



Параметризации обменных процессов в приземном слое атмосферы для моделей погоды и климата

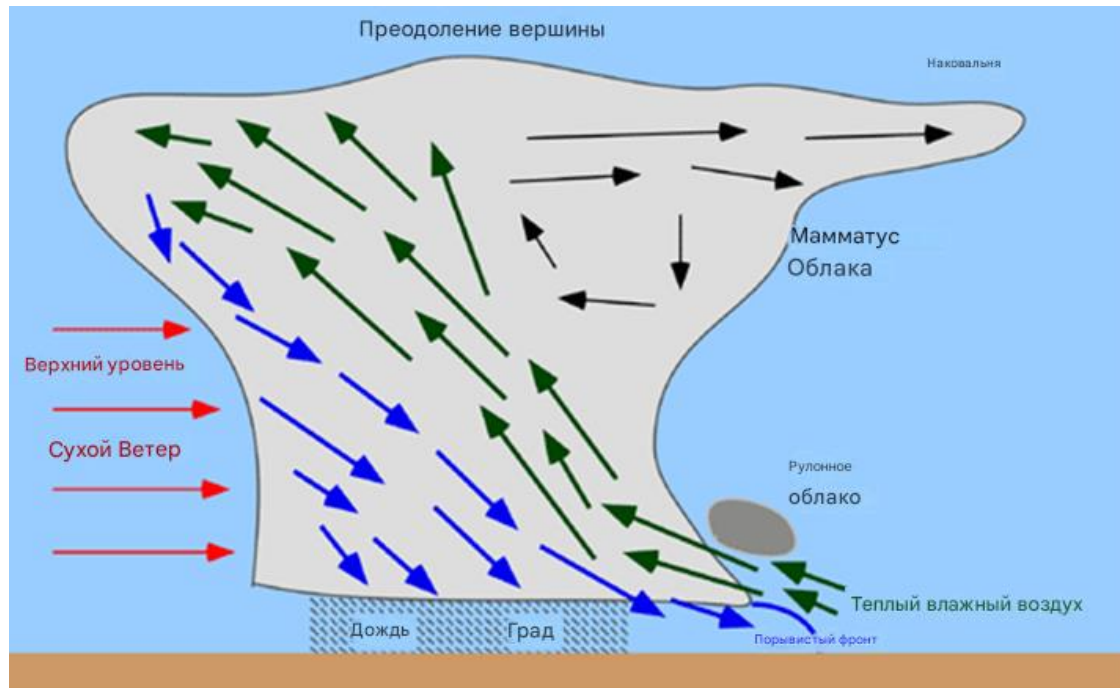
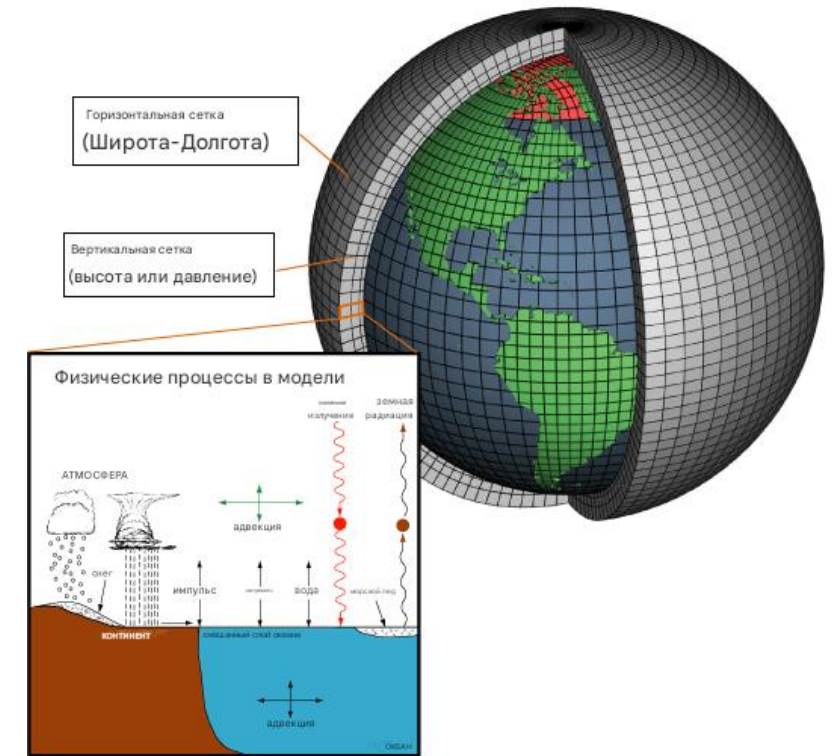
И.А. Репина, Д.Г. Чечин

Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН

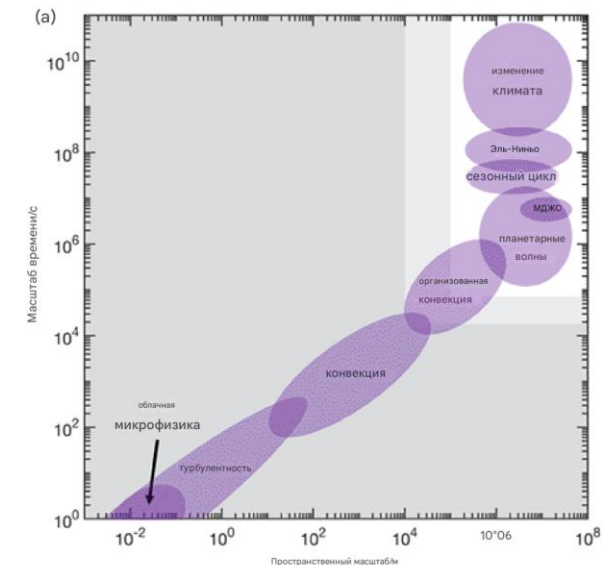


Параметризации

Многие процессы в приземном и пограничном слое атмосферы оказываются в подсеточной области (их масштабы меньше шага сетки модели), например турбулентность, атмосферная конвекция



Параметризации - математические приближения, заменяющие прямое моделирование таких процессов: распространяют эффект подсеточного процесса на всю ячейку.



Основные типы подсеточных процессов

А. Турбулентность в пограничном слое

- **Масштабы:** 1 м – 1 км.
- **Параметризации:**
 - Схемы на основе теории подобия Монина-Обухова.
 - Турбулентные замыкания, модели турбулентной кинетической энергии (ТКЭ).
 - Нелокальные схемы (EDMF -Eddy-Diffusivity Mass-Flux

Б. Конвекция и облака

- **Масштабы:** 100 м – 10 км.
- **Параметризации:**
 - Массово-потокосые схемы (Betts,1986, Betts, Miller, 1993, Tiedtke, 1989).
 - Стохастические модели (например, для мелкомасштабной конвекции) (Berner et al., 2017, Randall, 2013).

В. Микрофизика облаков

- **Масштабы:** микрометры – миллиметры (капли, кристаллы льда).
- **Параметризации:**
 - Бин-методы (разделение капель по размерам) (Khain et al., 2004, 2015).
 - Упрощенные схемы (например, 6-классовая микрофизика в WRF).

А. Статистические подходы

- Использование эмпирических зависимостей (например, для турбулентной диффузии).
- Пример: формула Чарнока для шероховатости океана.

Б. Стохастические методы

- Моделирование случайных флуктуаций (например, в конвективных схемах).

В. Гибридные методы

- Комбинация LES (Large Eddy Simulation) и параметризаций для областей с разрешением 100 м – 1 км.

Метод	Применение	Пример модели
Эмпирические формулы	Турбулентность, потоки	COARE, ECMWF
ТКЭ-схемы	Вертикальное перемешивание	WRF (MYNN)
Массово-потокосые	Конвекция	CAM, IFS

• **Ключевая задача: баланс между точностью и вычислительной стоимостью.**

Приземный слой атмосферы (ПСА) — это нижняя часть атмосферного пограничного слоя (АПС), непосредственно прилегающая к поверхности Земли, где турбулентные потоки тепла, влаги и импульса наиболее интенсивны.

Основные характеристики:

- **Толщина:** от нескольких метров до ~100 м (зависит от времени суток и погодных условий).
- **Динамика:** Преобладает **турбулентный обмен**, вызванный трением о поверхность и термической конвекцией.
- **Ключевые процессы:**
 - Перенос импульса (трение ветра о поверхность).
 - Теплообмен (нагрев/охлаждение от поверхности).
 - Испарение/конденсация (влагообмен).

ПСА играет критическую роль в моделях, так как:

1. Определяет потоки на границе поверхность–атмосфера:

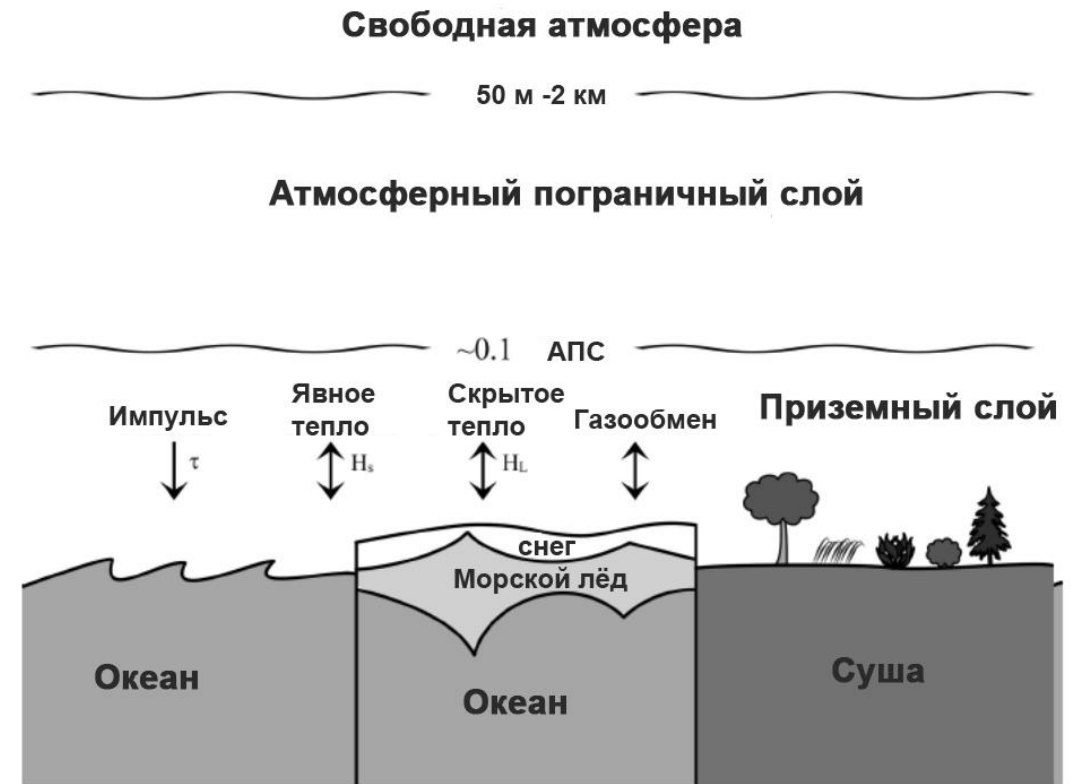
Без корректного учета турбулентных потоков невозможно правильно рассчитать эволюцию температуры, влажности и ветра.

2. Влияет на устойчивость атмосферы:

Конвекция в ПСА может запускать образование облаков и осадков.

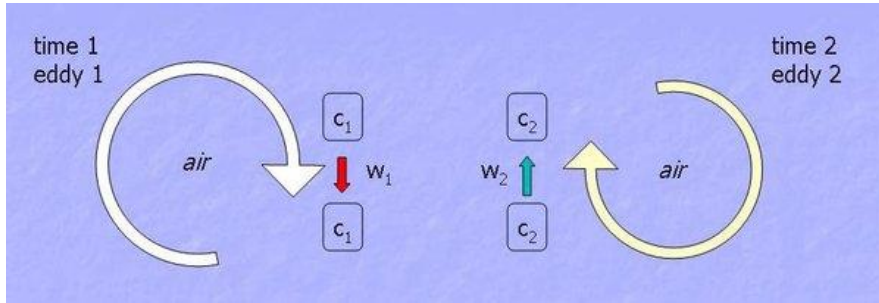
3. Связывает атмосферу с океаном/сушей:

Например, теплоемкость океана модулирует потоки тепла, а шероховатость суши влияет на ветровой режим.



Методы определения потоков

1. Метод турбулентных пульсаций (Eddy Covariance)



$$H = c_p \bar{\rho}_a \overline{w'T'},$$

$$LE = L_s \bar{\rho}_a \overline{w'q'},$$

$$\tau = \bar{\rho}_a [\overline{w'u'^2} + \overline{w'v'^2}]^{1/2}$$

Отбор данных: $FS =$

$$\frac{\overline{w'S'}_{5 \text{ min}} - \overline{w'S'}_{30 \text{ min}}}{\overline{w'S'}_{30 \text{ min}}}, FI = \frac{\sigma_F}{|F|}, KU = \frac{\langle x'^4 \rangle}{\sigma^4},$$

$$SK = \frac{\langle x'^3 \rangle}{\sigma^3}$$

Коррекции: поворот осей, WPL, пики, спектральные коррекции

2. Потоково-градиентный метод

$$\frac{\partial U}{\partial z} = \frac{u_*}{\kappa z} \Phi_m(\zeta),$$

$$\frac{\partial T}{\partial z} = \frac{T_*}{\kappa z} \Phi_h(\zeta),$$

$$\frac{\partial q}{\partial z} = \frac{q_*}{\kappa z} \Phi_v(\zeta),$$

$$U(z_2) - U(z_1) = \frac{u_*}{\kappa} \left(\ln \left(\frac{z_2}{z_1} \right) - \Psi_m \left(\frac{z_2}{L} \right) + \Psi_m \left(\frac{z_1}{L} \right) \right),$$

$$T(z_2) - T(z_1) = \frac{T_*}{\kappa} \left(\ln \left(\frac{z_2}{z_1} \right) - \Psi_h \left(\frac{z_2}{L} \right) + \Psi_h \left(\frac{z_1}{L} \right) \right),$$

$$q(z_2) - q(z_1) = \frac{q_*}{\kappa} \left(\ln \left(\frac{z_2}{z_1} \right) - \Psi_v \left(\frac{z_2}{L} \right) + \Psi_v \left(\frac{z_1}{L} \right) \right).$$

$$\tau = \rho_0 u_*^2,$$

$$H = -C_p \rho_0 u_* T_*,$$

$$LE = -\rho_0 L u_* q_*.$$

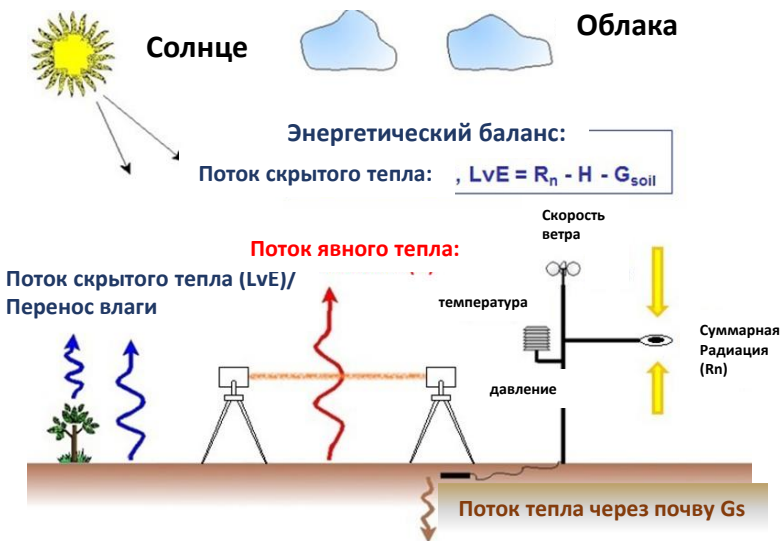


$$L = - \frac{u_*^3}{\kappa \frac{g}{T_0} \frac{Q}{c_p \rho}}$$

3. Метод теплового баланса

$$R_n = G + H + LE$$

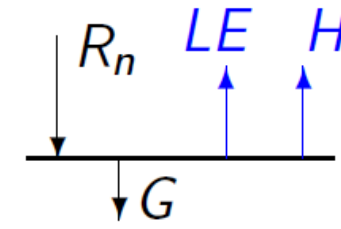
$$-\lambda_s \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=0} = \rho_i C_i \frac{\partial}{\partial t} \int_{h_s}^{h_i} T dz + \rho_s C_s \frac{\partial}{\partial t} \int_0^{h_s} T dz - S \Big|_{z=0}$$



Проблема незамыкания теплового баланса

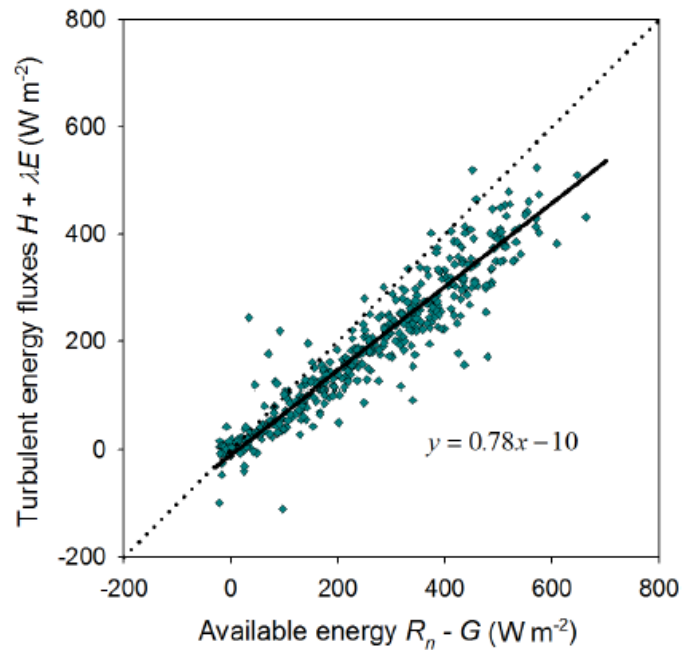
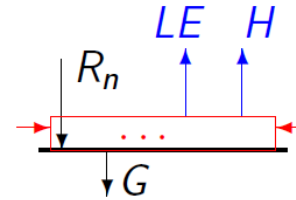
Баланс энергии на поверхности:

$$R_n - G = LE + H$$



Пульсационные измерения недооценивают турбулентные потоки $R_n - G \geq LE + H$

$$R_n - G = LE_{(t)} + H_{(t)} + \Delta$$



Панин Г. Н., Бернхофер Х. , 2008

Leuning R., 2012

Foken T (2008)

Wilson K. et al. 2002.

Foken T, Mauder M, Liebethal C et al (2010)

Mauder M., Foken T., Cuxart J. 2020.

Причины несходимости баланса Mauder M., Foken T., Cuxart J. 2020.

Ошибки измерений

Систематическая ошибка измерения потока тепла через почву

Систематическая ошибка измерений радиационного баланса

Систематическая ошибка акустического анемометра

Систематическая ошибка измерения влажности

Несоответствие футпринтов для разных приборов

Ошибки обработки данных

Систематическая ошибка алгоритмов коррекции данных

Неопределенность оператора осреднения

Дополнительные источники энергии

Сохранение тепла в пологе растений

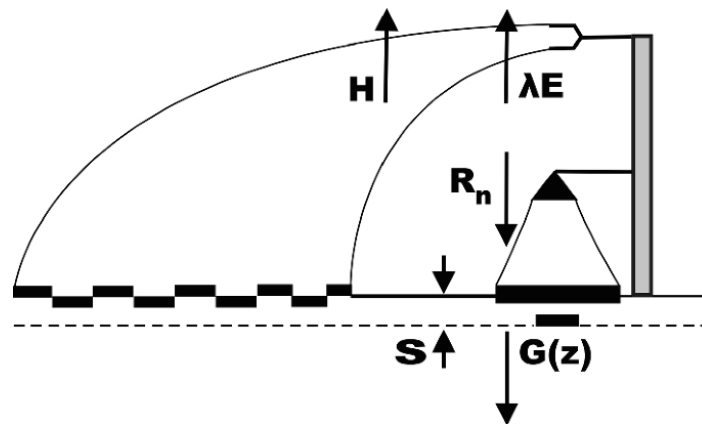
Процессы фотосинтеза

Потенциальная энергия воды

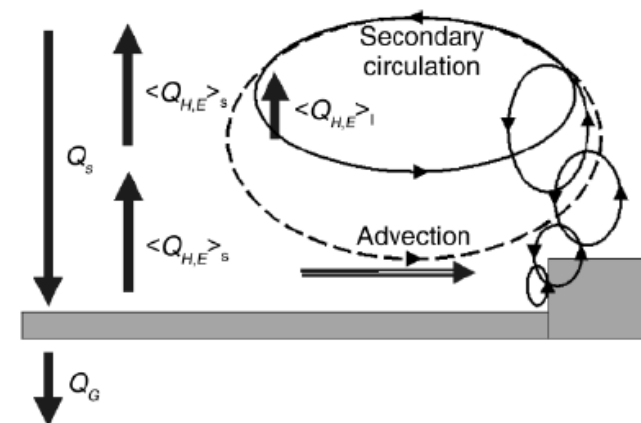
Мезомасштабные
движения/
вторичные
циркуляции

Дивергенция
горизонтального потока

Вертикальная/горизонтальная адвекция



Foken 2008, Panin, 1998



Расчет потоков над неоднородным ландшафтом

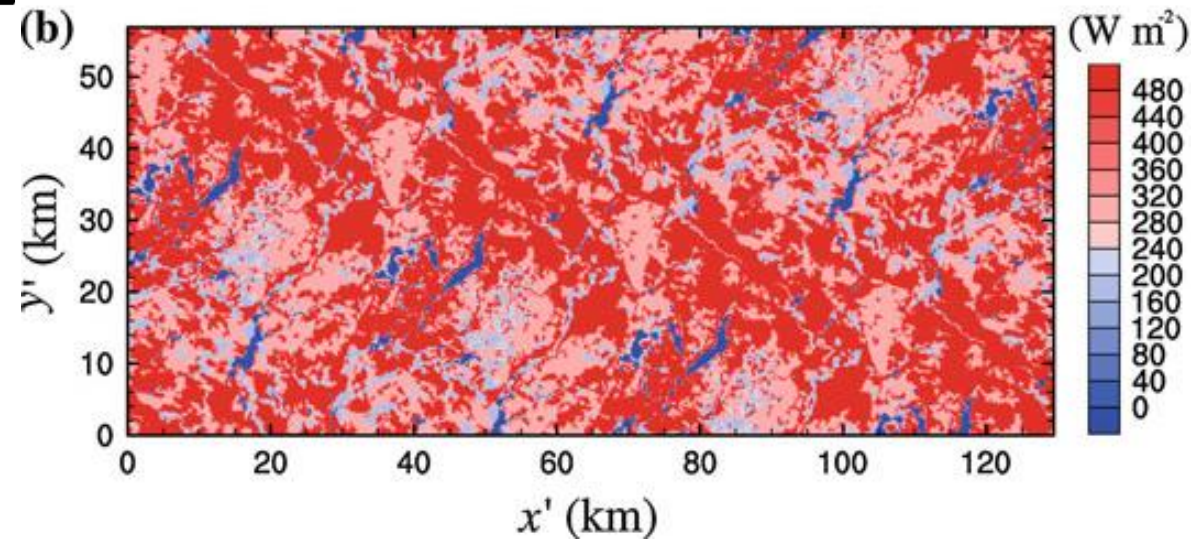
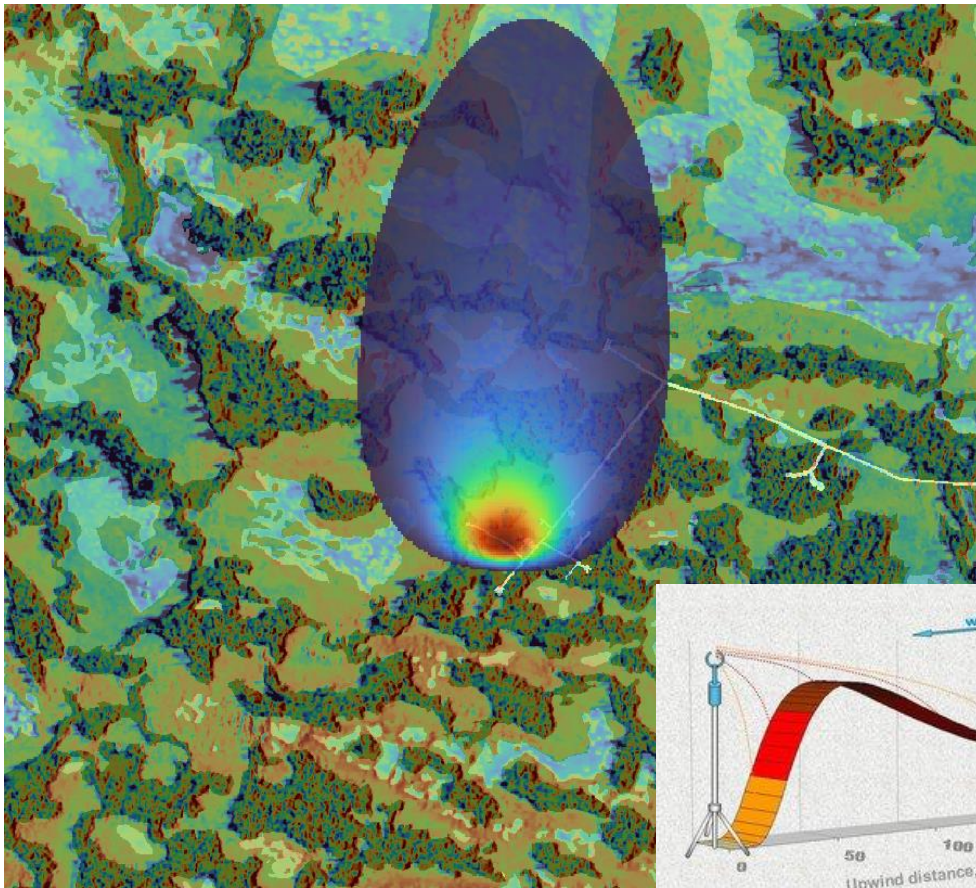
Разбивка поверхности
на микроландшафты

Расчет динамического
сопротивления и
температуры поверхности
отдельно для каждого типа
поверхности

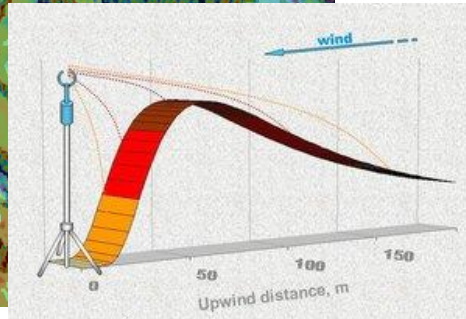
Расчет футпринта

Определение вклада
микроландшафтов в
формирование
потока по футпринту

Расчет потока тепла
по уточненным
характеристикам
подстилающей
поверхности



Горизонтальное распределение потока,
Maronga , Raasch 2012



Основные типы параметризаций

(1) Bulk-параметризации (приповерхностные потоки)

Используют **коэффициенты обмена** (аэродинамическое сопротивление) для расчёта потоков на границе поверхность—атмосфера:

$$\text{Поток} = C \cdot U \cdot \Delta \text{скаляр}$$

где:

- C – коэффициент переноса (для импульса C_D , тепла C_H , влаги C_E),
- U – скорость ветра,
- $\Delta \text{Скаляр}$ – разность температуры, влажности и т. д.

Примеры:

- **Алгоритм TOGA COARE** (Fairall et al., 1996, 2003) – стандарт для океана.
- **ECMWF IFS** – использует модифицированную схему с учётом волнения.
- **NOAA NCEP** – версии на основе Large & Pond (1981).

(2) Параметризации пограничного слоя (PBL schemes) – турбулентные замыкания

Описывают вертикальный турбулентный перенос в атмосфере. Основные подходы:

- **К-теория** (диффузионный подход): $F = -K \frac{\partial \phi}{\partial z}$ где K – коэффициент турбулентной диффузии.
- **ТКЭ - схемы** – учитывают кинетическую энергию турбулентности (ТКЭ).
- **Нелокальные схемы** (например, **EDMF** – Eddy-Diffusivity Mass-Flux).

Схемы в моделях:

- **MYNN** (Nakanishi & Niino, 2006) – используется в WRF.
- **YSU** (Hong et al., 2006) – нелокальная схема в WRF и GFS.
- **EDMF** (ECMWF, COSMO) – комбинирует диффузию и массовый перенос.

Турбулентные замыкания в моделях атмосферы и океана

Турбулентные замыкания (closure schemes) — это математические методы, позволяющие замкнуть систему уравнений Навье-Стокса для описания турбулентности, когда прямое моделирование турбулентности невозможно из-за вычислительных ограничений.

Замыкания первого порядка (К-теория)

Принцип:

Турбулентные потоки пропорциональны градиентам средних величин (аналог молекулярной диффузии):

$$F = -K \frac{\partial \phi}{\partial z}$$

где K — коэффициент турбулентной диффузии.

Применение:

- Параметризация мелкомасштабной турбулентности в пограничном слое.
- Простые климатические модели.

Ограничения:

- Не работает для конвективных условий.
- Не учитывает нелокальный перенос.

Примеры:

- Mellor-Yamada Level 2 (упрощенная схема).

Замыкания второго порядка (ТКЕ-схемы)

Принцип:

Решаются уравнения для турбулентной кинетической энергии (ТКЭ) и других моментов:

$$\frac{\partial e}{\partial t} = \text{Генерация} - \text{Диссипация} + \text{Перенос}$$

e — ТКЭ.

Применение:

- Мезомасштабные модели (WRF, COSMO).
- Океанографические модели (ROMS, NEMO).

Преимущества:

- Учитывает анизотропию турбулентности.
- Работает при сильной конвекции.

Примеры:

- Mellor-Yamada Level 2.5 (MYNN в WRF).
- k-ε модели (NEMO).

Нелокальные замыкания (EDMF)

Принцип:

Комбинация диффузионного подхода (К-теория) и массового переноса (Mass-Flux) для описания конвективных ячеек:

$$F = F_{\text{diff}} + F_{\text{MF}}$$

Применение:

- Климатические модели (ECMWF IFS, CESM).
- Суперпараметризация (CESM-SP, NICAM-SP).

Примеры:

- Схема Siebesma et al. (2007).

Проблемы

- Чувствительность к сетке: Замыкания зависят от разрешения модели.
- Диссипация ТКЭ: Эмпирические константы (например, c_ϵ) плохо определены.
- Граничные условия: Шероховатость поверхности влияет на весь пограничный слой.

Современные подходы

- Гибридные схемы: LES + RANS (например, DES-подход).
- Машинное обучение: Нейросетевые поправки к коэффициентам замыкания.
- Стохастические методы: Учет случайных флуктуаций.

Модель	Схема замыкания	Тип
WRF	MYNN, YSU, QNSE	ТКЭ/Нелокальное
ECMWF IFS	EDMF	Гибридная
MPAS	Bretherton-Park (2008)	ТКЭ
NEMO	k-ε	Второго порядка

Параметризации турбулентных потоков (bulk formulae) – это эмпирические или полуэмпирические методы расчета потоков тепла, влаги и импульса между поверхностью Земли (океаном, сушей) и атмосферой.

Основополагающие работы по теории турбулентности

• **Prandtl, L. (1925)** – Теория пограничного слоя.

- Prandtl, L. (1925). "Bericht über Untersuchungen zur ausgebildeten Turbulenz." *ZAMM* 5(2), 136–139.

• **Монин А. С., Обухов А. М. (1954)** – Теория подобия для ПСА.

- Монин А. С., Обухов А. М. (1954) "Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы." *Труды Геофизического института АН СССР*, 24(151), 163–187.



$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{z}{z_0}$$

Первые bulk-формулы для океана

• **Sverdrup, H. U. (1946)** – Эмпирические оценки потоков.

Sverdrup, H. U. (1946). "The humidity gradient over the sea surface." *J. Meteorol.* 3, 1–8.

• **Roll, H. U. (1965)** – Коэффициенты сопротивления.

Roll, H. U. (1965). *Physics of the Marine Atmosphere*. Academic Press.

$$\tau = \rho C_D u_z^2$$



$$LE = L_s C_E u_z (q_0 - q_z)$$

$$C_D = C_H = C_E = 1.1 \times 10^{-3}$$

Не учитывались стратификация атмосферы и шероховатость поверхности.

Зависимость C_D от скорости ветра и шероховатости

$$C_D = \left(\frac{\kappa}{\ln(z/z_0)} \right)^2$$

- $C_D \approx 1.1 \times 10^{-3}$ при $U = 5$ м/с,

- $C_D \approx 1.5 \times 10^{-3}$ при $U = 15$ м/с.

$$C_D = a + b \cdot U$$

$C_D = 0.001 - 0.0025$ Rossby and Montgomery (1935) (параметр шероховатости, разница коэффициента сопротивления над морем и сушей)

$C_D = 0.0011$ Sverdrup et al. (1946)

$C_D = f(U) = 0.001-0.004$ Francis (1951) and van Dom (1953)

$C_E = C_H = 1.36 \times 10^{-3}$ Davidson, 1974; Dunckel et al., 1974). Pond et al. (1971), Volkov et al., 1974, 1976

$$C_D = C_{Dn} = 1.25, \quad C_H = C_{Hn} = 1.34, \quad C_E = C_{En} = 1.15$$

(Businger and Seguin, 1977;
Hasse et al., 1978,
Galushko et al., 1975,
1977)

Эксперименты 1960-х-1980-х годов

GARP Atlantic Tropical Experiment (GATE)

Air Mass Transformation Experiment (AMTEX)

Joint Air-Sea Interaction (JASIN) Experiment

Maritime Remote Sensing (MARSEN) Experiment

Humidity Exchange over the Sea (HEXOS) Programme

Coastal Ocean Dynamics Experiment (CODE)

Frontal Air Sea Interaction Experiment (FASINEX)

$$C_D = \frac{\tau_{turb}}{\rho_a U_{10}^2} = \frac{u_*^2}{U_{10}^2}$$

$$C_H = \frac{\overline{w'T'}}{u_z(T_0 - T_z)}$$

$$C_E = \frac{\overline{w'q'}}{u_z(q_0 - q_z)}$$

Параметризации зависимости коэффициента сопротивления от скорости ветра над морской поверхностью

- Garratt, 1977

- $C_D = 10^{-3}(0.75 + 0.067U_{10})$

- Large, Pond, 1981

$$C_D = 10^{-3} \begin{cases} 1.2 & 4m/s < U_{10} < 11m/s \\ (0.49 + 0.065U_{10}) & 11m/s < U_{10} < 25m/s \end{cases}$$

- Taylor, Yelland, 2003

$$C_D = 10^{-3}(0.87 + 0.0752U_{10} - 0.000661U_{10}^2)$$

Kruegermeyer (1976)

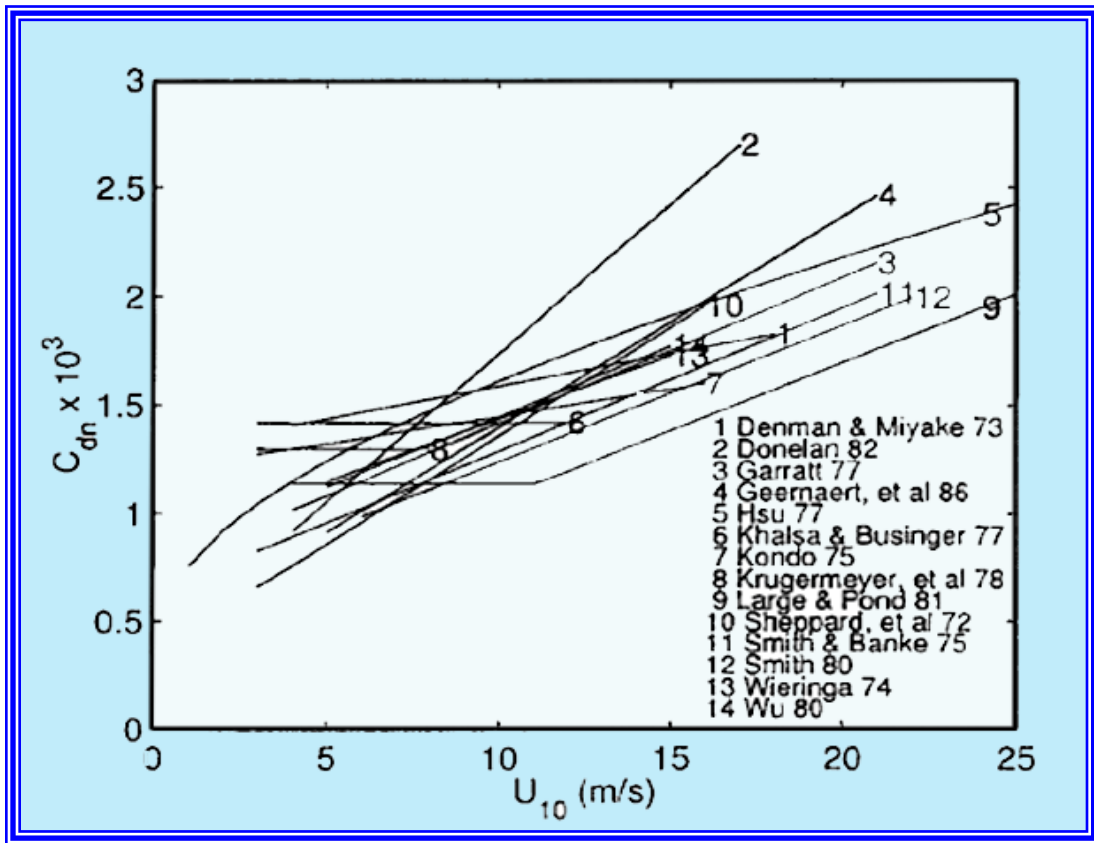
$$C_D = 1.34(1 - 0.331Ri), \quad Ri = 3.55 \frac{(\theta_{10} - SST)}{u_{10}^2}, \quad C_H = 1.42(1 - 0.455Ri), \quad C_E = 1.20(1 - 0.394Ri)$$

Smith and Banke (1975), Smith (1980), Smith (1988)

$$C_{Dn} = (0.61 + 0.063u_{10}), \quad C_{Hn} = 1.00, \quad C_{En} = 1.20, \quad \alpha = 0.012$$

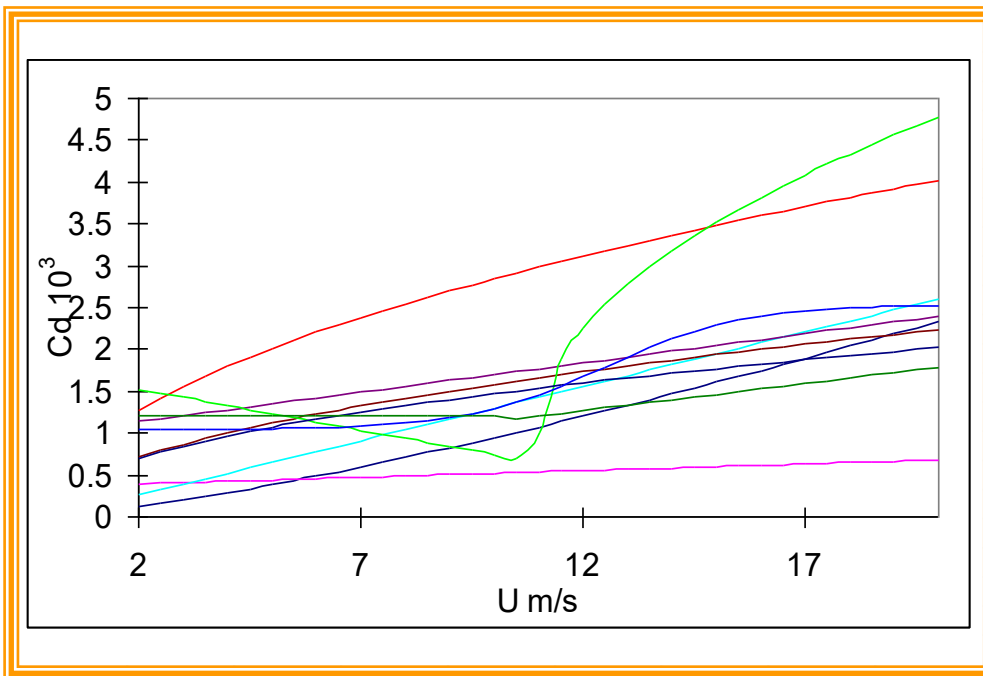
Garratt (1977) + Garratt and Hyson (1975)

$$\alpha = 0.0144, \quad C_H = 1.2 \times 10^{-3}, \quad C_E = 1.6 \times 10^{-3}$$



$$C_D = a + bU_{10}$$

Различные данные о зависимости коэффициента сопротивления морской поверхности от скорости ветра U_{10} .



Определение коэффициентов обмена в аэродинамических балк-формулах:

$$\tau = \rho C_D u_z^2$$

$$C_D = \frac{\tau_{turb}}{\rho_a U_{10}^2} = \frac{u_*^2}{U_{10}^2}$$

$$C_H = \frac{\overline{w'T'}}{u_z(T_0 - T_z)}$$

$$LE = L_s C_E u_z (q_0 - q_z)$$

$$C_E = \frac{\overline{w'q'}}{u_z(q_0 - q_z)}$$

Из выводов теории подобия:

$$C_H = \alpha_T C_D \frac{\left[\ln \frac{z}{z_{ou}} - \Psi_u \left(\frac{z}{L} \right) + \Psi_u \left(\frac{z_{0u}}{L} \right) \right]}{\left[\ln \frac{z}{z_{oT}} - \Psi_T \left(\frac{z}{L} \right) + \Psi_T \left(\frac{z_{0T}}{L} \right) \right]},$$

$$\alpha_q = K_q / K_m \quad \alpha_T = K_T / K_m$$

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

$$C_E = \alpha_q C_D \frac{\left[\ln \frac{z}{z_{ou}} - \Psi_u \left(\frac{z}{L} \right) + \Psi_u \left(\frac{z_{0u}}{L} \right) \right]}{\left[\ln \frac{z}{z_{oq}} - \Psi_T \left(\frac{z}{L} \right) + \Psi_q \left(\frac{z_{0q}}{L} \right) \right]}$$

Зависят прежде всего от двух параметров: атмосферной стратификации (состояния приземного/приводного слоя атмосферы) (z/L) и состояния поверхности (параметры шероховатости).

отношения турбулентных коэффициентов теплопроводности и диффузии к вязкости или обратные турбулентные числа Прандтля и Шмидта соответственно.

Параметр шероховатости (высоты, на которых профили соответствующих метеопараметров равны 0 или приземным значениям)

$$z_{0u} = z \exp \left\{ - \left[\frac{\kappa}{\sqrt{C_D}} + \Psi_m \left(\frac{z}{L} \right) - \Psi_m \left(\frac{z_0}{L} \right) \right] \right\}$$

$$z_{0T} = z \exp \left\{ - \left[\frac{\kappa \sqrt{C_D}}{C_H} + \Psi_h \left(\frac{z}{L} \right) - \Psi_h \left(\frac{z_0}{L} \right) \right] \right\}$$

$$z_{0q} = z \exp \left\{ - \left[\frac{\kappa \sqrt{C_D}}{C_E} + \Psi_h \left(\frac{z}{L} \right) - \Psi_h \left(\frac{z_0}{L} \right) \right] \right\}$$

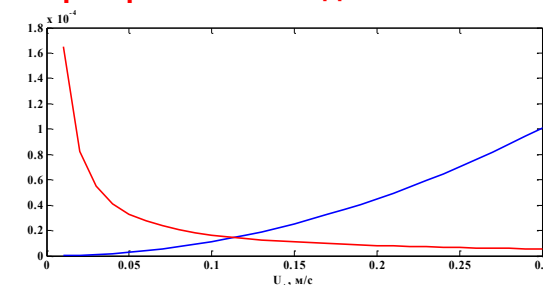
Параметр динамической шероховатости:

$$U(z) = \frac{u_*}{\kappa} \left(\ln \frac{z}{z_0} \right) \longrightarrow \ln z_{0u} = \frac{\ln z_2 - \frac{u_2}{u_1} \ln z_1}{1 - \frac{u_2}{u_1}}$$

В случае динамических поверхностей:

$$z_{0u} = c \frac{v}{u_*} + a \frac{u_*^2}{g}$$

Параметр Чарнока от 0.01 до 0.03



Для морской поверхности

$$\frac{z_0 g}{u_*^2} = f(c_{ph}/u_*)$$

$$z_0 = 0.48 \mu^{-1} (u_*^2 / g) = 0.48 \omega_p^* (u_*^2 / g) \quad \text{Toba, 1986}$$

$$\frac{z_0 g}{u_*^2} = 0.020 (c_{ph}/u_*)^{0.5} \quad \frac{z_0 g}{u_*^2} = 0.48 (c_{ph}/u_*) \quad \text{Moat et al., 1991}$$

$$\frac{z_0 g}{u_*^2} = 0.068 (c_{ph}/u_*)^{3/2} \exp(-\kappa c_{ph}/u_*) \quad \text{Kitaigorodskii, 1995}$$

Влияние шероховатости

- Шероховатые поверхности создают большую турбулентность.
- Существуют три процесса, способствующие эффективному «сопротивлению» атмосферы:
- Сопротивление поверхности (поверхностное трение): связано с молекулярной диффузией. Применяется в равной степени к импульсу, теплу и другим скалярам.
- Сопротивление формы: связано с разницей динамического давления, возникающей в результате замедления воздуха при обтекании препятствия. Применяется только к потоку импульса. Эффект сопротивления формы на небольших препятствиях (траве, деревьях и т. д.) обычно включается вместе с сопротивлением трения в балк параметризацию.
- Волновое сопротивление: связано с переносом импульса гравитационными волнами в статически устойчивом потоке; например, горные волны. Применяется только к потоку импульса.
- На малых масштабах шероховатость поверхности, очевидно, зависит от типа поверхности: песок, трава, низкие кустарники, деревья...
- Масштаб шероховатости, z_0 , зависит от типа поверхности, но эта связь сложная — нельзя определить масштаб шероховатости, просто зная поверхность.
- Значения шероховатости поверхности оцениваются на основе измерений на различных типах поверхностей

Дополнительные процессы сопротивления, применимые к импульсу, предполагают, что должны быть различия между коэффициентами сопротивления для импульса и скалярных величин!

$$\frac{U(z)}{u_*} = \kappa^{-2} \ln\left(z - D / z_0\right)$$

$$z_0 = (z - D) \exp\left(\frac{-\kappa U(z)}{u_*}\right) = (z_2 - z_1) / \left[\exp\left(\frac{-\kappa U_2}{u_*}\right) - \exp\left(\frac{-\kappa U_1}{u_*}\right) \right]$$

$$D = z_1 - (z_2 - z_1) / \left[\exp\left(\frac{-\kappa(U_2 - U_1)}{u_*}\right) - 1 \right]$$

• Для растительности:

•

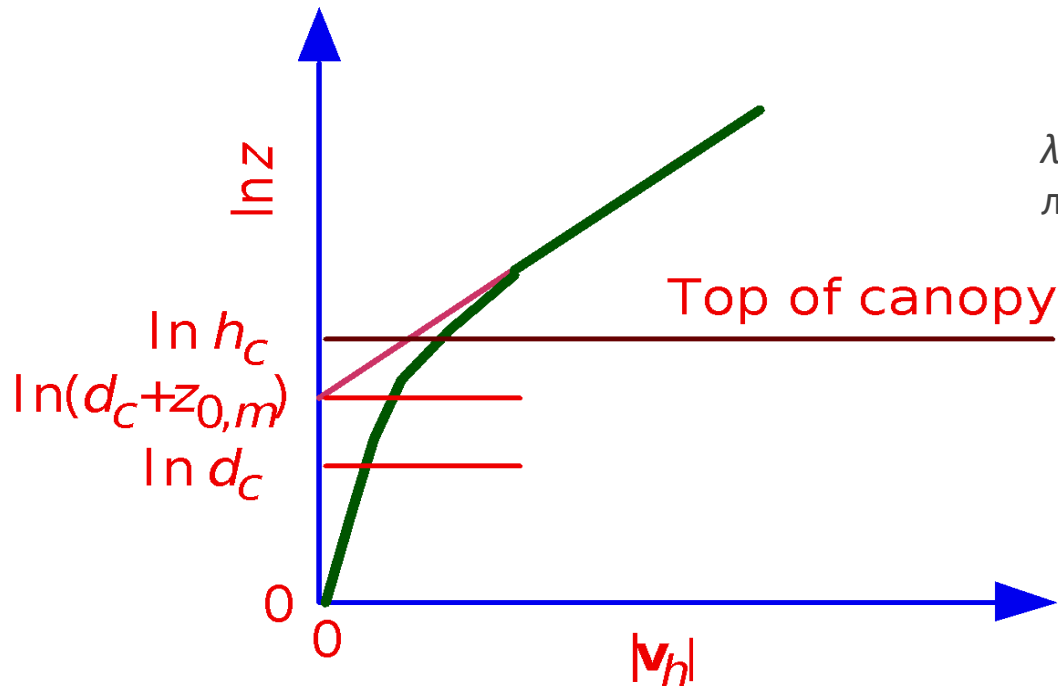
$d \approx 0.6 - 0.8 \times h$, где h — средняя высота препятствий.

- Трава: $d \approx 0$,
- Лес: $d \approx 0.7h$,
- Городская застройка: $d \approx 0.5 - 0.7h$.

Для густой растительности:

$$d = h \left(1 - \frac{1 - \exp(-\sqrt{C_d \lambda})}{\sqrt{C_d \lambda}} \right)$$

λ — индекс плотности растительности (отношение площади листьев к площади земли).



Displacement height (d) — это параметр для учета влияния **крупных препятствий** (например, деревьев, зданий) на профиль ветра. Он определяет **виртуальную высоту**, на которую как бы "поднимается" поверхность из-за наличия этих препятствий, что позволяет корректно описывать турбулентные потоки над неоднородными ландшафтами.

Некоторые типичные величины (Динамическая шероховатость)

Тип поверхности	Диапазон z_0 (м)	Примеры
Гладкий снег/песок	10^{-5} – 10^{-3}	Антарктида, пустыни
Открытая вода	10^{-4} – 10^{-3}	Озёра, реки
Низкая трава	0.001–0.01	Луга, степи
Высокая трава/посевы	0.01–0.1	Пшеничные поля, саванна
Кустарники	0.1–0.5	Вереск, низкорослые леса
Леса	0.5–2.0	Хвойные/лиственные массивы
Городская застройка	0.5–3.0	Районы с высотными зданиями

• **Погодные модели (WRF, COSMO):** z_0 задаётся через **land use таблицы** (например, USGS, MODIS). <https://www.mrlc.gov/data>

• **Климатические модели:** Учёт сезонных изменений растительности (например, динамический z_0 в CESM).

Для растительности и городской застройки:

$z_0 \approx 0.1 \cdot (h - d)$, где:

- h — средняя высота препятствий (деревьев, зданий),
- d — displacement height ($d \approx 0.7h$ для лесов).

Лидарные/радарные измерения:

Трёхмерная реконструкция поверхности для расчёта z_0 .

Спутниковые данные:

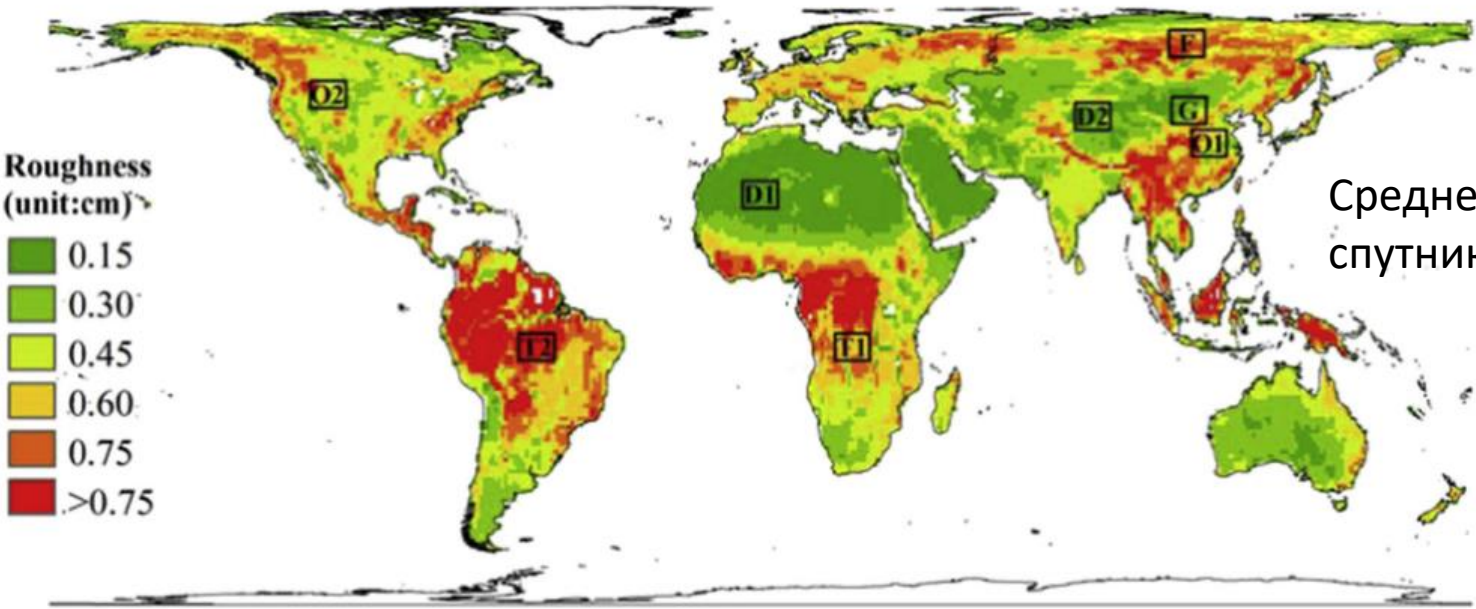
Алгоритмы на основе NDVI (индекс растительности) и высотометрии.

Машинное обучение:

Определение z_0 по данным дистанционного зондирования.

Коэффициент сопротивления C_{DN} (10м)

Северная Америка	10.1×10^{-3}
Южная Америка	26.6×10^{-3}
Северная Африка	2.7×10^{-3}
Европа	7.9×10^{-3}
Азия (южнее 20°N)	3.9×10^{-3}
Азия (севернее 20°N)	27.7×10^{-3}



Среднегодовой параметр шероховатости по спутниковым данным (Chen et al., 2014)

Термическая шероховатость z_{0h} определяет эффективность теплообмена между поверхностью и атмосферой.

Чем больше kB^{-1} , тем сильнее отличается эффективность переноса тепла от переноса импульса.

$$z_{0h} = z \exp\left(-\frac{\kappa\sqrt{C_{Dn}}}{C_{Hn}}\right)$$
$$z_{0q} = z \exp\left(-\frac{\kappa\sqrt{C_{Dn}}}{C_{En}}\right)$$

$$z_{0h} = \frac{z_0}{\exp(kB^{-1})}$$

• kB^{-1} — безразмерный параметр, зависящий от типа поверхности:

- **Гладкие поверхности** (вода, лёд): $kB^{-1} \approx 2-5 \rightarrow z_{0h} \sim 0.01z_0$,
- **Растительность/города**: $kB^{-1} \approx 5-20 \rightarrow z_{0h} \sim 0.001-0.1z_0$.

Тип поверхности	z_{0h} (м)	kB^{-1}
Вода	$10^{-6}-10^{-5}$	2–5
Песок/снег	$10^{-5}-10^{-4}$	5–8
Трава	$10^{-4}-10^{-3}$	8–12
Леса	$10^{-5}-10^{-3}$	10–20
Города	$10^{-4}-10^{-2}$	15–30

- Для растительности: kB^{-1} зависит от индекса листовой площади (LAI) и типа растений.
- Для городов: Учитывается анизотропия застройки (Chen et al. 2015).

$$kB^{-1} = 20 \cdot \left(\frac{h}{z_0}\right)^{0.5}$$

Современные методы оценки

1.Экспериментальные:

Измерение профилей температуры и ветра + подгонка kB^{-1} .

2.Дистанционное зондирование:

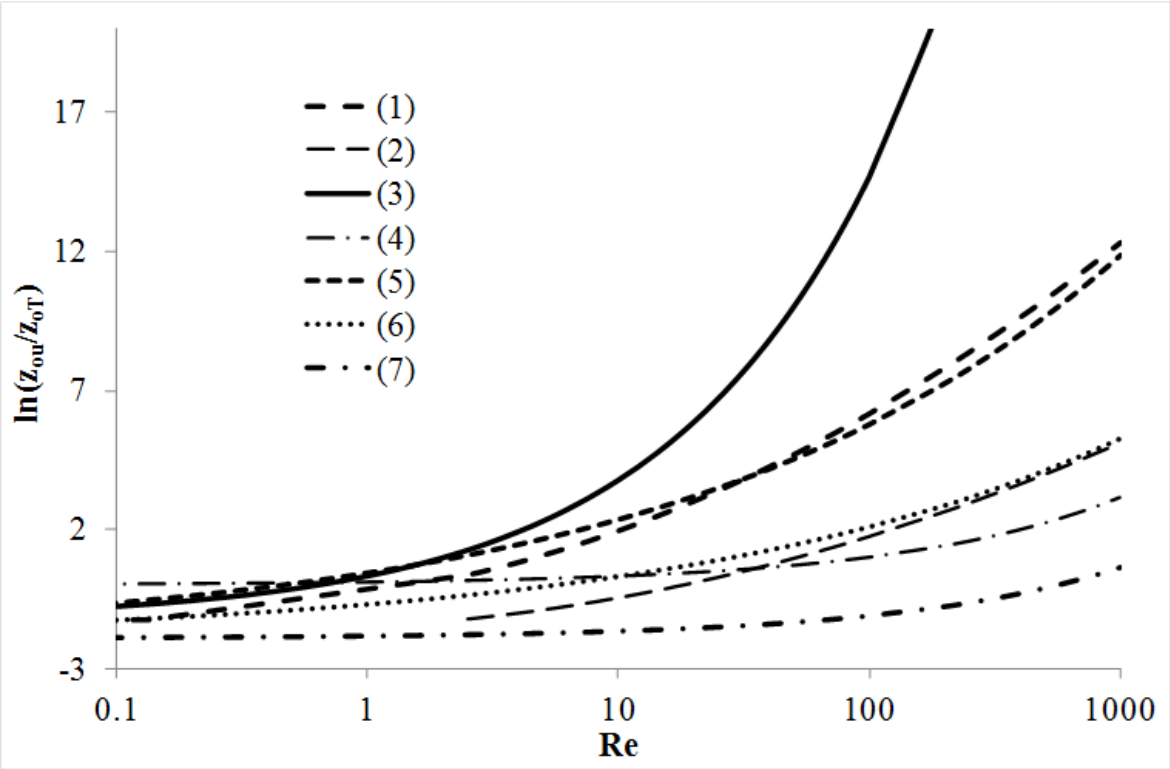
Спутниковые данные (MODIS) + машинное обучение.

3.Теория подобия:

Модели типа **SEBAL** (Surface Energy Balance Algorithm).

• В **WRF** и **ECMWF** задаётся через таблицы land use или параметризации (например, **Noah-MP**).

Термическая шероховатость z_{0h} :



№	Формула	Тип поверхности
1	$\ln\left(\frac{z_{0u}}{z_{0T}}\right) = \begin{cases} -1.25 & \text{Re} \leq 0.135 \\ -0.145 + 0.55(\ln \text{Re}) & 0.135 < \text{Re} < 2.5 \\ -0.317 + 0.565(\ln \text{Re}) + 0.183(\ln \text{Re})^2 & \text{Re} > 2.5 \end{cases}$	Ровный заснеженный лёд. Re>2.5.
2	$\ln\left(\frac{z_{0u}}{z_{0T}}\right) = -1.5 + 0.2(\ln \text{Re}) + 0.11(\ln \text{Re})^2 \quad \text{Re} > 2.5.$	Всторошенный лёд
3	$\frac{1}{\kappa} \ln\left(\frac{z_{0u}}{z_{0T}}\right) = \begin{cases} -2 & \text{Re} < 0.1 \\ 4\text{Re}^{\frac{1}{2}} - 3.2 & \text{Re} \geq 0.1 \end{cases}$	Морская поверхность.
4	$\ln\left(\frac{z_{0u}}{z_{0T}}\right) = 0.1\text{Re}^{\frac{1}{2}}$	Теоретические расчеты, ровная поверхность суши
5	$\ln\left(\frac{z_{0u}}{z_{0T}}\right) = 2.46\text{Re}^{\frac{1}{4}} - 2$	Невысокий растительный покров
6	$\ln\left(\frac{z_{0u}}{z_{0T}}\right) = 1.29\text{Re}^{\frac{1}{4}} - 2$	Городская застройка
7	$\ln\left(\frac{z_{0u}}{z_{0T}}\right) = 0.08\text{Re}^{\frac{1}{4}} - 1.9$	Травяной покров

$$\ln \frac{z_{0u}}{z_{0T,q}} = a \text{Re}^n + b$$

$n = 1; 0.5; 0.25$

$$Re_* = \frac{u_* \cdot z_0}{\nu}$$

Число Рейнольдса для шероховатости поверхности

Параметр шероховатости для скаляров над морским льдом

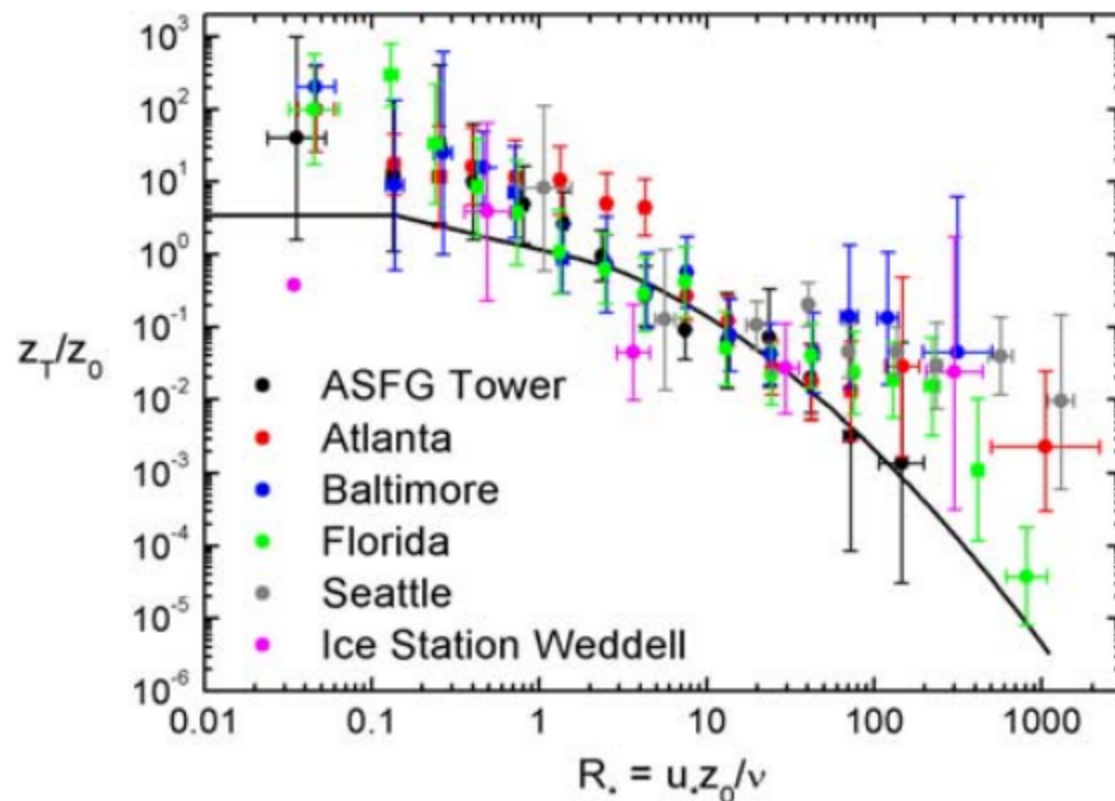
Параметризация Андреаса (e.g. Andreas et al. 2010):

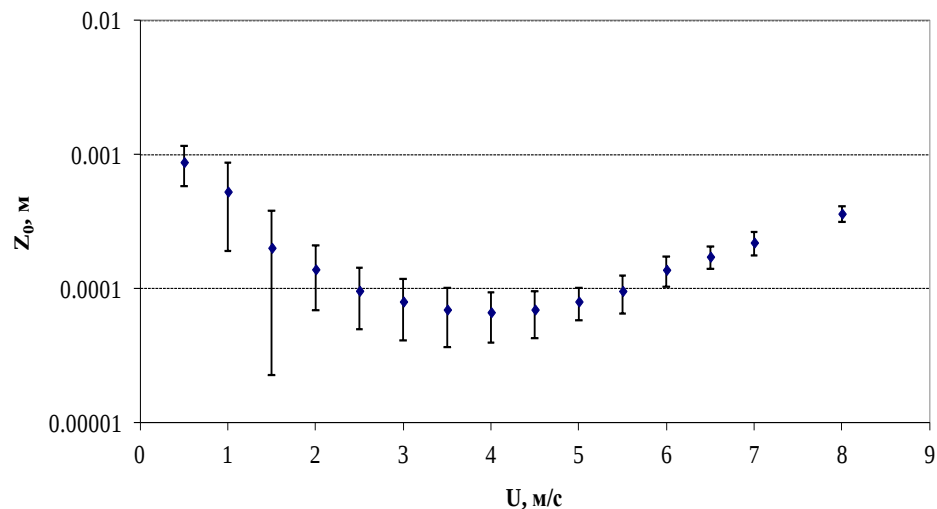
$\ln(z_s/z_0)$ как функция числа Рейнольдса для шероховатости:

$$\ln(z_s/z_0) = b_0 + b_1 \ln R_* + b_2 (\ln R_*)^2$$

$$R_* = \frac{u_* z_0}{\nu}$$

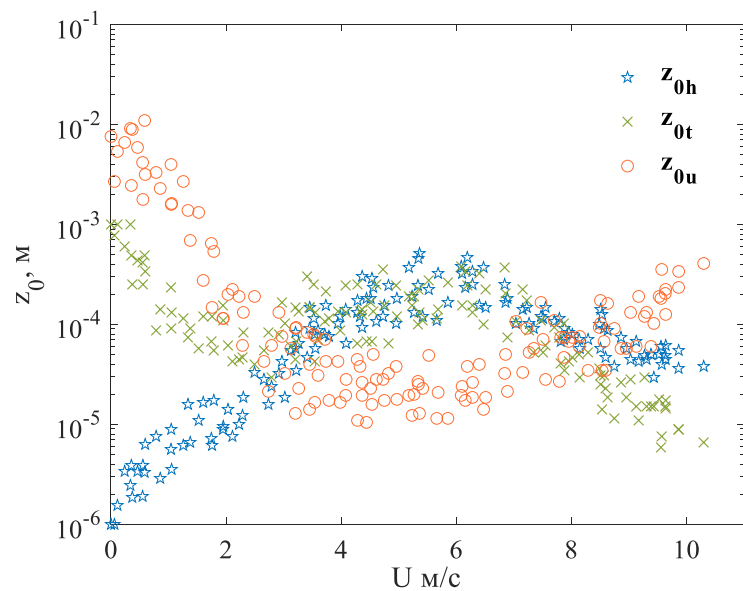
SHEBA





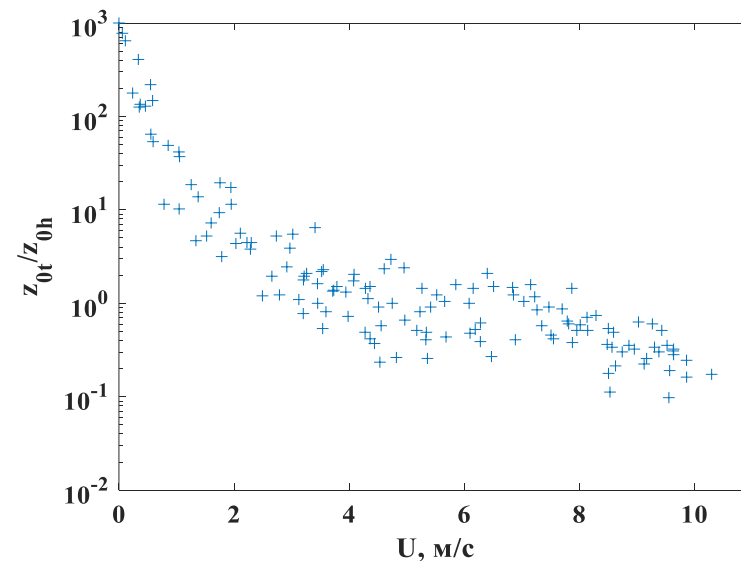
$$1) \quad \hat{z}_0 = F(\hat{H}) \quad \hat{H} = \frac{gh}{u_*^2} \quad \hat{z}_0 = \frac{gz_0}{u_*^2} \quad z_0 = m_1 \frac{u_*^4}{g^2 H}$$

$$2) \quad z_0 = \frac{H}{T\sqrt{gd}} \frac{u_*^2}{g}.$$



**Мелководные водоемы
(озера) Репина и др., 2023**

$$z_{oh} = z_0 \left\{ -0.6(\sqrt[4]{\text{Re}} - 3.6) \right\}$$



$$z_{ot} = z_0 \left\{ -0.56(\sqrt[4]{\text{Re}} - 3.2) \right\}$$

Влияние стратификации

- Неустойчивые (конвективные) условия усиливают генерацию турбулентности и способствуют перемешиванию

Потоки возрастают

- Устойчивые условия подавляют турбулентность.

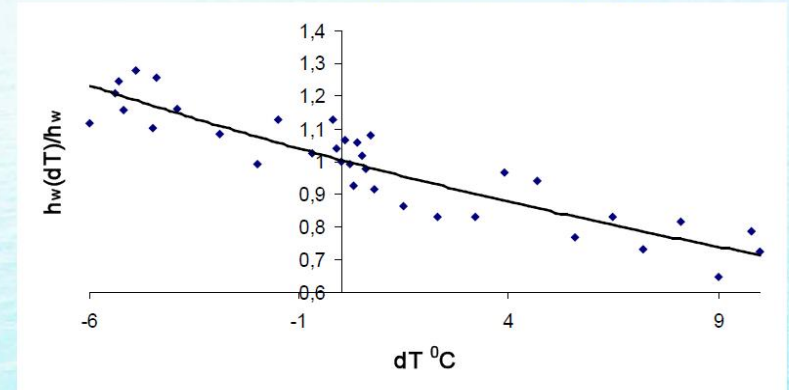
Потоки уменьшаются

- В условиях сильной устойчивости турбулентность может полностью прекратиться, и все турбулентные потоки уменьшатся до нуля.

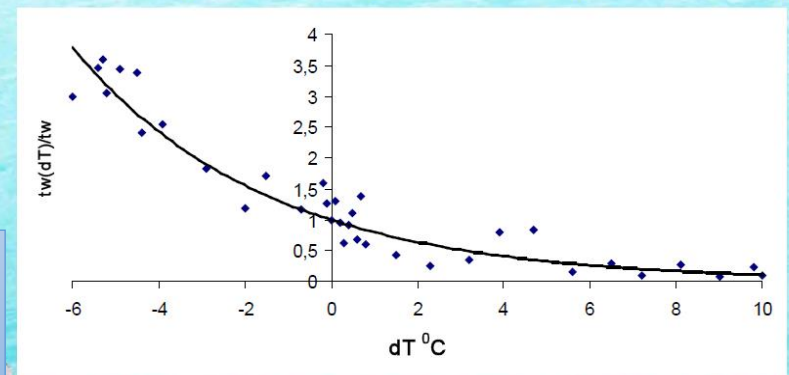
При неустойчивом состоянии атмосферы процесс развития ветровых волн ускоряется во времени и сокращается по разгону. При устойчивом состоянии – наоборот. Разница в предельных значениях разгона и времени весьма существенна.

- Коэффициенты переноса обычно выводятся для нейтральных условий, а балк-формулы модифицируются для включения факторов, учитывающих эффекты устойчивости.
- Учет эффектов устойчивости значительно увеличивает сложность параметризации.

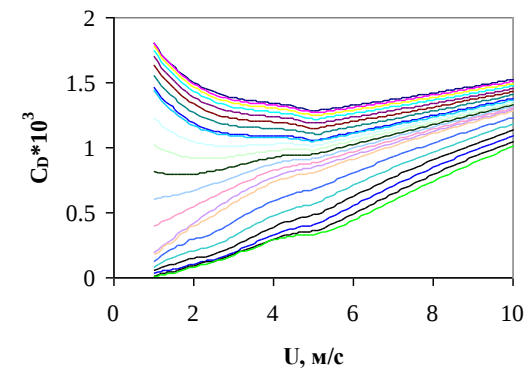
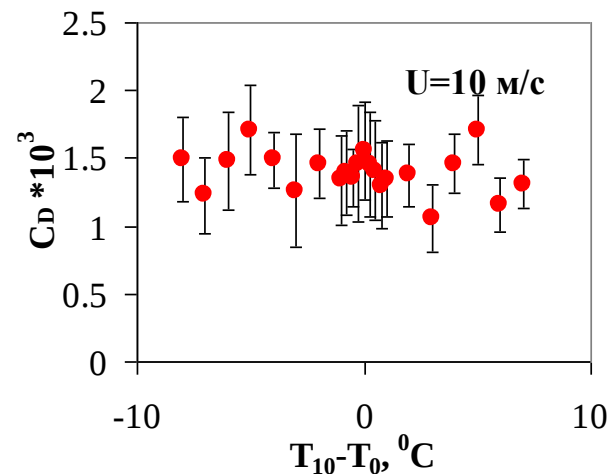
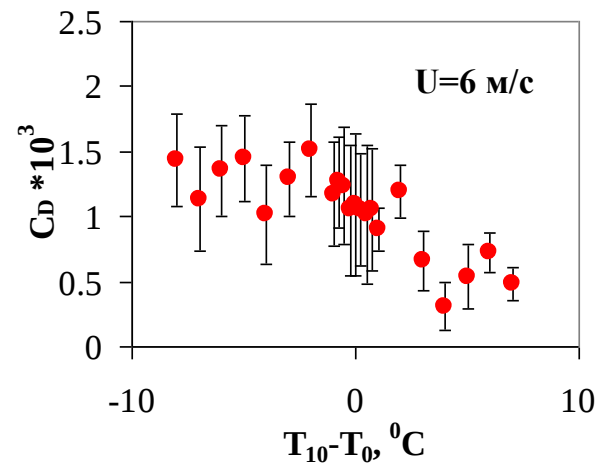
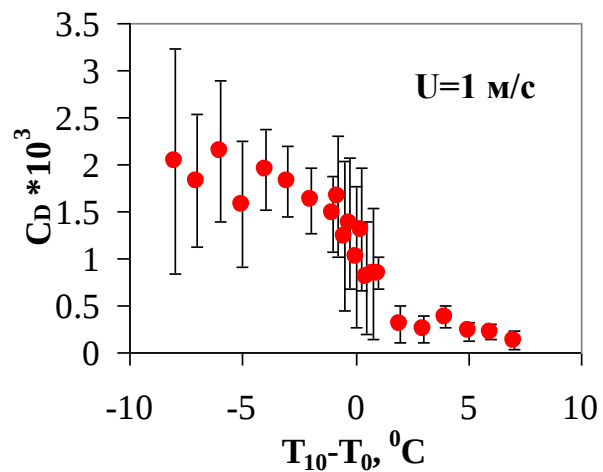
Зависимость высоты волн от разницы температур вода-воздух



Зависимость периода волн от разницы температур вода-воздух

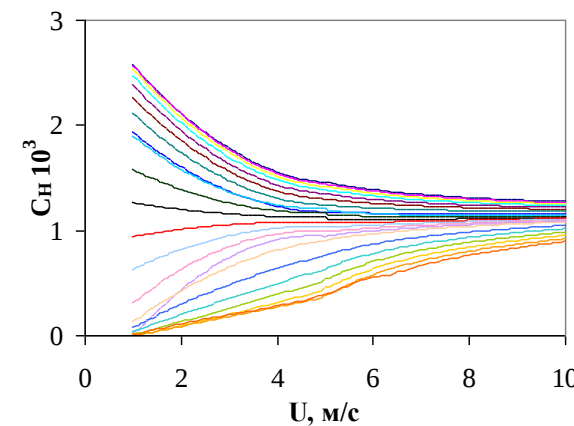
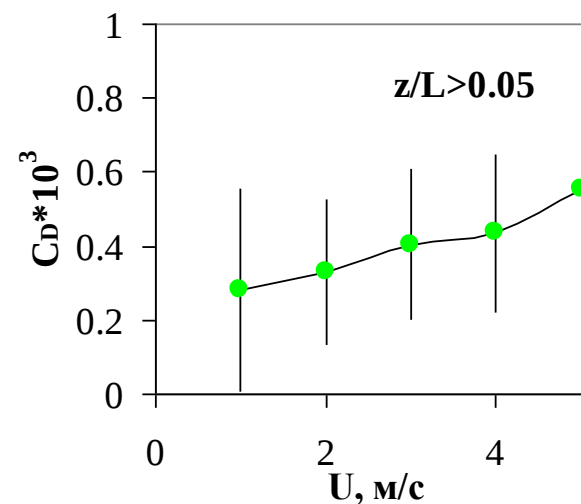
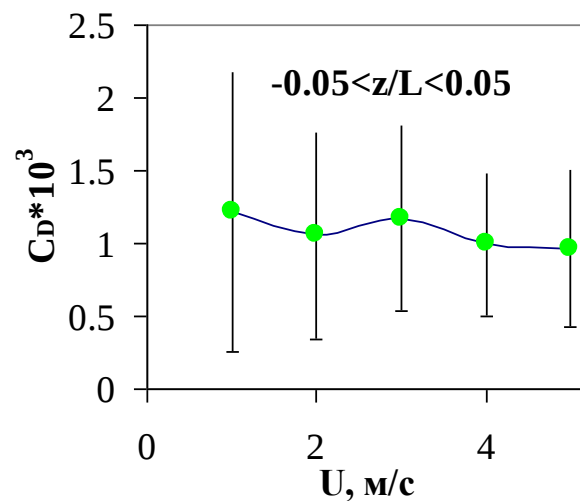
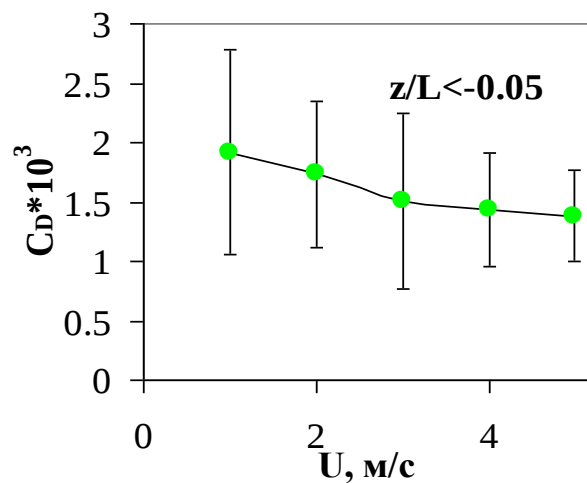


Зависимость коэффициента сопротивления от температурной стратификации, Repina et al, 2012



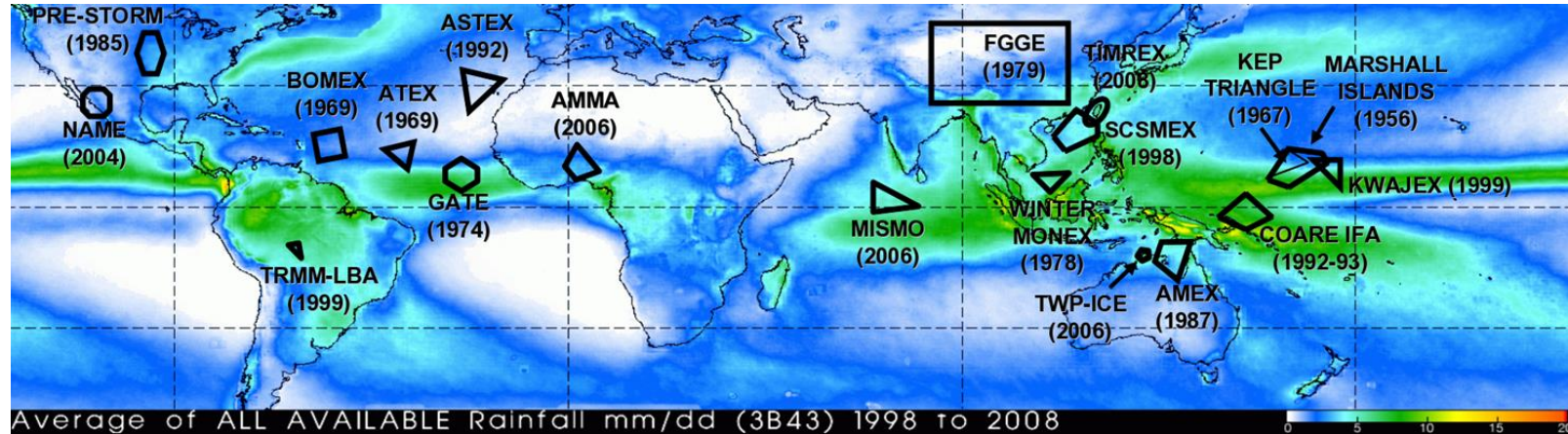
$$C_D = f(U, \Delta T)$$

Зависимость коэффициента сопротивления от скорости ветра при различных режимах стратификации



$$C_H = f(U, \Delta T, r\%)$$

COARE — это современный алгоритм для расчёта турбулентных потоков тепла, влаги и импульса на границе океан-атмосфера. Он широко используется в климатических моделях, океанографии и оперативной метеорологии. Разработан на основе данных полевых экспериментов (TOGA COARE, 1992–1993) и постоянно обновляется (последняя версия — **COARE 3.6**, 2020 г.)



TOGA COARE: Tropical Ocean Global Atmosphere (TOGA) Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment (COARE)

Район: **10°S – 10°N, 140-180°E**

Период интенсивных наблюдений: **Nov 92-Feb 93**

Измерения потоков: **1°N-5°S, 150°-160°E**

1. Improved meteorological Instrument (**IMET**) буй (**1.75°S, 156°E**)
2. Научно-исследовательское судно **Moana Wave** (**1.7°S, 156°E**)

Fairall, C. W., Bradley, E. F., Rogers, D. P., Edson, J. B., Young, G. S. (1996). "Bulk Parameterization of Air-Sea Fluxes for TOGA COARE." *J. Geophys. Res.* 101(C2), 3747–3764.

COARE-1.0 - Ноябрь, 1993.

Модель Liu, Katsaros and Businger (1979, LKB), учитывал слабые ветра и сильную конвекцию, характерную для тропического океана. Включал универсальные функции профилей для сильной конвекции и параметр шероховатости для слабых ветров.

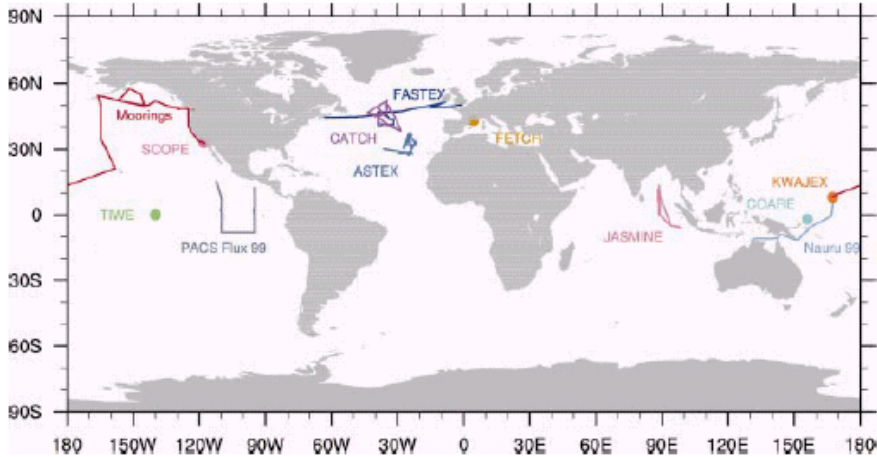
COARE-2.0 - август, 1994.

Включена модель холодной пленки (Saunders, 1967), (Fairall et al., 1996a), параметризация эффекта дождя на поверхности (Caldwell and Elliott, 1971), (Gosnell, Fairall and Webster, 1995) и Webb-коррекция для потока влаги (Webb et al., 1980)

1996	COARE2.5	<i>Fairall et al. [1996a, 1996b]</i>
2000	COAREG2.5_CO ₂	<i>Fairall et al. [2000] and Hare et al. [2004]</i>
2003	COARE3.0	<i>Fairall et al. [2003]</i>
2004	COAREG3.0_DMS	<i>Blomquist et al. [2006]</i>
2006	COAREG3.0_Ozone	<i>Fairall et al. [2007]</i>
2008	PCBs, PCDEs	<i>Perlinger and Rowe [2008]</i>
2010	79 Gases	<i>Johnson [2010] and Rowe et al. [2011]</i>
2011	COAREG3.1 CO ₂ , DMS, Ozone, SF ₆ , ³ He	Fairall et al. (1996b, 1997, 2003, 2011)

COARE-3.0 – расширен для высоких широт, больших скоростей ветра, параметр Чарнока зависит от возраста волнения

COARE-3.5 – пена и брызги **Andreas et al. (2015)**, усовершенствованный расчет импульса Edson et al. (2013)



Универсальная
схема:
моделирование,
теория, эксперимент

Алгоритм решает уравнения **итеративно**, так как потоки и параметры (например, u^*) взаимозависимы.

Версия	Год	Ключевые улучшения
COARE 1.0	1996	Первая версия на основе TOGA COARE
COARE 2.6	2003	Учёт брызг, новые коэффициенты для C_D
COARE 3.0	2013	Коррекция для слабых ветров (<3 м/с)
COARE 3.5	2018	Обновлённые параметры волнения
COARE 3.6	2020	Оптимизация для экстремальных условий

Расчет потоков

$$\tau = \rho C_D u_z^2 = \rho_0 u_*^2$$

$$H = \rho c_p C_H u_z (T_0 - T_z)$$

$$L_E = L_s C_E u_z (q_0 - q_z)$$

$$C_H = \alpha_T C_D \frac{\left[\ln \frac{z}{z_{ou}} - \Psi_u \left(\frac{z}{L} \right) + \Psi_u \left(\frac{z_{ou}}{L} \right) \right]}{\left[\ln \frac{z}{z_{oT}} - \Psi_T \left(\frac{z}{L} \right) + \Psi_T \left(\frac{z_{oT}}{L} \right) \right]},$$

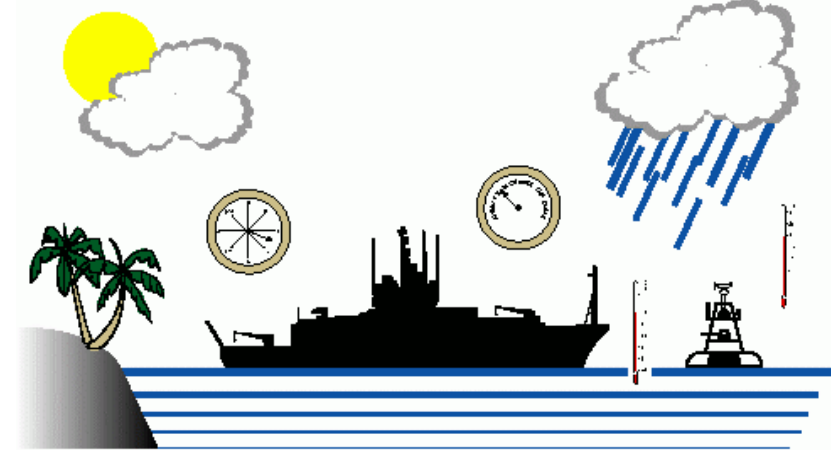
$$z_{ou} = 0.11 + a \frac{u_*^2}{g}$$

$$C_D = \frac{\kappa}{\left[\ln \frac{z}{z_{ou}} - \Psi_m \left(\frac{z}{L} \right) + \Psi_m \left(\frac{z_{ou}}{L} \right) \right]},$$

$$z_{oq} = z_{ol} = \min(1.15 \cdot 10^{-4}, 5.5 \cdot 10^{-5} R_r^{-0.6})$$

$$C_E = \alpha_q C_D \frac{\left[\ln \frac{z}{z_{ou}} - \Psi_u \left(\frac{z}{L} \right) + \Psi_u \left(\frac{z_{ou}}{L} \right) \right]}{\left[\ln \frac{z}{z_{oq}} - \Psi_T \left(\frac{z}{L} \right) + \Psi_q \left(\frac{z_{oq}}{L} \right) \right]}$$

TOGA/COARE Handbook of Quality Control Procedures and Methods for Surface Meteorology Data



Shawn R. Smith, J. Parks Camp, and David M. Legler

COARE Data Processing Center for Surface Meteorology
Center for Ocean Atmospheric Prediction Studies
Florida State University



COAPS Report No. 96-3

Шаги:

- 1.Оценка z_0 с учётом волнения.
- 2.Расчёт u_* и Re_* .
- 3.Итеративный пересчёт C_D , C_H , C_E с поправками на устойчивость.
- 4.Вычисление потоков τ , H , LE .

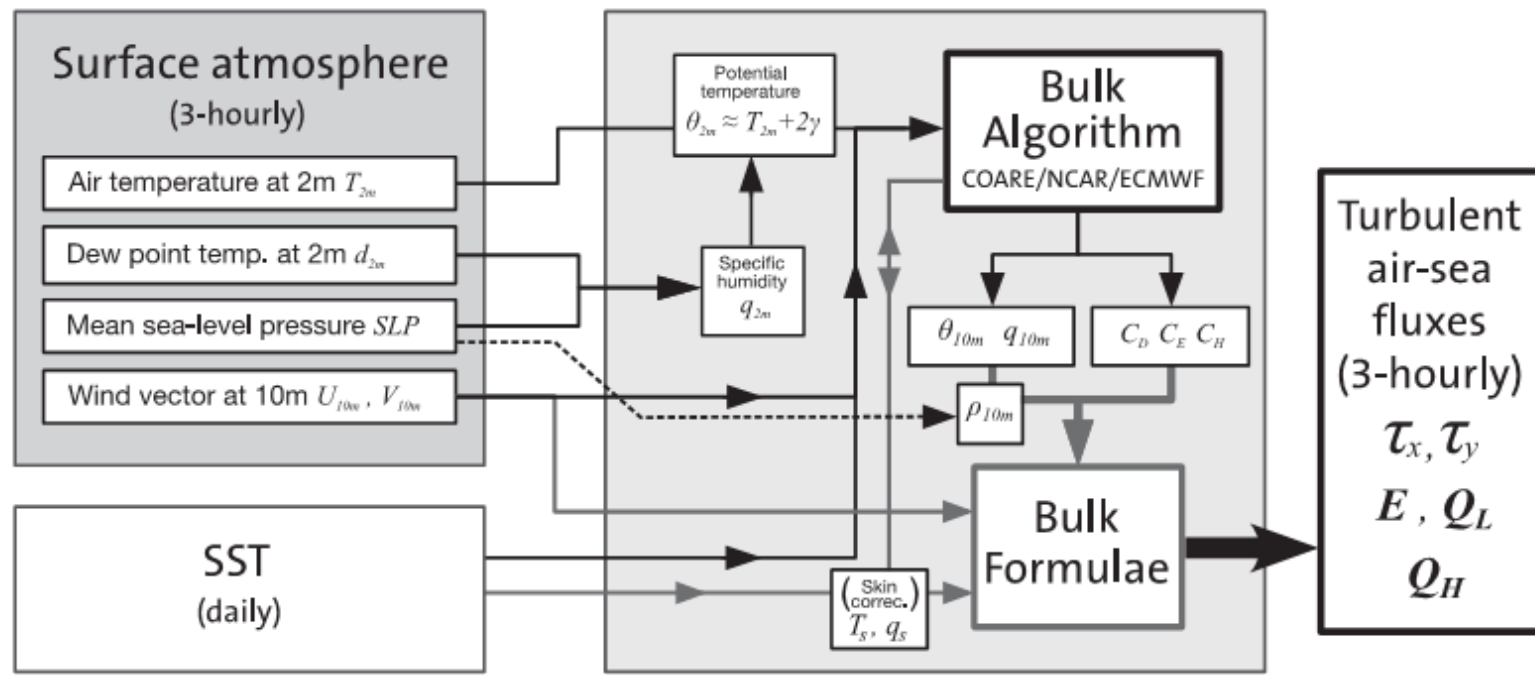
Ограничения

- Точность при экстремальных ветрах:** Данных для $U>30\text{м/с}$ недостаточно.
- Влияние течений:** Не учитывает горизонтальные градиенты температуры океана.
- Региональные особенности:** Требуется калибровки для полярных регионов.

Применение в моделях

- Климатические модели:** CESM, GFDL (учёт обратной связи океан-атмосфера).
- Оперативные прогнозы:** ECMWF, NOAA GFS.
- Спутниковая океанография:** Калибровка данных (например, SMOS, CYGNSS).

Алгоритм	Преимущества	Недостатки
COARE	Учёт волнения, брызг, итеративность	Сложность, требует много данных
ECMWF	Интеграция с глобальной моделью	Менее точен для мелких масштабов
NCER	Простота	Устаревшие коэффициенты

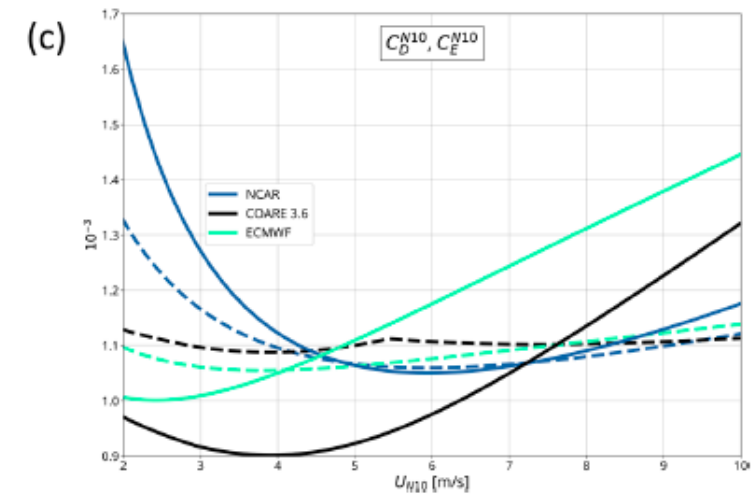
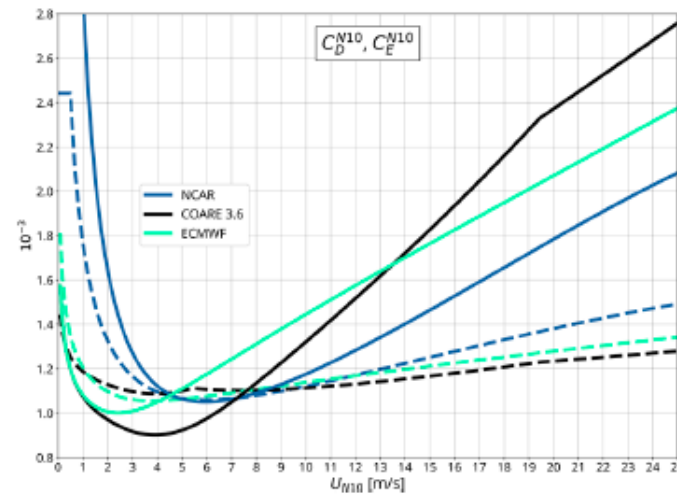


BRODEAU E T AL ., 2017

Bonino et al., 2022

NCAR алгоритм - Large and Yeager (2009)

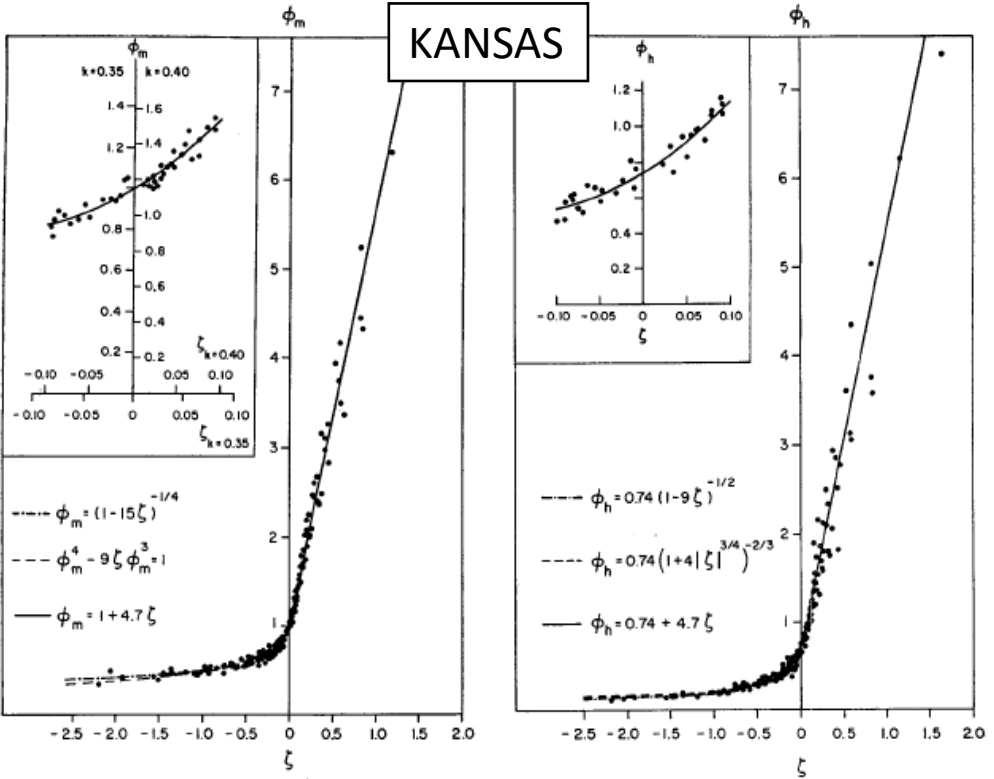
ECMWF алгоритм - ECMWF 2014,
Zeng and Beljaars 2005



Экспериментальные работы по определению универсальных функций

Year	Place	Surface	Type, name	Reference
1953	O'Neill, U.S.A	Step	Boundary-layer exp.	Lettau (1957)
1962	Kerang, Australia	Step	Surface layer exp.	Swinbank and Dyer (1968)
1964	Hay, Australia	Step	Surface layer exp.	As above
1965	Hanford, U.S.A.	Sage	Anemometer comp.	Businger et al. (1969)
1967	Wangara experiment, Hay, Australia	Step	Surface and boundary layer exp.	Hess et al. (1981)
1968	Kansas, U.S.A.	Step	Micrometeorol. exp.KANSAS 1968	Izumi (1971)
1968	Vancouver, Canada	Water	ITCE-1968	Miyake et al. (1971)
1970	Tsimlyansk, Russia	Step	ITCE-1970	Tsvang et al. (1973)
1974	Koorin, Australia	Rough surface	Surface and boundary layer exp.	Garratt (1980)
1976	Conargo, Australia	Step	ITCE-1976	Dyer et al. (1982)
1981	Tsimlyansk, Russia	Step	ITCE-1961	Tsvang et al. (1985)
1986	Lövsta, Sweden	Grass	Surface layer	Högström (1990)

$\kappa = 0.4$ $1/Prt = 1.05$



$\kappa = 0.35$ $1/Prt = 1.35$

Högström (1988)

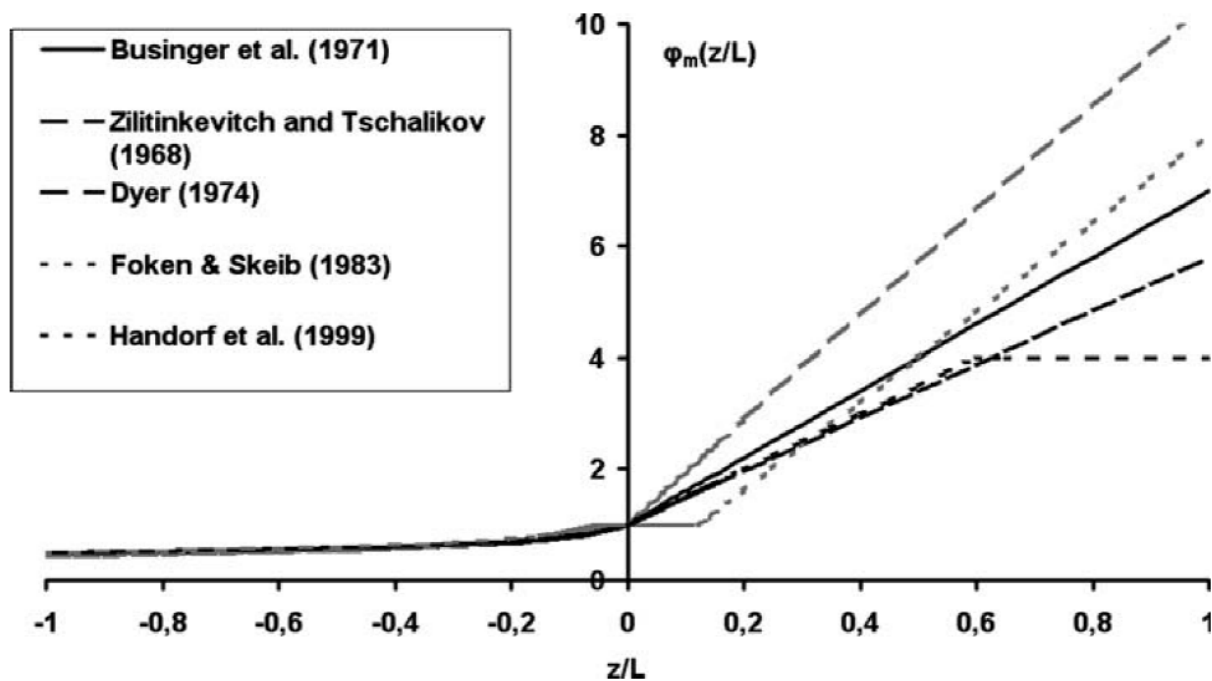
$$\varphi_m(z/L) = (1 - 19.3z/L)^{-1/4}, \quad -2 < z/L < 0,$$

$$\varphi_m(z/L) = 1 + 6z/L, \quad 0 < z/L < 1,$$

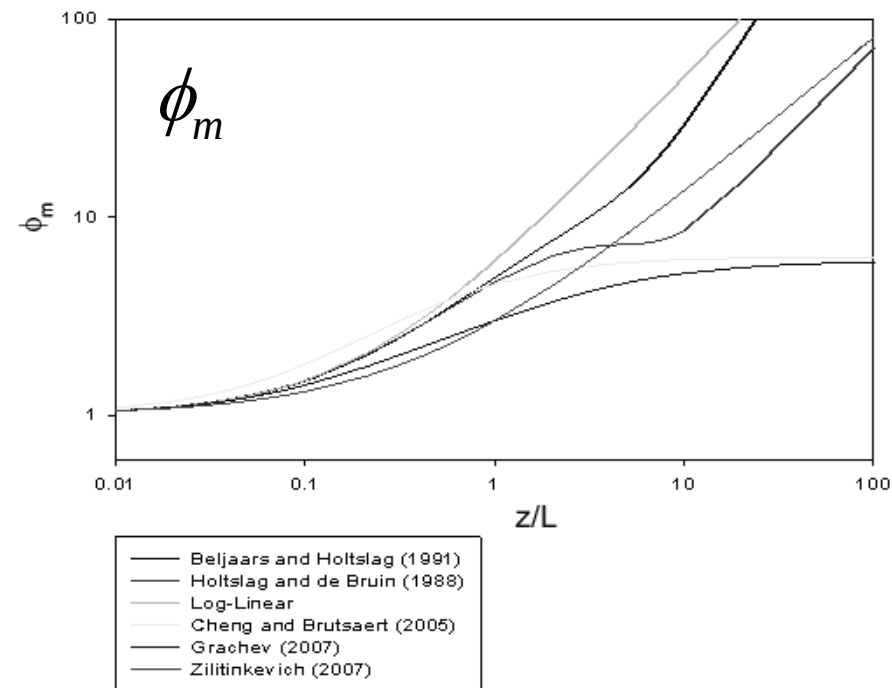
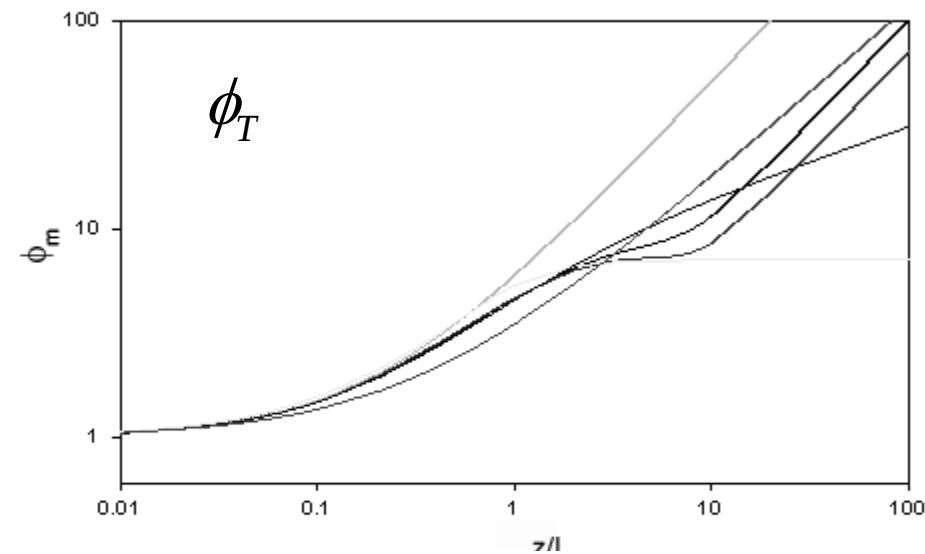
$$\varphi_H(z/L) = 0.95(1 - 11.6z/L)^{-1/2}, \quad -2 < z/L < 0,$$

$$\varphi_H(z/L) = 0.95 + 7.8z/L, \quad 0 < z/L < 1.$$

Универсальные функции по данным различных авторов



Для устойчивой стратификации →

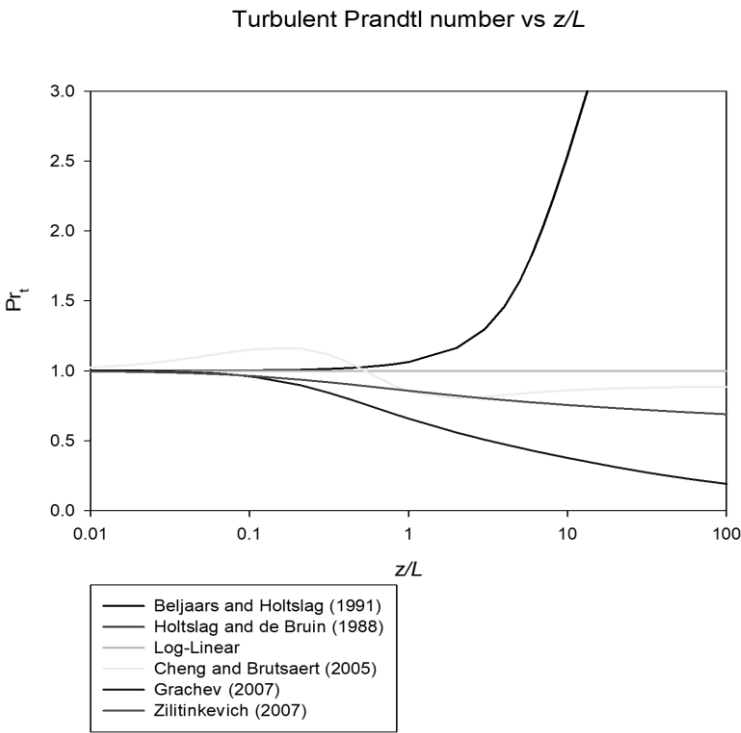


Постоянная Кармана по данным разных авторов

автор	κ
Monin and Obukhov (1954)	0.43
Businger et al. (1971)	0.35
Pruitt et al. (1973)	0.42
Högström (1974)	0.35
Yaglom (1977)	0.40
Kondo and Sato (1982)	0.39
Högström (1985, 1996)	0.40 ± 0.01
Andreas et al. (2004)	0.387 ± 0.004

Турбулентное число Прандтля по данным разных авторов

автор	Pr_t^{-1}
Businger et al. (1971)	1.35
Correction according to Wieringa (1980)	1.00
Correction according to Högström (1996)	1.05
Kader and Yaglom (1972)	1.15–1.39
Foken (1990)	1.25
Högström (1996)	1.09 ± 0.04

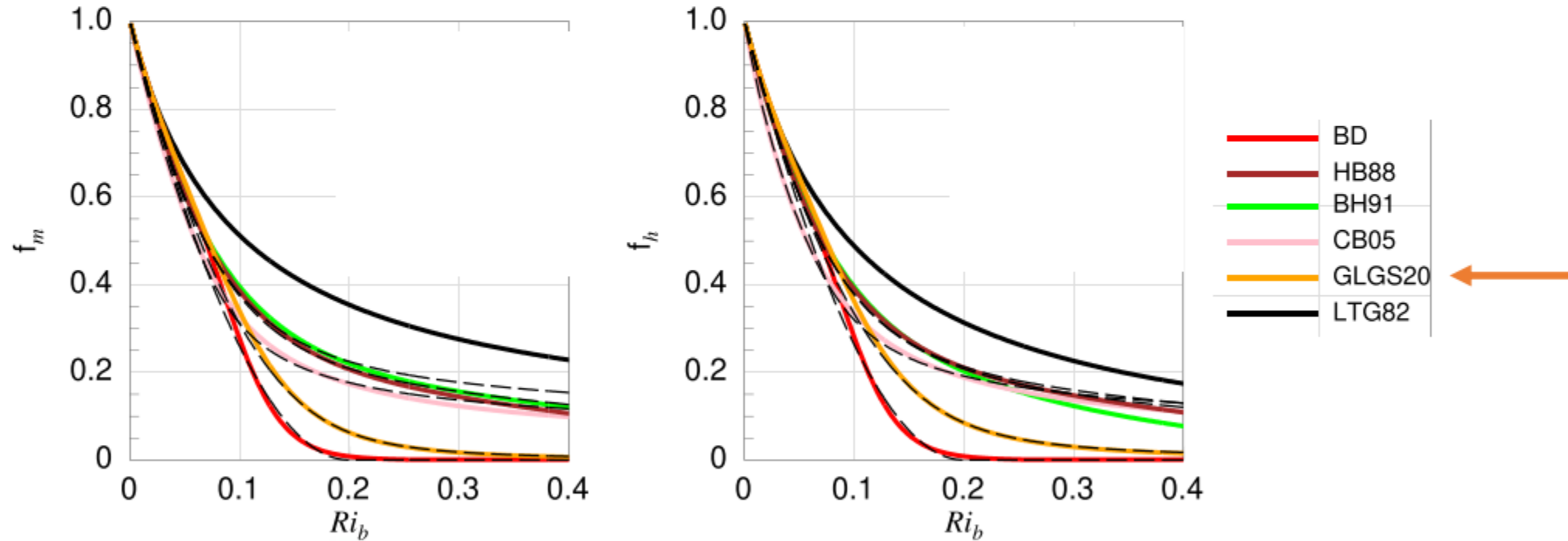


Влияние стратификации: универсальные функции SHEBA

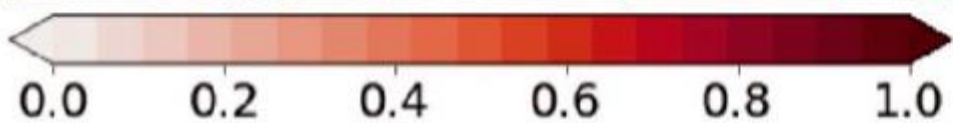
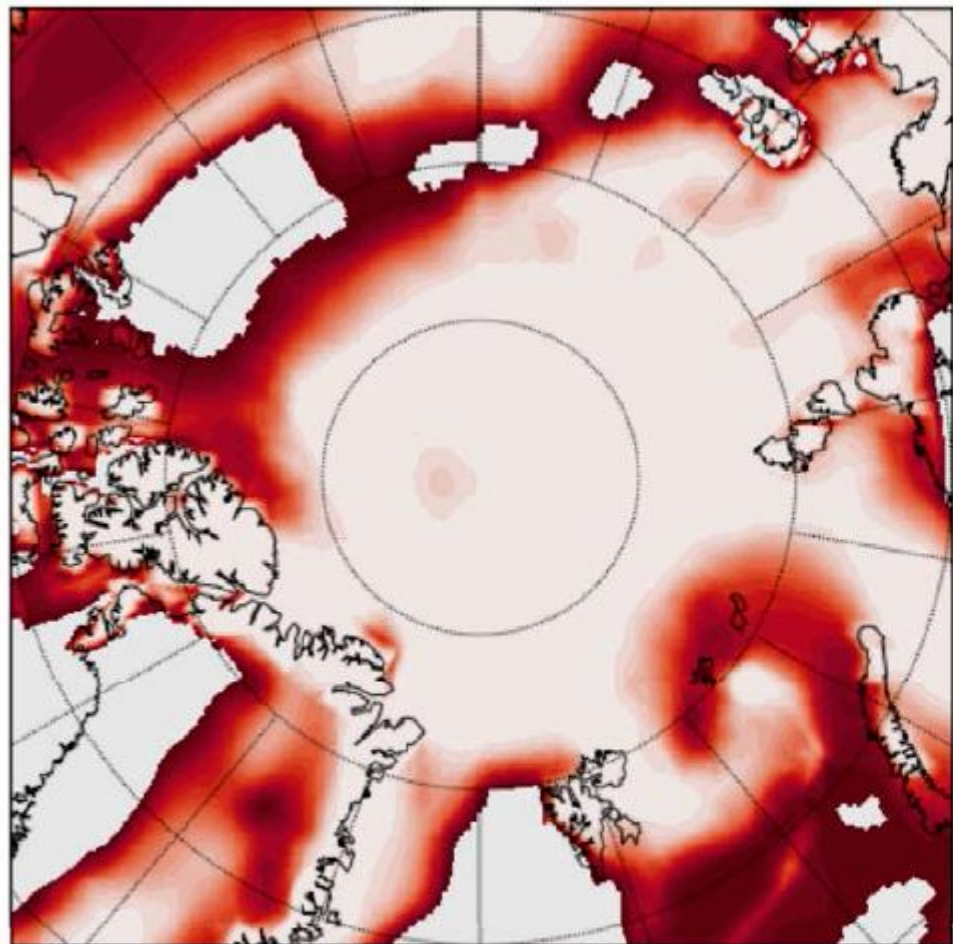
- универсальные функции по данным SHEBA: Грачев и др. (2007),
- новая версия и адаптация для безитерационного алгоритма на основе Ri_b Гряник и др. (2020, 2021)

$$f_m = \frac{C_d}{C_{dn}}$$

$$f_h = \frac{C_h}{C_{hn}}$$

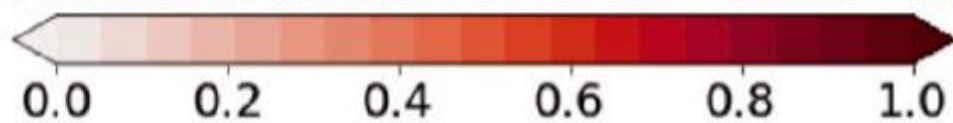
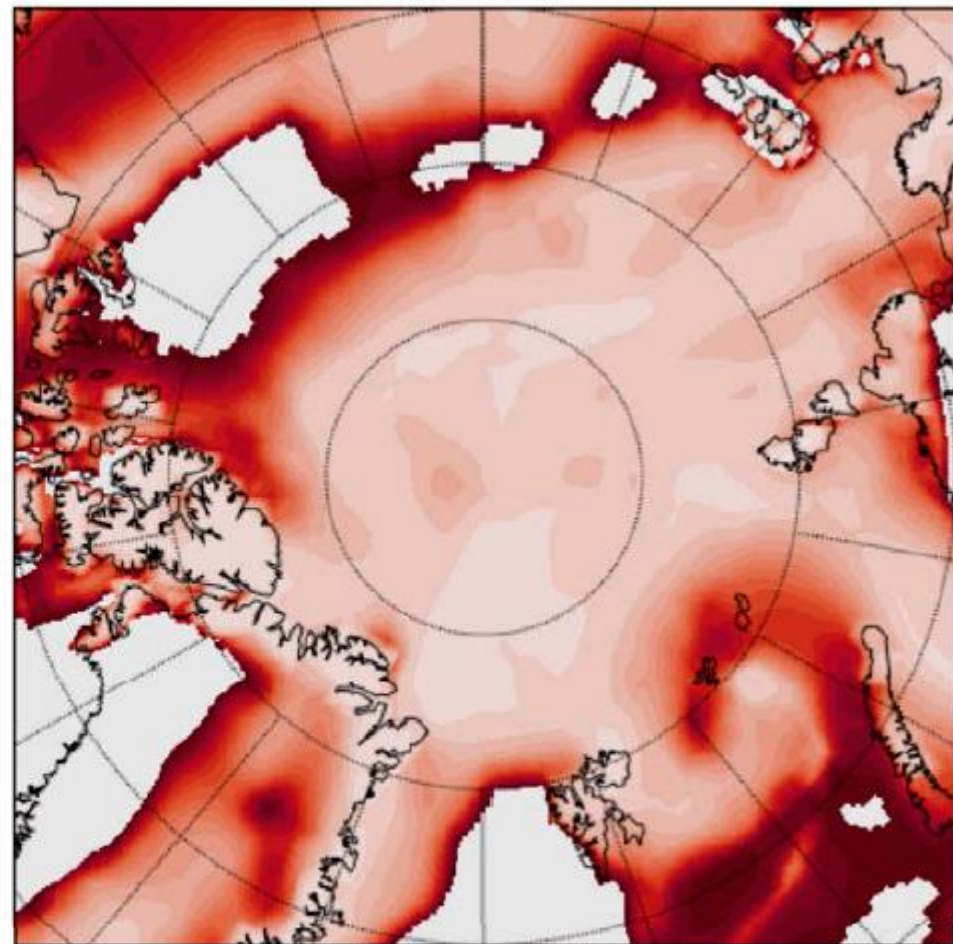


GLGS20



$$f_m = \frac{C_d}{C_{dn}}$$

GLGS20



$$f_h = \frac{C_h}{C_{hn}}$$

Влияние торосов, краев льдин и снежниц на коэффициент трения

Трение как сумма поверхностного трения и лобового сопротивления (Arya 1975):

$$\vec{\tau} = \vec{\tau}_{skin} + \vec{\tau}_{form}$$

В терминах коэффициента трения C_{dn} :

$$C_{dn} = \underbrace{(1 - A)C_{dn,ow}}_{\text{открытая вода}} + \underbrace{AC_{dn,i}}_{\text{ровный лед}} + \underbrace{C_{dn,fe}}_{\text{края льдин снежницы}} + \underbrace{C_{dn,fr}}_{\text{торосы}}$$

Влияние торосов

1. $C_{d,fr}$ как функция морфологических характеристик торосов (Garbrecht et al. 2002):

$$C_{da,fr}^n = \frac{c_w}{\pi} \frac{h_f}{D_s} \frac{[\ln(h_f/z_0) - 1]^2 + 1}{\ln(h_{ref}/z_0)}$$

h_f – характерная высота тороса

D_s – характерное расстояние между торосами

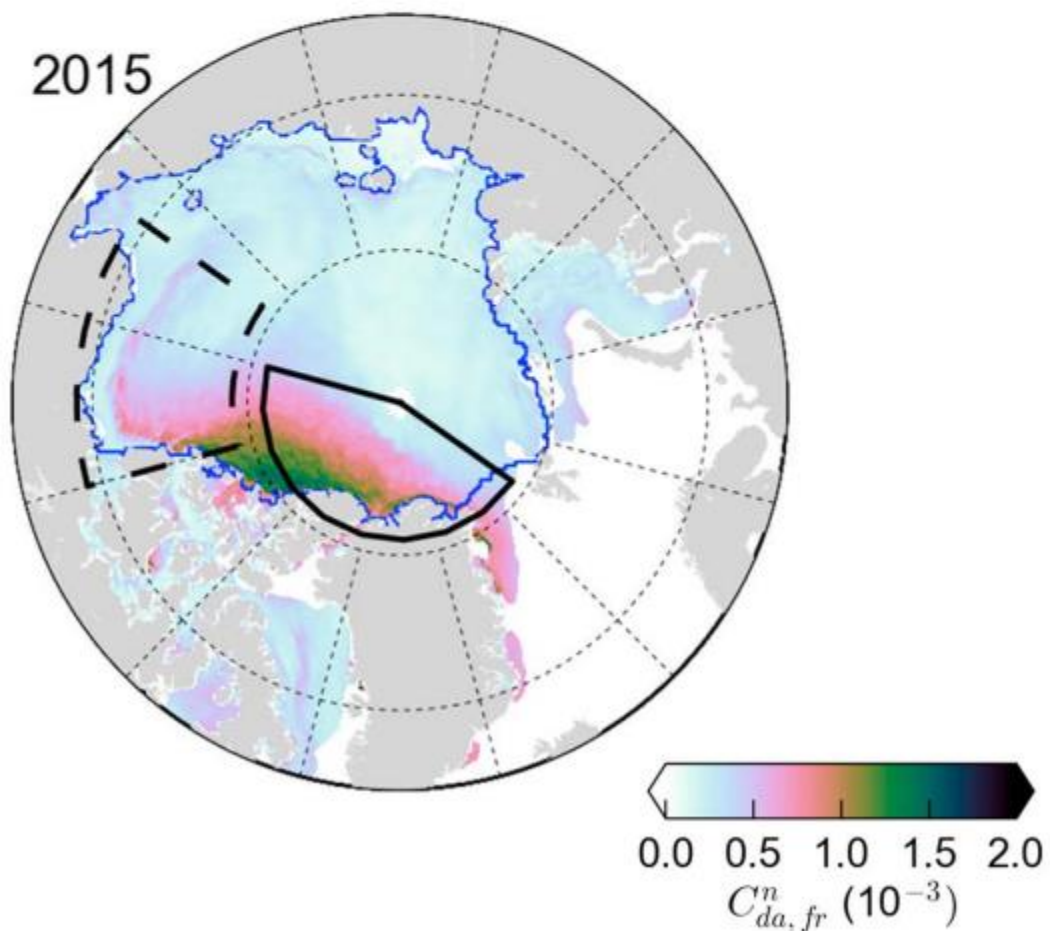
c_w – коэффициент трения о единичный торос



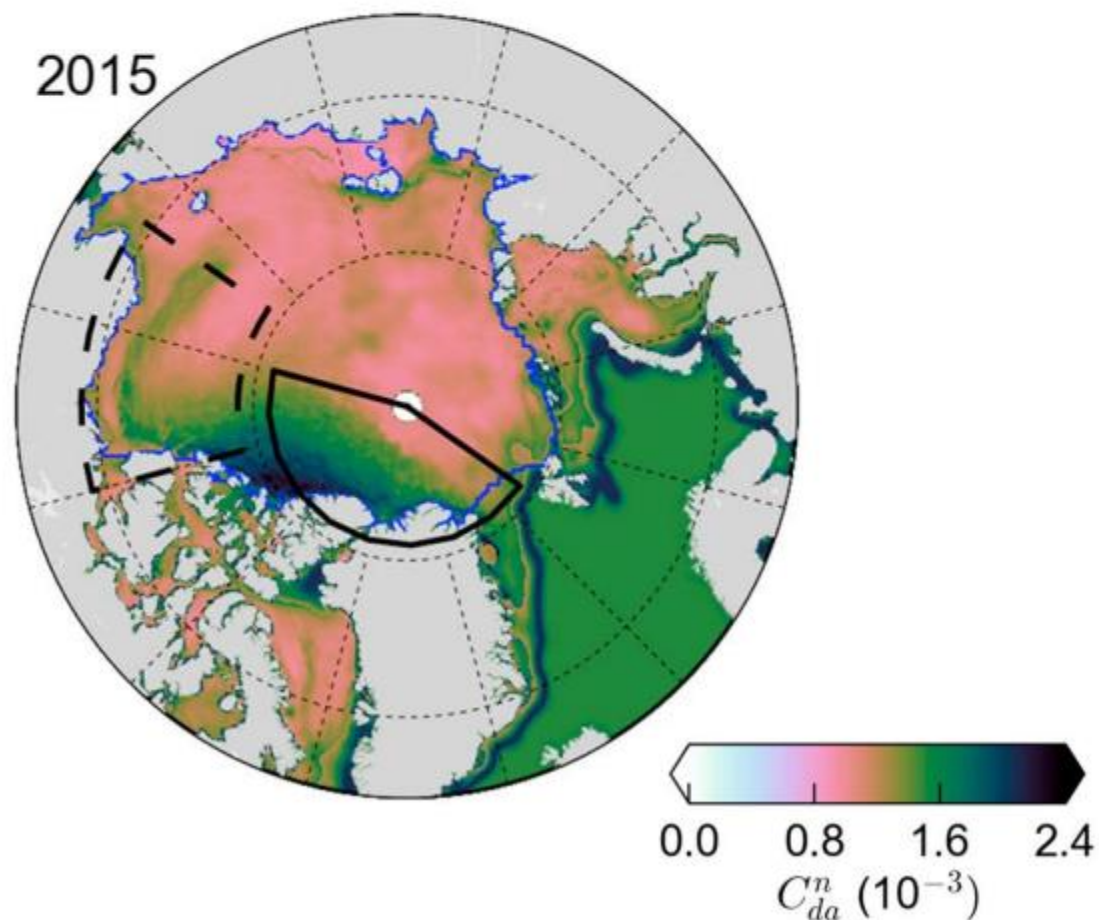
Влияние торосов

Оценки по самолетным и спутниковым данным (Petty et al. 2017)

C_d за счет торосов

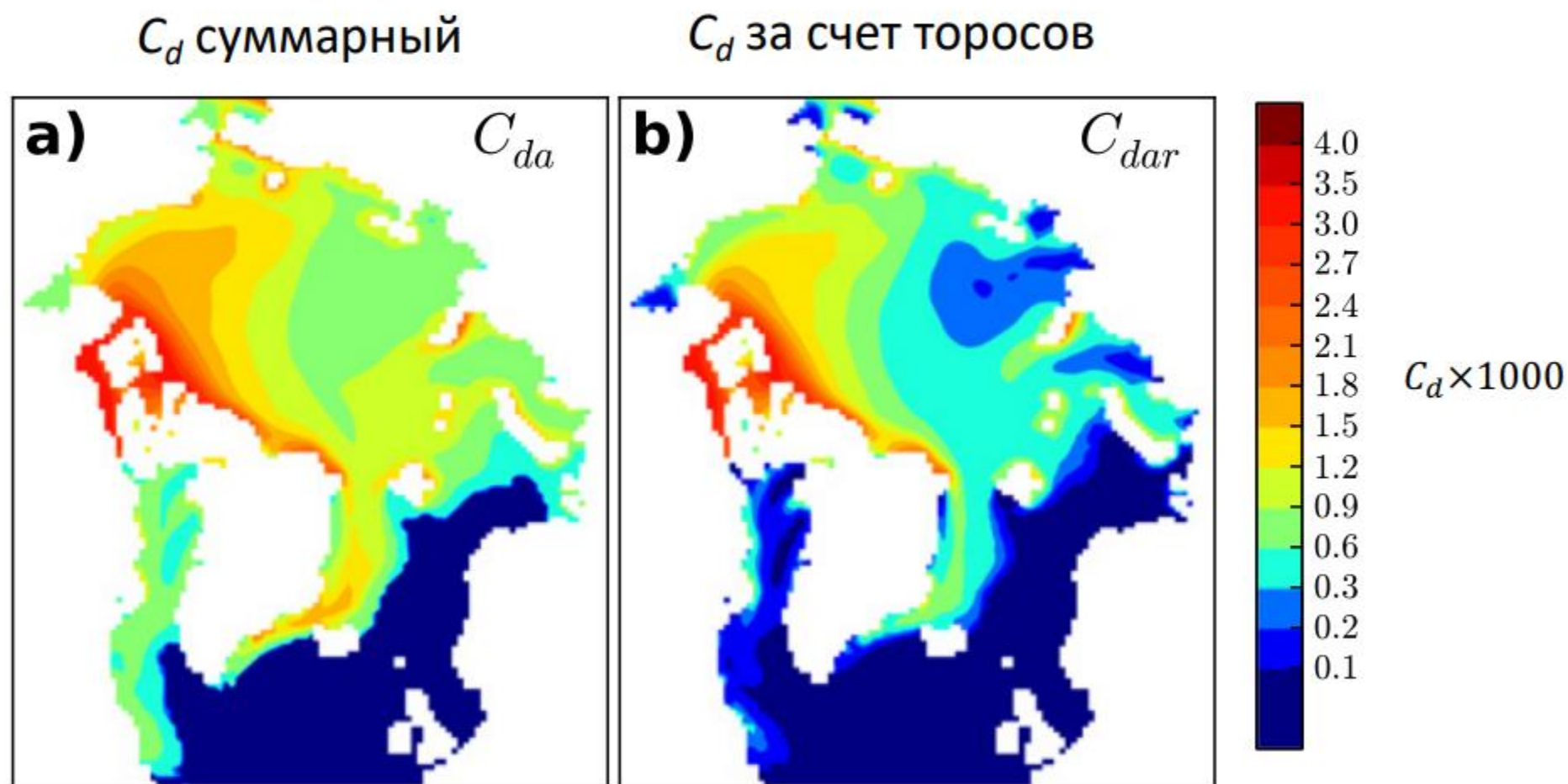


C_d суммарный



Влияние торосов

Результат имплементации в модели льда CICE (Tsamados et al. 2014)



Также параметризация включена в NEMO-LIM3 (Sterlin et al. 2023)

Влияние торосов

2. $C_{d,fr}$ как функция характеристик деформации (Steiner 2001):

$$C_{d,fr} = m_a R$$

R – энергия деформации (или шероховатость льда), скалярная характеристика, источник которой – интегральная работа сил деформации льда – произведения тензора напряжений σ и скорости деформации $\dot{\epsilon}$

$$\frac{\partial R}{\partial t} + \nabla \cdot (\mathbf{u}R) = \sigma \dot{\epsilon} + m_R \frac{R}{h} \min \left(0, \left. \frac{\partial h}{\partial t} \right|_{\text{thermo}} \right)$$

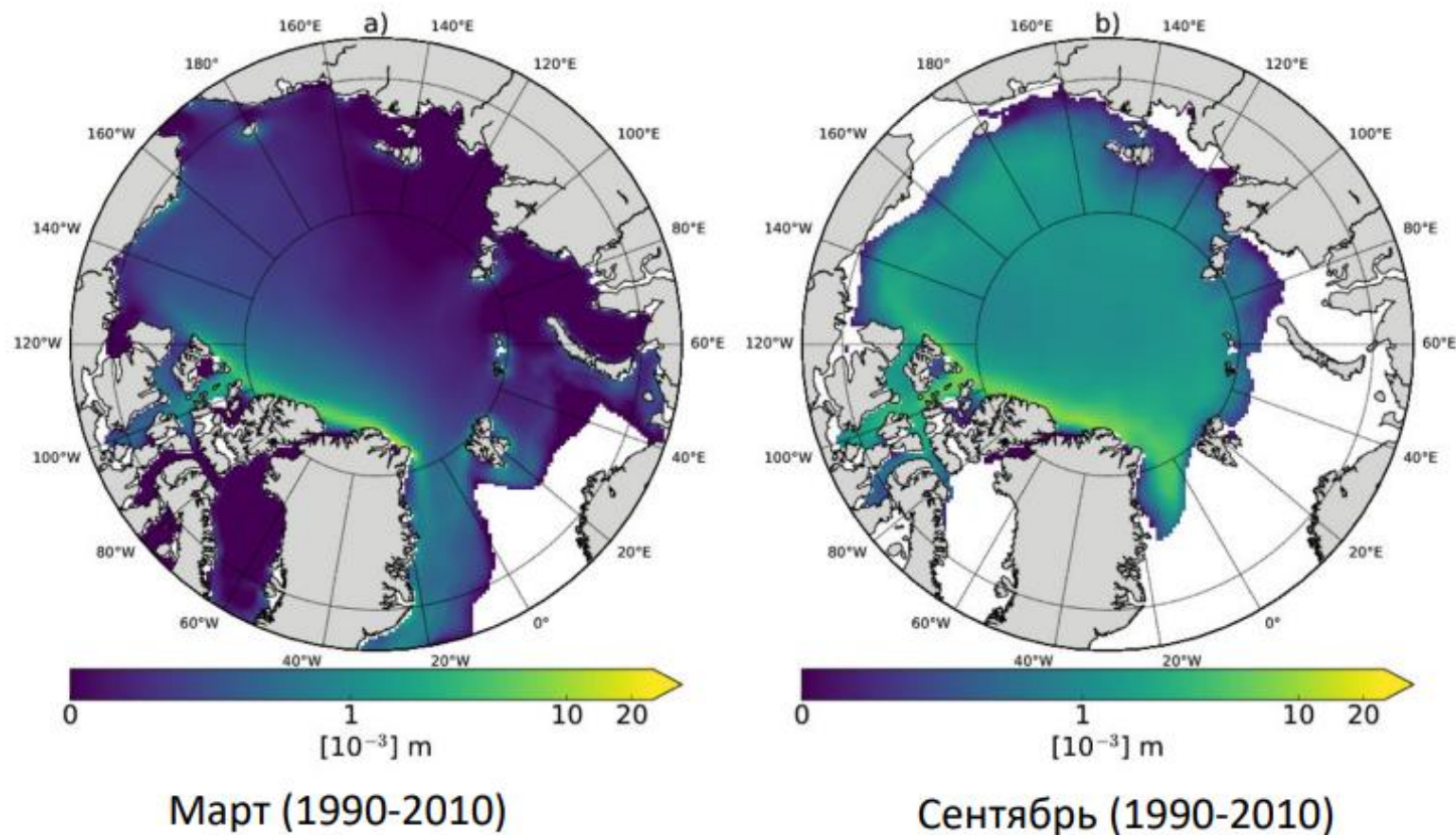
↑
деформация

↑
таяние

Влияние торосов

Результат имплементации в модели MITgcm (Castellani et al. 2018)

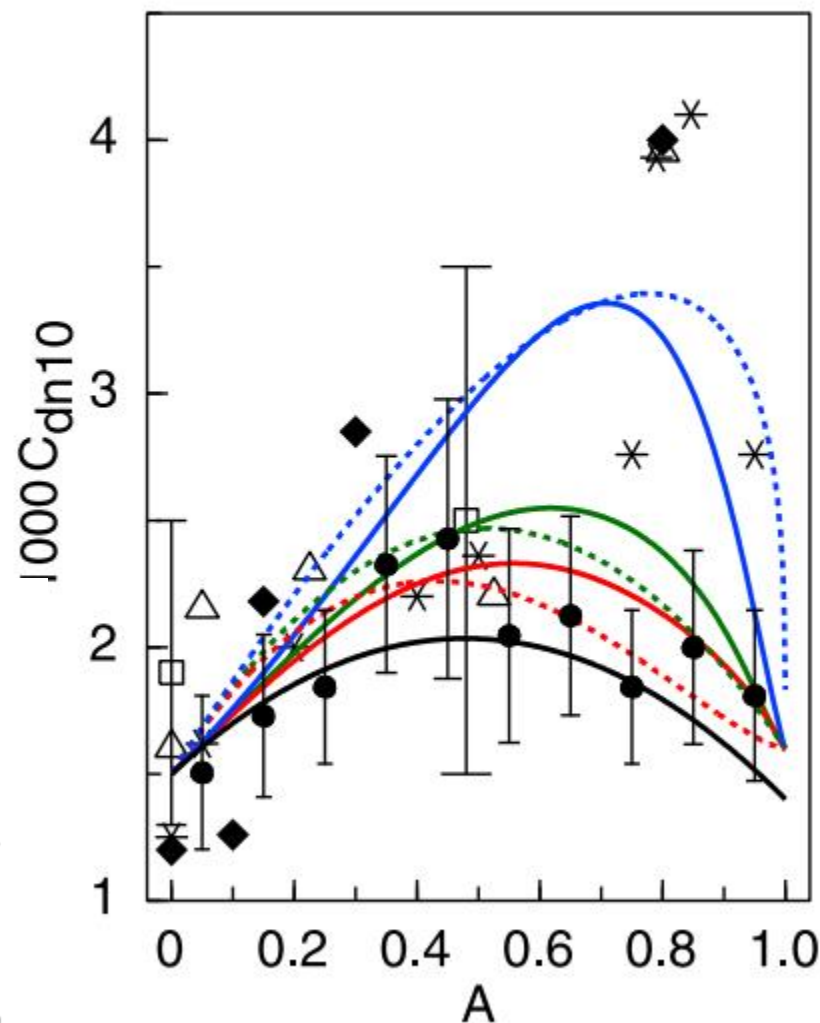
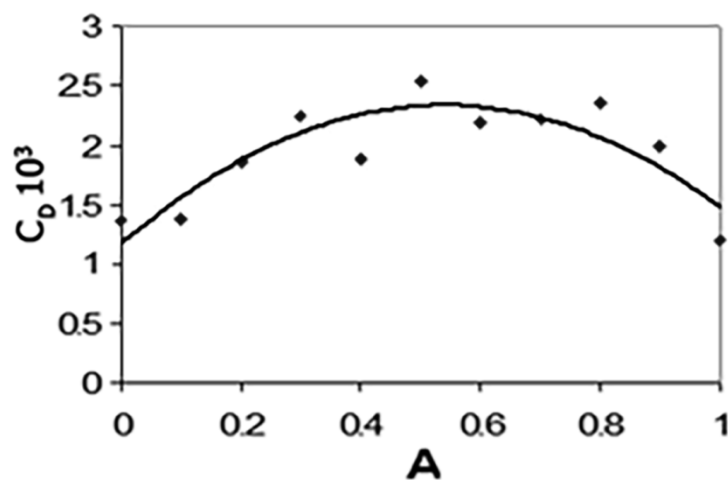
Параметр шероховатости z_0 , соответствующий суммарному C_d



Влияние краев льдин и снежниц

$C_{d,fe}$ как функция
сплоченности льда A
(Lüpkes et al. 2012):

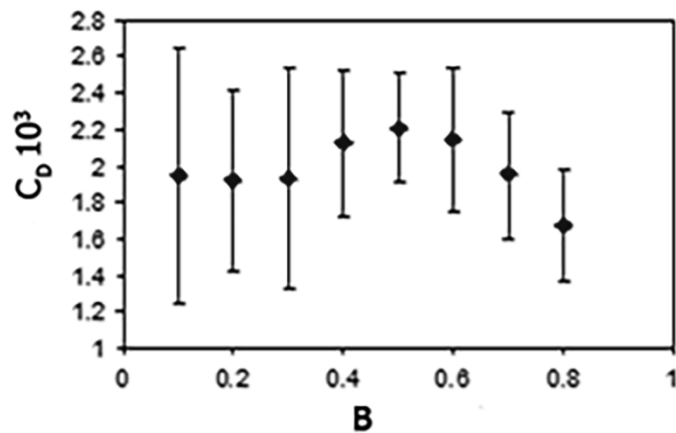
$$C_{d,fe} = C_e A(1 - A)^\beta$$



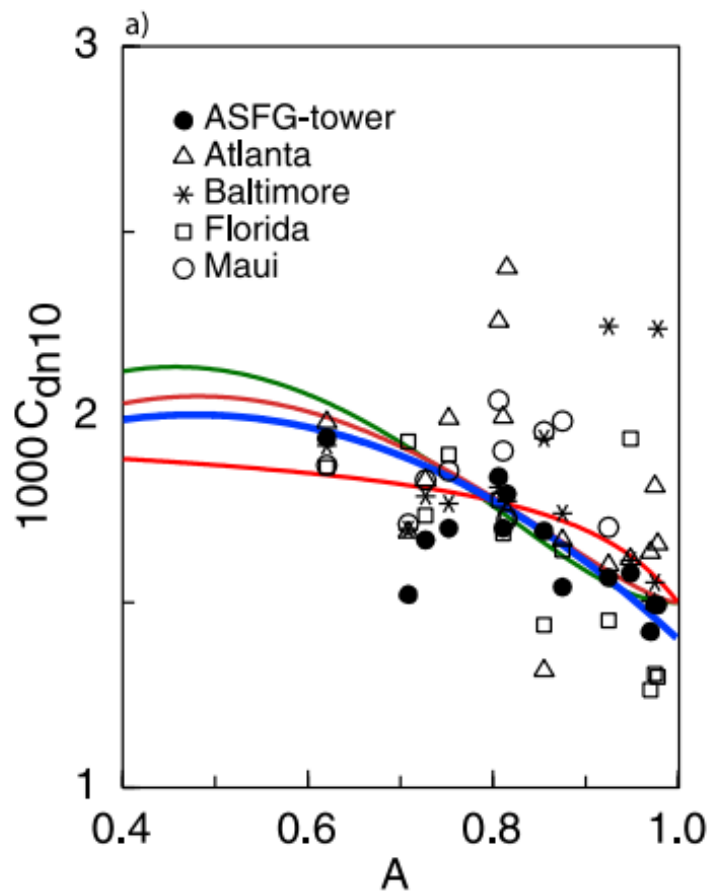
Влияние краев льдин и снежниц

$C_{d,fe}$ как функция доли площади снежниц A (Lüpkes et al. 2012):

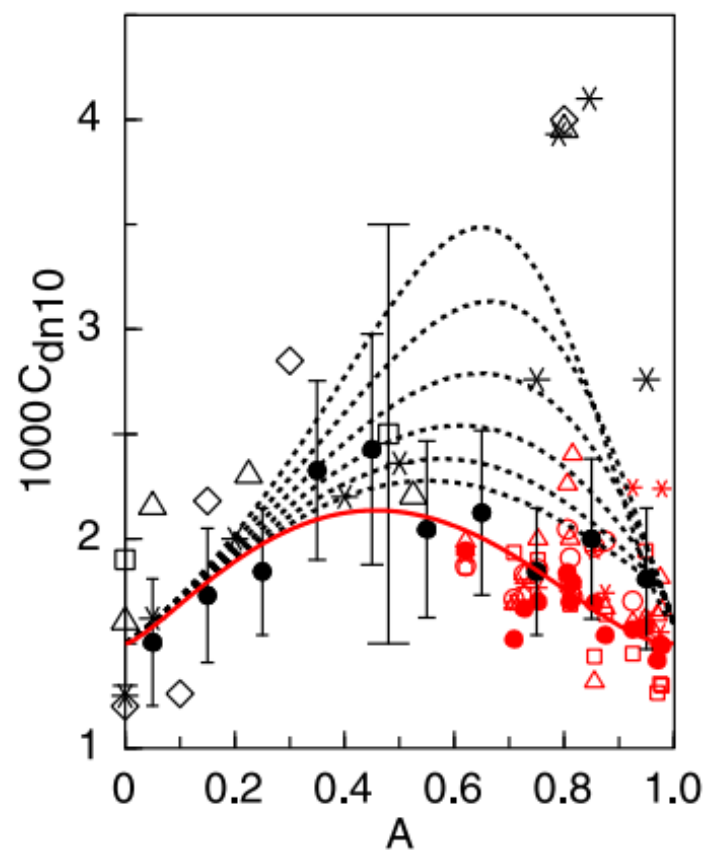
$$C_{d,fe} = C_e A(1 - A)^\beta$$



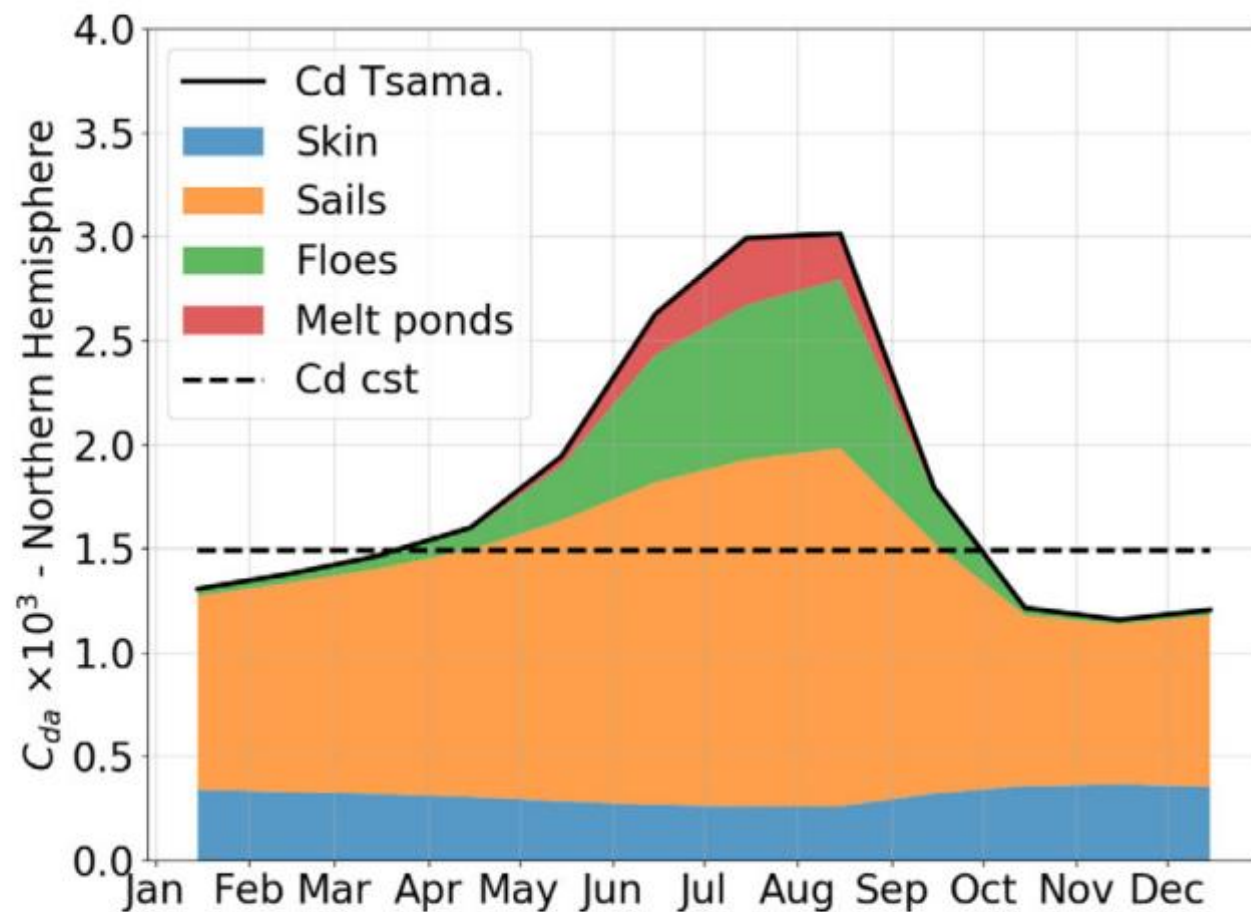
Арктика, лето, SHEBA



И края льдин и снежниц:



Вклад торосов, краев льдин и снежниц

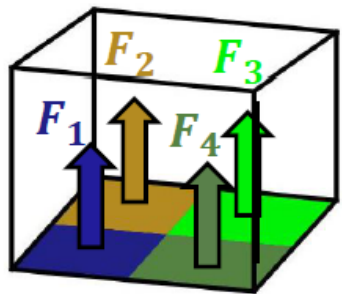
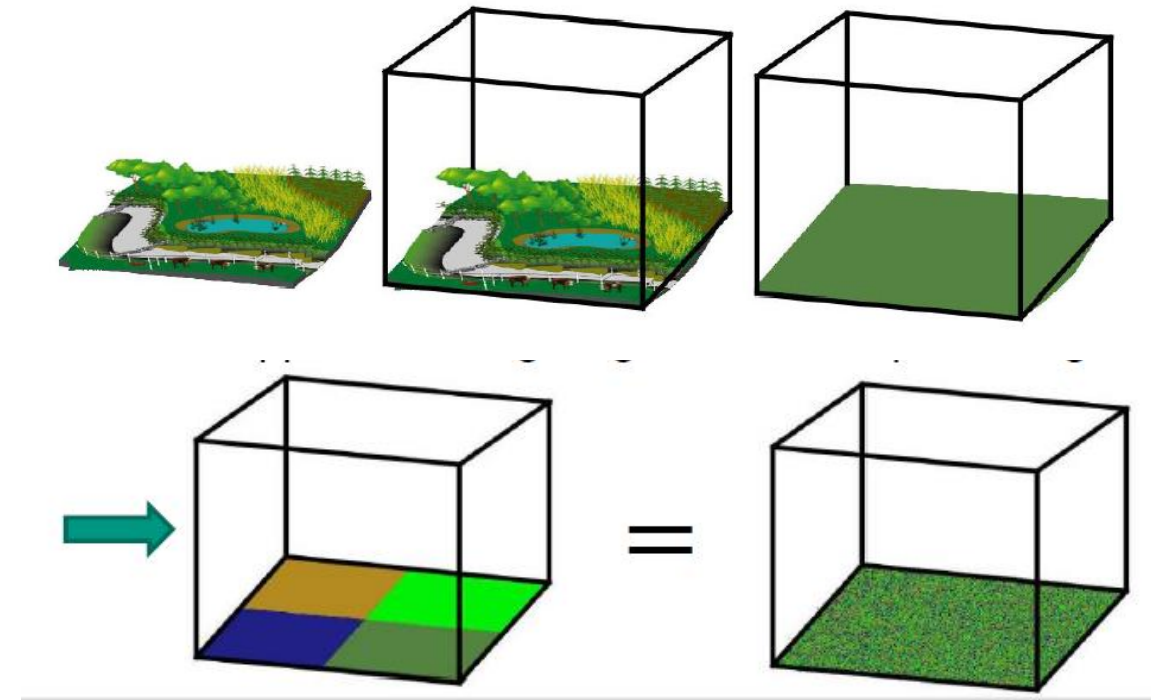


По результатам модели NEMO-LIM3 (Sterlin et al. 2023)

Неоднородная поверхность при моделировании

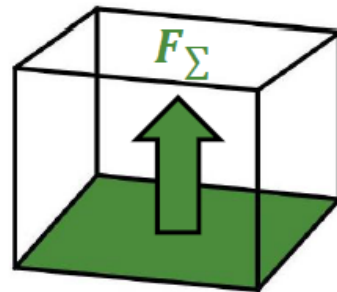
Метод решения проблемы – агрегирование потоков

Метод эффективных параметров (z_0 , C_D , свойства почвы и другие параметры осредняются внутри ячейки модели – см работы Pielke, Claussen и др., начало 1990-х)



$$F_{\Sigma} = \sum_i v_i F_i$$

weighting factors



Классический мозаичный метод (mosaic, tile approach) : коэффициенты обмена рассчитываются для каждого типа, потоки с разных типов суммируются с площадными весами; для всех типов атмосферный форсинг считается одинаковым (Arola, 1999)

Нижний уровень модели должен быть выше уровня смешения (Claussen, 1995), но недостаточно высоко, чтобы теория М-О выполнялась

Ключевые проблемы и современные решения

(1) Зависимость коэффициентов от стратификации

- Вводится **функция устойчивости** (теория подобия Монины-Обухова):

$$C_D = \frac{\kappa^2}{[\ln(z/z_0) - \psi_M(z/L)]^2},$$

где L – масштаб Обухова, ψ_M – универсальная функция.

(2) Влияние волнения моря

- **Модель Чарнока** (Charnock, 1955): $z_0 \sim \frac{u_*^2}{g}$.
- **Параметризации с учётом возраста** волнения (ECMWF, COARE 3.5).

(3) Суша vs. Океан

- Над сушей учитывается **шероховатость подстилающей поверхности** (растительность, городская застройка).
- Над океаном – **брызги, пена, солёность** (Andreas et al., 2015).

Современные подходы (с 2000-х)

- Учет состояния поверхности (волнения океана, пены и брызг, сезонного изменения растительности).
- Машинное обучение для уточнения коэффициентов.
- Гибридные модели, сочетающие bulk-методы и LES (Large Eddy Simulation).

Основные выводы:

Наибольшие ошибки при расчетах потоков наблюдаются при сильных, слабых ветрах и при экстремальных значениях стратификации, в прибрежных районах.

На больших пространственных и временных масштабах осреднений современные балковые алгоритмы адекватно представляют процессы турбулентного взаимодействия атмосферы и океана.

При расчета потоков необходимо выбирать модель в зависимости от конкретных условий. Но при этом надо учитывать неопределенность определения коэффициентов обмена.

Джордж Бокс: «По сути, все модели ошибочны, но некоторые из них полезны».

Методы машинного обучения имеют хорошую перспективу для дальнейшего использования.

СПАСИБО ЗА ВНИМАНИЕ!

