhličitého vyprodukované spalováním uhlí tvoří 44 % celosvětové hodnoty a s nimi je úzce spojená i klimatická změna. V dnešní době poptávka po uhlí klesá kvůli zdravotním rizikům, které jeho spalování představuje, a konkurence levného zemního plynu také přispěla k jeho nižší poptávce [3], [15].

Názorným příkladem zlepšení ovzduší je Karvinsko, které po dlouhá léta těžila uhlí v ostravsko-karvinských dolech. Od 19. století se rozvíjela těžba uhlí a spolu s ní i koksárenský, železářský a hutní průmysl. Koks je těžen jako uhlíkatý zbytek, ze kterého je nutné odstranit prchavé složky v peci při teplotě nad 1000 °C. Při výrobě koksu vzniká čpavek, dehet a koksárenský plyn, kdy všechny tyto složky jsou vypouštěny do ovzduší a jsou zdraví škodlivé. Koncem 20. století došlo kvůli opotřebení a zastaralosti technologií k útlumu výroby koksu na Karvinsku. Poté docházelo k postupnému zavírání uhelných šachet, které probíhá až do dnešních dní. V roce 2021 byla ukončena těžba na dolu Darkov i dolu ČSA. S ukončenou těžbou a ukončením koksování došlo k výraznému zlepšení ovzduší. Emise oxidu uhličitého v ovzduší se snížily i díky modernizaci tepelné elektrárny v Dětmovicích. Do budoucna se elektrárna chystá ukončit spalování černého uhlí a bude se orientovat na paroplynovou výrobu elektřiny. Momentální problém se znečištěným ovzduším týkající se Karvinska je důsledkem přilehlých uhelných dolů v blízkém Polsku v oblasti Horního Slezska.



Obrázek 11 - Elektrárna Dětmarovice (Januszek T.).

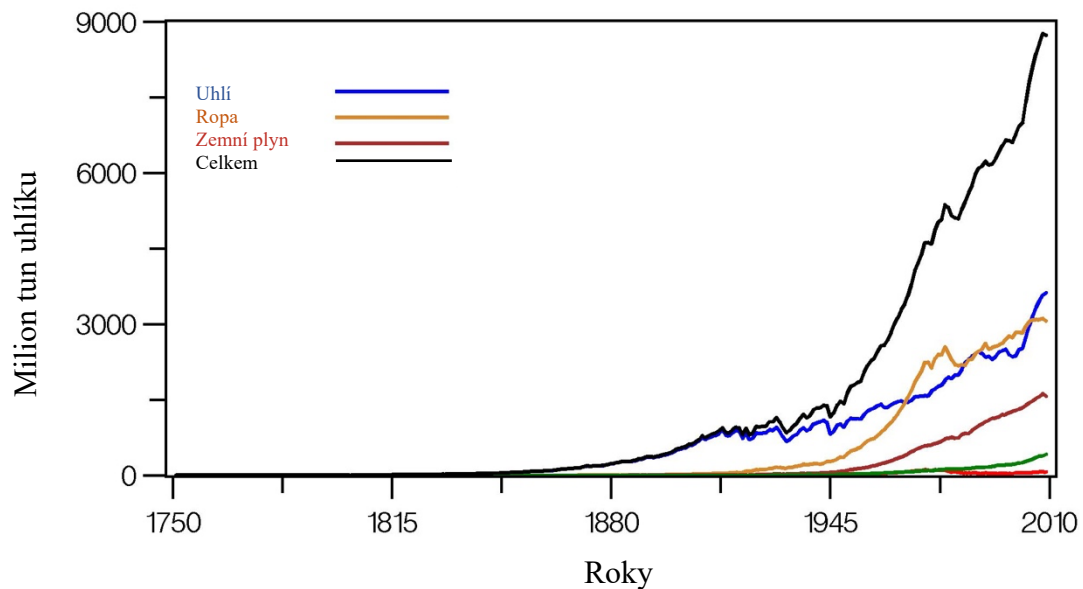
6.2.2 Zemní plyn

Zemní plyn je složen převážně z metanu, je bez zápachu a spočívá v ložiskách, která vznikla stejně jako uhlí a ropa v místech rozkladu rostlinné hmoty a organismů. Může být konvenční nebo nekonvenční podle toho, v jakém místě se nachází. Konvenční plyn je možné těžít klasickým vrtáním, protože se nachází v porézních horninách, které jsou propustné, nebo se mísí do ropných nádrží. Nekonvenční forma zemního plynu je taková, kdy je jeho těžba složitá a je známá jako frakování. Kombinace frakování s hydraulickým štěpením a horizontálním vrtáním pomohlo vytěžit zdroje, které kdysi byl příliš nákladné na to, aby k jejich těžbě došlo. Tím se stal zemní plyn levnějším než uhlí a je nejpoužívanějším fosilním palivem na světě. Jeho hlavním spotřebitelem je USA následované Ruskem a Iránem. Z hlediska emisí je zemní plyn čistější než ropa i uhlí, a přesto tvoří pětinu celosvětového součtu. Dnes nejsou těženy všechny světové zdroje zemního plynu aktivně. Typickým příkladem jsou podmořské hydráty metanu, které jsou zamrzlé ve vodě a jsou tak potenciálním zdrojem zemního plynu [3], [15].

6.2.3 Ropa

Surová ropa je kapalina složená převážně z uhlíku a vodíku (uhlovodíků). Nachází se v podzemních nádržích, v trhlinách, štěrbinách nebo pórech sedimentární horniny. Většina ropy byla vytvořena během druhohor, kdy plankton, řasy a další látky klesly na

dno starověkých moří. Těžba ropy probíhá vrtáním na pevnině nebo moři a těžbou pásů z dehtových písků a ropných břidlic. Jakmile je ropa extrahována, dopravuje se do rafinérií pomocí supertankerů, vlaků, nákladních automobilů nebo potrubím. Dále se zpracovává a vzniká z ní použitelné palivo, jako je benzín, nafta, propan, petrolej anebo je použita k výrobě plastů. Používání ropy a jejich produktů představuje téměř jednu třetinu emisí uhlíku v celosvětovém měřítku. Kromě emisí a s nimi spojené znečištění ovzduší jsou ropné rafinérie hrozbou i pro řadu ekosystémů převážně v situacích velkých nehod jako je únik ropy Exxon Valdez v roce 1989, Deepwater Horizon v roce 2010 nebo vykolejení ropného vlaku Lac Megantic v roce 2013. Celosvětová poptávka po ropě i tak nadále roste kvůli touze po mobilitě i mnoha produktech, které jsou vyráběny pomocí petrochemikálií [3], [15].



Graf 5 - Produkce emisí uhlíku z různých fosilních paliv (Marland G., Andres R.J.)

7 Obnovitelné zdroje energie

Průmyslový vývoj přispěl k využití přírodních jevů jako zdroj energie. K obnovitelným zdrojům energie patří vodní energie, větrná energie, sluneční energie a v poslední době energie mořských vln, přílivu a odlivu. Výhodou obnovitelných zdrojů energie je, že nevyrábí jako vedlejší produkt oxid uhličitý anebo jsou k němu neutrální. U některých obnovitelných zdrojů se očekává v důsledku globálního oteplování zhoršení podmínek pro výrobu energie. To se týká hydroenergetiky, kde mohou být ohroženy elektrárny v horských oblastech. S postupným oteplováním oceánů dochází k tání ledovců a vysychání permafrostu, mnohé řeky tak změni svůj průtok, čímž dojde k zpomalení řečiště a tím i produkce energie. Podobnou situaci lze očekávat i na přehradách, kde navíc dojde k většímu usazení sedimentů. Při proudění vzduchu mezi teplými a studenými oblastmi se utváří vítr, který pohání větrné elektrárny. V severnějších oblastech vznikaly větry mísením polárních teplot a teplot tropického pásu. S nástupem globálního oteplování se tyto teploty vyrovnávají, a tím bude docházet k slabším větrům, které nevytvoří tolik energie [3], [10].

Naopak by se situace mohla zlepšit v oblastech přímořských států, kde se mísí teploty ohřáté pevniny a chladnějšího oceánu. Nově vzniklým zdrojem udržitelné energie je biomasa, která může být přirozená nebo může být vypěstovaná za účelem tvorby energie. Přírodní biomasa je tvořena odpadem vyprodukovaným lesy, zahradami i živočichy. Při jejím pálení je sice vyprodukovaný oxid uhličitý, ale jeho množství je odebráno při tvorbě samotné biomasy. Ekologicky nejvýhodnější by bylo vysázení lesů, které při svém růstu odebírají značné množství oxidu uhličitého ze vzduchu a mohly by nahradit vykácené tropické lesy [15].

8 Závěr

V této bakalářské práci jsem se zabývala globálním oteplováním z pohledu fyziky. Cílem práce bylo diskutovat základní fyzikální procesy, které přispívají ke globálnímu oteplování. Obecně jsem definovala vznik vesmíru i Země a postupně atmosféry. Atmosféru jsem popsala a rozebrala její jednotlivé části. Druhým cílem byla definice radiační bilance, její působení na oteplování a negativní působení na samotnou radiační bilanci. Samotná radiační bilance je ohrožována nedostatečným zachováním energetické bilanční rovnováhy vlivem oxidu uhličitého a skleníkových plynů. Popsala jsem negativní působení na radiační bilanci, ze které vyšlo, že nejvíce působícími faktory jsou aerosoly, nitráty a sulfáty. K dalším vlivům negativního působení na radiační bilanci patří albedo, které se zvyšuje se světlejším povrchem země. S tím je úzce spojeno tání ledovců, i když jejich hodnota albeda je vysoká.

Jednotlivé skleníkové plyny jsem si rozebrala a u každého určila jejich aktivitu na zrychlujícím globálním oteplování.

Při popisu skleníkových plynů jsem se zabývala vodní párou, která působí při oteplování ve formě vzdušné páry. S ní je úzce spojená relativní vlhkost vzduchu, kterou jsem objasnila, jak bylo dalším cílem.

V dalších dvou kapitolách jsem se zaměřila na Two Box Model a Simpsonův paradox. Two box model jsem popsala nejprve obecně pomocí odborné literatury a spolu s ním jsem definovala entropii. Celý tento model jsem poté popsala pro použití v atmosféře. K popisu Simpsonova paradoxu jsem použila literaturu, avšak jeho samotná aplikace v globálním oteplování není ještě zcela objasněna. Posledním cílem bylo studium materiálů a panelů IPCC. V nich jsem se zabývala vědeckými poznámkami z jednotlivých konferencí, které jsou důležité k udržení globální teploty. Připojila jsem i klimatické konference OSN, které vychází převážně z jednotlivých panelů IPCC.

V poslední části bakalářské práce jsem se zabývala zdroji energie a jejich vlivem na globální změnu klimatu. Zmínila jsem vliv těžebního průmyslu na znečištění ovzduší na Karvinsku a s ním spojenou výrobu energie v Dětmarovické elektrárně. U obnovitelných zdrojů energie jsem se zabývala sluneční energií, jejím vznikem a fosilními palivy. Fosilní paliva jsem definovala podle škodlivosti a množství emisí uhlíku, který se dostává do ovzduší a tím dochází k změnám teploty na Zemi. Na toto téma navazují obnovitelné zdroje, které jsou v práci spojeny s předpovědí jejich produkce energie vzhledem k měnícím se klimatickým podmínkám na Zemi.

Použité zdroje literatury

- [1] BEDNÁŘ, J.: *Pozoruhodné jevy v atmosféře: atmosférická optika, akustika a elektřina*. Academia, Praha 1989. ISBN 80-200-0054-2
- [2] COOK J.: *The albedo effect and global warming* [online]. Skeptical Science, 2016. [cit.12.3.2021]. Dostupné z: <https://skepticalscience.com/earth-albedo-effect-intermediate.htm>
- [3] DENCHAK M., *Fossil Fuels: The Dirty Fact* [online]. NRDC, 2018. [cit.19.4.2021] Dostupné z: <https://www.nrdc.org/stories/fossil-fuels-dirty-facts>
- [4] FLANNERY, T.: *The Weather makers. The history and future impact of Climate Change*. The Text Publishing Company, Melbourne, 2005. České vydání: Překlad Seethaler, M.: *Měníme podnebí. Minulost a budoucnost klimatických změn*. Dokořán, Praha, 2007, ISBN 978-80-7363-121-5
- [5] HOUGHTON, John Theodore.: *Globální oteplování: úvod do studia změn klimatu a prostředí*, přeložili Květa Jeníková a Jan Jeník. Praha: Academia, 1998. ISBN 80-200-0636-2.
- [6] KADRNOŽKA, Jaroslav. *Globální oteplování Země: příčiny, průběh, důsledky, řešení*. Brno: VUTIUM, c2008. ISBN 978-80-214-3498-1.
- [7] KUSALA J., *Solární energie* [online]. Součást vzdělávacího programu Svět energie, ČEZ. [cit. 19.4.2021] Dostupné z: <https://www.cez.cz/edee/content/microsites/solarni/solar.htm>
- [8] LE TREUT, H., R. SOMERVILLE, U. CUBASCH, Y. DING, C. MAURITZEN, A. MOKSSIT, T. PETERSON AND M. PRATHER.: *Historical Overview of Climate Change* [online]. In: *Climate Change*, Cambridge 2007. [cit. 25.3.2021] Dostupné z: <https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/03/ar4-wg1-chapter1.pdf>
- [9] LORENZ D.R.: *The two-box model of climate: limitations and applications to planetary habitability and maximum entropy production studies* [online]. Philosophical transaction of the Royal Society of London. Series B, Biological sciences, 2010. [cit. 11.3.2021]. Dostupné z: <https://www.ncbi.nlm.nih.gov/pmc/articles/PMC2871910/>
- [10] MARLAND G., ANDRES R.J. *Global, Regional, and National Fossil-Fuel CO₂ Emissions* [online]. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S., 2010. [cit.20.4.2021] Dostupné z: https://cdiac.ess-dive.lbl.gov/trends/emis/tre_glob.html

- [11] MC GRATH, M.: *Climate change: Covid pandemic has little impact on rise in CO* [online]. BBC News. London, 2020. [cit.9.3.2021]. Dostupné z: <https://www.bbc.com/news/science-environment-55018581>
- [12] MILÉŘ T., HOLLAN J.: *Klima a koloběhy látek: Jak funguje klimatický systém Země, proč a jak se klima mění*. Brno: Masarykova univerzita, 2014. ISBN 978-88-0210-710-95
- [13] NAVE R.: *Relative Humidity* [online]. Hyper Physics, Goergia State University, 2016. [cit.16.3.2021]. Dostupné z: <http://hyperphysics.phy-astr.gsu.edu/hbase/Kinetic/relhum.html#c1>
- [14] NORTH CAROLINA CLIMATE OFFICIAL. *Humidity* [online]. NC State University. [cit. 16.3.2021]. Dostupné z: <https://climate.ncsu.edu/edu/Humidity>
- [15] NUNEZ CH., *What are Fossil Fuels?* [online]. National Geographic, 2019. [cit. 19.4.2021] Dostupné z: <https://www.nationalgeographic.com/environment/article/fossil-fuels>
- [16] OLA: *2 Box Models and Climate* [online]. Earth Modeling. Illinois, 2015. [cit.12.3.2021]. Dostupné z: <http://publish.illinois.edu/olaogunbayo/2015/11/17/2-box-models-and-climate/>
- [17] OZAWA H., OHMURA A., LORENZ D.R., PUJOL T.: *The secong law of thermodynamics and the global climate systém: A review of the maximum entropy production principle* [online]. Advancing Earth and space science. American Geophysical Union. 2003, [cit. 29.3.2021] Dostupné z: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/epdf/10.1029/2002RG000113>
- [18] REJMÁNEK M.: *Globální oteplování, změny krajin a ztráty biodiverzity* [online]. Živa, Nakladatelství Academia, SSČ AV ČR. 2020, [cit. 12.3.2021]. Dostupné z: <https://ziva.avcr.cz/files/ziva/pdf/globalni-oteplovani-zmeny-krajin-a-ztraty-biodiver.pdf>
- [19] RJLIPTON: *Global Warming?* [online]. Gödel's Lost Letter and P=NP. 2014, [cit. 16.3.2021]. Dostupné z: <https://rjlipton.wordpress.com/2014/01/30/global-warming/>
- [20] SCHEER J., REISIN E.R.: *Simpson's paradox in trend analysis: An example from El Leoncito airglow data* [online]. Advancing Earth an space science. American Geophysical Union. 2013, [cit.30.3.2021]. Dostupné z.: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/jgra.50461>

- [21] STOCKER T. F., QIN D., PLATTNER G.-K., TIGNOR M., ALLEN S. K., BOSCHUNG J., NAUELS A., XIA Y., BEX V., MIDGLEY P. M., (etc.): *Summary for policymakers. Climate change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [online]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2013 [cit. 26.4. 2021]. Dostupné z: https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/02/WG1AR5_SPM_FINAL.pdf
- [22] WILLIAMS J.M.: *Entropy shows that global warming should cause increased variability in the weather* [online]. American Physical Society Web site. California, 2000 [cit. 26.3.2021]. Dostupné z: <https://arxiv.org/vc/physics/papers/0008/0008228v1.pdf>
- [23] *Energy from the Sun*[online]. Student Guide. National Energy Education Development Project. 8408 Kao Circle. Manassas, VA, 2017 [cit. 19.4.2021] Dostupné z: <https://www.need.org/Files/curriculum/guides/EnergyfromtheSunStudentGuide.pdf>
- [24] *Mezivládní panel pro změnu klimatu (IPCC)* [online]. Ministerstvo životního prostředí ČR. Praha, 2014 [cit. 10.4.2021]. Dostupné z: https://www.mzp.cz/cz/mezivladni_panel_pro_zmenu_klimatu
- [25] *Usnesení Evropského parlamentu ze dne 28.listopadu o konferenci OSN o změně klimatu konané v roce 2019 v Madridu, Španělsko (COP25)* [online]. 2019 [cit.12.4.2021] Dostupné z: https://www.europarl.europa.eu/doceo/document/TA-9-2019-0079_CS.html
- [26] *Elektrárna Dětmárovice skončí s uhlím* [online]. Moravskoslezský deník, foto Januszek T. 2021 [cit.7.5.2021]. Dostupné z: <https://moravskoslezsky.denik.cz/podnikani/cez-konci-s-cernym-uhlim-a-zacne-propoustet-domacnosti-na-karvinsku-ceka-plyn-20.html>

Seznam obrázků

Obrázek 1 - Globální toky energie mezi atmosférou a zemským povrchem (Milěř T., Hollan J.).	17
Obrázek 2 - Podstata skleníkového efektu (Le Treut H., et al.).	19
Obrázek 3 - Two Box model (Lorenz D. R.).	31
Obrázek 4 - Schéma tepelného transportu v malém systému mezi dvěma tepelnými nádržemi s rozdílnými teplotami (Ozawa H., et al.).	33
Obrázek 5 - Ukázka základních konceptů pracovní skupiny II IPCC (Ministerstvo životního prostředí ČR).	41
Obrázek 6 - Pozorované změny srážek od roku 1901 do roku 2010 (Ministerstvo životního prostředí ČR).	42
Obrázek 7 - Změna průměrné roční teploty při povrchu od roku 1986 do roku 2005 a odhadované změny průměrných ročních teplot při povrchu od roku 2081 do roku 2100 (Ministerstvo životního prostředí ČR).	43
Obrázek 8 - Změna průměrných ročních úhrnů srážek od roku 1986 do roku 2005 a odhadované změny průměrných ročních úhrnů srážek od roku 2081 do roku 2100 (Ministerstvo životního prostředí ČR).	43
Obrázek 9 - Změna povrchového pH oceánu od roku 1986 do roku 2005 a odhadované změny povrchového pH od roku 2081 do roku 2100 (Ministerstvo životního prostředí ČR).	44
Obrázek 10 - Celkové schéma termojaderné fúze (Kusala J.).	47
Obrázek 11 - Elektrárna Dětmarovice (Januszek T.).	49

Seznam grafů

Graf 1 - Koncentrace oxidu uhličitého v atmosféře během několika minulých století. Hodnoty získány z vrtů v ledovcích (Kadrnožka J.)	22
Graf 2 - Koncentrace metanu v atmosféře během několika minulých století. Hodnoty získány z vrtů v ledovcích (Houghton J. T.)	26
Graf 3 - Závislost zeměpisné šířky ve stupních na teplotě vzduchu [K] (a), částečné oblačnosti (b) a meridionálnímu teplotnímu toku [1015 W] (c) na Zemi (Ozawa H., et al.).....	35
Graf 4 - Vysvětlení Simpsonova paradoxu (Rjlipton).....	38
Graf 5 - Produkce emisí uhlíku z různých fosilních paliv (Marland G., Andres R.J.)...	50