Моделирование деятельного слоя суши как части климатической системы: физические и вычислительные аспекты

В.М.Степаненко[1], А.И.Медведев[1], В.Ю.Богомолов[3], А.В.Дебольский[1,4], Е.А.Марчук[5,1], Е.Д.Дроздов[1], В.Н.Лыкосов[2,1]

[1]МГУ имени М.В.Ломоносова (Научно-исследовательский вычислительный центр, Географический факультет МГУ имени М.В.Ломоносова)
[2]Институт вычислительной математики им. Г.И.Марчука РАН
[3]Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН
[4]Институт физики атмосферы им. А.М.Обухова РАН
[5]Гидрометеорологический научно-исследовательский центр России

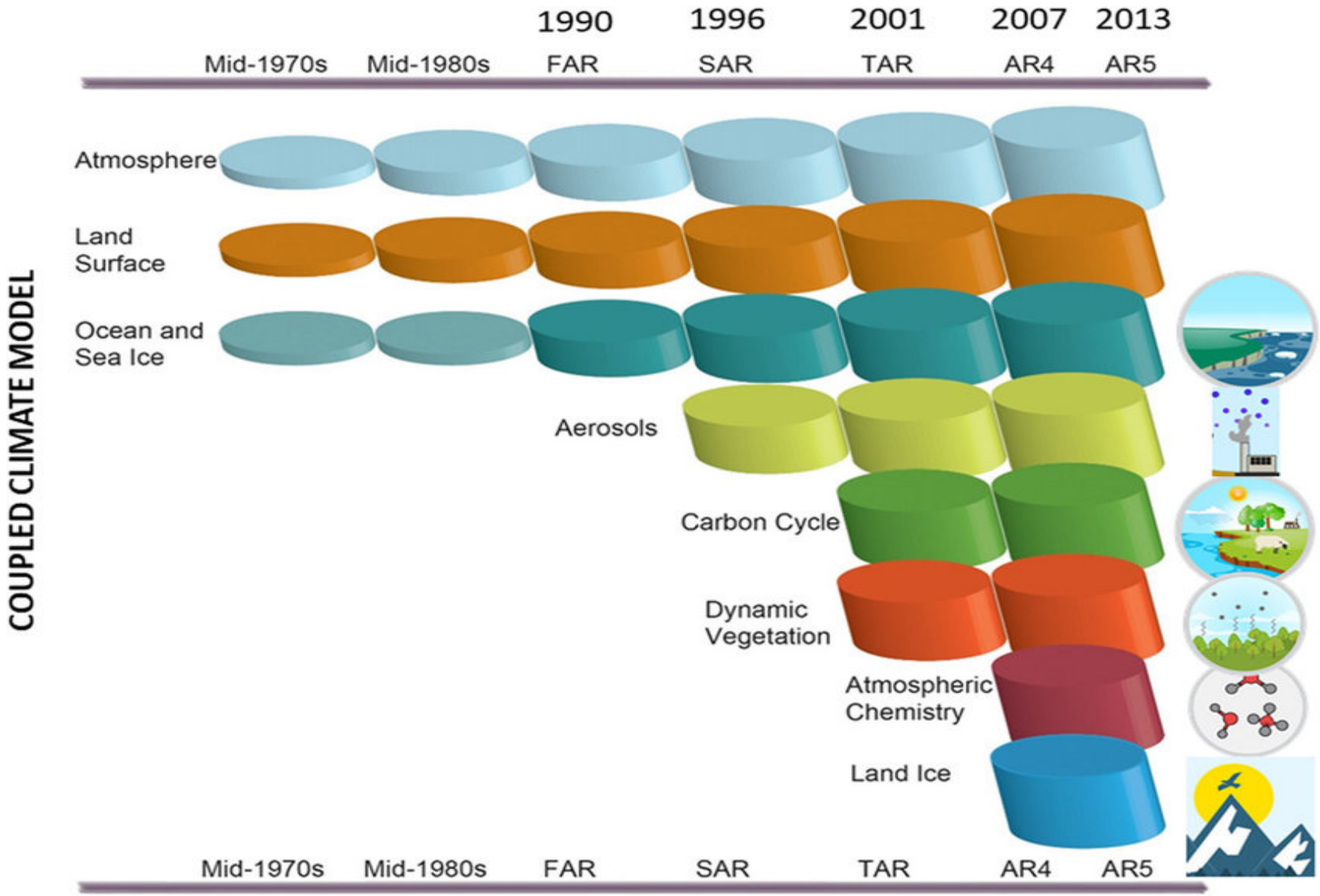
Научно-образовательный центр "Суперкомпьютерные технологии"

Семинар
"Суперкомпьютерные технологии в науке, образовании и промышленности",
Москва, МГУ имени М.В.Ломоносова, 26 ноября 2019 г.

Содержание

- Модели Земной системы, роль деятельного слоя суши
- Потоки явного и скрытого тепла с подстилающей поверхности
- Тепловлагоперенос в почве
- Снежный покров
- Параметризация водоёмов
- Параметризация водотоков

Эволюция моделей климата (Земной системы)



Модель Земной системы ИВМ РАН

Developed by Russian consortium lead by Institute of Numerical Mathematics

Model includes:

- Atmospheric dynamics
- Soil and vegetation
- Oceanic dynamics, including sea ice
- Carbon cycle
- Aerosol module
- Some electric phenomena

Participated in: CMIP3(2003-2004), CMIP5 (2010-2011)

Participates: CMIP6 (2017-2018)

Current versions:

- INM-CM4-8: Atmosphere 2x1.5 degrees, 30 levels, the uppermost level at 10hPa. Ocean: 1x0.5 degrees, 40 levels
- INM-CM5-0: Atmosphere 2x1.5 degrees, 73 levels, the uppermost level at 0.2 hPa. Ocean: 0.5x0.25 degrees, 40 levels.
- INM-CM5-H: Atmosphere 2x1.5 degrees, 73 levels, the uppermost level at 0.2 hPa. Ocean: 0.5x0.25 degrees, 40 levels.

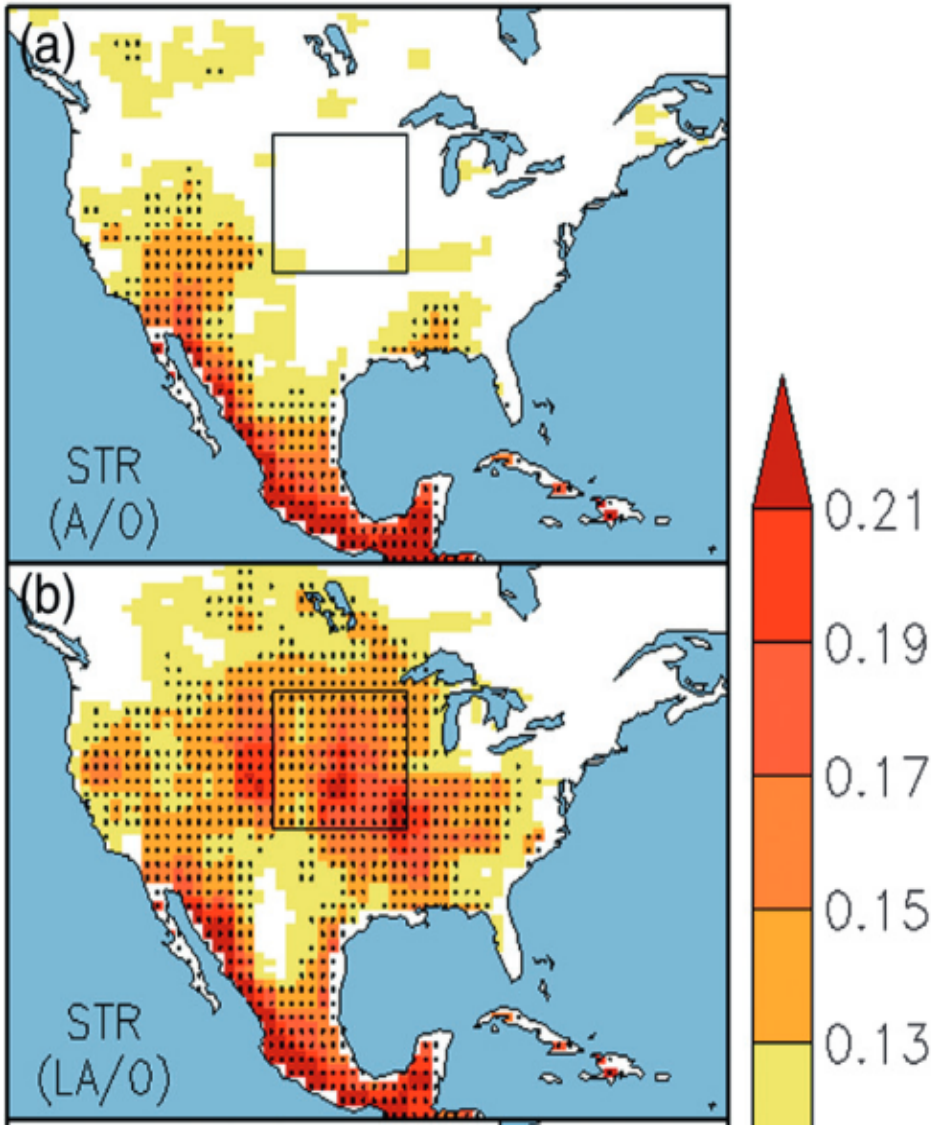
Роль почвы в предсказуемости состояния атмосферы

Мера предсказуемости состояния атмосферы на масштабах времени 40-60 дней:

- со случайным распределением влажности в начальный момент (сверху)
- с реалистичным распределением влажности в начальный момент (снизу)

Conil et al., 2007, *Clim. Dyn.*:
*"While in the tropics SST anomalies clearly maintain a potentially predictable variability throughout the annual cycle, in the mid-latitudes the SST forced variability is only dominant in winter and **soil mositure** plays a leading role in summer."*

Guo et al., 2012, *J. Climate*



Роль влажности почвы в событиях аномальной жары

Miralles et al., 2014, *Nature Geoscience*

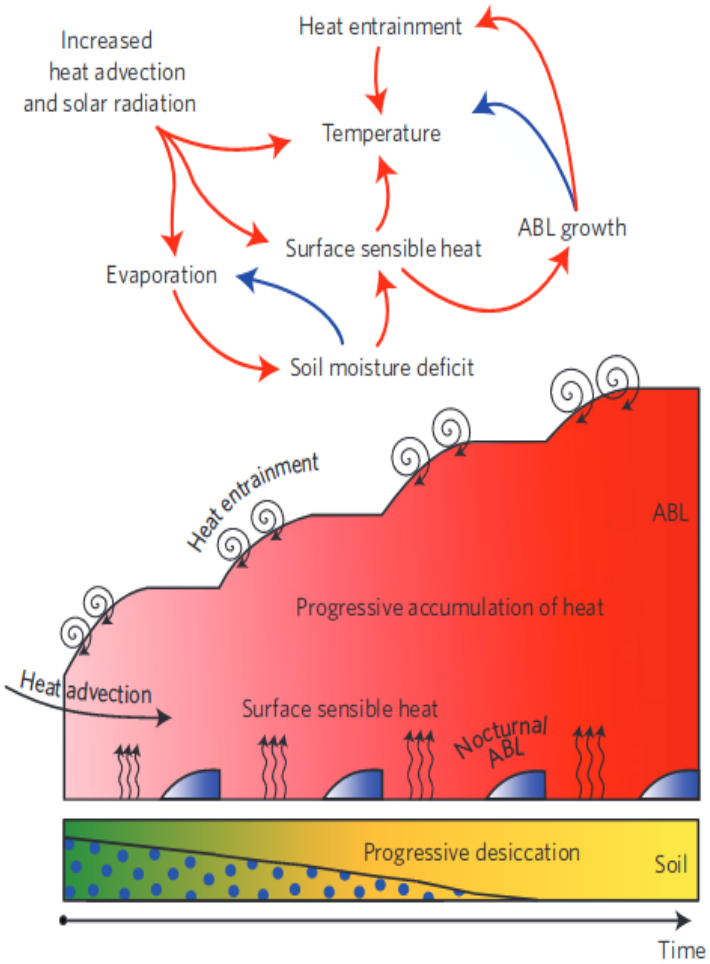
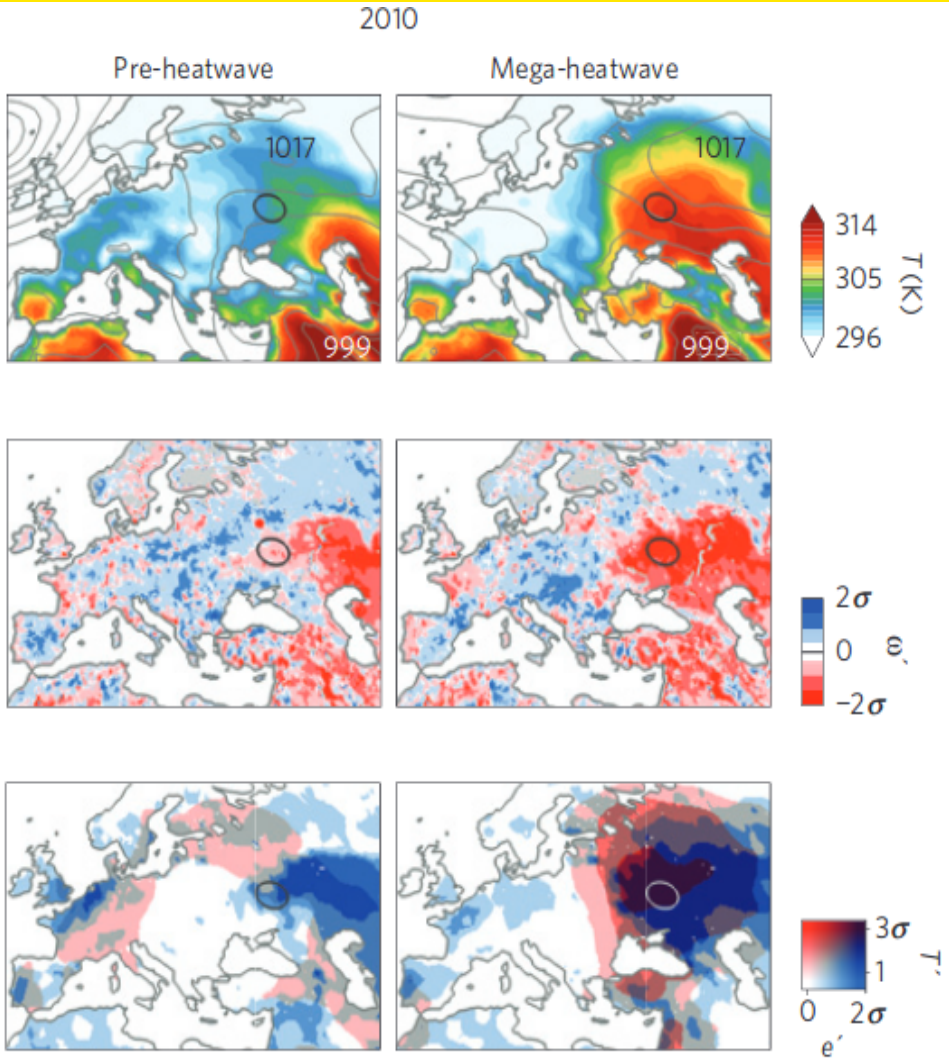
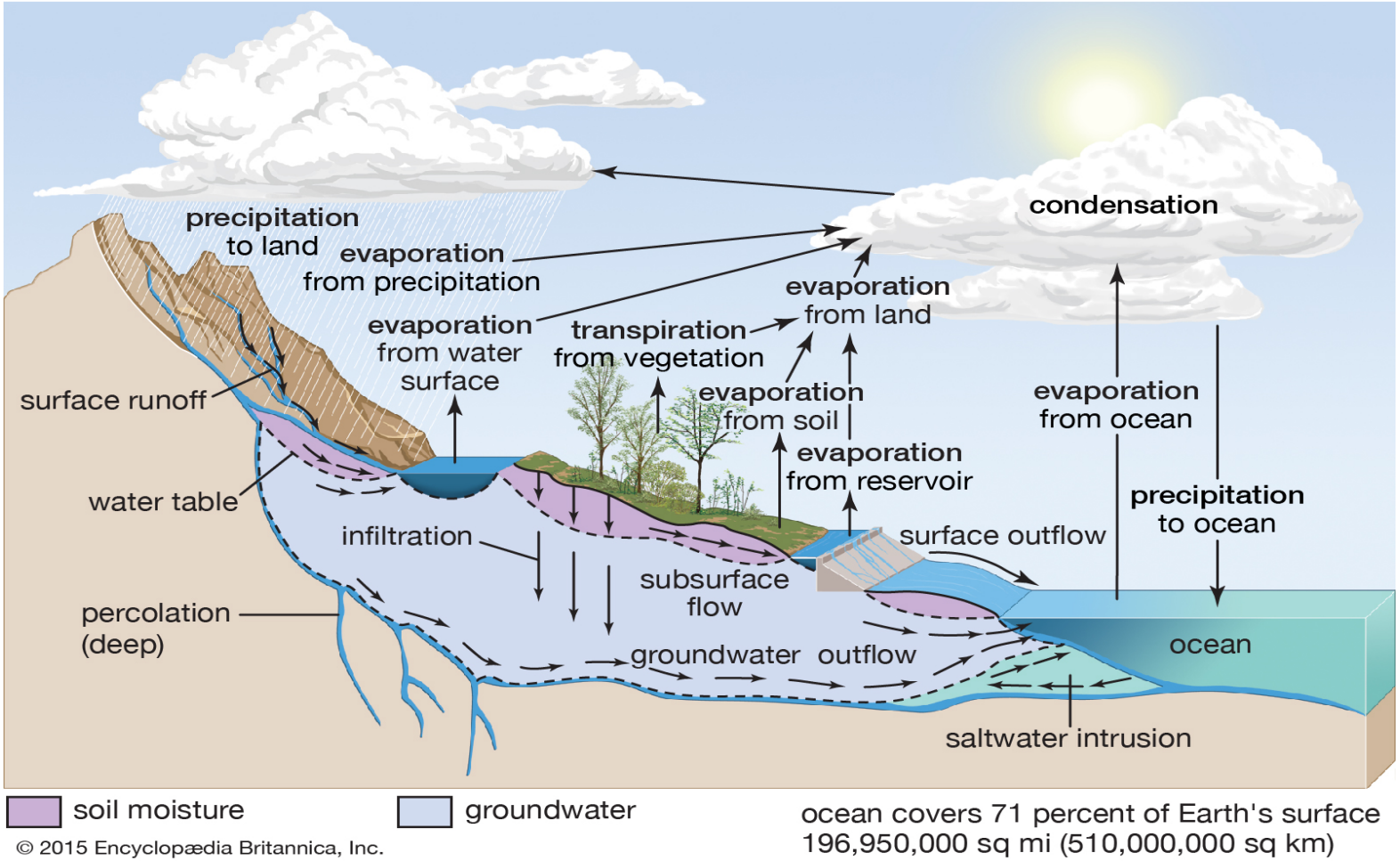


Figure 4 | Land–atmosphere interactions during mega-heatwaves revisited. Representation of the main soil moisture–air temperature interactions in the development of a mega-heatwave. Red and blue arrows represent positive and negative correlations, respectively.



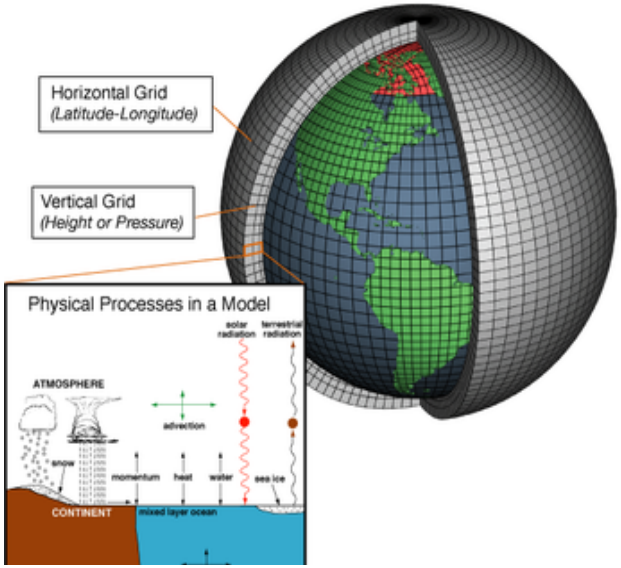
Влагооборот в климатической системе

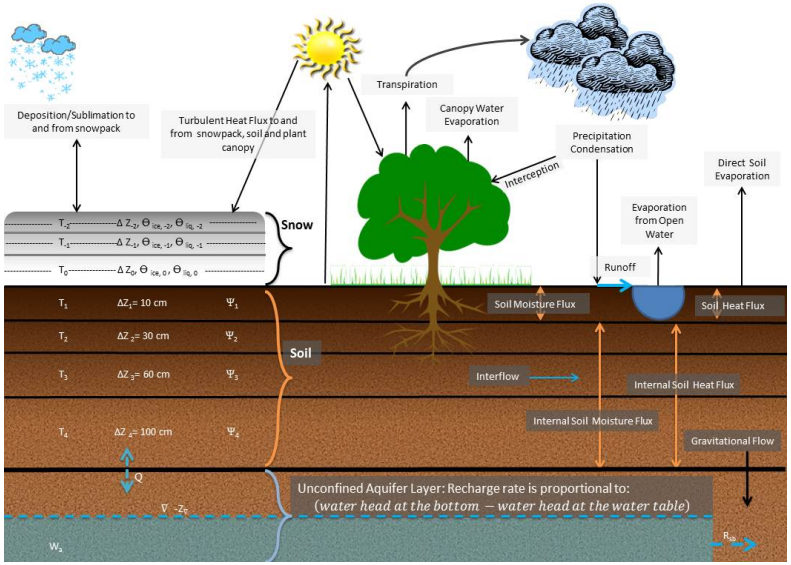


Water bodies occupy $\approx 1.8\%$ of land surface. Soil moisture is the key factor of surface evaporation and energy cycle. Soil moisture is the most variable component of land.

Модель деятельного слоя суши ИВМ РАН-МГУ

- модель тепловлагопереноса в почве (23 уровня)
- модель снежного покрова (4 уровня)
- эффекты растительности на тепловлагообмен
- параметризации процессов углеродного цикла (фотосинтез, эмиссия метана болотами)
- модель водоёмов (21 уровень)
- модель речной сети (вертикально осреднённая)

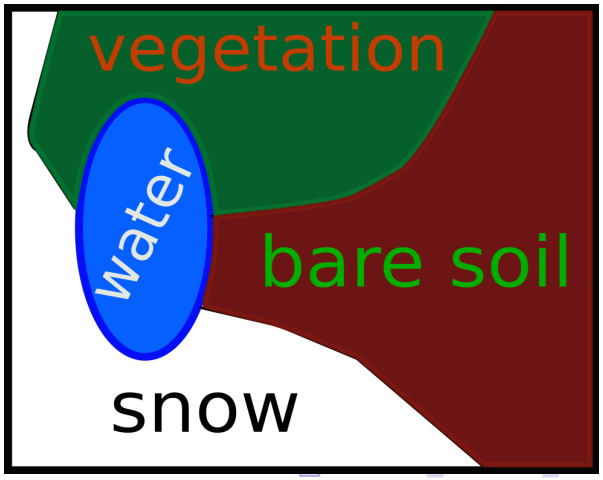




Типы поверхности и энергетический баланс

Exemplified by INM RAS-MSU land surface scheme

- 4 tiles in each cell: bare soil, vegetation, snow and inland waters
- in winter, snow tile occupies entire cell
- each tile has its own surface temperature $T_{s,i}$, all sharing single soil column
- Sensible heat flux is calculated using cell-mean surface temperature $\overline{T} = \sum_{i=1}^{4} \alpha_i T_{s,i}$ (α_i – i-th tile fraction)
- Latent heat flux is aggregated from individual fluxes over each tile, $L\overline{E} = \sum_{i=1}^{4} \alpha_i L E_i$
- Momentum and scalar roughness lengths are taken as single values in each cell



Теория подобия для приземного слоя

Surface fluxes are computed from flux-profile relationships:

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa}\left[\ln\left(\frac{z}{z_{0u}}\right) - \Psi_u\left(\frac{z}{L}\right) + \Psi_u\left(\frac{z_{0u}}{L}\right)\right],$$

$$\theta(z) - \theta_s = \frac{\theta_*}{\kappa}\left[\ln\left(\frac{z}{z_{0\theta}}\right) - \Psi_\theta\left(\frac{z}{L}\right) + \Psi_\theta\left(\frac{z_{0\theta}}{L}\right)\right],$$

$$q(z) - q_s = \frac{q_*}{\kappa}\left[\ln\left(\frac{z}{z_{0\theta}}\right) - \Psi_\theta\left(\frac{z}{L}\right) + \Psi_\theta\left(\frac{z_{0\theta}}{L}\right)\right].$$

Scales: L (length), u_* (velocity), θ_* (temperature), q_* (humidity).

Input parameters:

- surface temp. and hum.
- temp., hum. and wind in surface layer

Key uncertainties:

- universal functions Ψ
- roughness lengths: z_{0u}, $z_{0\theta}$

A.S.Monin

A.M.Obukhov

Шероховатость поверхности

- Momentum roughness is usually given as constant for each individual surface type (bare soil, high vegetation, low evegtation, snow, etc.):

- In INM RAS model, scalar roughness is calculated, irrespective of a surface type as:

$$\ln\left(\frac{z_0}{z_{0\theta}}\right) = \begin{cases} -2.43, & \mathrm{Re}_{z0} \leq 0.111, \\ 0.83\ln(\mathrm{Re}) - 0.6, & 0.111 < \mathrm{Re}_{z0} \leq 16.3, \\ 0.49\mathrm{Re}_{z0}^{0.45}, & \mathrm{Re}_{z0} > 16.3, \end{cases}$$

where the Reynolds roughness number is

$$\mathrm{Re}_{z0} = \frac{u_* z_0}{\nu} \tag{1}$$

- For water surface, Zilitinkevich et al. (2001) provide:

$$\frac{1}{\kappa_T}\ln\left(\frac{z_0}{z_{0\theta}}\right) = \begin{cases} -2, & \mathrm{Re}_{z0} \leq 0.1, \\ 4.0\mathrm{Re}_{z0}^{1/2} - 4.2, & \mathrm{Re}_{z0} \geq 0.1 \end{cases}$$

Тепловлагоперенос в почве

Уравнение притока тепла (T – температура):

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \lambda_T \frac{\partial T}{\partial z} + \rho_d \left(L_i F_i - L_v F_v \right)$$

Уравнение переноса жидкой влаги W (Moene and van Dam, 2014; Гельфан, 2007) (закон Дарси):

$$\frac{\partial W}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \left[-\gamma \left(\frac{\partial \Psi}{\partial z} + 1 \right) \right] + F = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_W \frac{\partial W}{\partial z} + \lambda_I \frac{\partial I}{\partial z} \right) + \frac{\partial \gamma}{\partial z} + F$$

Важна зависимость **потенциала почвенной влаги** Ψ и гидравлической проводимости γ от влажности W и содержания льда I.
Уравнение диффузии водяного пара V:

$$\frac{\partial V}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \lambda_V \frac{\partial V}{\partial z} + F_v$$

Динамика содержания льда I определяется только фазовыми переходами:

$$\frac{\partial I}{\partial t} = F_i$$

Потенциал почвенной влаги

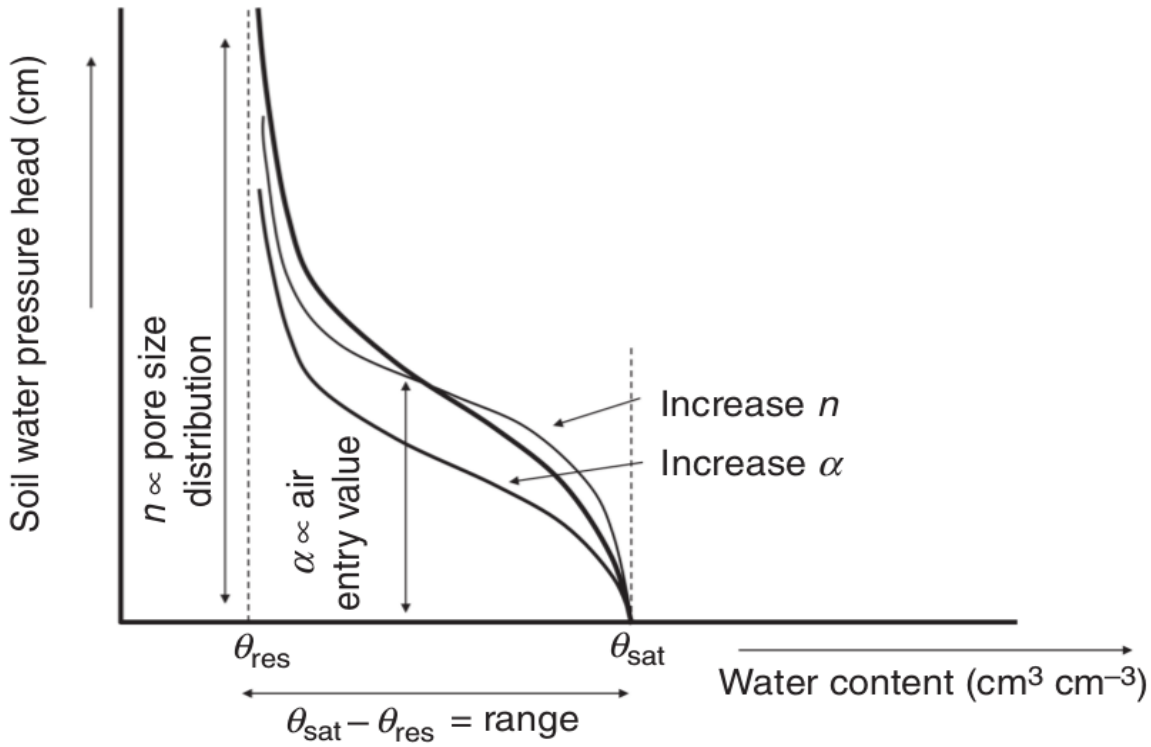
Clapp and Hornberger (1978):

$$\Psi = \Psi_{sat} \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^{-b}$$

van Genuchten (1980):

$$\Psi = -\frac{\left(S^{-1/m} - 1\right)^{1/n}}{\alpha_g},$$

$$S = \frac{\theta - \theta_{res}}{\theta_{sat} - \theta_{res}}$$



Преимущества vG1980
(Кучмент и др., 1983; Глобус, 1987; Гельфан, 2007):

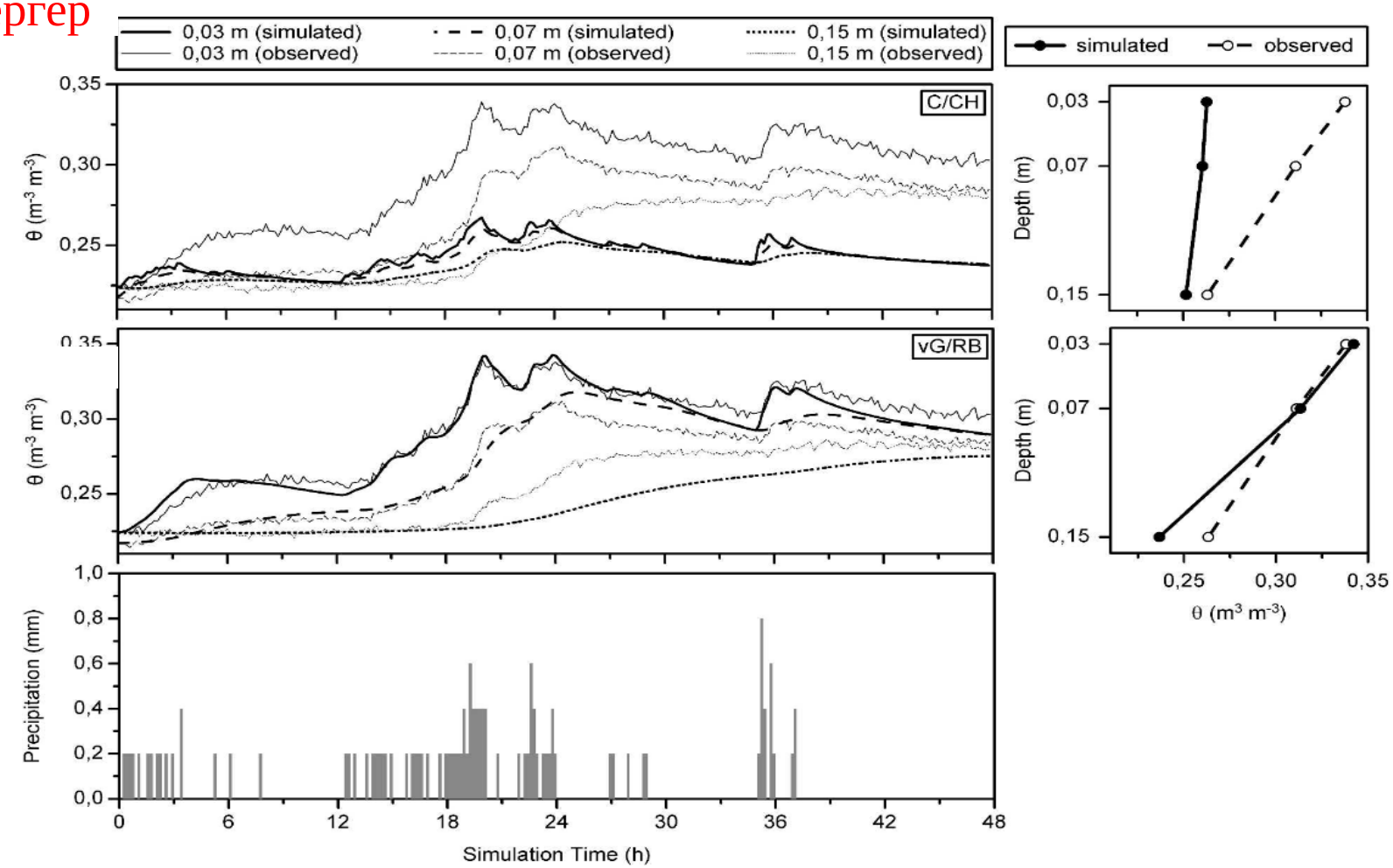
- лучшее соответствие качественным особенностям эмпирических зависимостей
- параметры α_g и n имеют физический смысл
- в физике почв по параметрам α_g и n накоплен большой массив данных

Эффект различной гидравл. характеристики почвы

Braun and Schädler, 2005, *J. Appl. Meteorol.*

Клапп-Хорнбергер

ван Генухтен



Использование потенциала влаги ван Генухтена существенно улучшает качество моделирования влажности почвы по сравнению с моделью Клаппа-Хорнбергера.

Поверхностная фильтрация

Поток влаги q на поверхности почвы:

$$q = P - E - q_s,$$

где P – осадки, E – испарение, q_s – поверхностный сток.

$$q_s = q_{sat} + q_{unsat},$$

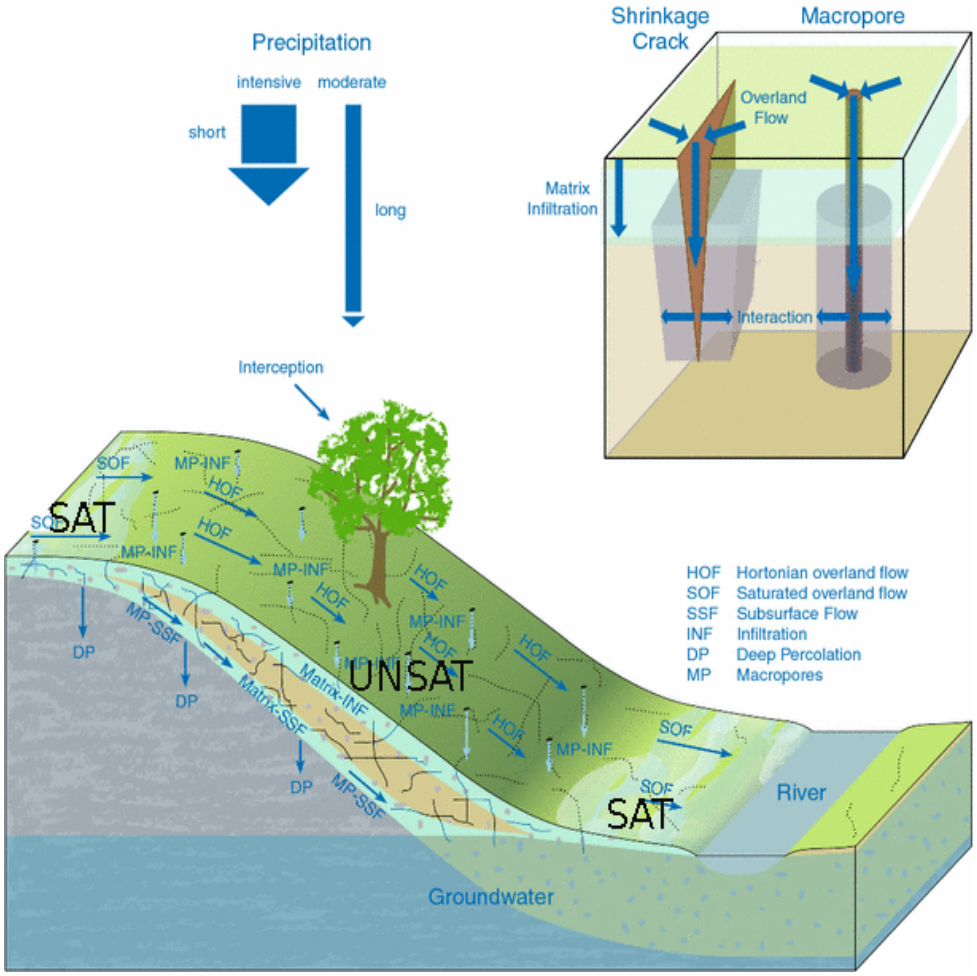
$$q_{sat} = F_{sat} P$$

сток с насыщенной почвы,

$$q_{unsat} = (1 - F_{sat}) \max(0, P - q_{max})$$

сток с ненасыщенной почвы

F_{sat} – доля ячейки с насыщенной поверхностью почвы, q_{max} – максимально возможный инфильтрационный поток.



Горизонтальный обмен влагой между ячейками

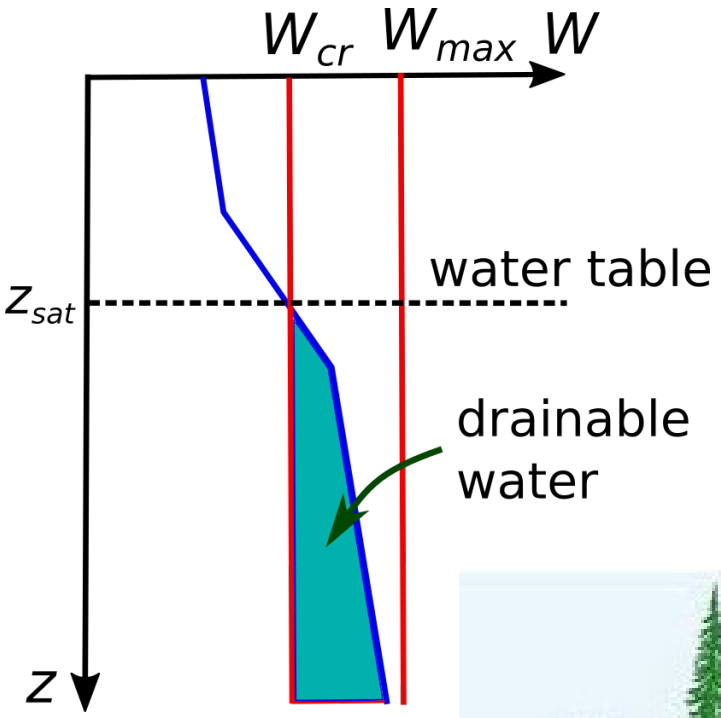
Clark et al., 2015

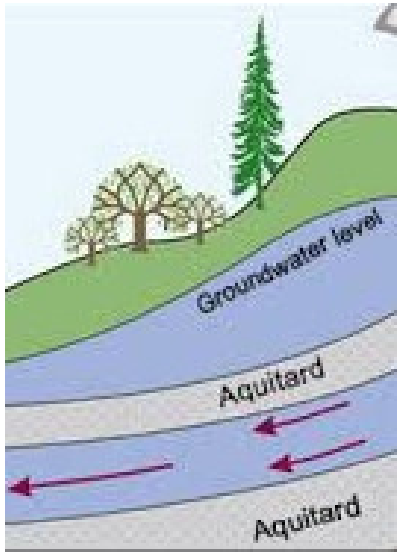
Расход грунтовой воды q_l вниз по склону (закон Дарси) на каждой глубине ниже уровня грунтовых вод z_{sat}:

$$q_{out} = \mathrm{tg}(\beta)\gamma \frac{W - W_{cr}}{W_{max} - W_{cr}},$$

β - средний угол наклона рельефа в ячейке, γ – гидравлическая проводимость.

- Сток q_{out} добавляется в уравнение переноса влаги.
- Величина q_{out} может добавляться в соседнюю нижележащую ячейку *или* в речной сток.





Модель снежного покрова

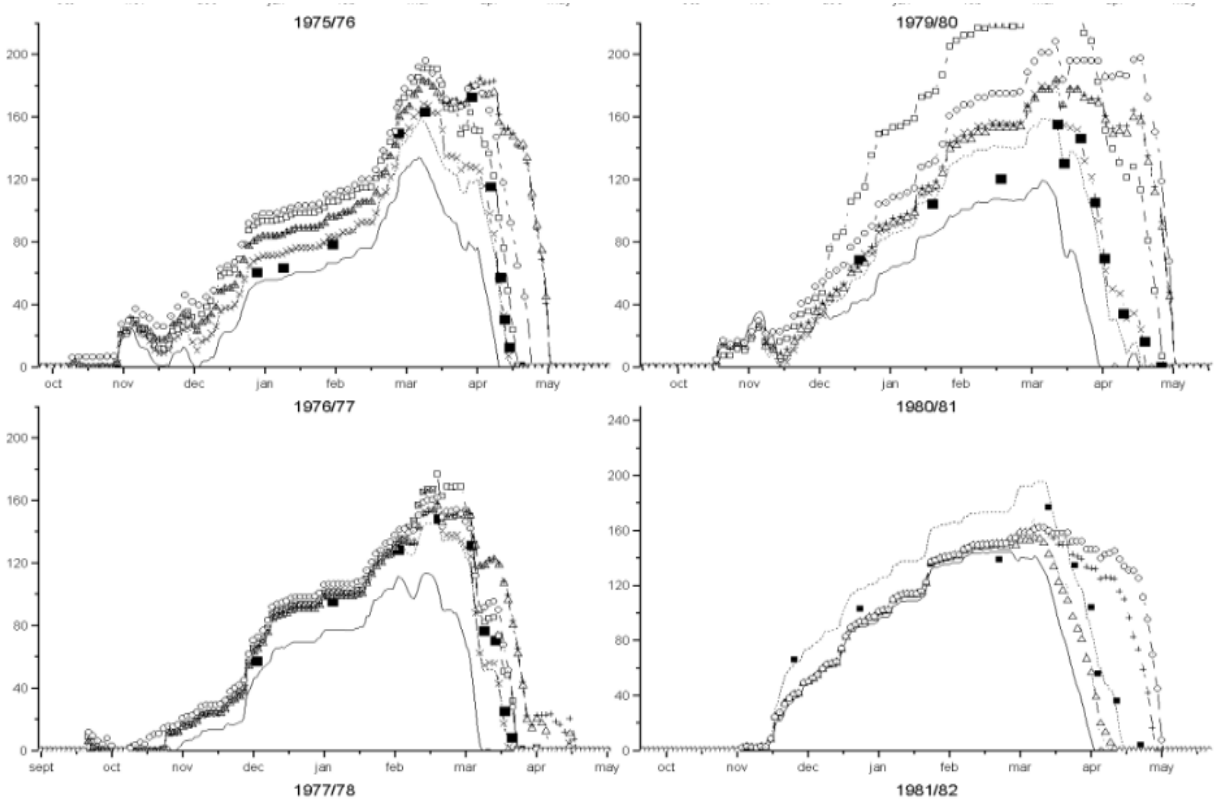
Уравнения тепловлагопереноса:

$$c_{sn}\rho_{sn}\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\lambda_{sn}\frac{\partial T}{\partial z} + \rho_{sn}L_{fr}F_{fr} - \frac{\partial S}{\partial z},$$

$$\frac{\partial W}{\partial t} = -\frac{\partial \gamma_i}{\partial z} - F_{fr}.$$

Неучёт повторного промерзания влаги приводит к более позднему (на недели) сходу снежного покрова.

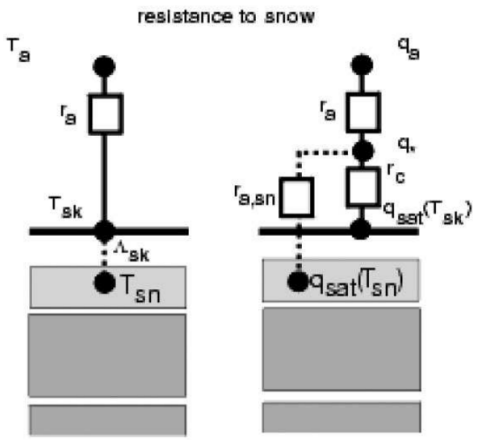
Водно-эквивалентная толщина снега при различном описании жидкой влаги в модели (Мачульская, 2001)



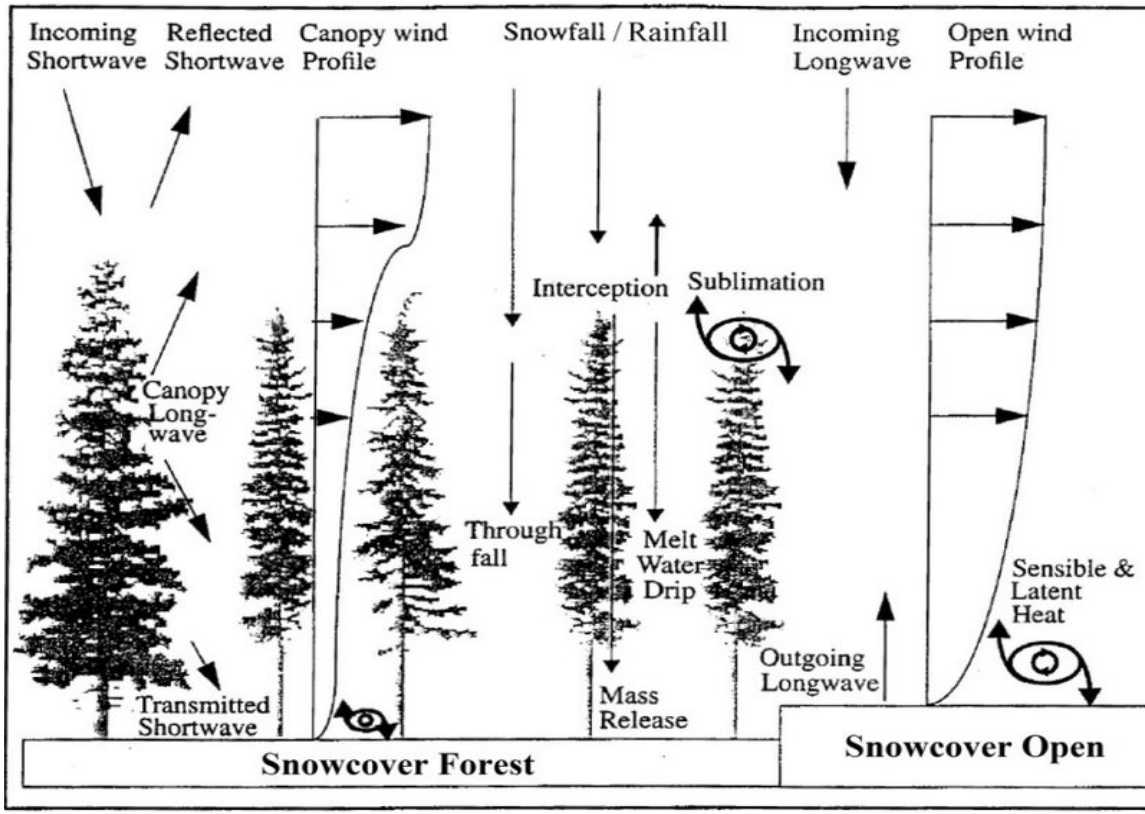
Снежный покров в высокой растительности

Два резервуара снега:

- снег, перехваченный кронами – интегральная (”балковая”) модель, максимальный объём ∼ LAI
- снег на почве – многослойная модель с модификацией расчёта турбулентных потоков



Модификация радиационного баланса в лесу описывается упрощёнными схемами



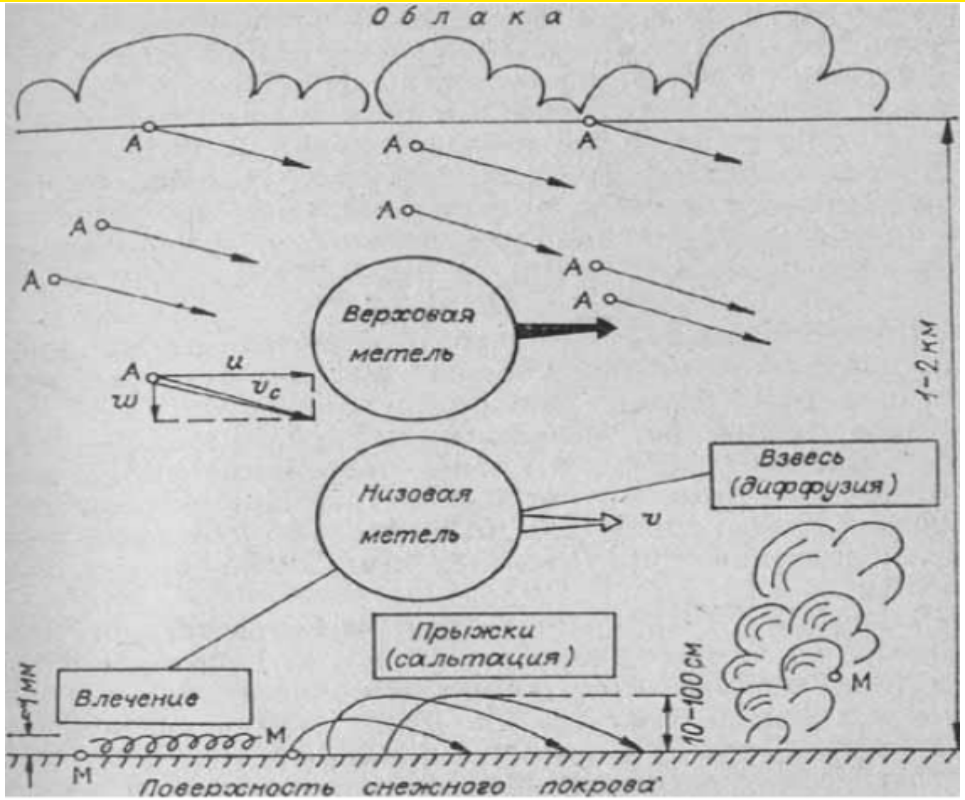
Storck, 2000; Garvelmann, 2014

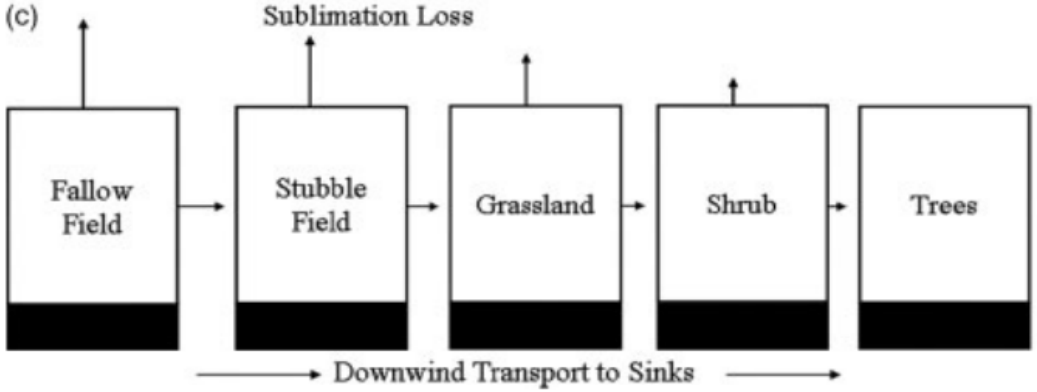
$$LE = \frac{q_a - q_{sat}(T_{sk})}{r_a + r_c\left(1 + \frac{r_a}{r_{a,sn}}\right)} + \frac{q_a - q_{sat}(T_{sn})}{r_a + r_{a,sn}\left(1 + \frac{r_a}{r_c}\right)}$$

(IFS documentation, 2015)

Эффекты метелевого переноса

- эффект устойчивой стратификации приземного слоя за счёт наличия частиц (Barenlatt and Golitsyn, 1974; Wamser and Lykossov, 1995)
- трение затраты кинетической энергии потока на отрыв частиц
- испарение метелевых частиц (включено в модель ISBA; Le Moigne et al., 2018)
- перенос снега с возвышенностей в понижения (Fan and Pomeroy, 2009; MacDondald, 2009)
- перенос снега с открытых поверхностей на залесённые (Fan and Pomeroy, 2009; MacDondald, 2009)





Fang and Pomeroy, 2009

Example: cloudiness over the Ladoga Lake

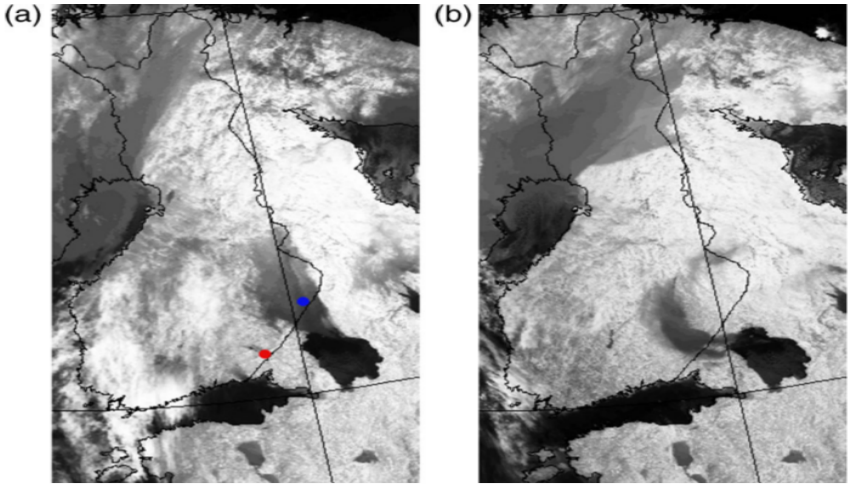
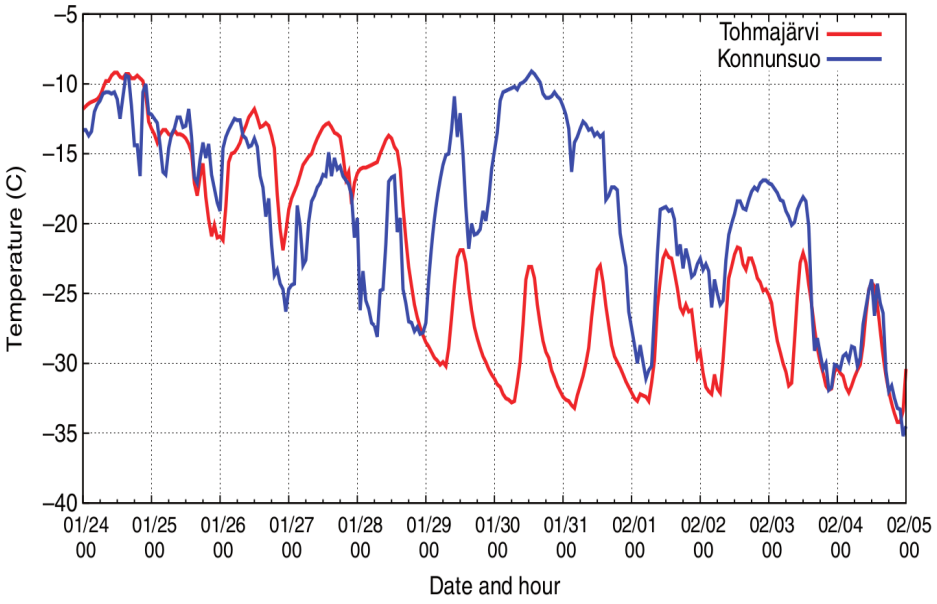


Fig. 3. NOAA AVHRR thermal IR images over Finland and Karelia on 28 January 06 UTC (a) and on 29 January 00 UTC (b) 2012. The low-level cloud cover, shown with dark-grey shades, spreads first northward (a) and later westward (b) from Lake Ladoga. In the single-channel images, the cloud over Lake Ladoga cannot be distinguished from the dark water surfaces. The stations

Ice-free lake evaporates, and resulting stratiform clouds are advected to Finland.

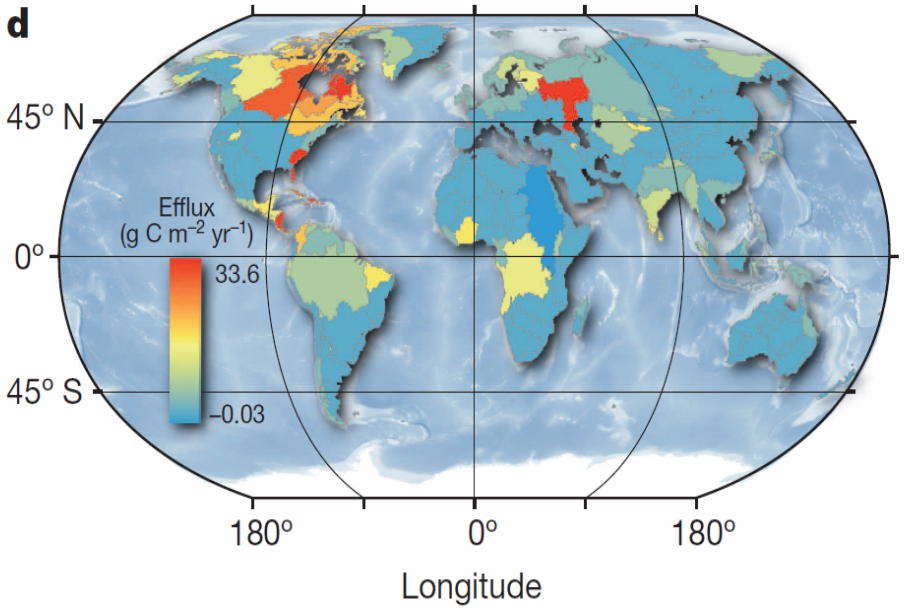
Cloudiness increases the surface net radiation, and 2m-temperature rises by 15-20$^\circ C$

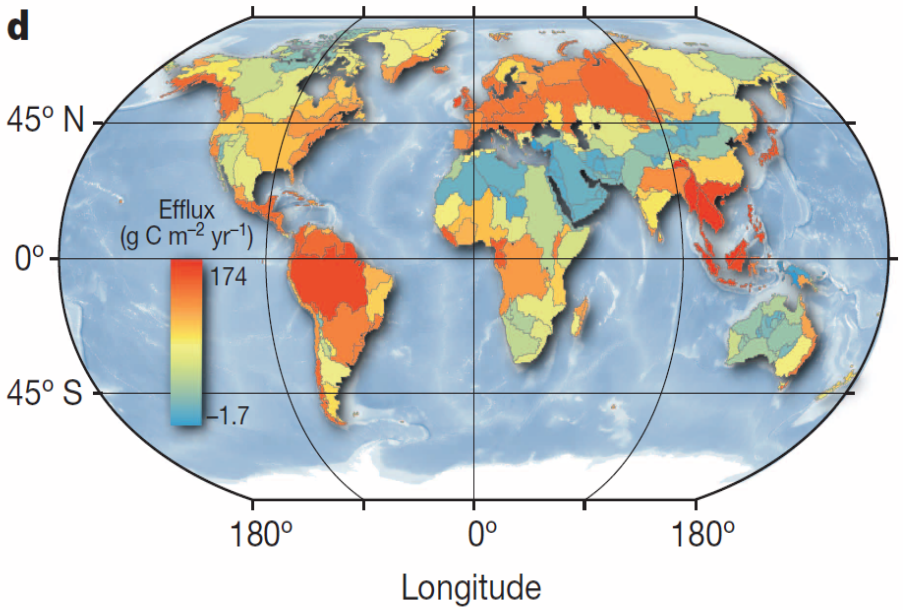
Eerola et al. Tellus A 2014, 66, 23929, http://dx.doi.org/10.3402/tellusa.v66.23929



CO_2 emissions by lakes and rivers

Raymond et al., 2013, Nature





Lakes Rivers

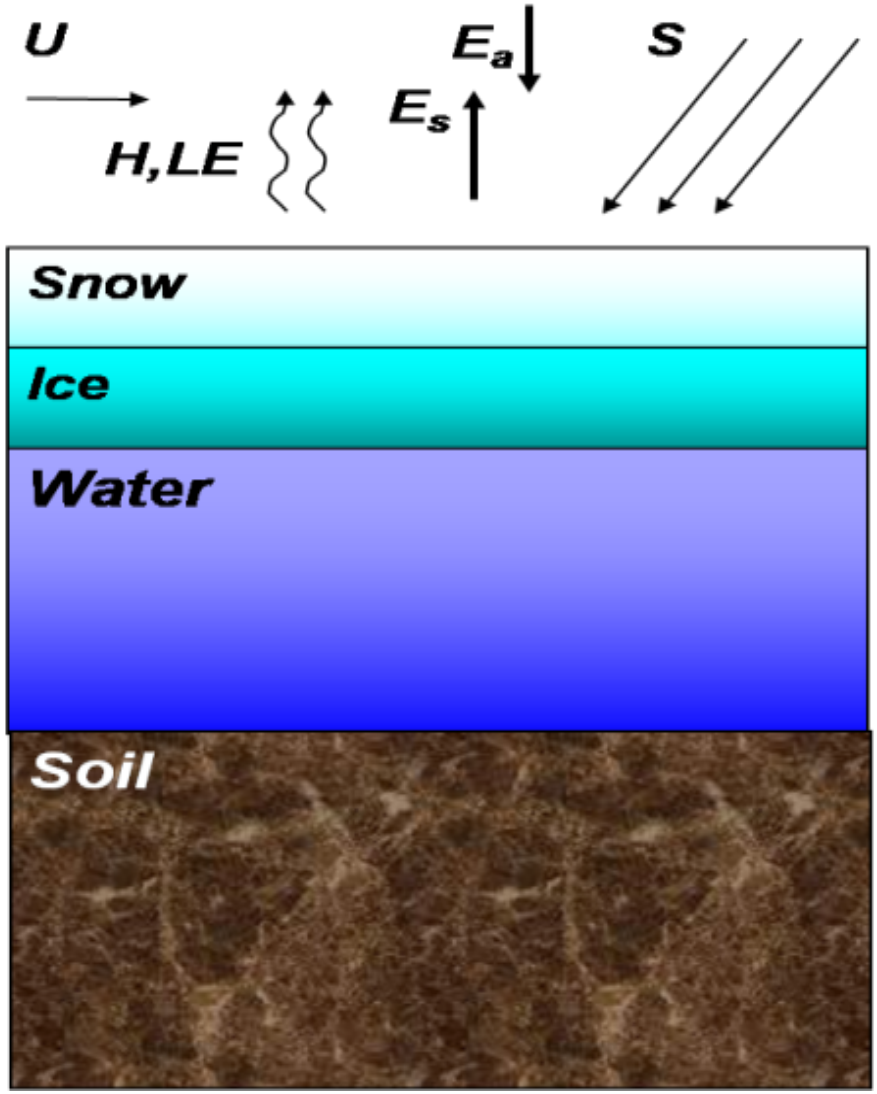
- global emission of CO_2 by freshwaters is 2.1 Pg C yr^{-1}
- lake emission is 0.3 Pg C yr^{-1}, river emissions is 1.8 Pg C yr^{-1}
- significant contribution of Volga hydropower reservoirs

1D lake model framework

1D equations result from boundary-layer approximation

- 1D heat and momentum equations
- $k - \epsilon$ turbulence closure
- Monin-Obukhov similarity for surface fluxes
- Beer-Lambert law for shortwave radiation attenuation
- Momentum flux partitioning between wave development and currents (Stepanenko et al., 2014)
- Soil heat and moisture transfer including phase transitions
- Multilayer snow and ice models

1D concept does not suffice the greenhouse gas modeling task, as it does not take into account differences between CH_4 & CO_2 emissions at deep and shallow sediments



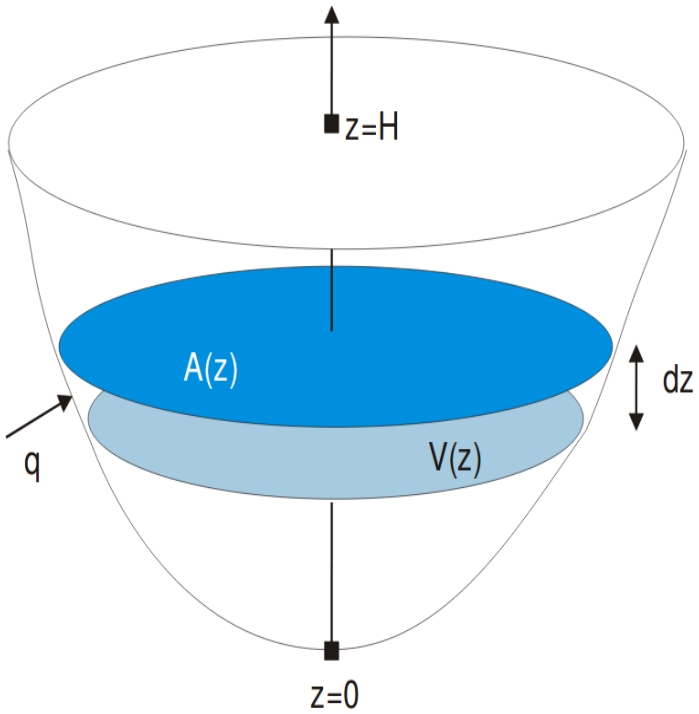
Одномерные уравнения для замкнутого водоёма

Компоненты скорости и скалярные величины для несжимаемой жидкости подчиняются уравнениям:

$$c\frac{\partial f}{\partial t} = -c\frac{\partial u_i f}{\partial x_i} - \frac{\partial F_i}{\partial x_i} + R_f(f, ...),$$

Операция осреднения по сечению $A(z)$:

$$\overline{f} = \frac{1}{A(z)} \int_{A(z)} f dxdy.$$



Заимствовано из (Jöhnk,2001)

Полагая малыми уклоны дна, $\overline{w} = 0$, имеем:

$$c\frac{\partial \overline{f}}{\partial t} = \underbrace{-\frac{c}{A}\int_{\Gamma_{A(z)}} f(\mathbf{u_h}\cdot\mathbf{n})dl}_{\text{Притоки и истоки}} \underbrace{+\frac{1}{A}\frac{\partial}{\partial z}\left(Ak_f\frac{\partial \overline{f}}{\partial z}\right)}_{\text{Вертикальная диффузия}}$$

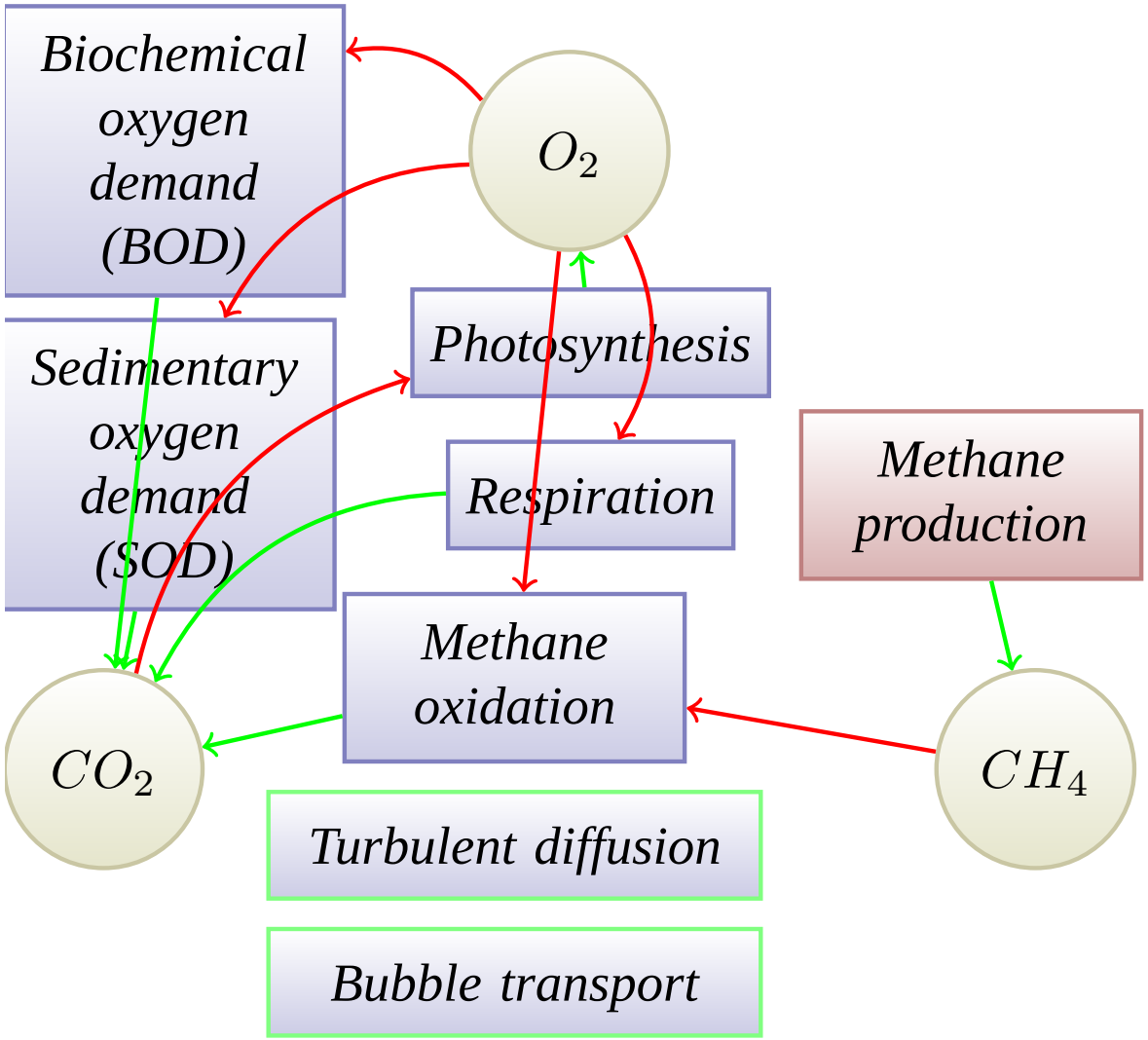
$$\underbrace{-\frac{1}{A}\frac{\partial A\overline{F_{nz}}}{\partial z}}_{\text{Див. недиффузионного потока}} \underbrace{+\frac{1}{A}\frac{dA}{dz}[F_{nz,b}(z) + F_{tz,b}(z)]}_{\text{Потоки на дне}} \underbrace{+R_f(\overline{f}, ...)}_{\text{Источники}}.$$

Здесь F_{tz} – вертик. турб., F_{nz} – вертик. нетурб. поток f.

Biogeochemical processes in the model

- Photosynthesis, respiration and BOD are empirical functions of temperature and Chl-a (Stefan and Fang, 1994)
- Oxygen uptake by sediments (SOD) is controlled by O_2 concentration and temperature (Walker and Snodrgass, 1986)
- Methane production $\propto P_0 q_{10}^{T-T_0}$, P_0 is calibrated (Stepanenko et al., 2011)
- Methane oxidation follows Michaelis-Menthen equation

Sinks and sources of gases in a lake



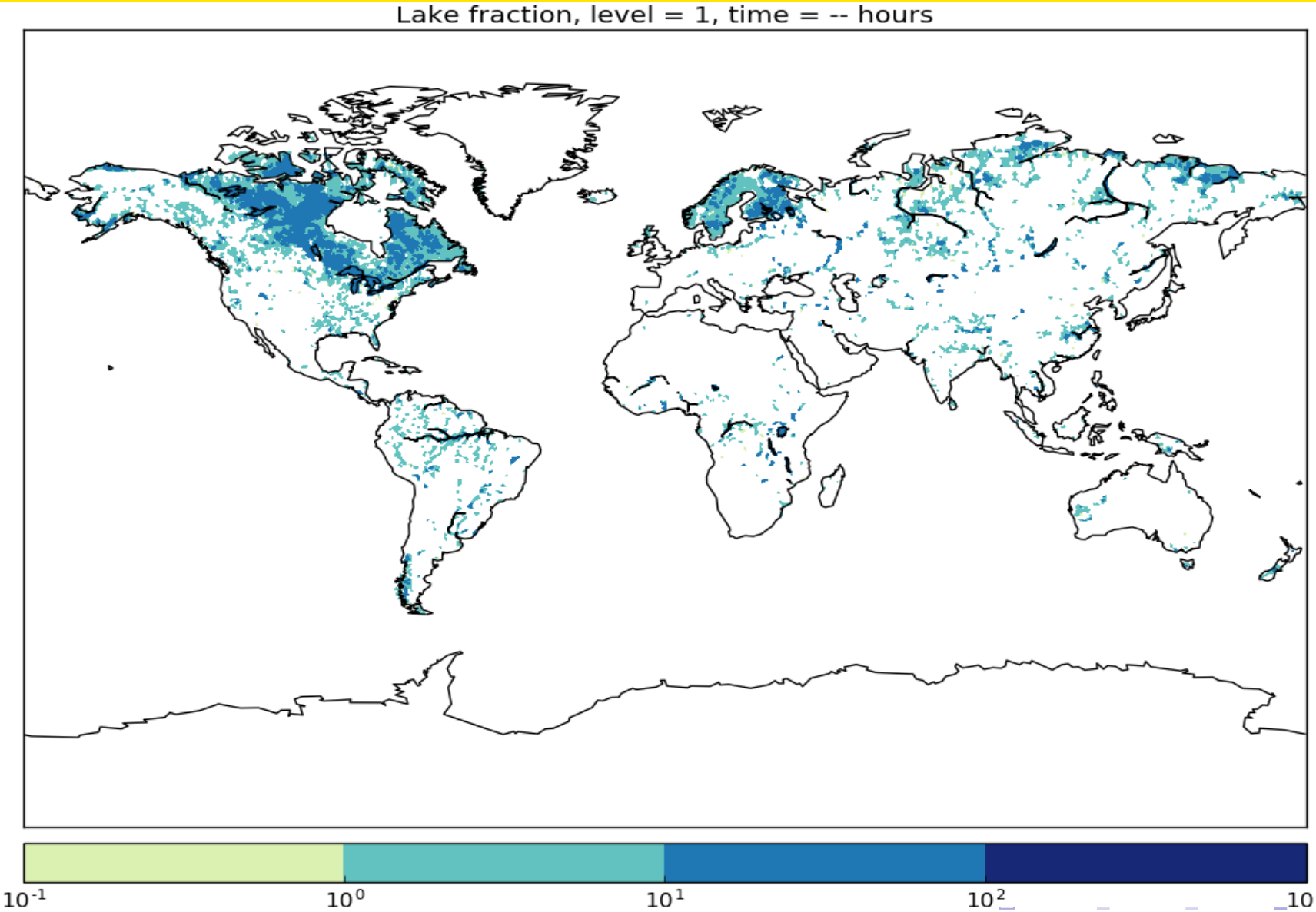
Проверка модели LAKE на данных измерений

Озеро	**Термодинамика**	**CH_4**	**CO_2**	**Ссылка**
Вендюрское	+	–	–	(Степаненко, 2007)
Щучье	–	+	–	(Степаненко и др., 2010)
Kossenblatter (Германия)	+	–	–	(Stepanenko et al., 2013)
Valkea-Kotinen (Финляндия)	+	–	–	(Stepanenko et al., 2014)
Kuivajärvi (Финляндия)	+	+	+	(Heiskanen et al., 2014; Stepanenko et al., 2016)
Kivu (Конго)	+	–	–	(Thiery et al., 2014)
Сеида	+	+	–	(Guseva et al., 2016)
Большой Вилюй	+	–	–	(Stepanenko et al., 2018)
Убсу-Нур (Монголия)	+	–	–	(Степаненко и др., 2019)
Alqueva (Португалия)	+	–	+	–
Suva (Япония)	+	+	–	–
Можайское вдхр.	+	+	–	–

Inter-Sectoral Impact Model Intercomparison Project

Доля площади суши, занятая озёрами

База данных Choulga et al., 2014

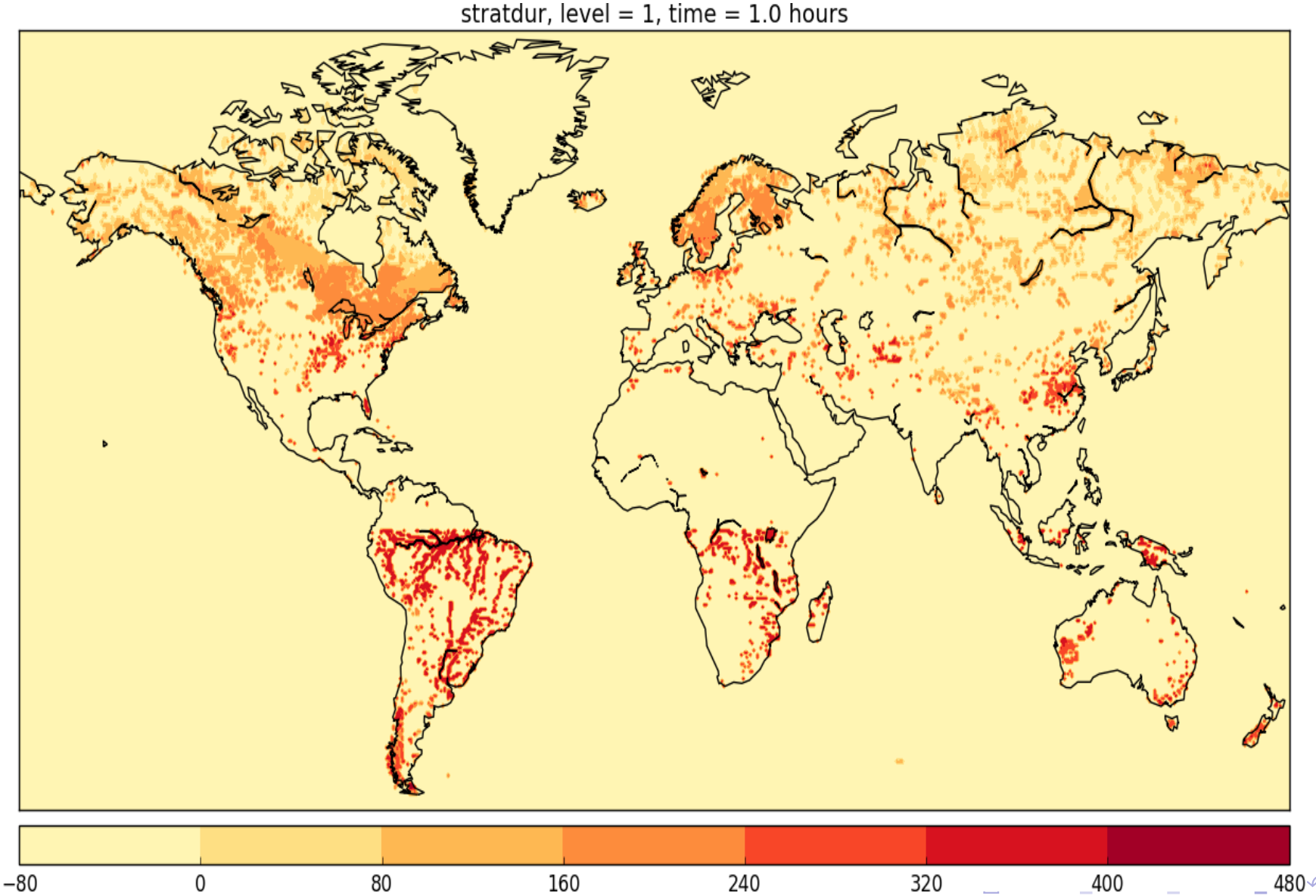


Организация расчётов для проекта ISIMIP на Ломоносове-2

- широтно-долготная сетка $0.5^\circ \times 0.5^\circ$
- база данных по пространственному распределению озёр (Choulga et al., 2014)
- база данных по глубинам озёр (Choulga et al., 2014)
- климатические модели: GFSL, MIROC, HadESM, IPS
- сценарии изменений климата: picontrol, historical, rcp26, rcp60, rcp85
- 100 ядер/запуск
- расчёт 10 лет 5-6 ч
- $\sim$ 170 000 процессоро-часов
- размер входных и выходных данных 120 Тб

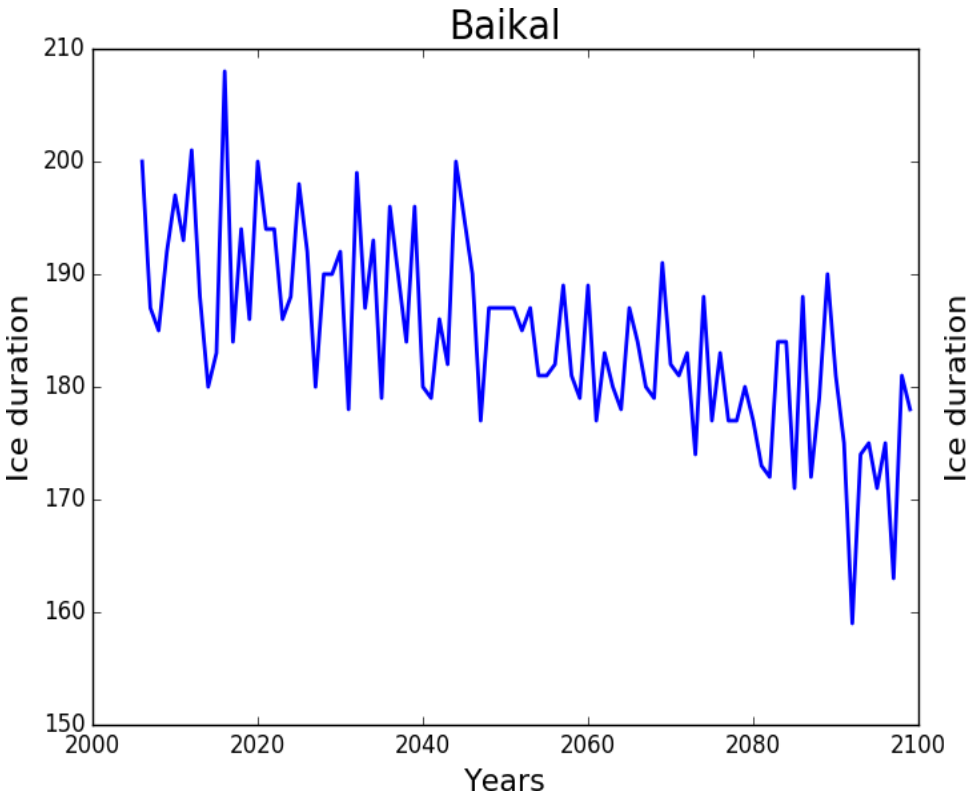
Продолжительность летней стратификации в озёрах

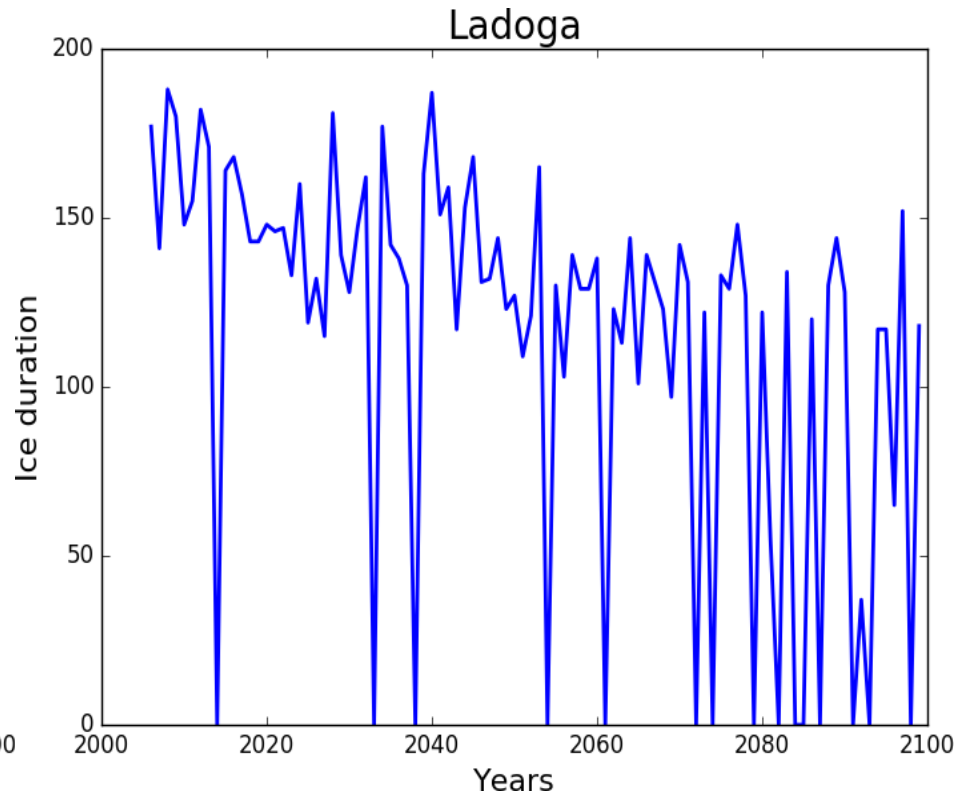
Расчёты в рамках проекта ISIMIP, 1670 г.



Изменение продолжительности ледостава на озёрах

Климатический сценарий RCP8.5 (”агрессивный”)



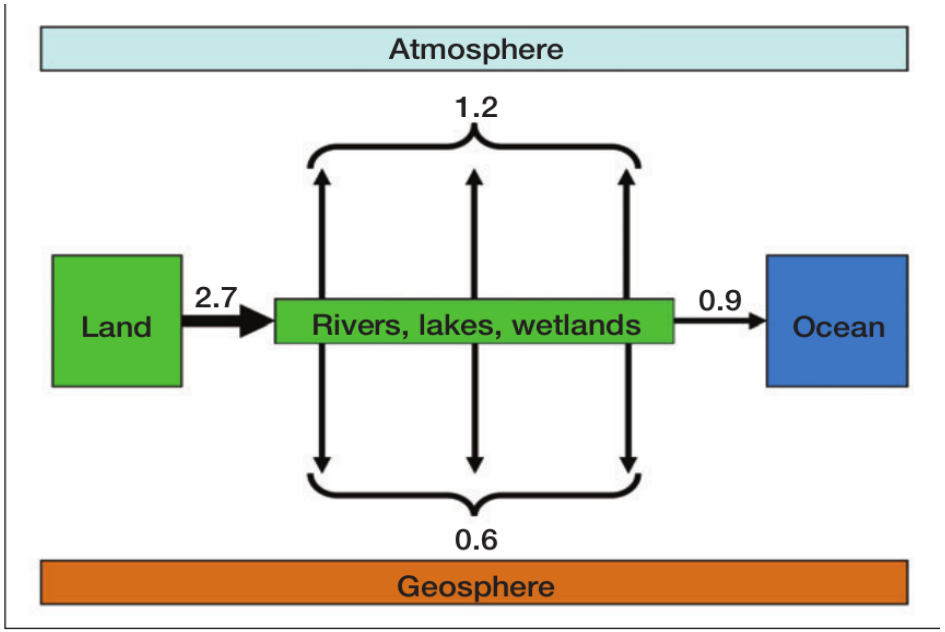


В XX1 веке ожидается:

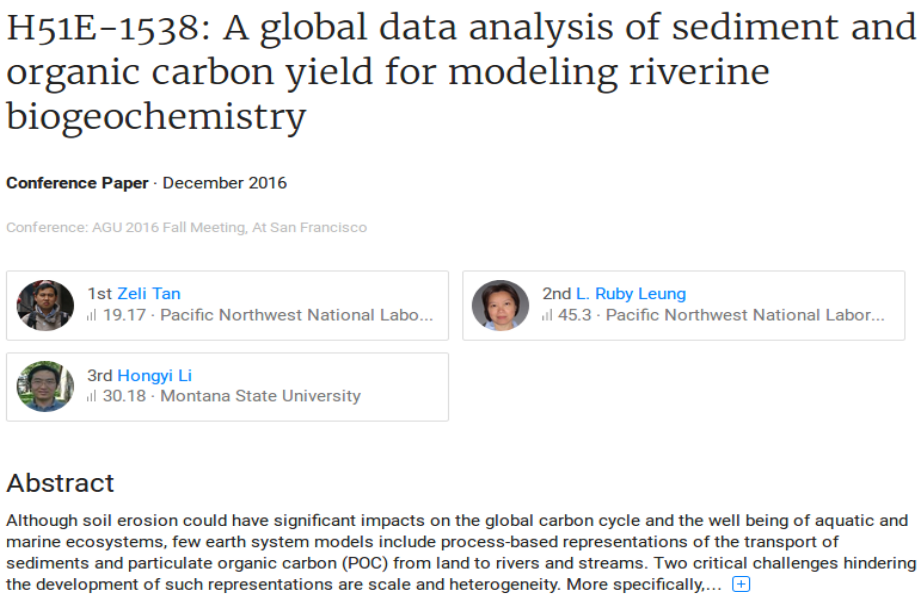
- сокращение продолжительности ледяного покрова на озёрах
- увеличение повторяемости зим без льда

Роль рек в климатической системе

- river runoff affects thermohaline circulation
- river runoff is the most precisely measured component of the land water balance
- rivers are considered as an substantial player in land carbon cycle
- the level and ice regimes of rivers can become the one of the most in-demand output of ESMs



All values are in Pg C yr^{-1} (Battin et al., 2009)



H51E-1538: A global data analysis of sediment and organic carbon yield for modeling riverine biogeochemistry

Conference Paper · December 2016

Conference: AGU 2016 Fall Meeting, At San Francisco

1st Zeli Tan
19.17 · Pacific Northwest National Labo...

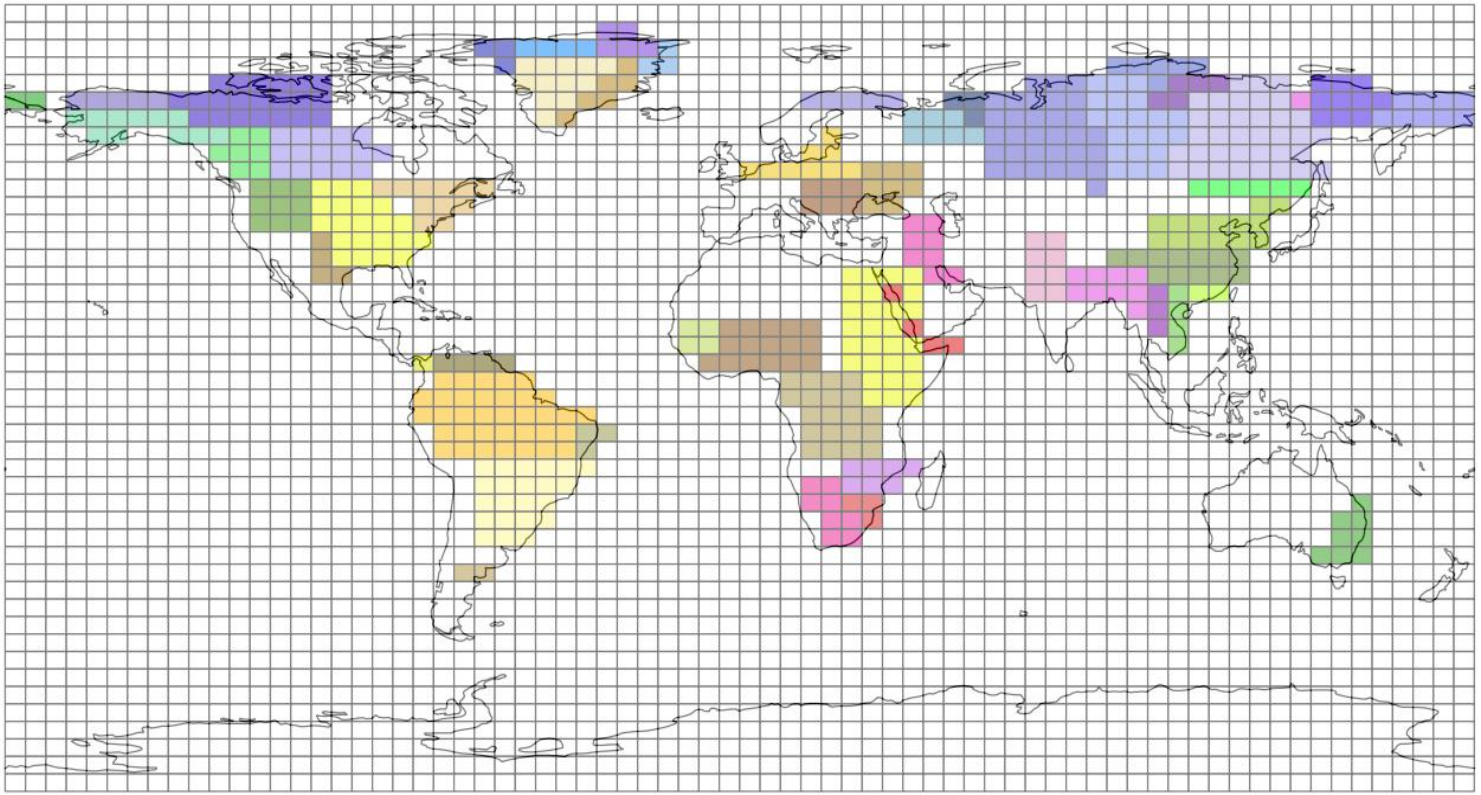
2nd L. Ruby Leung
45.3 · Pacific Northwest National Labor...

3rd Hongyi Li
30.18 · Montana State University

Abstract

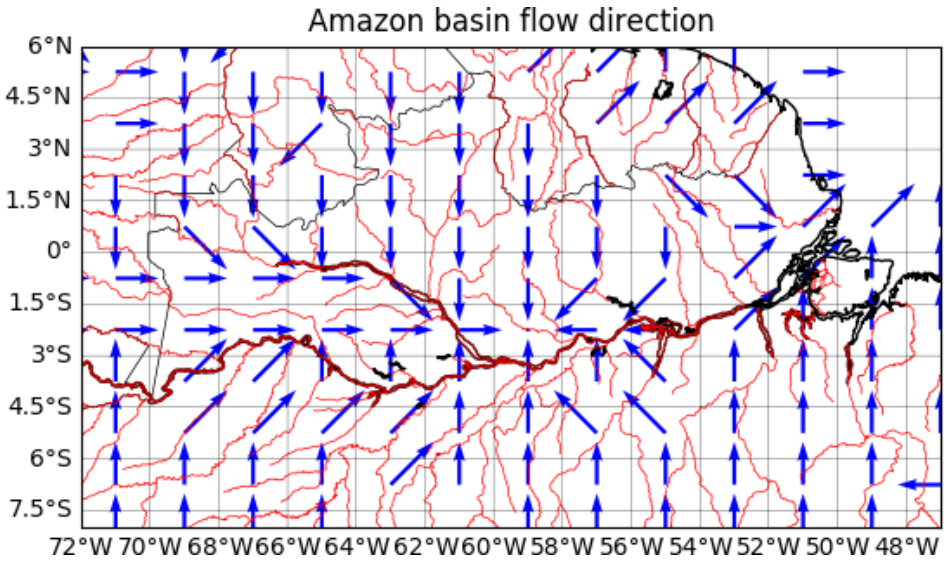
Although soil erosion could have significant impacts on the global carbon cycle and the well being of aquatic and marine ecosystems, few earth system models include process-based representations of the transport of sediments and particulate organic carbon (POC) from land to rivers and streams. Two critical challenges hindering the development of such representations are scale and heterogeneity. More specifically,...

Речные бассейны в модели ИВМ РАН ($2^\circ \times 1.5^\circ$)

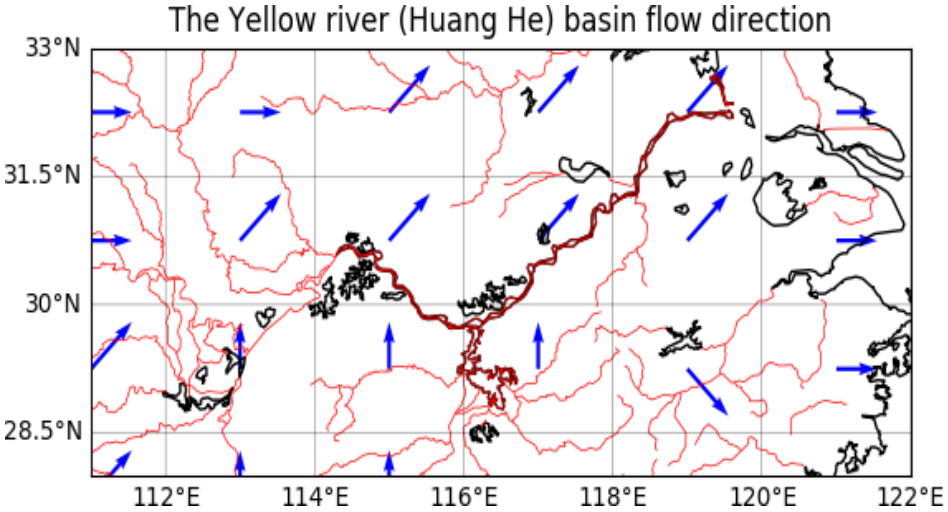


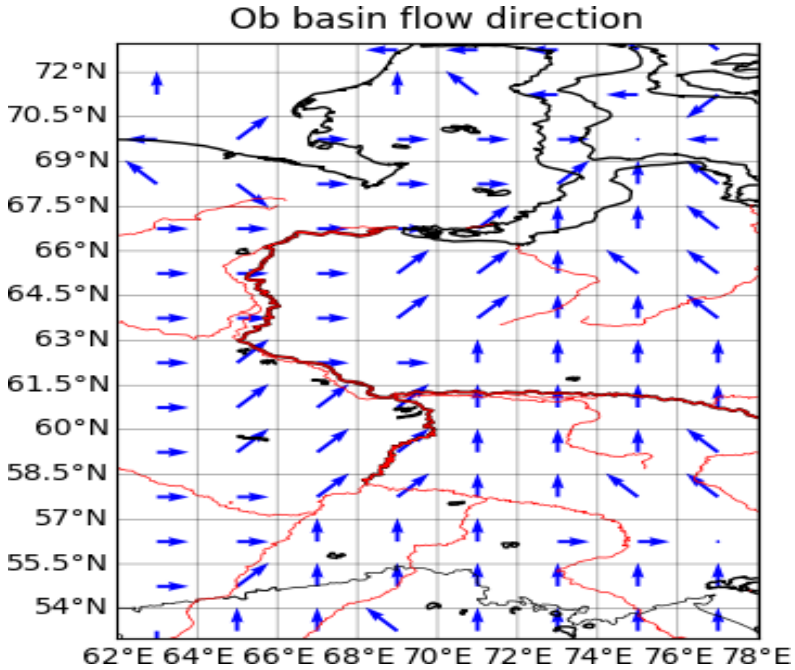
- 54 major basins
- surface and subsurface runoff are integrated over basins and instantaneously ”added” to oceans in salinity equation
- no river tile in the surface energy balance calculations

Направления речного стока по методу макс. градиента



At the coarse grid maximal gradient method causes erronous flow directions

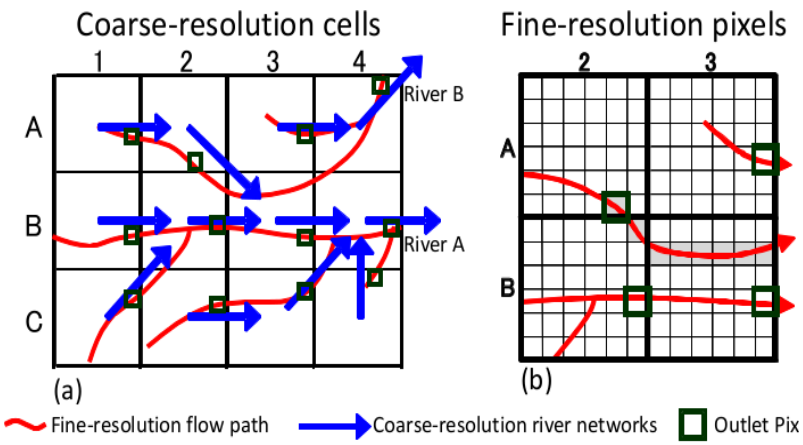




Базы данных по направлению речного стока

Exemplified by (Yamazaki et al., 2009)

Stream upscaling



External parameters for river model:

- flow direction
- riverbed slope
- parameters of cross-section geometry

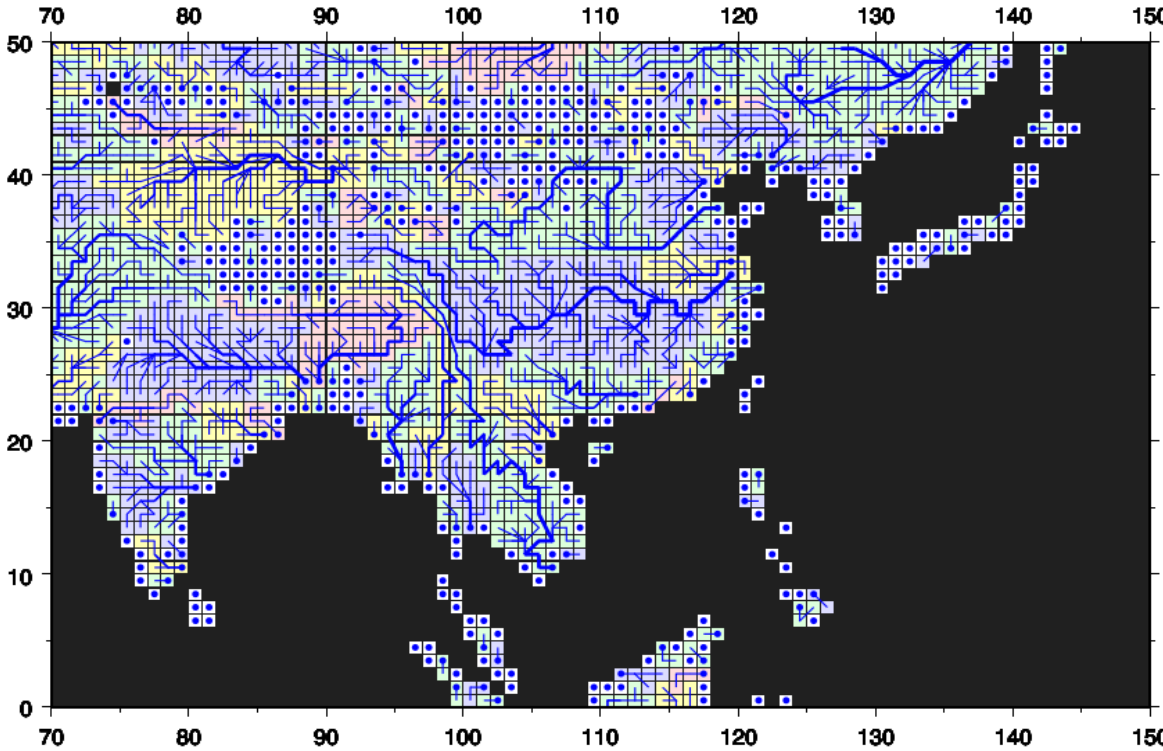


Fig. 6. Illustration of the Monsoon Asian part of an upscaled river network map at the resolution of 1 degree. Bold blue lines indicate riv channels of the upscaled river network map, and circles indicate cells representing a river mouth.

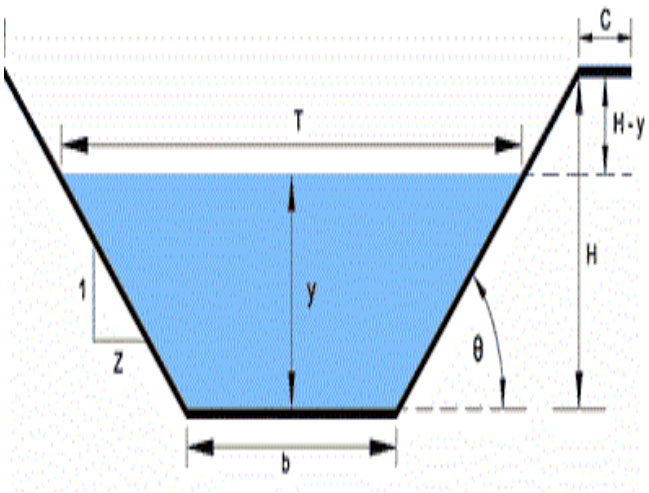
Уравнения диффузионной волны и численная схема

Neglecting acceleration provides diffusive wave equations:

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial([U_0 + U_*]S)}{\partial x} = E_r + \frac{\partial}{\partial x} k_S \frac{\partial S}{\partial x},$$

$$U_0 = \frac{1}{n} R^{2/3} s^{1/2},$$

$$R = f(S).$$



If S is trapezium, then R is a root of quadratic equation.

Second order MacCormack finite-difference scheme:

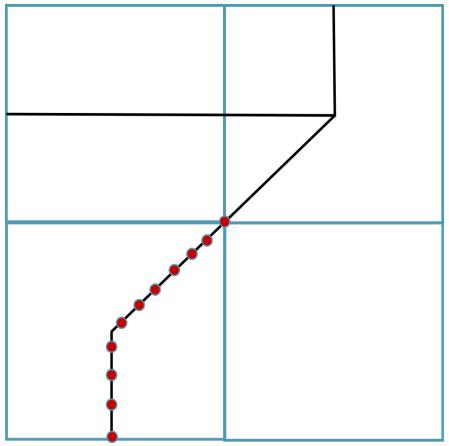
$$\overline{S_i^{j+1}} = S_i^j - \frac{\Delta t}{\Delta x}\left[(SU)_{i+1}^j - (SU)_i^j\right] + \Delta t E_{r,i}^j,$$

$$S_i^{j+1} = \frac{1}{2}\left(\overline{S_i^{j+1}} + S_i^j\right) - \frac{\Delta t}{2\Delta x}\left[\overline{(SU)_i^{j+1}} - \overline{(SU)_{i-1}^{j+1}}\right] + \frac{\Delta t}{2} E_{r,i}^j.$$

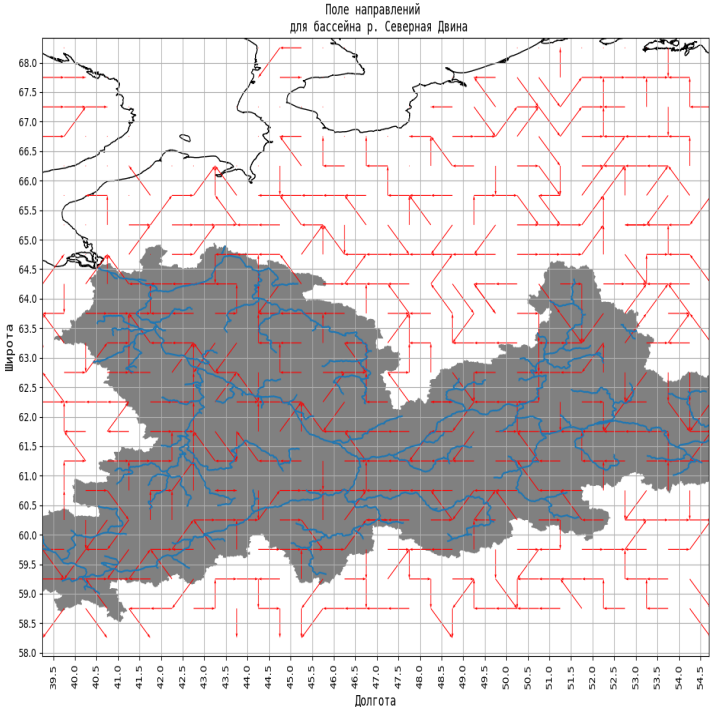
The scheme is conservative in volume. Needs smoothing (Yu and Duan, 2014).

Включение рек в модель суши ИВМ РАН-МГУ

- River data structures are implemented as river-wise.
- Pointer arrays along each river are linked to cell-wise 2D arrays of land surface model
- Such data structures allow for implementation for any 1D river solver



Бассейн Северной Двины

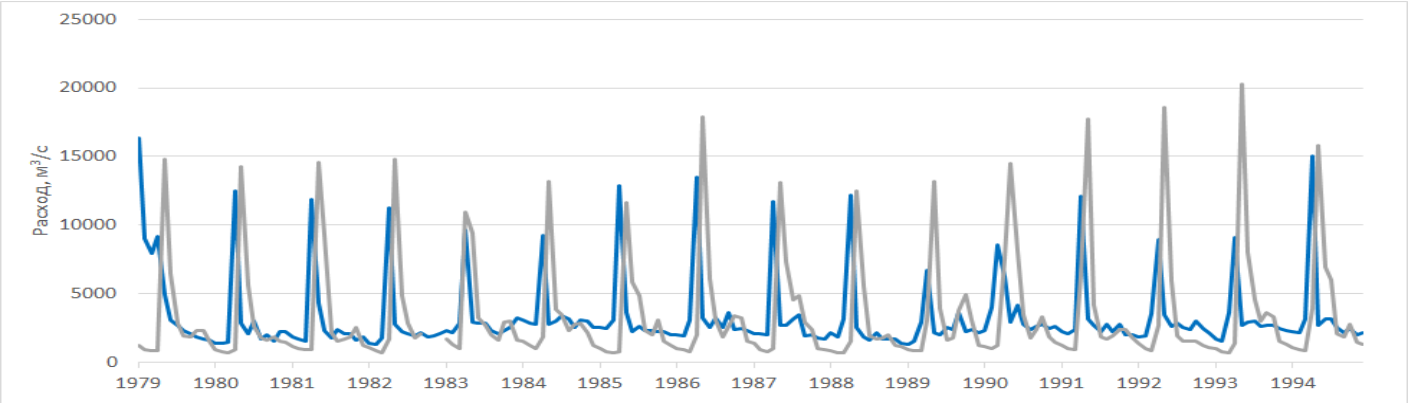


Offline implementation in INM RAS-MSU land surface scheme:

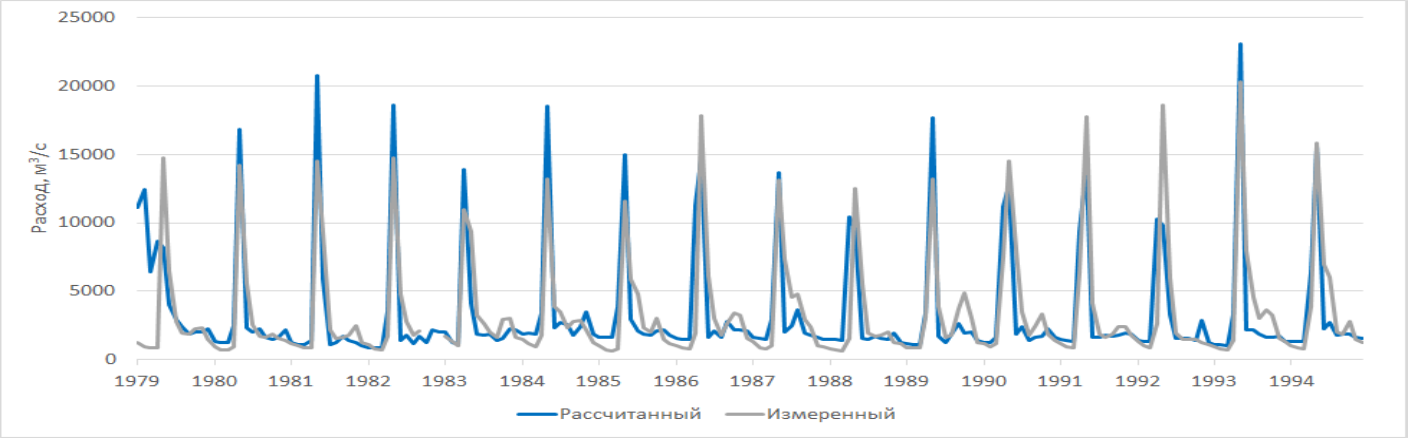
- 0.5 deg. $\times$ 0.5 deg. grid
- ISIMIP dataset on flow directions and slopes
- rivers are coupled to surface and subsurface ru
- ERA-Interim atmospheric forcing

Результаты моделирования расхода воды С.Двины

Расход Северной Двины в базовой версии модели



Расход Северной Двины при включении модели речной сети и с учётом просачивания жидкой влаги в снежном покрове



Учёт гидродинамических процессов в речной сети сдвигает максимум расхода реки в устье на $\sim$1 неделю, на столько же сдвигается максимум при добавлении параметризации просачивания талой воды в снежном покрове

Расчёт температуры реки

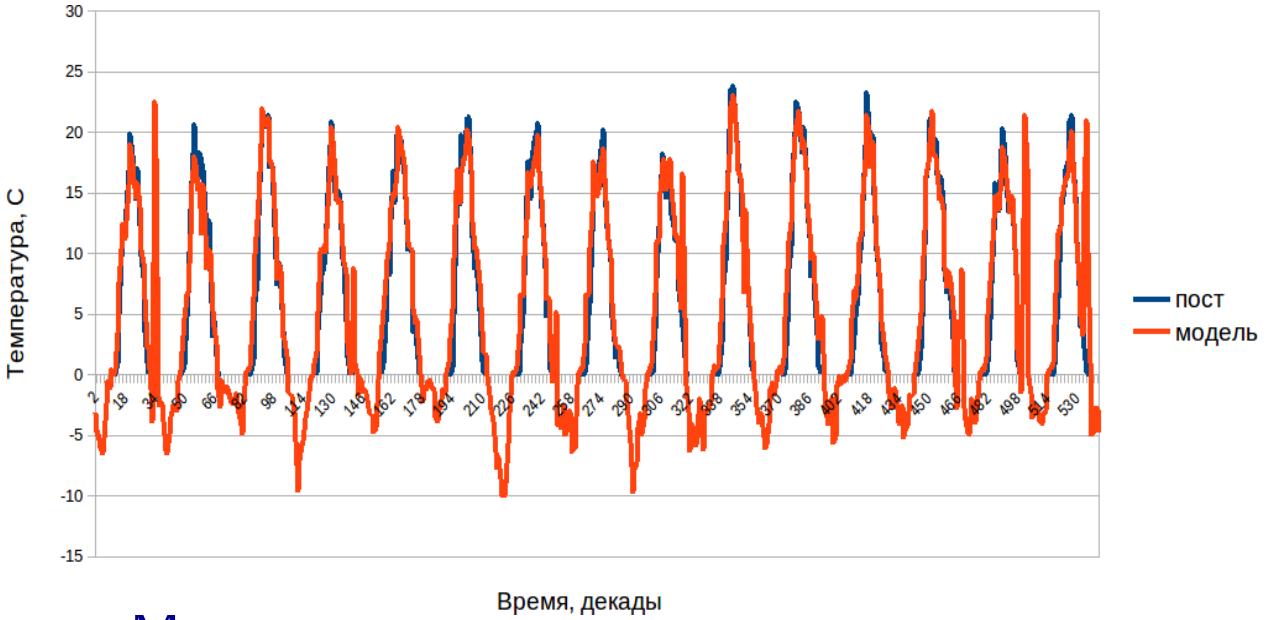
(Степаненко и др., 2019)

Уравнение переноса тепла:

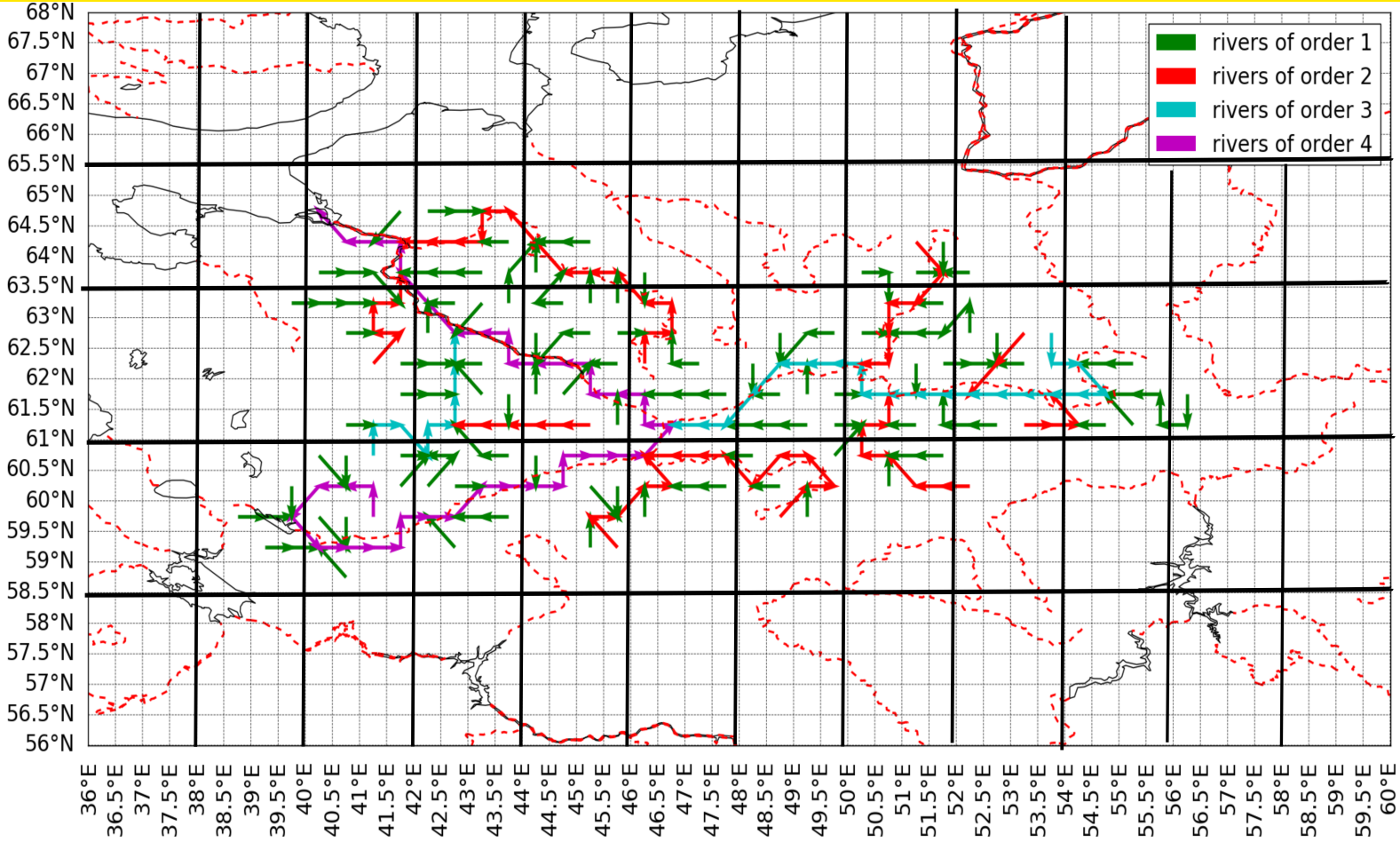
$$\frac{\partial(ST)}{\partial t} + \frac{\partial(U_0 ST)}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x}\int_{S_{tr}} u_{tr} T_{tr} dS' + b_s F,$$

где нижний индекс tr – значения физических величин в притоках, b_s – ширина реки на поверхности, F – сумма радиационных потоков и потоков тепла на поверхности. Потоки тепла на поверхности рассчитываются по теории Монина-Обухова (используется соотв. процедура из модели кли

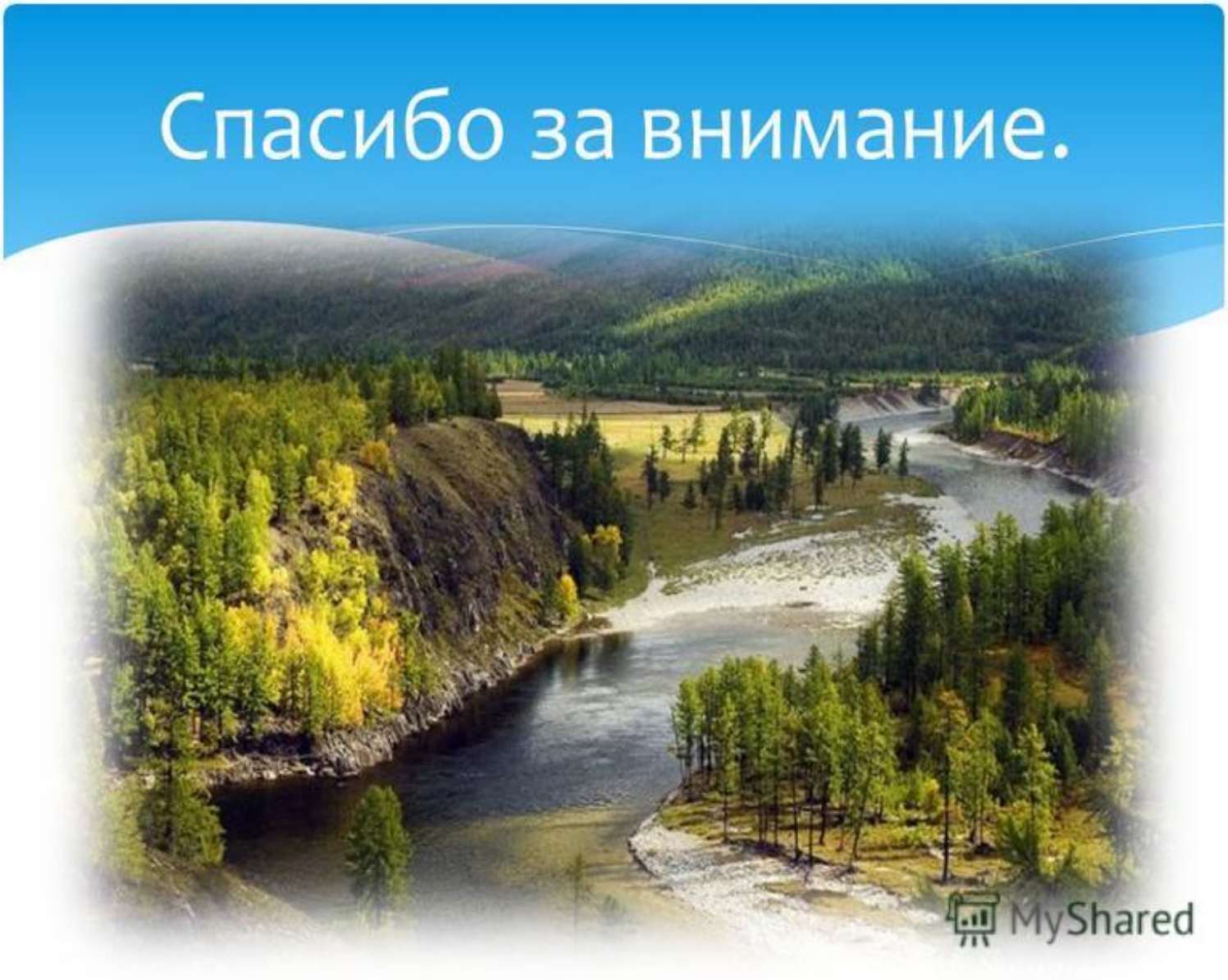
Декадная температура реки, пост Усть-Пинега (Северная Двина)



Параллельная реализация модели речной сети



- первый уровень распараллеливания – по речным бассейнам
- второй уровень – по отдельным рекам (реки одного порядка обрабатываются независимо)
- передача данных между MPI-процессами, ответственными за расчёт рек, с процессами атмосферной модели


Спасибо за внимание.
MyShared