

Региональное взаимодействие атмосферы и океана

Репина И.А., Чечин Д.Г., Пашкин А.Д.,
Варенцов М.И., Артамонов А.Ю.



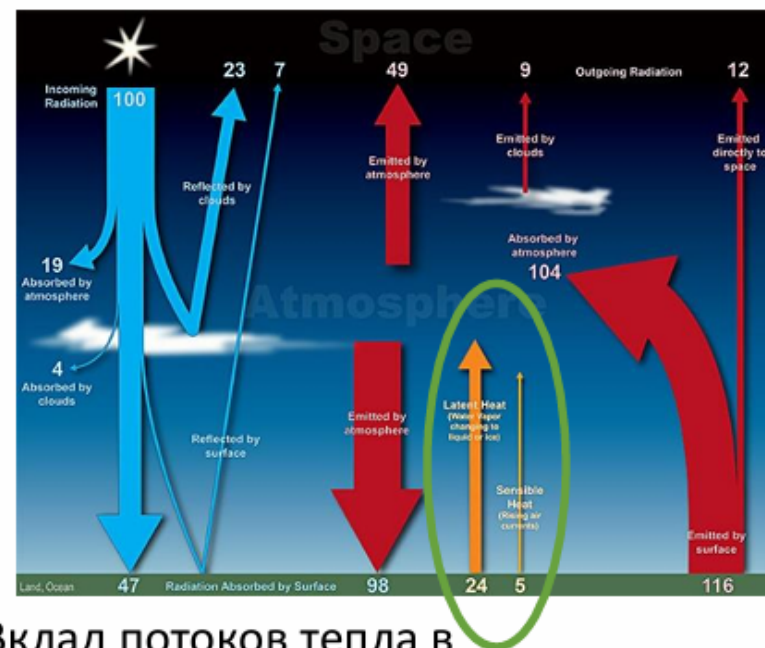
¹Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Взаимодействие атмосферы и подстилающей поверхности

Корректное описание взаимодействия атмосферы с поверхностью – основа точного прогноза погоды

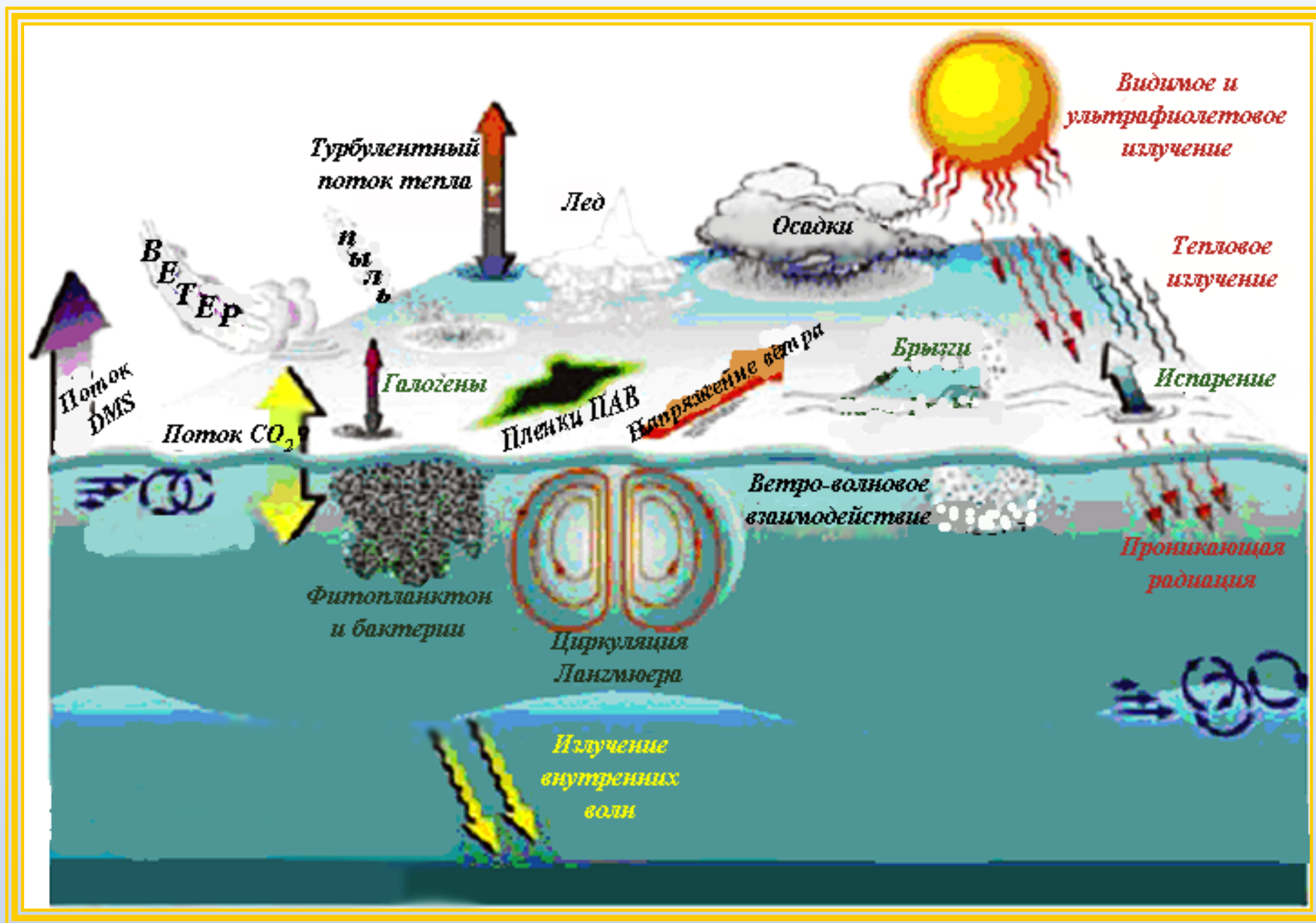
- Поверхность – главный источник энергии и вещества для атмосферы
- Турбулентные потоки – основной механизм обмена между атмосферой и поверхностью
- Расчет потоков тепла в численных моделях атмосферы:
 - Турбулентные потоки относятся к подсеточным процессам, для их описания в моделях используются параметризации полученные на основе полуэмперических теорий
 - Теория подобия Монина-Обухова – используемая в атмосферном моделировании теория расчета турбулентных потоков, предполагает **однородность** подстилающей поверхности



Вклад потоков тепла в энергетический баланс атмосферы

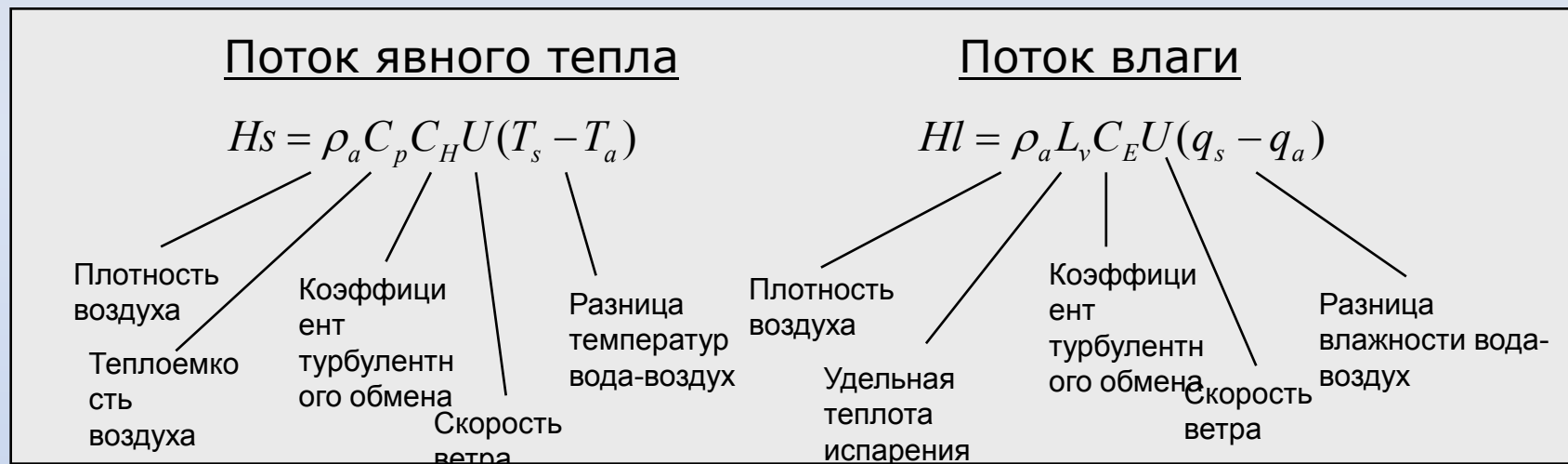
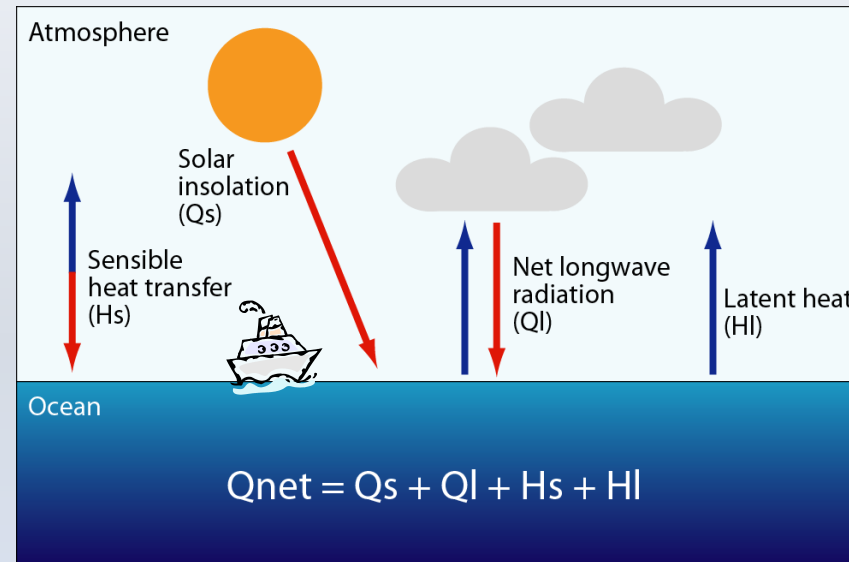
Одним из основных направлений совершенствования климатических моделей и методов прогноза погоды, является совершенствование физических параметризаций процессов подсеточных масштабов (В.Н. Лыкосов)

Энерго- и массообмен между океаном и атмосферой



Тепловое взаимодействие атмосферы и океана

- Прямые методы требуют точных приборов и высокочастотных измерений. Поэтому количество качественных данных очень мало.
- Измерения определяющих потоки величин (U , T_a , T_s , q_s , q_a) доступны из судовых (буйковых) (VOS) и спутниковых данных.



Измерения турбулентных потоков

Балк-формулы

- Поток импульса:

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

- Поток явного тепла:

$$H_S = C_H \rho c_p U (T_0 - T_a)$$

- Поток скрытого тепла (поток влаги):

$$H_L = C_E \rho L_e U (q_0 - q_a)$$

- Традиционно коэффициенты переноса корректируются к нейтральным условиям с использованием теории подобия Монина-Обухова. Нейтральные аналоги коэффициента сопротивления, числа Стентона и числа Дальтона выводятся из следующих соотношений :

$$C_{Dn}^{-1/2} = C_D^{-1/2} + \frac{\Psi_m}{\kappa}$$

$$\frac{C_{Dn}^{1/2}}{C_{Hn}} = \frac{C_D^{1/2}}{C_H} + \frac{\Psi_h}{\kappa}$$

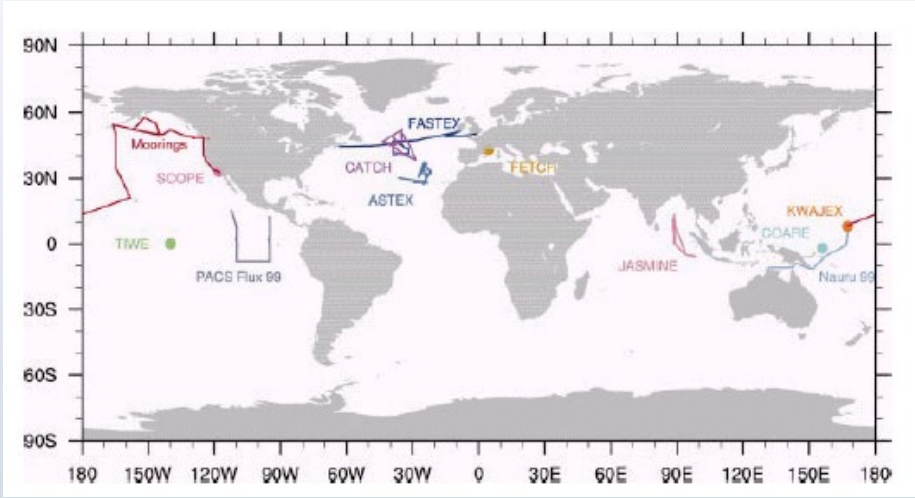
$$\frac{C_{Dn}^{1/2}}{C_{En}} = \frac{C_D^{1/2}}{C_E} + \frac{\Psi_h}{\kappa}$$

- Коэффициенты переноса в нейтральных условиях однозначно определяют параметр аэродинамической шероховатости и скалярные масштабы шероховатости для температуры и влажности. :

$$z_0 = z \exp\left(-\frac{\kappa}{\sqrt{C_{Dn}}}\right)$$

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

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



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

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

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

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

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

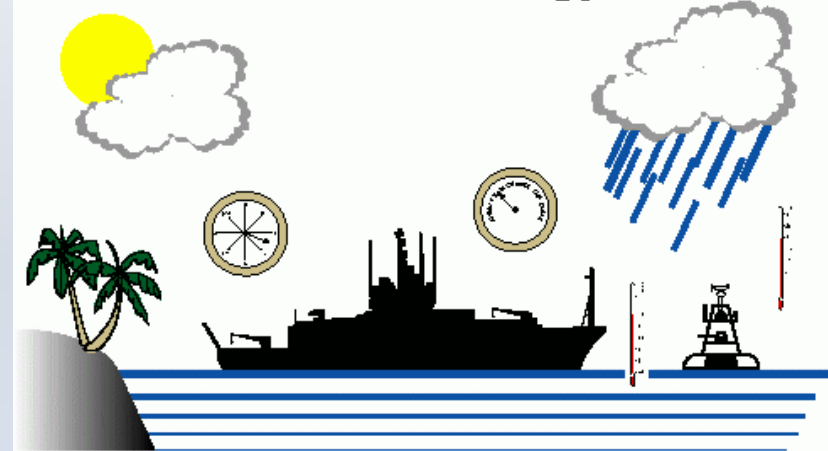
$$C_D = \left[\frac{\kappa}{\left[\ln \frac{z}{z_{ou}} - \Psi_m \left(\frac{z}{L} \right) + \Psi_m \left(\frac{z_{ou}}{L} \right) \right]} \right]^2,$$

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

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

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

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

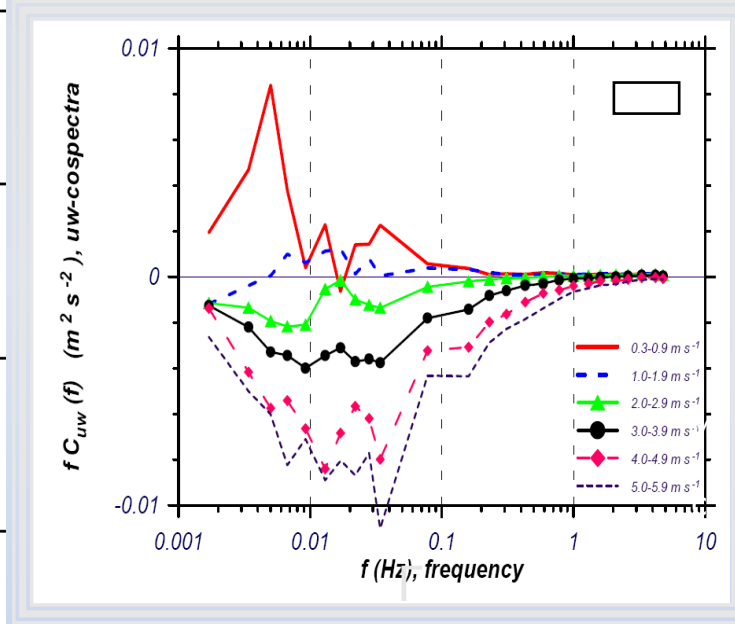
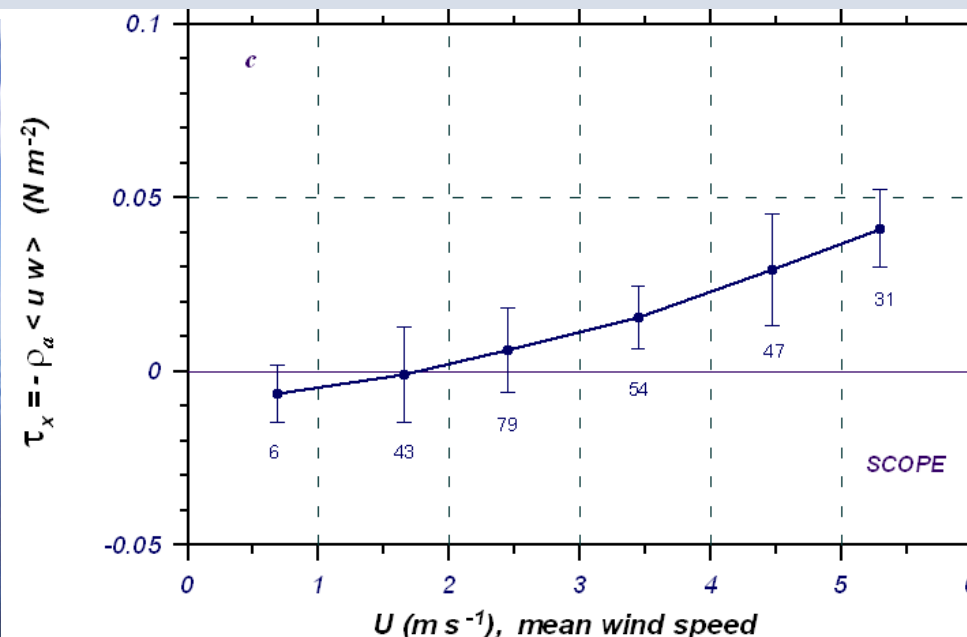
Ограничения ТПМО

Противоградиентный поток импульса

Слабый ветер на море часто сопровождается наличием быстро перемещающейся морской зыби, которая резко влияет на передачу импульса.

Обнаружено, что средний поток импульса (uw -ковариация) монотонно уменьшается с уменьшением скорости ветра и достигает нуля около скорости ветра U 1,5–2 м/с. Дальнейшее уменьшение скорости ветра (т. е. Увеличение возраста волн) приводит к изменению знака потока импульса, что означает отрицательный коэффициент сопротивления. Передача импульса вверх связана с быстрым перемещением зыби, движущейся в том же направлении, что и ветер, и этот режим можно рассматривать как режим зыби.

Обычная практика использования скорости трения в качестве масштабного параметра, очевидно, неприменима для условий зыби. Таким образом, стандартная теория подобия Монина – Обухова неприменима для описания передачи импульса в условиях зыби.



Параметризация области покрытия пеной: скорость ветра, параметры волн, обрушение волн

Monahan $W_b = 3.8 * 10^{-6} U^{3.4}$

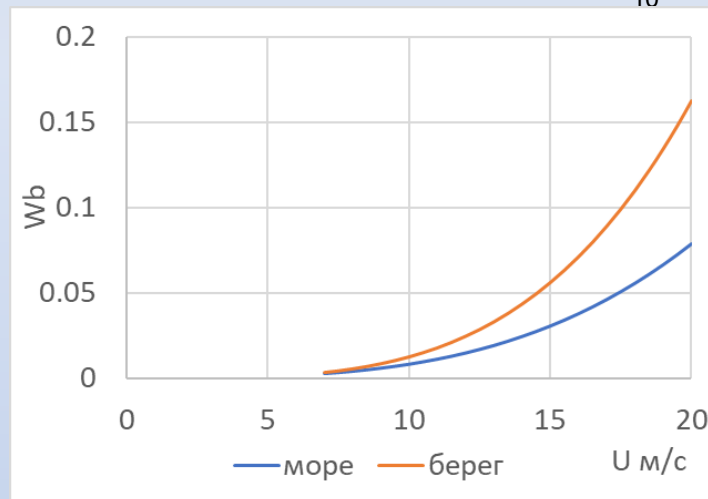
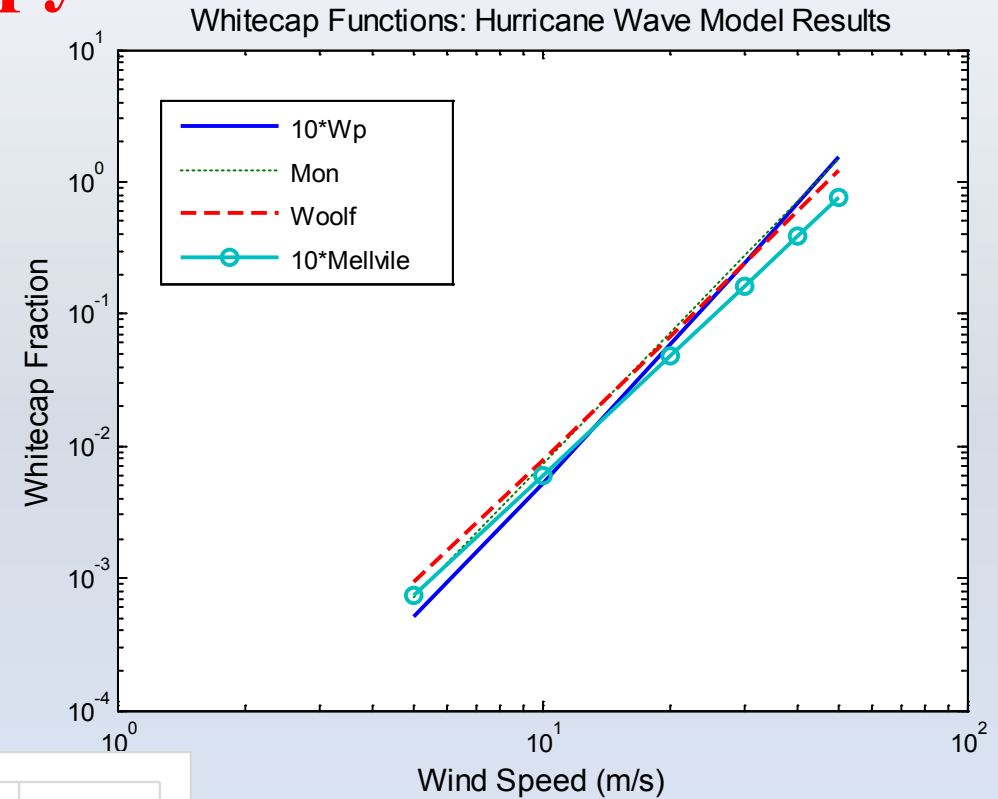
Mellville $W_b = 6 * 10^{-7} U^{3.0}$

Woolf $W_b = 4 * 10^{-7} \left[\frac{u_{*a} H}{\nu} \right]^{0.96}$

URI and
UM Wave
Models
 $W_a = p / \rho_w$
 $p \cong 3.2 \rho_a u_{*a}^{3.5}$

Океан
 $W_b = 4 * 10^{-6} U^{3.3}$

Суша
 $W_b = 2.8 * 10^{-6} U^{3.7}$



Прибрежные зоны

Уникальность физических процессов: Прибрежная зона — это область резких градиентов и нелинейных процессов:

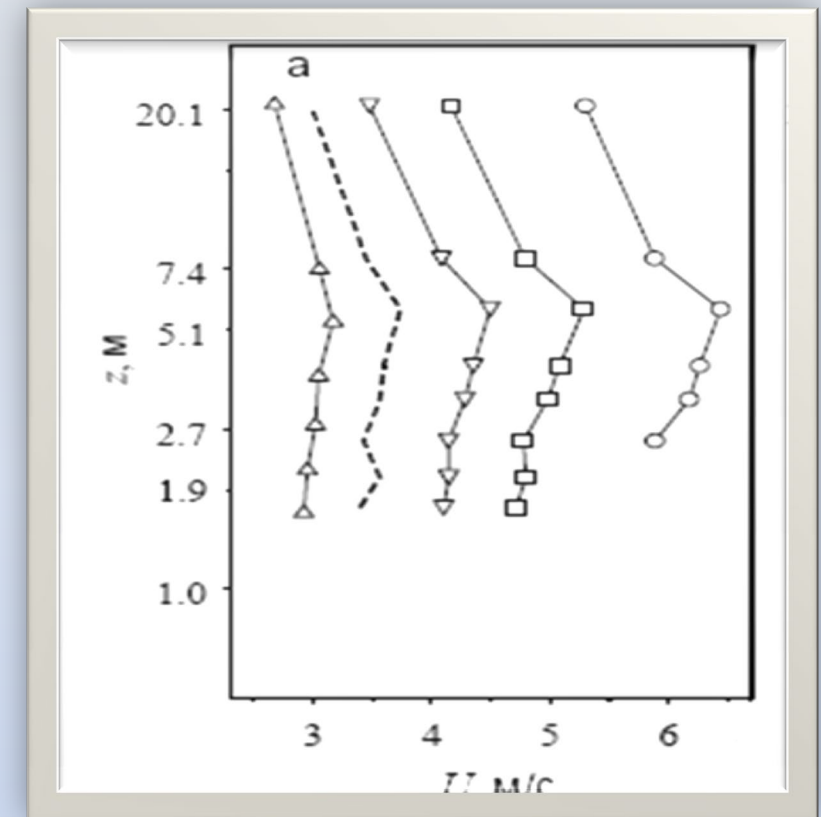
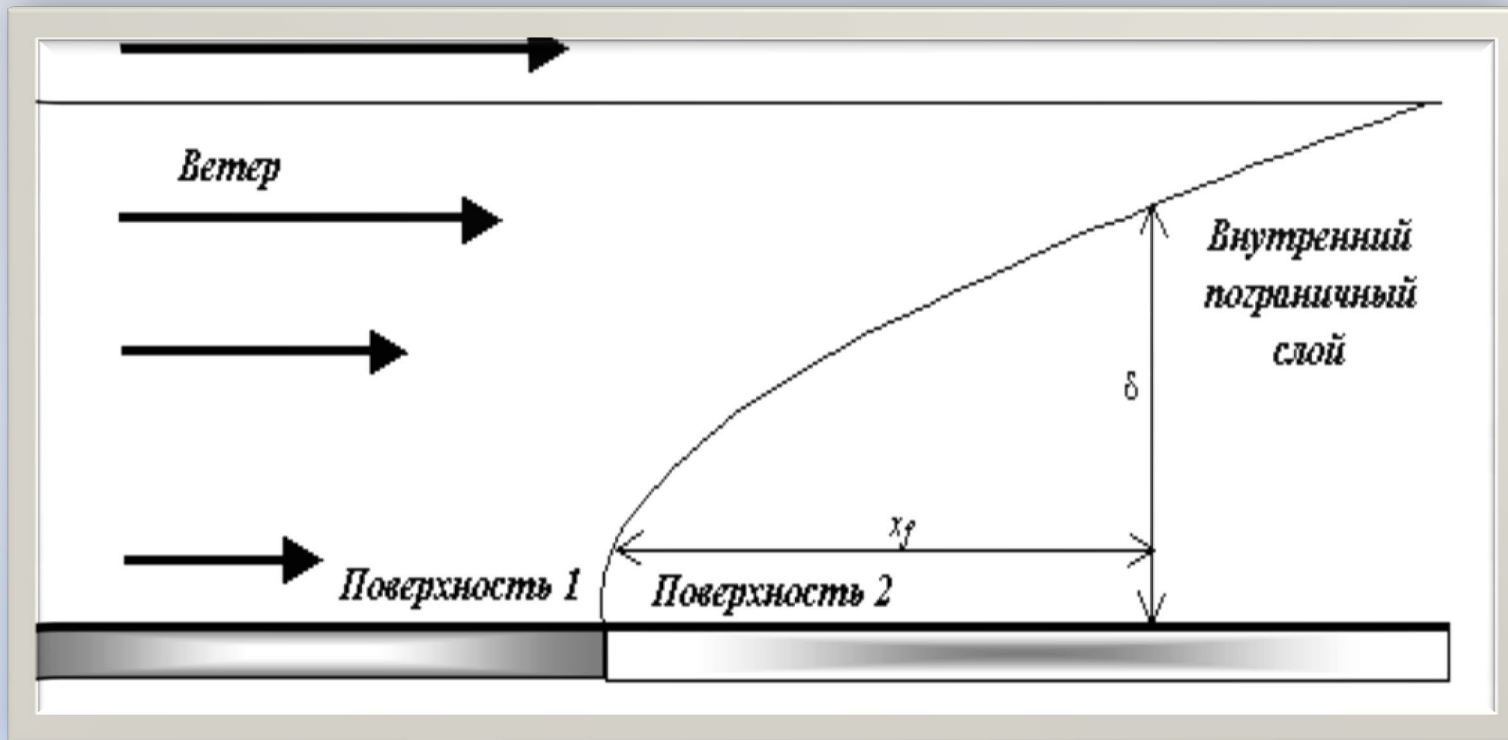
Мезомасштабная динамика: Здесь взаимодействуют крупномасштабные океанические течения и атмосферные фронты с локальными особенностями рельефа (мыс, залив, шельф), порождая вихри, апвеллинги/даунвеллинги (подъем/опускание вод), атмосферные бризы

Обмен импульсом, теплом и газом: Процессы тепло- и газообмена между морем и атмосферой в прибрежной зоне сильно отличаются от процессов в открытом океане из-за влияния суши, взвеси, биологической активности.

Волнение и прибой: Преобразование волн на мелководье — ключевой процесс, определяющий перенос энергии и sediments.

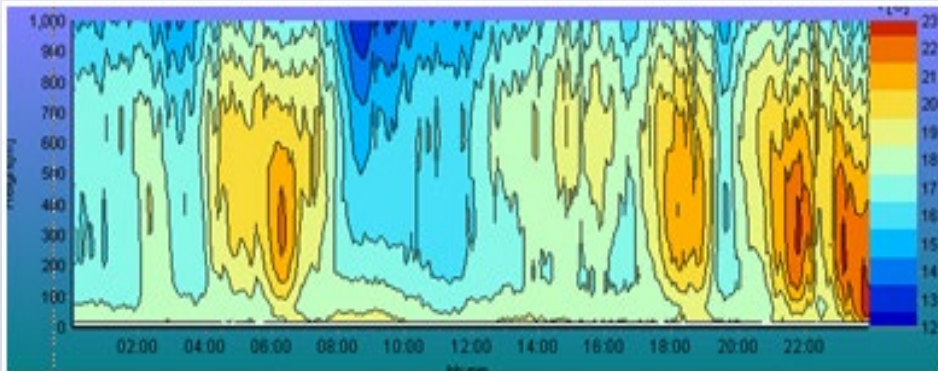
"Лаборатория" для проверки гипотез: Сложность и быстротечность прибрежных процессов делают их идеальным полигоном для разработки и тестирования новых физических параметризаций в климатических и прогностических моделях.

Прибрежная зона - это граница между водой и сушей, причем у океана относительно более гладкая поверхность (по сравнению с сушей) и очень большая теплоемкость, что позволяет сохранять тепло в течение более длительного времени, допускает турбулентное перемешивание на большие глубины и, таким образом, влияет на суточный цикл. Напротив, береговая зона в целом аэродинамически неровна и имеет низкую теплоемкость, таким образом демонстрируя более сильный суточный цикл явного теплового потока. Неоднородность шероховатости свойств поверхности между океаном и сушей приводит к образованию внутреннего пограничного слоя, который довольно отчетливо проявляется как для береговых, так и для морских ветров.

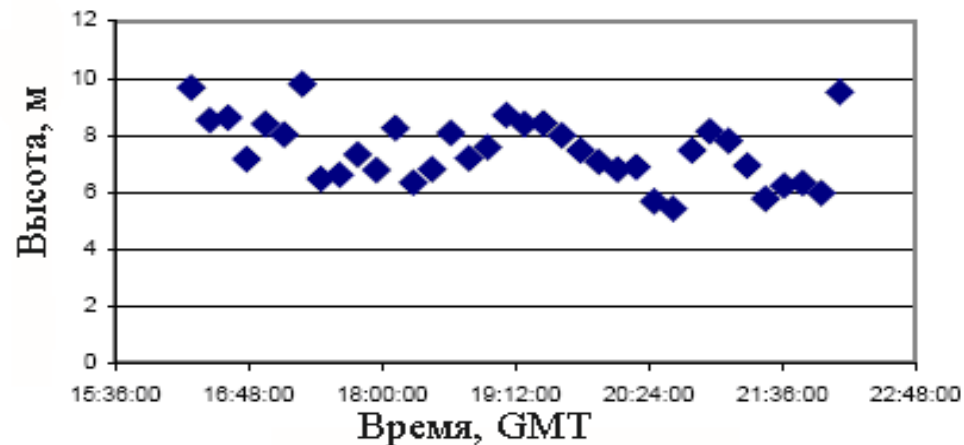


Особенности взаимодействия атмосферы и морской поверхности в прибрежной зоне

Профили температуры в пограничном слое атмосферы при береговом ветре на расстоянии 500 м. от берега

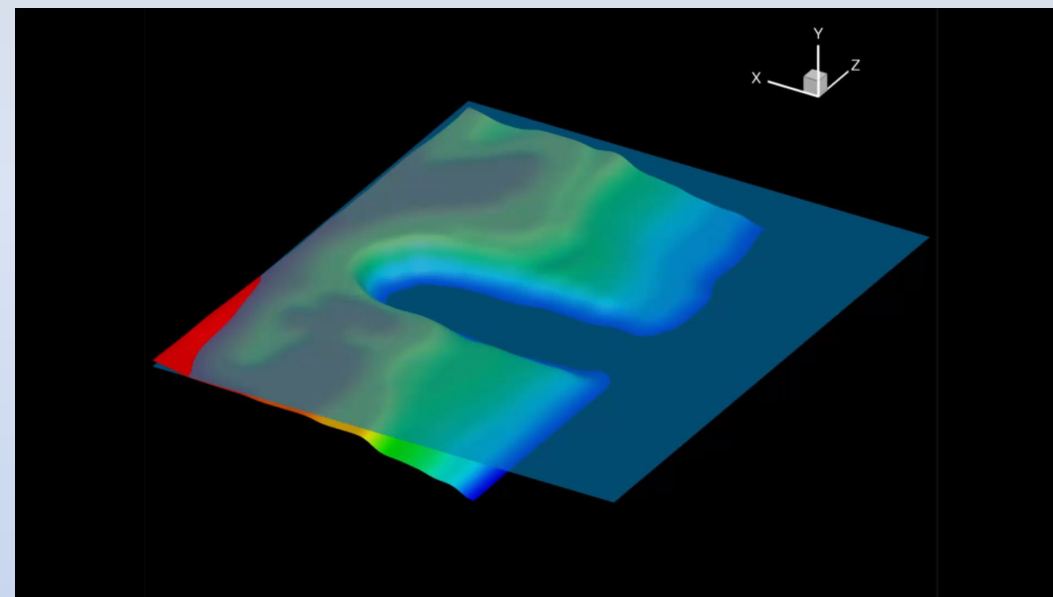
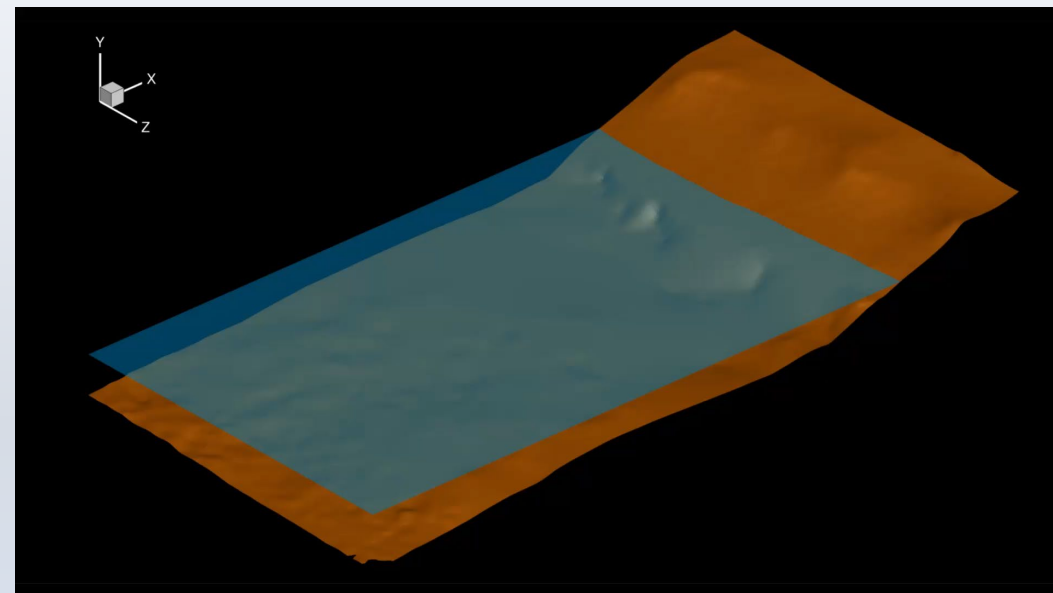
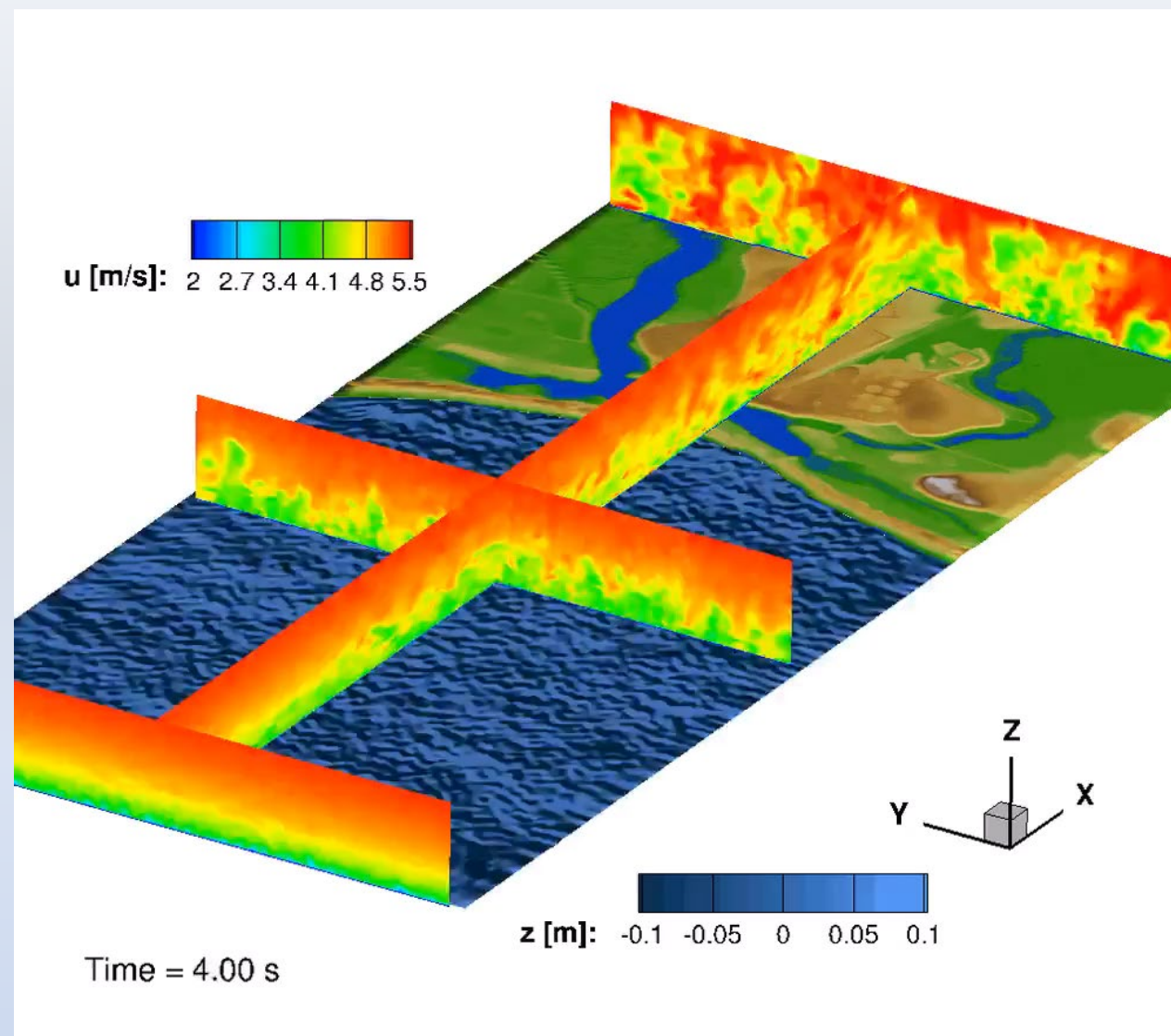


Высота внутреннего пограничного слоя по данным профильных измерений



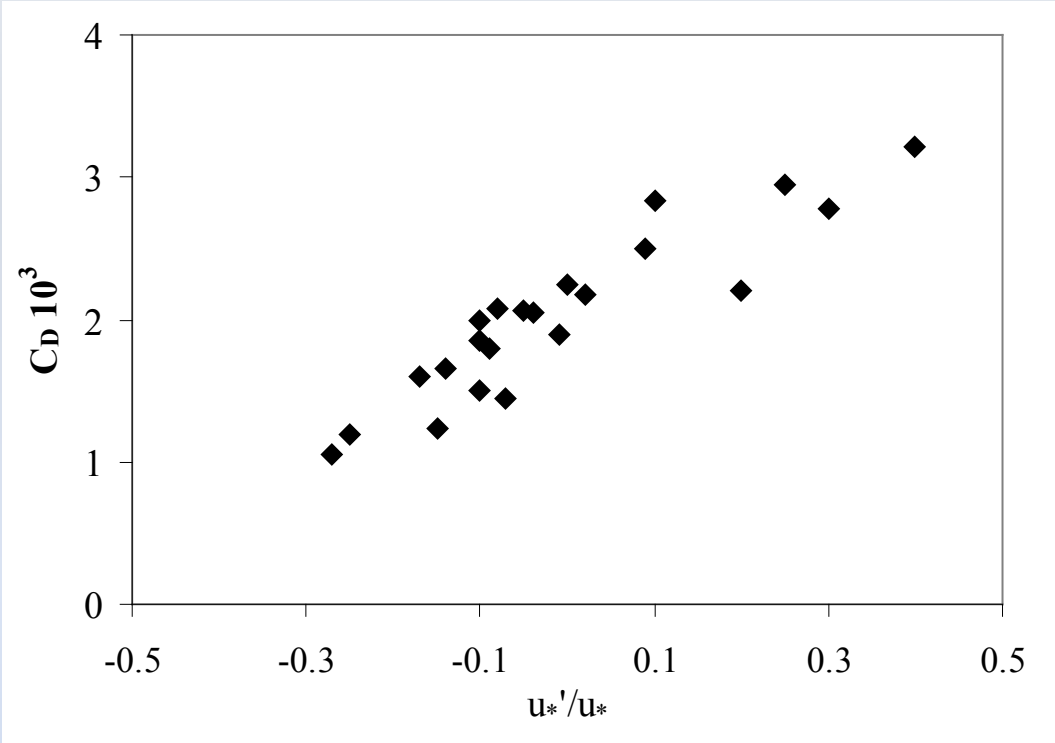
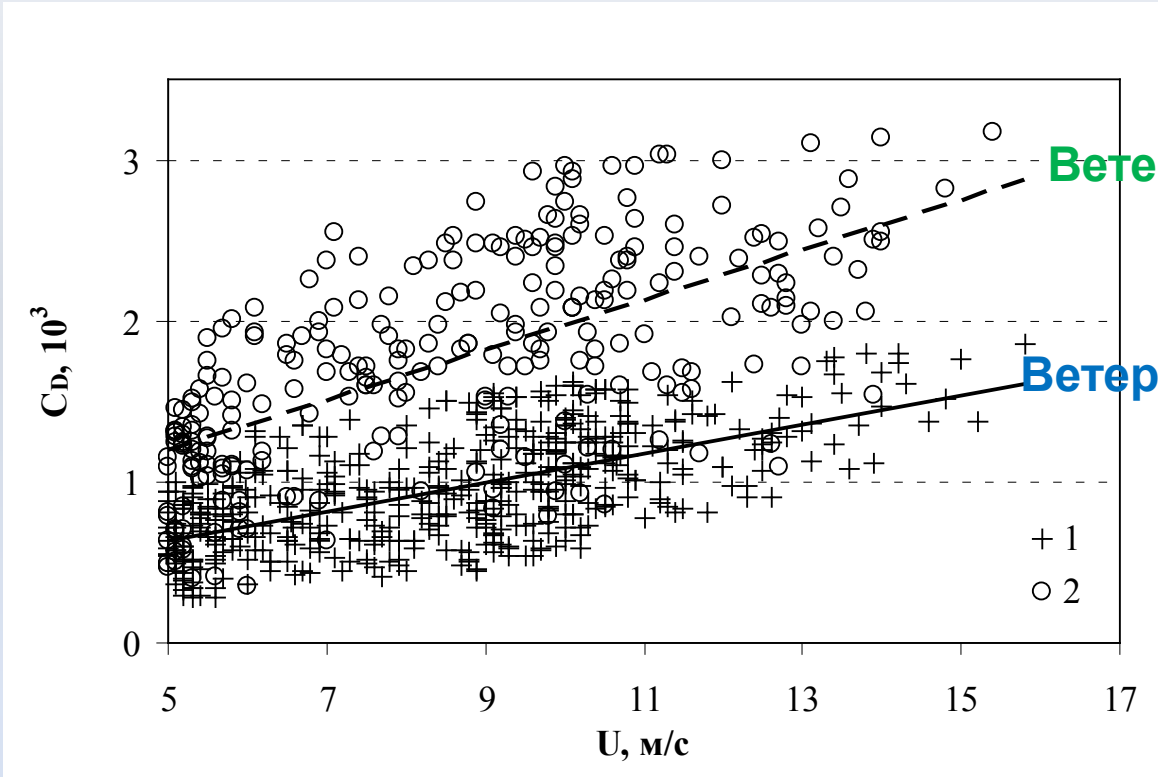
1. Зависимость характеристик турбулентного обмена от направления ветра (образование внутренних пограничных слоев при береговых ветрах)
2. Рельеф береговой зоны в значительной степени определяет структуру пограничного слоя над морем при ветре с берега.
4. Порывистость береговых ветров
5. Различие характеристик морского волнения в открытом море и на мелководье.
6. Апвеллинги. Большая вероятность наличия экстремальных стратификаций.

Результаты вихреразрешающего моделирования динамики пограничного слоя (Yang et al., 2018)



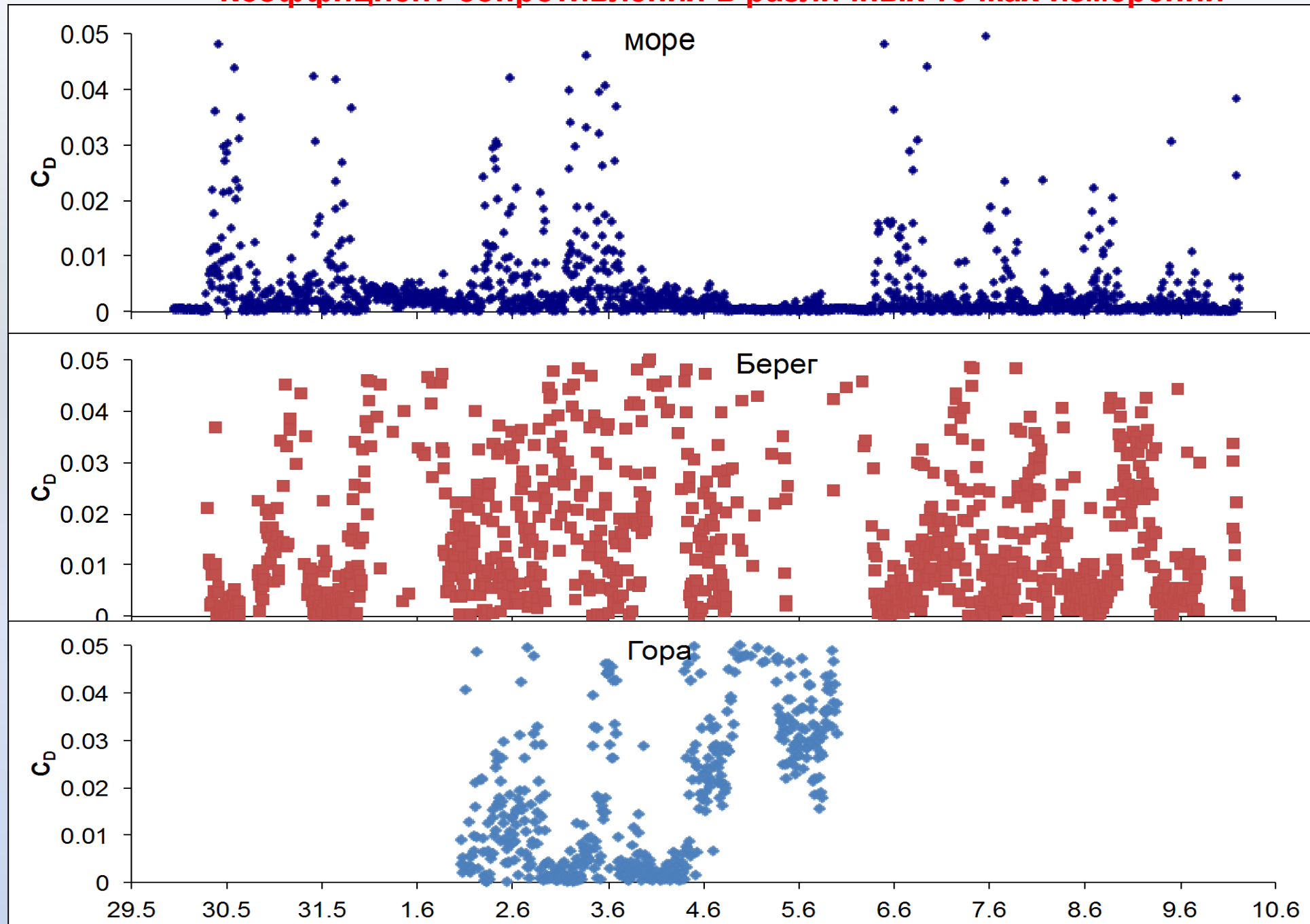
Коэффициент сопротивления морской поверхности

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



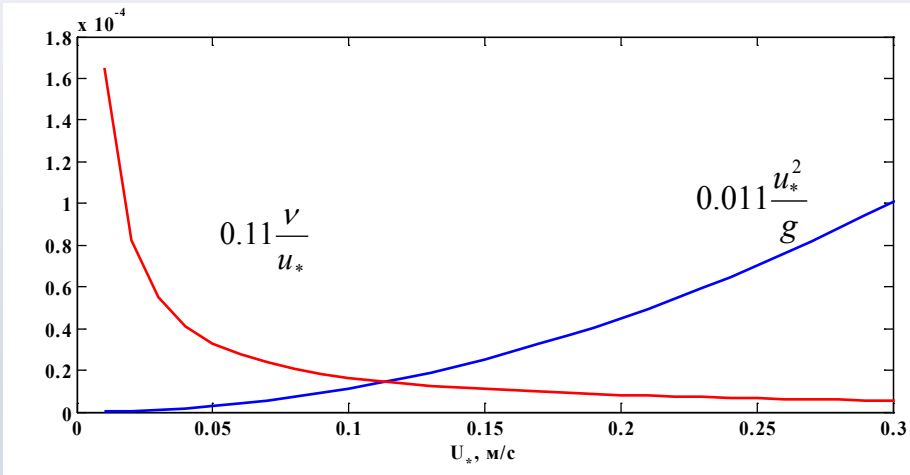
Зависимость коэффициента сопротивления от порывов ветра

Коэффициент сопротивления в различных точках измерений



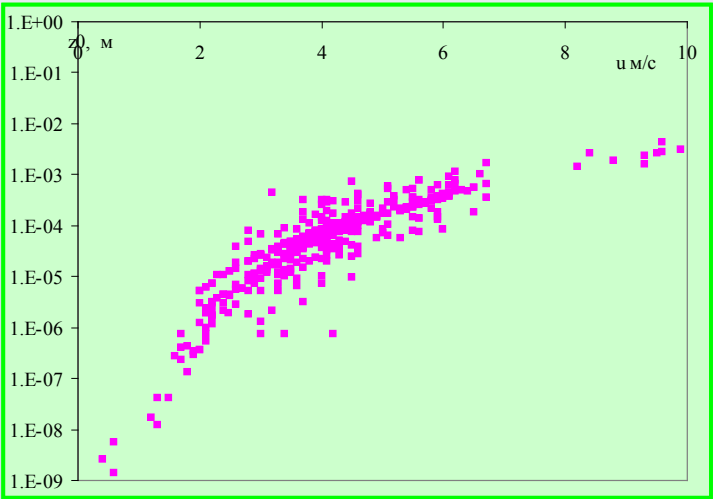
Коэффициенты обмена в нейтральных условиях однозначно определяют параметр аэродинамической шероховатости и масштабы шероховатости для температуры и влажности

$$z_0 = z \exp \left(- \frac{\kappa}{\sqrt{C_{Dn}}} \right)$$



$$z_0 = \alpha \frac{u_*^2}{g} + 0.11 \frac{\nu}{u_*}$$

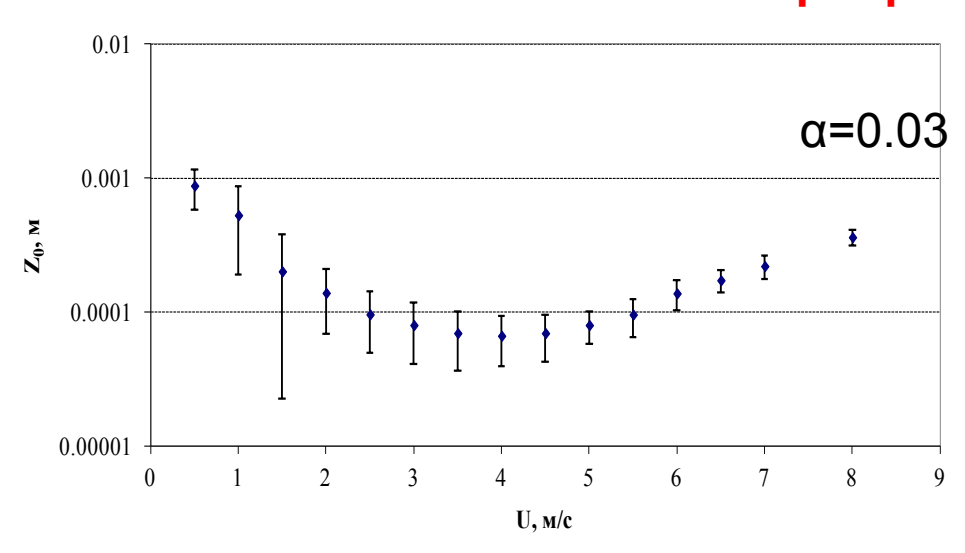
Charnock, 1955, Smith, 1988



Открытое море

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

Прибрежная зона



$$z_0 = m_1 \frac{u_*^4}{g^2 H}$$

$$z_{0u} = \max \left(0.03 \frac{u_*^2}{g}, \frac{0,135 \nu}{u_*} \right)$$

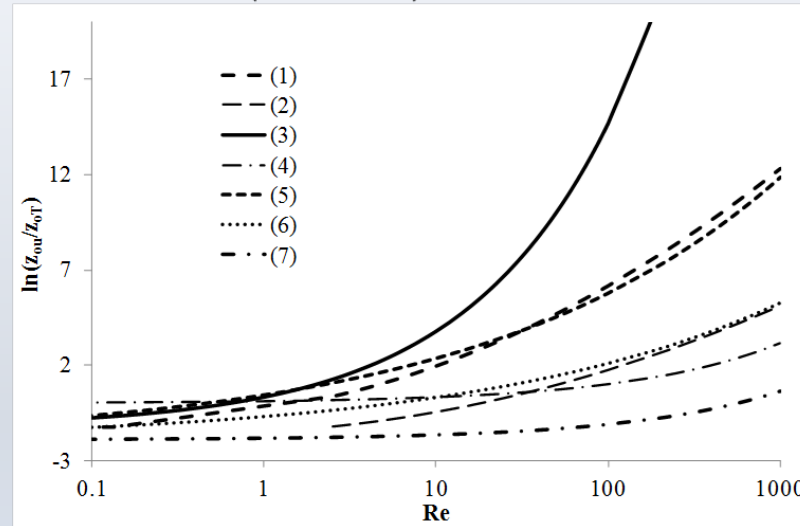
Масштабы шероховатости для температуры и влажности

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

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

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

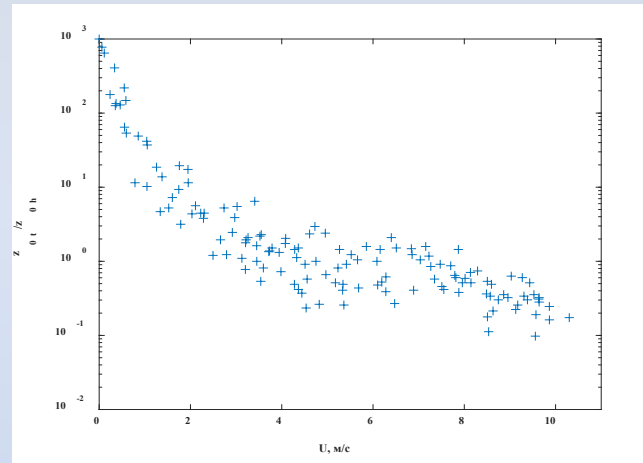
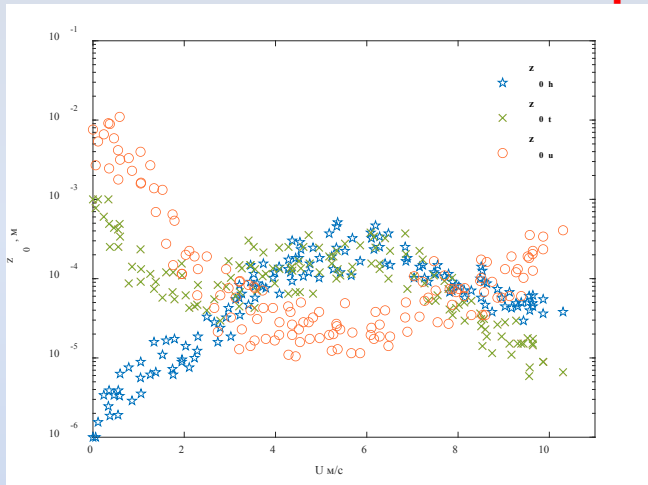
Степаненко В.М., Репина И.А., и др. 2020.



Zilitinkevich S.S. et al., 2001

$$\frac{1}{\kappa} \ln \left(\frac{z_{0u}}{z_{0T}} \right) = \begin{cases} -2 & \text{Re} < 0.1 \\ 4 \text{Re}^{1/2} - 3.2 & \text{Re} \geq 0.1 \end{cases}$$

Прибрежная зона



Репина И.А. 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

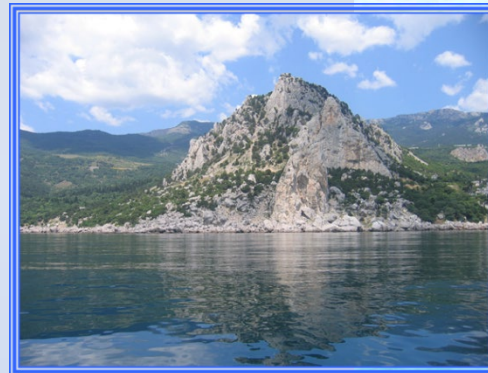
- Неустойчивые (конвективные) условия усиливают генерацию турбулентности и способствуют перемешиванию

Потоки возрастают

- Устойчивые условия подавляют турбулентность.

Потоки уменьшаются

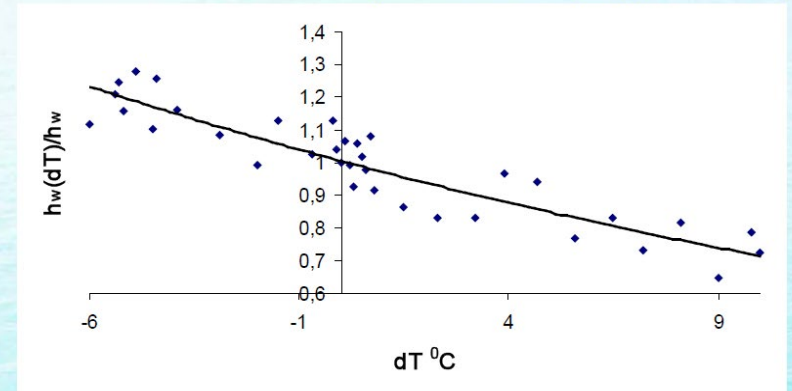
- В условиях сильной устойчивости турбулентность может полностью прекратиться, и все турбулентные потоки уменьшатся до нуля.



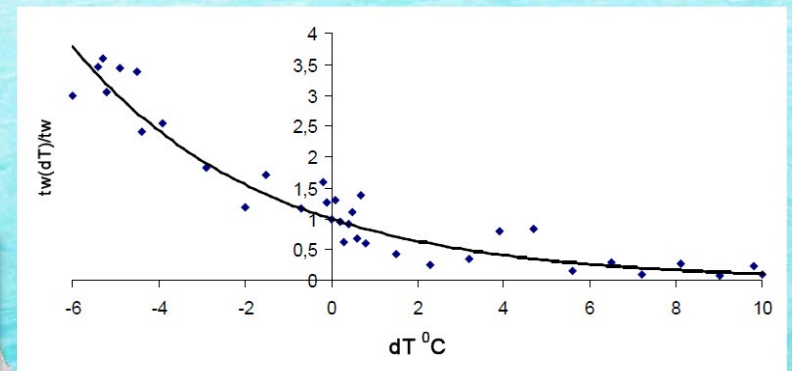
При неустойчивом состоянии атмосферы процесс развития ветровых волн ускоряется во времени и сокращается по разгону. При устойчивом состоянии – наоборот. Разница в предельных значениях разгона и времени весьма существенна.

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

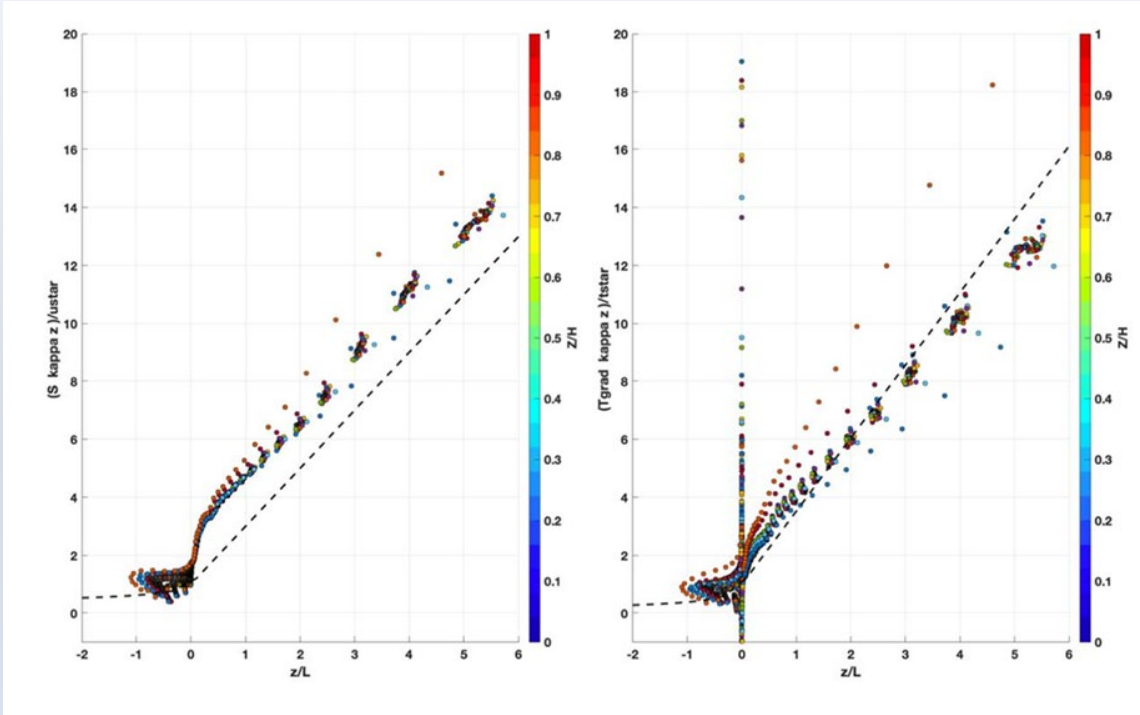
Зависимость высоты волн от разницы температур вода-воздух



Зависимость периода волн от разницы температур вода-воздух



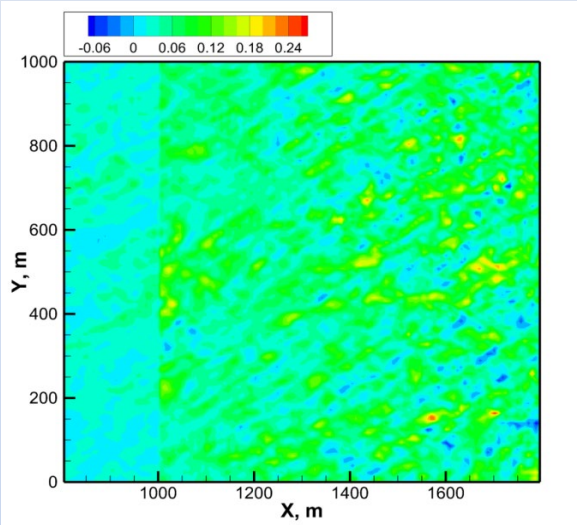
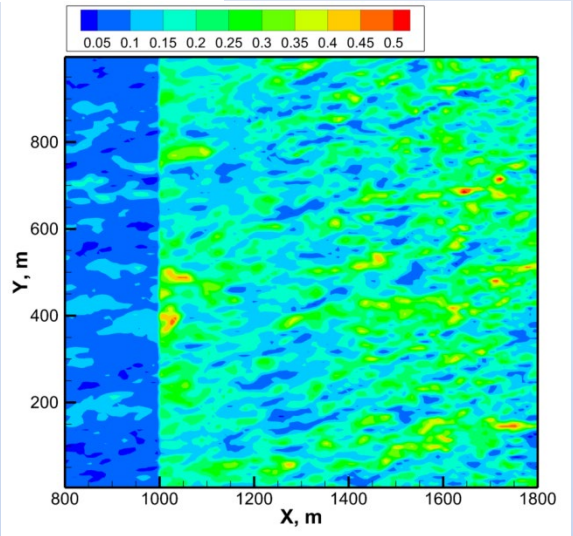
Безразмерные градиенты скорости и температуры по данным LES моделирования и для ТПМО при использовании функций Бусинджера-Дайера (пунктирные линии) в зависимости от стратификации атмосферы в прибрежной зоне.



Наибольшее влияние рельефа, как по данным измерений, наблюдается при неустойчивой стратификации.

Компоненты потока импульса при переходе ветрового потока с моря на сушу

модификация поля потока и возникновение мезомасштабных вихревых циркуляций.



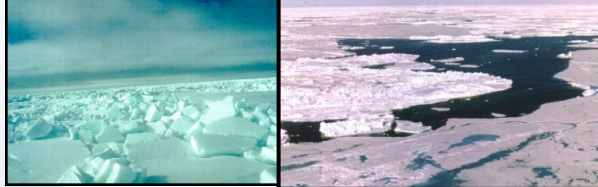
Полярные районы

Мелкомасштабные процессы, не представляемые явно в климатических или региональных моделях с разрешением от 1 до 100 км., играют ключевую роль в системе взаимодействия «атмосфера-лёд-океан» в полярных районах.

Эти процессы включают турбулентное перемешивание в атмосфере и океане; микрофизику облаков и аэрозолей; радиационный перенос в атмосфере, через лёд и снег и в верхнем слое океана; турбулентный обмен импульсом, теплом и веществом в системе океан-лёд-снег-атмосфера; мелкомасштабные процессы в морском льду; нарастание и таяние льда; влияние топографии в прибрежных зонах и на континентальном шельфе на динамику океана и атмосферы).

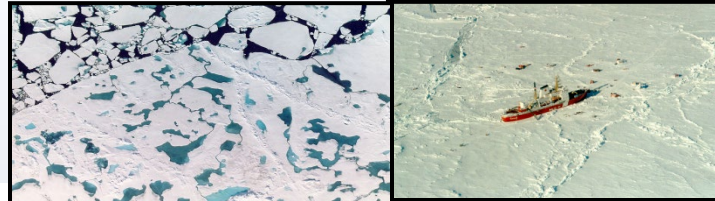
Именно подсеточные процессы вносят основной вклад в полярное усиление – наблюдаемое в настоящее время более быстрое потепление в Арктике в сравнение с другими регионами

Недостаточно надежные параметризации мелкомасштабных явлений служат основной причиной ошибок климатических и региональных моделей в определении теплового баланса Арктики.

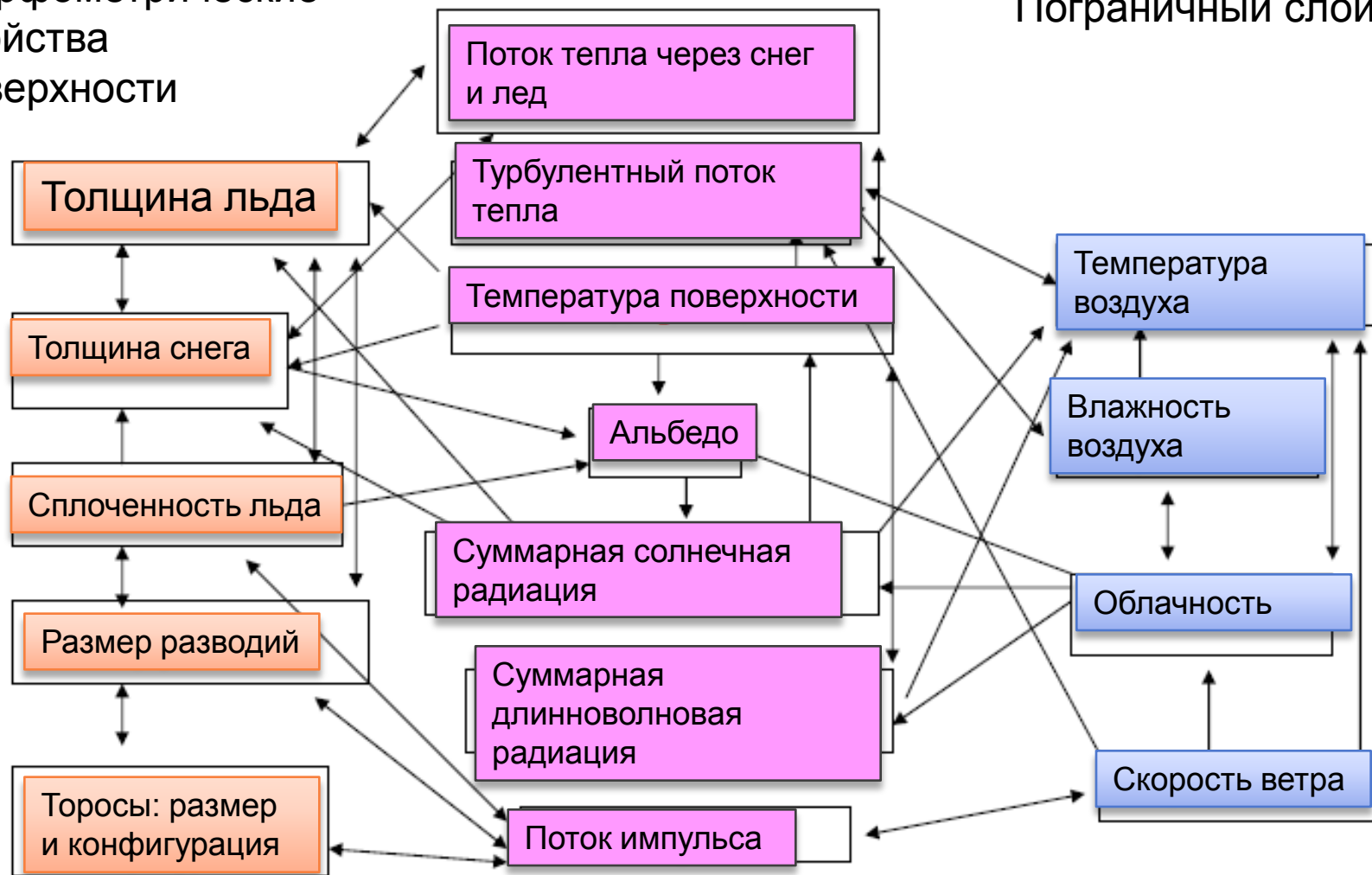


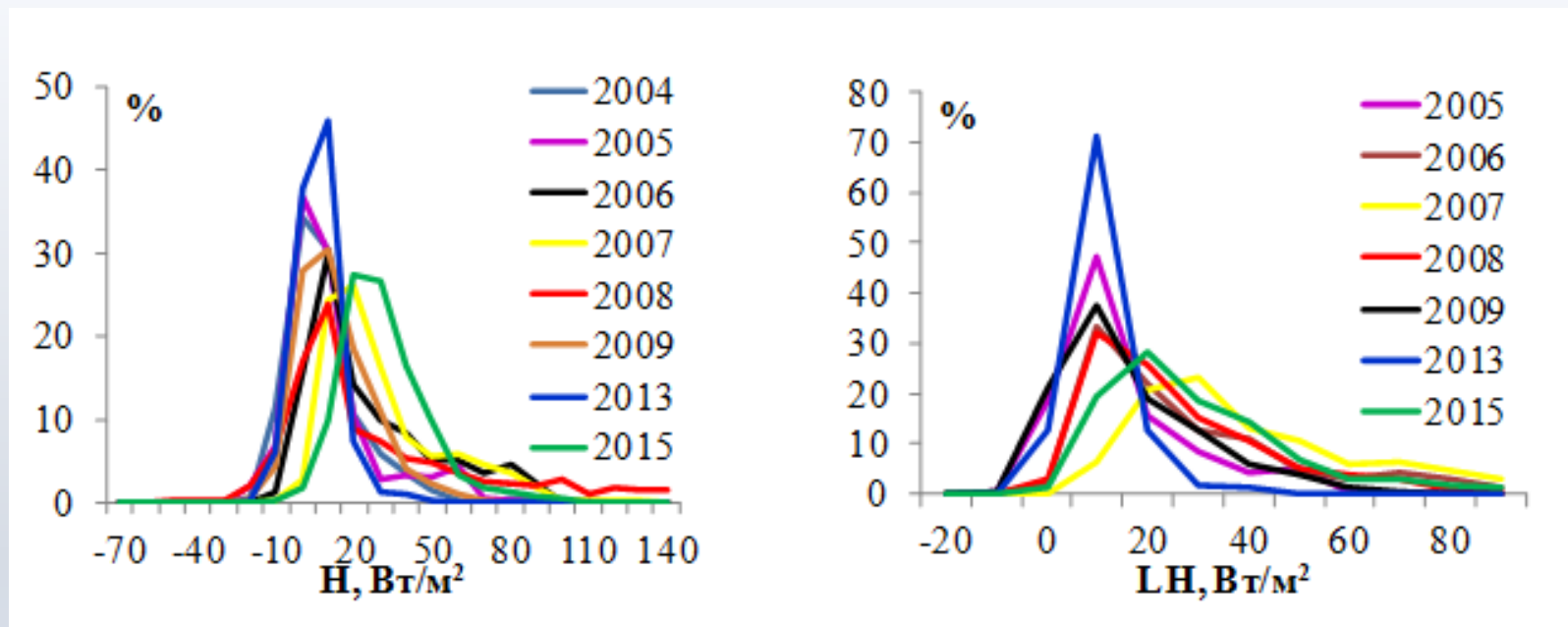
Морфометрические свойства поверхности

Потоки, температура и альbedo

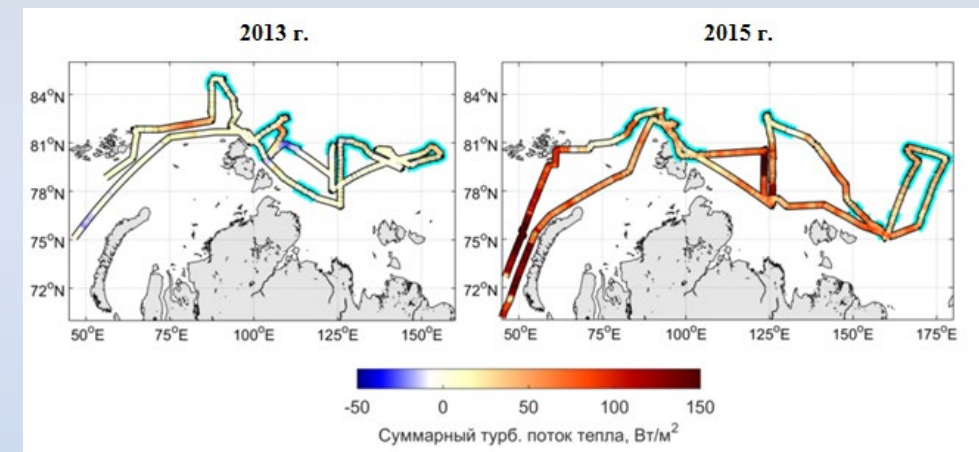
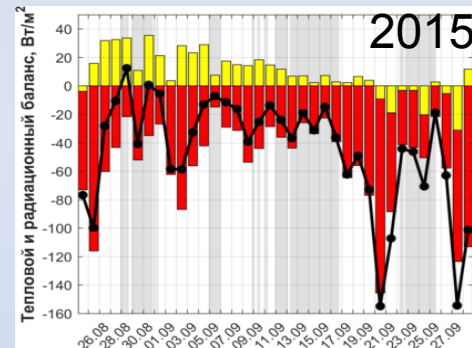


Пограничный слой



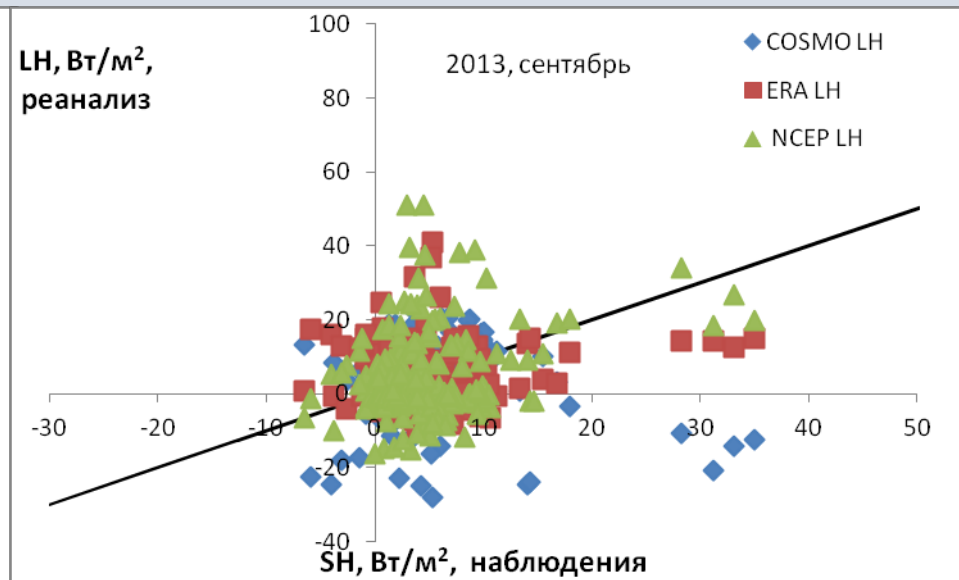
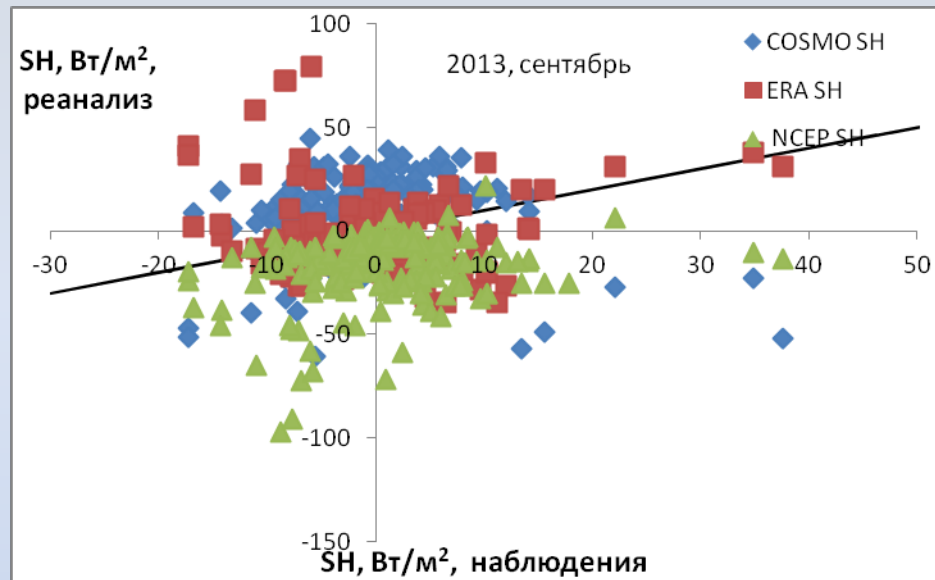
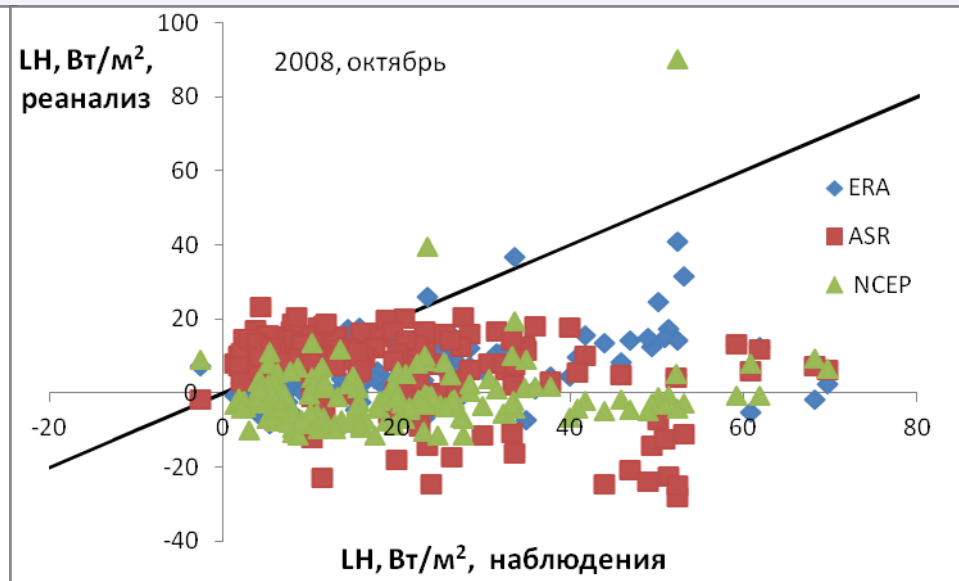
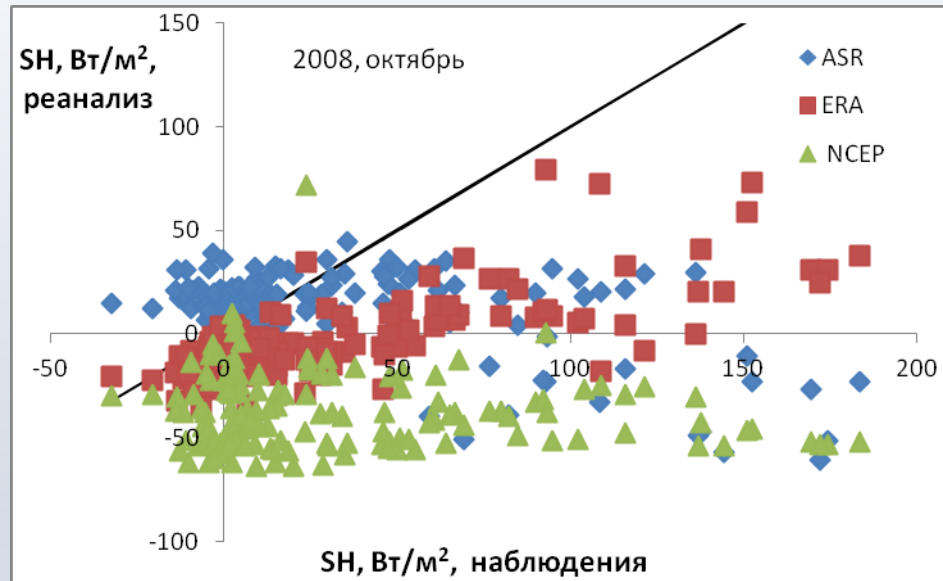


Распределение значений потоков явного и скрытого тепла за период 2004-2015 годы в море Лаптевых в летне-осенний период

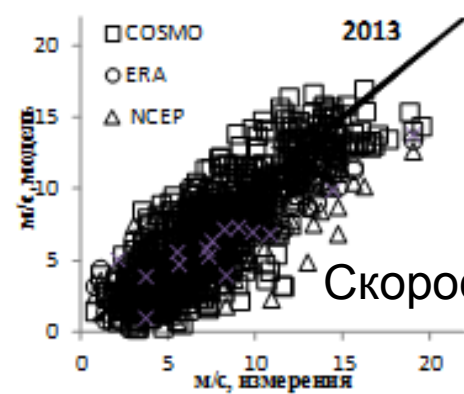
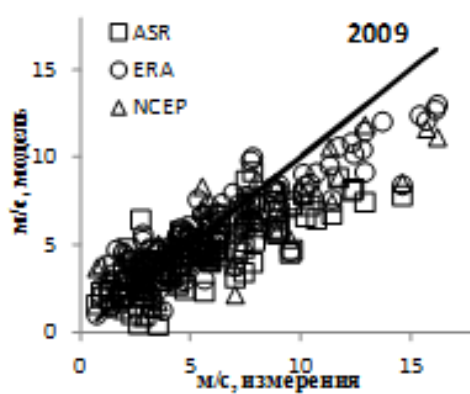
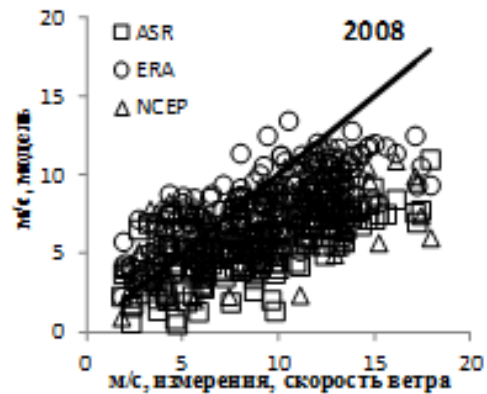


Среднесуточные значения суммарного радиационного баланса, суммы турбулентных потоков тепла (явного и скрытого) и теплового баланса за период измерений в 2013 и 2015 годах. Светло-серый фон обозначает периоды, когда судно находилось во льдах.

Сравнение измеренных потоков с данными реанализов

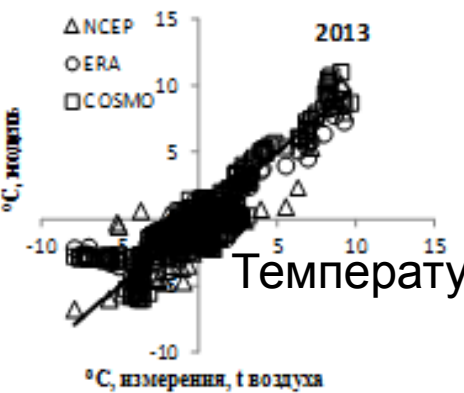
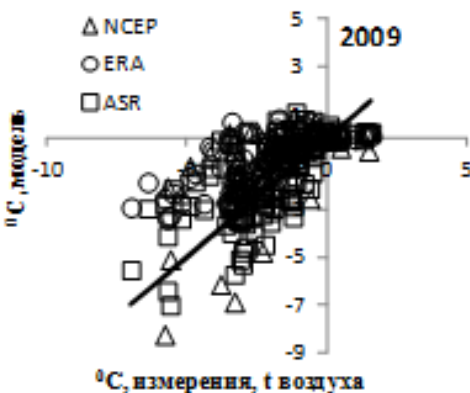
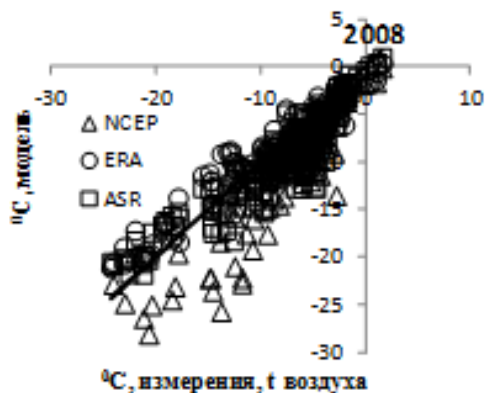


а)



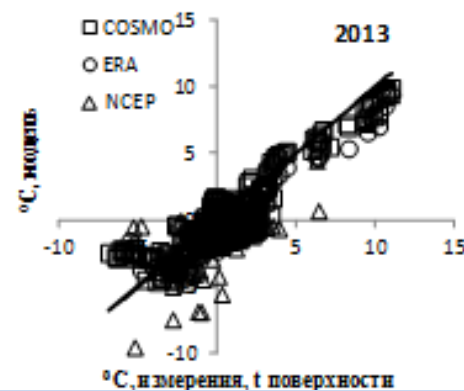
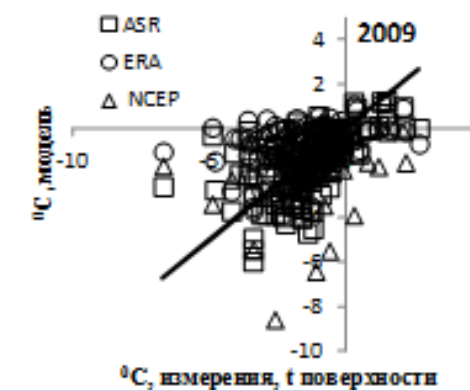
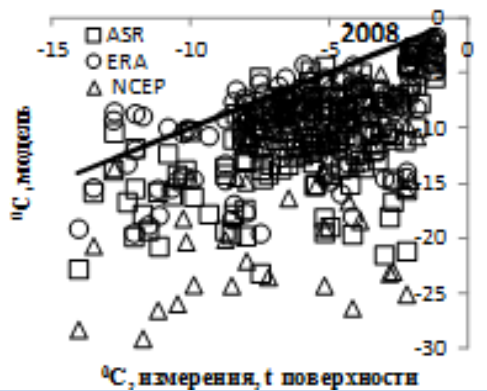
Скорость ветра

б)



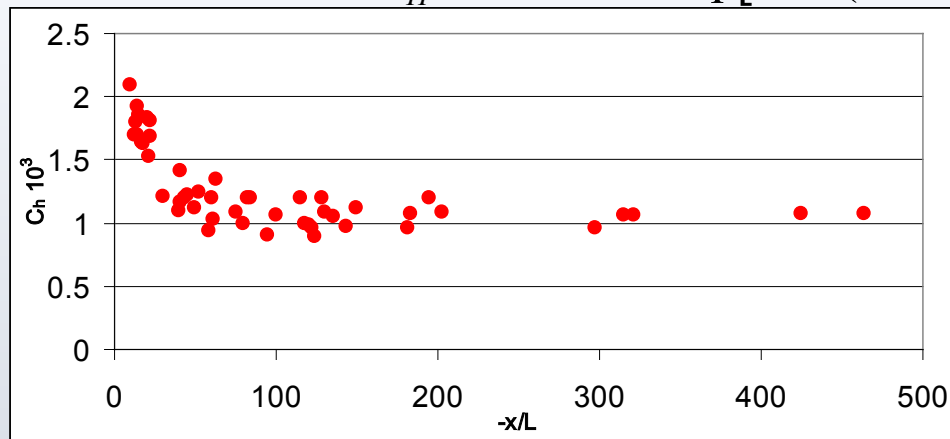
Температура воздуха

в)



Температура поверхности

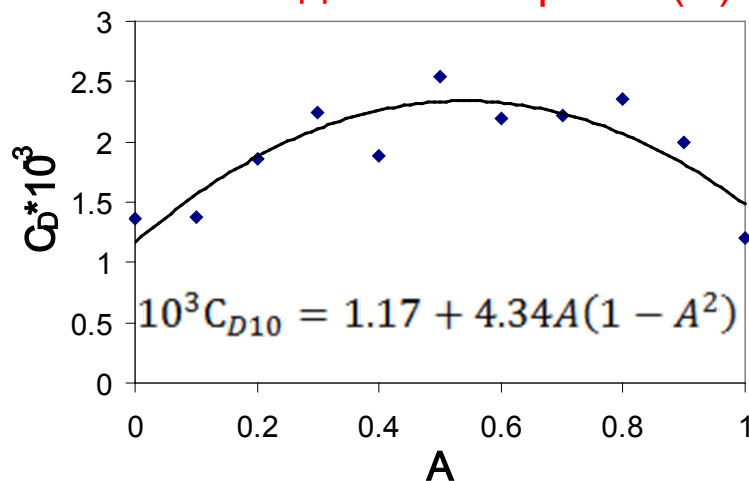
$$C_H = 1.1 + 0.7 \exp[0.05(X/L)]$$



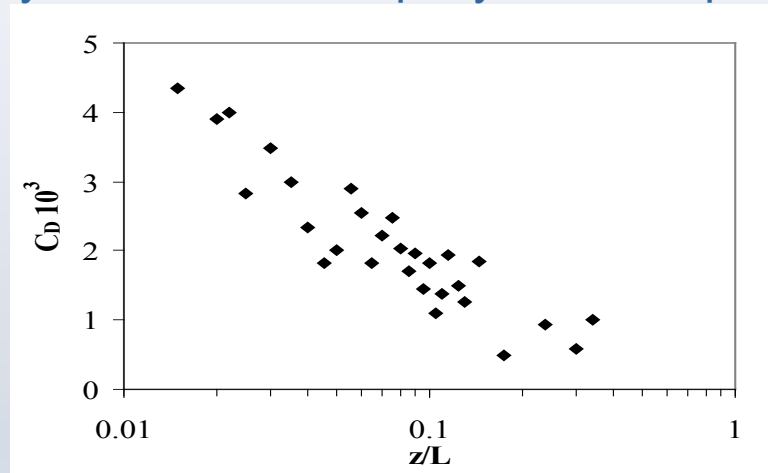
Зависимость числа Стентона от безразмерной ширины разводья

Небольшие разводья, шириной в несколько метров, обеспечивают более эффективный турбулентный перенос тепла по сравнению теми, ширина которых составляет сотни метров..

Коэффициент сопротивления как функция Сплочности ледяного покрова (A)



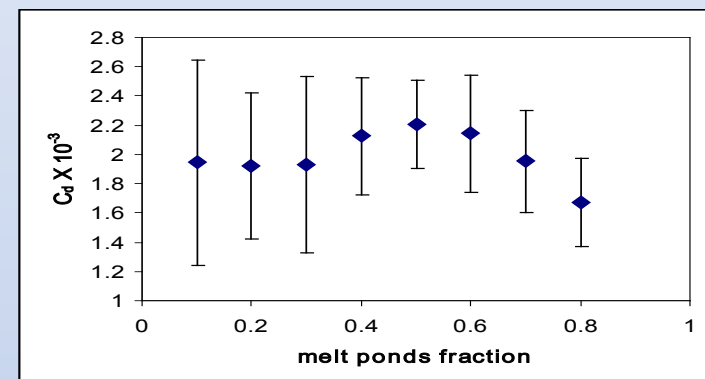
Зависимость коэффициента сопротивления от параметра устойчивости в присутствии торосов



Зависимость коэффициента сопротивления от средней высоты торосов

$$C_D \cdot 10^3 = 1.4 + 0.2 \ln E$$

Коэффициент сопротивления как функция относительной площади снежниц



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

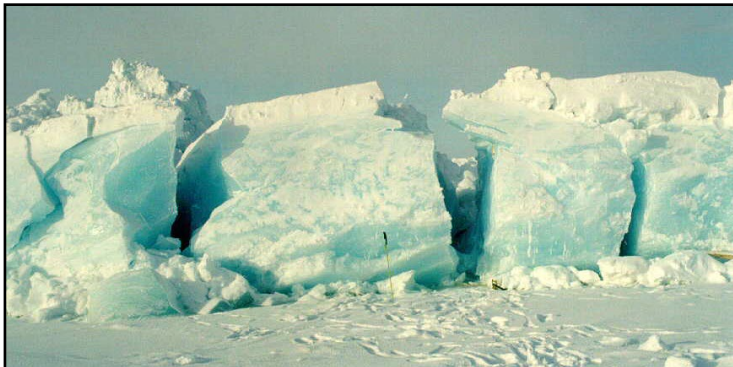
1. $C_{d,fr}$ как функция морфологических характеристик торосов (Garbrecht et al. 2002):

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

h_f – характерная высота тороса

D_s – характерное расстояние между торосами

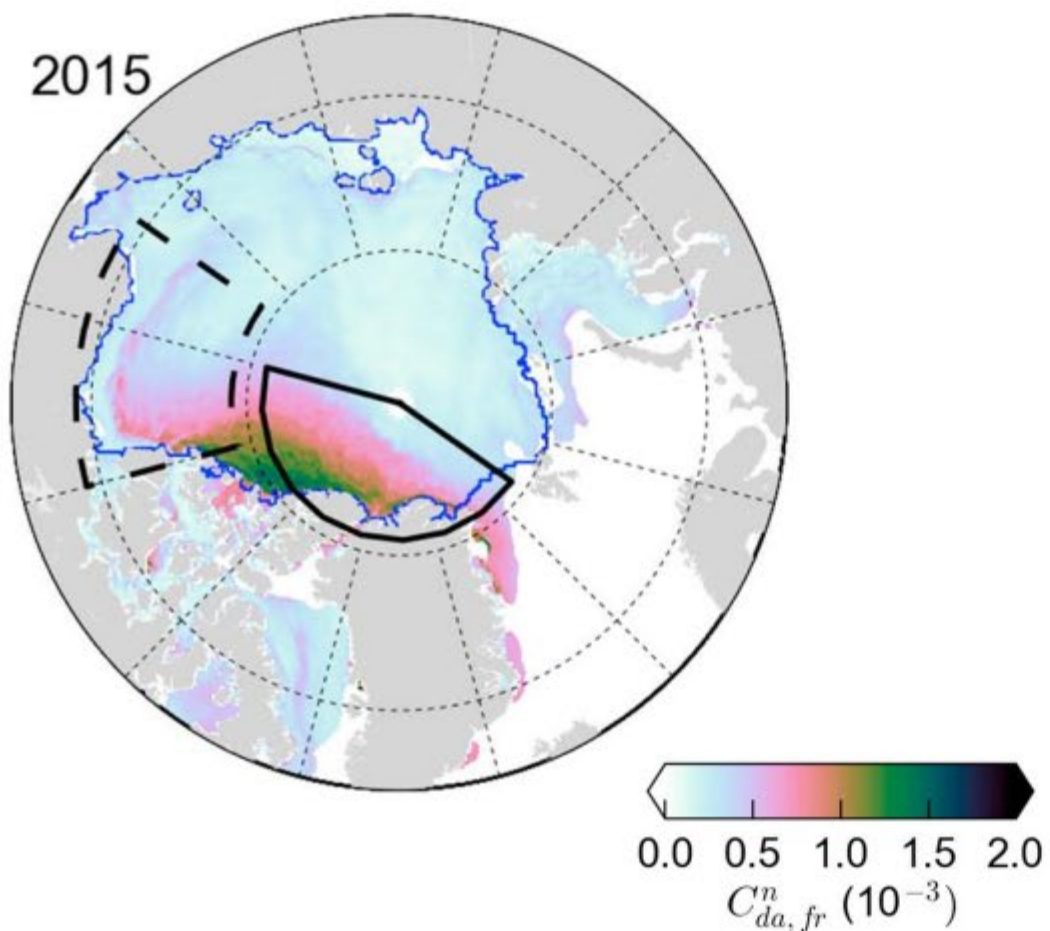
c_w – коэффициент трения о единичный торос



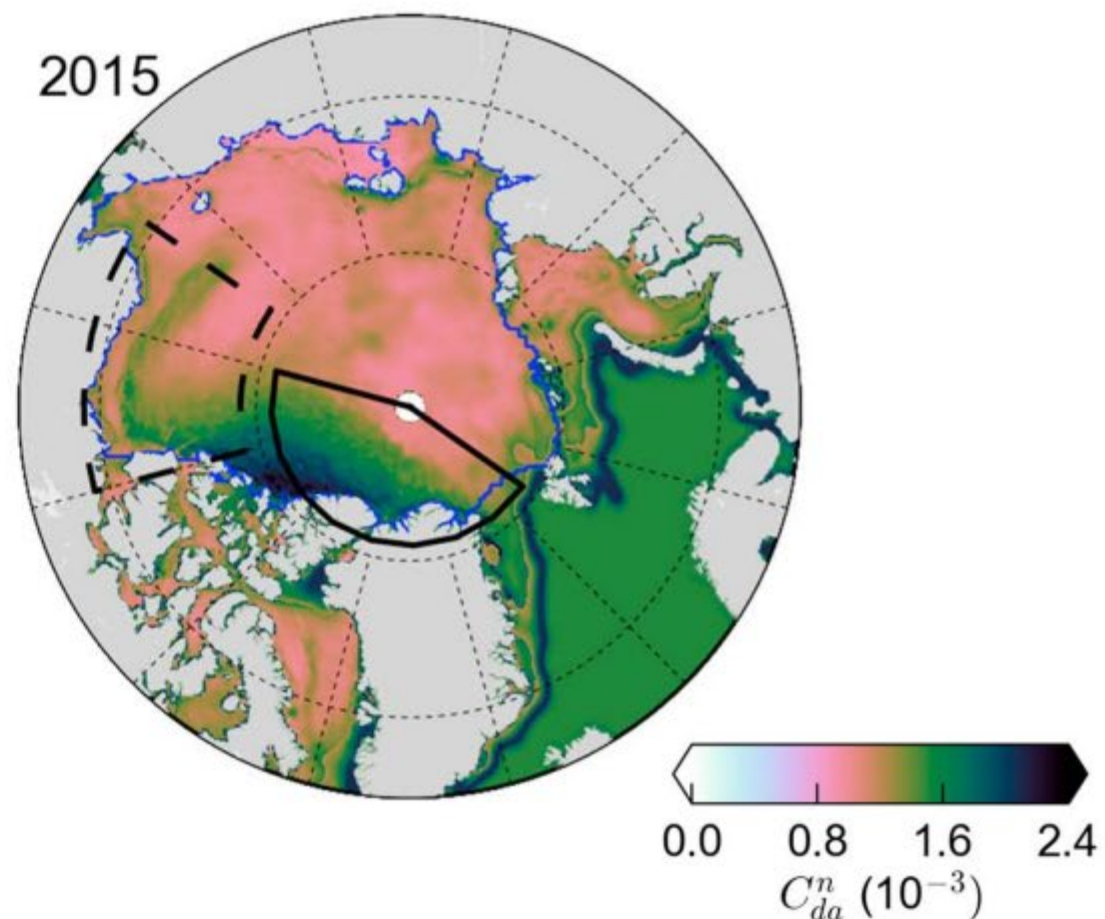
Влияние торосов

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

C_d за счет торосов



C_d суммарный



Влияние торосов

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 $\dot{\epsilon}$

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

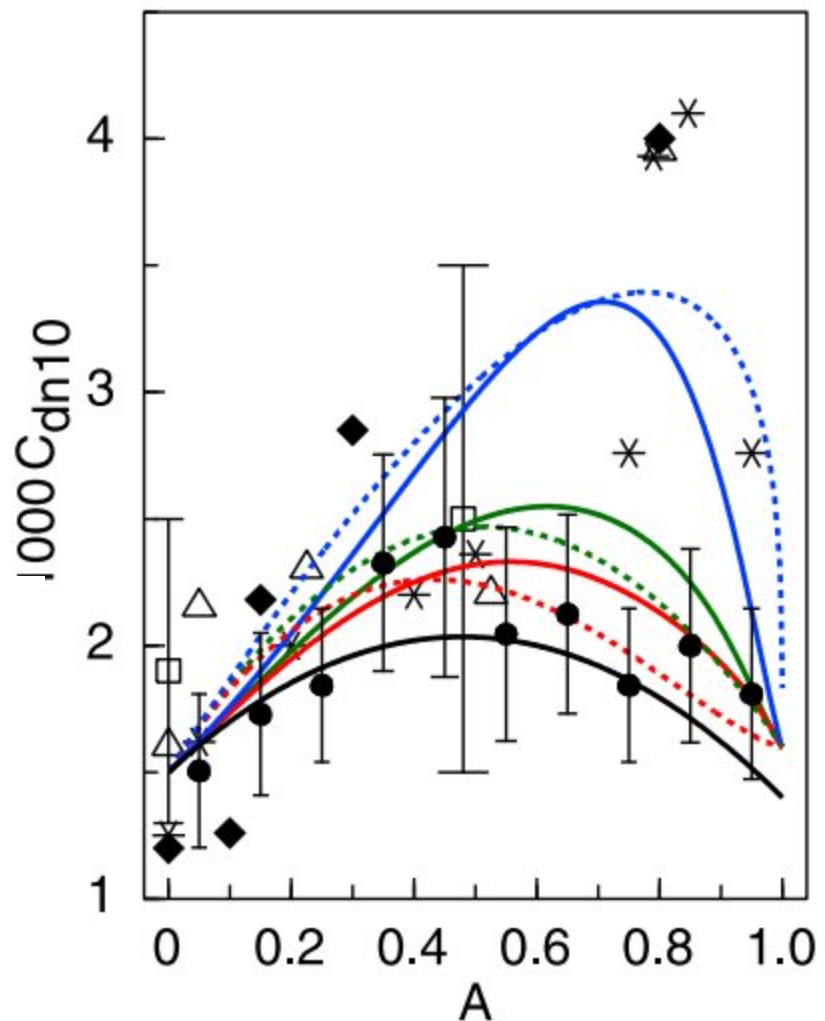
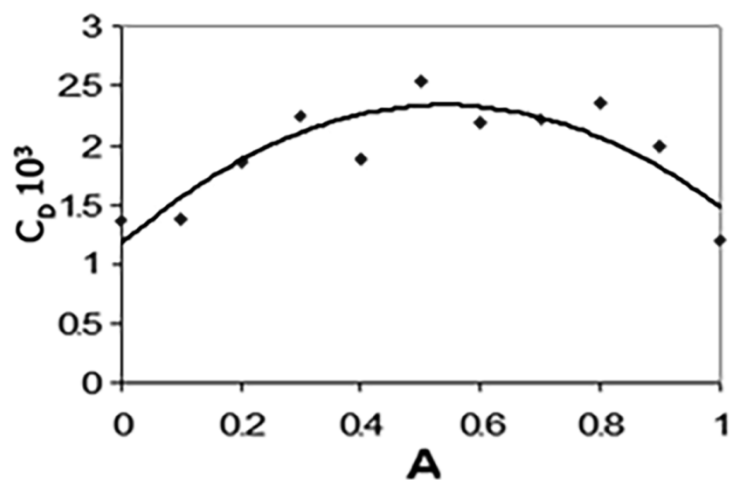
↑
деформация

↑
таяние

Влияние краев льдин и снежниц

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

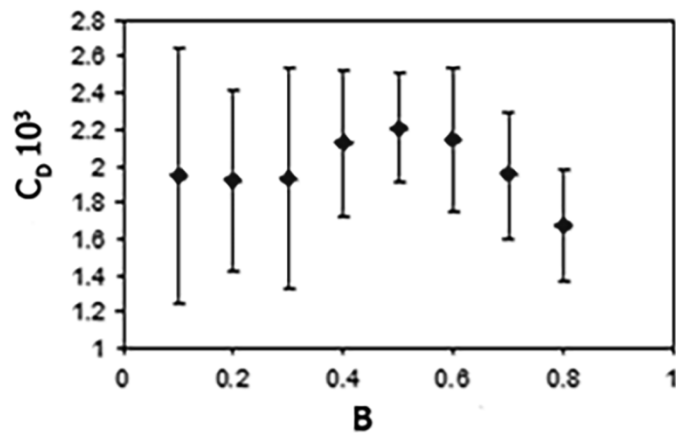
$$C_{d,fe} = C_e A(1 - A)^\beta$$



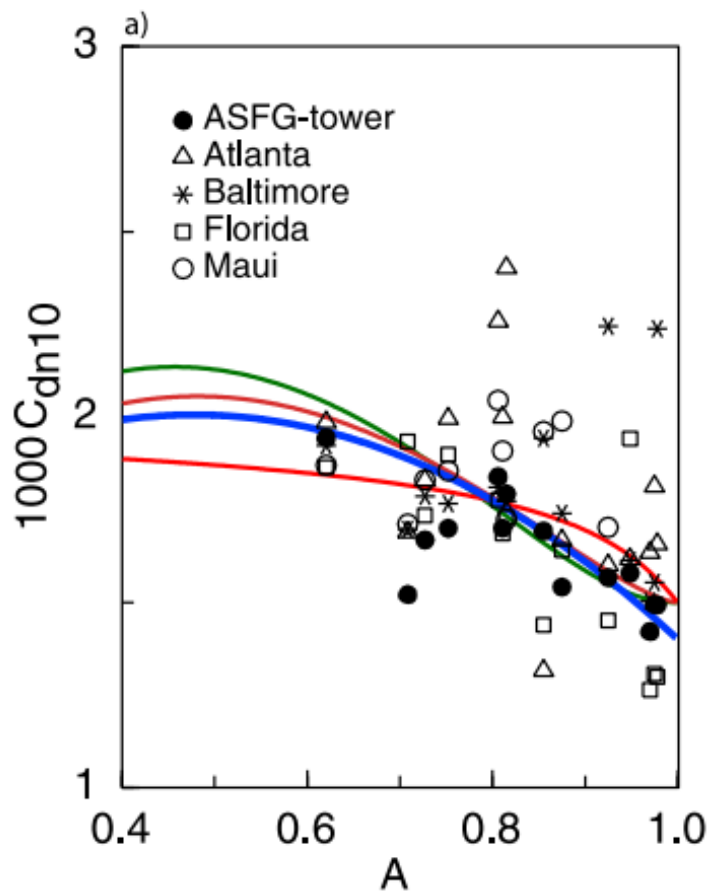
Влияние краев льдин и снежниц

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

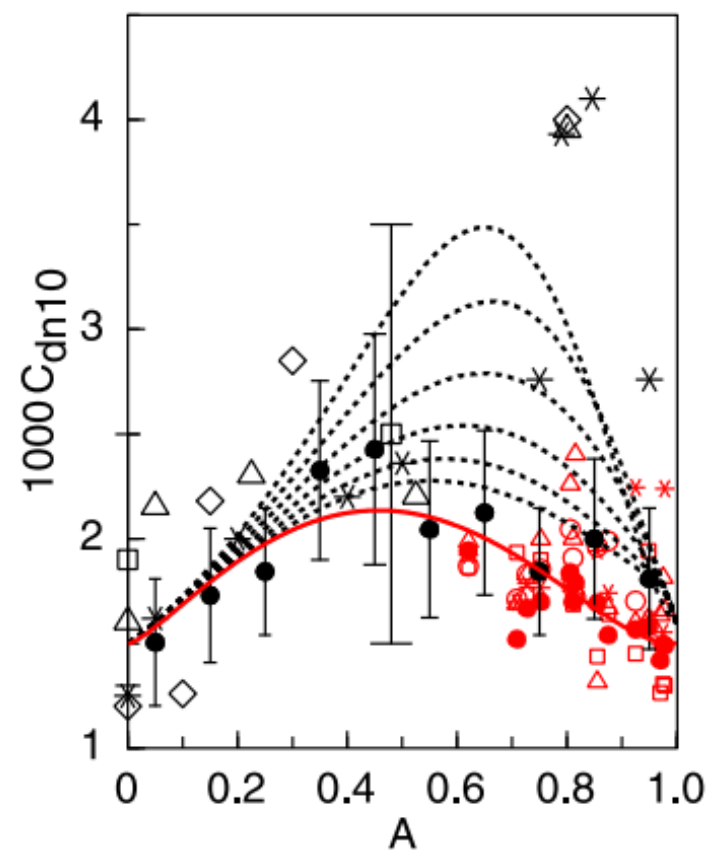
$$C_{d,fe} = C_e A(1 - A)^\beta$$



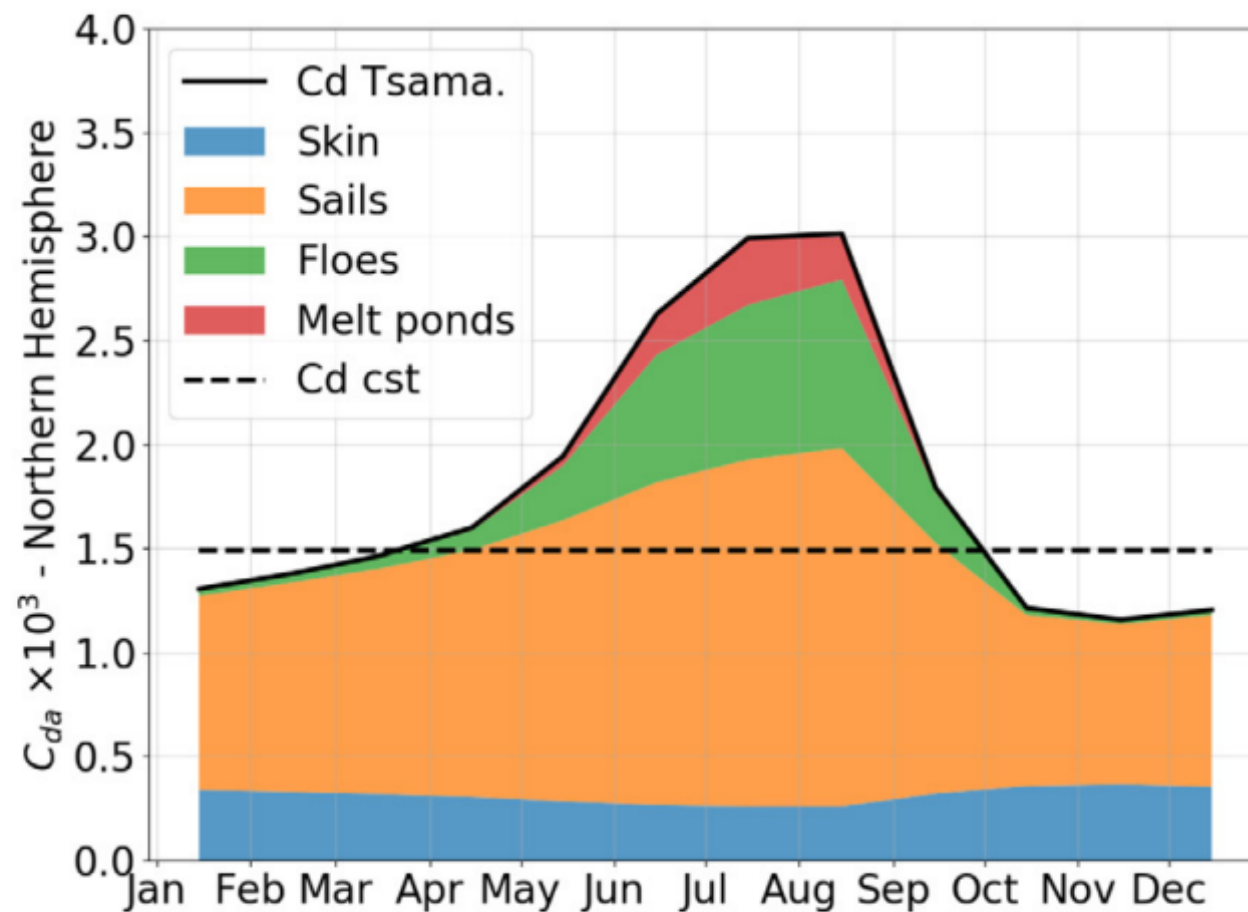
Арктика, лето, SHEBA



И края льдин и снежниц:



Вклад торосов, краев льдин и снежниц



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

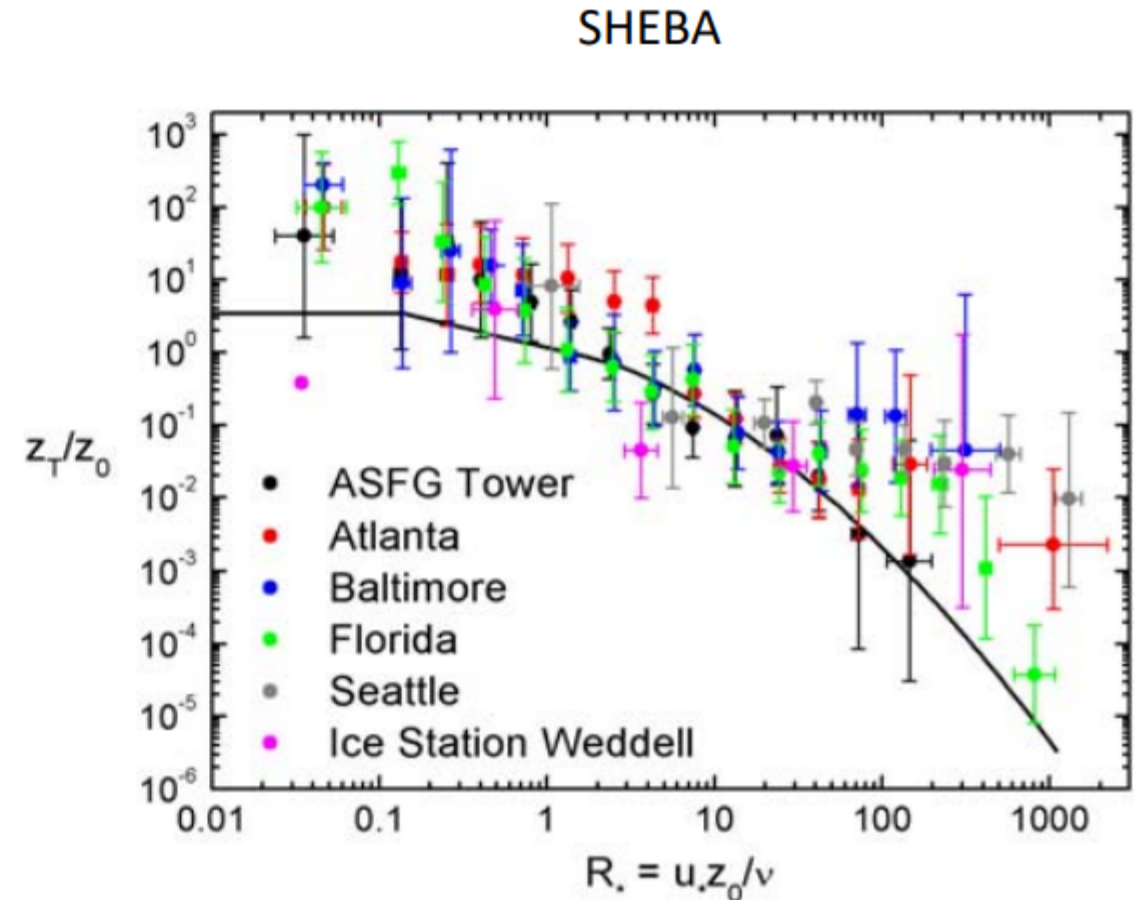
Параметр шероховатости для скаляров над морским льдом

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

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

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

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



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!



Работа выполнена при поддержке РФФ, грант № 24-17-00155