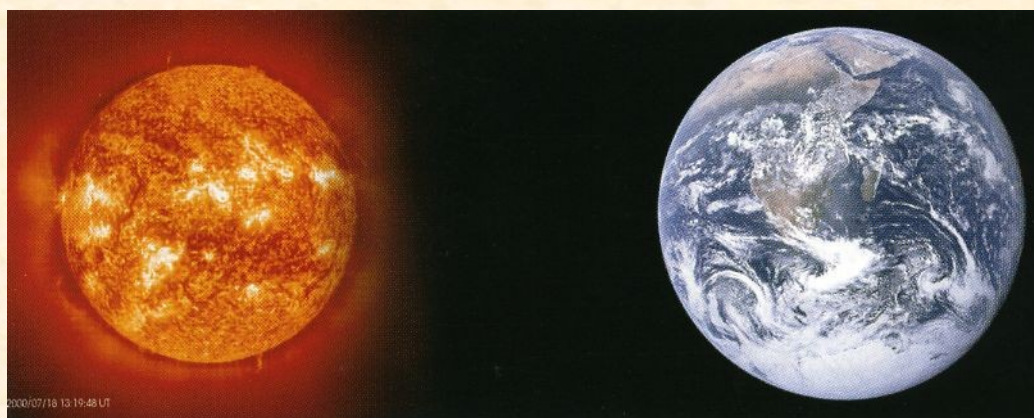


8. Základní klimatotvorné faktory

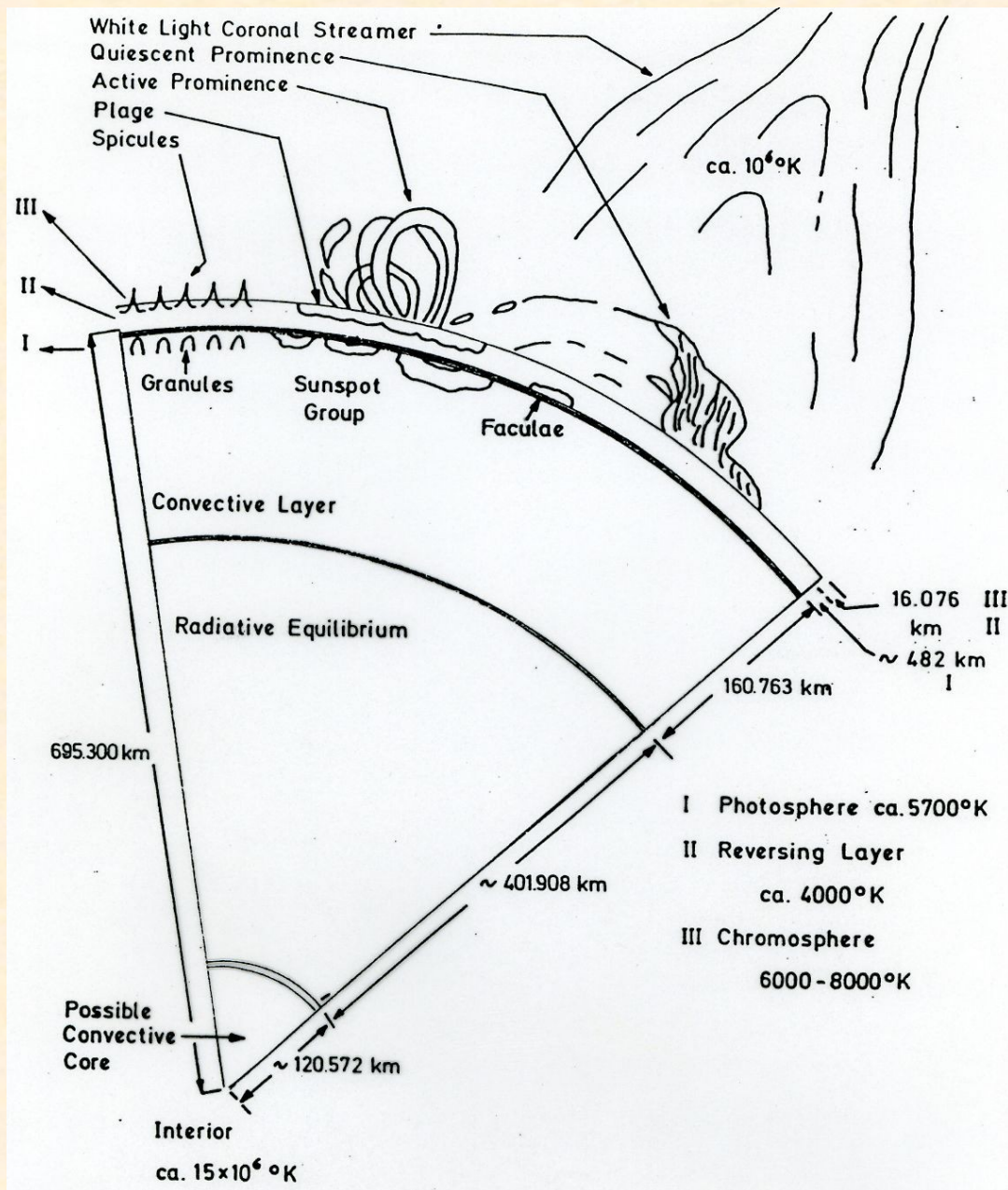


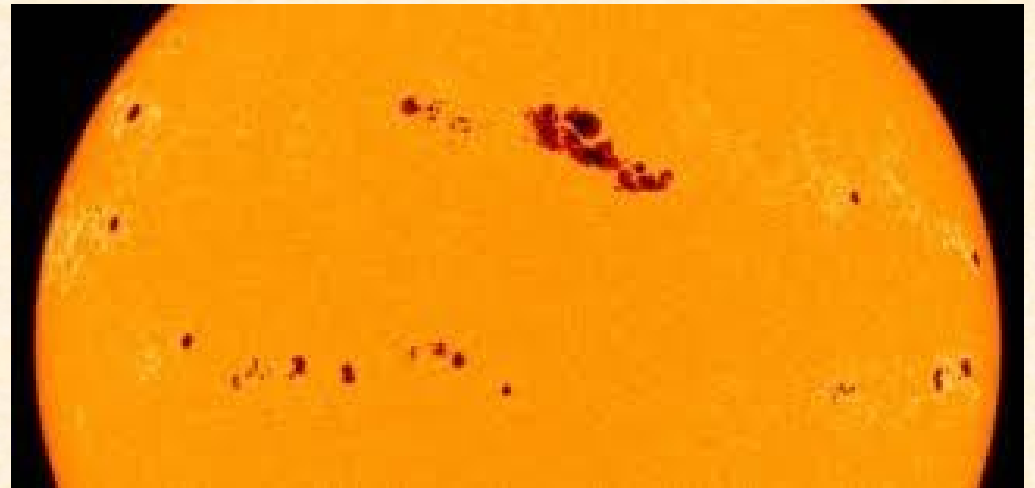
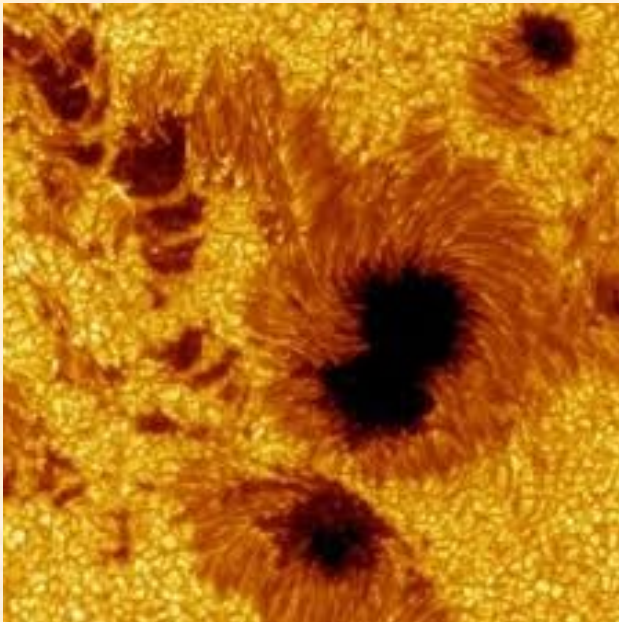
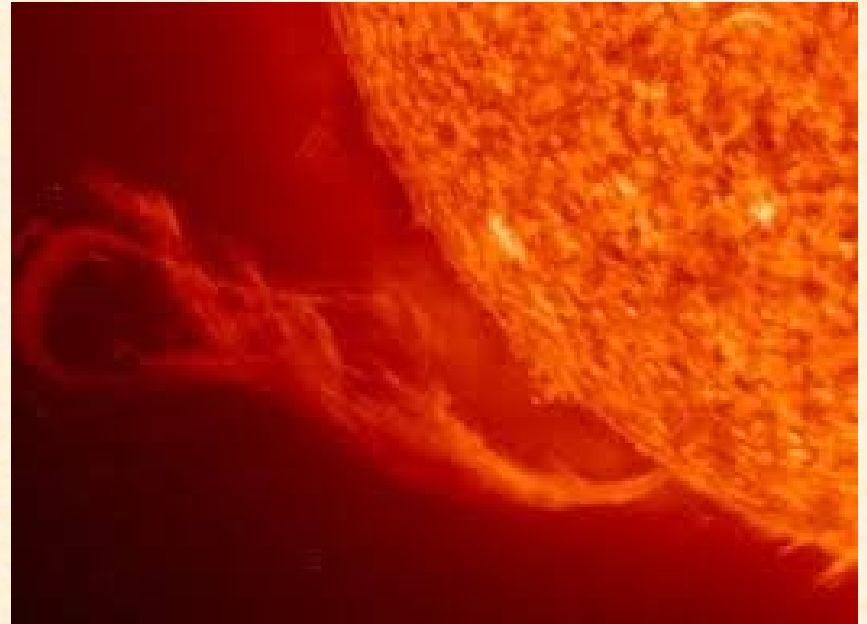
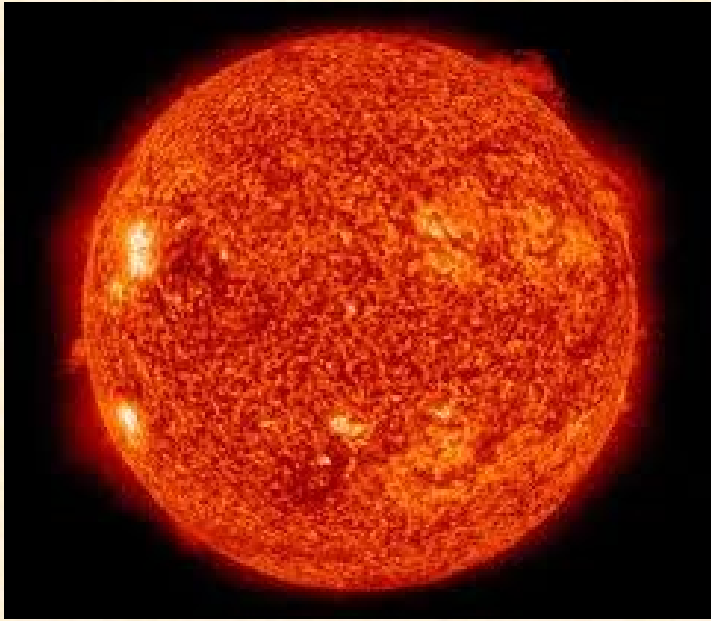
8.1 Solární faktor

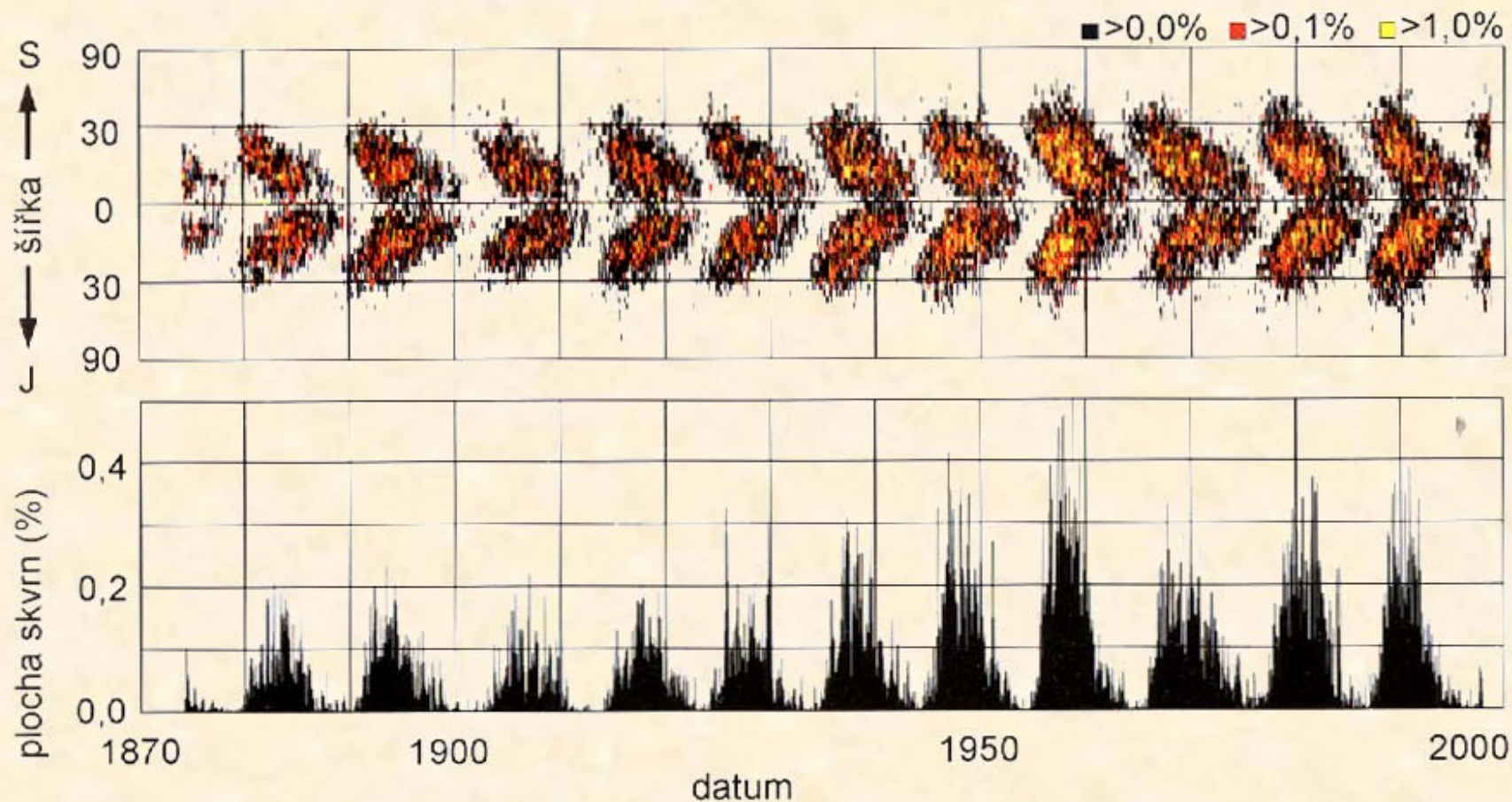
sluneční činnost –

soubor různých jevů, vyskytujících se v některých obdobích a některých oblastech na Slunci, které ovlivňují tok elektromagnetického a korpuskulárního záření Slunce

- různé parametry vyjadřující sluneční činnost (např. sluneční protuberance, sluneční skvrny, chromosférické erupce, fakule)







Motýlový diagram. Na vodorovné ose je letopočet, na svislé ose heliografická šířka skvrn. Dole celková plocha skvrn (na horním diagramu v procentech).

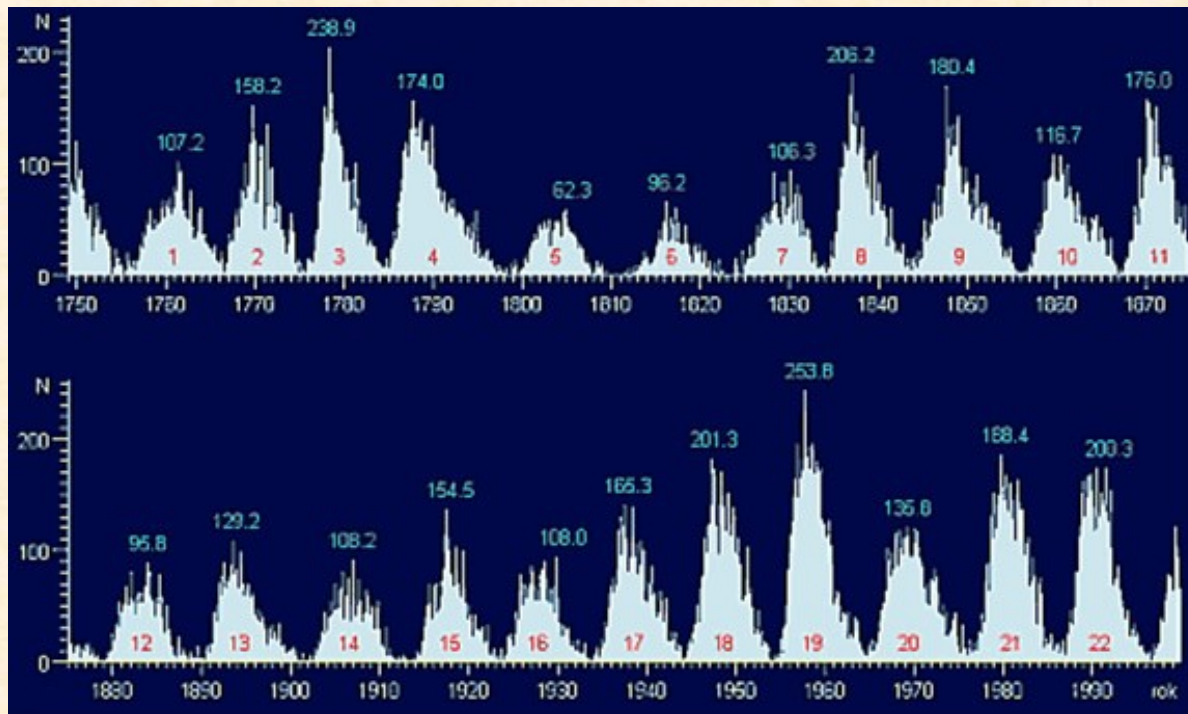
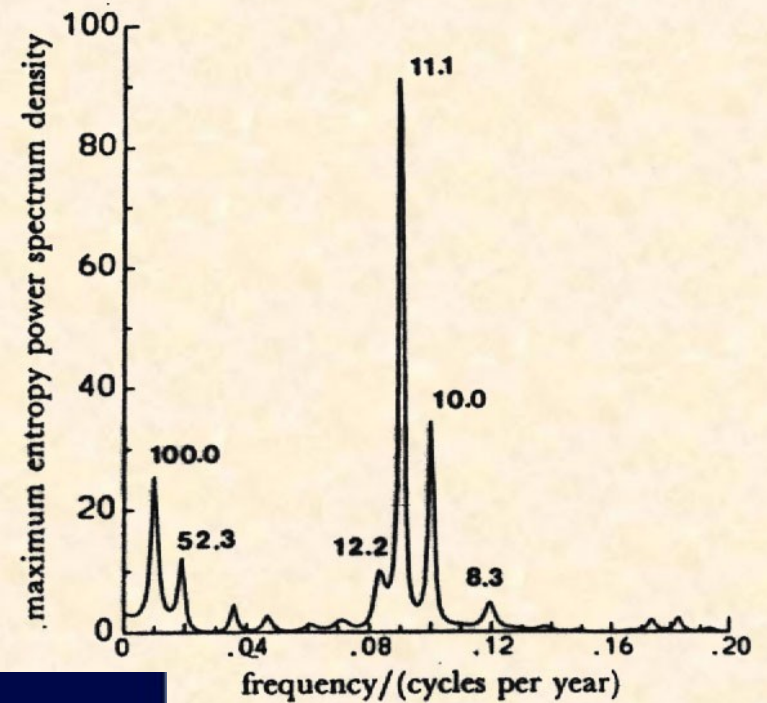
- **Wolfovo relativní číslo R:**

$$R = k (10g + f)$$

k – konstanta závislá na
použitém dalekohledu

g – počet jednotlivých skupin

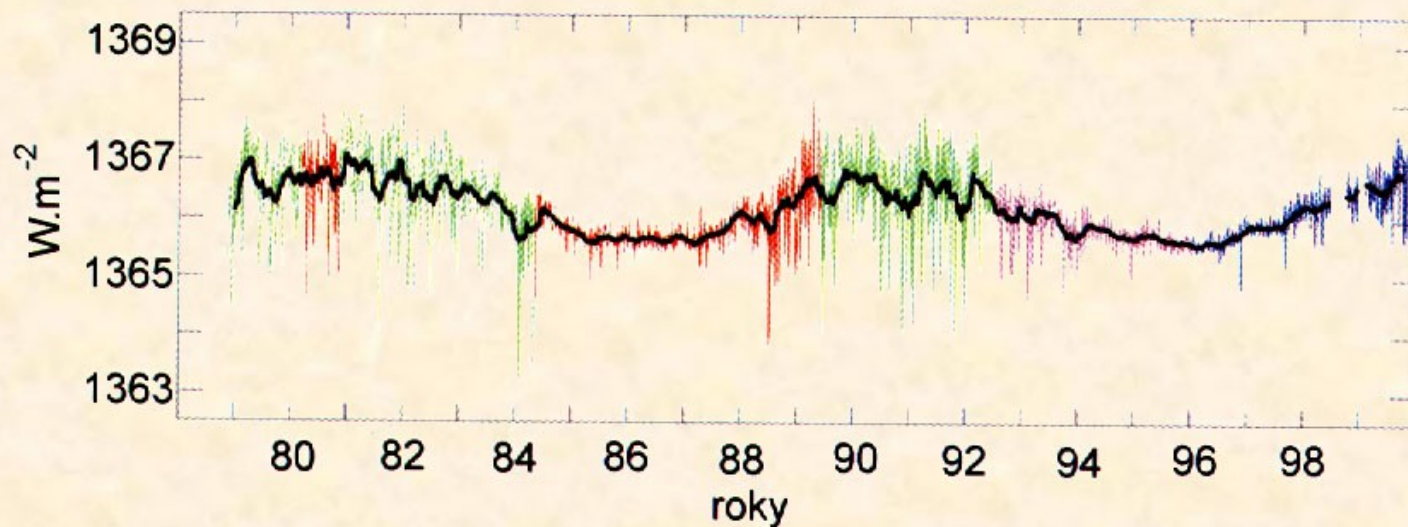
f – počet skvrn na viditelné
polokouli Slunce



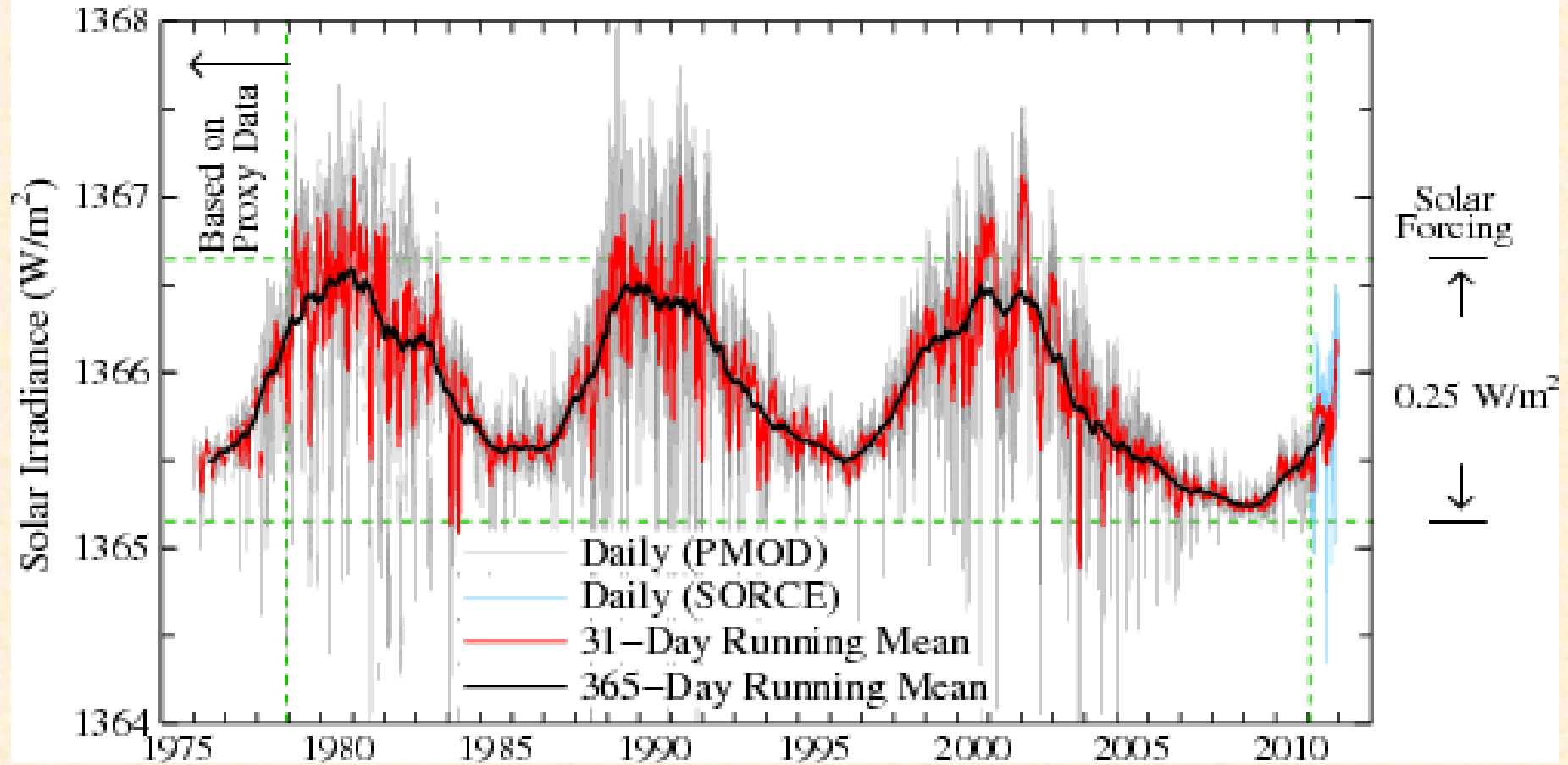
**Spektrální analýza
ročních hodnot
Wolfova relativního
čísla (1700–1986)**

- cykličnost hodnot Wolfových relativních čísel:
 - a) 11-letý cyklus Schwabeho
 - b) 22-letý cyklus Haleho
 - c) 80-90-letý cyklus Gleissbergův
 - d) 180-letý cyklus (pohyb Slunce kolem středu sluneční soustavy)
- změny solární konstanty v závislosti na sluneční aktivitě (během 11-letého cyklu asi o 0,1 %)

Měření *sluneční konstanty* z několika různých družic (odlišených barevně). V maximu sluneční činnosti (1980, 1990) jsou hodnoty asi o jedno promile vyšší než v minimu sluneční činnosti. Velké výkyvy jsou způsobeny přechodem velkých skupin skvrn.

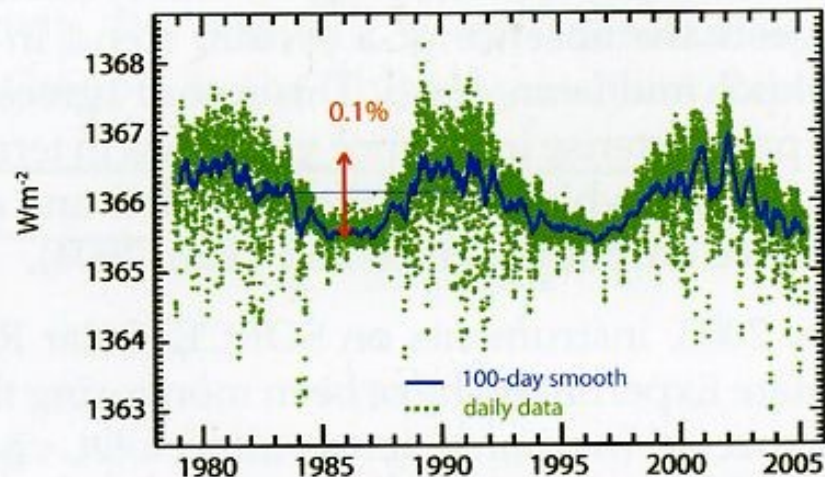


Total Solar Irradiance

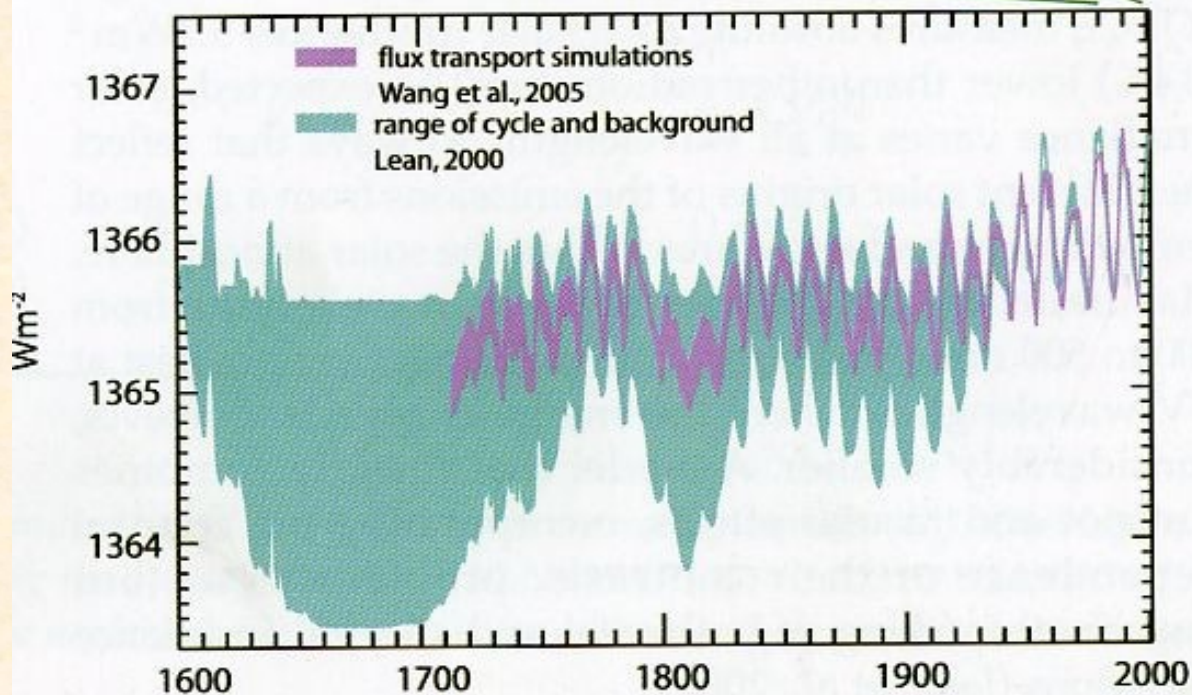


Měřená intenzita slunečního záření na horní hranici zemské atmosféry od roku 1978 – chybí dlouhodobý trend – odpovídá rekonstrukci záření pomocí slunečních skvrn a fakulí.

Total Solar Irradiance



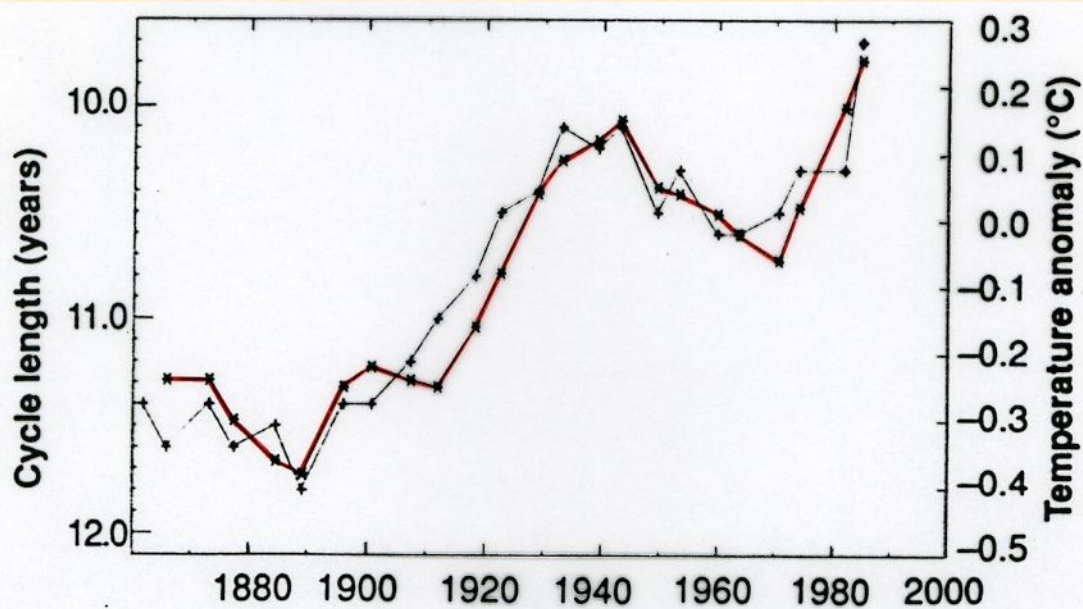
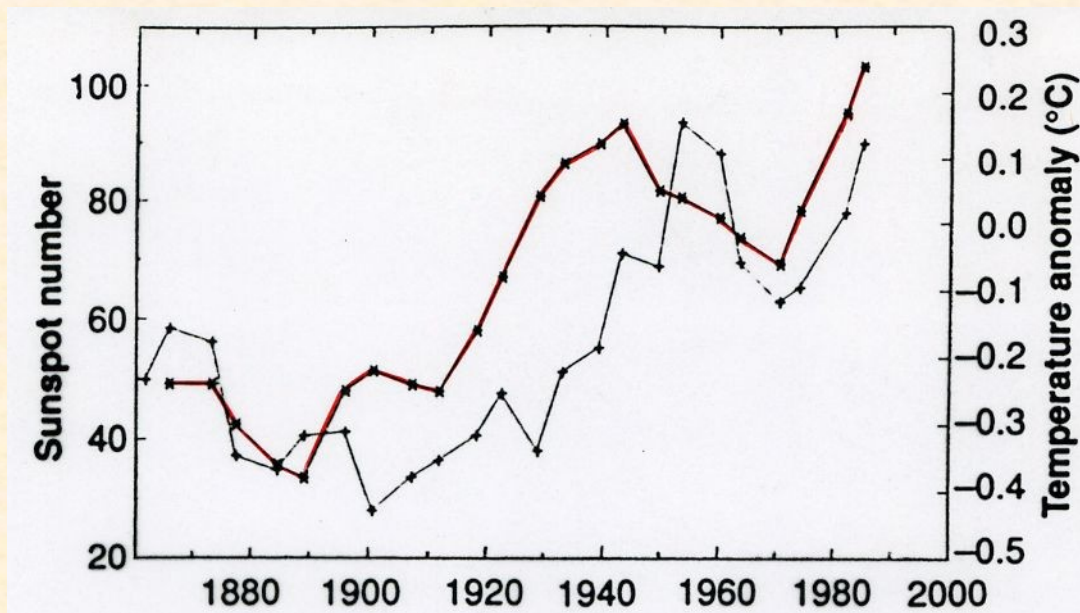
Rekonstrukce kolísání intenzity slunečního záření na horní hranici zemské atmosféry od 17. století (mj. s použitím ^{14}C a ^{10}Be) – v období Maunderova minima nižší o 0,15–0,4 % (2–5 $W.m^{-2}$) než dnes.



Lean (2005)

Sluneční skvrny – teplota vzduchu

Teplotní anomálie Severní polokoule byly průměrovány vždy od maxima slunečního cyklu k jeho minimu a od minima k následujícímu maximu.



Délka cyklů – teplota vzduchu

Délky slunečních cyklů byly určeny jako difference mezi sousedními extrémami a vyneseny ke středu aktuálního cyklu.

Friss-Christensen, Lassen (1991)

Pohyb Slunce kolem středu sluneční soustavy

- Slunce vykonává smyčku a oblouk (9,93 a), což dohromady tvoří 19,86 a – podmíněno periodou pohybu Jupitera a Saturna (93 % hmotnosti planet)
- **uspořádaný pohyb Slunce:** „trojlístek“ – maxima sluneční aktivity, převažuje kratší cyklus 10 let
- **neuspořádaný pohyb Slunce:** minima sluneční aktivity, převažuje delší cyklus 12 let

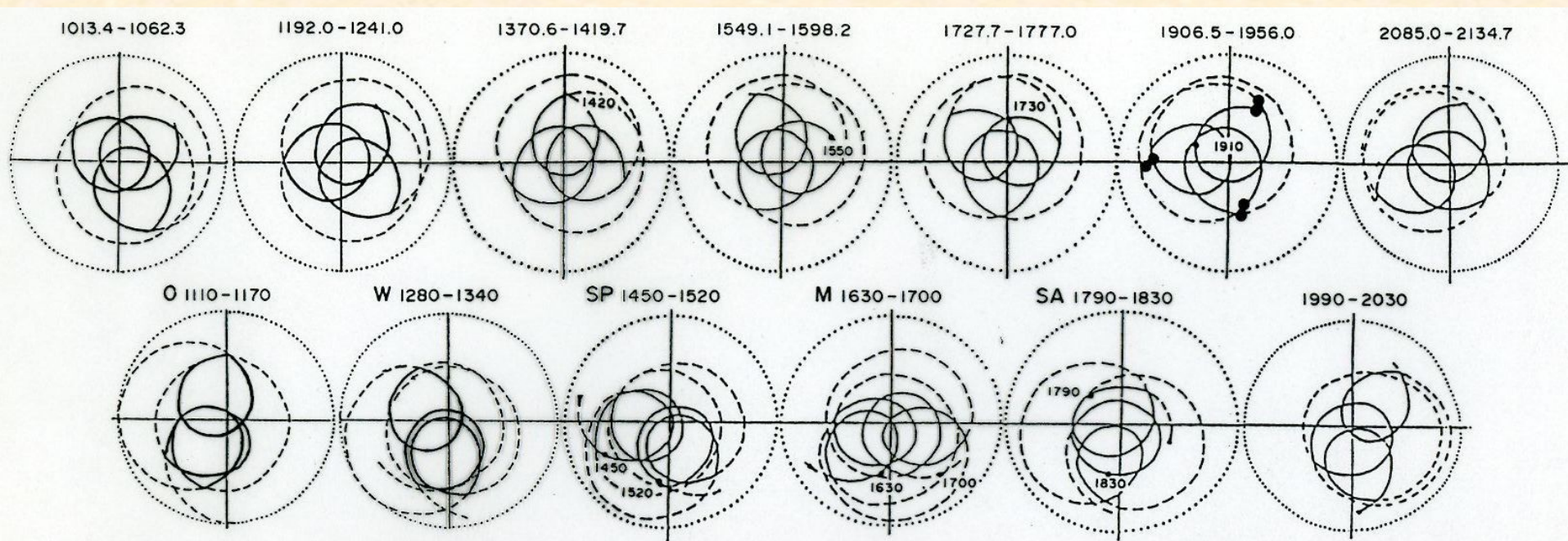
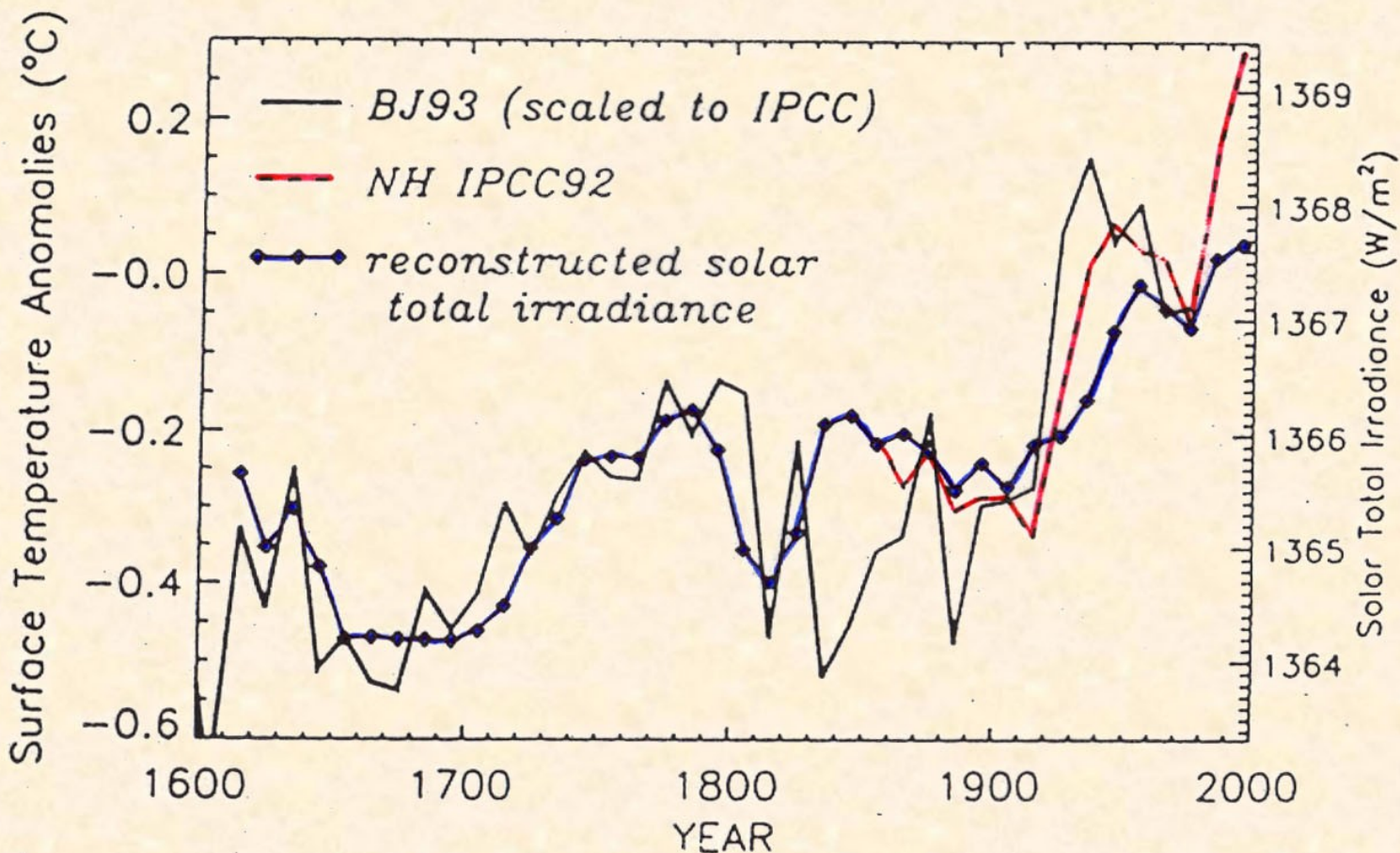


Fig. 1. The ordered and chaotic motion of the Sun alternately recurring every ~ 180 years from 1015 to 2135 A.D. (The Sun enters into the JS-ordered 'trefoils' with a spacing of 178.7 years, on average—see the times at the top of Fig.) This value corresponds to the fundamental period of solar motion. The O—Oort, W—Wolf, SP—Spörer, M—Maunder, SA—Sabine minima of solar activity are shown. The dotted line, of radius of $2.2 r_s$ (r_s is the solar radius), limits the area in which the Sun moves. The black circles indicate the positions of sunspot maxima.

- s ohledem na hodnoty R a další proxy data charakterizující sluneční činnost (např. ^{14}C , ^{10}Be) lze rekonstruovat dlouhodobé změny v hodnotě solární konstanty a dávat je do souvislosti s rekonstruovanými teplotními řadami



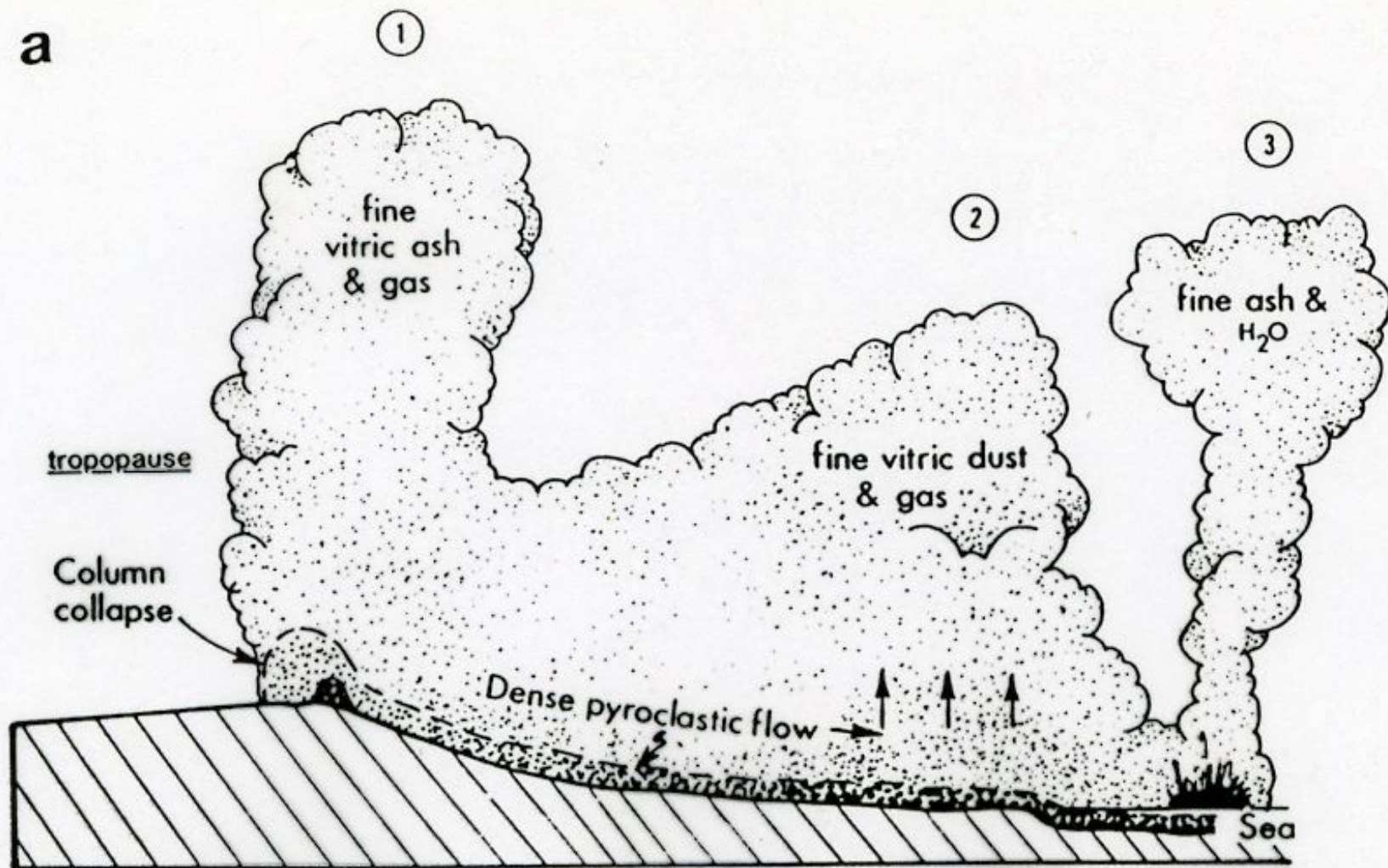
Decadal average values of reconstructed total solar irradiance (diamonds) and northern hemisphere summer temperature anomalies from 1600 to the present. The Bradley and Jones (1993) temperature anomalies have been scaled to match the northern hemisphere IPCC (1992) data (dashed line) during the overlapping period (from Lean et al., 1995).

8.2 Vulkanická činnost

- vulkanickou činností (zejména erupce) se dostává do ovzduší velké množství prachových a plynných příměsí
- doba setrvání částic v atmosféře je závislá na jejich velikosti a výšce, do které byly vyvrženy

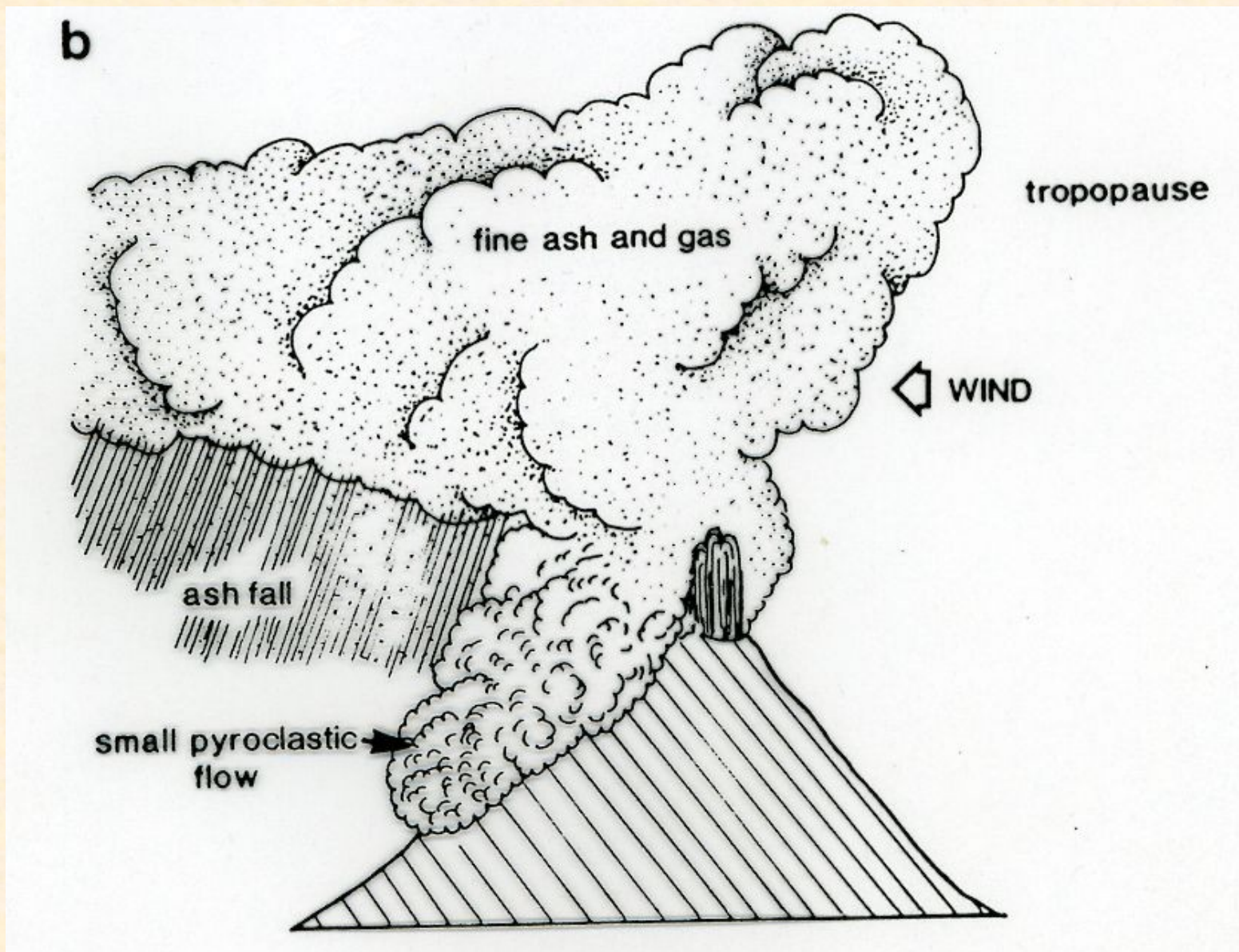
Particle diameter	Initial height	Total times taken to fall through still air to the tropopause at	
		17 km	12 km
2 μm	40 km	25 weeks	41 weeks
	30 km	21 weeks	37 weeks
	25 km	16 weeks	31 weeks
	20 km	7 weeks	23 weeks
1 μm	40 km	1.9 years	3.1 years
	30 km	1.6 years	2.8 years
	25 km	1.3 years	2.4 years
	20 km	0.6 years	1.7 years
0.5 μm	40 km	7.8 years	12.5 years
	30 km	6.5 years	11.3 years
	25 km	5.0 years	9.7 years
	20 km	2.2 years	6.9 years

a

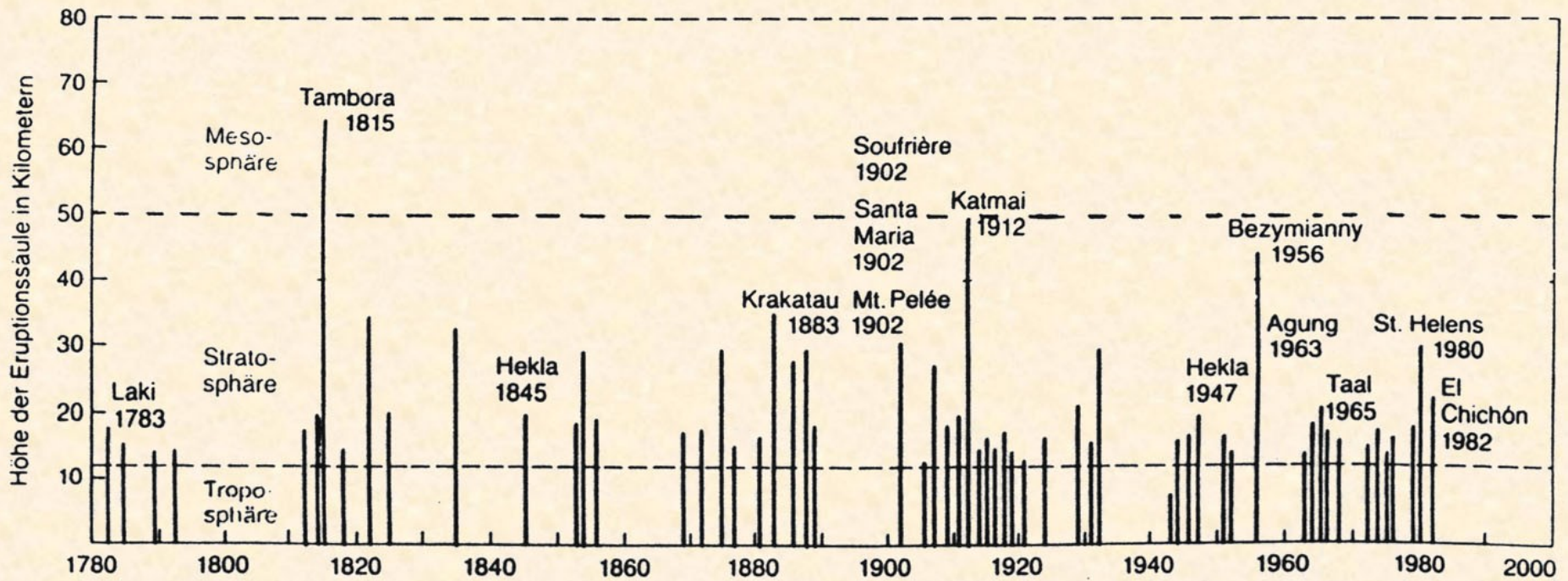


Erupce produkující kyselý (křemitý) ryolit (obvykle chudé sírou)

1 – konvekce (prach do 50 km), 2 – uvolňování prachu a plynů z pyroklastického proudu, 3 – druhotná exploze na styku pyroklastického proudu s vodou



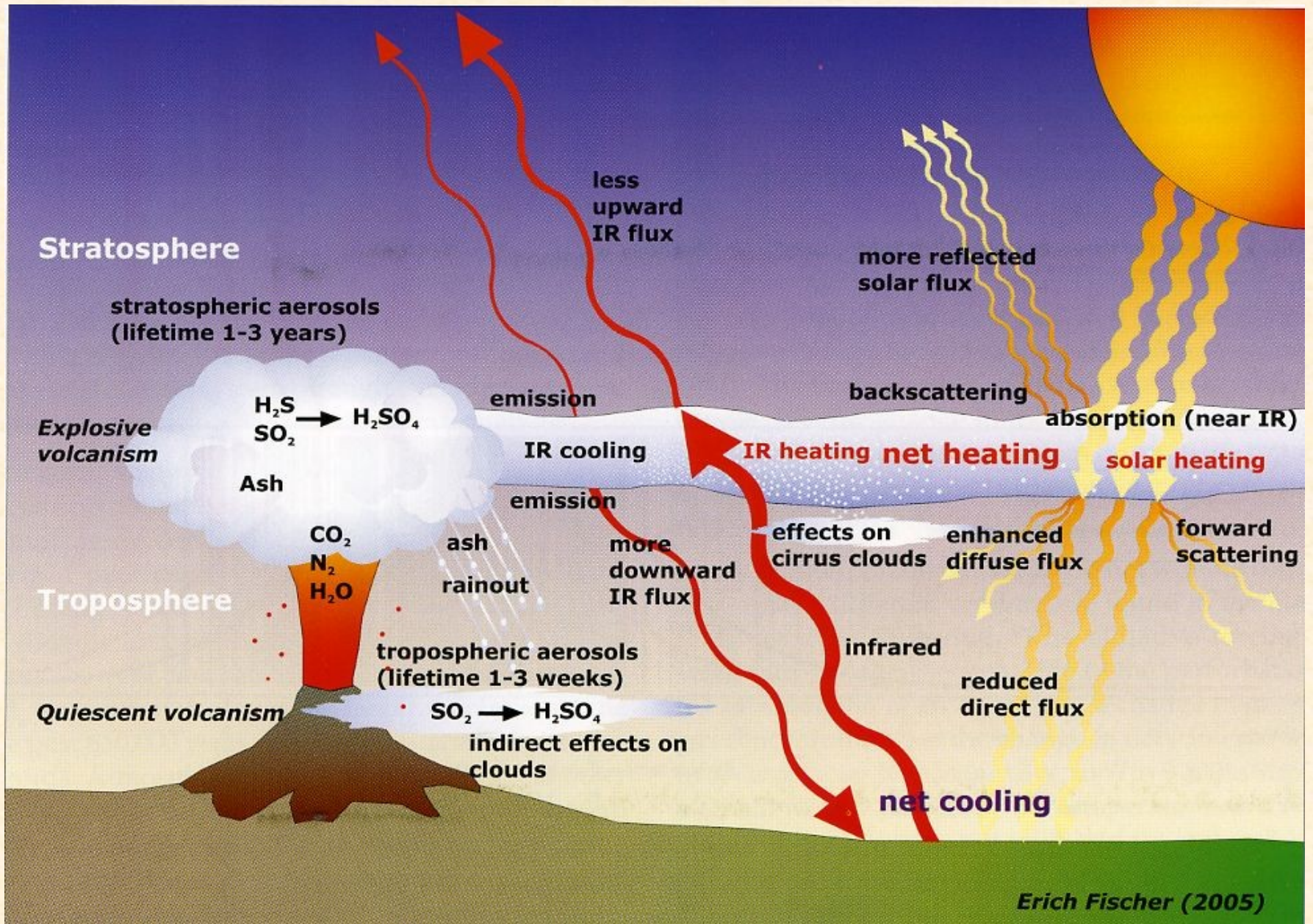
Erupce produkující vulkanity andezitického typu nebo sub-pliniovské erupce (bohaté sírou) (kolem 20 km)



Zeitdiagramm einiger der stärksten Vulkanausbrüche in den letzten 200 Jahren. Als Maß der Explosivität ist jeweils die Höhe der Eruptionswolke angegeben, welche jedoch nur einen groben Anhaltspunkt für die wirkliche Effektivität eines Ausbruchs aus klimatologischer Sicht dar

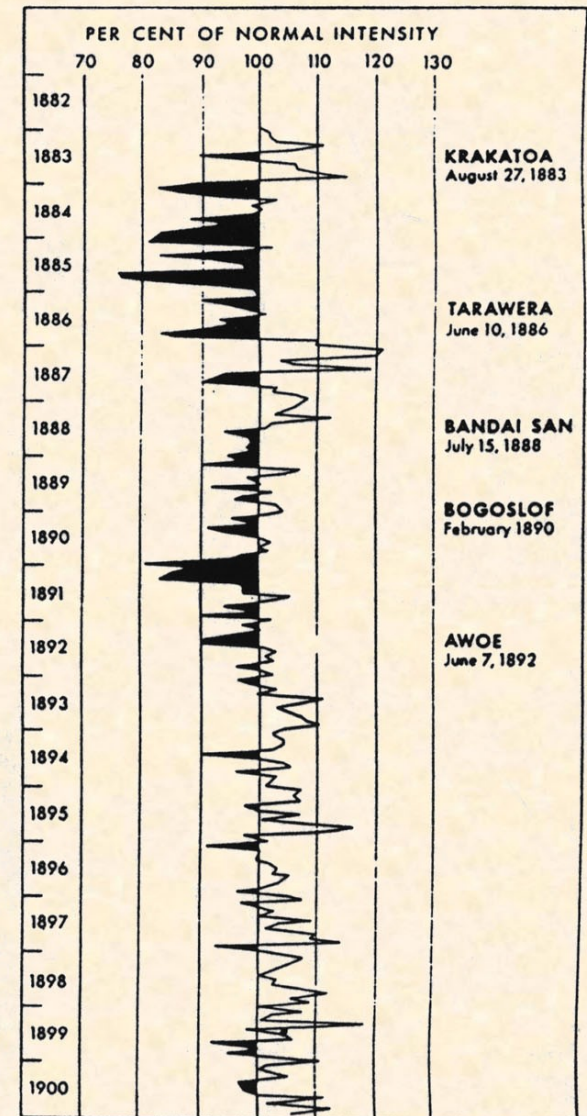
Kaldera sopky Tambora v Indonésii

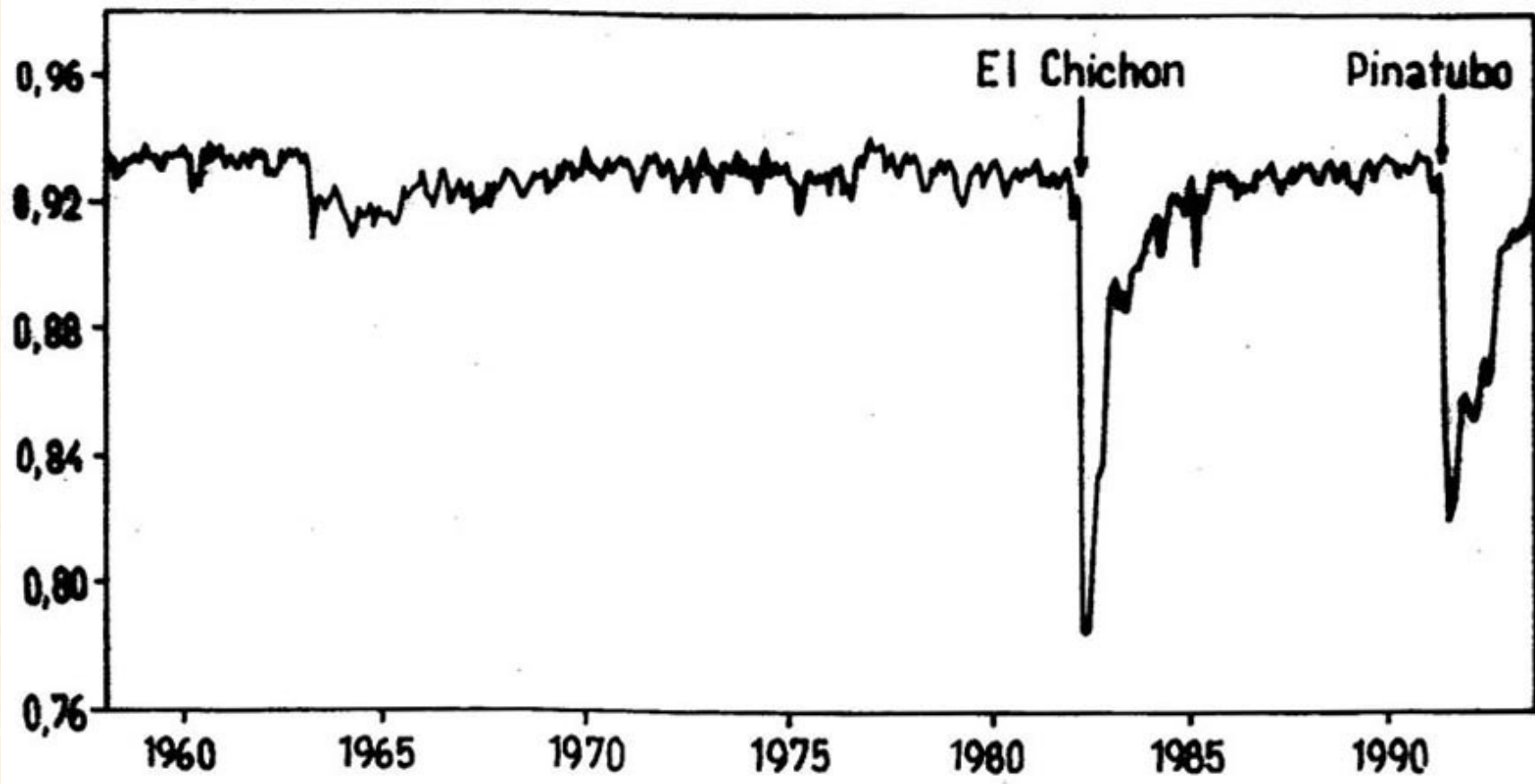




- erupce v troposféře jsou klimatologicky málo účinné – sedimentace částic gravitací a vymývání srážkami
- erupce ve stratosféře → rozšíření částic od místa erupce prouděním ve stratosféře – „prachový závoj“ → snížení propustnosti atmosféry → zvýšení albeda odrazem záření → redukce přiváděného krátkovlnného záření k povrchu → oteplení stratosféry (pohlcování záření částicemi aerosolu) → ochlazení přízemní vrstvy atmosféry

Changes in intensity of solar radiation at Montpellier, France, between 1882 and 1900, suggest that five volcanic explosions affected the climate of the earth. The intensity of radiation was measured on clear days at noon. Location of named volcanoes: *Krakatoa* is between Sumatra and Java, *Tarawera* in New Zealand, *Bandai San* in Japan, *Bogoslof* in the Aleutian Islands and *Awoe* in the Malay Archipelago.





Příklad náhlého zeslabení propustnosti atmosféry pro přímé sluneční záření ($\lambda = 0,3\text{--}2,8 \mu\text{m}$) po vulkanických erupcích na observatoři Mauna Loa na Havaji (El Chichon 1982, Pinatubo 1991)

- dopady velkých vulkanických erupcí na počasí a klima:
 - a) redukce denního cyklu (začíná hned po erupci) – redukce krátkovlnného a dlouhovlnného záření – trvání 1-4 dny
 - b) pokles srážek v tropech (začíná 1-3 měsíce po erupci) – redukce krátkovlnného záření, snížení výparu – trvání 3-6 měsíců
 - c) letní ochlazení v tropech a subtropích severní polokoule (1-3 měsíce po erupci) – redukce krátkovlnného záření – trvání 1-2 roky
 - d) oteplení stratosféry (1-3 měsíce po erupci) – pohlcování krátkovlnného a dlouhovlnného záření ve stratosféře – trvání 1-2 roky
 - e) zimní oteplení na kontinentech severní polokoule (půl roku) - pohlcování krátkovlnného a dlouhovlnného záření ve stratosféře, dynamika – 1-2 zimy
 - f) globální ochlazování (bezprostředně po erupci) – redukce krátkovlnného záření (1-3 roky)

g) globální ochlazování po více erupcích (bezprostředně po erupci) – redukce krátkovlnného záření (10-100 let)

h) rozklad ozonu, zesílení UV-záření (1 den) – chemické reakce na částicích atmosférických aerosolů – 1-2 roky

• studium klimatologických účinků vulkanických erupcí – řady **indexů vulkanické činnosti:**

- DVI – Dust Veil Index

- AI – Acidity Index

- VEI – Volcanic Explosivity Index

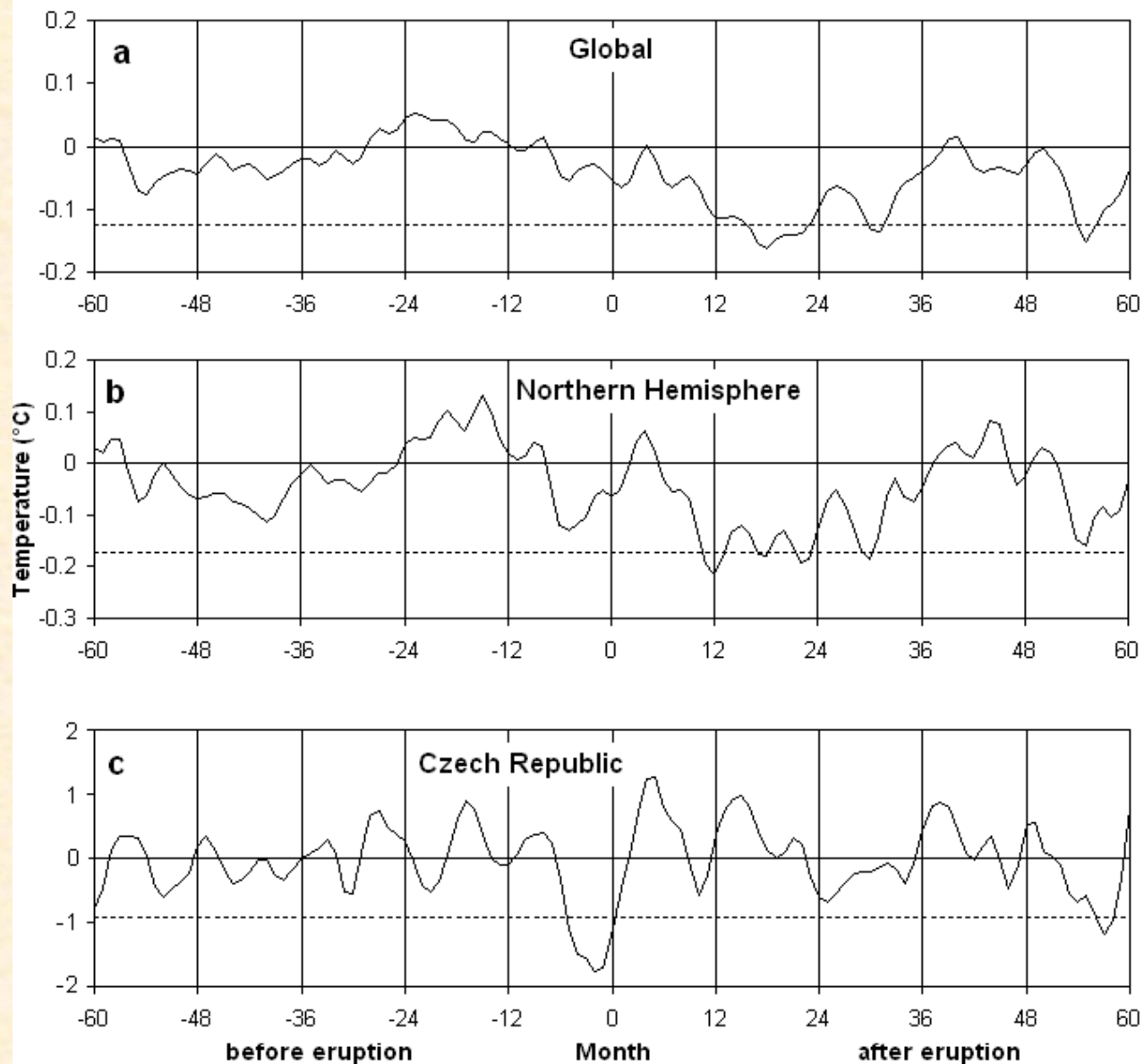
- SVI, SVI* – Smithsonian Volcanic Index

- SAOD – Stratospheric Aerosol Optical Depth

- IVI – Ice Core Volcano Index

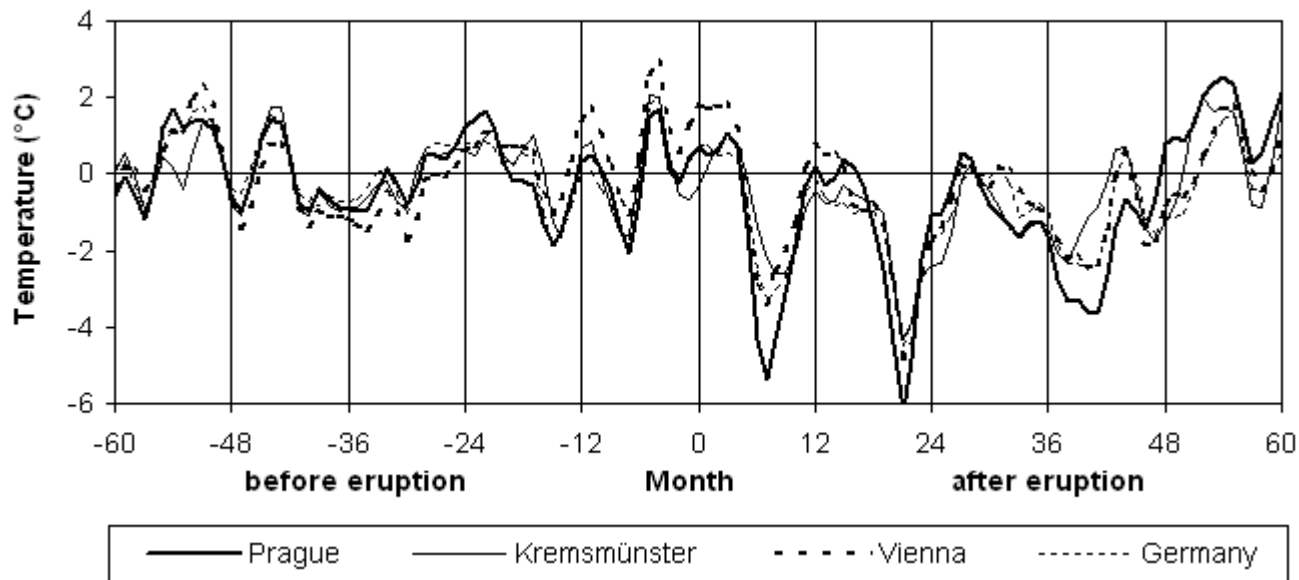
Teplota vzduchu

Tropical Eruptions



Písek, J., Brázdil, R. (2006): Responses of large volcanic eruptions in the instrumental and documentary climatic data over Central Europe. *International Journal of Climatology*, 26, č. 4, s. 439-459.

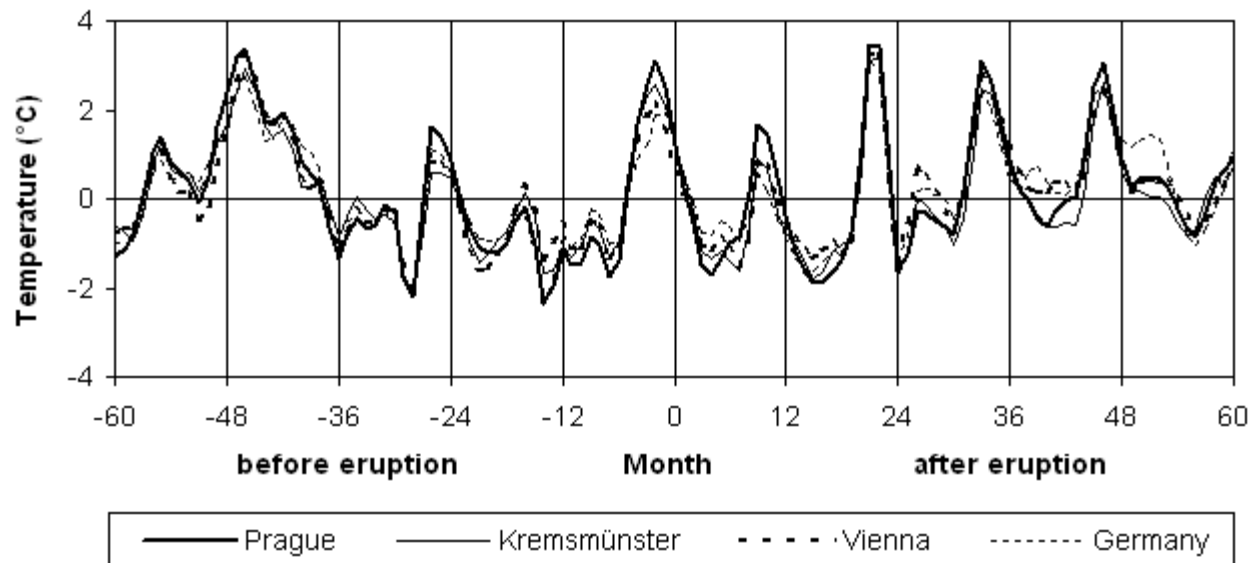
Lakagígar 1783



Erupce Lakagígar (Laki) na Islandu v roce 1783 – výrazné dopady v Evropě (úmrtí, suché mlhy, bouřky, optické jevy)

Erupce Tambory v Indonézii v roce 1815 – jedna z největších známých erupcí – rok 1816 označen jako „rok bez léta“

Tambora 1815

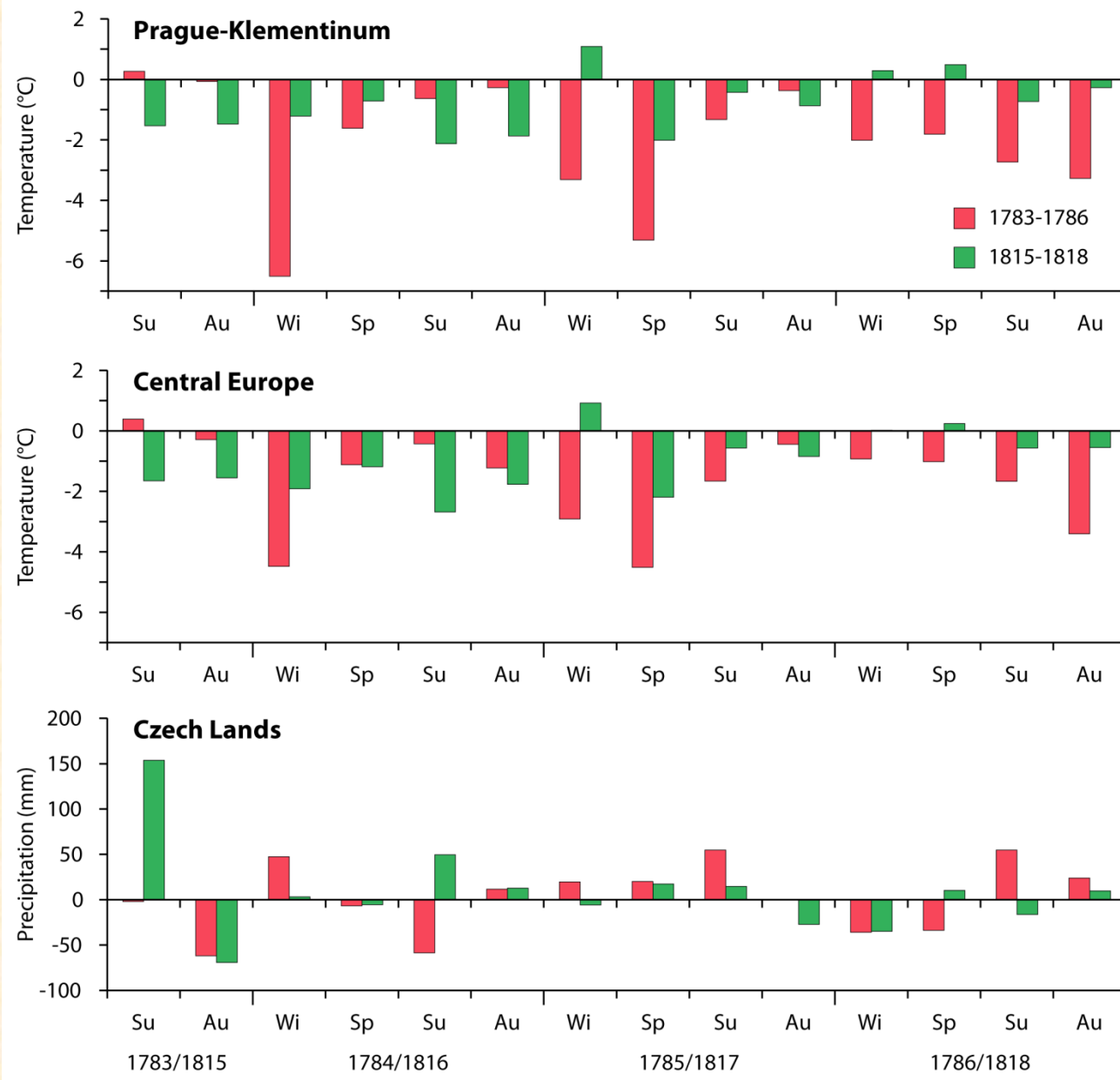


Porovnání projevů a dopadů dvou erupcí v českých zemích

Tambora

Lakagígar

T: Extremely cold summer 1816	T: Various extreme seasons in 1784–1786
P: Extremely wet JJA and dry SON 1815	P: Extremely dry SON 1783
No directly observed post-volcanic effects	Dry fog, heavy thunderstorms (no rain), optical phenomena (red sun)
Bad grain harvest 1815–1816, rise in prices culminating in 1817	No effects on agriculture and grain prices
Lack of bread, hunger, much beggars	No such indications
Floods: August 1815, March 1817; often landslides in 1817	Floods: February 1784 , April 1785, August 1786; no landslides
Important natural and societal impacts	Killed people during ringing against thunderstorms – forbidding of ringing



Kombinace sezonních teplotních anomálií v Praze-Klementinu a ve střední Evropě a sezonních anomálií srážek v českých zemích v letech 1783–1786 a 1815–1818 (referenční období 1961–1990; Wi – prosinec–únor , Sp – březen–květen, Su – červen–srpen, Au – září–listopad) (Brázdil et al., Geografie, 2017)

Dust Veil Index (DVI - Index prachového závoje)

$$\text{DVI} = 0.97 R_{\text{DMAX}} E_{\text{MAX}} t_{\text{m0}}$$

$$\text{DVI} = 52.2 T_{\text{DMAX}} E_{\text{MAX}} t_{\text{m0}}$$

$$\text{DVI} = 4.4 q E_{\text{MAX}} t_{\text{m0}}$$

R_{DMAX} - the highest weakening of the direct solar radiation after the eruption (monthly means for the middle latitudes of the hemisphere, where the eruption have occurred)

T_{DMAX} - the estimated drop of the mean temperatures in $^{\circ}\text{C}$ (for the most influenced year after the eruption in the middle latitudes of corresponding hemisphere)

E_{MAX} - the latitude correction describing the maximal share of the Earth covered in any time by dust veil:

1 for $\phi = 20^{\circ}\text{S} - 20^{\circ}\text{N}$

0.7 for $\phi = 20-35^{\circ}$ of corresponding hemisphere

0.5 for $\phi = 35-42^{\circ}$ of corresponding hemisphere

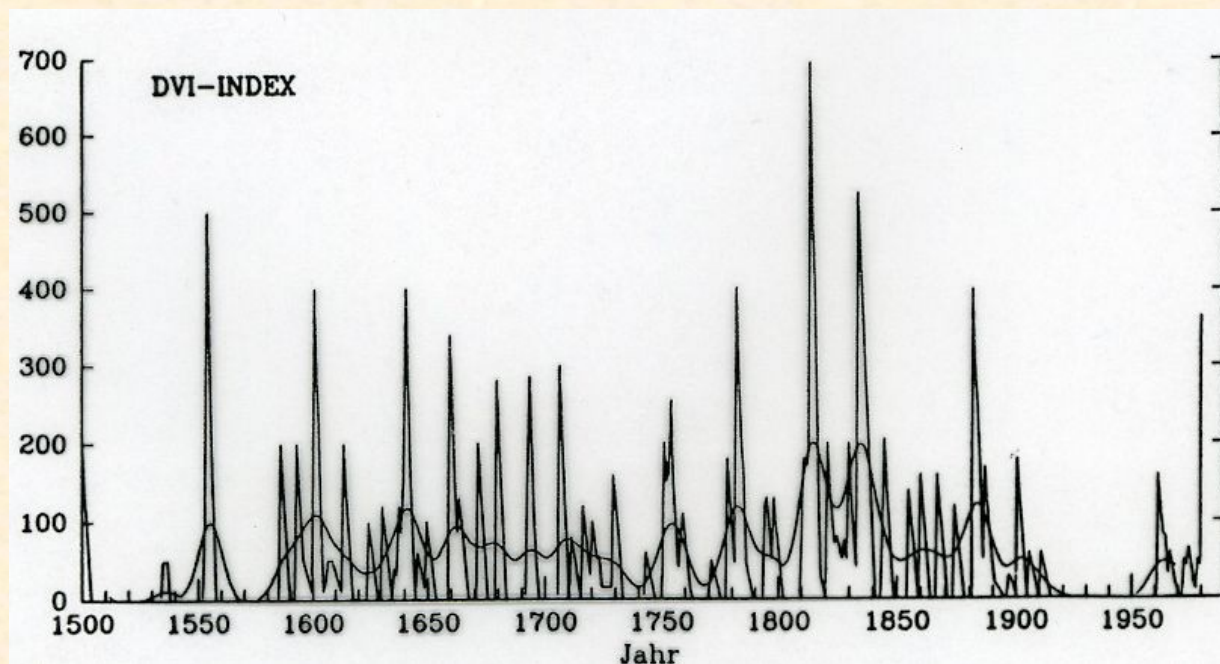
0.3 for $\phi = 42-90^{\circ}$ of corresponding hemisphere

t_{m0} - time (months) between the eruption and the last observed effect (e.g. lost of optic phenomena)

q - estimated volume (km^3) of solid material injected into the atmosphere

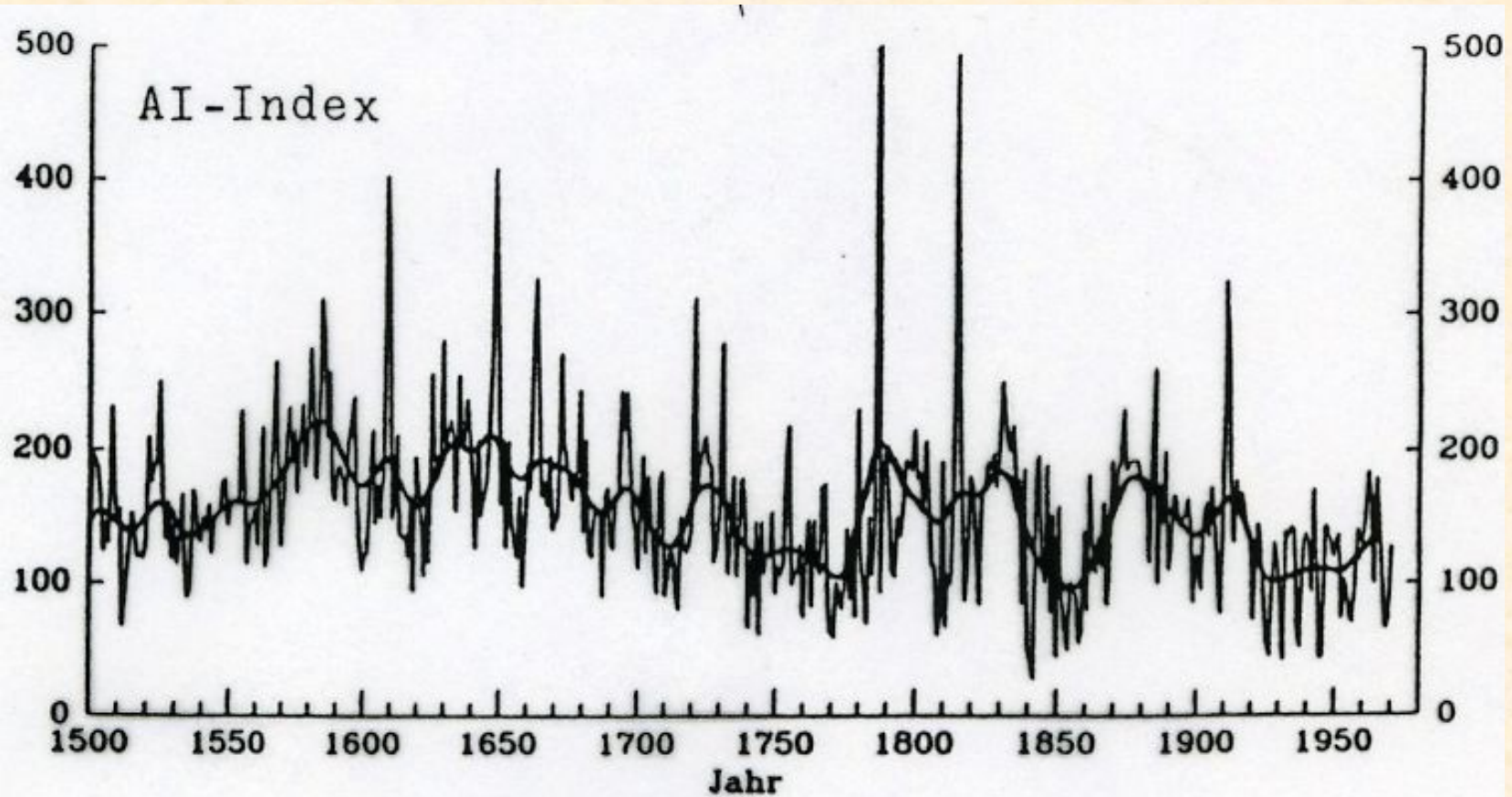
Nedostatky DVI:

- parametry R, T, t pozorovány ve středních zeměpisných šířkách
- tři různé rovnice pro výpočet DVI mohou být zdrojem nehomogenit
- použití teploty a záření jako parametrů výpočtu (samy ovlivněny erupcí)
- subjektivní popis erupcí, zejména před rokem 1700
- nereálné $DVI = 0$ v letech 1916–1962



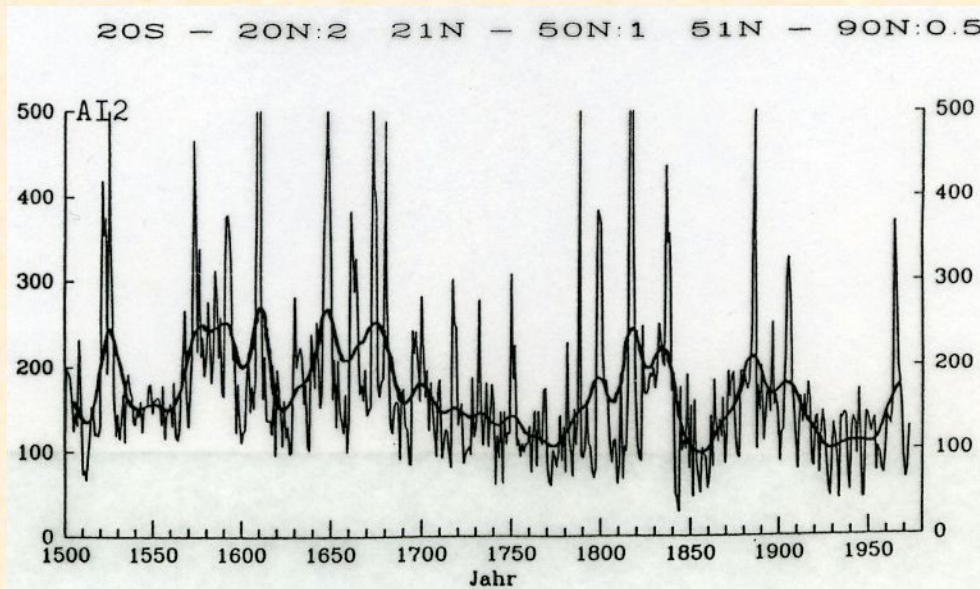
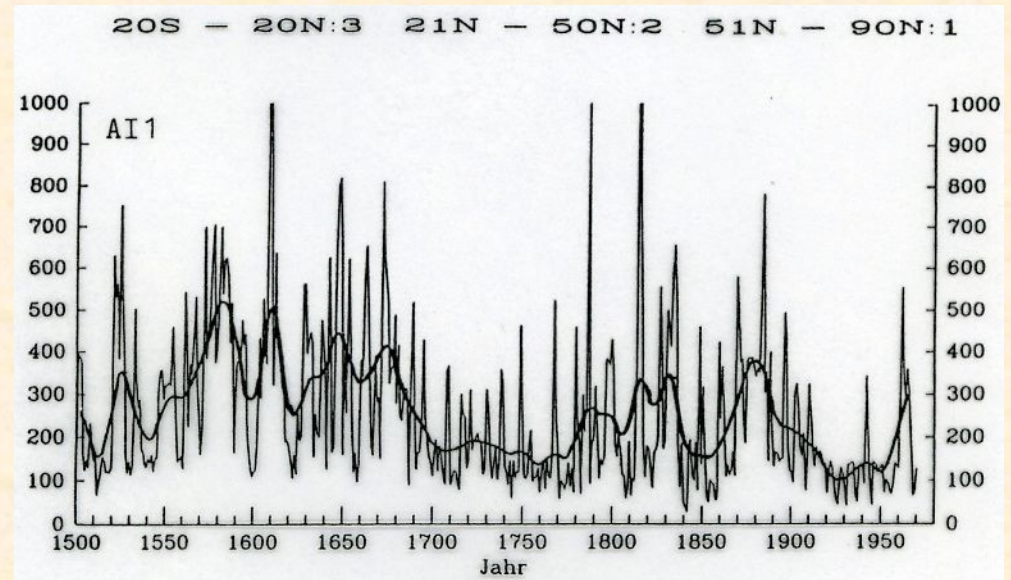
Acidity Index (AI - Index kyselosti)

- odvozen podle ledovcového jádra z Crête (Grónsko) podle elektrické vodivosti (do roku 1840) a podle hodnot pH (větší kyselost 1–3 roky po erupci, stejně jako vodivost)



Nedostatky:

- změna stanovení AI v roce 1840
- možný zdroj nehomogenity
- nejasné, zda erupce zasáhla jen troposféru nebo i stratosféru
- možné jiné zdroje kyselosti (antropogenní)



- ovlivnění hodnot AI erupcemi v blízkosti ledovcového jádra – zavedení šířkové korekce – indexy AI1 a AI2

Smithsonian Volcanic Index (SVI - Smithsoniánský vulkanický index)

$$SVI = \sum_{i=1}^n 10^{VEI}$$

VEI - volcanic explosivity index (VEI=0-8)

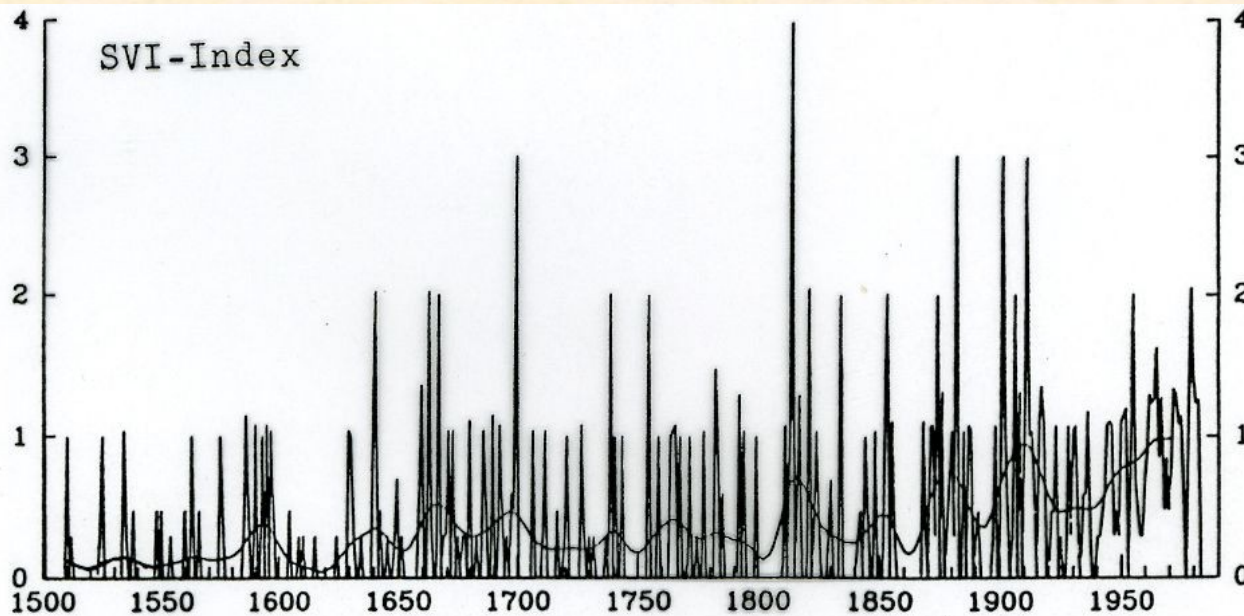
n - number of observed eruptions with $VEI \geq 3$

VEI = 3 \longrightarrow $m = 10^7 - 10^8 \text{ m}^3$, VEI = 4 \longrightarrow $m = 10^8 - 10^9 \text{ m}^3$,
etc., where m is volume of erupted volcanic material

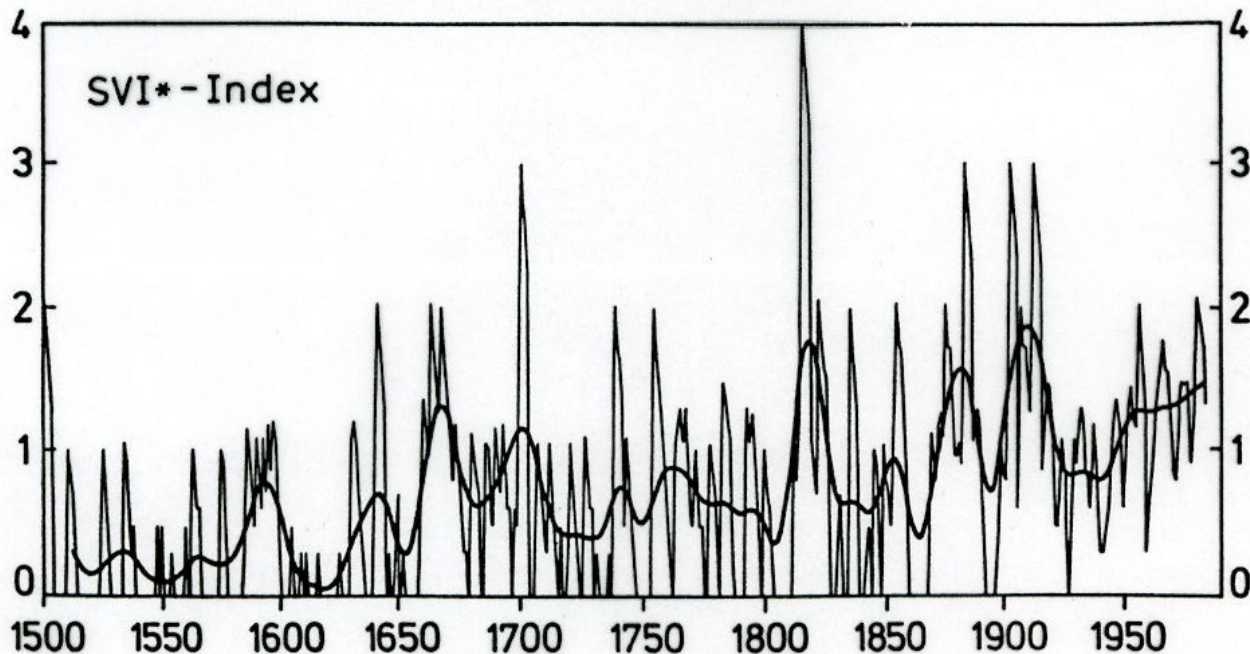
Cress (1987, 1988) - comparison of SVI and AI values:

$$c = c_0 \exp(-Bt)$$

c - the particle concentration at time t; c_0 - the initial concentration of particles shortly after the eruption for time $t = 0$; B - empirical factor; t - time ($t = 1, 2, 3$)



SVI – nebere v úvahu dobu setrvání vulkanického materiálu v atmosféře



SVI* - zavádí se korekce na dobu setrvání materiálu v atmosféře

SVI a SVI* neberou v úvahu chemické vlastnosti vulkanických částic

Stratospheric Aerosol Optical Depth (SAOD – Stratosférická optická mocnost aerosolů)

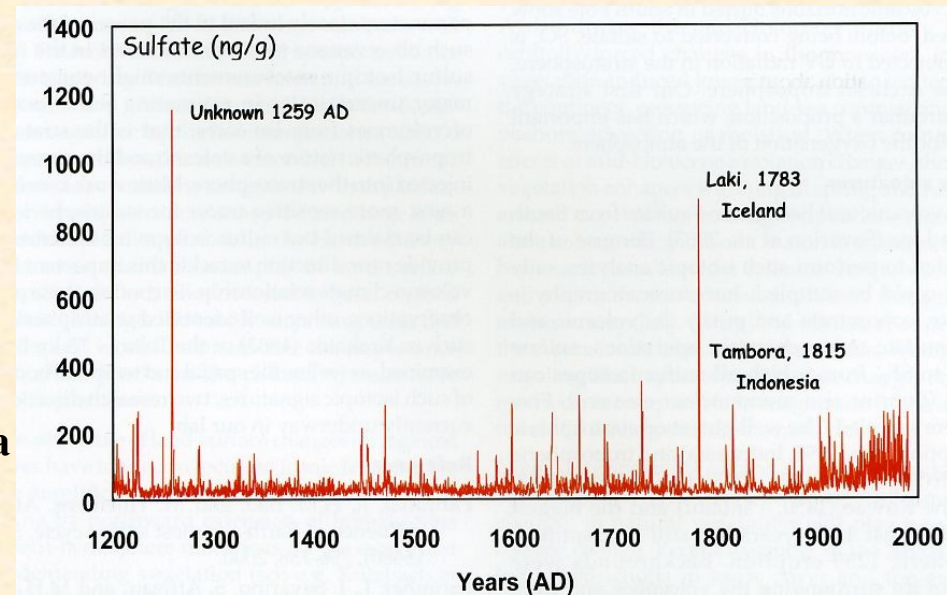
(Sato et al., 1993)

- vyjadřuje optickou vzduchovou hmotu pro $\lambda = 0,55 \mu\text{m}$
- měsíční průměrné indexy pro Severní a Jižní polokouli
- je stanoven podle: objemu vyvrženého materiálu (1850–1882), optického zeslabení (1883–1978), družicových měření (od roku 1979)
- v počáteční fázi jsou údaje méně detailní v porovnání s DVI
- zahrnutí aktuálních pozorování oblaků aerosolů v novější části řady způsobuje, že SAOD index je přesnější než DVI nebo VEI

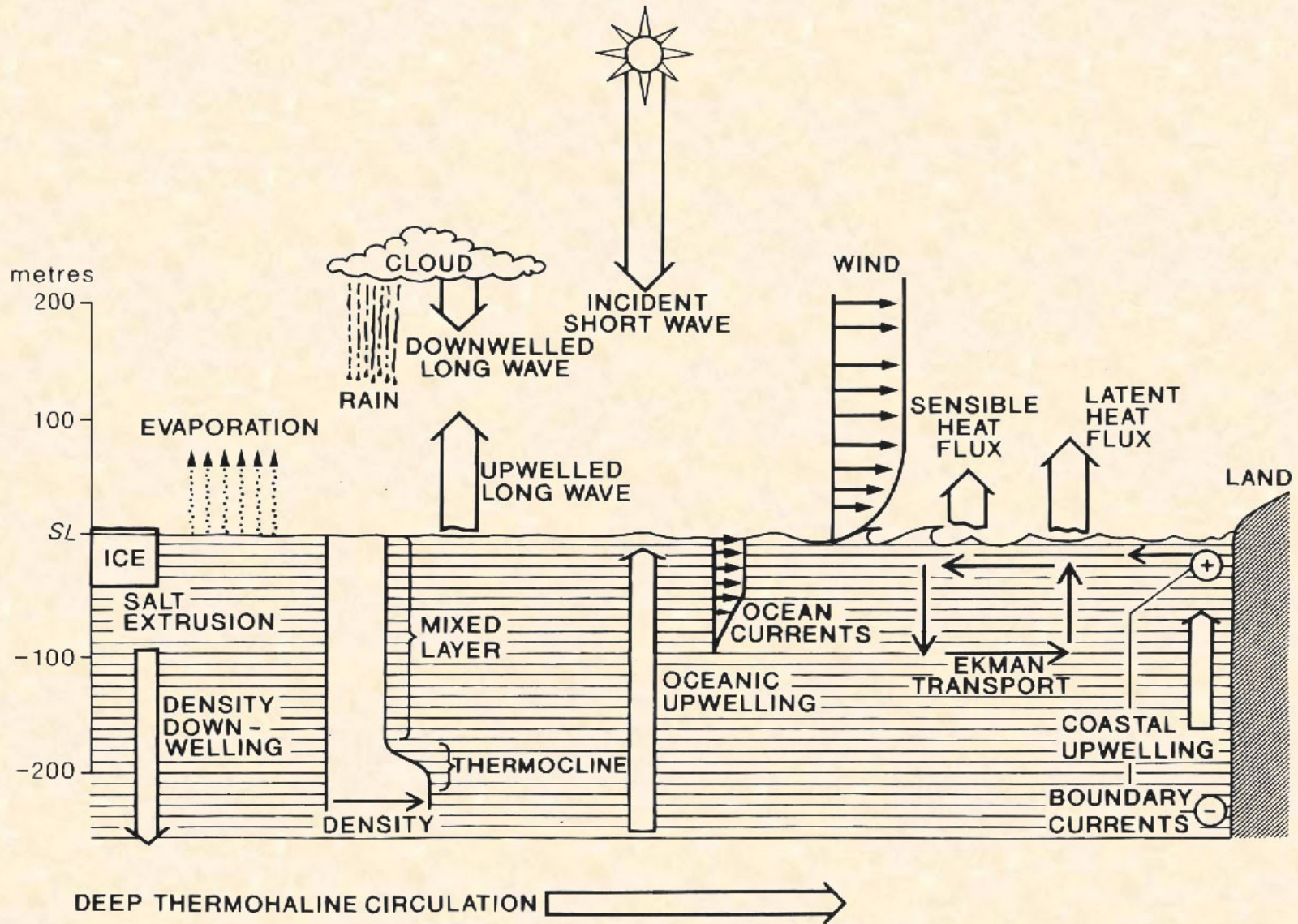
Ice Core Volcano Index (IVI – Vulkanický index ledovcového jádra) Robock, Free (1996)

- ve verzi publikované roku 1995 použity hodnoty kyselosti nebo síranů od roku 1850 pro 8 jader na Severní polokouli a pro 6 jader na Jižní polokouli
- Severní polokoule (IVI NH): jednotlivá jádra mezi sebou hůře korelovatelná – přecenění erupcí ve vyšších šířkách – IVI NH dobře korelovatelné s ostatními vulkanickými indexy a vysokofrekvenčními teplotními záznamy
- Jižní polokoule (IVI SH): lepší korelace mezi jednotlivými jádry – IVI SH dobře korelovatelné s ostatními vulkanickými indexy, ale ne s vysokofrekvenčními teplotními záznamy
- ve verzi publikované v roce 1996 IVI rozšířené na posledních 2000 let

Obsah síranů v ledovcovém jádru z Grónska dokumentuje nadhodnocení blízkých erupcí



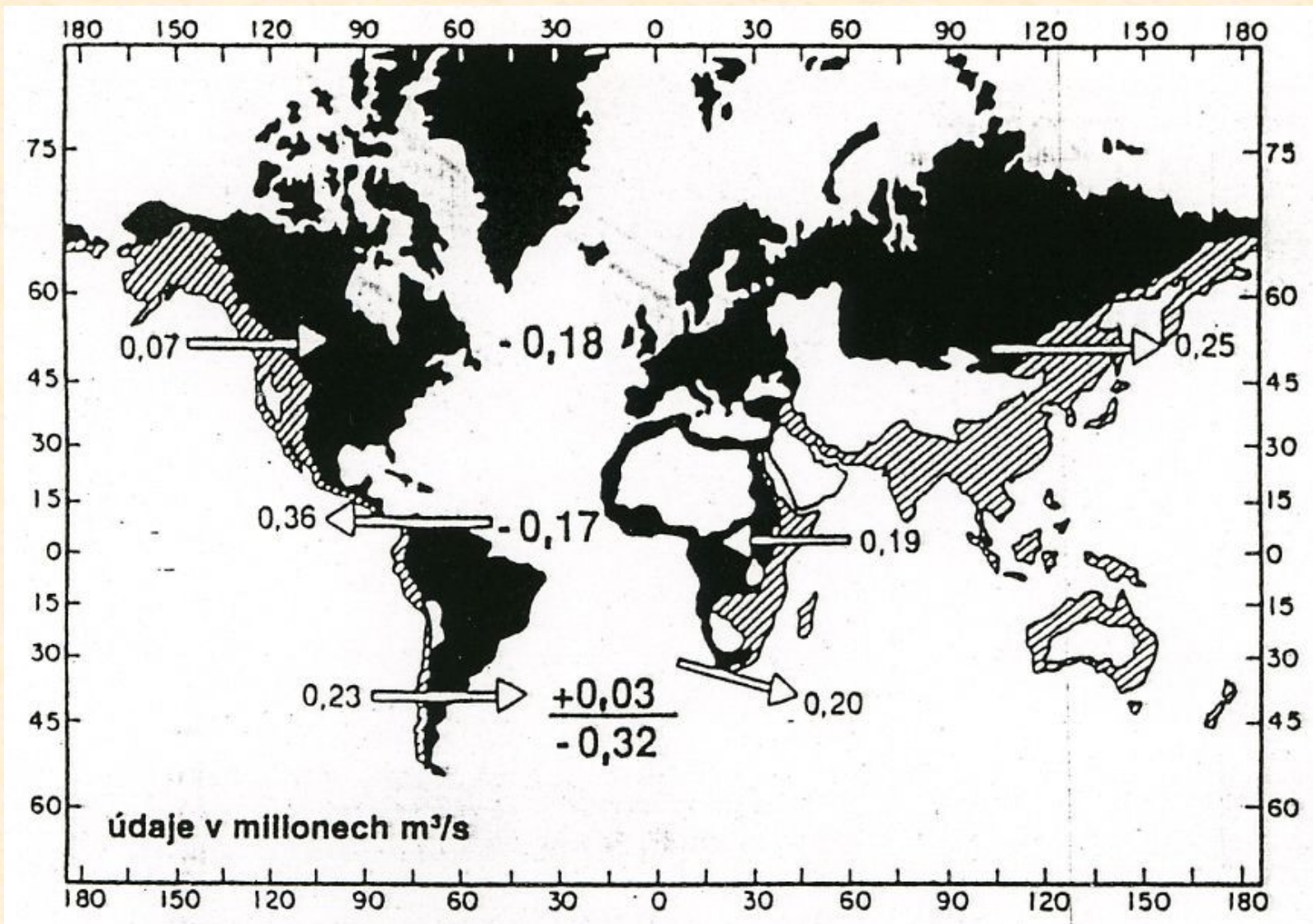
8.3 Interakce oceán - atmosféra



Generalized depiction of the major atmosphere-ocean interaction processes.

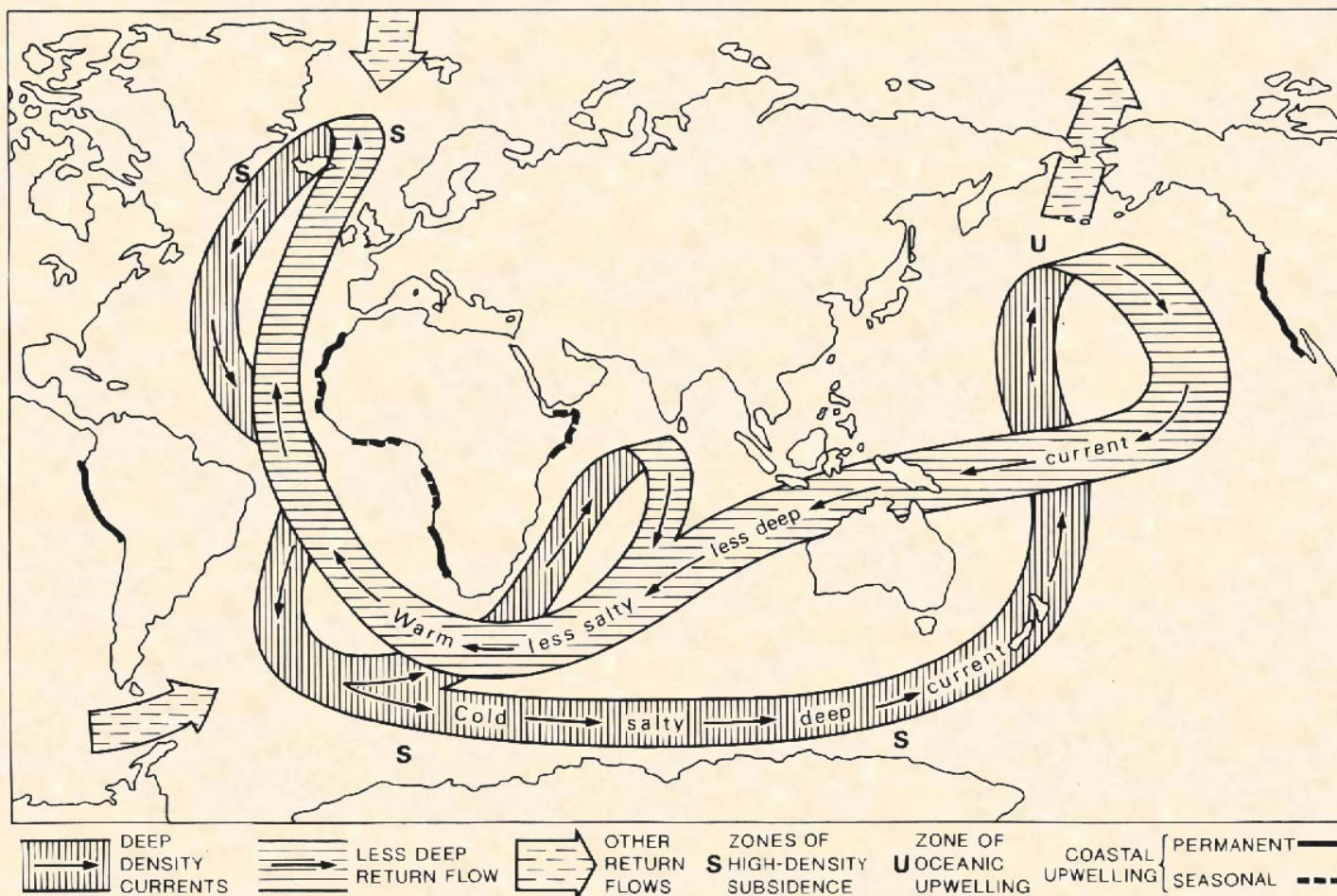
8.3.1 Termohalinní cirkulace

- procesy v oceánech a interakce s atmosférou podmiňují rozvrstvení oceánu:
 - a) směšovací povrchová vrstva (mixed surface layer) – několik desítek metrů od 60° z.š. k pólům, 400 m na 40° z.š. a 100–200 m na rovníku
 - b) termoklinní vrstva, kde klesá teplota a roste hustota s hloubkou – stabilně zvrstvená, působí jako bariéra mezi teplejší povrchovou a chladnější hlubší vrstvou
 - c) hluboká vrstva (a deep layer) – studená a hustá voda – pohyb vody zde souvisí s kolísáním hustoty v důsledku rozdílů v salinitě a teplotě
- ve směšovací povrchové vrstvě je pohyb vody podmíněn působením větru – mořské proudy, povrchové víry



Vodní bilance oceánů – přenášené množství vodní páry v milionech $m^3 \cdot s^{-1}$

termohalinní cirkulace – souvisí s povrchovými procesy (downwelling studené a slané vody v severní části Atlantského oceánu a v oblasti Weddelova moře v Antarktidě jako kompenzace k upwellingu) – přenos vody mezi severním Atlantikem a severním Pacifikem 500–1000 let, celá globální cirkulace 1500 let



The deep ocean thermohaline circulation system leading to Broecker's concept of the oceanic conveyor belt.

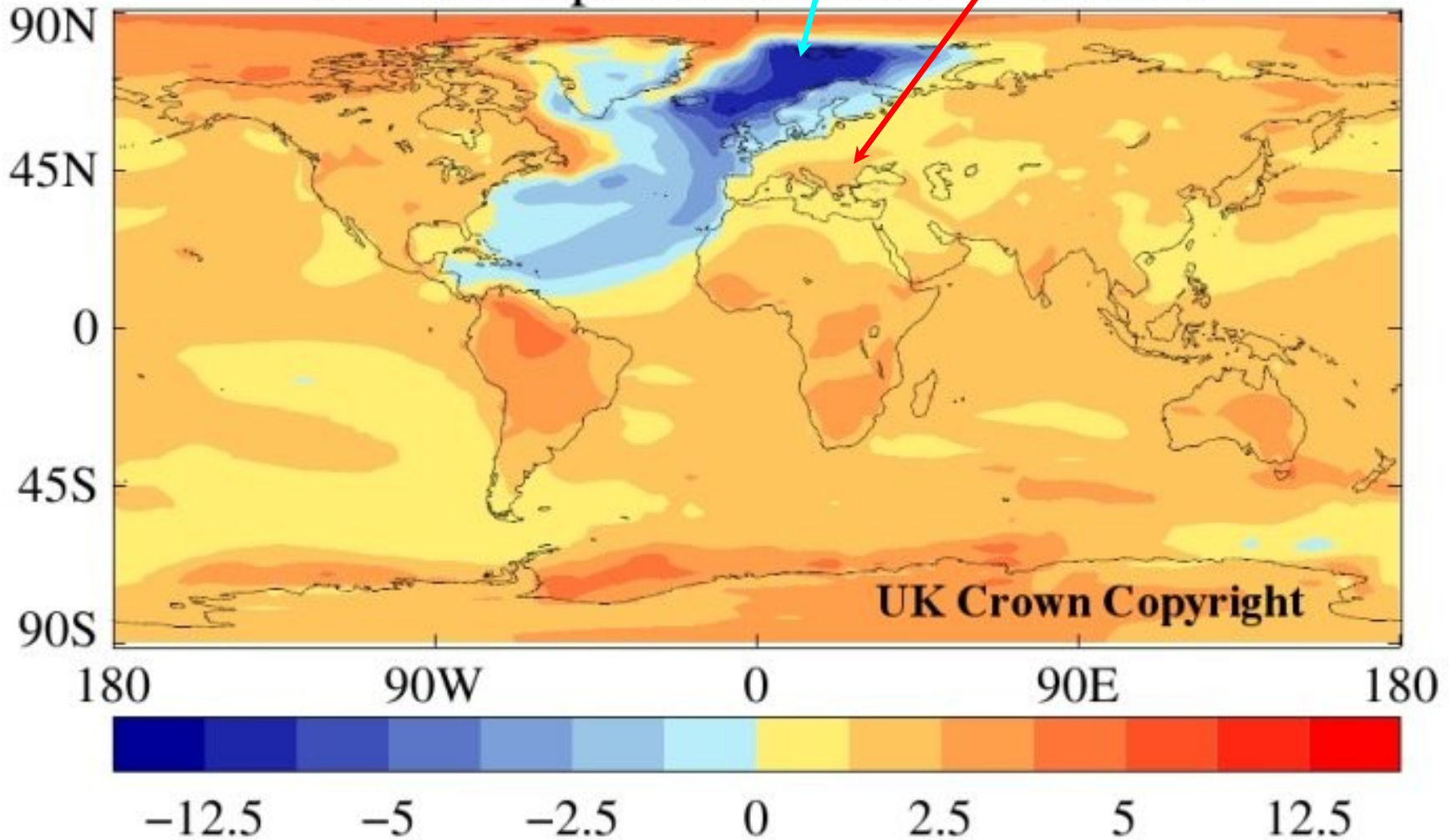
Desetiletý průměr oteplení klimatu kolem roku 2050 oproti období 1951-1980 v případě celkového kolapsu termohalinní cirkulace oceánu podle UK Met. Office modelu

Vellinga and Thorpe (2003)

-12 °C

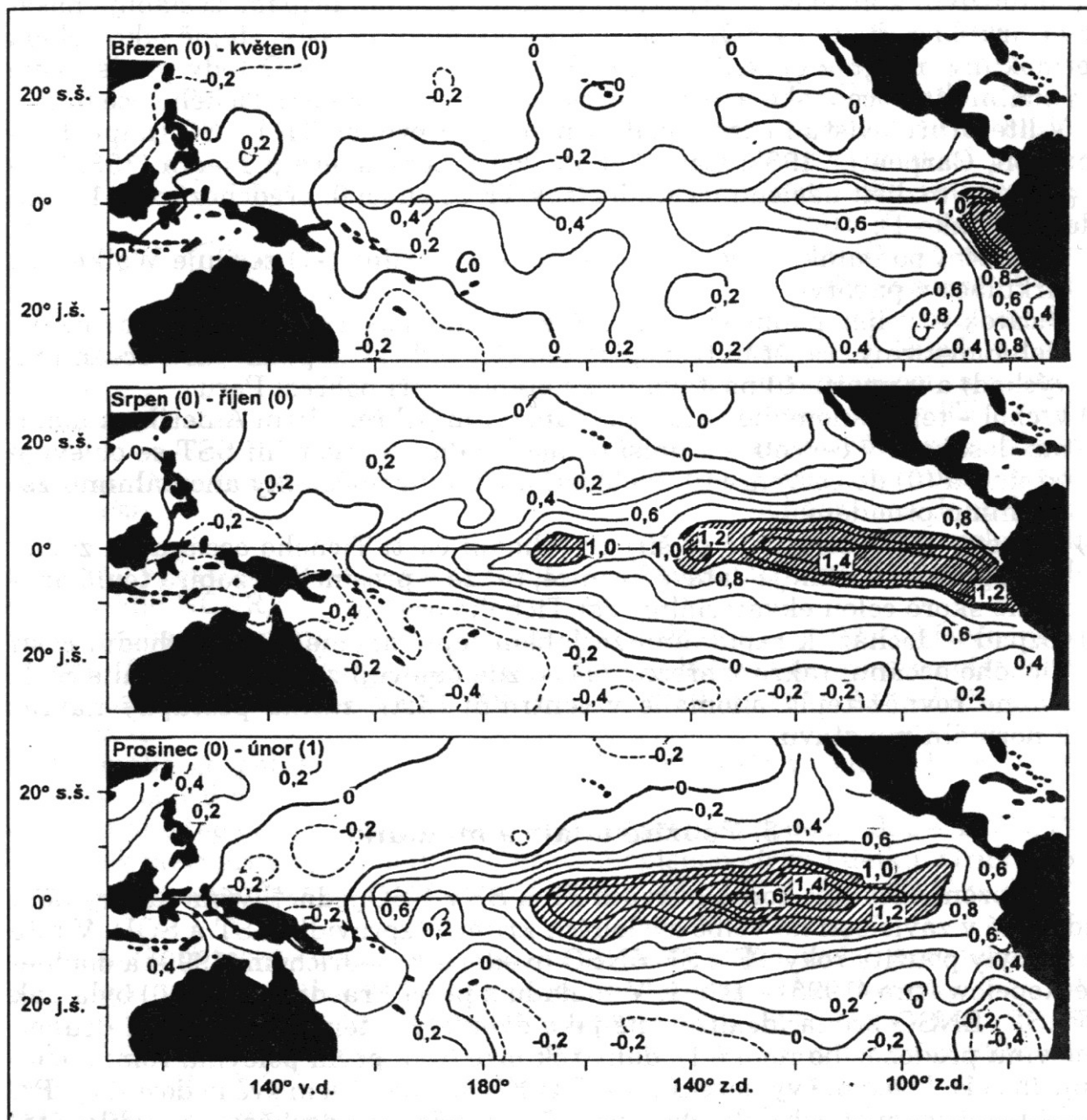
+2 °C

THC collapse under GHG- control

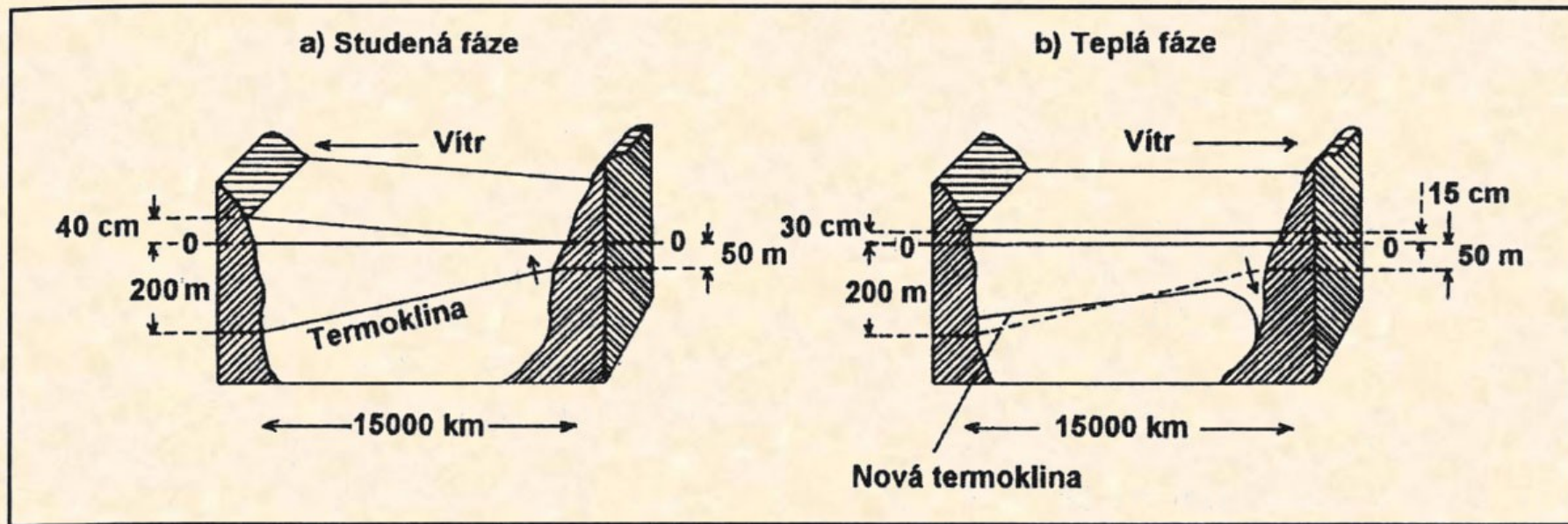


8.3.2 ENSO

- ENSO = El Niño – Southern Oscillation (Jižní Oscilace) – interval 2-7 roků:
 - a) **oceánská složka**
 - El Niño (Ježíšek) – každoroční rovníkový protiproud podél peruánského pobřeží k jihu v létě
 - **studená fáze ENSO (La Niña)**: teplé vody v západním Pacifiku, studené ve východním (Humboldtův proud + upwelling, výrazná pasátová cirkulace)
 - **teplá fáze ENSO (El Niño)**: teplá anomálie povrchových vod v Tichém oceánu šířící se od jihoamerického pobřeží na západ, která se spojí s teplou anomálií vznikající v oblasti datové hranice (zeslabení upwellingu a pasátové cirkulace)



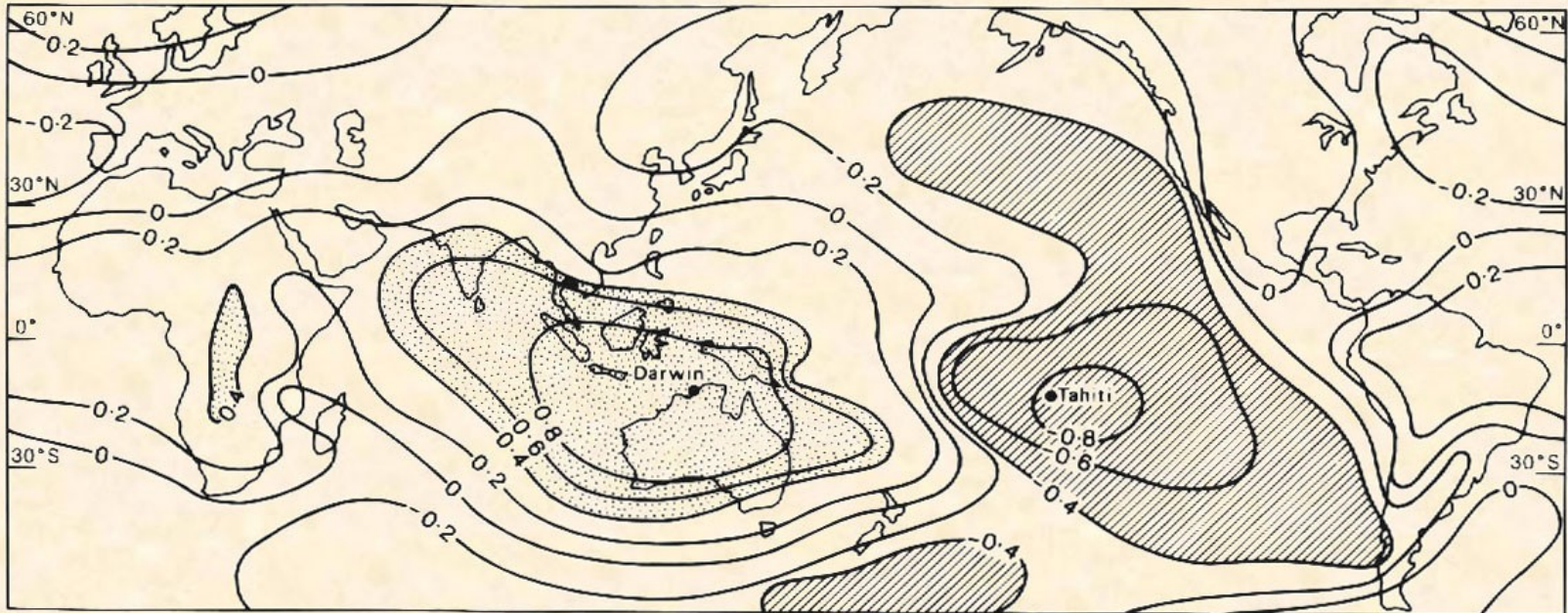
Obr. 3 – Anomálie SST (°C) průměrované pro TF ENSO v letech 1950 – 1973 (upraveno podle Rasmussona a Carpentera 1982)



Změny polohy hladiny Tichého oceánu a termokliny během TF (b) a SF (a) ENSO

b) atmosférická složka

- index Jižní oscilace (SOI) – rozdíl přízemního tlaku vzduchu mezi Tahiti ve Francouzské Polynésii a Darwinem v Austrálii – charakterizuje intenzitu pasátové cirkulace



The correlation of mean annual sea-level pressures with that at Darwin, Australia, illustrating the two major cells of the Southern Oscillation.

- Walkerova cirkulace – charakterizuje cirkulaci podél rovníku ve vertikálním řezu
- studená fáze ENSO: intenzivní pasáty, cirkulační buňka s konvekcí nad Austrálií (srážky)
- teplá fáze ENSO: oslabení pasátů, přesun oblasti intenzivní konvekce nad střední část Tichého oceánu (Austrálie – subsidence vzduchu, sucho)

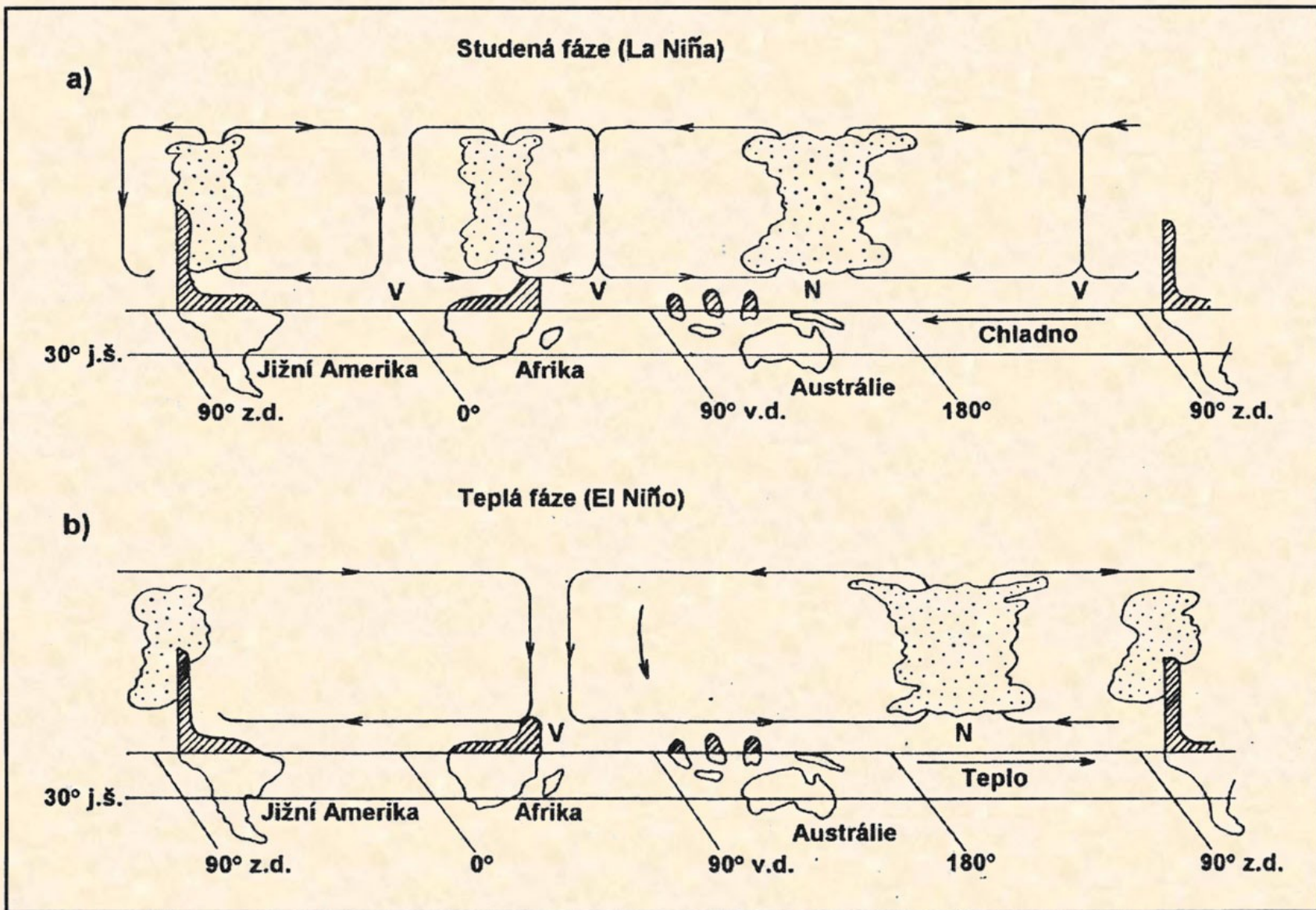
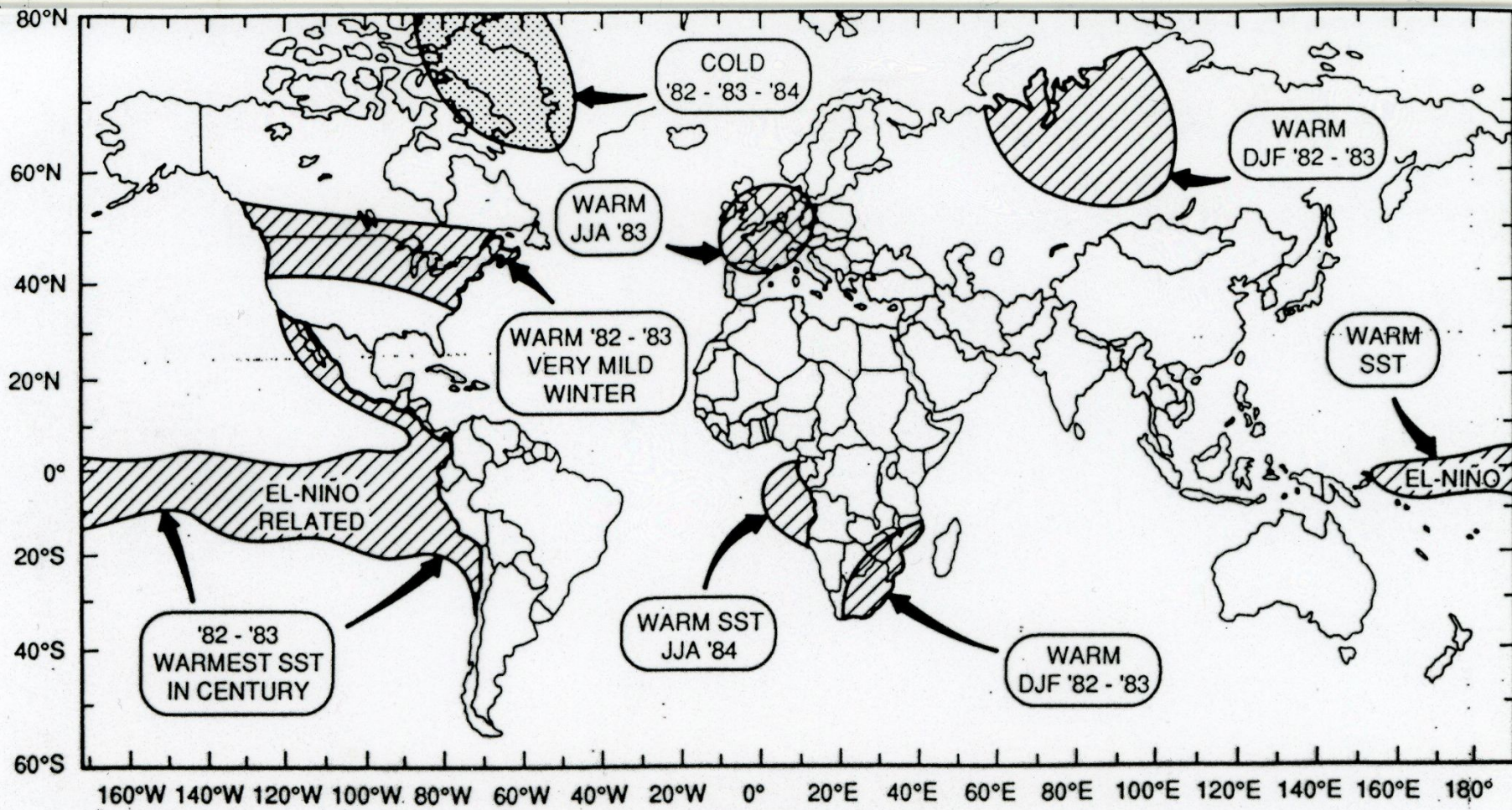
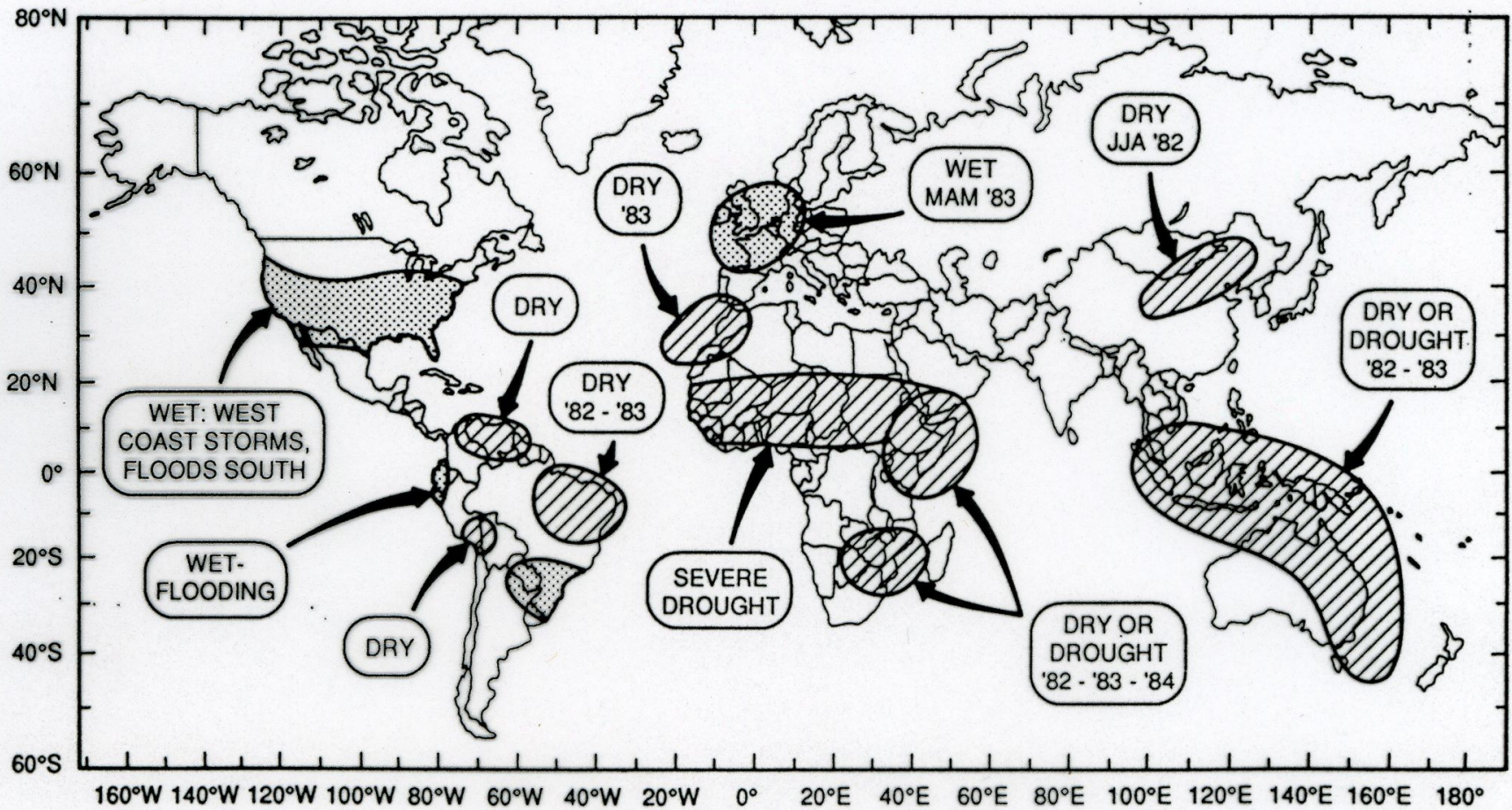


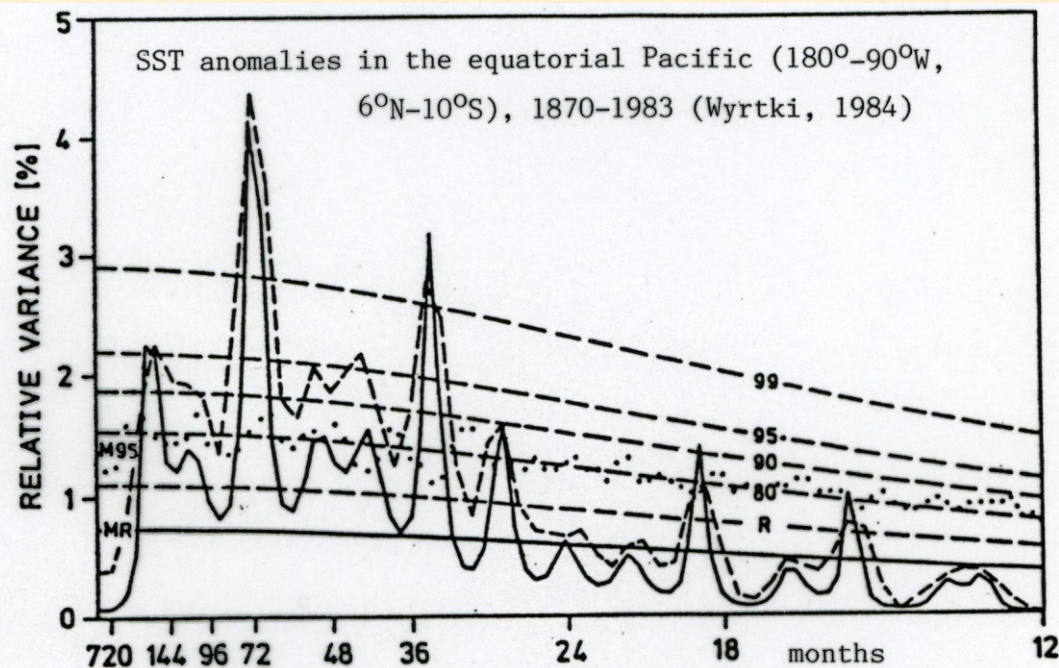
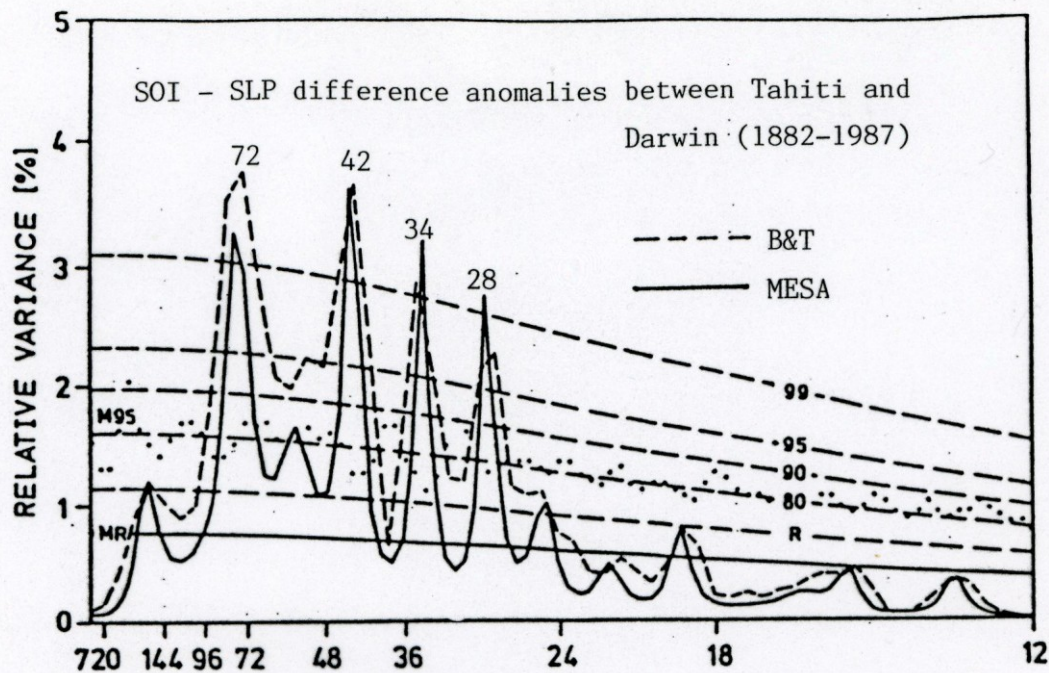
Schéma Walkerovy cirkulace v oblasti Tichého oceánu pro TF a SF ENSO



Selected extreme temperature events that persisted for a season or longer in the 1982-84 period



Selected extreme continental precipitation (wet and dry areas) that persisted for a season or longer in the 1982–84 period



Projevy ENSO v Evropě:

Dráhy cyklon:

- La Niña: z oblasti cyklogeneze jihovýchodně od Grónska přes Island, Norské moře, Skandinávii k Nové Zemi

- El Niño: přes Skotsko do střední Evropy, jižní část Baltiku a dále do Ruska

Teplota vzduchu:

El Niño: teplejší léta (0), chladnější zimy (0/1)

Srážky:

El Niño: sušší léta (0), vlhčí podzim (0)

Weekly Niño 3.4 Index

Fig. 1: The intensity of the ocean component of El Niño and La Niña events can be measured using the weekly deviation in sea surface temperature in what is known as the Niño 3.4 region in the tropical Pacific (5°N–5°S, 170–120°W), according to which the 2015/2016 event has already exceeded that of 1997/1998.

Niño 3.4 Index



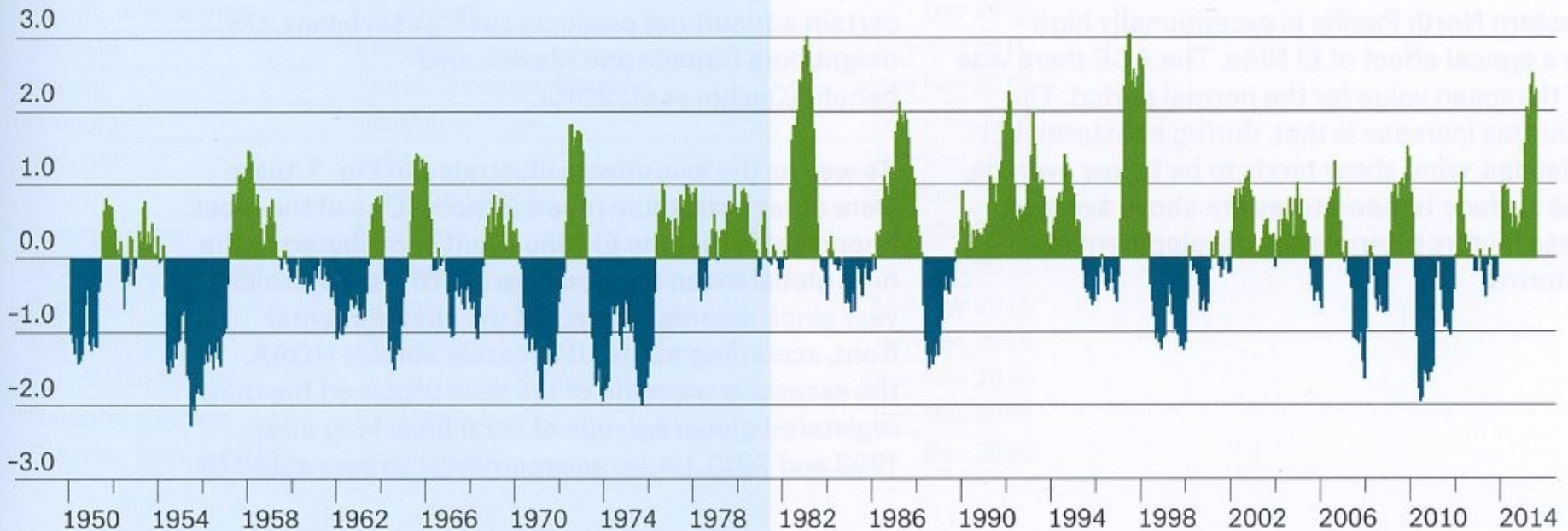
Source: Munich Re, based on the Climate Prediction Center, NOAA

Multivariate ENSO Index 1950–2015

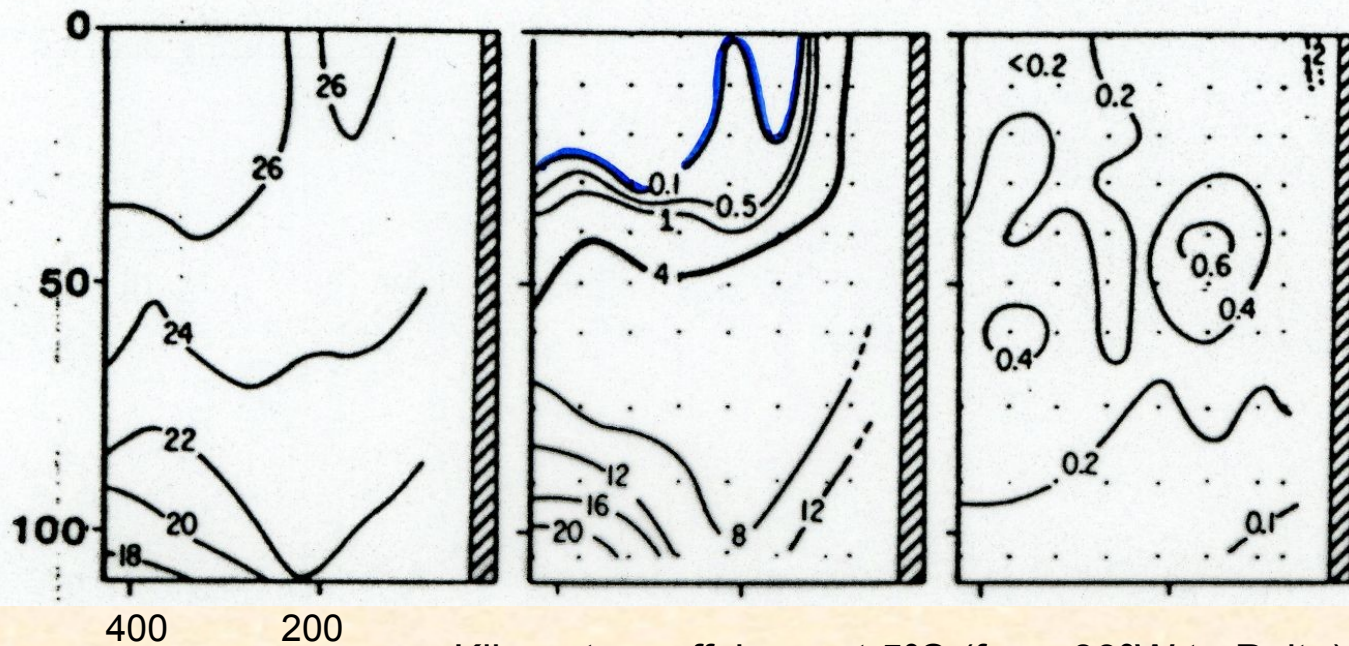
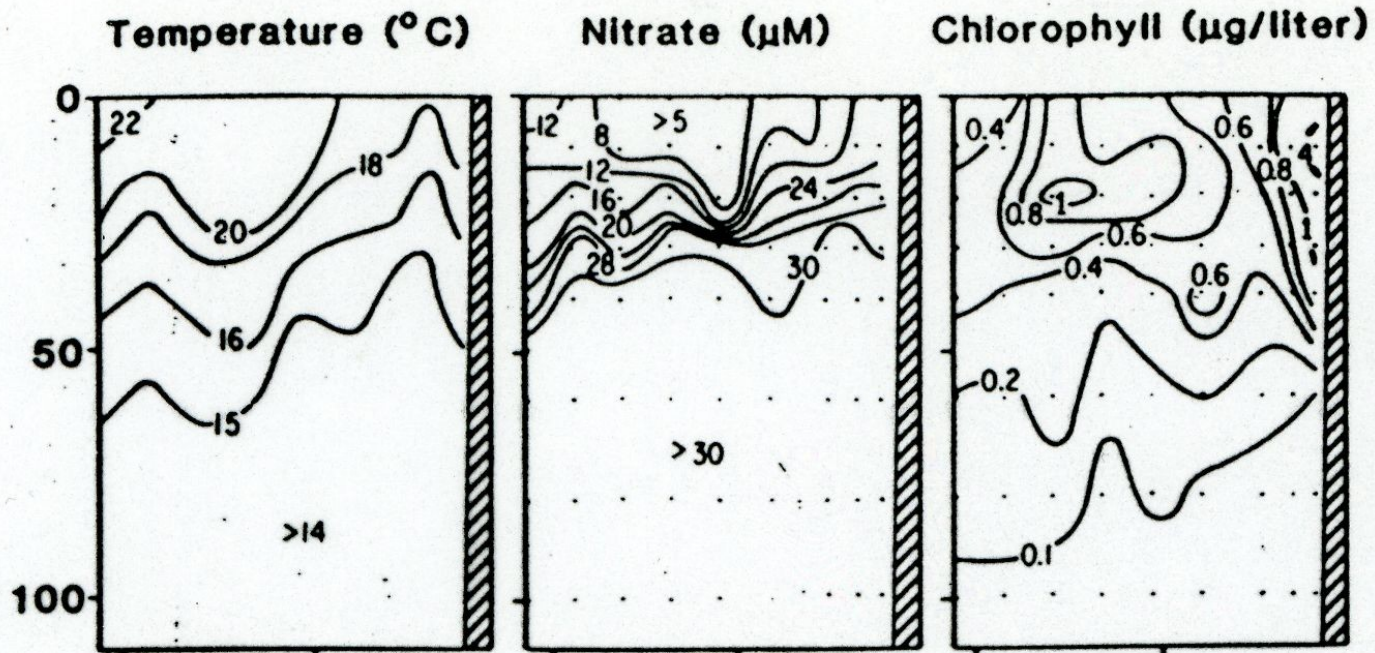
Fig. 2: Using the Multivariate ENSO Index, we can measure the coupled ocean-atmosphere intensity of an overall El Niño or La Niña event. It shows that the 2015/16 event is the third strongest after 1997/1998 and 1982/1983.

Index sumarizuje tlak vzduchu na hladině moře, severo-jihní a západovýchodní složky větru, povrchovou teplotu oceánu (SST), teplotu vzduchu a oblačnost.

Multivariate ENSO Index

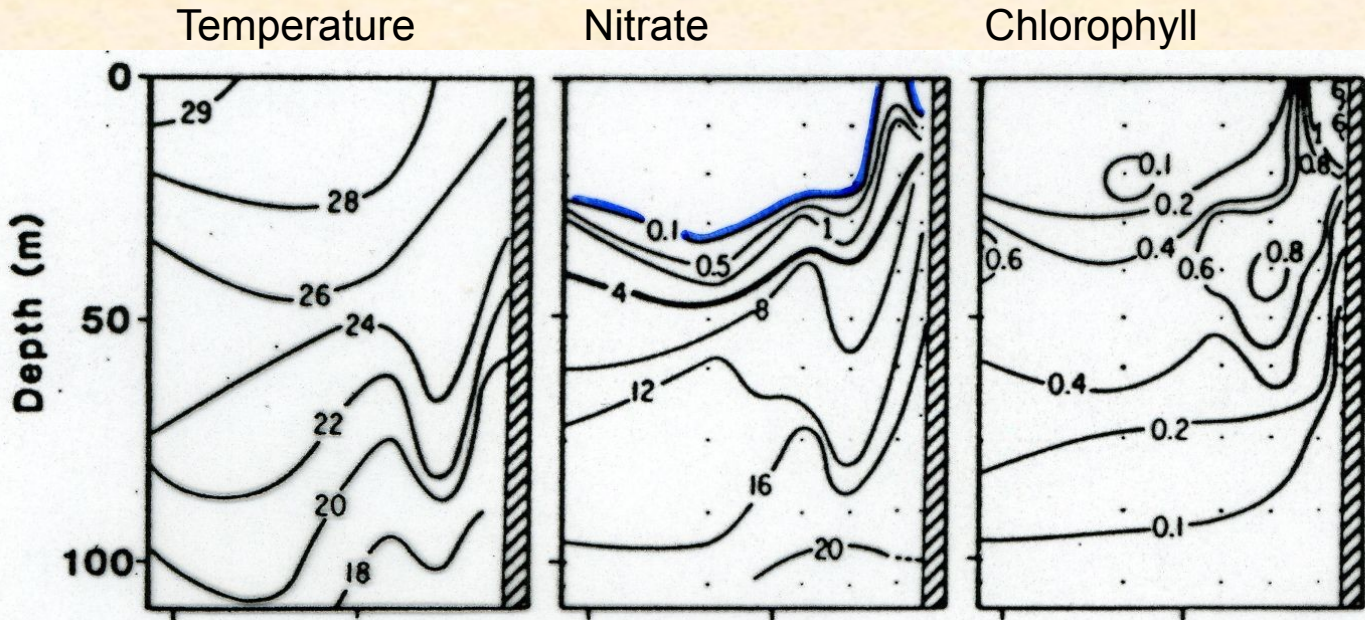


Source: Munich Re, based on Earth System Research Laboratory, Physical Sciences Division, NOAA



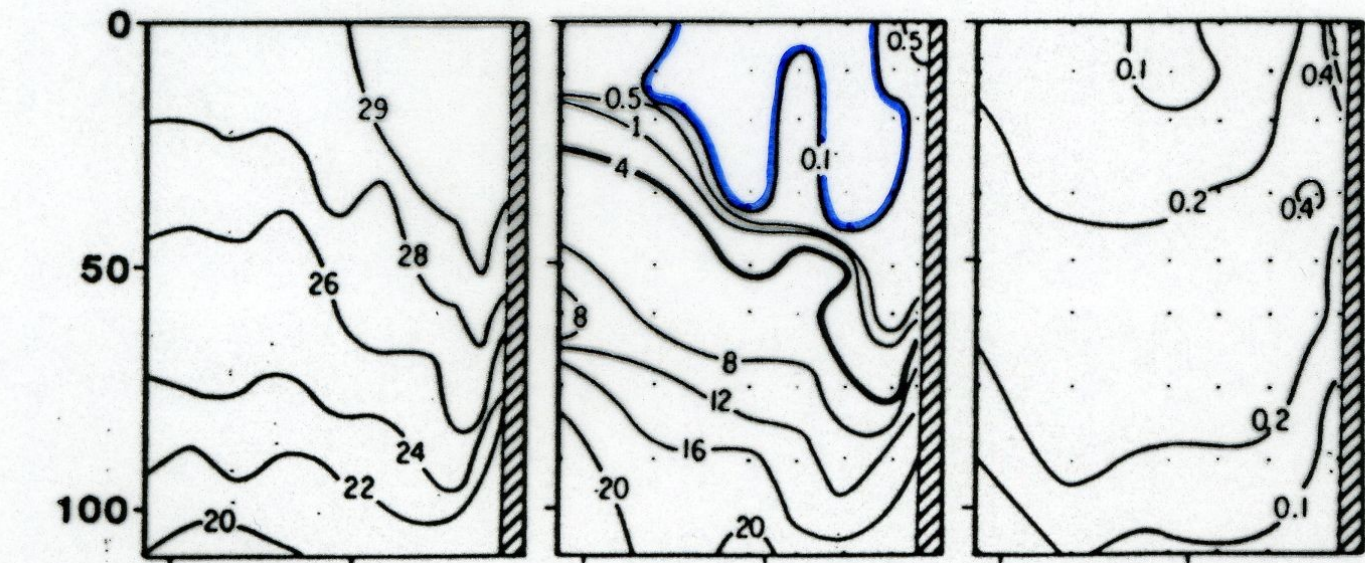
400 200

Kilometers offshore at 5°S (from 83°W to Paíta)



Mar. 1983

„zralost“



May 1983

vrchol anomálie

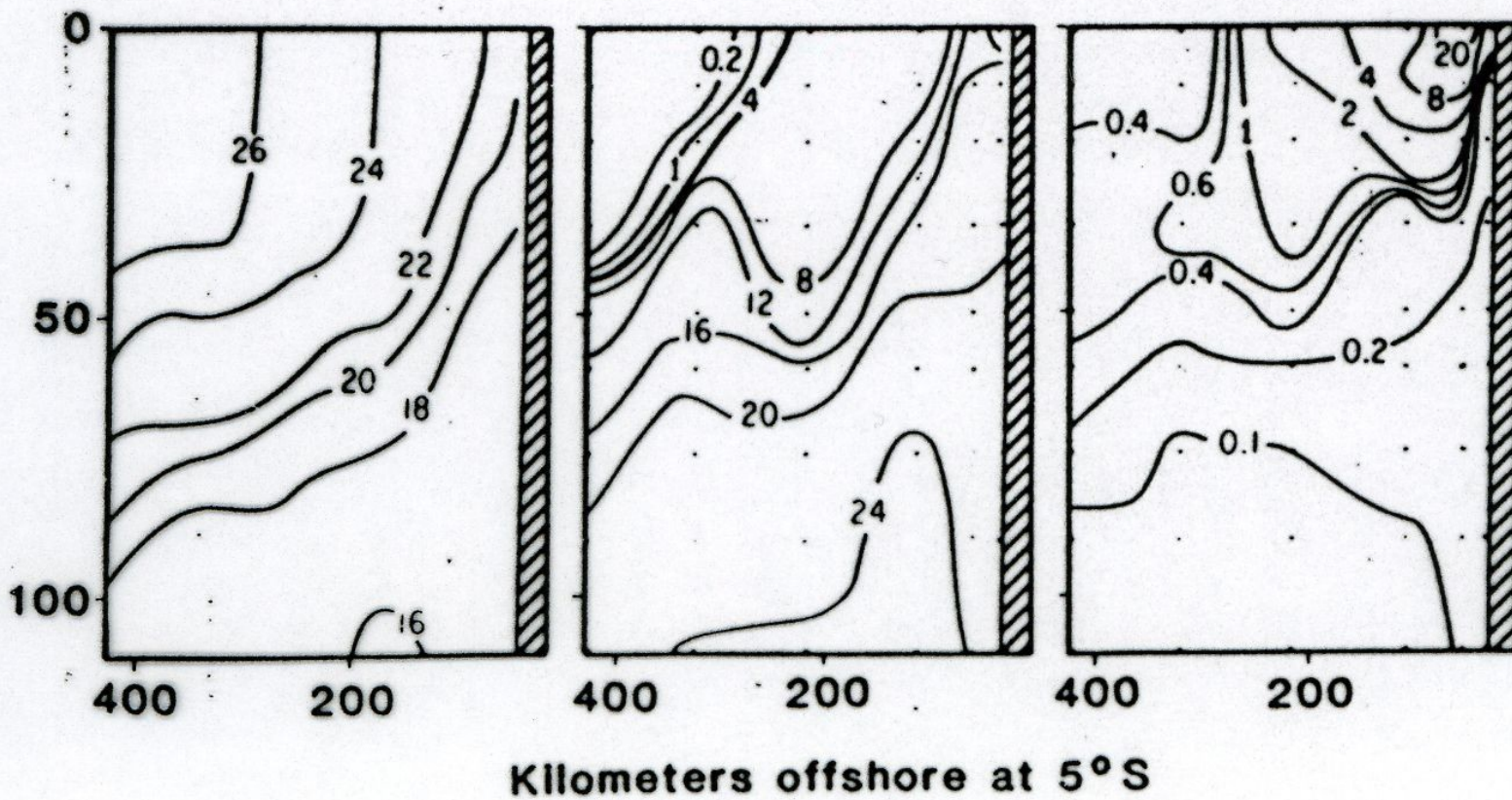
400 200

Kilometers offshore at 5°S (from 83°W to Paita)

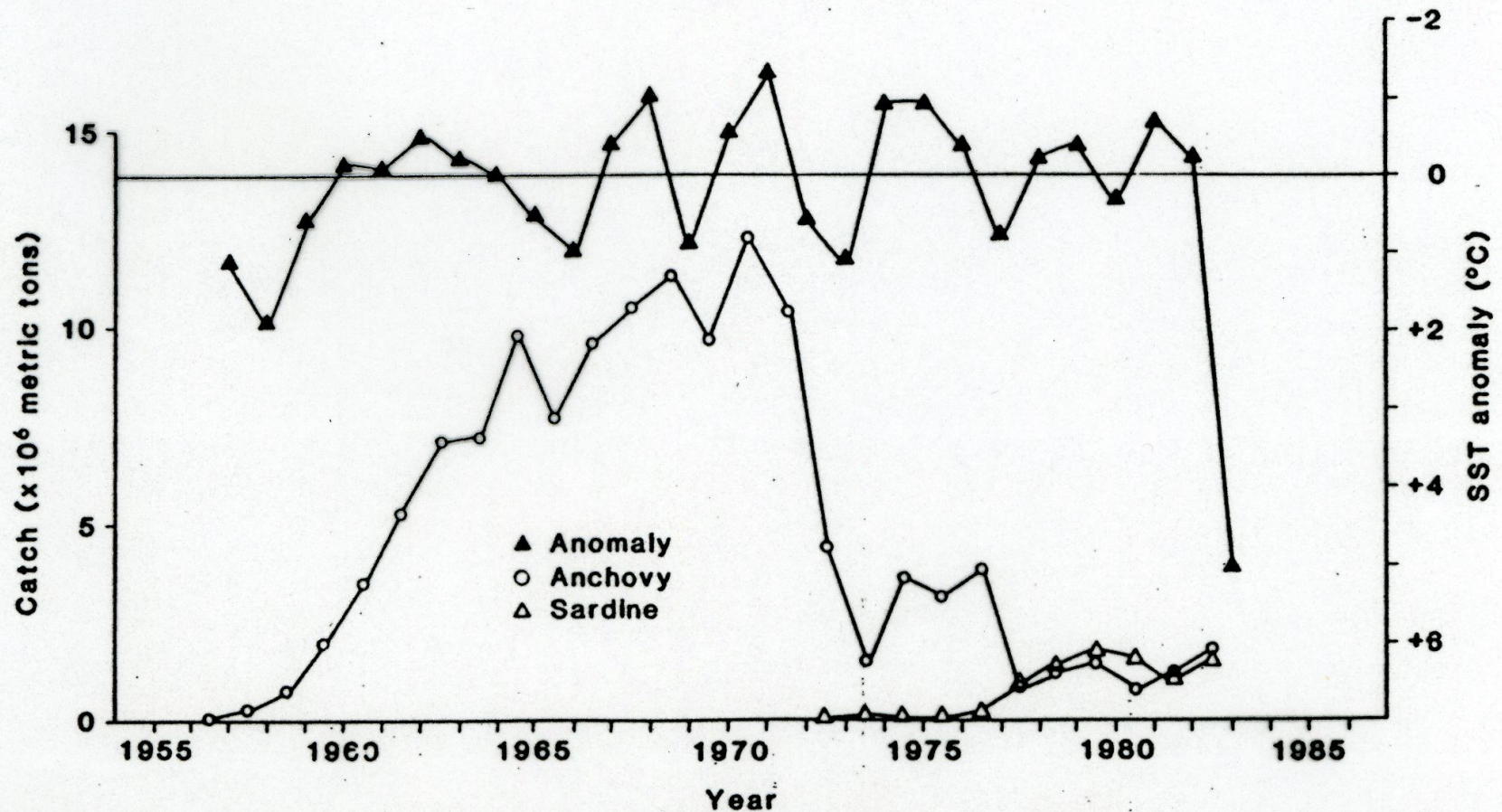
Temperature

Nitrate

Chlorophyll



obnova normálních podmínek



Association of annual SST anomalies with annual catch of anchovies and sardines off Peru. The anomaly temperature scale is inverted: upwards indicates cooler temperatures; downwards indicates warmer temperatures—that is, El Niño. The annual temperature anomaly is relative to the 26-year mean temperature of 16.9°C at Chicama; it is calculated for the thermal year from July to June spanning half of two calendar years, and the value is plotted in the middle of the thermal year at January. The fish catch for each calendar year is plotted in the middle of the calendar year at July.

8.4 Skleníkový jev

- klima Země je závislé na rovnováze mezi pohlceným slunečním zářením a dlouhovlnným vyzařováním Země do meziplanetárního prostoru → v ročním a globálním průměru platí:

$$I_S (1 - \alpha_Z) / 4 = \sigma T^4$$

I_S – solární konstanta

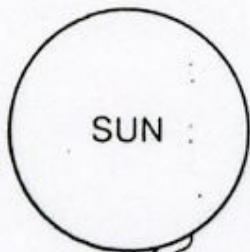
α_Z – planetární albedo

4 – poměr plochy povrchu Země a plochy kruhu s poloměrem rovným poloměru Země

σ – Stefan-Boltzmannova konstanta

T – absolutní teplota

- pro současné hodnoty I_S a α_Z je $T = 255 \text{ K}$ ($-18 \text{ }^\circ\text{C}$), ale průměrná teplota na Zemi je 288 K ($15 \text{ }^\circ\text{C}$)



SUN

Some solar radiation is reflected by the earth and the atmosphere

Solar radiation passes through the clear atmosphere

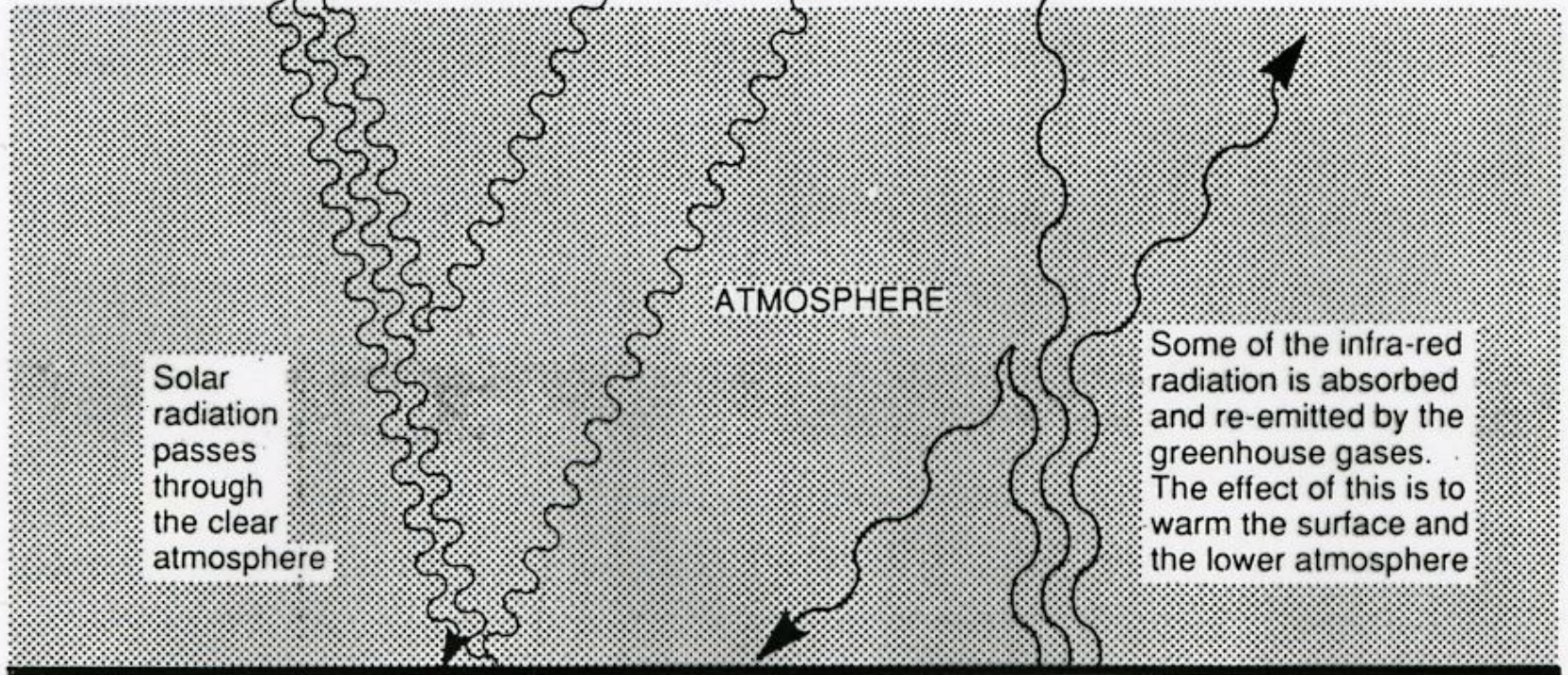
ATMOSPHERE

Some of the infra-red radiation is absorbed and re-emitted by the greenhouse gases. The effect of this is to warm the surface and the lower atmosphere

Most radiation is absorbed by the earth's surface and warms it.

EARTH

Infra-red radiation is emitted from the earth's surface



- rozdíl obou teplot 33 °C je důsledkem skleníkového efektu atmosféry: atmosféra je poměrně dobře propustná pro krátkovlnné sluneční záření, ale pohlcuje část dlouhovlnného vyzařování zemského povrchu prostřednictvím tzv. skleníkových plynů (GHG)
- příspěvek jednotlivých plynů ke skleníkovému efektu: vodní pára 20,6 °C, oxid uhličitý 7,2 °C, ozon v troposféře 2,4 °C, oxid dusný 1,4 °C, methan 0,8 °C, ostatní plyny 0,6 °C
- díky antropogenní činnosti dochází k růstu koncentrací skleníkových plynů v atmosféře → zesilování skleníkového efektu atmosféry
- hlavní antropogenní zdroje skleníkových plynů:
 - CO₂ – spalování fosilních paliv, výroba cementu, odlesňování, změny v land-use
 - CH₄ – pěstování rýže, chov skotu, spalování biomasy, těžba a přeprava uhlí a zemního plynu
 - N₂O – dusíkatá minerální hnojiva, spalování fosilních paliv a biomasy, doprava
 - O₃ v troposféře – oxidace uhlovodíků

Examples of greenhouse gases that are affected by human activities. [Based upon Chapter 3 and Table 4.1]

	CO ₂ (Carbon Dioxide)	CH ₄ (Methane)	N ₂ O (Nitrous Oxide)	CFC-11 (Chlorofluoro -carbon-11)	HFC-23 (Hydrofluoro -carbon-23)	CF ₄ (Perfluoro- methane)
Pre-industrial concentration	about 280 ppm	about 700 ppb	about 270 ppb	zero	zero	40 ppt
Concentration in 1998	365 ppm	1745 ppb	314 ppb	268 ppt	14 ppt	80 ppt
Rate of concentration change ^b	1.5 ppm/yr ^a	7.0 ppb/yr ^a	0.8 ppb/yr	-1.4 ppt/yr	0.55 ppt/yr	1 ppt/yr
Atmospheric lifetime	5 to 200 yr ^c	12 yr ^d	114 yr ^d	45 yr	260 yr	>50,000 yr

^a Rate has fluctuated between 0.9 ppm/yr and 2.8 ppm/yr for CO₂ and between 0 and 13 ppb/yr for CH₄ over the period 1990 to 1999.

^b Rate is calculated over the period 1990 to 1999.

^c No single lifetime can be defined for CO₂ because of the different rates of uptake by different removal processes.

^d This lifetime has been defined as an "adjustment time" that takes into account the indirect effect of the gas on its own residence time.

Oxid uhličitý CO₂ (379 ppm/2005, 391 ppm/2011, RP 1,68 W.m⁻²):

Nárůst koncentrací o 40 % od roku 1750 – tato koncentrace nebyla překročena posledních 800 tisíc let a pravděpodobně také 20 miliónů let – současná míra vzestupu nemá analogii nejméně za 22 tisíc let – ³/₄ antropogenních emisí CO₂ v posledních 20 letech pocházejí ze spalování fosilních paliv, zbytek ze změn v land-use (odlesňování) – oceán a pevnina pohlcují asi polovinu antropogenních emisí CO₂ – kolísání ročních přírůstků CO₂ souvisí s variabilitou klimatu (např. ENSO) a se změnami v pohlcování a uvolňování na pevninách a oceánech.

Table TS.1. Global carbon budget. By convention, positive values are CO₂ fluxes (GtC yr⁻¹) into the atmosphere and negative values represent uptake from the atmosphere (i.e., 'CO₂ sinks'). Fossil CO₂ emissions for 2004 and 2005 are based on interim estimates. Due to the limited number of available studies, for the net land-to-atmosphere flux and its components, uncertainty ranges are given as 65% confidence intervals and do not include interannual variability (see Section 7.3). NA indicates that data are not available.

	1980s	1990s	2000–2005
Atmospheric increase	3.3 ± 0.1	3.2 ± 0.1	4.1 ± 0.1
Fossil carbon dioxide emissions	5.4 ± 0.3	6.4 ± 0.4	7.2 ± 0.3
Net ocean-to-atmosphere flux	-1.8 ± 0.8	-2.2 ± 0.4	-2.2 ± 0.5
Net land-to-atmosphere flux	-0.3 ± 0.9	-1.0 ± 0.6	-0.9 ± 0.6
<i>Partitioned as follows</i>			
Land use change flux	1.4 (0.4 to 2.3)	1.6 (0.5 to 2.7)	NA
Residual land sink	-1.7 (-3.4 to 0.2)	-2.6 (-4.3 to -0.9)	NA

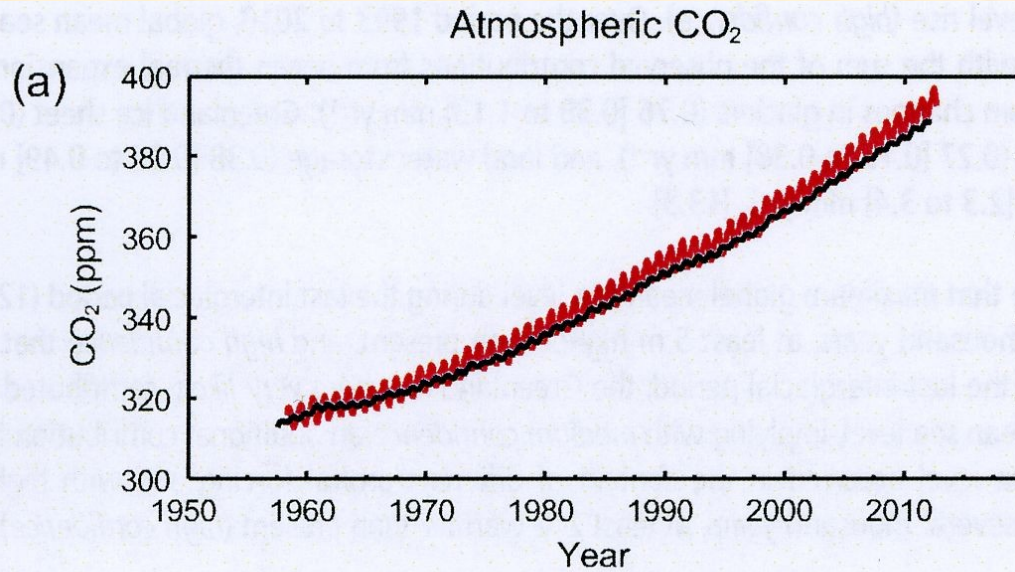
Emise CO₂: průměr 2002-2011 – 8,3 GtC.rok⁻¹, 2011 – 9,5 GtC.rok⁻¹ (o 54% více než v roce 1990)

Změny 1750 až 2011: fosilní paliva a výroba cementu – 375 GtC, odlesňování a změny v land-use – 180 GtC – celkem 555 GtC

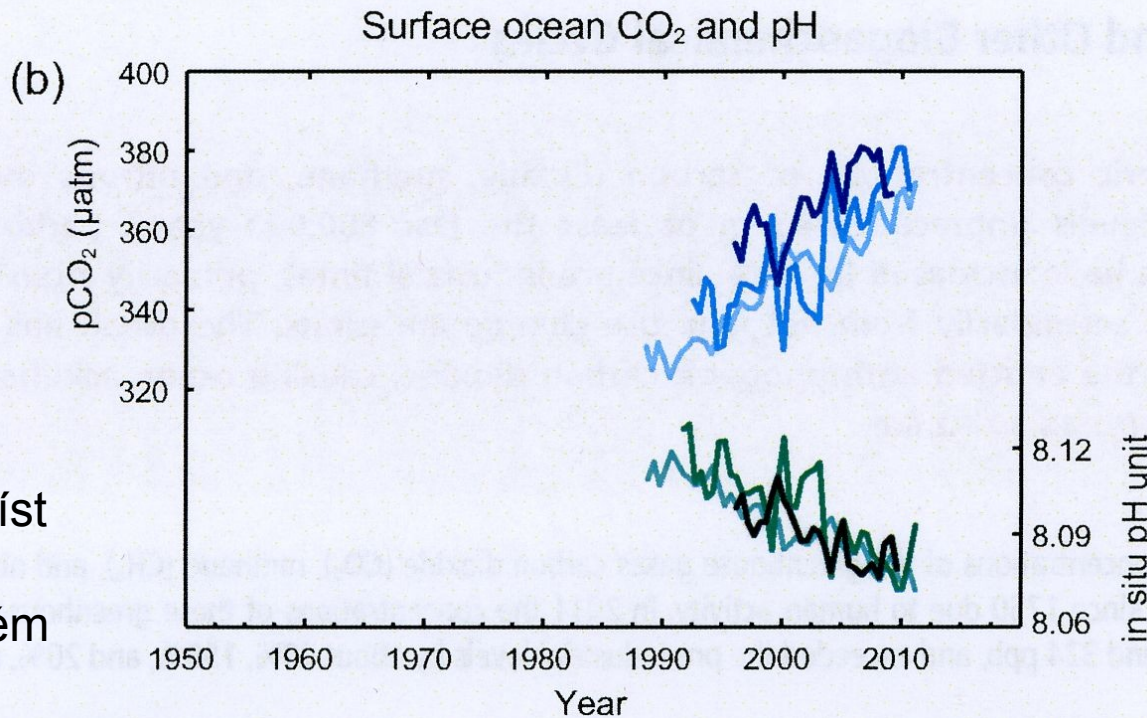
- z toho šlo 240 GtC (43 %) do atmosféry, 155 GtC (28 %) do oceánu a 160 GtC (29%) v přírodních ekosystémech na souši

Roste kyselost oceánu (pokles pH oceánské vody).

Mauna Loa
Jižní pól

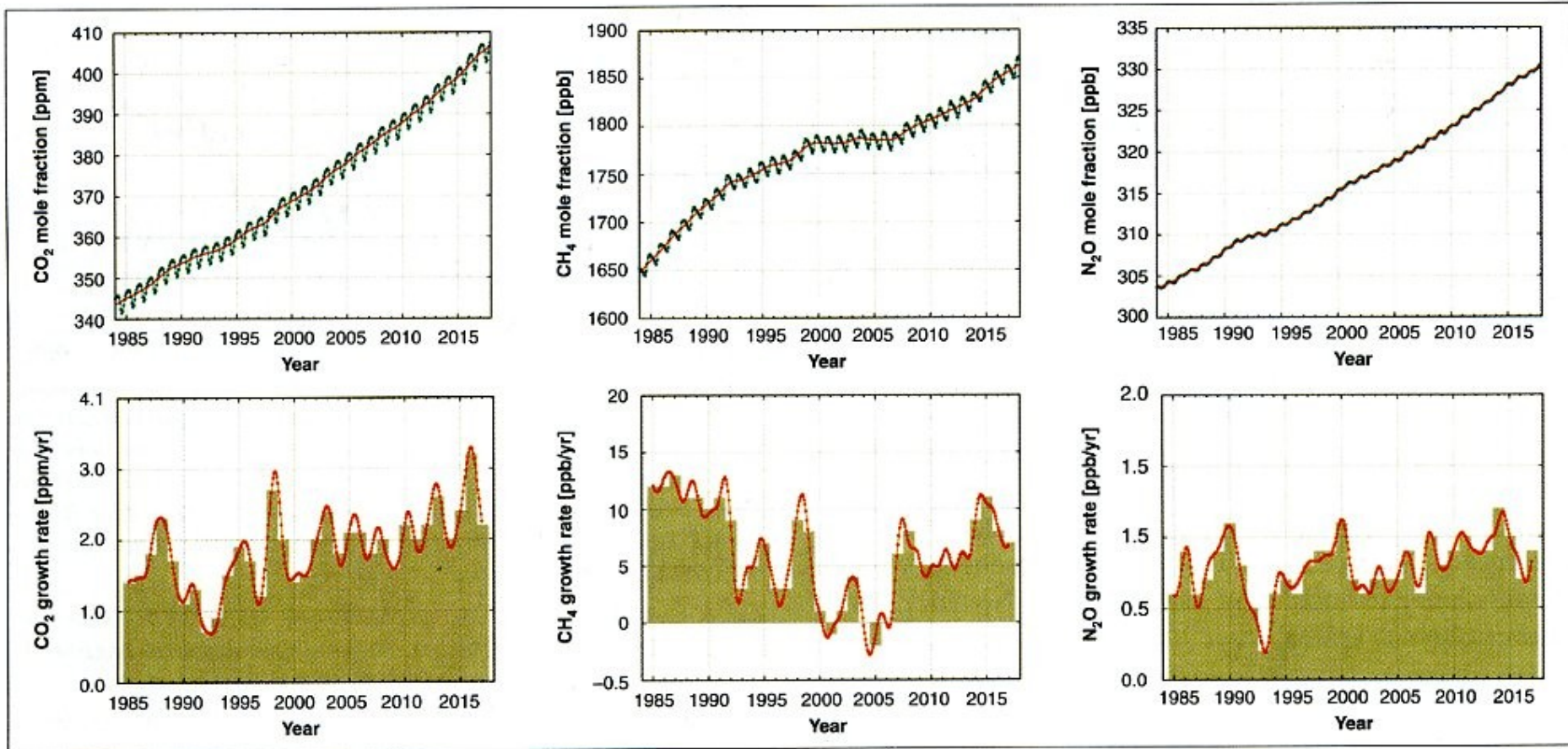


Dílčí tlak
rozpuštěného
CO₂

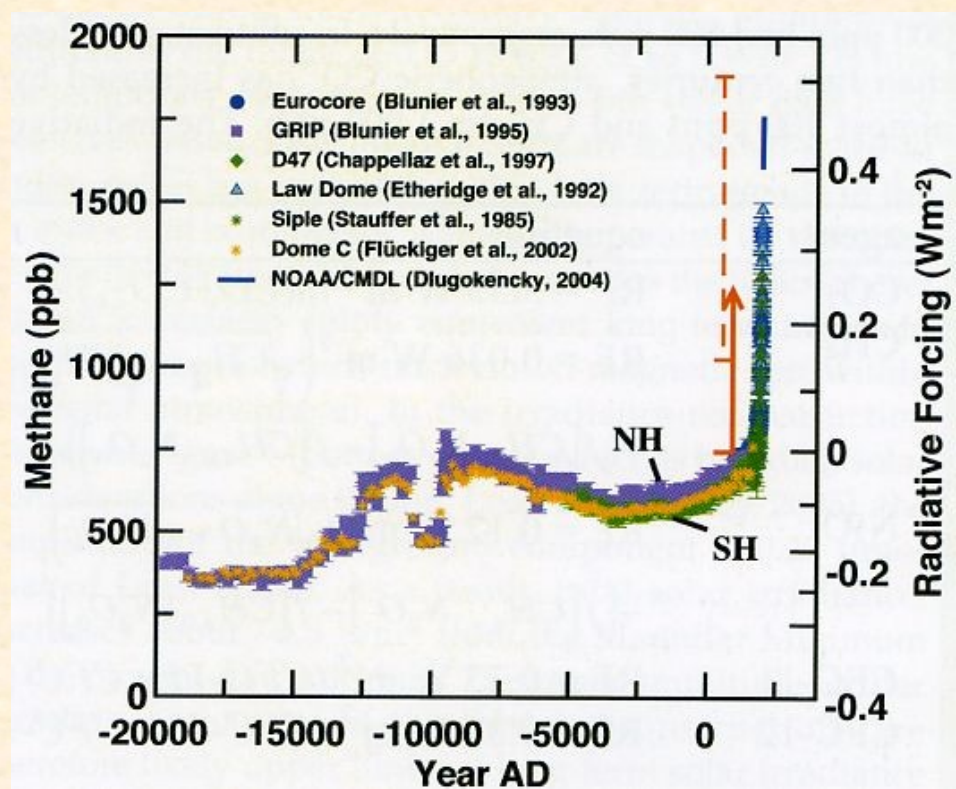
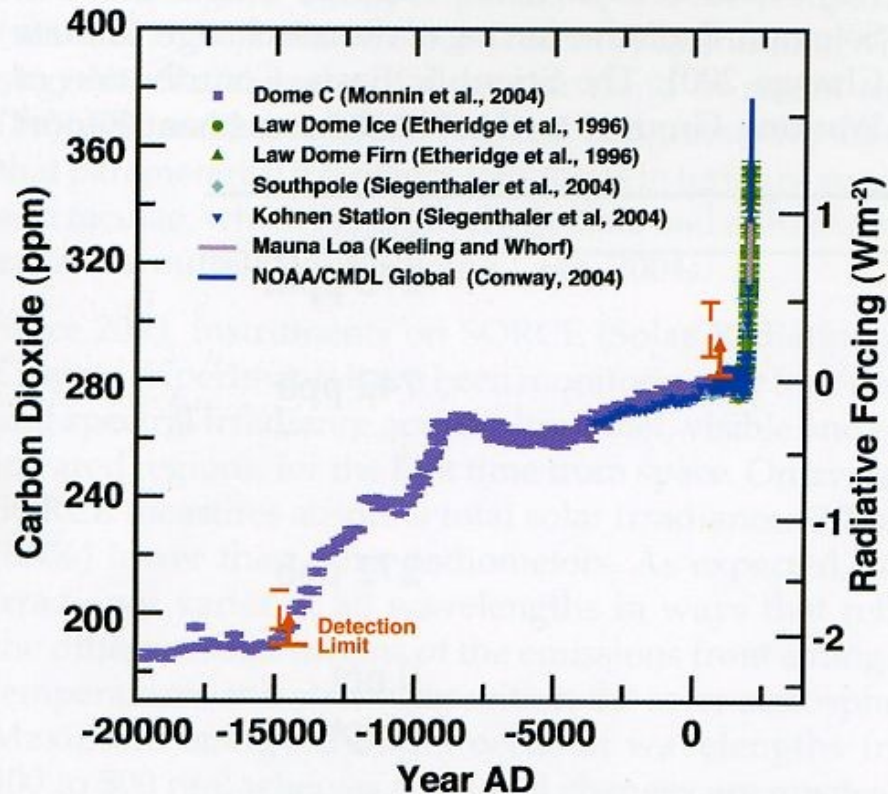


(měření ze 2 míst
v Atlantském a
jednoho v Tichém
oceánu)

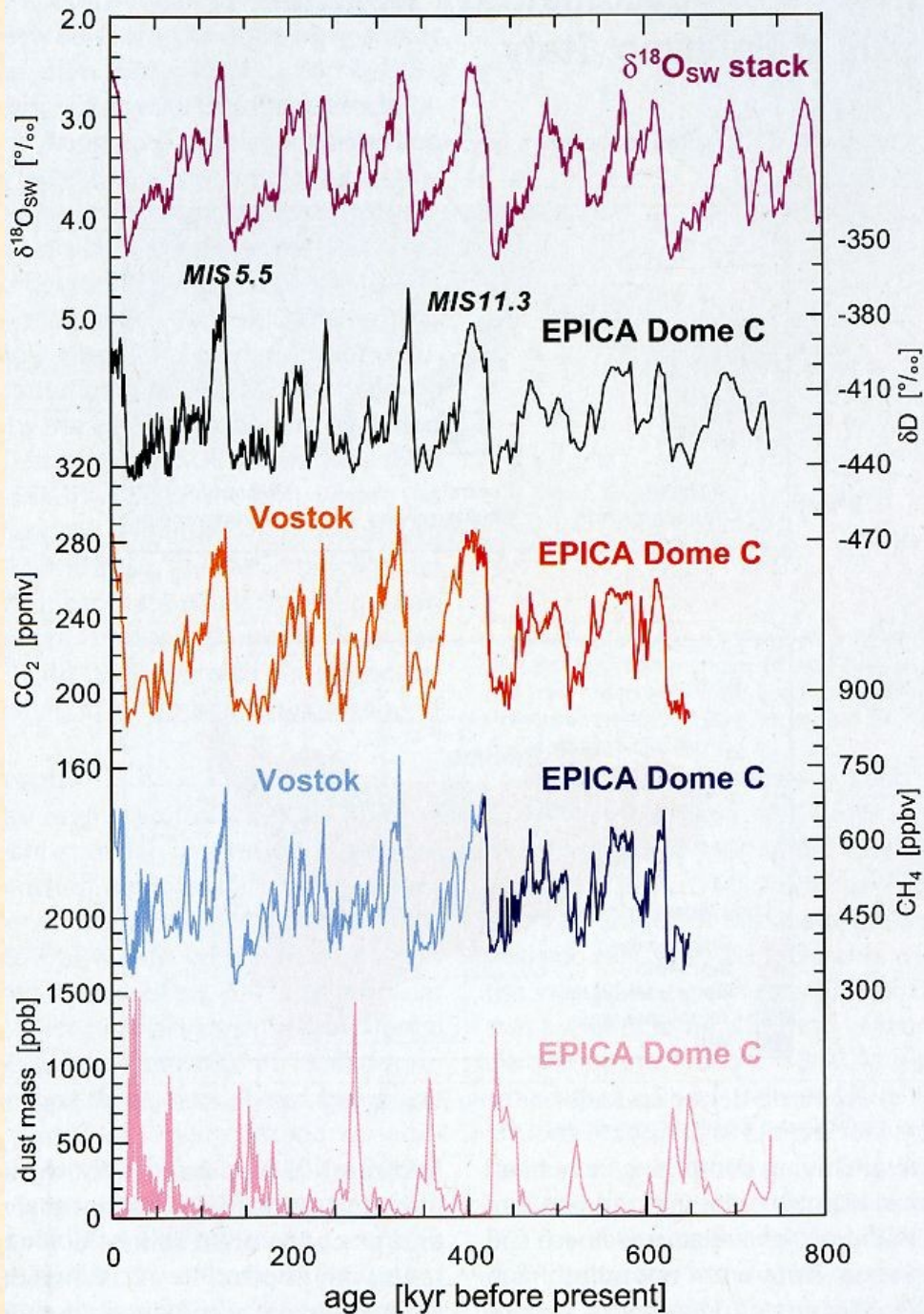
pH jako
míra
kyselosti



Obr. 4 Celková průměrná koncentrace CO₂ (vlevo), CH₄ (uprostřed) a N₂O (vpravo) pro období 1984–2017. Červená čára je měsíční průměrná koncentrace bez sezónních odchylek; modré tečky zobrazují měsíční průměry (nahore). Tempo růstu představuje nárůst po sobě jdoucích ročních koncentrací pro CO₂ (vlevo), CH₄ (uprostřed) a N₂O (vpravo), (spodní řada). Zdroj: WMO Global Atmosphere Watch.

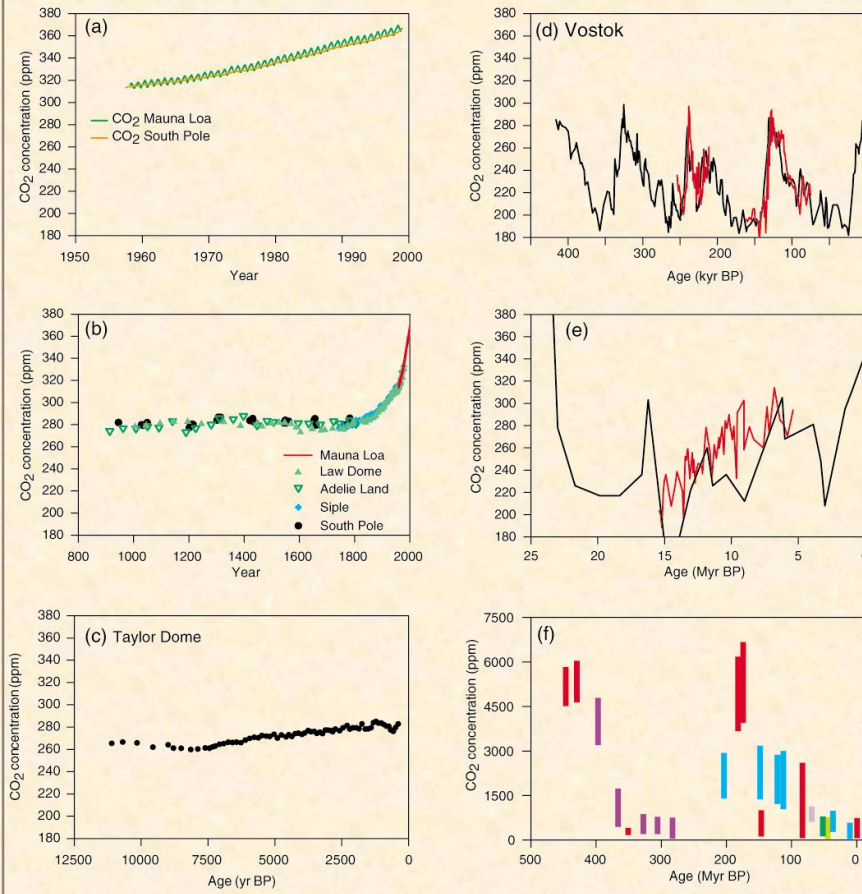


Evolve atmosférického CO_2 a CH_4 za posledních 20 000 let. Osa vpravo s nelineární stupnicí udává radiační působení odpovídající změnám v koncentraci obou plynů se zřetelem na rok 1750



Změny koncentrací CO₂ a CH₄ odvozené z analýz ledovcových jader z vrtů Vostok a EPICA v Antarktidě v porovnání s dalšími parametry (prachové částice, δD) a hodnotami δ¹⁸O odvozenými z marinních sedimentů (Wolff, 2006)

Variations in atmospheric CO₂ concentrations on different time-scales



Variations in atmospheric CO₂ concentration on different time-scales. (a) Direct measurements of atmospheric CO₂. (b) CO₂ concentration in Antarctic ice cores for the past millennium. Recent atmospheric measurements (Mauna Loa) are shown for comparison. (c) CO₂ concentration in the Taylor Dome Antarctic ice core. (d) CO₂ concentration in the Vostok Antarctic ice core. (Different colours represent results from different studies.) (e to f) Geochemically inferred CO₂ concentrations. (Coloured bars and lines represent different published studies) (g) Annual atmospheric increases in CO₂. Monthly atmospheric increases have been filtered to remove the seasonal cycle. Vertical arrows denote El Niño events. A horizontal line defines the extended El Niño of 1991 to 1994. [Based on Figures 3.2 and 3.3]

Methan CH₄ (1774 ppb/2005, 1803 ppb/2011, RP 0,97 W.m⁻²):

Nárůst koncentrací od roku 1750 o 158 % a dále pokračuje – současné koncentrace nedosaženy za posledních 800 tisíc let – v 90. letech a začátkem 21. století se oproti 80. letům nárůst koncentrací zpomalil a stal se variabilnějším – něco více než polovina současných emisí CH₄ je antropogenního původu – významný nárůst koncentrací CH₄ v důsledku emisí CO.

Oxid dusný N₂O (319 ppb/2005, 324 ppb/2011, RP 0,17 W.m⁻²):

Oproti roku 1750 nárůst koncentrací o 20 % a dále pokračuje – současné koncentrace nepřekonány za posledních 800 tis. let – asi třetina současných emisí N₂O je antropogenního původu.

Ozon O₃:

Pokles O₃ ve stratosféře má za následek negativní radiační působení – v troposféře vzrostly koncentrace O₃ o 36 % od roku 1750, hlavně díky antropogenním emisím plynů produkujících ozon – pozitivní radiační působení O₃ významně regionálně proměnlivé a reaguje mnohem rychleji na změny v emisích než jiné GHG.

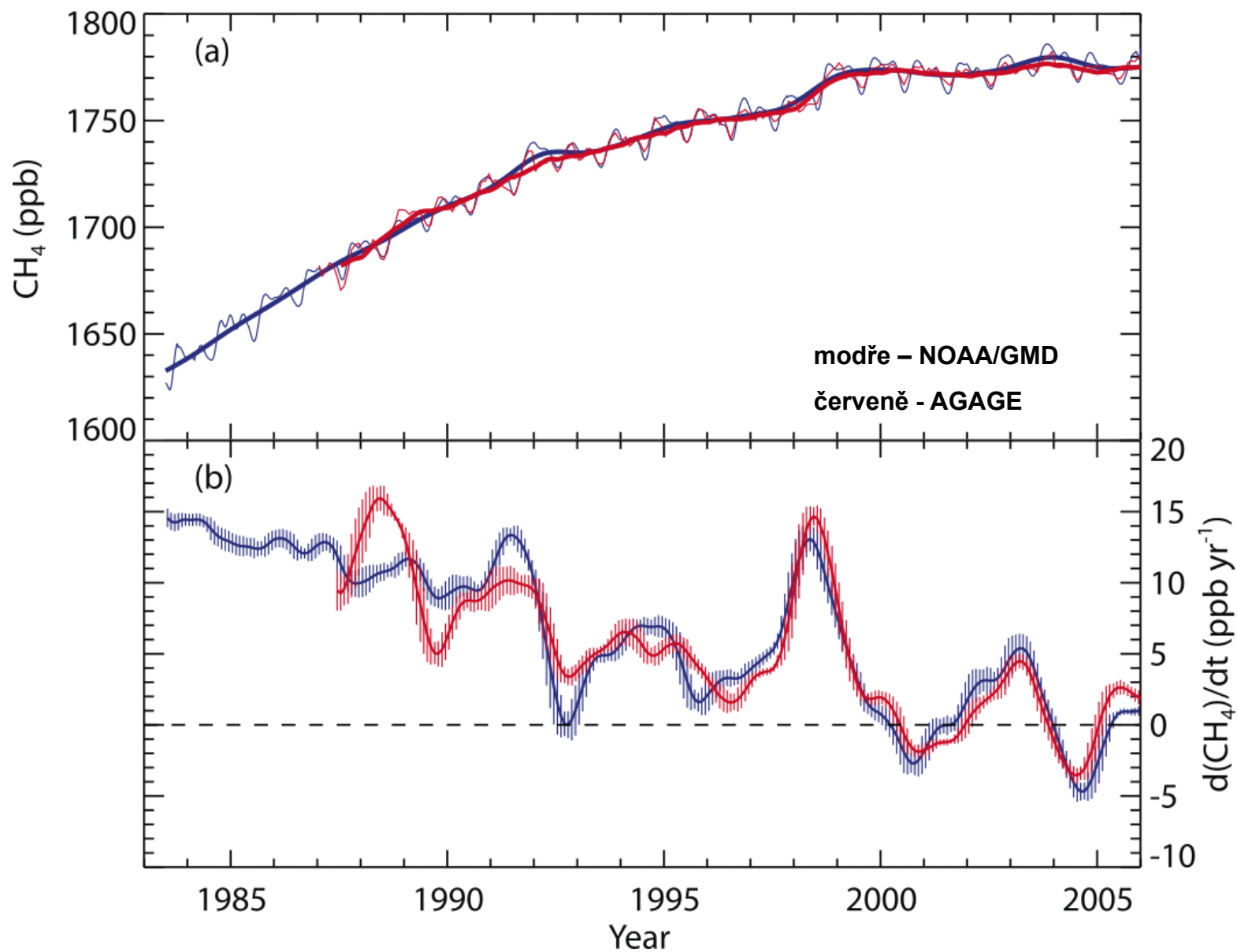


Figure 2.4

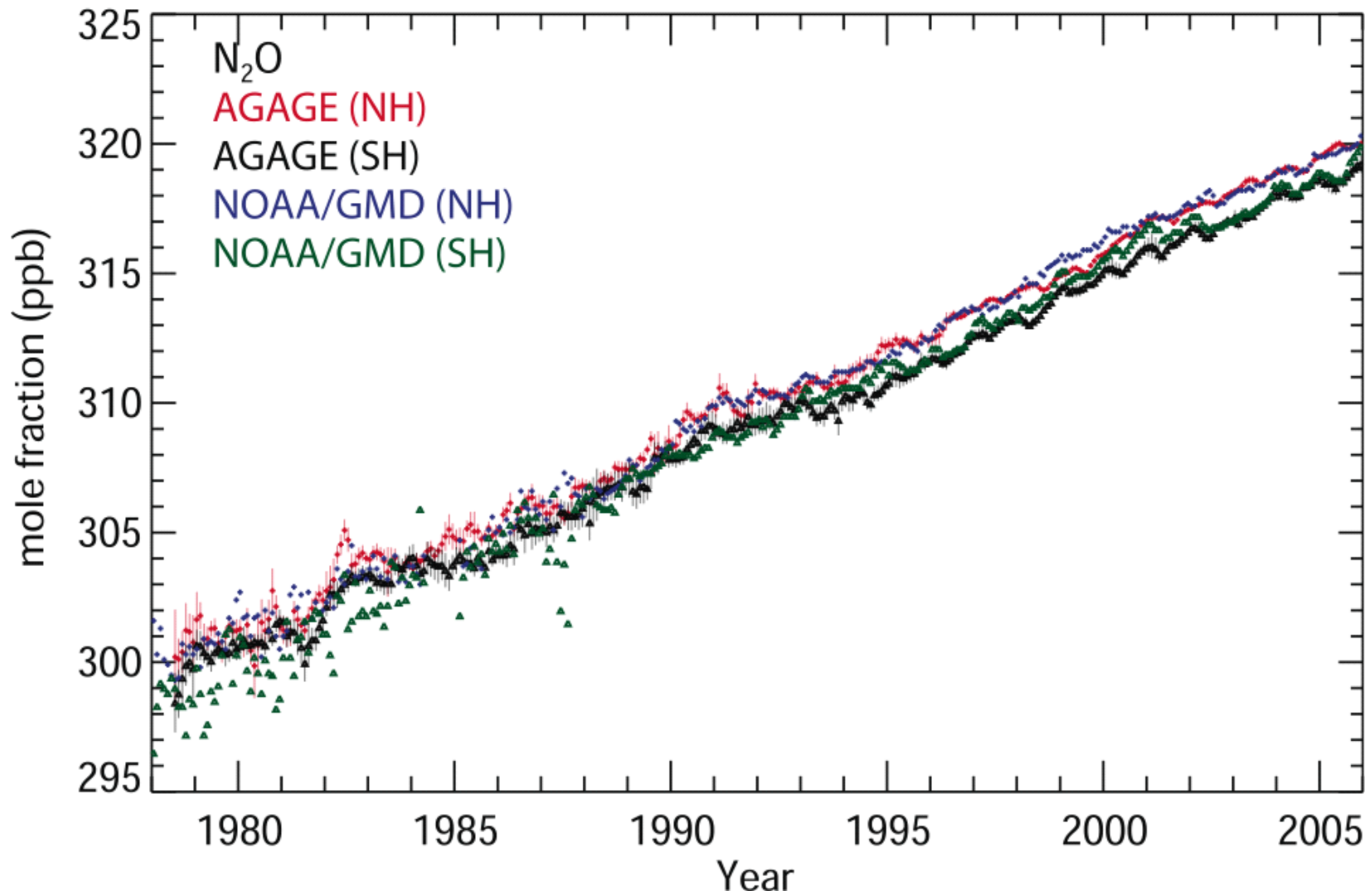


Figure 2.5

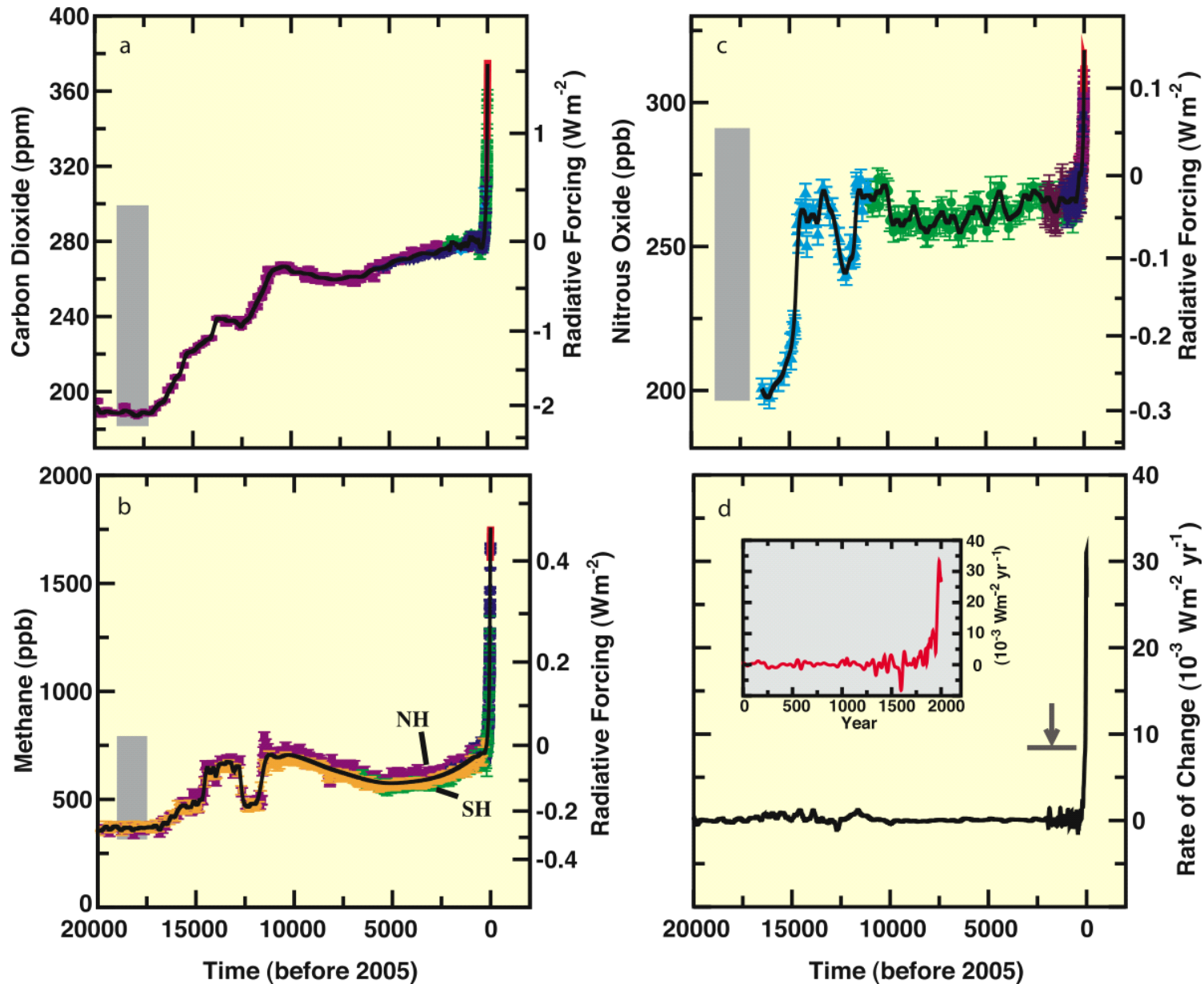


Figure TS.2

Atmospheric concentration

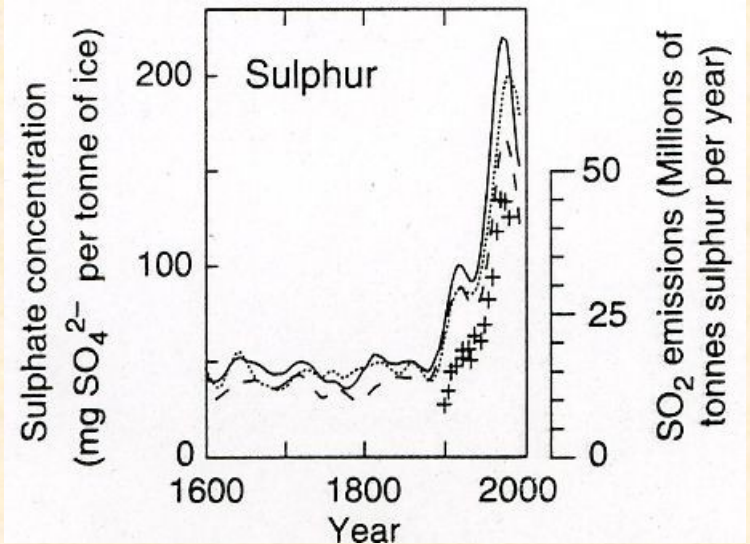
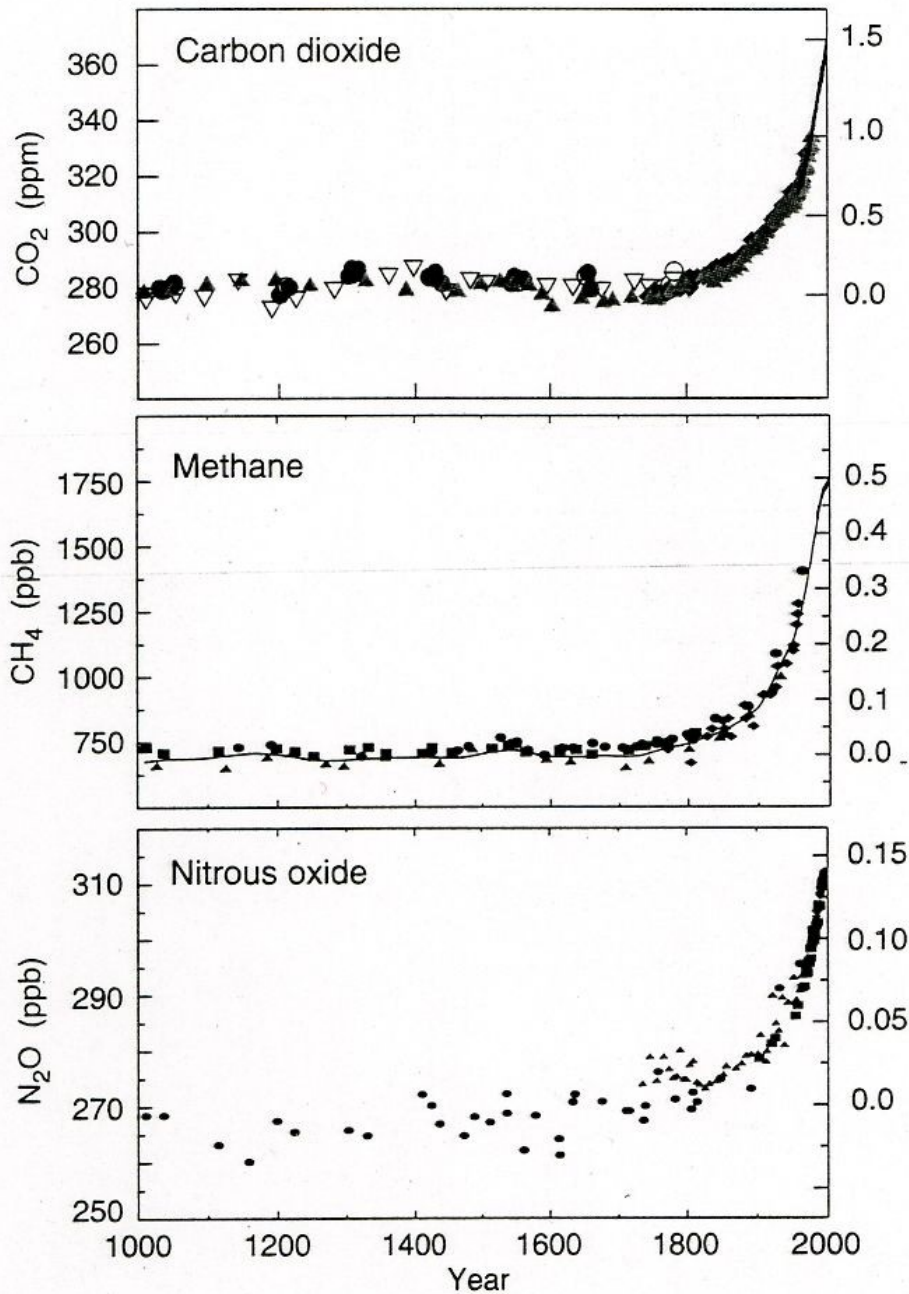


Figure 8: Records of changes in atmospheric composition. (a) Atmospheric concentrations of CO₂, CH₄ and N₂O over the past 1,000 years. Ice core and firn data for several sites in Antarctica and Greenland (shown by different symbols) are supplemented with the data from direct atmospheric samples over the past few decades (shown by the line for CO₂ and incorporated in the curve representing the global average of CH₄). The estimated radiative forcing from these gases is indicated on the right-hand scale. (b) Sulphate concentration in several Greenland ice cores with the episodic effects of volcanic eruptions removed (lines) and total SO₂ emissions from sources in the US and Europe. [Based on (a) Figure 3.2b (CO₂), Figure 4.1a and b (CH₄) and Figure 4.2 (N₂O) and (b) Figure 5.4a]

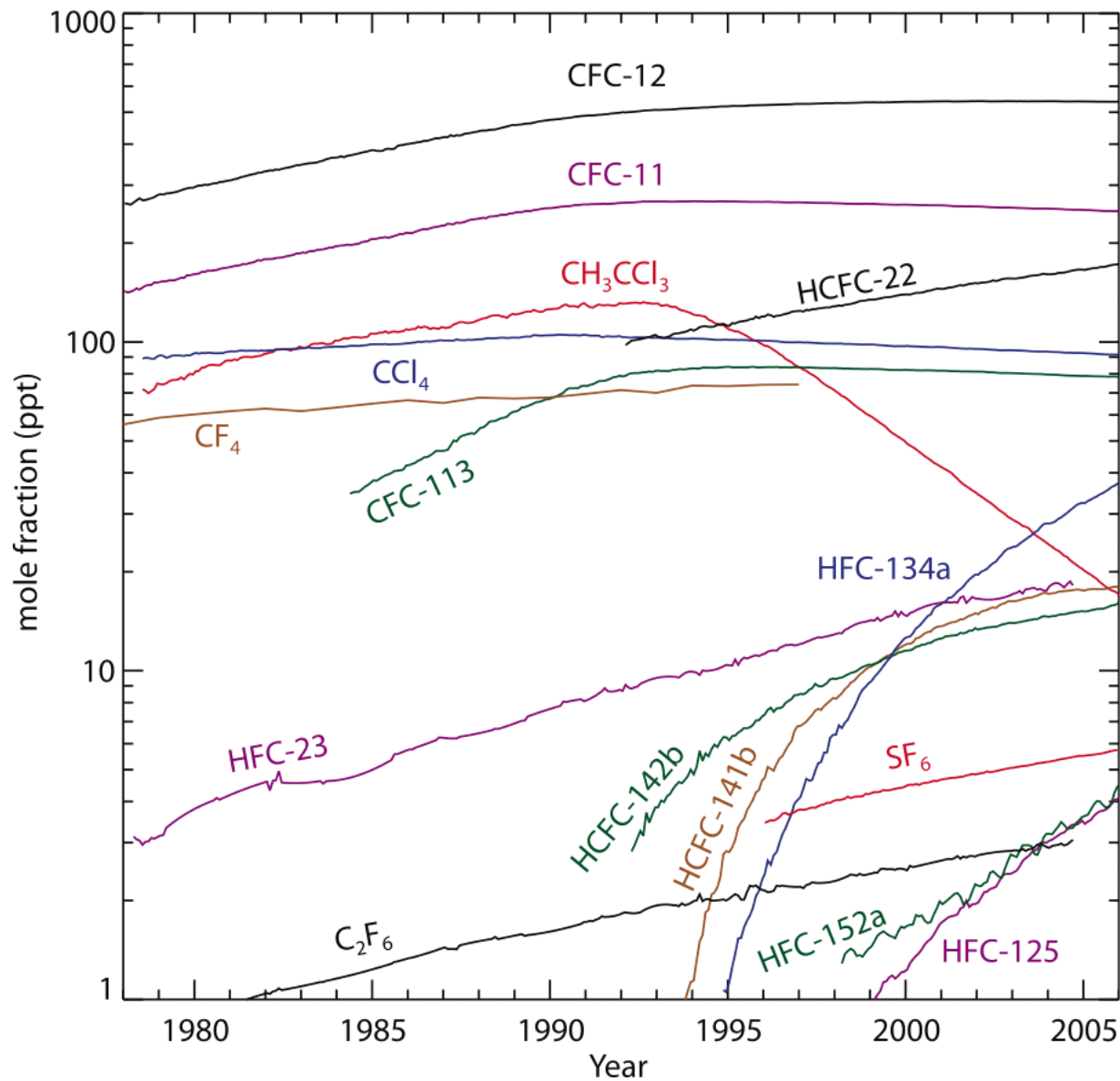


Figure 2.6

RP halogenovaných uhlovodíků: 0,18 W.m⁻² (rok 2011)

8.5 Atmosférické aerosoly

- prachové částice, mořská sůl, sírany, dusičnany, černý uhlík (saze), organické částice
- prachové částice a mořská sůl méně významné pro větší rozměry, černý uhlík absorbuje záření a způsobuje oteplení okolního vzduchu
- antropogenní aerosoly rozptylem i pohlcováním záření snižují intenzitu slunečního záření dosahujícího povrchu (růst obsahu aerosolů a optické mocnosti oblaků – „solar dimming“) - zakalení, zamlžení
- **radiační působení antropogenních aerosolů (AA)** v porovnání se skleníkovými plyny:
 - a) kratší doba setrvávání částic AA v atmosféře
 - b) časově a prostorově nehomogenní působení AA
 - c) působení AA je největší v průběhu dne a v létě
 - d) AA závisí nelineárně na emisích a interagují s částicemi přirozených aerosolů
 - e) význam síranových aerosolů (hygroskopické)

- **přímé radiační působení AA:**

- a) zpětný rozptyl a pohlcování krátkovlnného záření
- b) obvykle malá absorpce dlouhovlnného záření

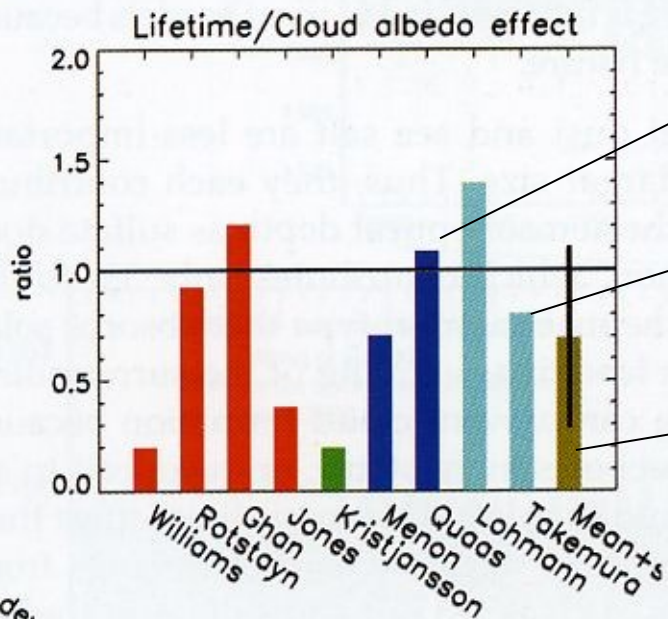
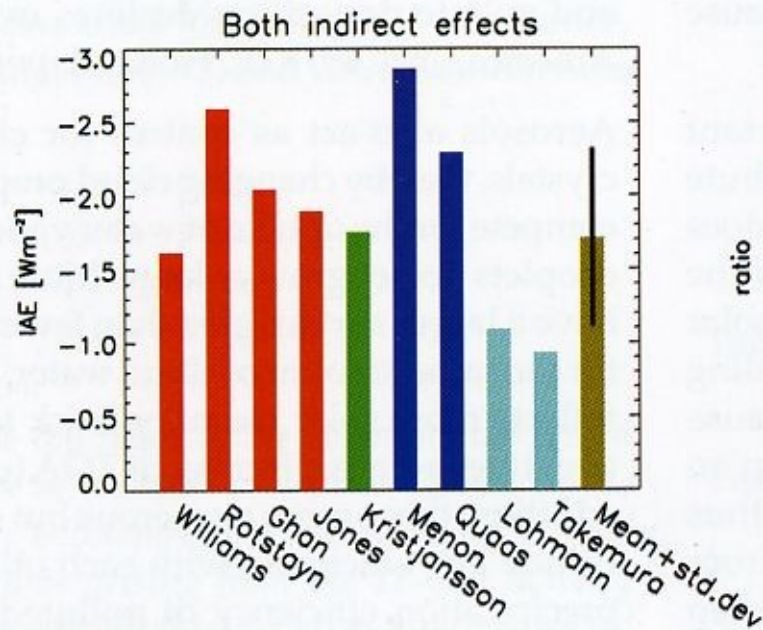
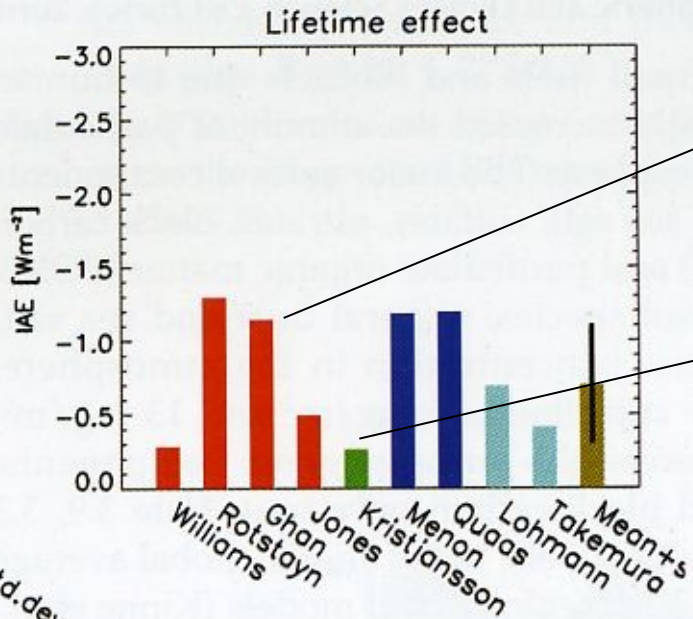
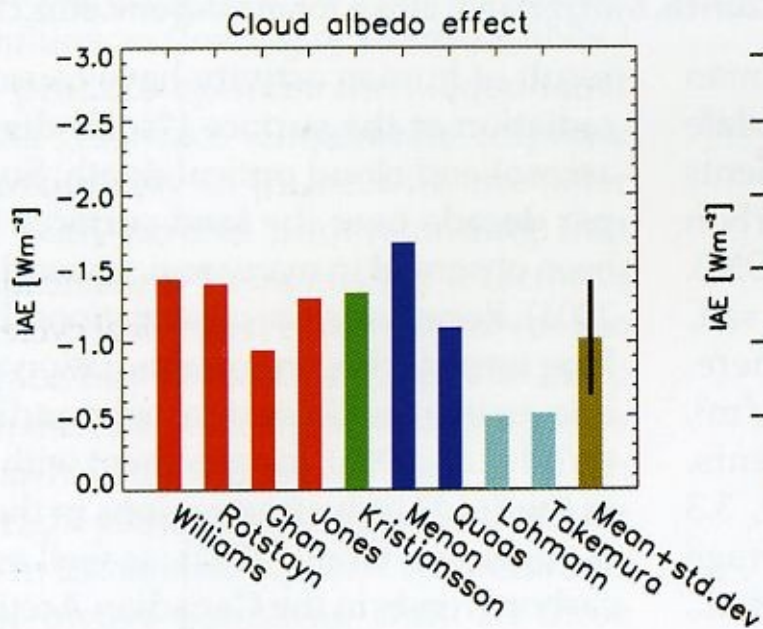
- přímé radiační působení AA od před-industriálního období je odhadováno na $-0,5$ až $-1,9 \text{ W.m}^{-2}$ (2011: $-0,27 \text{ W.m}^{-2}$)

- **nepřímé radiační působení AA:**

- a) vznik oblaků – role částic AA jako kondenzačních jader
- b) životnost oblaků – vyšší počet částic snižuje velikost oblačných částic, tedy prodlužuje životnost oblaku a zároveň zvětšuje při stejném množství vody v oblaku celkovou plochu pro odraz záření

- nepřímé radiační působení AA od před-industriálního období je odhadováno na $-0,3$ až $-1,4 \text{ W.m}^{-2}$ (2011: $-0,55 \text{ W.m}^{-2}$)

Vliv různých typů aerosolů



Antropogenní aerosoly síranů

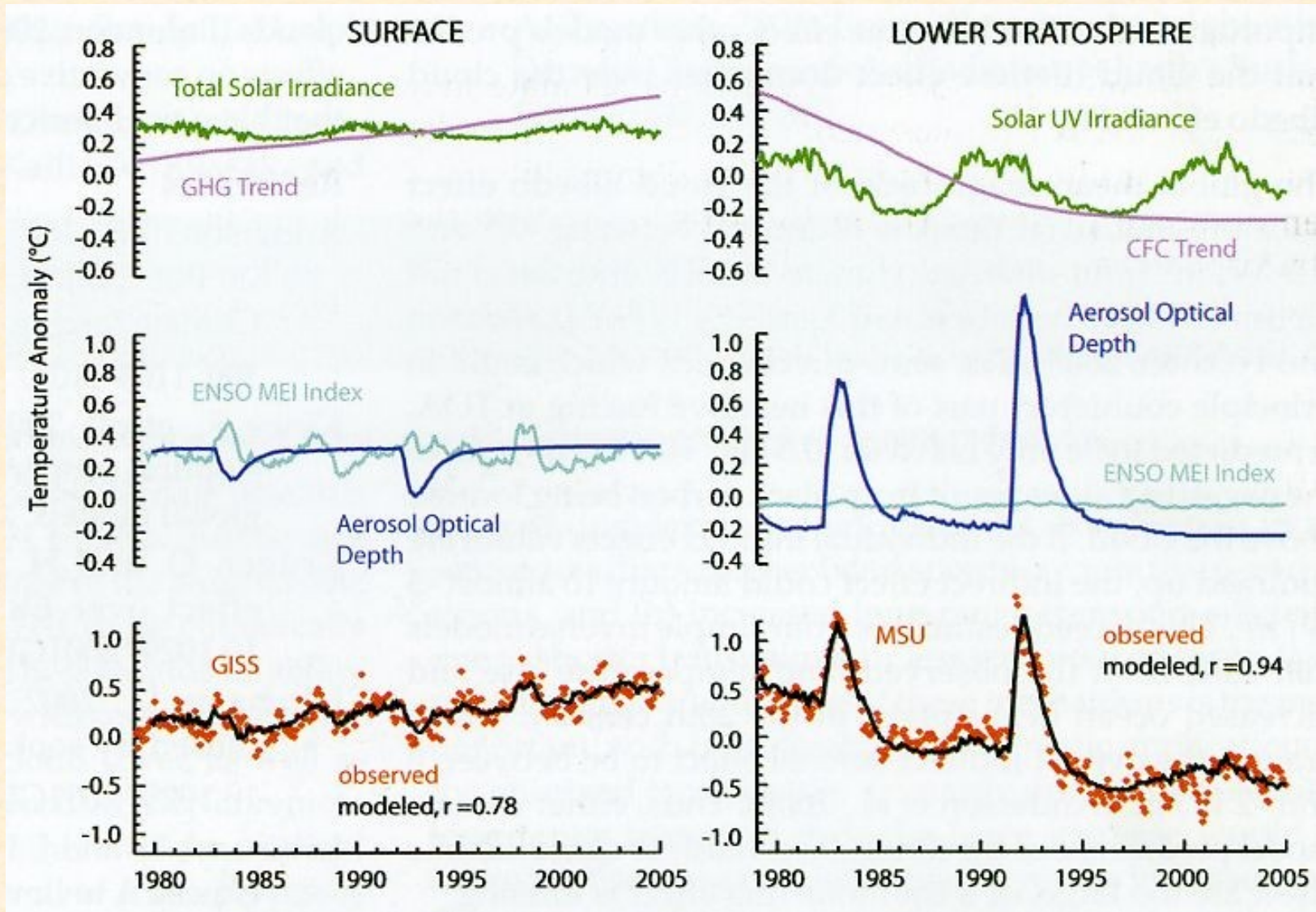
Antropogenní sírany a černý uhlík

Antropogenní sírany (AS) a organický uhlík

AS, černý a organický uhlík

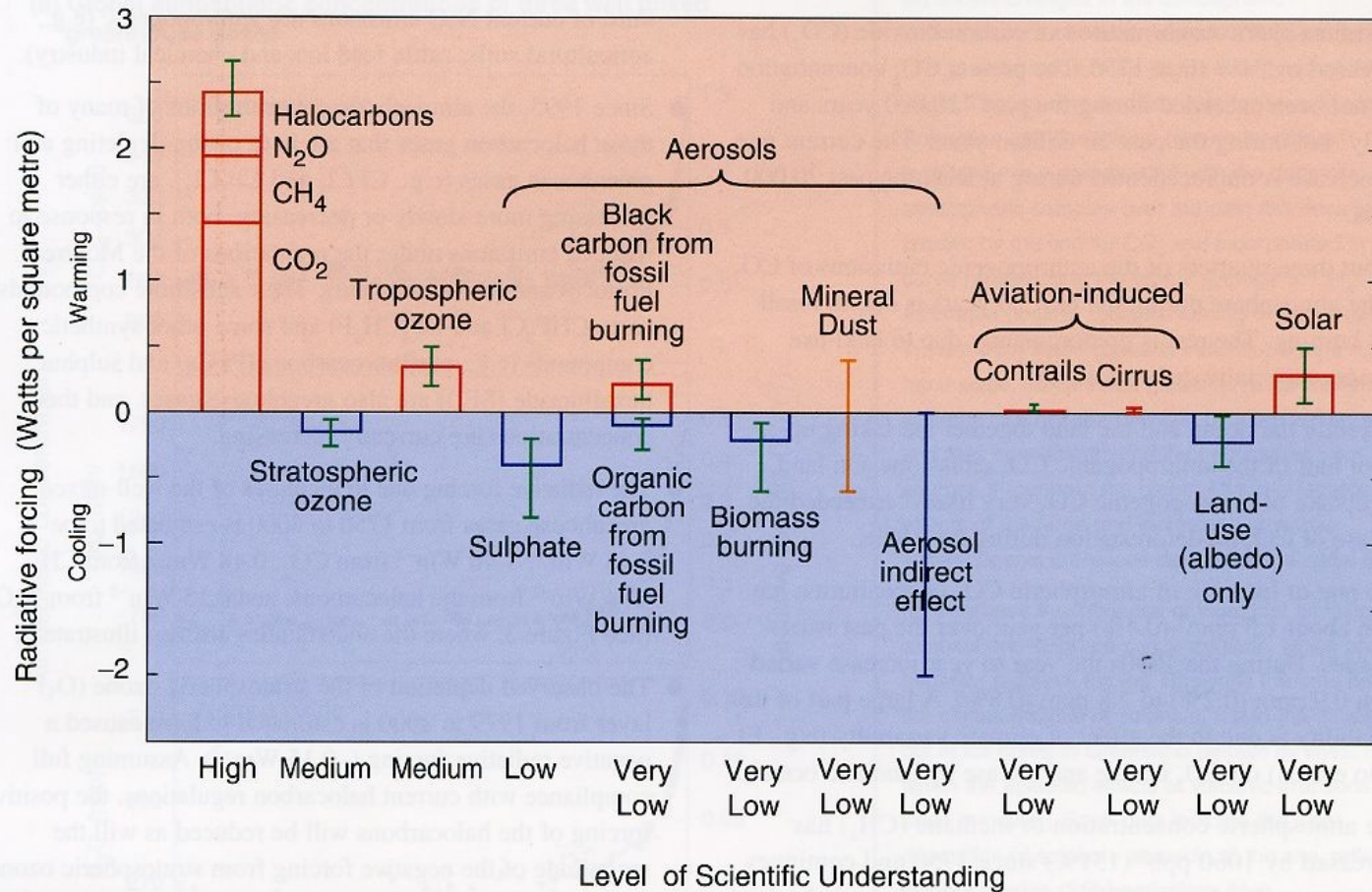
Průměr a směrodatná odchylka ze všech simulací

8.6 Klimatotvorné faktory a kolísání teploty



Vícenásobná lineární regrese – zpoždění pro AOD a ENSO 6 měsíců, pro TSI 1 měsíc pro povrchové teploty, nulové pro stratosférické teploty

The global mean radiative forcing of the climate system for the year 2000, relative to 1750



Radiační působení jednotlivých klimatotvorných faktorů (Houghton et al., eds., 2001) vzhledem k roku 1750

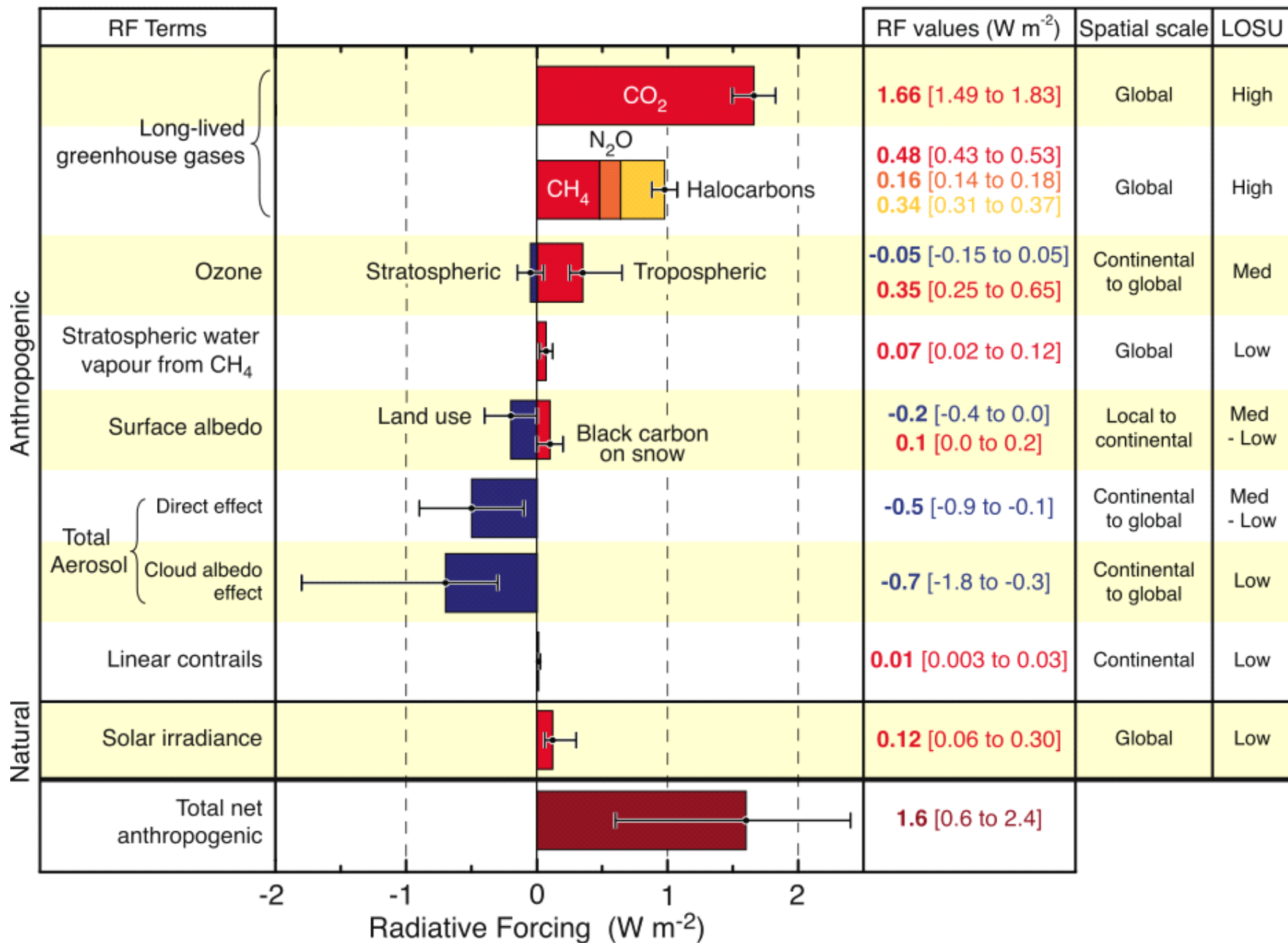
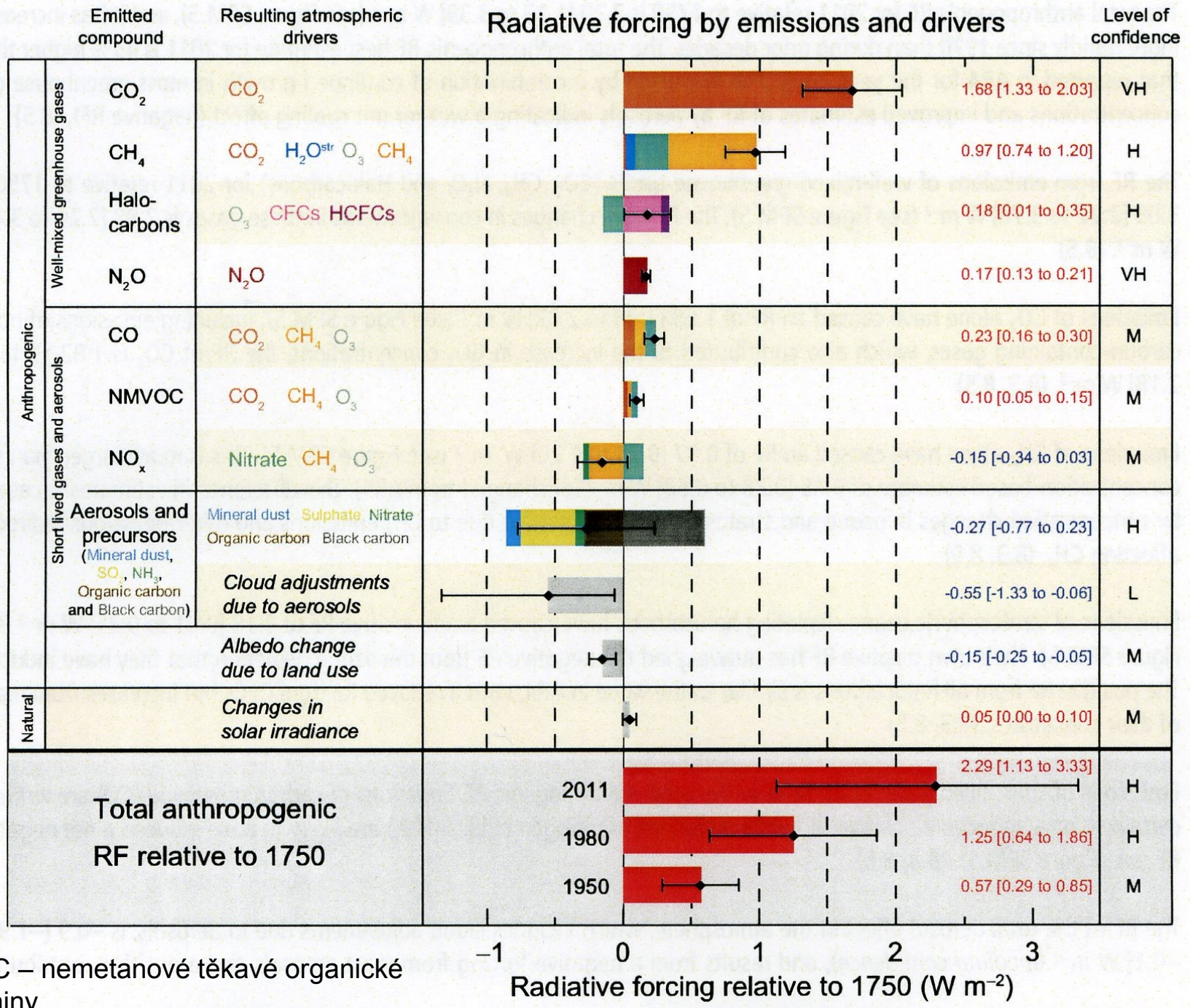
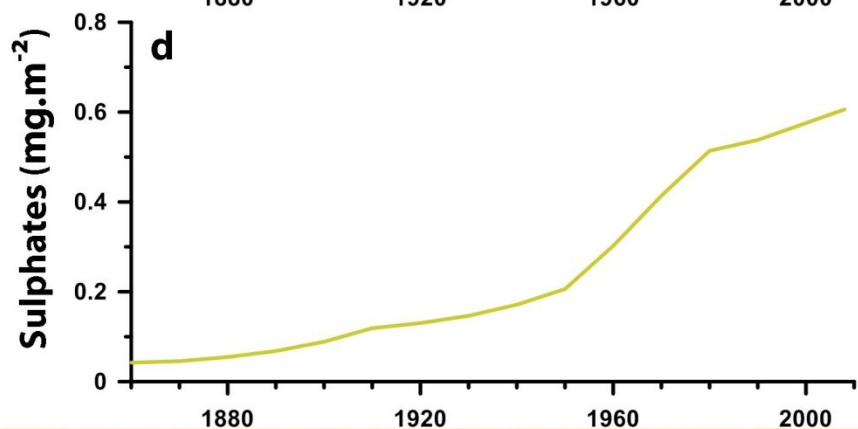
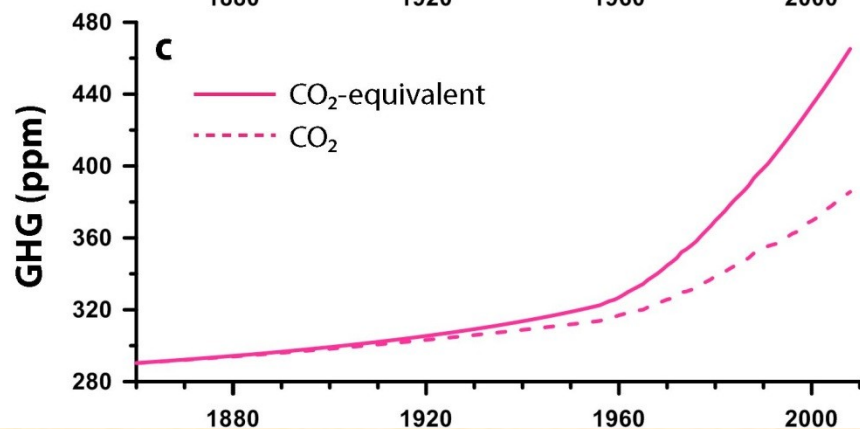
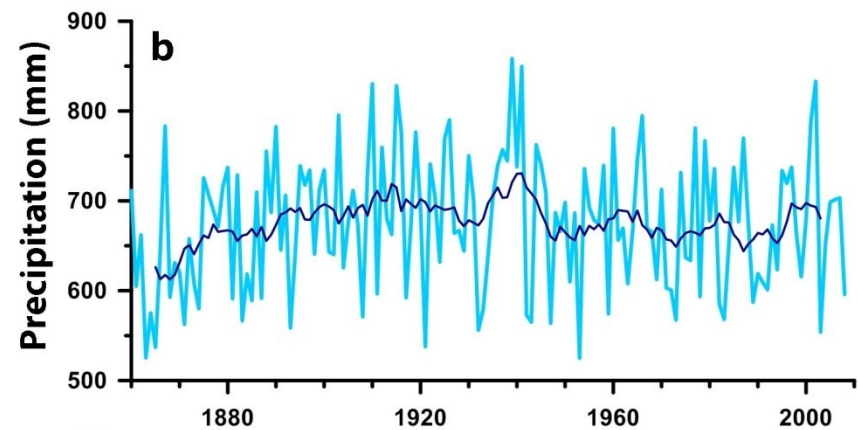
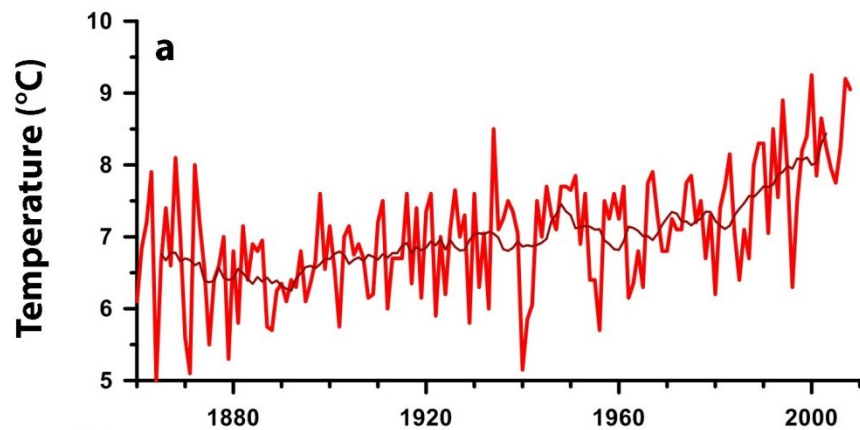


Figure SEM.1

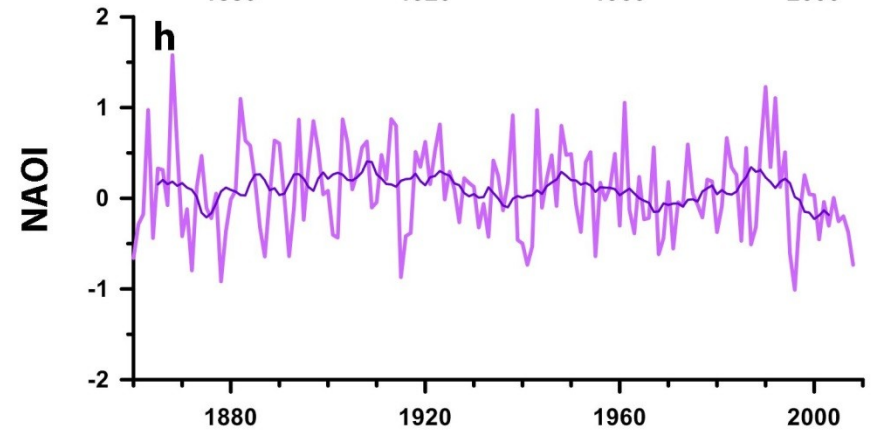
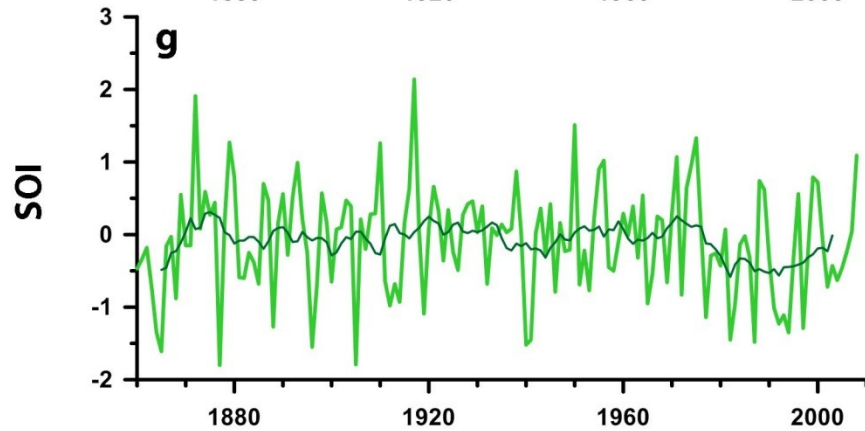
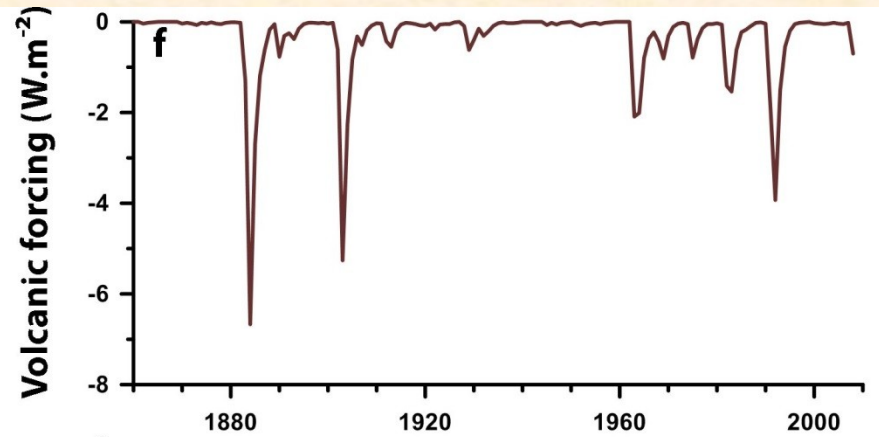
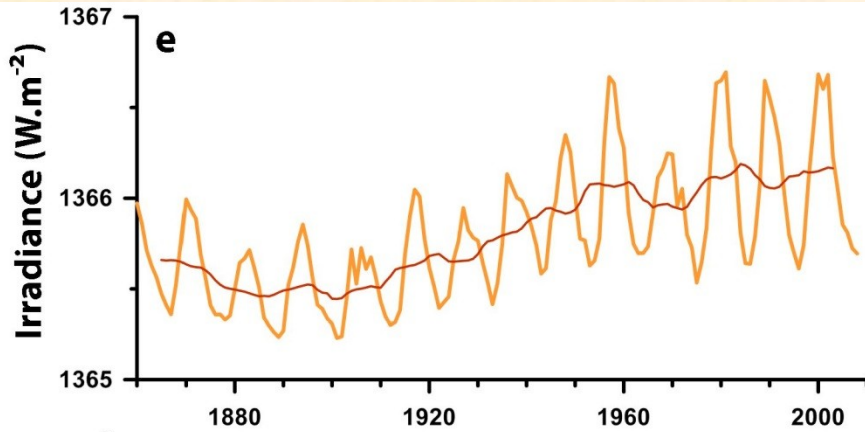


-1 0 1 2 3
Radiative forcing relative to 1750 (W m⁻²)

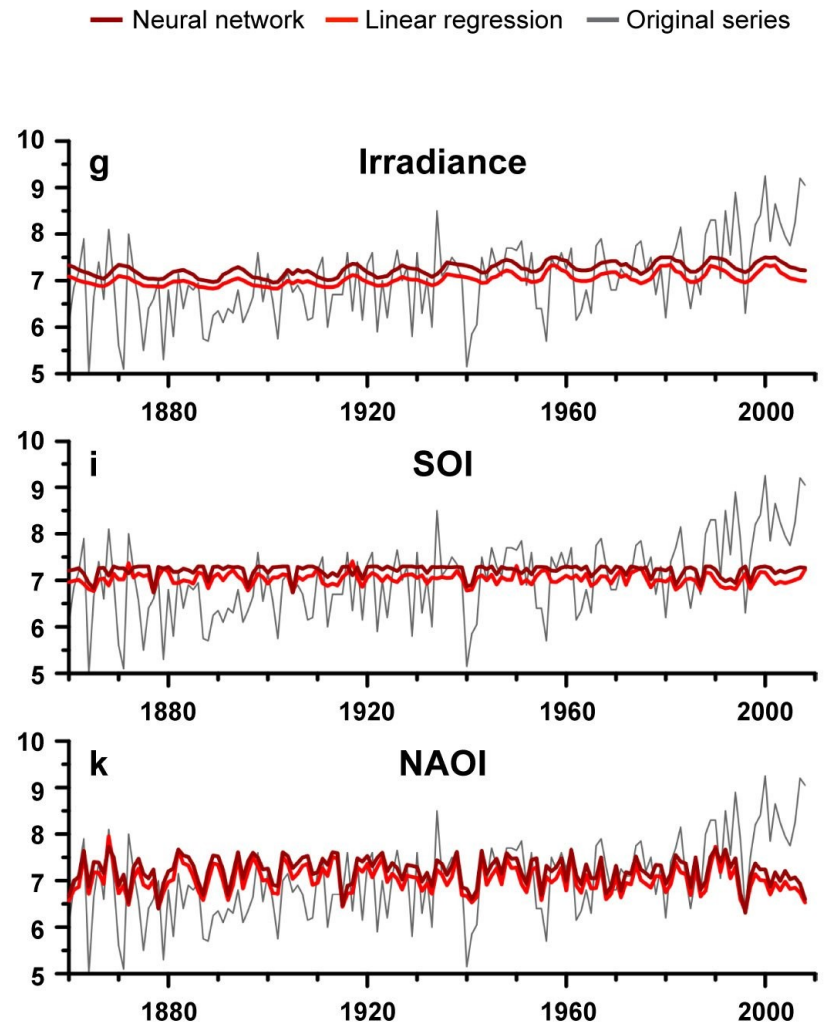
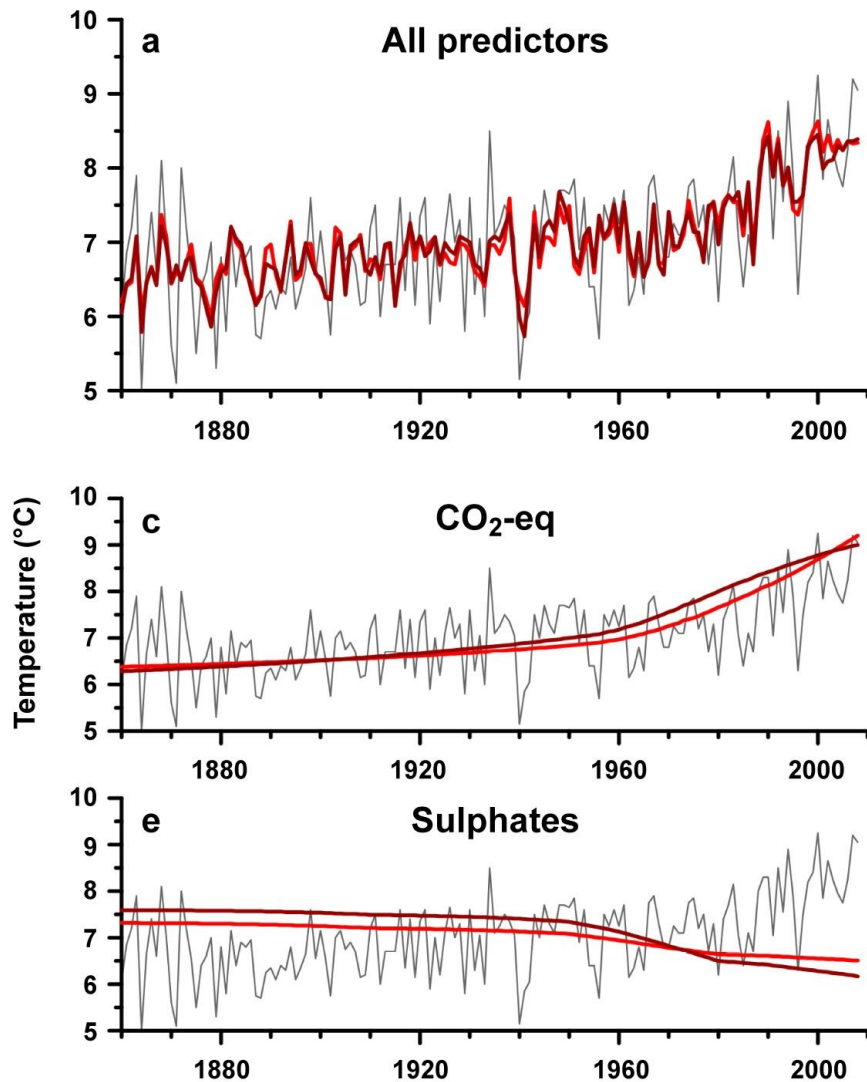
NMVOC – nemetanové těkavé organické sloučeniny



Řady průměrných ročních teplot vzduchu (a) a množství srážek (b) pro české země v období 1860-2008 a řady vybraných vysvětlujících proměnných: c) koncentrace CO_2 a ekvivalentního CO_2 , d) obsah aerosolů síry (a, b shlazeno 11-letým klouzavým průměrem) – Brázdil et al., 2012



Vysvětlující proměnné: e) sluneční záření, f) vulkanické působení, g) index Jižní oscilace, h) index Severoatlantské oscilace (e, g, h shlazeno 11-letým klouzavým průměrem) – Brázdil et al., 2012

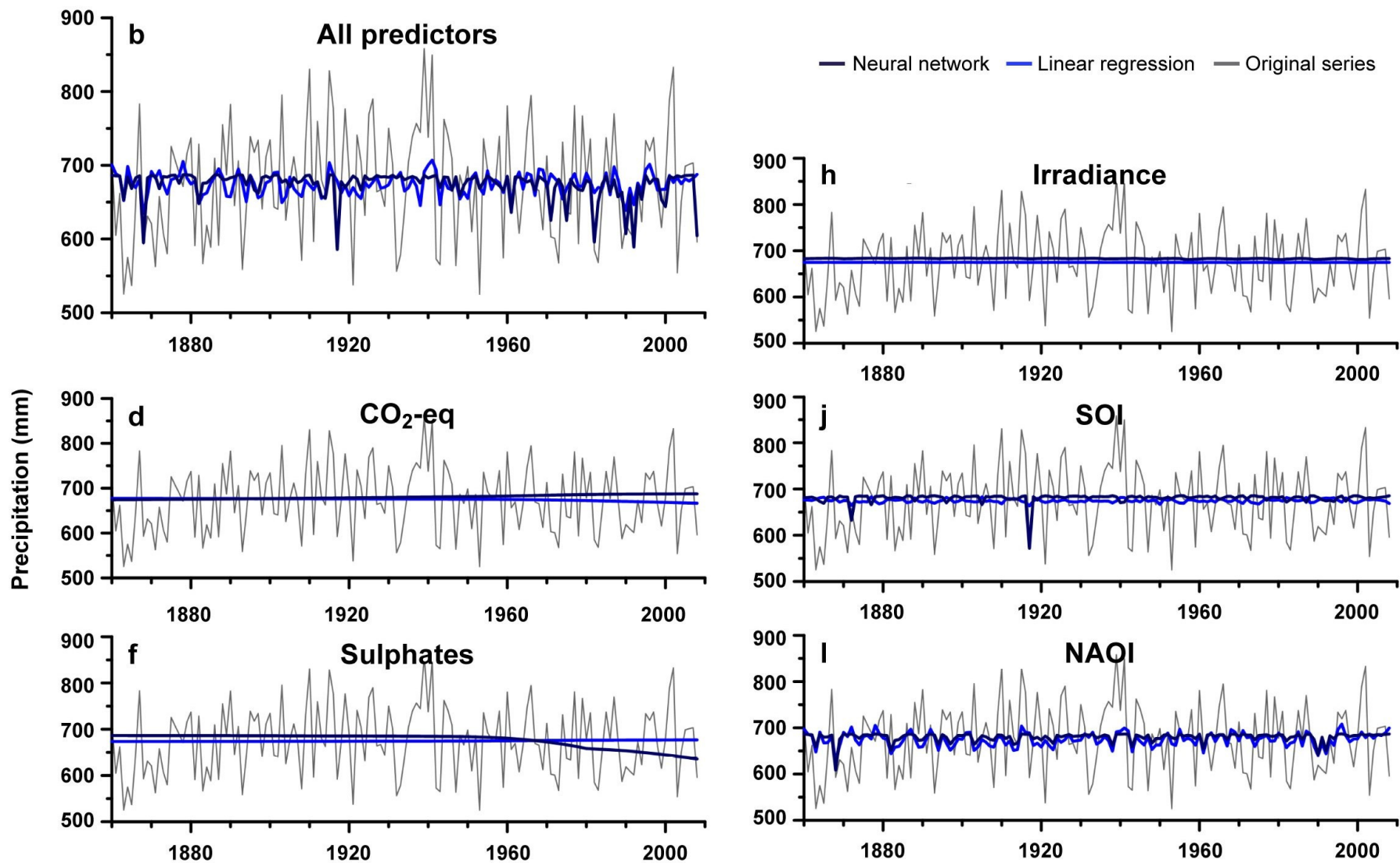


Řada ročních průměrů teploty vzduchu (a) v českých zemích (1860-2008) získaná pomocí vícenásobné lineární regrese (světlejší čára) a neuronové sítě (tmavší čára). Případy c, e, g, i, k ilustrují vliv jednotlivých prediktorů (Brázdil et al., 2012)

Analýza pomocí metod vícenásobné regrese a neuronové sítě prokázala silnou statistickou vazbu řady české průměrné roční teploty vzduchu na následujících faktorech:

- a) koncentrace skleníkových plynů – přispívá k růstu teploty o 2,5 °C ve studovaném období
- b) množství aerosolů síry – způsobuje pokles teploty vzduchu o 0,8 °C
- c) sluneční aktivita – 11-letý cyklus se slabě rostoucím trendem před 60. léty 20. století, příspěvek k rostoucímu trendu 0,2 °C
- d) NAOI – extrémní hodnoty indexu koincidují s mnoha dílčími maximy v teplotní řadě
- e) vliv SOI a vulkanické činnosti je jen slabě vyjádřený

Žádný významný vliv působících faktorů se neprojevuje v české řadě ročních srážkových úhrnů (objasněny pouze 4 % celkového rozptylu), i když nejvýraznější je vliv NAOI.



Řada ročních průměrů srážkových úhrnů (b) v českých zemích (1860-2008) získaná pomocí vícenásobné lineární regrese (světlejší čára) a neuronové sítě (tmavší čára). Případy d, f, h, j, l ilustrují vliv jednotlivých prediktorů (Brázdil et al., 2012)

Literatura:

Benestad, R. E. (2003): *Solar Activity and Earth's Climate*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 287 s.

Mikšovský, J., Brázdil, R., Štěpánek, P., Zahradníček, P., Pišoft, P. (2014): Long-term variability of temperature and precipitation in the Czech Lands: an attribution analysis. *Climatic Change*, 125, 2, 253–264.

PAGES News, 13, 2005, č. 3, s. 2-22; 20, 2012, č. 1, s. 8-45 (též CLIVAR Exchanges, 11, 2005, č. 1).

Robock, A. (2000): Volcanic eruptions and climate. *Review of Geophysics*, 38, č. 2, s. 191–219.

Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M. M. B., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., Midgley, P. M., eds. (2013): *Climate Change 2013: The physical science basis*. Working group I contribution to the Fifth assessment report of the Intergovernmental panel on climate change. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 1535 s.