



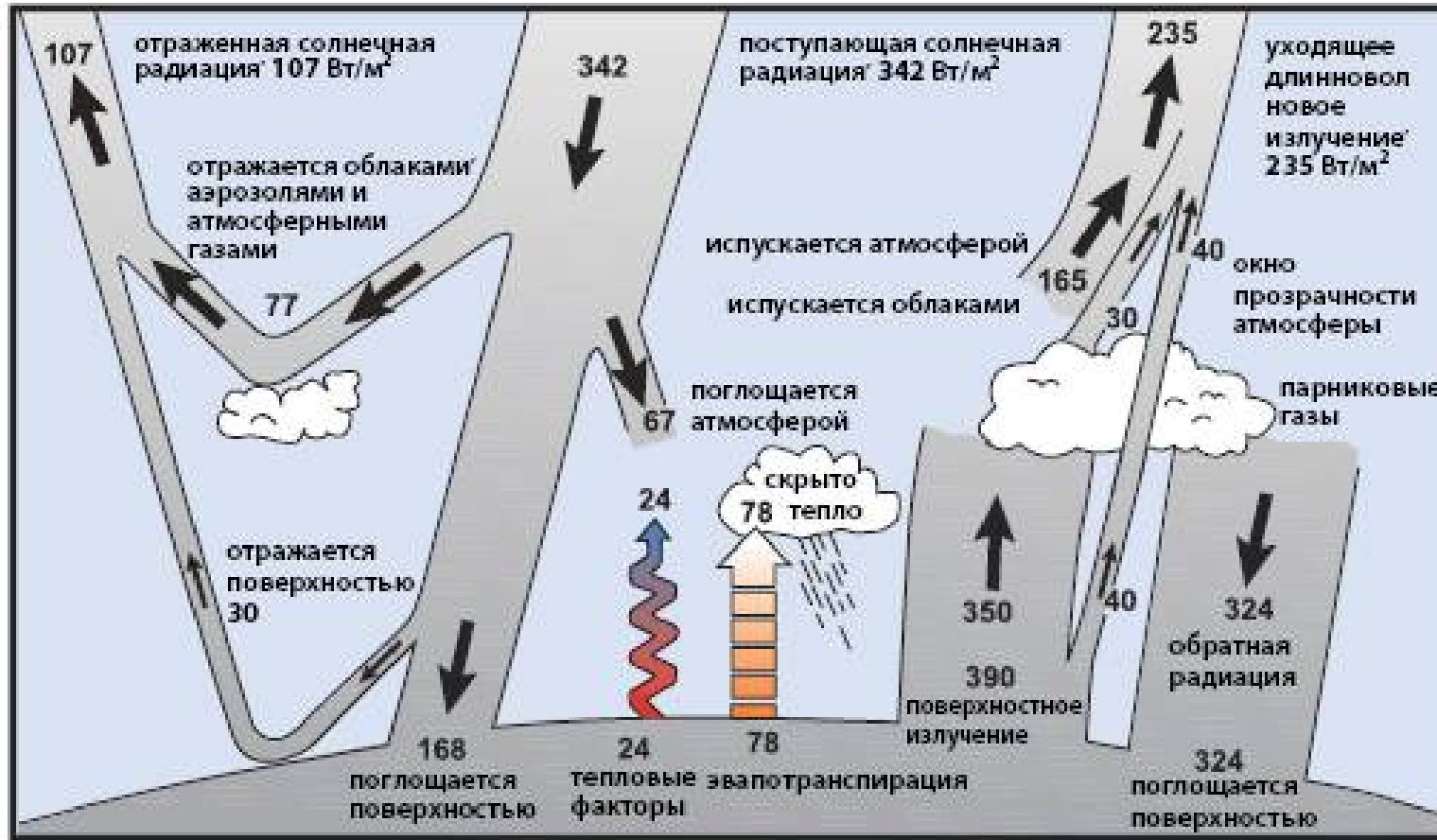
Спутниковые методы определения параметра шероховатости поверхности и турбулентных ПОТОКОВ

И.А. Репина

Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН



Энергетический баланс Земли



Количество тепла и света, приходящее на единицу поверхности.

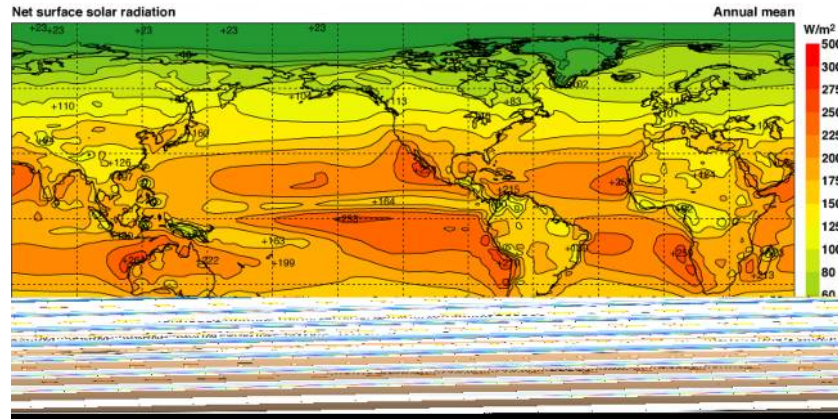


$$H = \underset{100}{SW\downarrow} - \underset{65}{LW\uparrow} - \underset{8}{Qh\uparrow} - \underset{27}{Qe\uparrow}$$

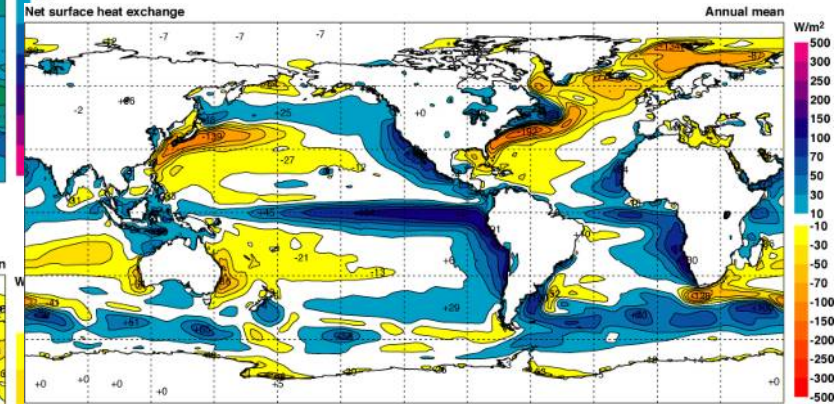
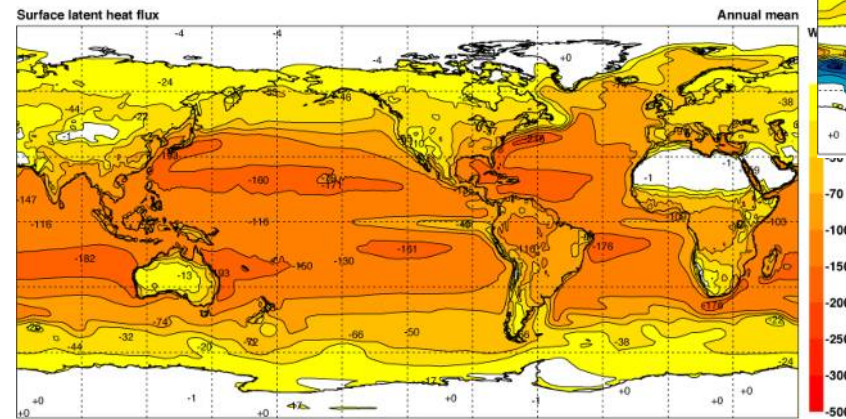
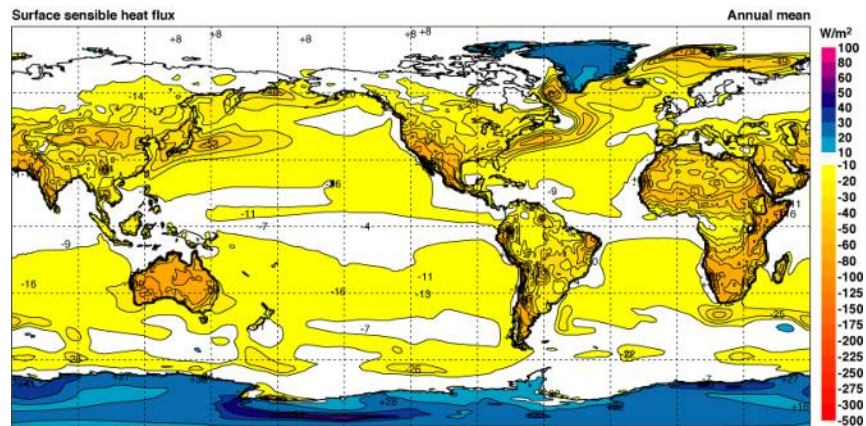
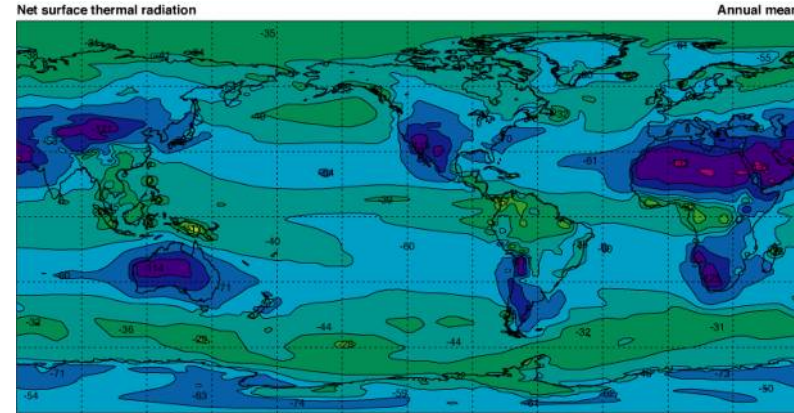
Trenberth et al. (2009)

Климатология взаимодействия атмосферы и океана

Коротковолновая радиация



Длинноволновая радиация



Суммарный поток тепла

Явное тепло

Скрытое тепло

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:

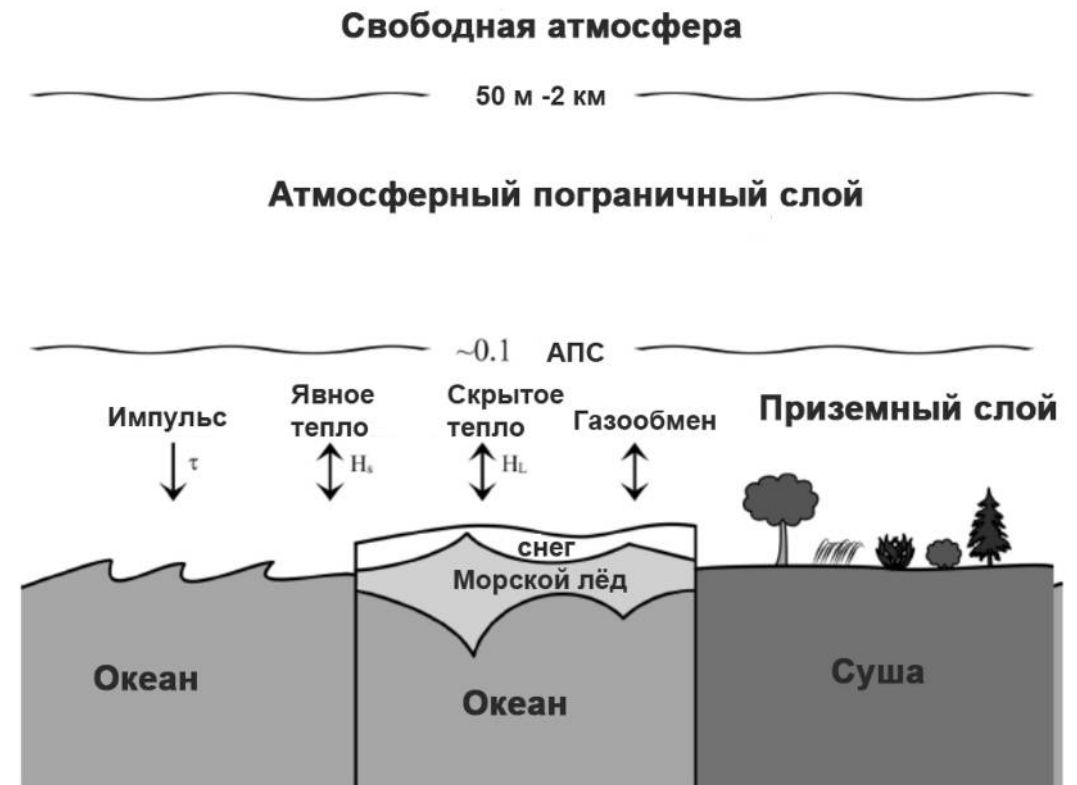
Без корректного учета турбулентных потоков невозможно правильно рассчитать эволюцию температуры, влажности и ветра.

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.



Теория Прандтля для нестратифицированного пристеночного слоя

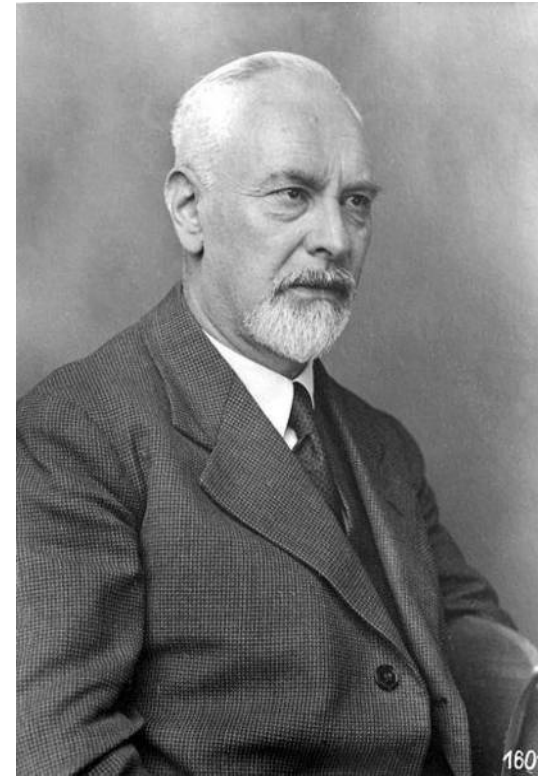
- Для градиента скорости течения любой турбулентной жидкости вблизи стенки влияющими параметрами являются:
- значение касательного напряжения в пристеночном слое τ ,
- плотность жидкости ρ ,
- расстояние до стенки z

$$F(\tau, \rho, \frac{du}{dz}, z) = 0$$

$$\tau = \rho l^2 \left(\frac{du}{dz} \right)^2 \quad \text{Из теории размерности}$$

$l = Kz$ - Масштаб турбулентности или длина пути перемешивания

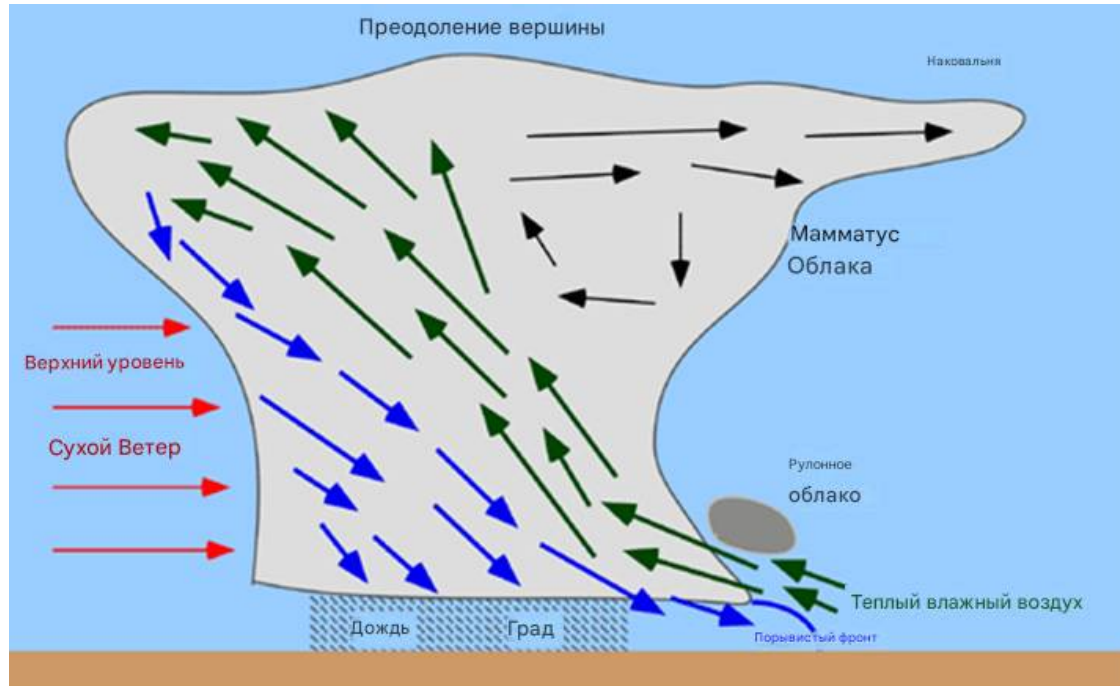
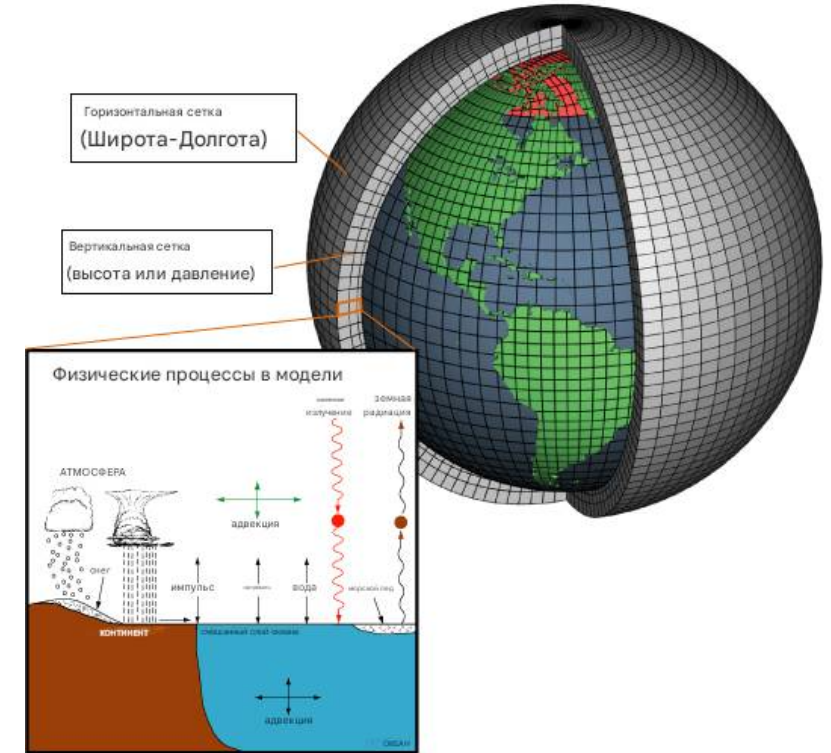
K - Постоянная фон Кармана



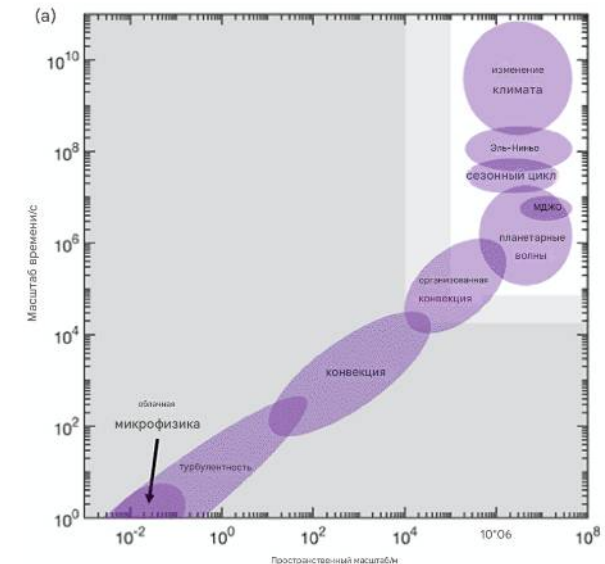
(Prandtl, 1933)

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

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).

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).

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

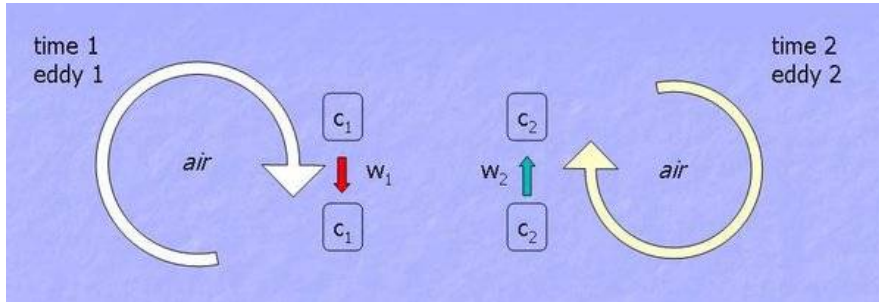
- Комбинация LES (Large Eddy Simulation) и параметризаций для областей с разрешением 100 м – 1 км.

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

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

Методы определения потоков

1. Метод турбулентных пульсаций (Eddy Covariance)



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

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

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

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

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

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

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

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. Потокowo-градиентный метод

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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



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

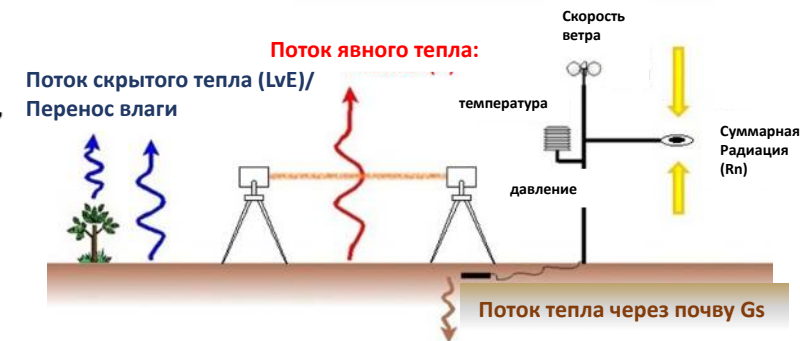
3. Метод теплового баланса

$$R_n = G + H + LE$$

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



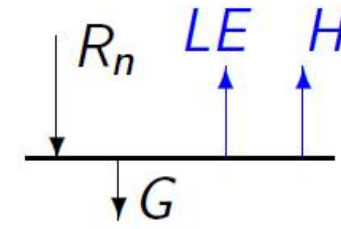
Энергетический баланс:
Поток скрытого тепла: $LvE = R_n - H - G_{\text{soil}}$



Проблема незамыкания теплового баланса

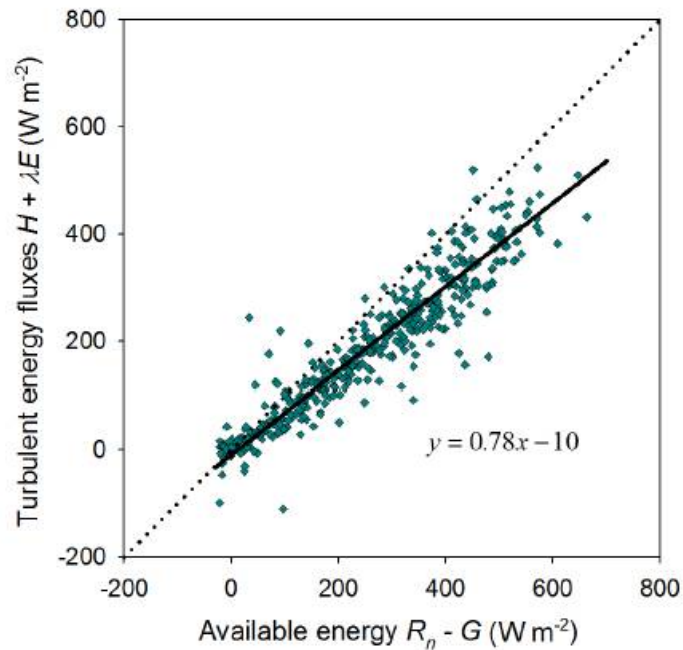
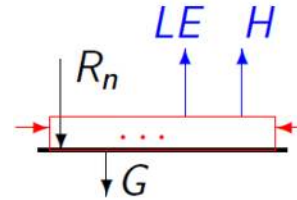
Баланс энергии на поверхности:

$$R_n - G = LE + H$$



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

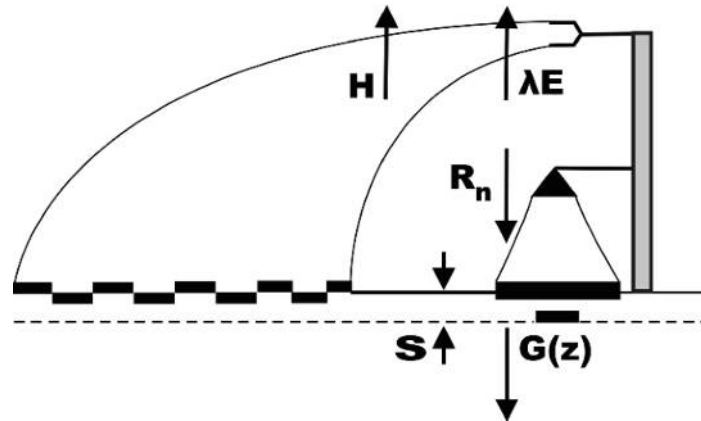
Процессы фотосинтеза

Потенциальная энергия воды

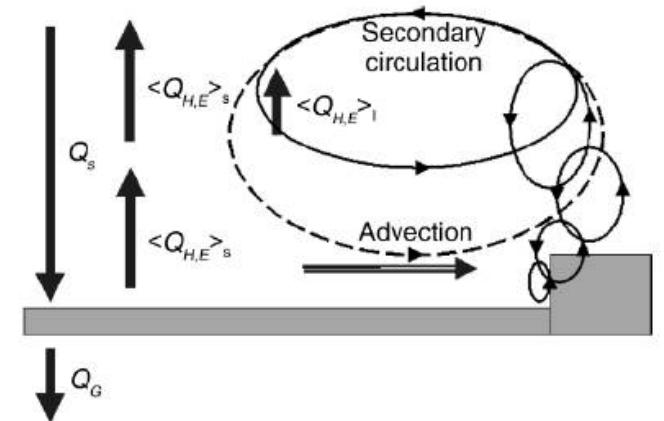
Мезомасштабные движения/вторичные циркуляции

Дивергенция горизонтального потока

Вертикальная/горизонтальная адвекция



Foken 2008, Panin, 1998



Расчет потоков над неоднородным ландшафтом

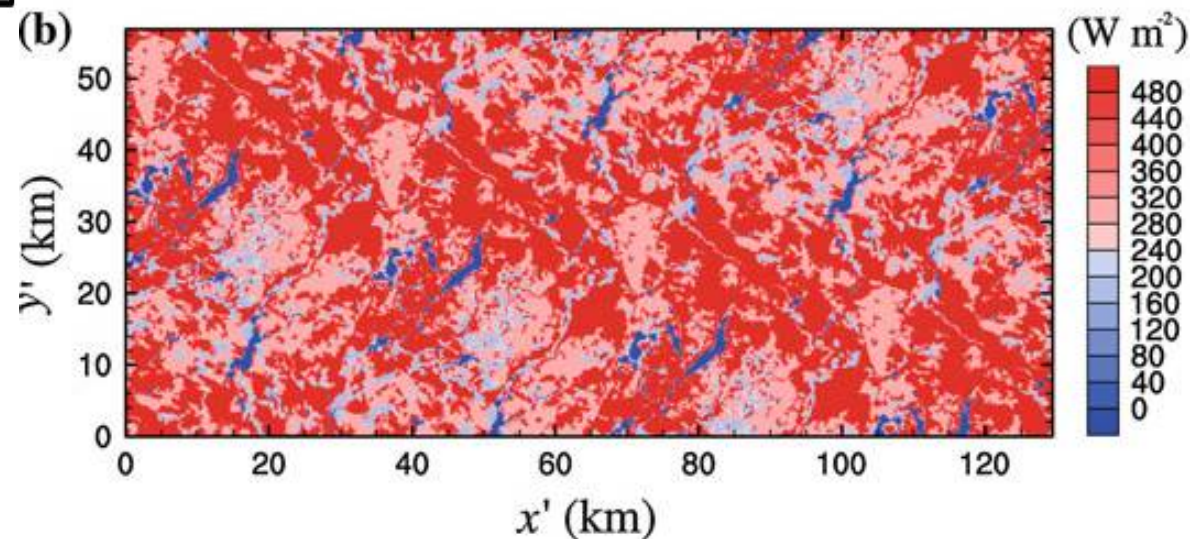
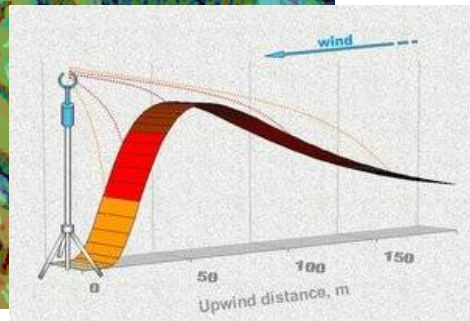
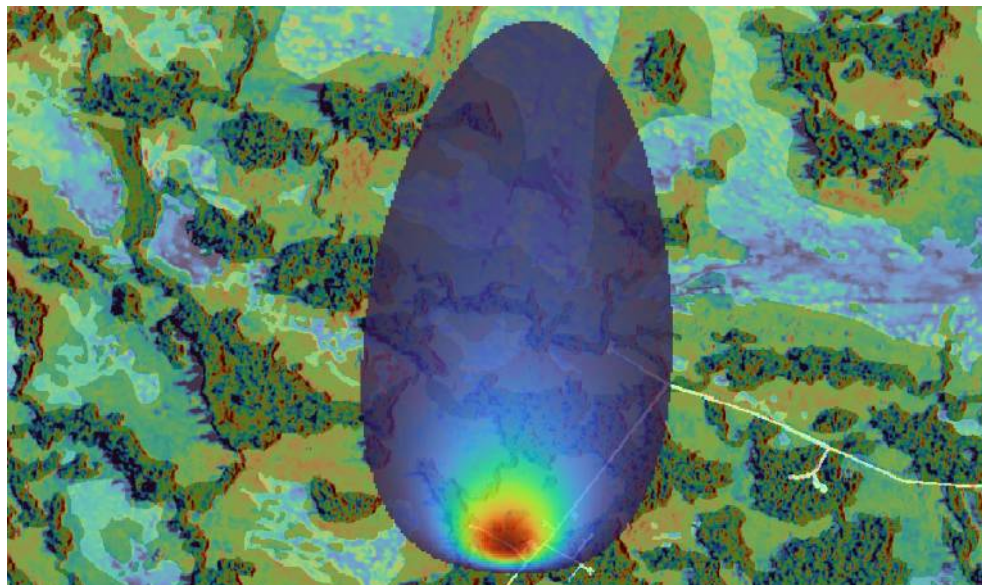
Разбивка поверхности
на микроландшафты

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): $\frac{\partial \phi}{\partial z} = -K$ 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

(K-теория)

Принцип:

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

$$F_{diff} + F_{MF}$$

$$F =$$

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 (балк формулы) – это эмпирические или полуэмпирические методы расчета потоков тепла, влаги и импульса между поверхностью Земли (океаном, сушей) и атмосферой.

Основополагающие работы по теории турбулентности

$$\tau = \rho \left(\frac{du}{dz} \right)^2$$

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

• **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.

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.

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

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

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

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

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

Не учитывались стратификация атмосферы и шероховатость поверхности.

Зависимость C_D от скорости ветра и шероховатости

- $C_D \approx 1.1 \times 10^{-3}$ 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)

$$C_D = \frac{\tau_{ub}}{\rho_a U_b^2} = \frac{u_*^2}{U_b^2}$$

$$C_H = \frac{\overline{wT}}{u_* (T_b - T_a)}$$

$$C_E = \frac{\overline{wq}}{u_* (q_b - q_a)}$$

Параметризации зависимости коэффициента сопротивления от скорости ветра над морской поверхностью

- Garratt, 1977

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

- Large, Pond, 1981

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

- Taylor, Yelland, 2003

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

Kruegermeyer (1976)

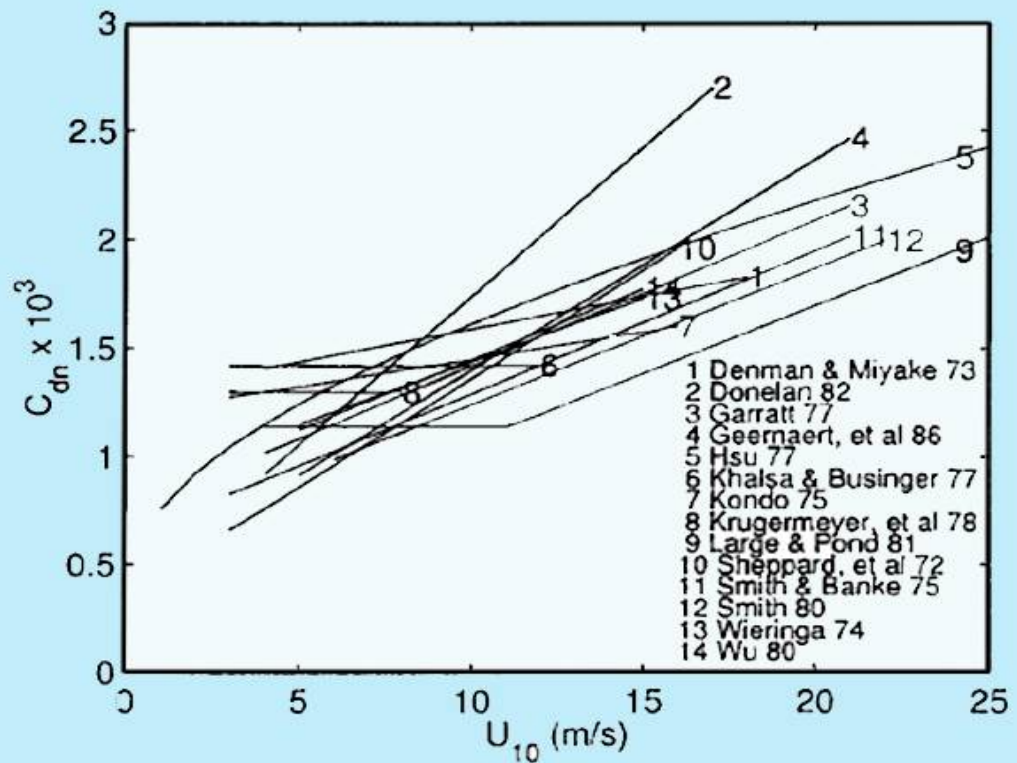
$$C_D = 1.34(1 - 0.331 Ri), \quad Ri = 3.55 \frac{(\theta_{10} - SST)}{u_{10}^2}, \quad C_H = 1.42(1 - 0.455 Ri), \quad C_E = 1.20(1 - 0.394 Ri)$$

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

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

Garratt (1977) + Garratt and Hyson (1975)

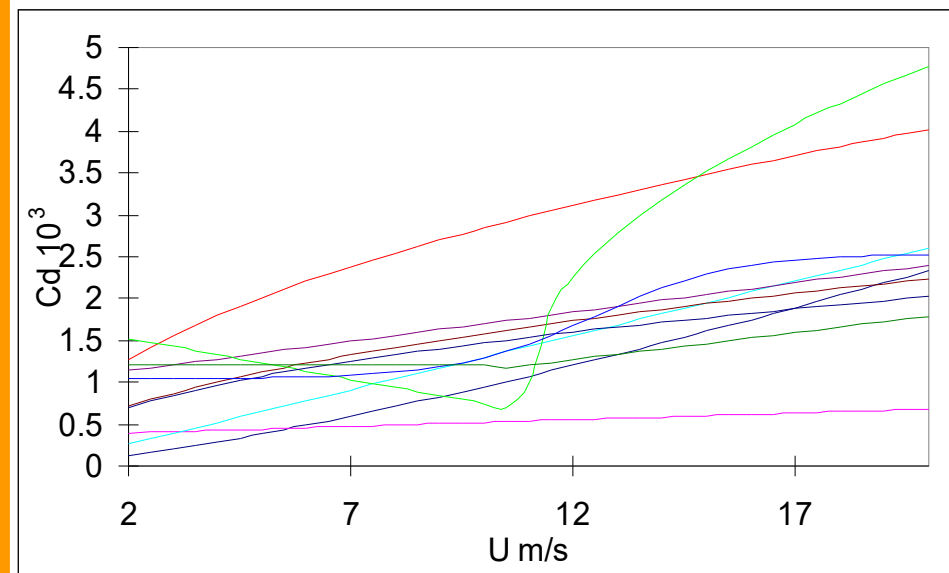
$$\alpha = 0.0144, \quad C_H = 1.2 \times 10^{-3}, \quad C_E = 1.6 \times 10^{-3}$$



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

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

$$C_D = \left(\frac{u_*}{u_z} \right)^2$$



Определение коэффициентов обмена в аэродинамических балк-формулах:

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

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

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

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

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

Из выводов теории подобия:

$$\frac{C_D}{K} = \frac{C_H}{K} = \frac{C_E}{K} = \frac{C_D}{K} = \frac{C_H}{K} = \frac{C_E}{K}$$

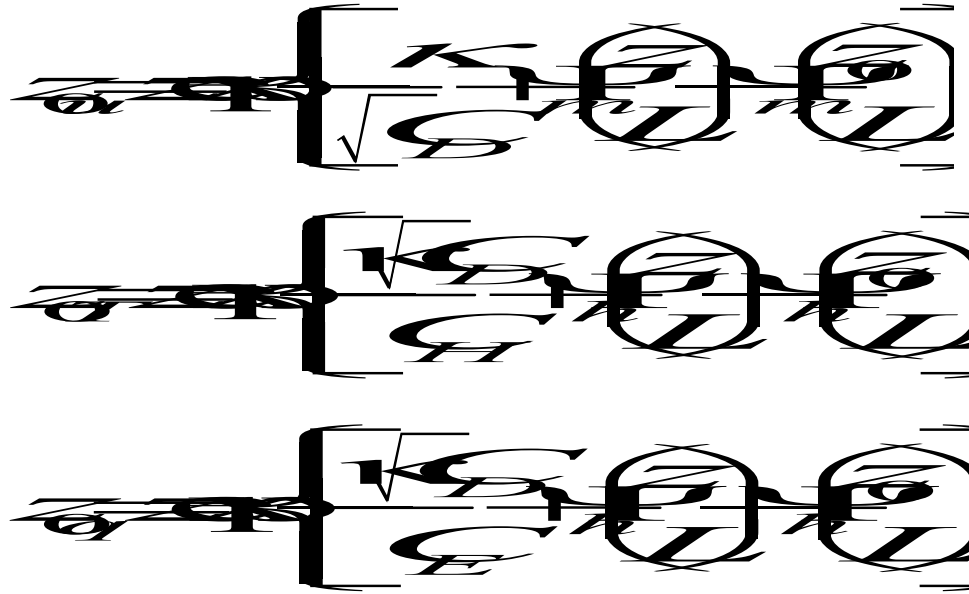
$$\frac{C_D}{K} = \frac{C_H}{K} = \frac{C_E}{K} = \frac{C_D}{K} = \frac{C_H}{K} = \frac{C_E}{K}$$

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

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

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

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



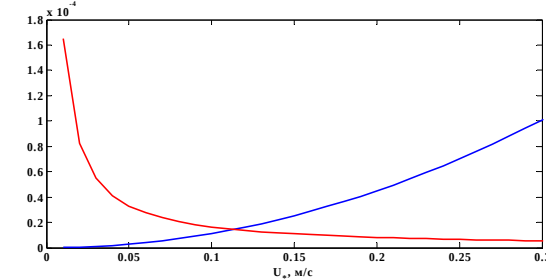
Параметр динамической шероховатости:

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

В случае динамических поверхностей:

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

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_o , 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:**

•

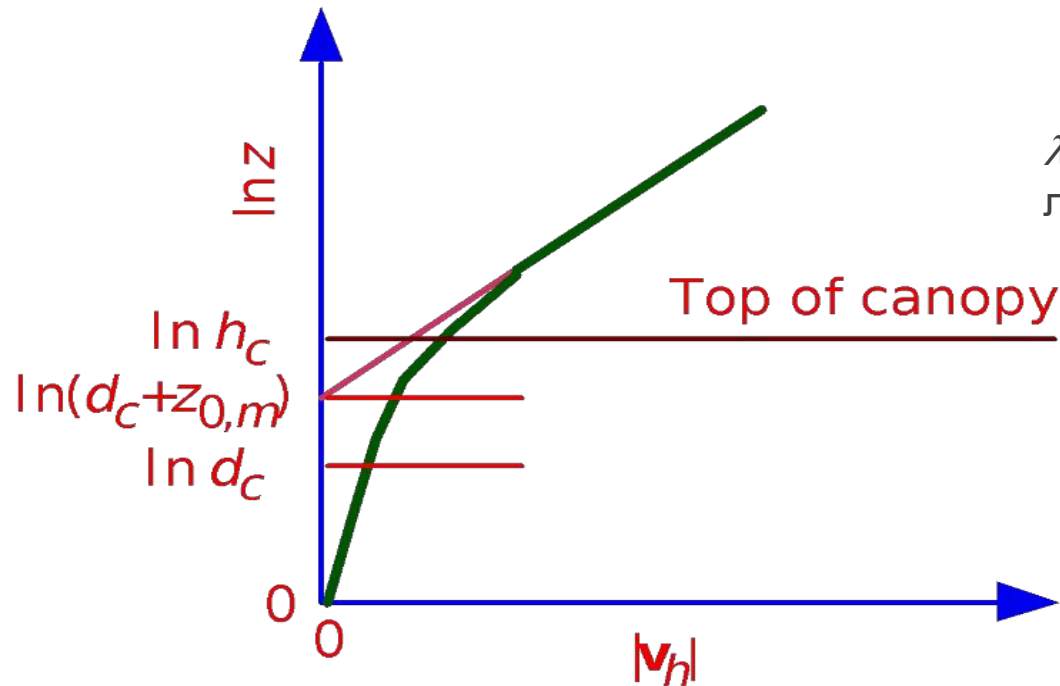
$d \approx 0.6 - 0.8 \times h$, где h — средняя высота препятствий.

- 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).

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

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

$$z_{0h} = z \exp\left(-\frac{\kappa \sqrt{C_{Dn}}}{C_{Hn}}\right)$$
$$z_{0h} = \frac{z_0}{\exp(kB^{-1})}$$

- 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:** $kB^{-1} \approx 5-20 \rightarrow z_{0h} \sim 0.001-0.1z_0$.

- Для растительности: kB^{-1} зависит от индекса листовой площади (LAI) и типа растений.
- Для городов: Учитывается анизотропия застройки (Chen et al. 201

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

Современные методы оценки

1.Экспериментальные:

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

2.Дистанционное зондирование:

Спутниковые данные (MODIS) + машинное обучение.

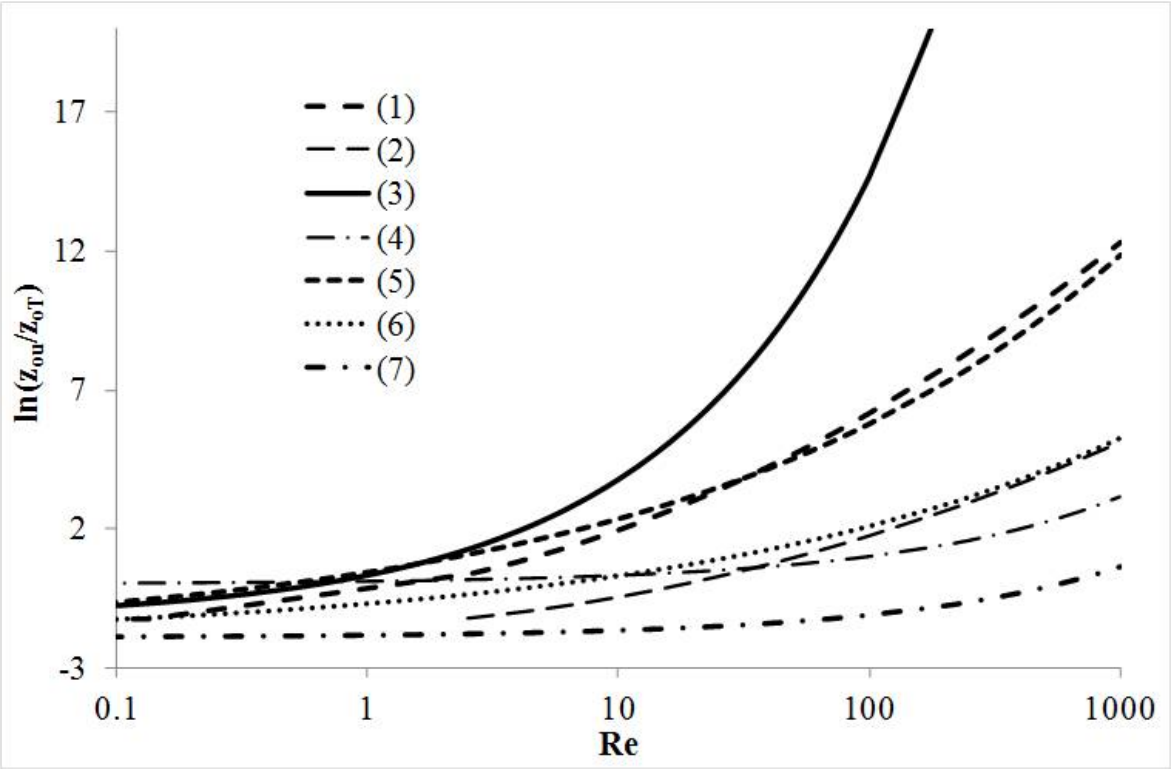
3.Теория подобия:

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

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

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

Термическая шероховатость z_{0h} :



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

$$n = 1; 0.5; 0.25$$

$$\operatorname{Re}_* = \frac{u_* \cdot z_0}{\nu}$$

Число Рейнольдса для шероховатости поверхности

№	Формула	Тип поверхности
1	$\ln \left(\frac{z_{0u}}{z_{0T}} \right) = 1.5 \ln \left(\frac{z_{0u}}{z_{0T}} \right) + 1.5 \ln \left(\frac{z_{0u}}{z_{0T}} \right)$	Ровный заснеженный лёд. $\operatorname{Re} > 2.5$.
2	$\ln \left(\frac{z_{0u}}{z_{0T}} \right) = 1.5 \ln \left(\frac{z_{0u}}{z_{0T}} \right) + 1.5 \ln \left(\frac{z_{0u}}{z_{0T}} \right)$	Всторошенный лёд $\operatorname{Re} > 2.5$.
3	$\ln \left(\frac{z_{0u}}{z_{0T}} \right) = 1.5 \ln \left(\frac{z_{0u}}{z_{0T}} \right) + 1.5 \ln \left(\frac{z_{0u}}{z_{0T}} \right)$	Морская поверхность.
4	$\ln \left(\frac{z_{0u}}{z_{0T}} \right) = 1.5 \ln \left(\frac{z_{0u}}{z_{0T}} \right) + 1.5 \ln \left(\frac{z_{0u}}{z_{0T}} \right)$	Теоретические расчеты, ровная поверхность суши
5	$\ln \left(\frac{z_{0u}}{z_{0T}} \right) = 1.5 \ln \left(\frac{z_{0u}}{z_{0T}} \right) + 1.5 \ln \left(\frac{z_{0u}}{z_{0T}} \right)$	Невысокий растительный покров
6	$\ln \left(\frac{z_{0u}}{z_{0T}} \right) = 1.5 \ln \left(\frac{z_{0u}}{z_{0T}} \right) + 1.5 \ln \left(\frac{z_{0u}}{z_{0T}} \right)$	Городская застройка
7	$\ln \left(\frac{z_{0u}}{z_{0T}} \right) = 1.5 \ln \left(\frac{z_{0u}}{z_{0T}} \right) + 1.5 \ln \left(\frac{z_{0u}}{z_{0T}} \right)$	Травяной покров

Влияние стратификации

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

Потоки возрастают

- Устойчивые условия подавляют турбулентность.

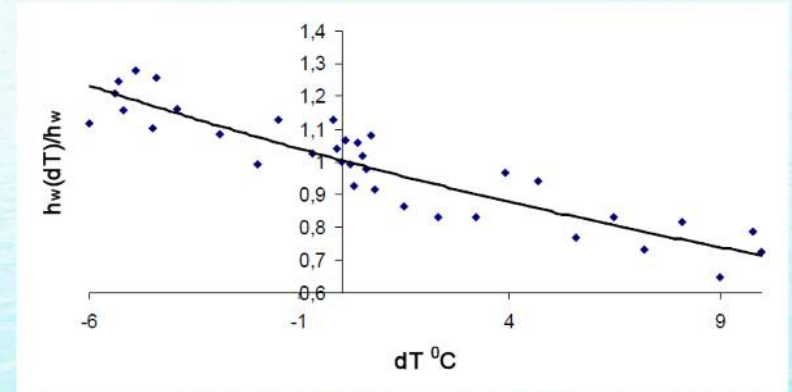
Потоки уменьшаются

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

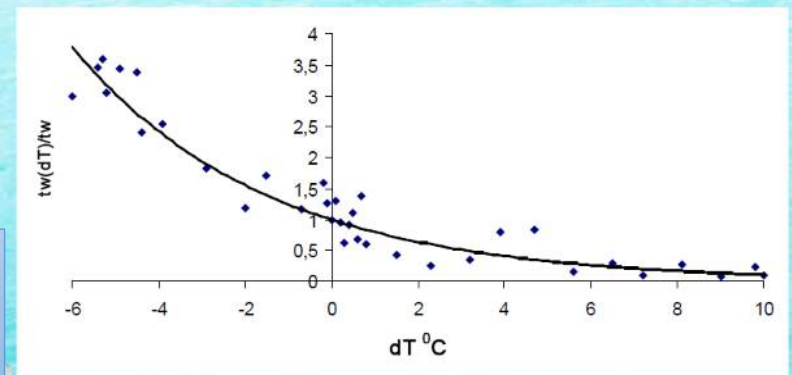
При неустойчивом состоянии атмосферы процесс развития ветровых волн ускоряется во времени и сокращается по разгону. При устойчивом состоянии – наоборот. Разница в предельных значениях разгона и времени весьма существенна.

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

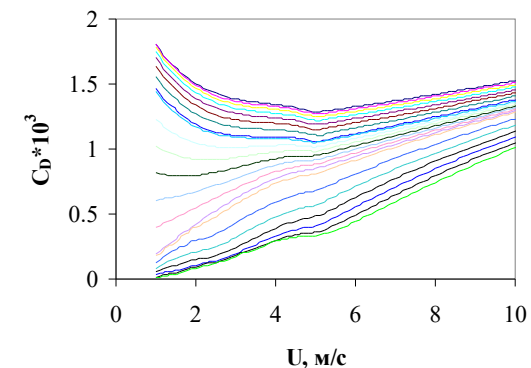
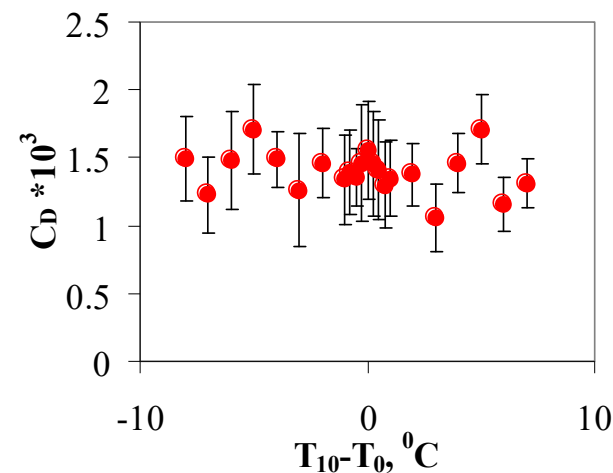
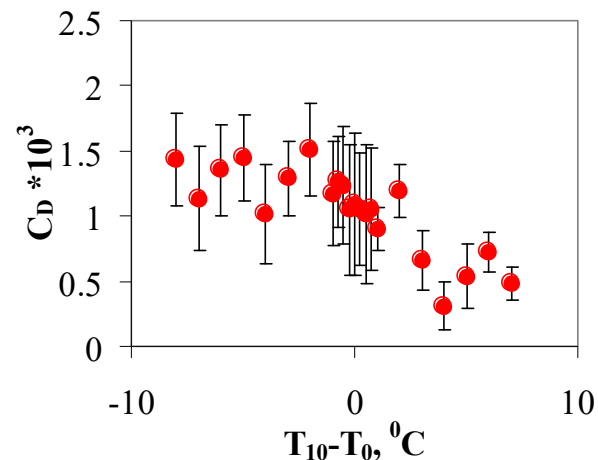
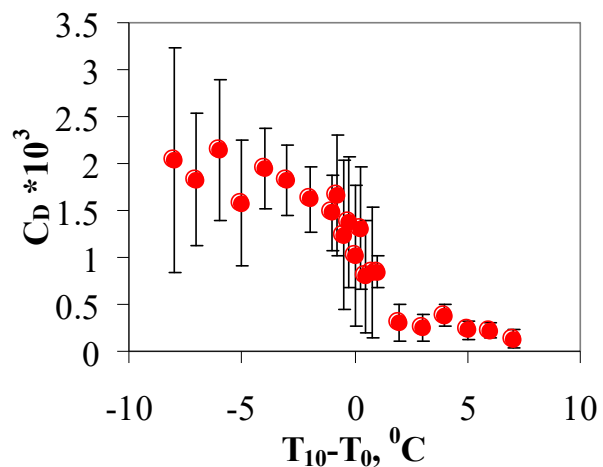
Зависимость высоты волн от разницы температур вода-воздух



Зависимость периода волн от разницы температур вода-воздух

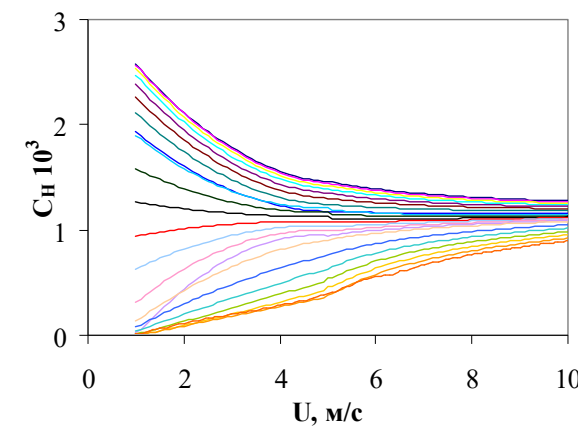
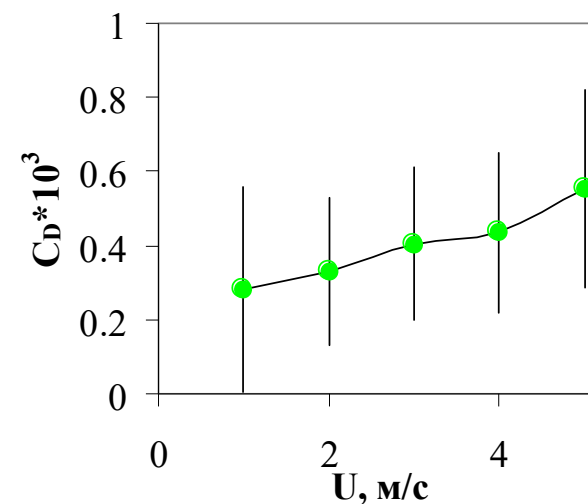
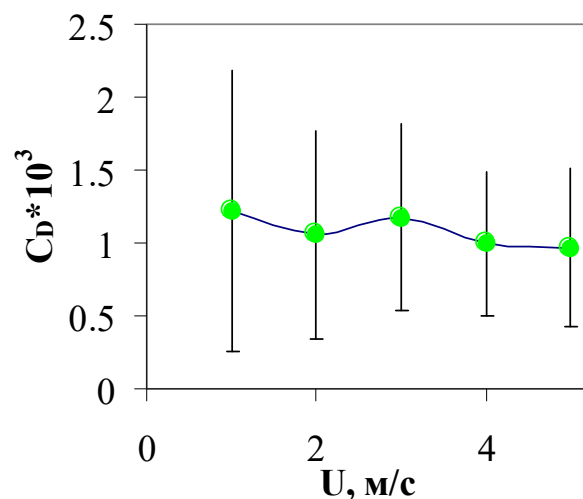
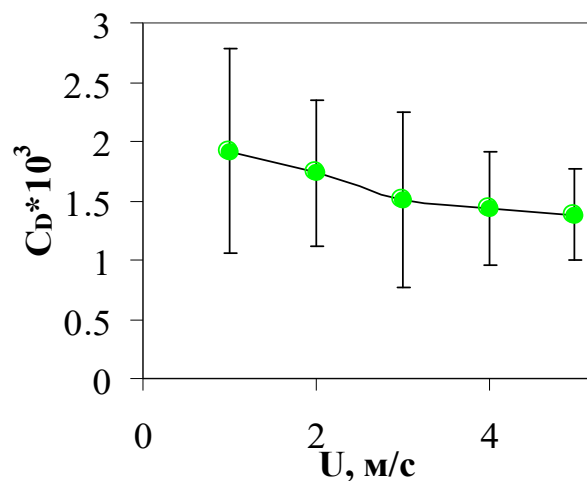


Зависимость коэффициента сопротивления от температурной стратификации, Repina et al, 2012



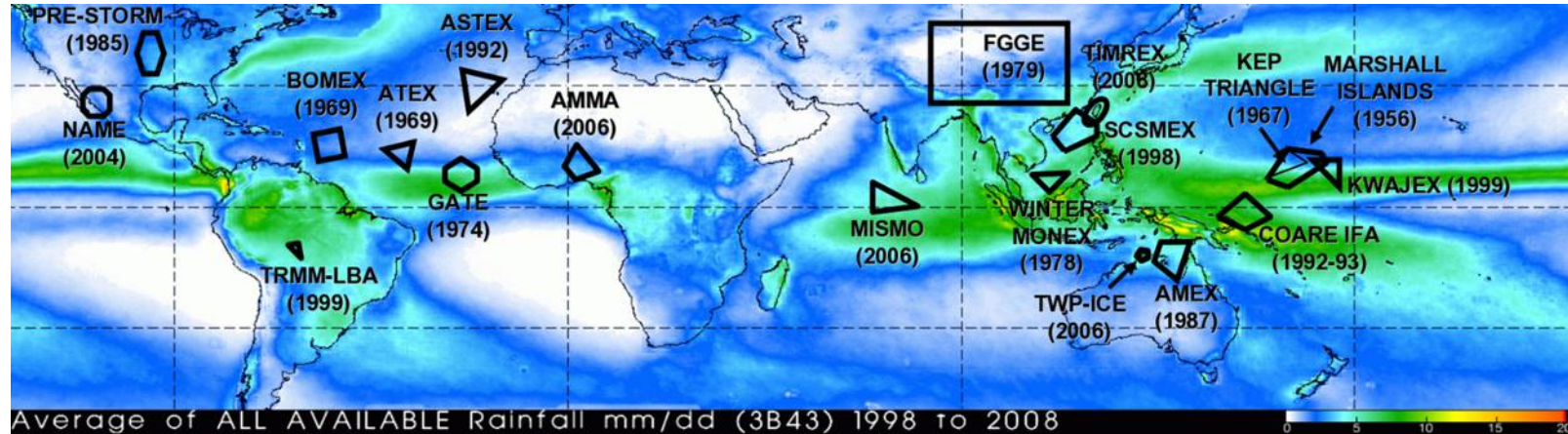
$$C_D = f(U, \Delta T)$$

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.

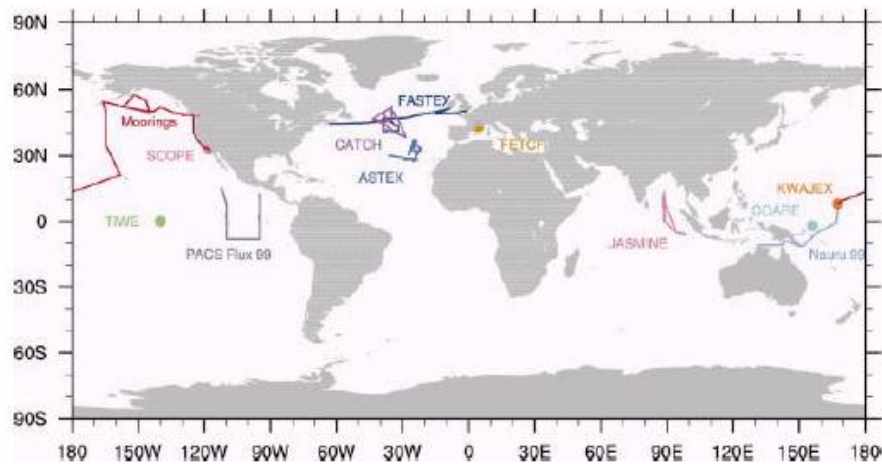
COARE-2.0 - август, 1994.

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^*) взаимосвязаны.

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

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

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

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

$$\frac{C_H}{C_D} = \frac{\left[\frac{1}{\kappa} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \right]^{-1} \left[\frac{1}{\kappa} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \right]^{-1}}{\left[\frac{1}{\kappa} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \right]^{-1} \left[\frac{1}{\kappa} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \right]^{-1}}$$

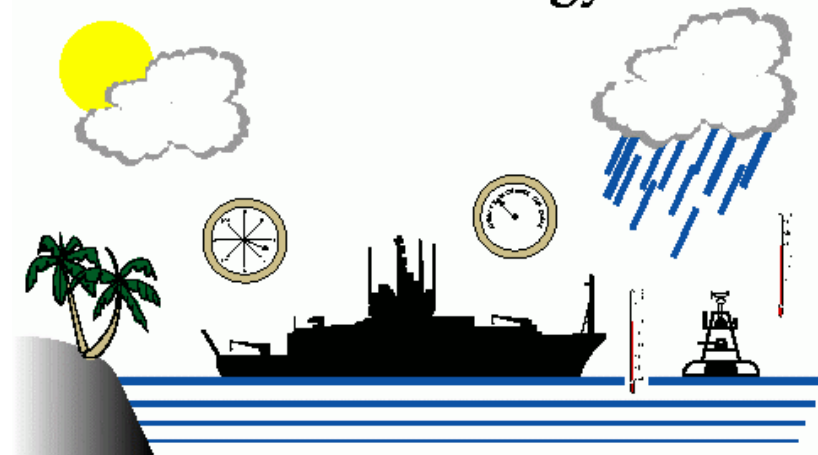
$$C_D = \frac{\kappa}{\left[\frac{1}{\kappa} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \right]^{-1} \left[\frac{1}{\kappa} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \right]^{-1}}$$

$$z_{0q} = z_{0t} = \min(1.15 \cdot 10^{-4}, 5.5 \cdot 10^{-5} R_p^{-0.6})$$

$$\frac{C_E}{C_D} = \frac{\left[\frac{1}{\kappa} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \right]^{-1} \left[\frac{1}{\kappa} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \right]^{-1}}{\left[\frac{1}{\kappa} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \right]^{-1} \left[\frac{1}{\kappa} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \right]^{-1}}$$

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

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 .

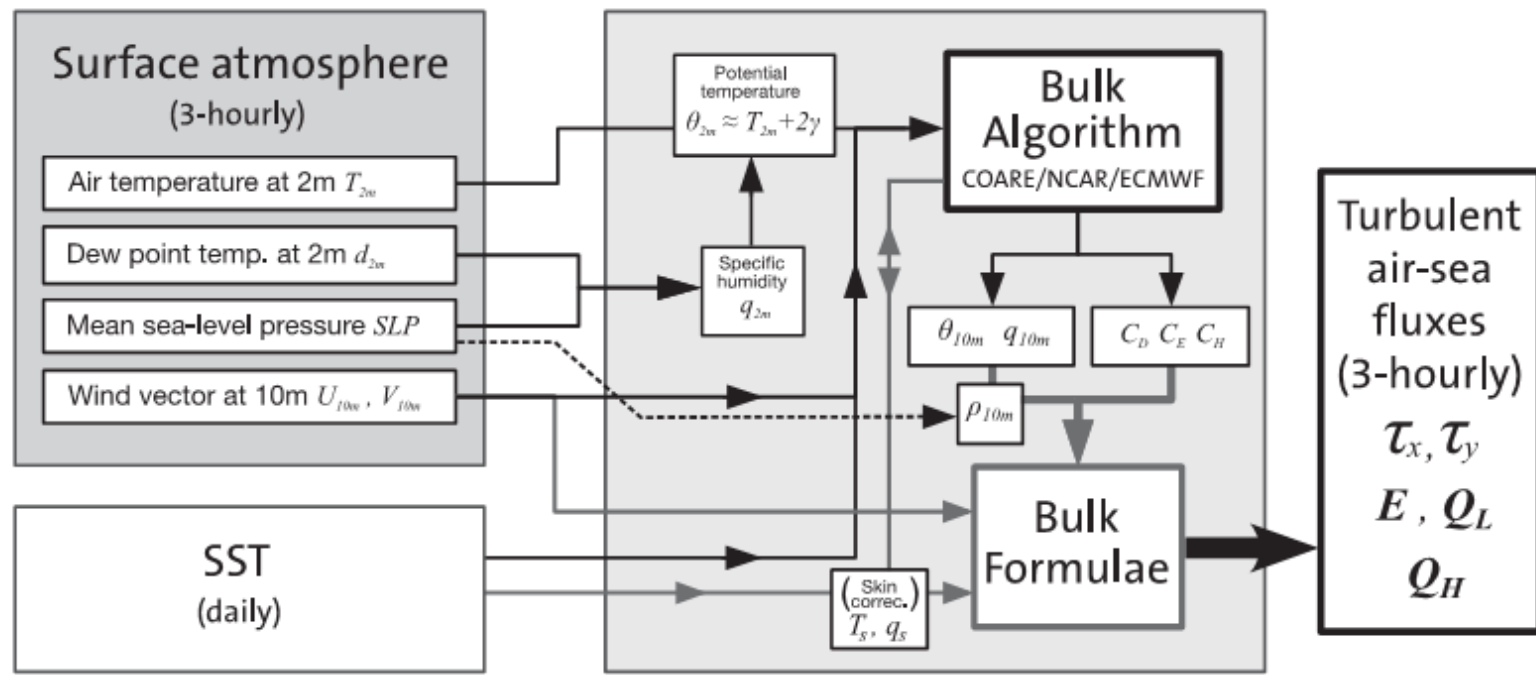
Ограничения

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

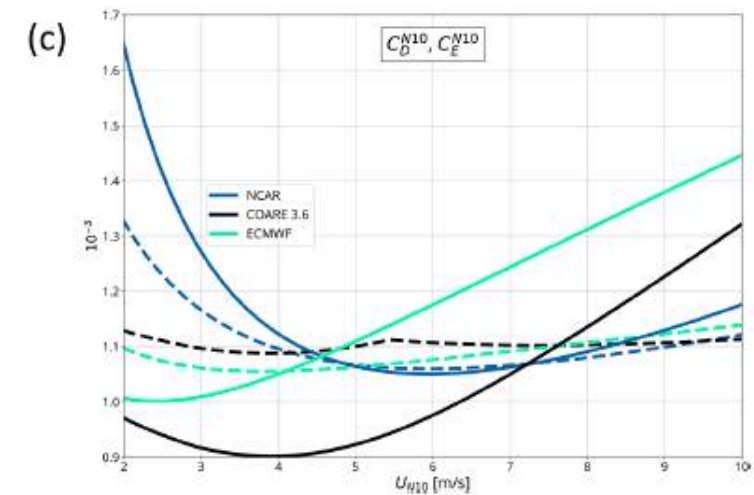
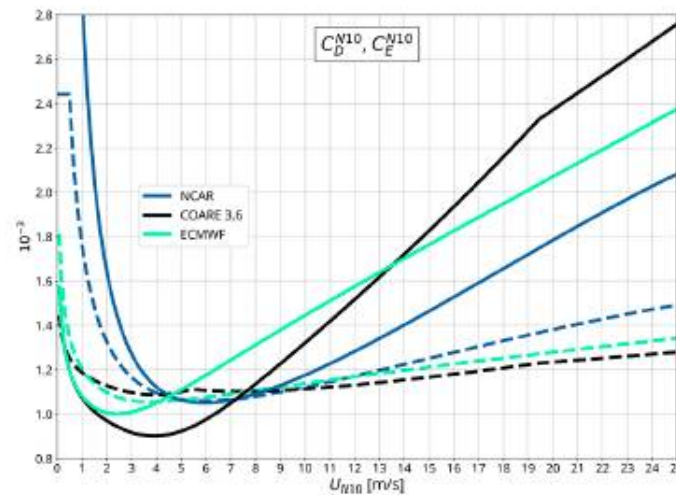


BRODEAU ET AL., 2017

Bonino et al., 2022

NCAR алгоритм - Large and Yeager (2009)

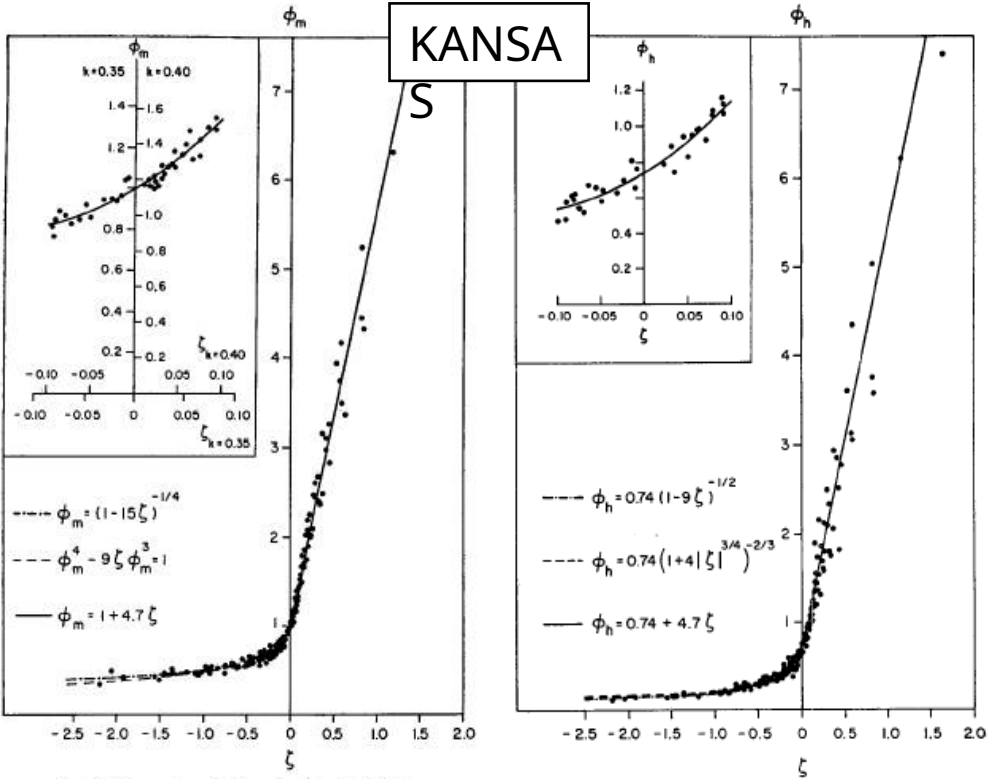
ECMWF алгоритм - ECMWF 2014,
Zeng and Beljaars 2005



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)

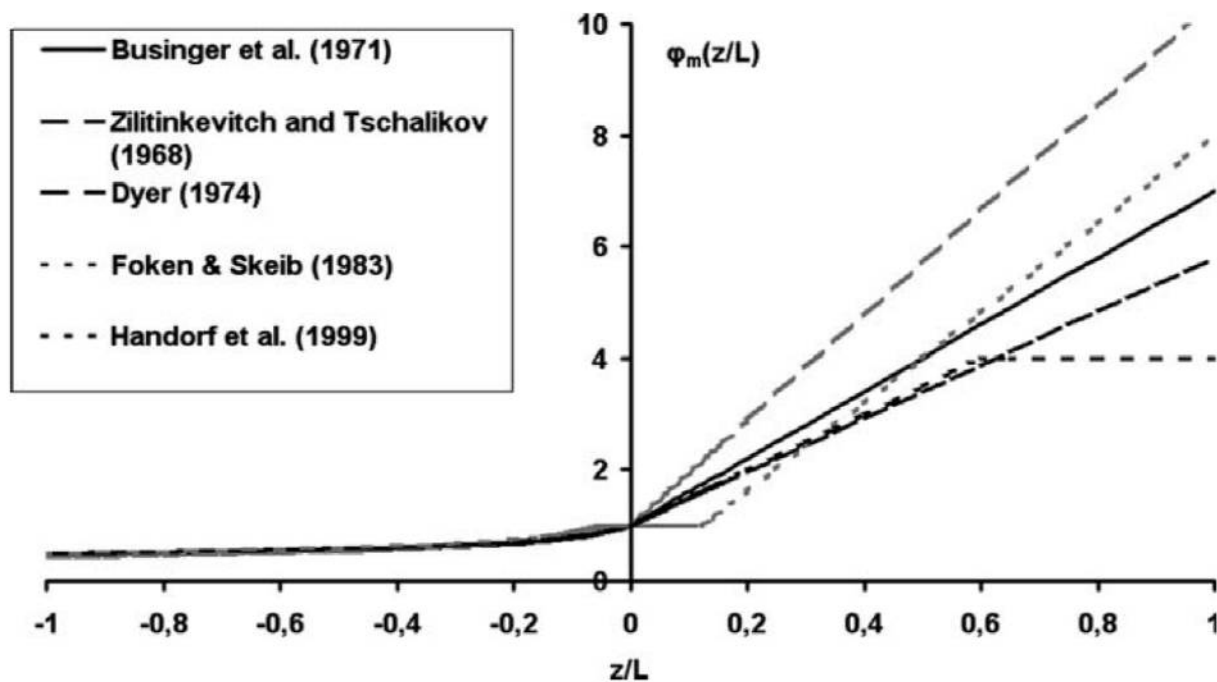
$$\varphi_m(z/L) = (1 - 19.3z/L)^{-1/4}, \quad -2 < z/L < 0,$$

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

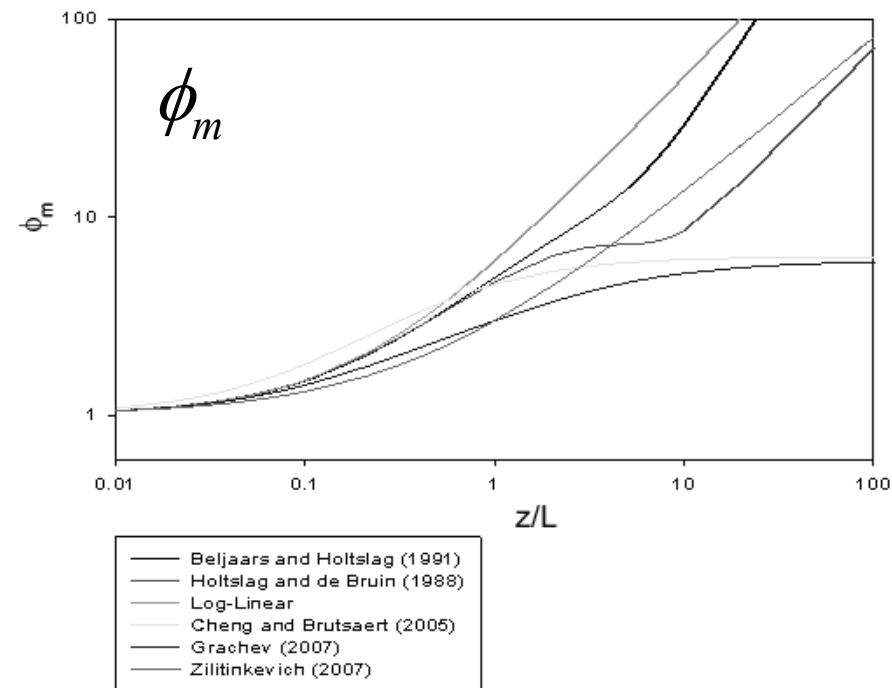
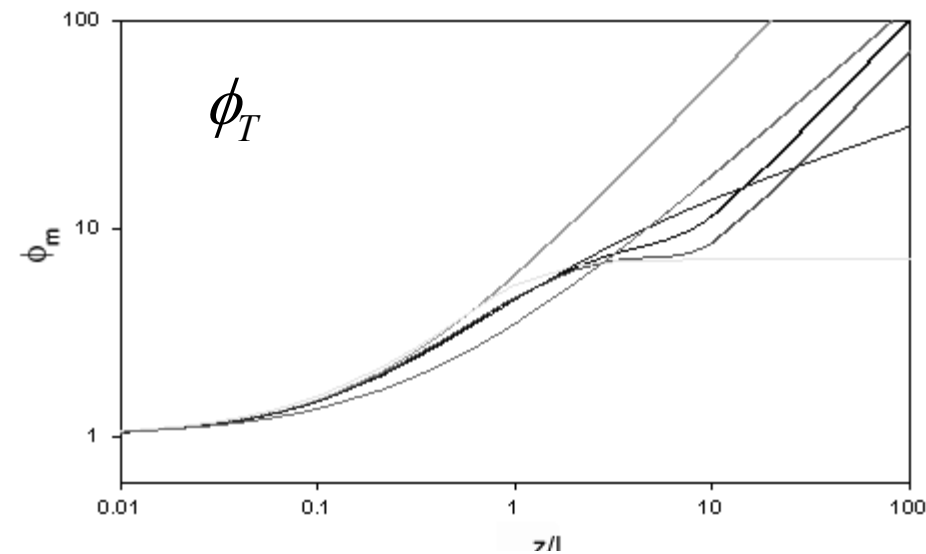
$$\varphi_H(z/L) = 0.95(1 - 11.6z/L)^{-1/2}, \quad -2 < z/L < 0,$$

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

Универсальные функции по данным различных авторов



Для устойчивой стратификации →

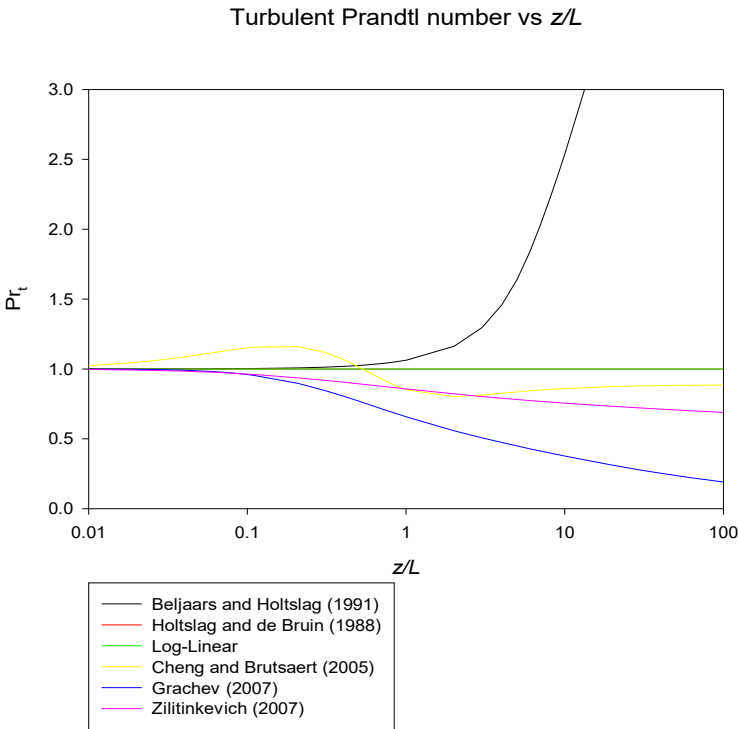


Постоянная Кармана по данным разных авторов

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



Определение параметра шероховатости по спутниковым данным

Модели обратного рассеяния

а) Модель малых возмущений (SPM — Small Perturbation Model)

- Применима для **слабых неровностей** ($s \ll \lambda$).
- Используется для гладких поверхностей (например, морской поверхности при слабом ветре).

б) Интегральное уравнение (IEM — Integral Equation Model)

- Универсальная модель для **разных типов шероховатости**.
- Учитывает s , l и **диэлектрическую проницаемость** поверхности.
- Используется в почвенных и геологических исследованиях.

в) Модель Брэгга и комбинированные подходы

- Для **периодических структур** (например, ряби на воде, сельскохозяйственных полей).

Эмпирические и полуэмпирические методы

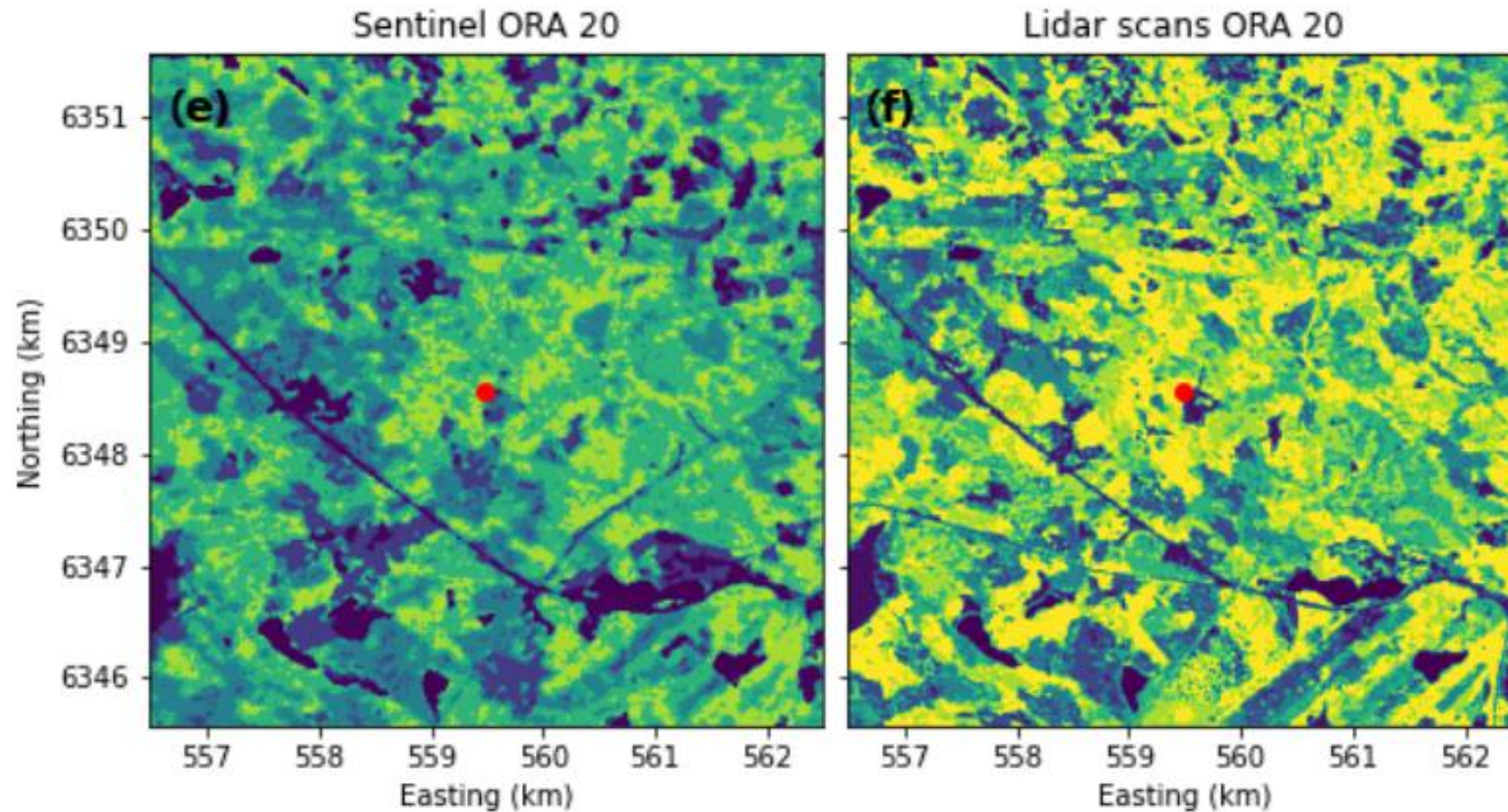
- **Линейные регрессии** между σ_0 и параметрами шероховатости (калибровка по наземным данным).
- **Нейросетевые алгоритмы** (машинное обучение для сложных поверхностей).

Поляриметрический анализ

- **Декомпозиция поляризационных данных** (например, метод Freeman-Durden, Yamaguchi).
- **Когерентность** (разность фаз между поляризациями помогает оценить неоднородности).

Параметр шероховатости по данным Sentinel

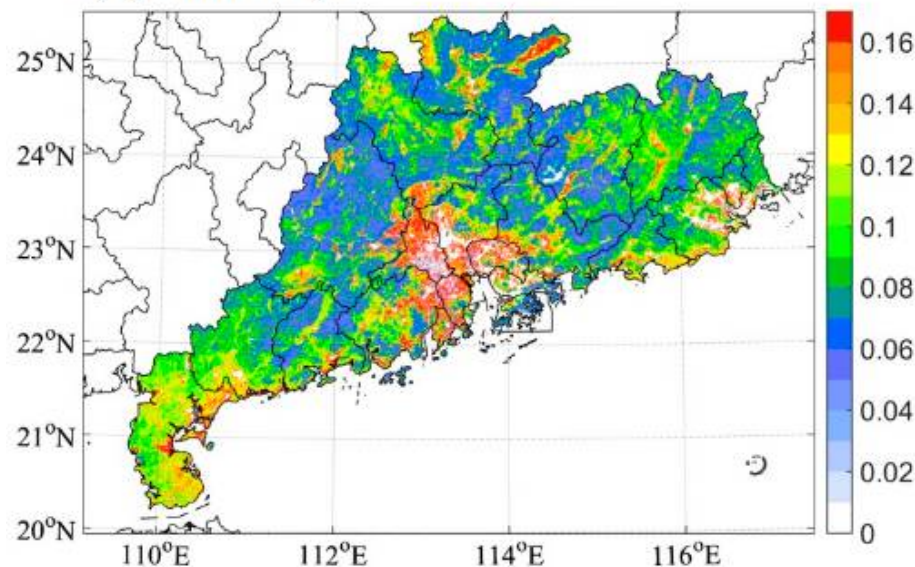
Floors et al., 2021



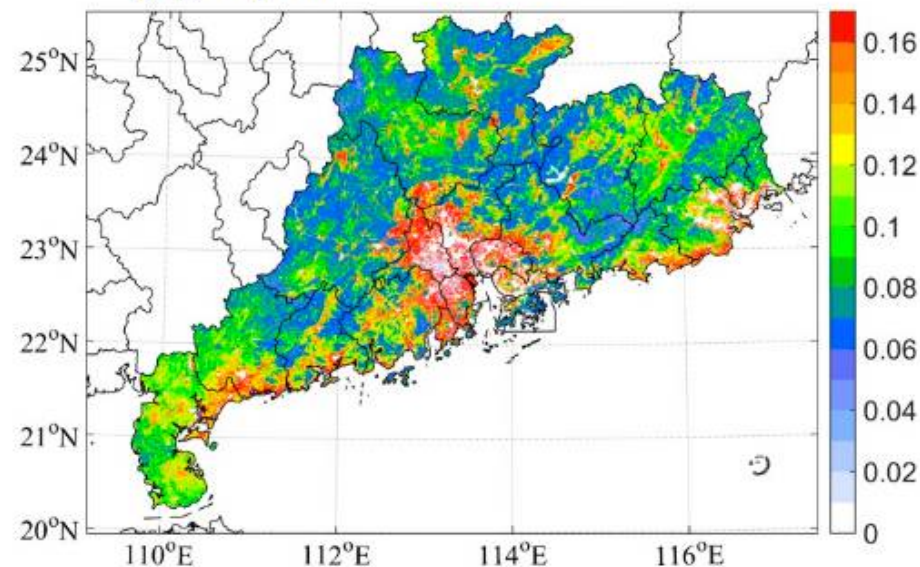
Сезонный ход параметра шероховатости

Liu et al., 2023

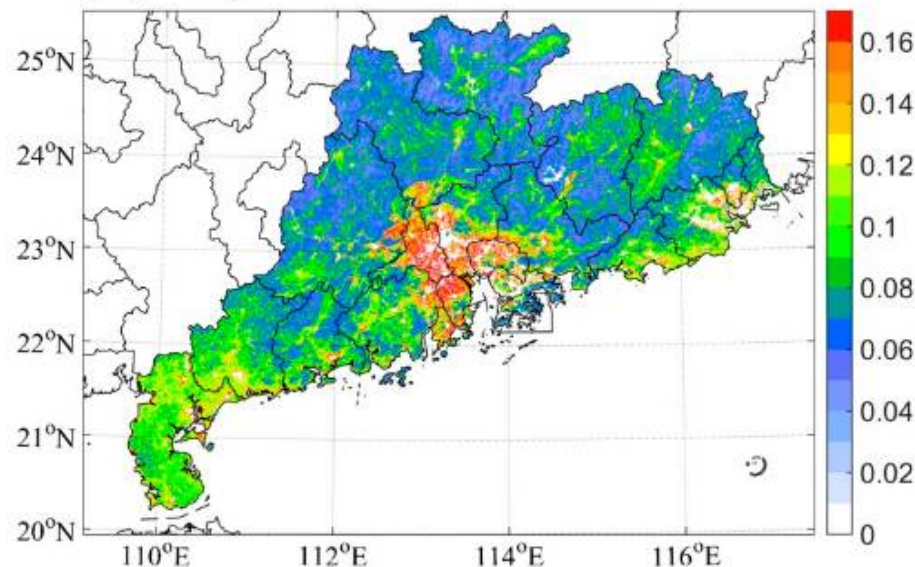
(a) January



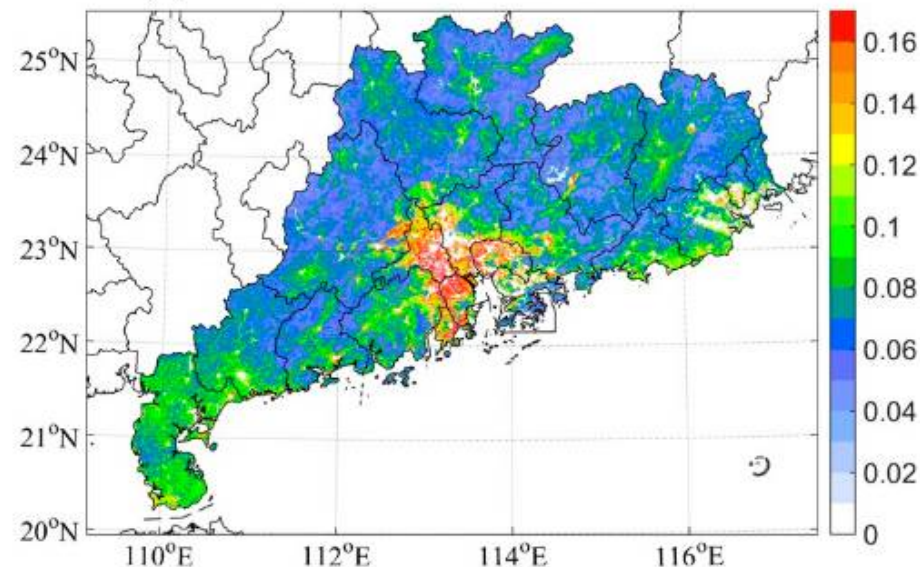
(b) April



(c) July



(d) October



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}

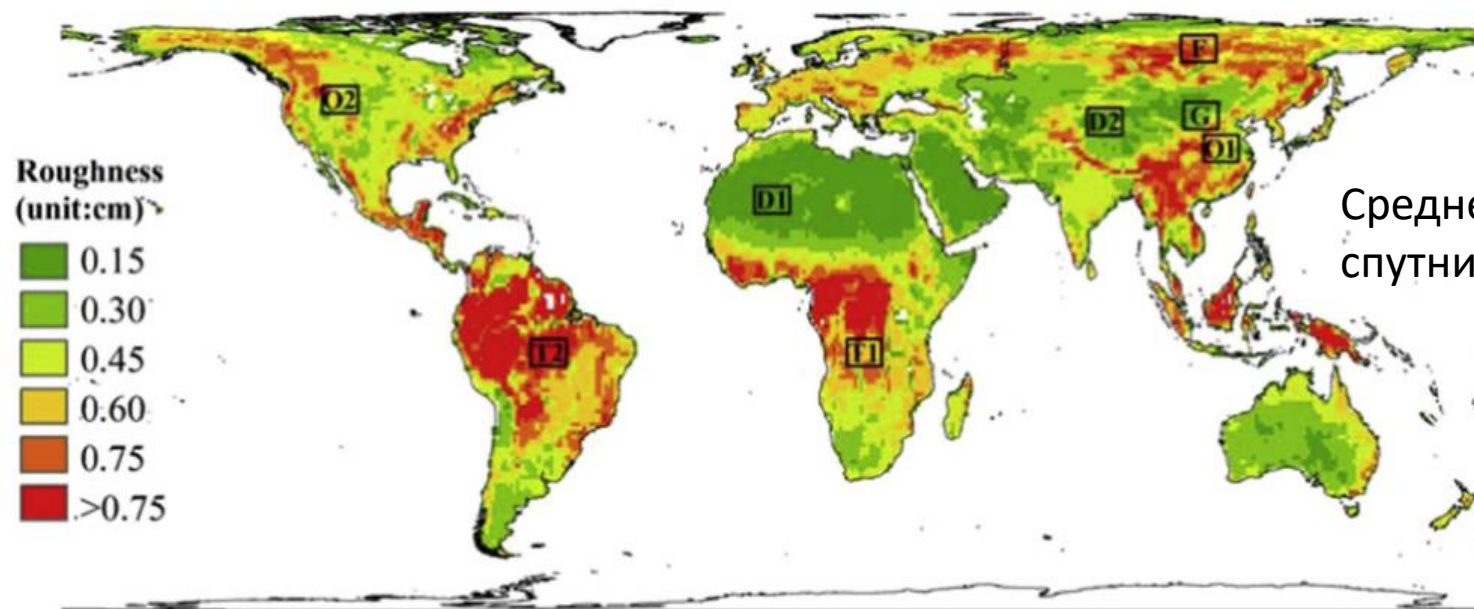
Южная Америка 26.6×10^{-3}

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)

Дистанционные методы определения потоков

1. с помощью СВЧ и ИК радиометров
2. спутниковых фотографий солнечных бликов,
3. самолетных лазеров
4. радарных и инфракрасных изображений морской поверхности.

Такие измерения перспективны, но их результаты во многом зависят от сравнения с наземными данными.

Основная проблема применения методов спутниковой радиометрии для анализа теплового взаимодействия между океаном и атмосферой связана с тем, что измеряемые со спутников характеристики собственного излучения как в СВЧ-, так и в ИК-диапазоне формируется не только в приводном 10-метровом, но и в вышележащих слоях атмосферы.

Методы:

Восстановление температурного градиента (профиля) в приповерхностном слое океана, величина и знак которого связаны с величиной вертикального турбулентного потока явного тепла.

Проблема:

Современные спутниковые ИК- и СВЧ-радиометрические средства, характеризующиеся точностью определения ТПО и ее вариаций в лучшем случае $0,5 — 1\text{ }^{\circ}\text{C}$, не гарантируют надежной индикации не только величины, но и знака температурного градиента в приповерхностном слое океана.

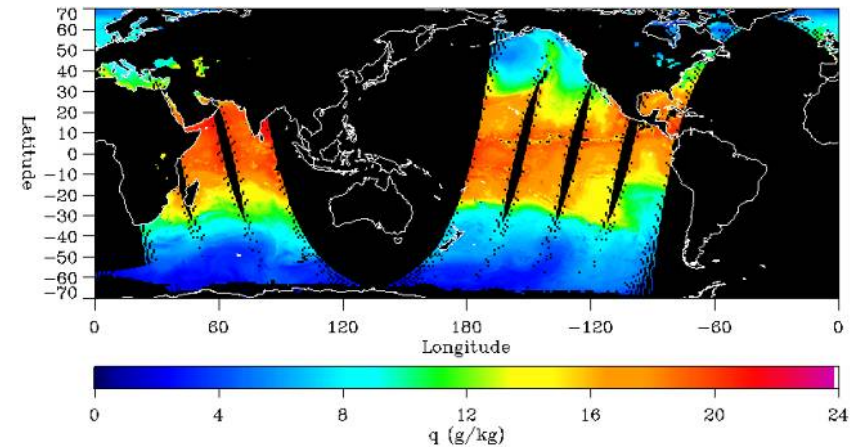
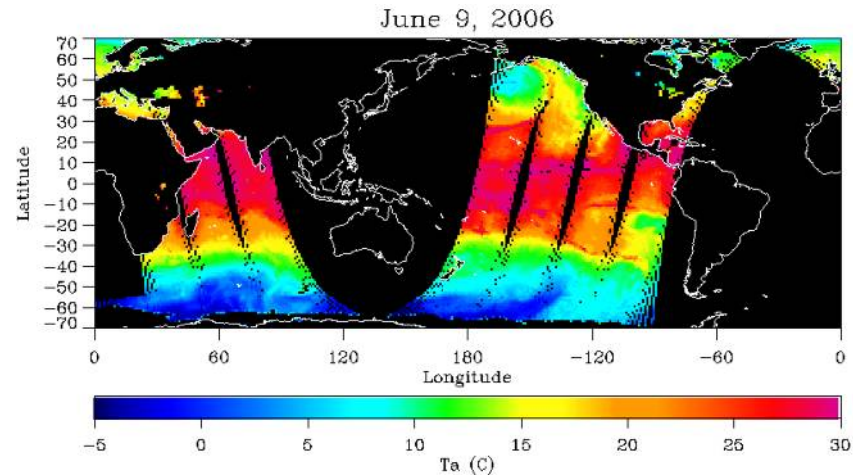
Вводные данные

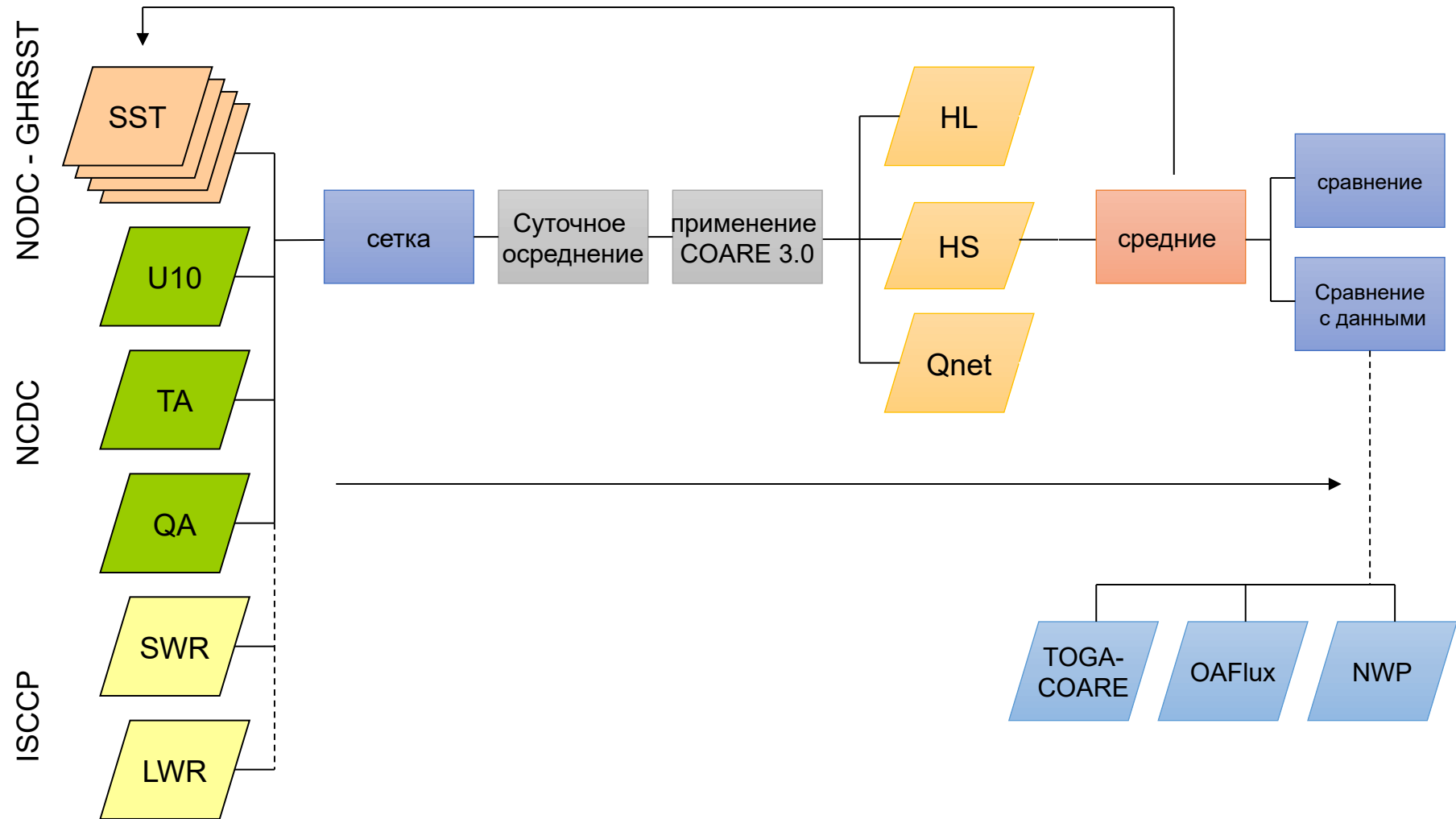
- Знание 4 независимых величин необходимо для определения потоков тепла и влаги
 - **SST, u_{10} , T_a и q_a .**
 - Все они могут быть определены по данным дистанционного зондирования
 - Дополнительные величины определяются из них. $q_s = f(\text{SST})$.
 - Также необходимо знание радиационных потоков для определения суммарного баланса (Q_{net}).
- Данные приводятся к сетке $1^\circ \times 1^\circ$ осредняются по суткам, неделям, месяцам.
- **Используется алгоритм COARE v3.0** - один из наиболее надежных алгоритмов для расчета потоков тепла и влаги над океаном. [Brunke et al., 2003].
- L4 GHRRST база данных для определения температуры поверхности океана
 - **NCDC – AVHRR_AMSR_OI** [Jun 2002 - present].
 - **NCDC - AVHRR_OI** [Sep 1981 - present].
 - **REMSS – mw_IR_OI** [Aug 2005 - present].
 - **EUR – ODYSSEA** [Jan 2008 - present].
 - **UKMO – OSTIA** [Mar 2006 – present].

Surface Wind Speed	SSMI (F10 and F13)	SSMIs (F08-F15) ERS1/2, QuikSCAT, AMSR-E, TMI
Surface Air Specific Humidity		All SSMIs (F08-F15)

Дополнительные спутниковые базы данных

- Скорость ветра (U10) –SeaWinds (NCDC) [1995-2006].
- Температура воздуха (T_a) влажность воздуха (q_a)– NOAA POES AMSU-A/B (NCDC) [2006-2008].
- Приземные радиационные потоки (ISCCP) [1983-2006].

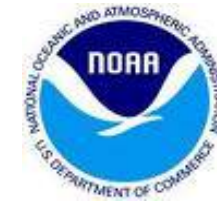




Product Name	Category	Spatial grid size (deg.)	Temporal resolution	NOTE:
J-OFURO3	Satellite	0.25/1.0	daily	preliminary version
J-OFURO2	Satellite	0.25/1.0	daily	High-resolution version
IFREMER V3	Satellite	0.25	daily	
HOAPS3.2	Satellite	0.5	twice daily/monthly	Available monthly mean data
GSSTF3	Satellite	0.25	daily	
NRA1	Reanalysis	T62	6hourly	
JRA55	Reanalysis	1.25/ TL319L60	3hourly	forecast value
ERA interim	Reanalysis	T255 (app. 80km)	6hourly	Available synoptic monthly mean data
MERRA	Reanalysis	0.5 latitude x 2/3 longitude	hourly	
NOCS V2.0	In-Situ	1.0	monthly	
OAFflux	Synthesis	1.0	daily	

<http://oaflux.who.edu/>

AOFLUX



Доступные данные (на сетке 1 градус)

Среднесуточные - 1985 –по настоящее время

Среднемесячные - 1958 – по настоящее время

Поток скрытого тепла (влаги)

Поток явного тепла

Скорость ветра на высоте 10 м

Температура морской поверхности

Температура воздуха на высоте 2 м.

Относительная влажность воздуха на высоте 2 м.

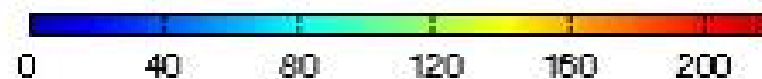
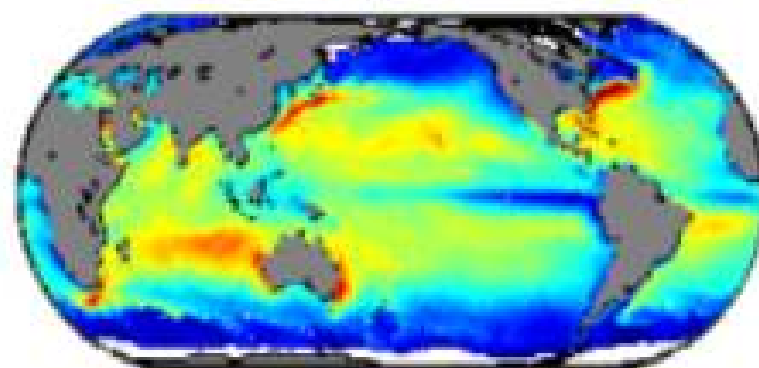
Доступные данные ISCCP ([International Satellite Cloud Climatology Project](#)) о радиационный баланс:

Суммарная коротковолновая радиация

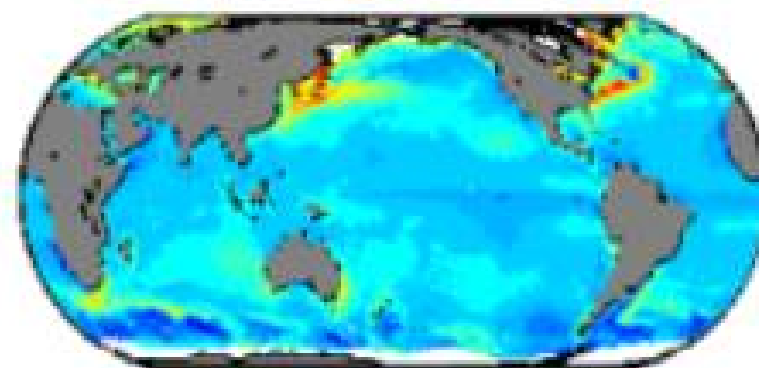
Суммарная длинноволновая радиация

Суммарный поток тепла (на сетке 1 градус) среднемесячные и среднесуточные (с 1985 года) значения

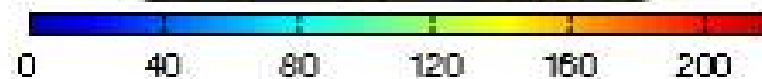
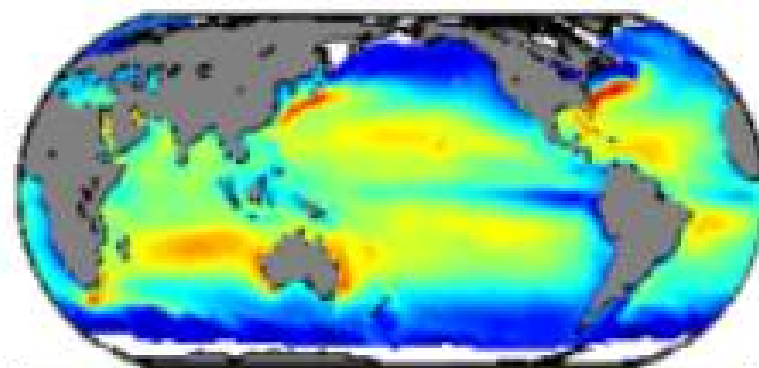
OAFlux latent heat flux
2016 mean



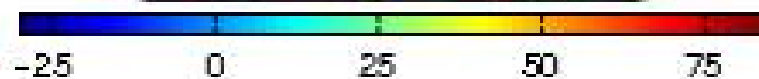
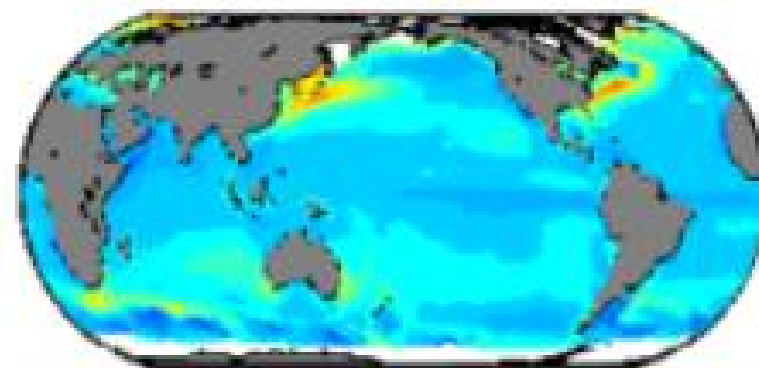
OAFlux sensible heat flux
2016 mean



1958-2015 mean



1958-2015 mean



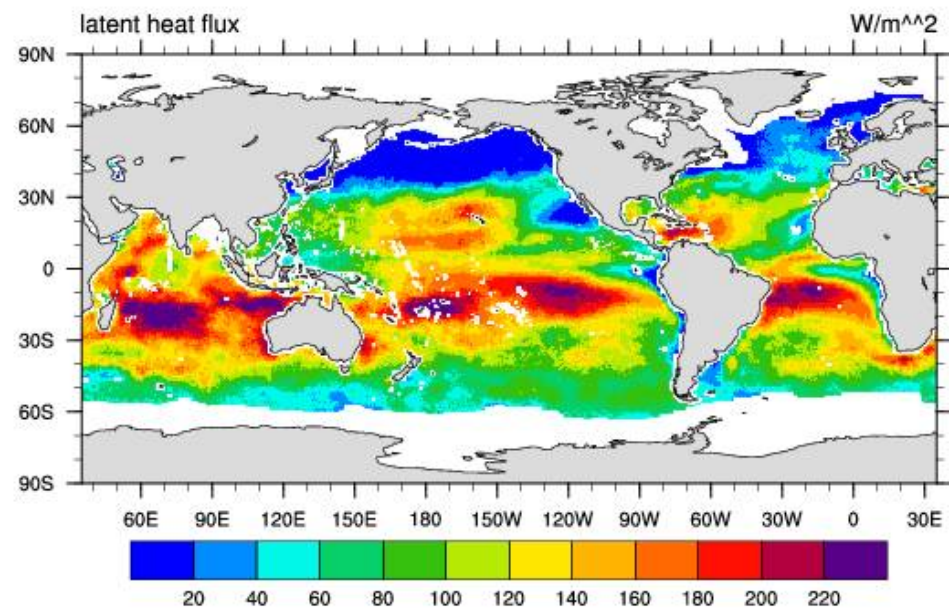
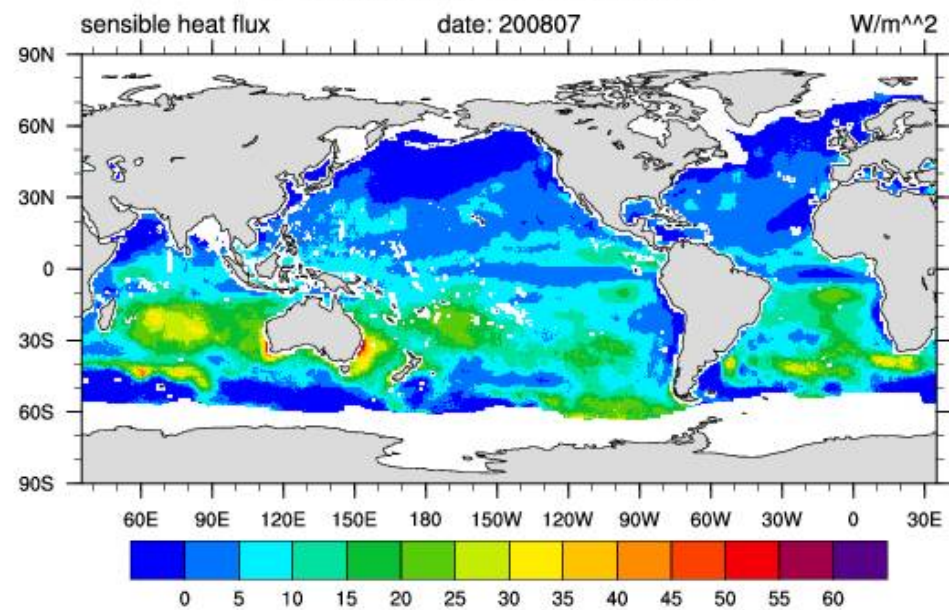
<https://j-ofuro.scc.u-tokai.ac.jp/en/>

J-OFURO

	J-OFURO1	J-OFURO2	J-OFURO3
Period	1992-1993	1988-2008	1988-2013 (Currently the data set for 2002-2013 is available)
Temporal average	monthly	daily	daily
Spatial grid size	1.0deg.	1.0deg.*	0.25deg.
SST	Reynolds SST	MGDSST	Ensemble median of various products
Humidity	Schlussel et al. 1995 SSMI	Schlussel et al. 1995 SSMIs	New algorithm SSMIs, SSMIS, AMSR-E, TMI, AMSR2
Wind	SSMI	SSMIs, AMSR-E, TMI ERS-1/2, QuikSCAT	SSMIs, SSMISs, AMSR-E, AMSR2, TMI, WindSat, ERS-1/2, QuikSCAT, ASCAT-A/B, OSCAT

Параметр	Описание	Единицы измерения	Источник данных, метод оценки	
LHF	Поток скрытого тепла	W/m2	COARE 3.0	J-OFURO 3
SHF	Поток явного тепла	W/m2	COARE 3.0	
SWR	Поток суммарной коротковолновой радиации	W/m2	CERES and ISCCP with CSF	
LWR	Поток суммарной длинноволновой радиации	W/m2	ULWR + DLWR	
NHF	Суммарный поток тепла	W/m2	SWR + LWR + LHF + SHF	
ULWR	Уходящая длинноволновая радиация	W/m2	Calculated from SST	
DLWR	Приходящая длинноволновая радиация	W/m2	CERES and ISCCP with CSF	
TAUX	Зональная компонента потока импульса	N/m2	COARE 3.0	
TAUY	Меридиональная компонента потока импульса	N/m2	COARE 3.0	
FWF	Поток влаги	mm/day	EVAP - RAIN	
EVAP	испарение	mm/day	calculated from SST and LHF	
RAIN	осадки	mm/day	GSMaP (+ GPCP)	
SST	Температура морской поверхности	deg.C	ensemble median based on multiple global sea surface temperature products	
WND	Скорость ветра на высоте 10 м.	m/s	multiple microwave radiometers and scatterometers	
UWND	Зональная компонента скорости ветра на 10 м.	m/s	multiple microwave radiometers and scatterometers	
VWND	Меридиональная компонента скорости ветра на 10 м.	m/s	multiple microwave radiometers and scatterometers	
QA	Абсолютная влажность на 10м.	g/kg	multiple satellite microwave radiometers	
QS	Поверхностная влажность	g/kg	calculated from SST	
DQ	Разница поверхностной и 10 м. влажностей	g/kg	QS - QA	
TA10	Температура воздуха на 10 м.	deg.C	air temperature at 2m height, TA2M in NCEP/DOE Reanalysis (NCEP2)	
DT	Разница температур	deg.C	SST - TA10	

GSSTFM.3.2008.07.01.he5



<http://www.hoaps.org/>

HOAPS

The Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data

0.5 x 0.5 deg,

Данные с 1987 по 2008 год, 4 раза в день

SSM/I instruments used		
satellite id	start date	end date
F08	1987-07-09	1991-12-31
F10	1991-01-07	1996-12-31
F11	1992-01-01	1999-12-31
F13	1995-09-01	2008-12-31
F14	1997-06-01	2008-07-31
F15	2000-03-01	2006-07-31

HOAPS-3 Daily Images 1988-2005

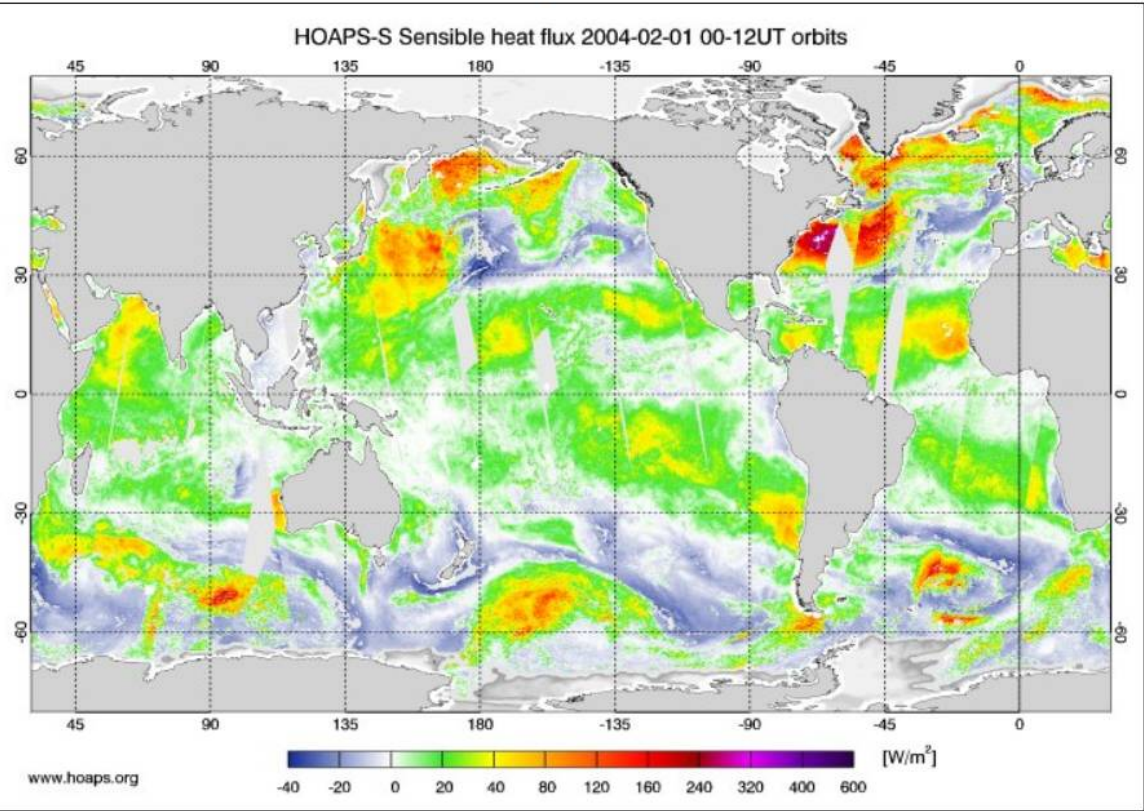
Select Map: ☐ North Atlantic ☒ Global

Select Date: February 01 2004

Select Time: ☒ 00-12 UTC ☐ 12-24 UTC

Parameter: HEAT - Sensible heat flux at sea surface

prev next Submit



<< previous image next image >>

HOAPS-3.2 Climatological Means 1988-2008

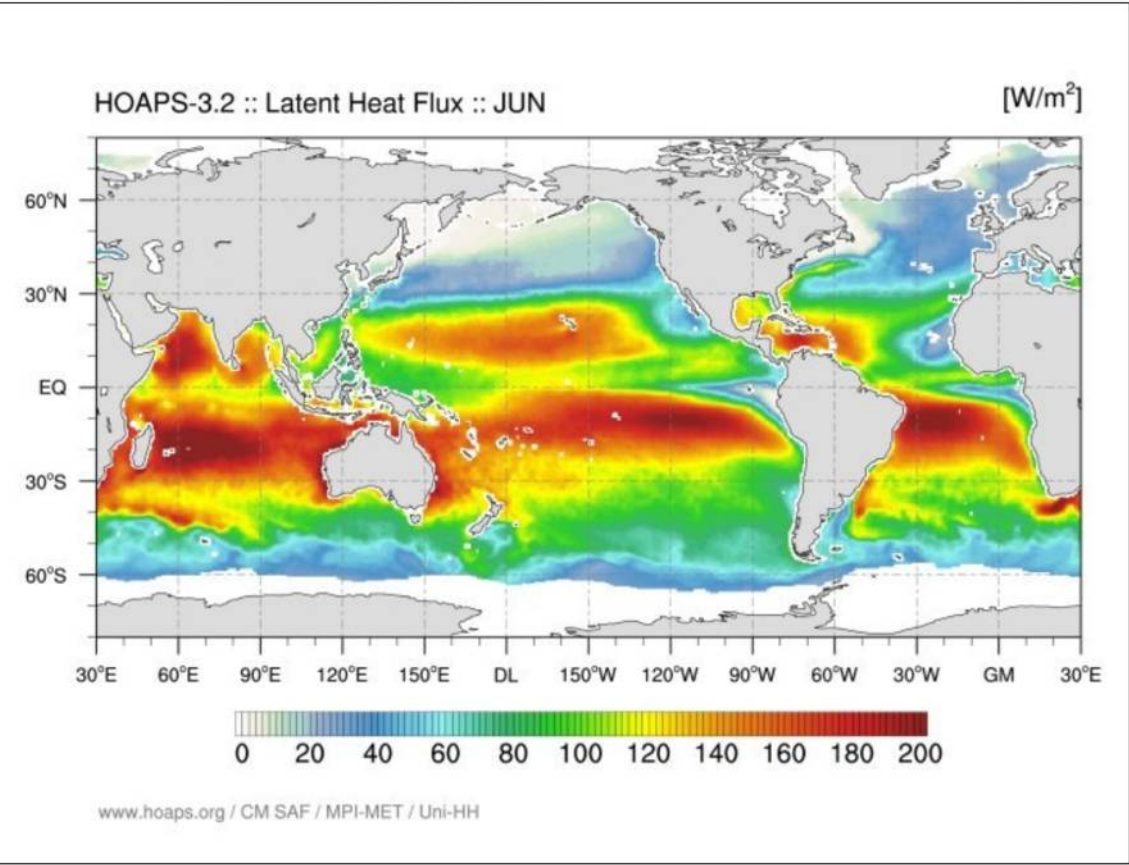
Temporal Resolution: ☐ Yearly Means ☒ Monthly Means ☐ Seasonal Means ☐ Animated Monthly Means

Parameter: LATE - Latent heat flux at sea surface

prev next

Month: June

prev next submit



IFREMER v3

Переменные

Температура воздуха(deg. K)
Поток скрытого тепла (W/m^2)
влажность (kg/kg)
Поток явного тепла (W/m^2)
температура поверхности моря (deg. K)
скорость ветра(m/s)
напряжение ветра(Pa)
u-компонента скорости ветра(m/s)
u-компонента напряжения ветра (Pa)
v-компонента скорости ветра (m/s),
v-компонента напряжения ветра (Pa)

Широта 0.25 deg

Долгота 0.25 deg

Период 1 ноября 1999 по 17 ноября 2009 ежедневно

Данные – скаттерометр QuikSCAT

Ошибки определения потоков тепла по спутниковым данным и данным
реанализов (открытая вода, средние широты)

Mean Diff	Q_{LH} (Wm⁻²)	Q_{SH}(Wm⁻²)	$Q_{LH}+Q_{SH}$(Wm⁻²)
Σ (OAFlux – Buoy)	0.98	0.04	1.03
Σ (ERA40 – Buoy)	7.04	1.79	8.83
Σ (NCEP1 – Buoy)	3.71	2.62	6.33
Σ (NCEP2 – Buoy)	21.06	0.01	21.07
Σ abs(OAFlux – Buoy)	6.65	1.47	7.43
Σ abs(EAR40 – Buoy)	9.64	2.25	11.40
Σ abs(NCEP1 – Buoy)	14.44	3.97	17.34
Σ abs(NCEP2 – Buoy)	22.10	3.56	23.06

Модели для суши

1. SEBS (SEBAL) (Surface Energy Balance System)

- Использует данные MODIS для оценки потоков через энергетический баланс (балансовый метод).
- Применяется в глобальных исследованиях засушливых регионов.

2. METRIC (Mapping Evapotranspiration at High Resolution)

- Развитие метода SEBAL, адаптированное для Landsat.
- Дает высокое пространственное разрешение (30 м).

3. GLEAM (Global Land Evaporation Amsterdam Model)

- Комбинирует микроволновые данные (SMOS, AMSR-E) и модели испарения.

Выводы

Определение потоков тепла и влаги из спутниковых данных в настоящее время является единственным надежным методом расчета глобальных потоков

Спутниковые методы наиболее перспективны, но требуют дополнительной валидации и разработки новых параметризаций.

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!

