

**Школа молодых ученых и международная конференция по вычислительно-информационным технологиям для наук об окружающей среде: “CITES-2017”
28 августа – 7 сентября 2013, Таруса, Звенигород, Россия**

Моделирование процессов взаимодействия атмосферного пограничного слоя с неоднородной подстилающей поверхностью

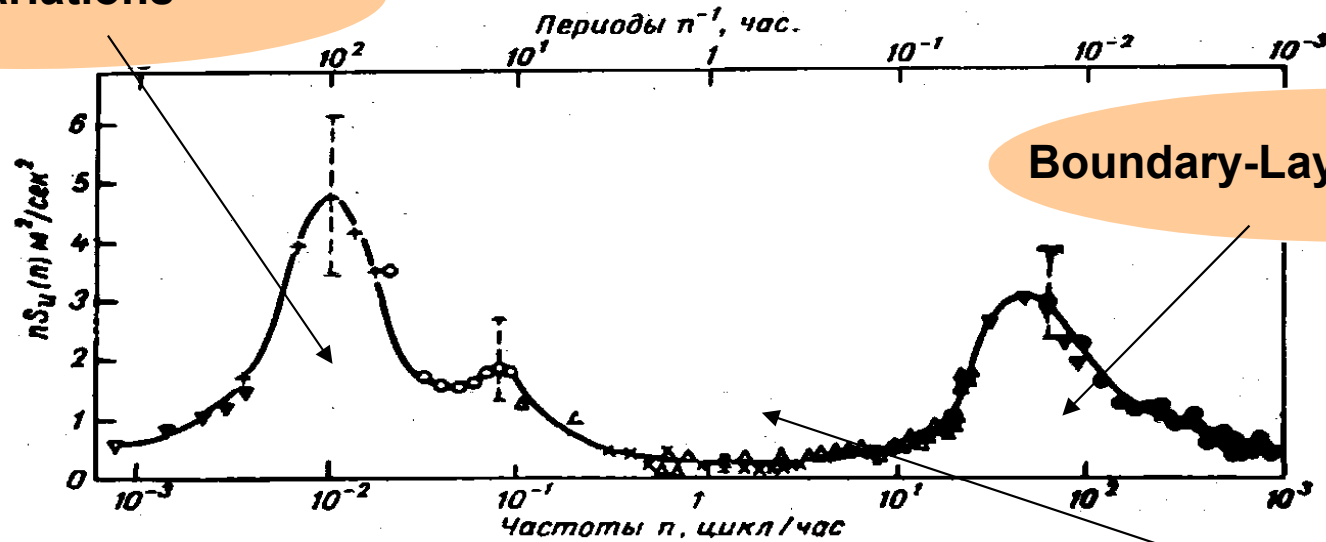
В.Н. Лыкосов

**Институт вычислительной математики РАН,
Московский государственный университет
им. М.В.Ломоносова**

E-mail: lykosov@inm.ras.ru



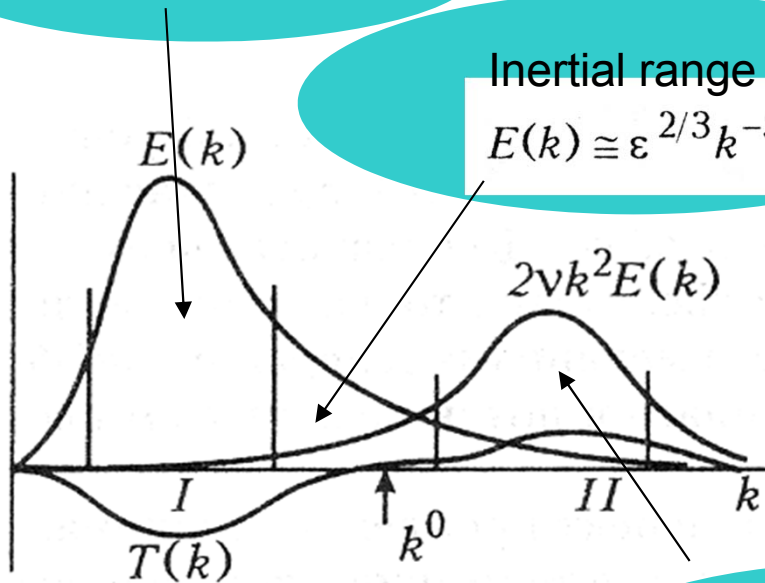
Synoptic variations



Спектр скорости ветра в приземном слое атмосферы (по Ван дер Ховену (1957), n — частота, $S_u(n)$ — спектральная плотность).

Boundary-Layer turbulence

Energy range



Inertial range

$$E(k) \cong \varepsilon^{2/3} k^{-5/3}$$

Mesoscale processes

$$a(x_i, t) = \tilde{a}(x_i, t) + a'(x_i, t) + a''(x_i, t)$$

$$\bar{a}(x_i, t) = \int G(x_i - x'_i) a(x'_i, t) dx'_i$$

$$\bar{a}(x_i, t) = \tilde{a}(x_i, t) + a'(x_i, t)$$

Dissipation range

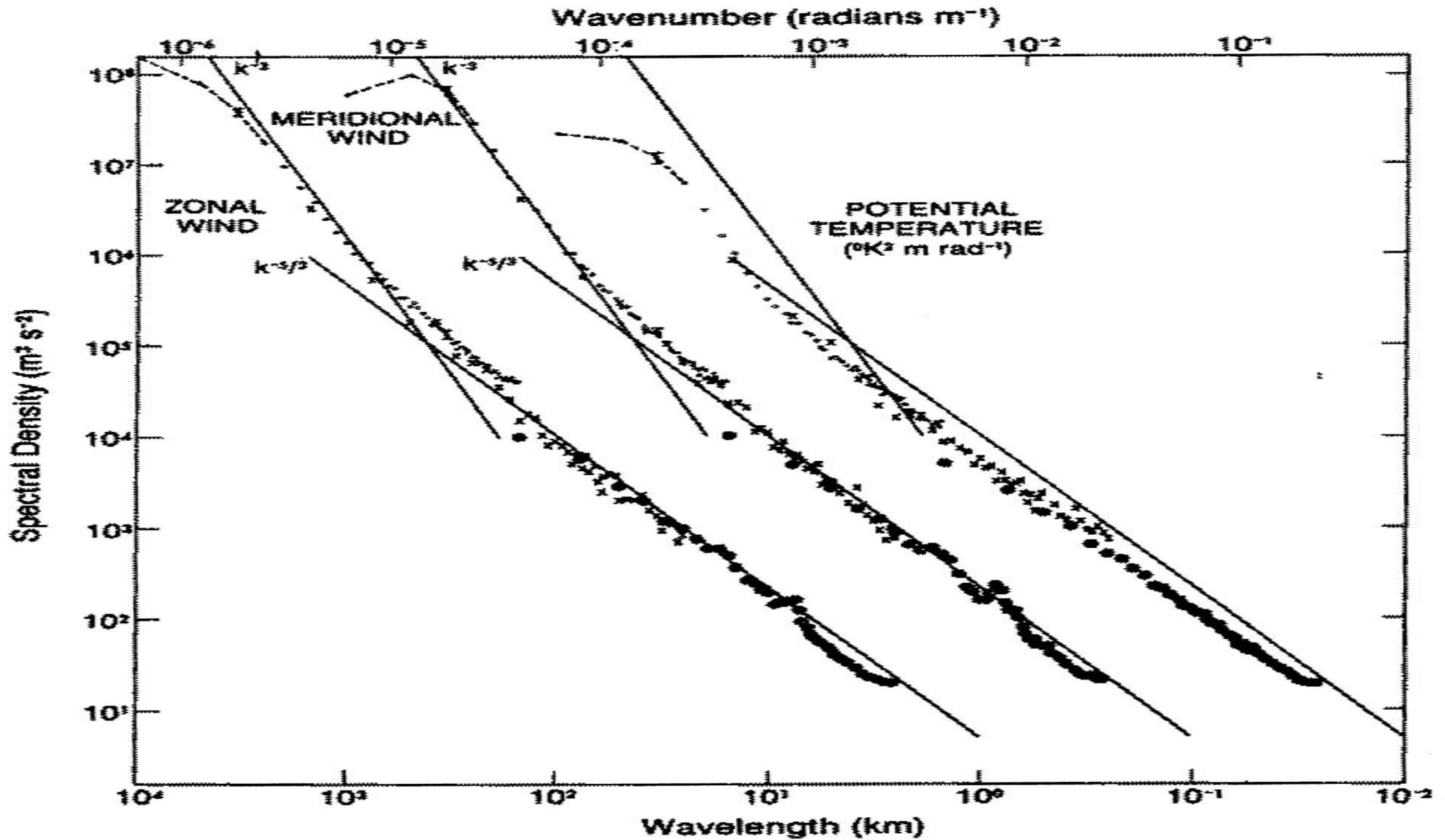


FIG. 1. Variance power spectra of wind and potential temperature near the tropopause from GASP aircraft data. The spectra for meridional wind and temperature are shifted one and two decades to the right, respectively; lines with slopes -3 and $-5/3$ are entered at the same relative coordinates for each variable for comparison. [Reproduced with permission from Nastrom and Gage (1985).]

Mesoscale processes

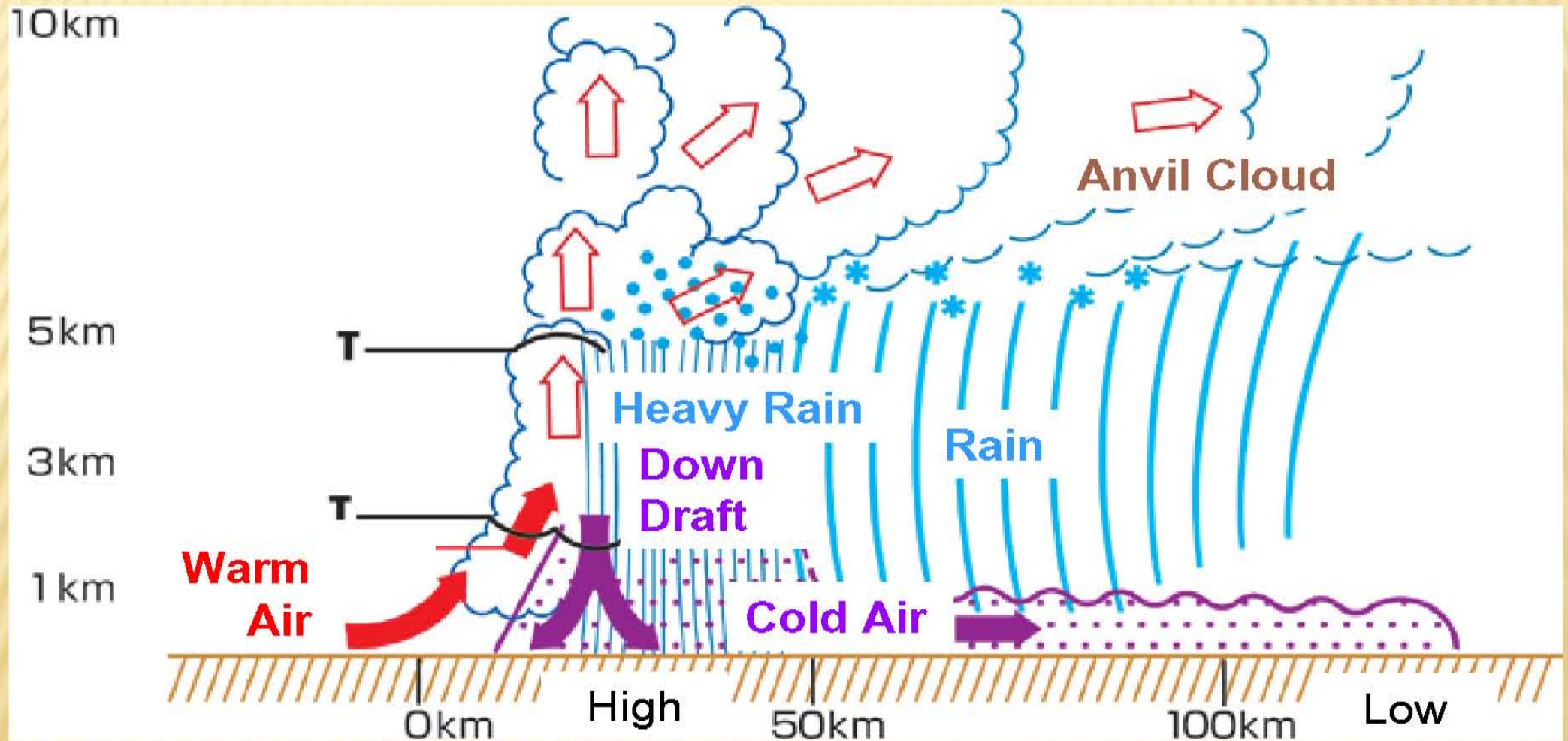
- Weather systems smaller than synoptic scale systems (~ 1000 and more km) but larger than microscale (< 1 km) and storm-scale (~ 1 km) cumulus systems.
- Horizontal dimensions: from about 2 km to several hundred kilometers.
- Examples of mesoscale weather systems: sea and lake breezes, squall lines, katabatic flows, mesoscale convective complexes.
- Vertical velocity equals or exceeds horizontal velocities in mesoscale meteorological systems due to nonhydrostatic processes.

Subclasses

Mesoscale processes are divided into 3 subclasses (Orlanski, 1975):

- **Meso-gamma** 2-20 km, deals with phenomena like thunderstorm convection, complex terrain flows (at the edge to microscale), precipitation bands
- **Meso-beta** 20-200 km deals with phenomena like sea breezes, lake effect snow storms, polar cyclones
- **Meso-alpha** 200-2000 km fronts, deals with phenomena like squall lines, mesoscale convective systems (MCS, a large cluster of storms), tropical cyclones at the edge of synoptic scale

Structure of Cloud Cluster in the Tropics



Cloud Streets (R. Rotunno, 2007)



**On the relation between index
cycles of the atmosphere
circulation and spatial
spectrum of the kinetic energy
in the model of the general
circulation of the atmosphere**

G.I. Marchuk, V.P. Dymnikov and
V.N. Lykossov

Research Department

May 1981

This paper has not been published and should be regarded as an Internal Report from ECMWF.
Permission to quote from it should be obtained from the ECMWF.



European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
Europäisches Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage
Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen

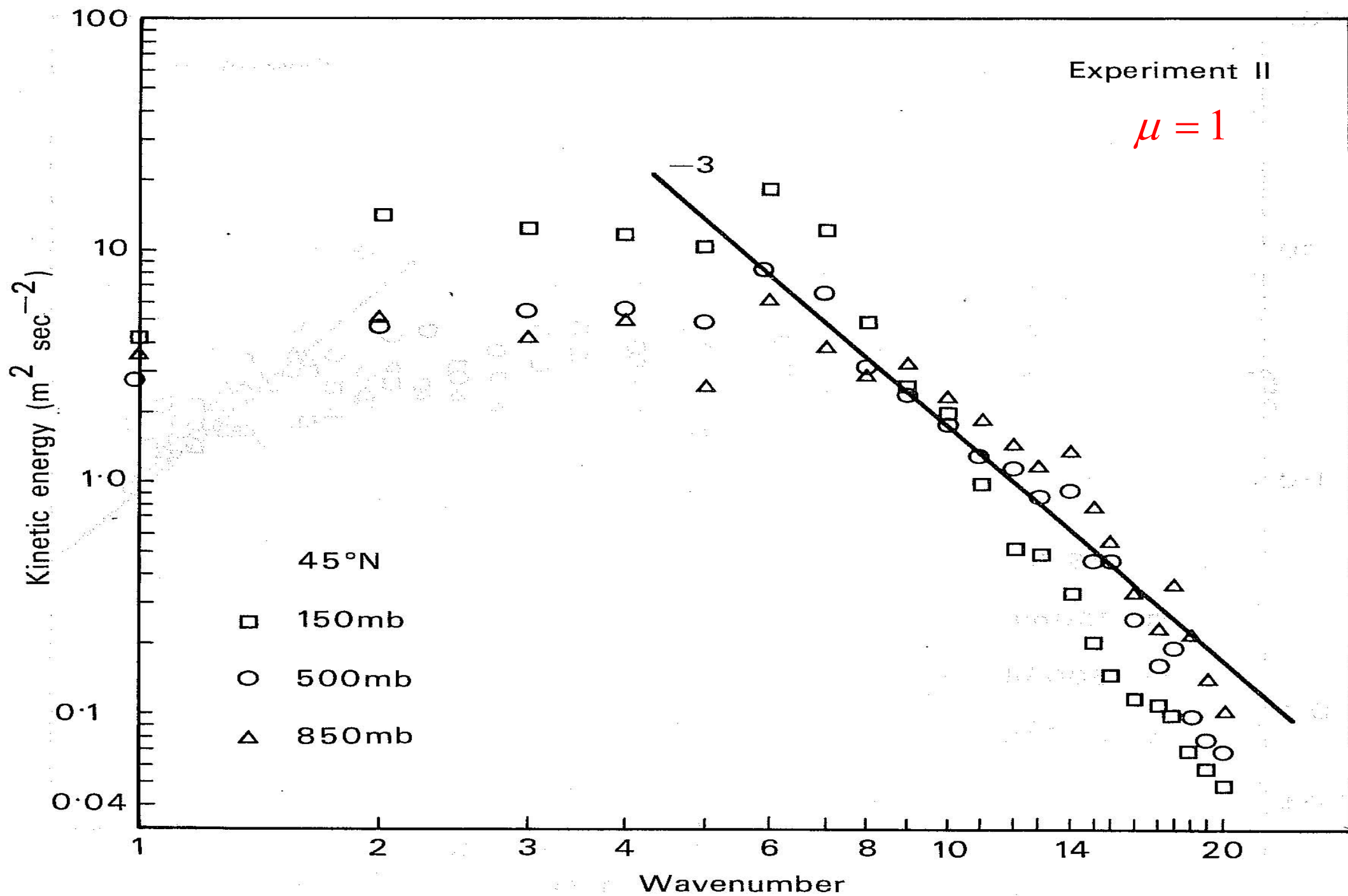


Fig. 3 Same as Fig. 2 but for Experiment II.

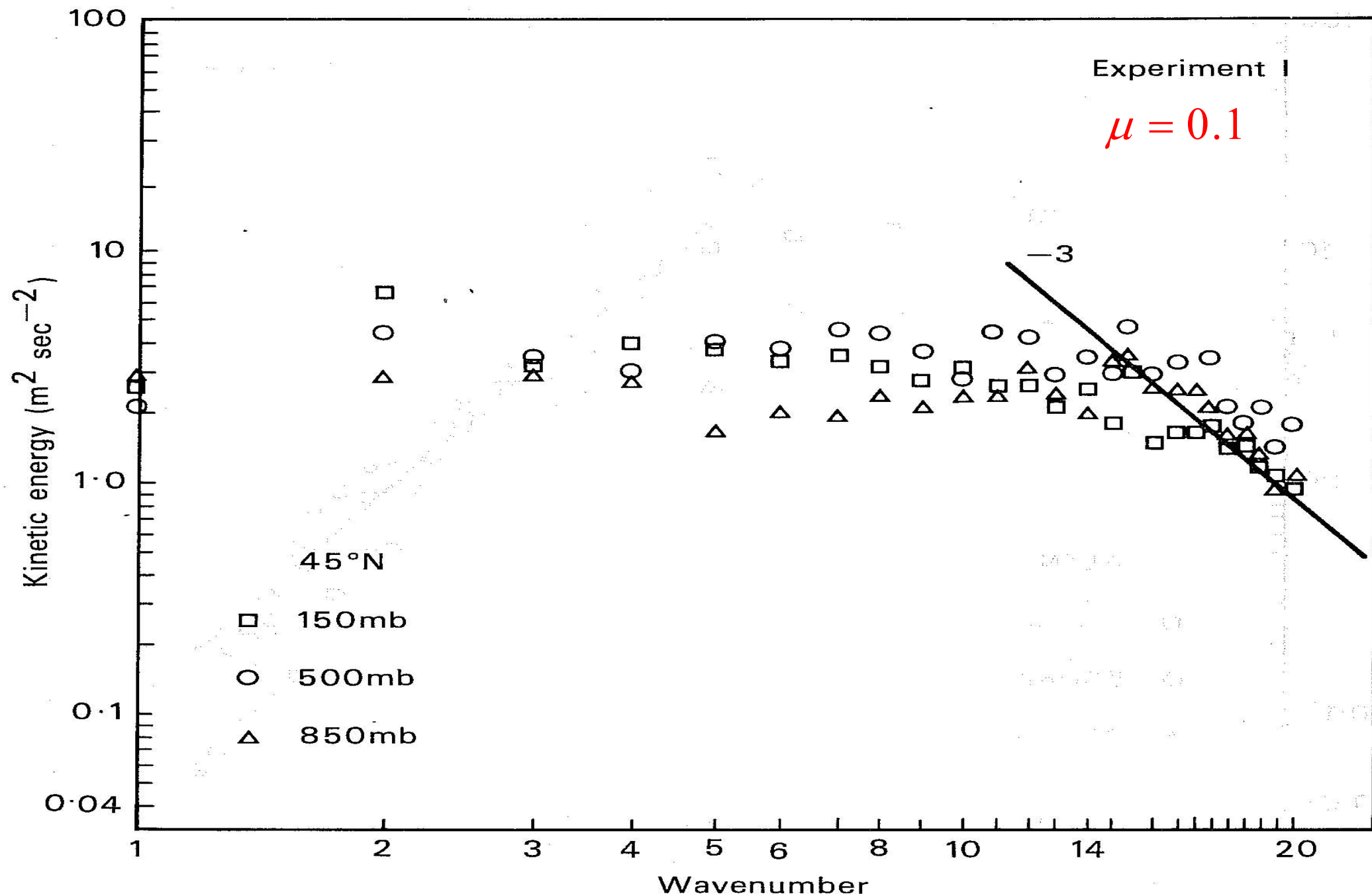


Fig. 2 Spectral distribution of eddy kinetic energy at 45°N (Experiment I).

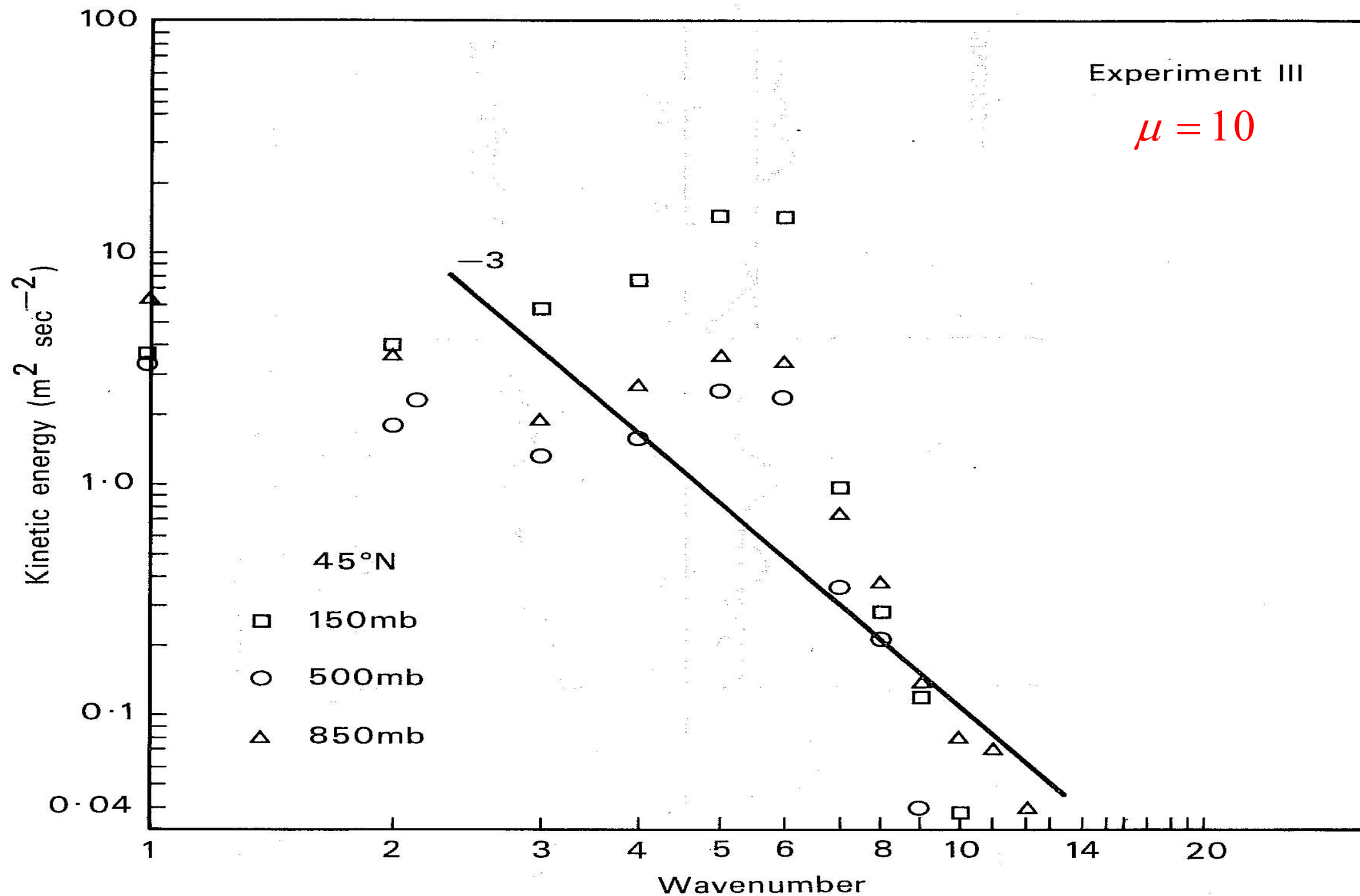
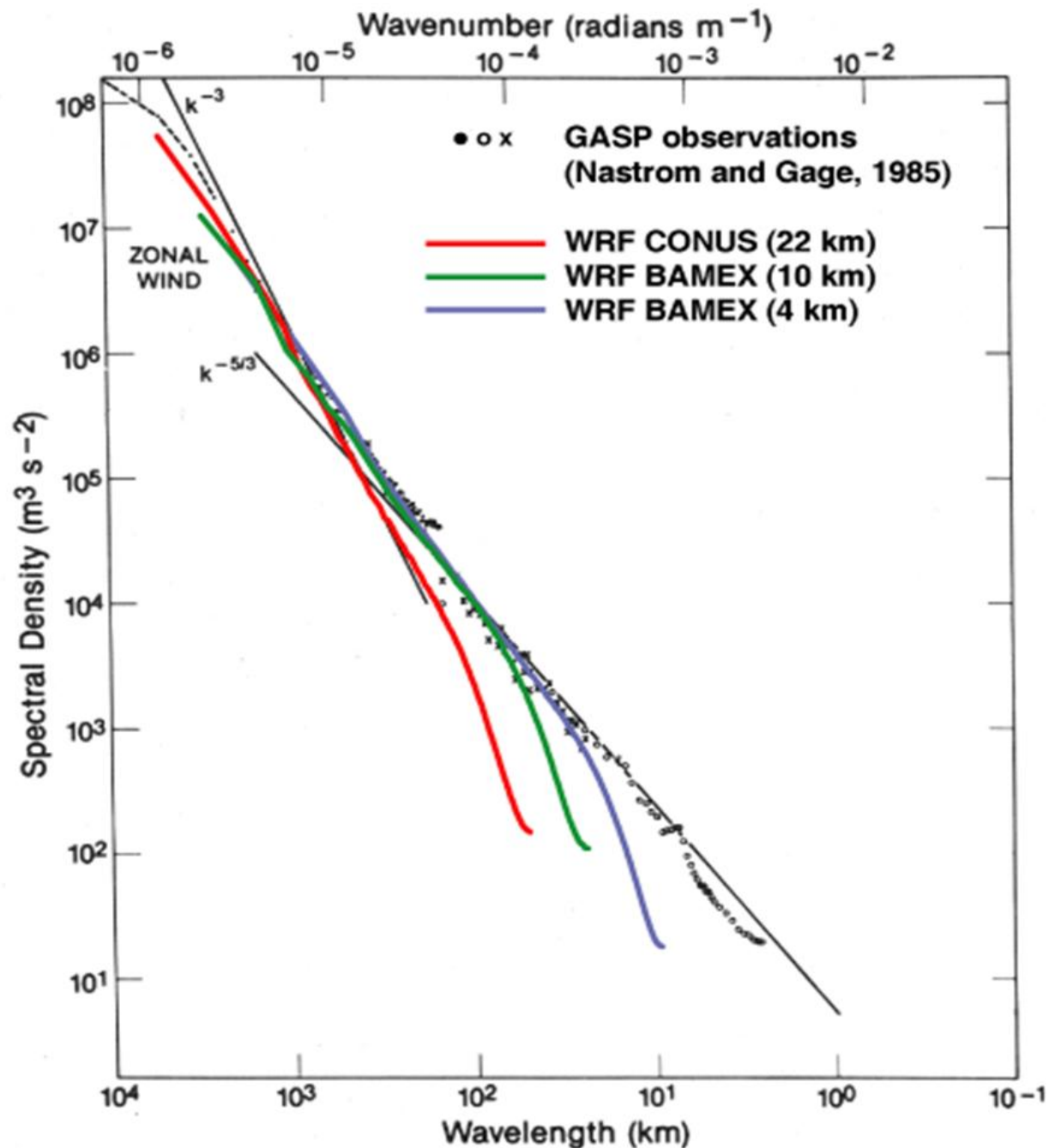


Fig. 4 Same as Fig. 2 but for Experiment III.

**W.C. Skamarock. Evaluating
Mesoscale NWP Models Using
Kinetic Energy Spectra. –
Mon. Wea. Rev., 2004, v. 132,
p. 3019 – 3032.**

Проблемы

1. Динамика спектрального переноса энергии через мезомасштабный интервал.
2. Турбулентное замыкание.
3. Вычислительные технологии.



Три подхода к численному моделированию турбулентности

1. Прямое численное моделирование (в англоязычной литературе – **direct numerical simulation, DNS**).

Численно решаются системы алгебраических уравнений, с высокой точностью аппроксимирующие исходную систему дифференциальных уравнений Навье-Стокса. Этот метод требует детального пространственно-временного разрешения и, следовательно, ведет к большим вычислительным затратам. Поэтому DNS редко применяется в практических задачах и чаще всего служит инструментом для получения больших массивов данных о турбулентных потоках простой структуры.

2. Вихреразрешающее моделирование (**Large Eddy Simulation, LES**).

Основой вихреразрешающего моделирования турбулентных потоков с очень большими числами Рейнольдса ($Re \gg 1$) является подтверждаемая экспериментально гипотеза о независимости статистических характеристик крупномасштабных турбулентных движений от молекулярной вязкости. Согласно этому предположению, возможно построение численной модели, явно описывающей нестационарную динамику только относительно крупных вихрей (вихрей, вносящих основной вклад в энергию турбулентного потока и определяющих взаимодействие турбулентности со средним движением). Влияние мелкомасштабной турбулентности учитывается при помощи турбулентных замыканий.

3. Решение систем уравнений, осредненных по Рейнольдсу (**Reynolds averaged Numerical Simulation, RANS**). В данном случае модель воспроизводит только средние значения скорости (и, при необходимости, скалярных величин, например температуры, влажности воздуха, концентрации примеси), а влияние всех флуктуаций учитывается при помощи турбулентных замыканий. Под осреднением в RANS понимается осреднение по ансамблю состояний. В силу предполагаемой эргодичности и в случае наличия статистически однородных направлений модели RANS могут быть не только трехмерными, но и двумерными и одномерными. Последние, как правило, используются в качестве блоков, параметризующих турбулентность в геофизических пограничных слоях в глобальных, региональных и мезомасштабных моделях атмосферы и океана.

Основные уравнения гидротермодинамики

$$\vec{u}(\vec{x}, t) = \{u_1(x_1, x_2, x_3, t), u_2(x_1, x_2, x_3, t), u_3(x_1, x_2, x_3, t)\}$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot \rho \vec{u} = 0 \quad (\nabla \cdot \vec{u} = 0)$$

$$\frac{\partial \vec{u}}{\partial t} + (\vec{u} \cdot \nabla) \vec{u} = \vec{F} - \frac{1}{\rho} \nabla p + \nu \nabla^2 \vec{u}$$

$$c_p \rho \left(\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla T \right) = \frac{\partial p}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla p + \rho c_p \chi \nabla^2 T + \rho c_p Q$$

$$p = R \rho T$$

$$\vec{F} = -g \vec{n} - \vec{f} \times \vec{u}, \quad \vec{n} = (0, 0, 1), \quad \vec{f} = (0, f_y, f)$$

Основные уравнения (осреднение по Рейнольдсу)

$$\vec{u}(\vec{x}, t) = \{\bar{u}_1(x_1, x_2, x_3, t), \bar{u}_2(x_1, x_2, x_3, t), \bar{u}_3(x_1, x_2, x_3, t)\}$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot \rho \vec{u} = 0 \quad (\nabla \cdot \vec{u} = 0)$$

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} + u_\alpha \frac{\partial u_i}{\partial x_\alpha} = F_i - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x_i} + \frac{\partial}{\partial x_\alpha} \left(\nu \frac{\partial u_i}{\partial x_\alpha} - \overline{u'_i u'_\alpha} \right)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u_\alpha \frac{\partial \theta}{\partial x_\alpha} = \tilde{Q} + \frac{1}{\rho c_p} \frac{\partial}{\partial x_\alpha} \rho c_p \left(\chi \frac{\partial \theta}{\partial x_\alpha} - \overline{\theta' u'_\alpha} \right)$$

$$p = R \rho T, \quad \theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{R/c_p}, \quad p_0 = 1000 \text{ гПа}$$

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} = -g \quad (\text{гидростатическое приближение})$$

Уравнения крупномасштабной динамики атмосферы

$$\frac{du}{dt} - \left(f + \frac{u}{a} \operatorname{tg} \varphi \right) v + \frac{1}{a \cos \varphi} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} + \frac{RT}{p_s} \frac{\partial p_s}{\partial \lambda} \right) = F_u,$$

$$\frac{dv}{dt} + \left(f + \frac{u}{a} \operatorname{tg} \varphi \right) u + \frac{1}{a} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \varphi} + \frac{RT}{p_s} \frac{\partial p_s}{\partial \varphi} \right) = F_v,$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \sigma} = -\frac{RT}{\sigma}, \quad \left(\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial}{\partial \varphi} + \dot{\sigma} \frac{\partial}{\partial \sigma} \right)$$

$$\frac{\partial p_s}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \varphi} \left(\frac{\partial p_s u}{\partial \lambda} + \frac{\partial p_s v \cos \varphi}{\partial \varphi} \right) + \frac{\partial p_s \dot{\sigma}}{\partial \sigma} = 0, \quad (\sigma = p / p_s, \Phi = gz)$$

$$\frac{dT}{dt} - \frac{RT}{c_p \sigma p_s} \left[p_s \dot{\sigma} + \sigma \left(\frac{\partial p_s}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \varphi} \frac{\partial p_s}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial p_s}{\partial \varphi} \right) \right] = F_T + \varepsilon,$$

$$\frac{dq}{dt} = F_q - (C - E).$$

Параметризация
процессов
подсеточных
масштабов

Процессы подсеточных масштабов

- ❑ Неадиабатические источники тепла (радиация, фазовые переходы влаги, облачность, осадки и т.д.)
- ❑ Турбулентность в пограничном слое атмосферы, верхнем слое океана и придонном пограничном слое
- ❑ Конвекция и гравитационные волны
- ❑ Цикл углерода и метана; фотохимические процессы
- ❑ Перенос тепла и влаги в почве, растительном и снежном покрове; гидрологический цикл суши
- ❑

Уравнения мезомасштабной гидротермодинамики атмосферы (Miller, White, 1984; Miranda, 1990; Лыкосов и соавт., 2012)

$$\frac{\partial u p_s}{\partial t} + \frac{\partial u^2 p_s}{\partial x} + \frac{\partial v u p_s}{\partial y} + \frac{\partial \dot{\sigma} u p_s}{\partial \sigma} = -p_s \frac{\partial \phi'}{\partial x} + \sigma \frac{\partial p_s}{\partial x} \frac{\partial \phi'}{\partial \sigma} + f v p_s + p_s (D_u + R_u),$$

$$\frac{\partial v p_s}{\partial t} + \frac{\partial u v p_s}{\partial x} + \frac{\partial v^2 p_s}{\partial y} + \frac{\partial \dot{\sigma} v p_s}{\partial \sigma} = -p_s \frac{\partial \phi'}{\partial y} + \sigma \frac{\partial p_s}{\partial y} \frac{\partial \phi'}{\partial \sigma} - f u p_s + p_s (D_v + R_v),$$

$$\frac{\partial \tilde{w} p_s}{\partial t} + \frac{\partial u \tilde{w} p_s}{\partial x} + \frac{\partial v \tilde{w} p_s}{\partial y} + \frac{\partial \dot{\sigma} \tilde{w} p_s}{\partial \sigma} = -S_v p_s \frac{\partial \phi'}{\partial \sigma} + p_s g \left(\frac{\theta'}{\theta_s} - q_r \right) + p_s (D_w + R_w),$$

$$\frac{\partial \theta' p_s}{\partial t} + \frac{\partial u \theta' p_s}{\partial x} + \frac{\partial v \theta' p_s}{\partial y} + \frac{\partial \dot{\sigma} \theta' p_s}{\partial \sigma} = -S_v \tilde{w} p_s \frac{\partial \theta_s}{\partial \sigma} + p_s \frac{L_v}{c_p} \left(\frac{p_0}{p} \right)^k (C - E) + p_s (D_\theta + R_\theta),$$

$$\frac{\partial p_s}{\partial t} + \frac{\partial u p_s}{\partial x} + \frac{\partial v p_s}{\partial y} + \frac{\partial \dot{\sigma} p_s}{\partial \sigma} = 0, \quad \left(\frac{\partial^2 \phi'}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi'}{\partial y^2} + \frac{\partial}{\partial \sigma} S(\sigma) \frac{\partial \phi'}{\partial \sigma} = F \right)$$

$$\frac{\partial q_v p_s}{\partial t} + \frac{\partial u q_v p_s}{\partial x} + \frac{\partial v q_v p_s}{\partial y} + \frac{\partial \dot{\sigma} q_v p_s}{\partial \sigma} = p_s (E - C) + p_s (D_{q_v} + R_{q_v}).$$

Representation of the Subgrid-Scale Turbulent Transport in Convective PBLs at Gray-Zone Resolutions

Hyeyum (Hailey) Shin¹ and Song-You Hong²

¹National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, USA

²Korea Institute of Atmospheric Prediction Systems, Seoul, South Korea

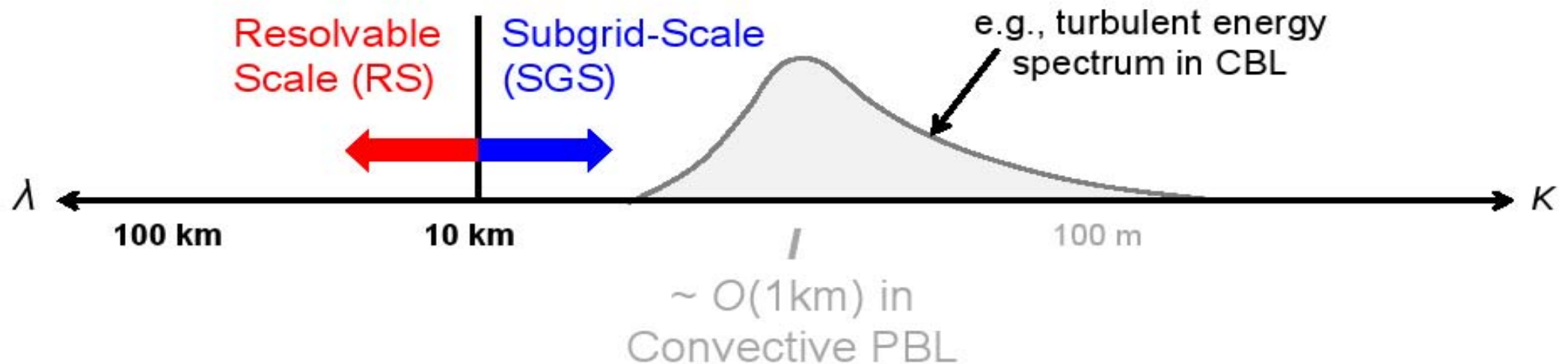
With acknowledgement to

Jimmy Dudhia, Peggy LeMone, Sang-Hun Park (MMM/NCAR),
Sungsu Park (CGD/NCAR), Yign Noh (YonSei Univ.)

NWP models and GCMs: $\Delta \sim O(10-100 \text{ km})$

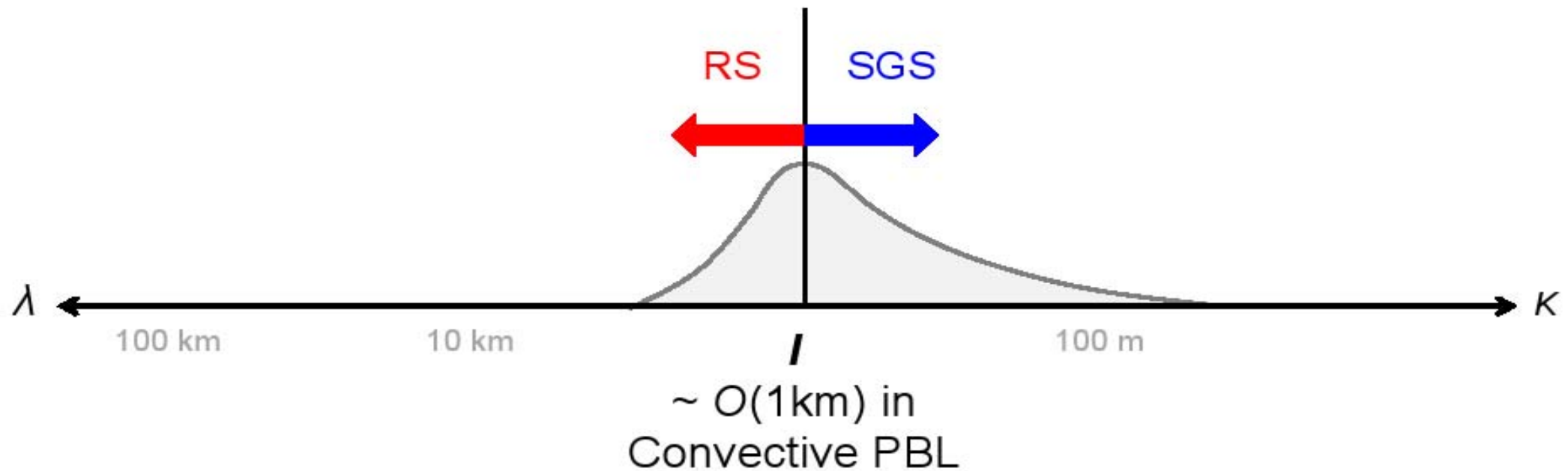
grid (Δ)
mean state

$$\frac{\partial \overline{c}}{\partial t} = \dots - \frac{\partial \overline{w'c'}}{\partial z} ?$$



$\Delta \gg l$: Totally subgrid-scale (SGS) $\Rightarrow$ Entirely parameterized.

At higher resolutions: $\Delta \sim O(0.1-1 \text{ km})$



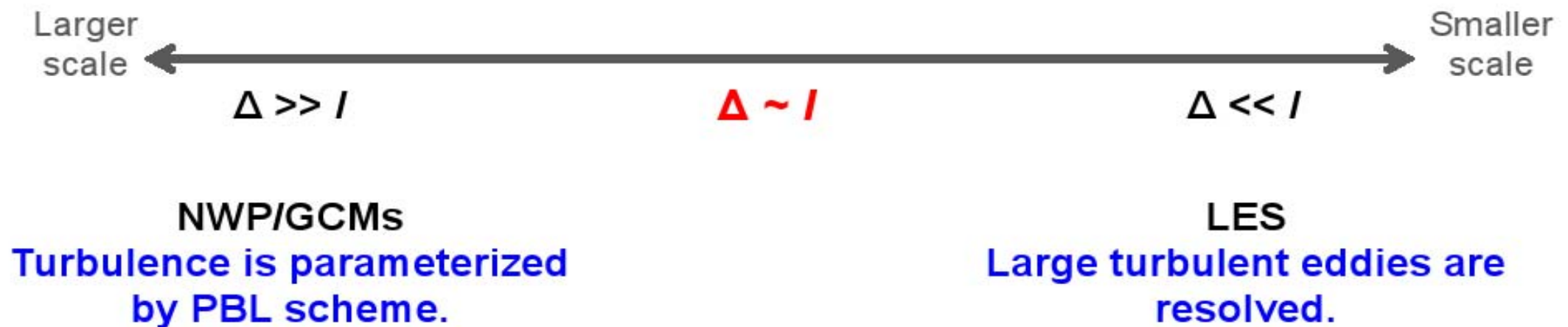
$\Delta \sim l$: **Partly resolved**, and **partly parameterized**.

“GRAY ZONE”

The GRAY ZONE of the SGS turbulence model

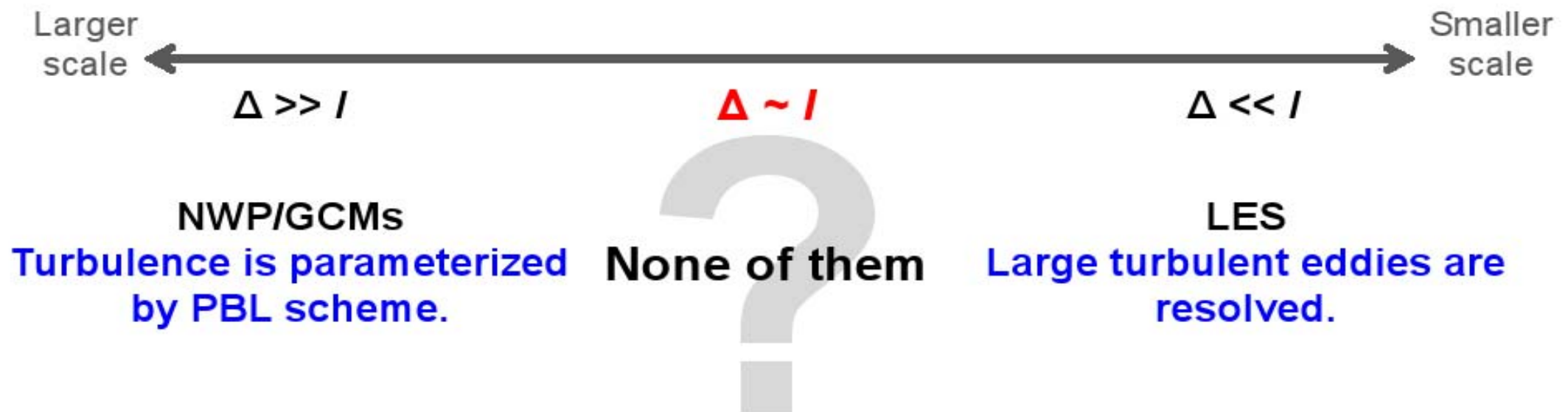
FROM “The theoretical view” (Wyngaard 2004)

Two traditional modeling methods of turbulent flows
according to the ratio Δ/l



FROM “The theoretical view”

Two traditional modeling methods of turbulent flows
according to the ratio Δ/l





World Modelling Summit for Climate Prediction



ICSU
International Council for Science

ECMWF, Reading, May 6 – 9, 2008

<http://www.ecmwf.int/publications/cms/get/ecmwfnews/1213113497484>

Earth System Model

R. Loft. The Challenges of ESM Modeling at the Petascale

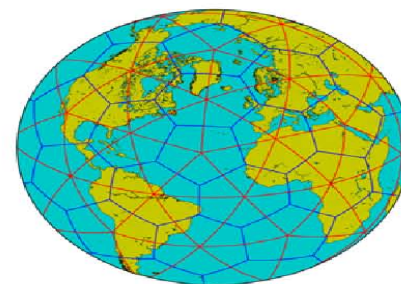
ESM Vision

Coupled Ocean-Land-Atmosphere Model

~10 km x ~10 km (eddy-resolving)
100 levels
Unstructured, adaptive grids

~100 m
10 levels
Landscape-resolving

~1 km x ~1 km (cloud-resolving)
100 levels, **whole atmosphere**
Unstructured, adaptive grids



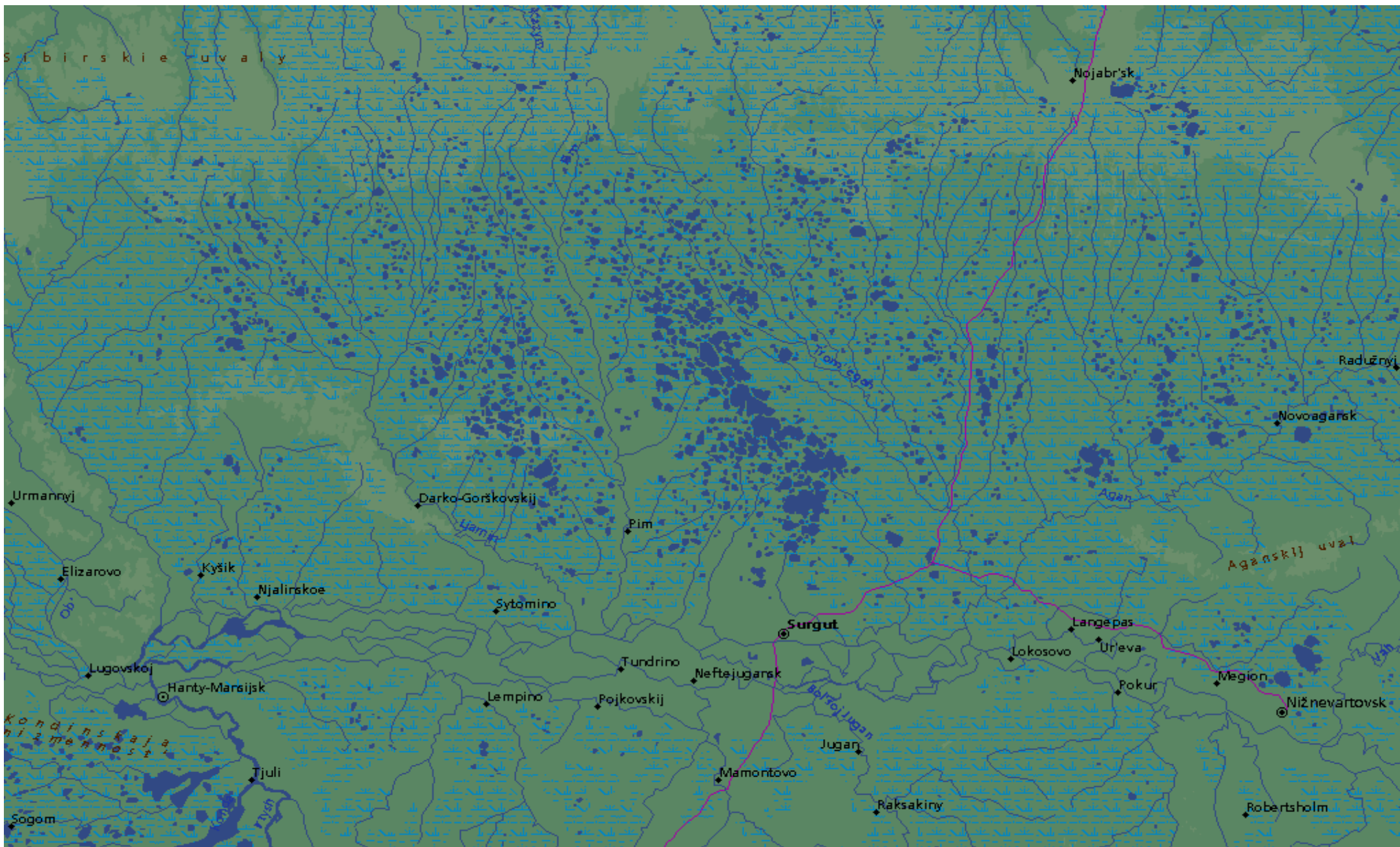
Assumption: Computing power enhancement by a factor of 10^4 - 10^6

ESSL - The Earth System Laboratory

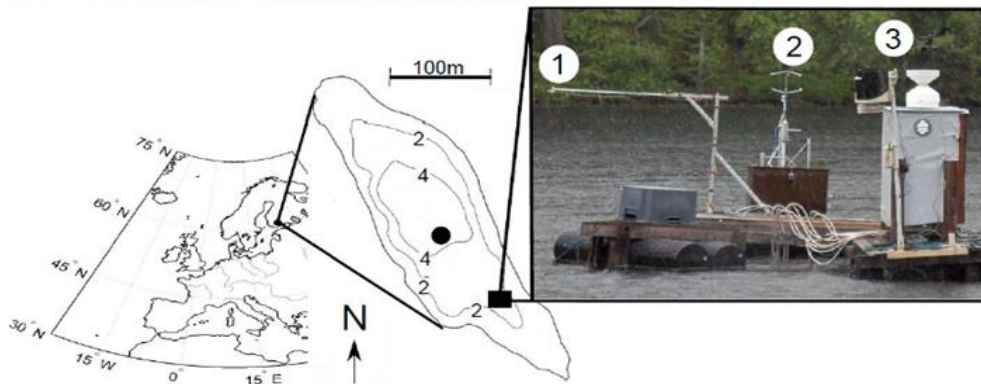
4/11/08

Площадь поверхности Земли: 510 072 000 км²

Физика суши: гидрологическая неоднородность (среднее течение Оби, Ханты-Мансийский АО)



Общее количество озер с площадью менее 10 км² составляет 99,9 % от числа внутренних водоемов на поверхности Земли, а их суммарная территория составляет 54% от общей площади внутренних водоемов



Для современных моделей прогноза погоды и климата требуется вычисление балансов тепла, влаги и газовых примесей на поверхности с учетом наличия водных объектов подсеточного масштаба.

Взаимодействие атмосферы и криосферы

Снежный покров:

- Высокая отражательная способность (альбедо)
- Низкая теплопроводность
- Накопление воды в течение длительного периода

Многолетняя мерзлота:

- Территория, занимаемая многолетней мерзлотой, составляет четверть поверхности суши
- Северные экосистемы – наиболее уязвимы при глобальном изменении климата
- Площадь, занимаемая многолетней мерзлотой, будет сокращаться, а глубина активного слоя увеличиваться (IPCC, 2001)
- Экосистемы: от поглощения углерода – к его эмиссии (?)

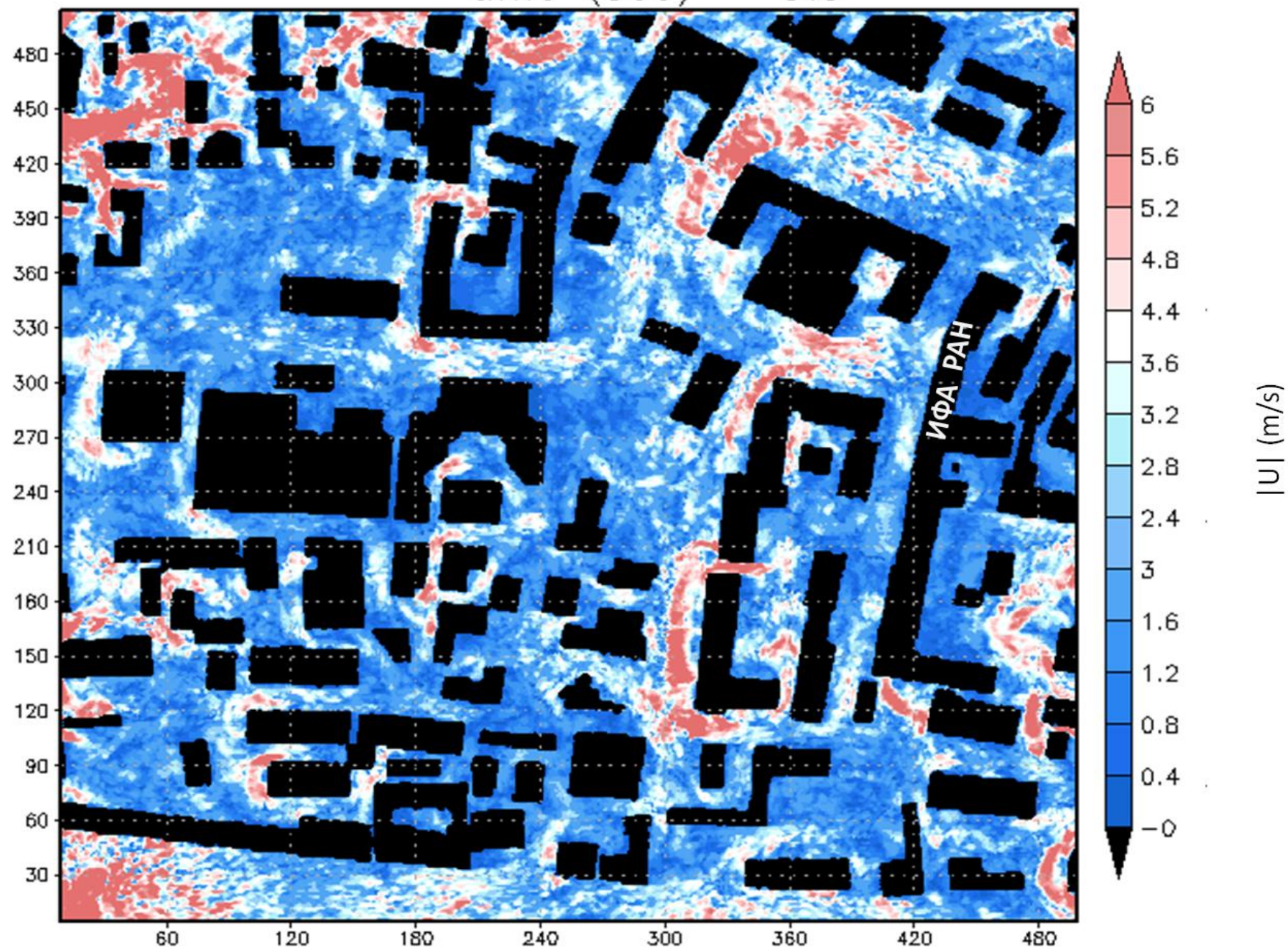


Эмиссия метана термокарстовыми озёрами

Термокарстовые озера занимают в Северной части Сибири 22 – 48 % площади суши, **наблюдается тенденция роста их площади.**



time (sec) = 0.5



Эффект Томса

Toms B.A. Some observation on the flow of linear polymer solutions through straight tubes at large Reynolds numbers. - Proc. 1st Intl. Congr. on Rheology, v. II, p. 135-141, North Holland, Amsterdam, 1948.

- При добавлении в воду полимерной присадки (раствор полиметилметакрилата в моноклорбензоле) трение между турбулентным потоком и трубопроводом значительно снижается.**
- Эффект Томса обуславливается образованием на границе твердое тело-жидкость молекулярных растворов, которые ослабляют турбулентность потока. Установлено, что добавка полимеров более эффективно действует при высоких скоростях потока, когда его турбулентность проявляется сильнее.**
- Практическое применение: "смазывают" различными присадками трубопроводы, "смазывают" полимерами морские и речные суда, напорные колонны глубоких скважин и т.д.**
- Эффект Томса наблюдается и при движении твердых частиц в жидкости (в частности, за счет стратификации плотности взвеси).**

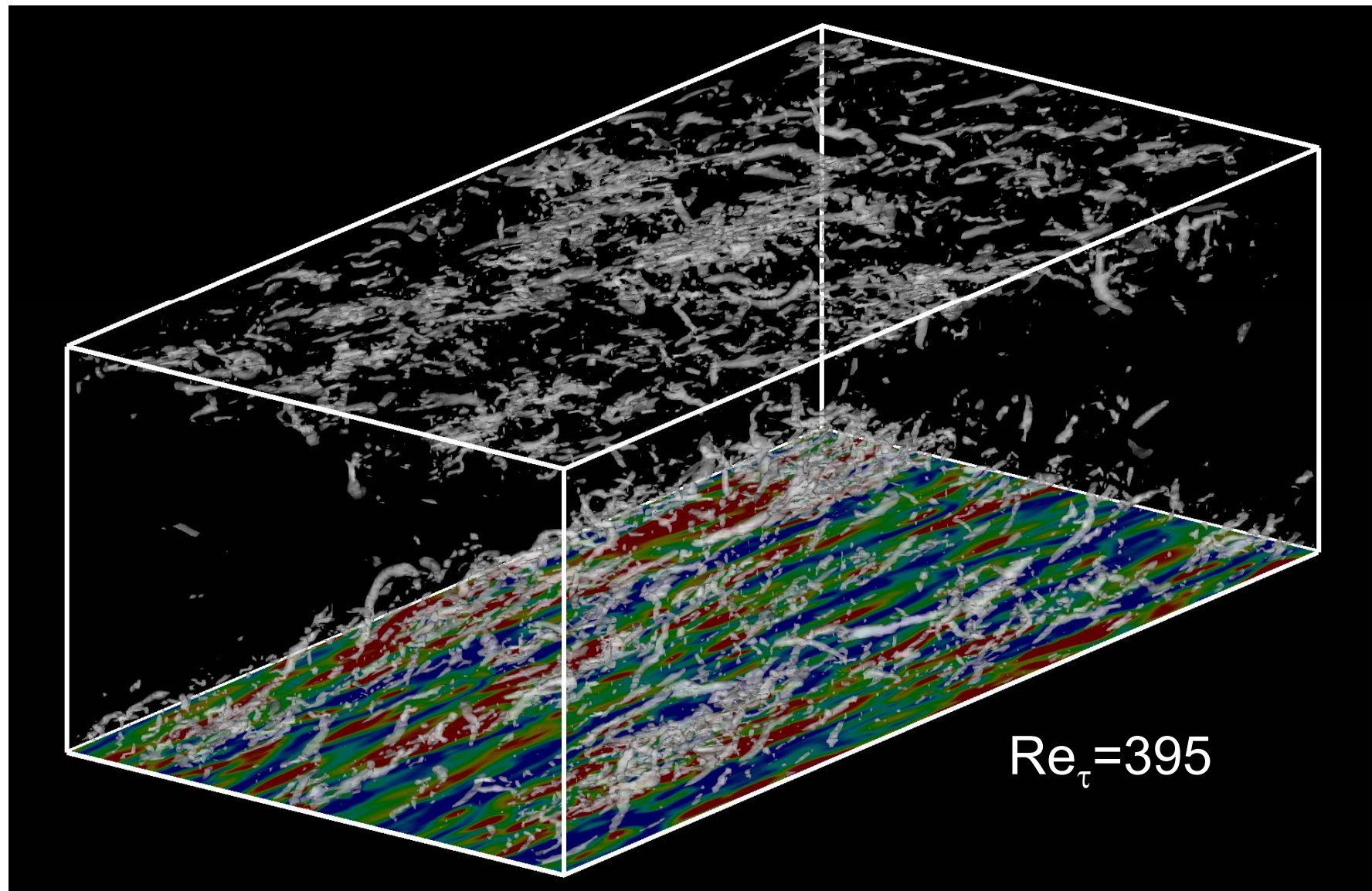
Polymeric stresses, wall vortices and drag reduction

Ronald J. Adrian

*Arizona State University-Tempe
Mechanical and Aerospace Engineering*

“High Reynolds Number Turbulence”, Isaac Newton Institute, Sept. 8-12, 2008

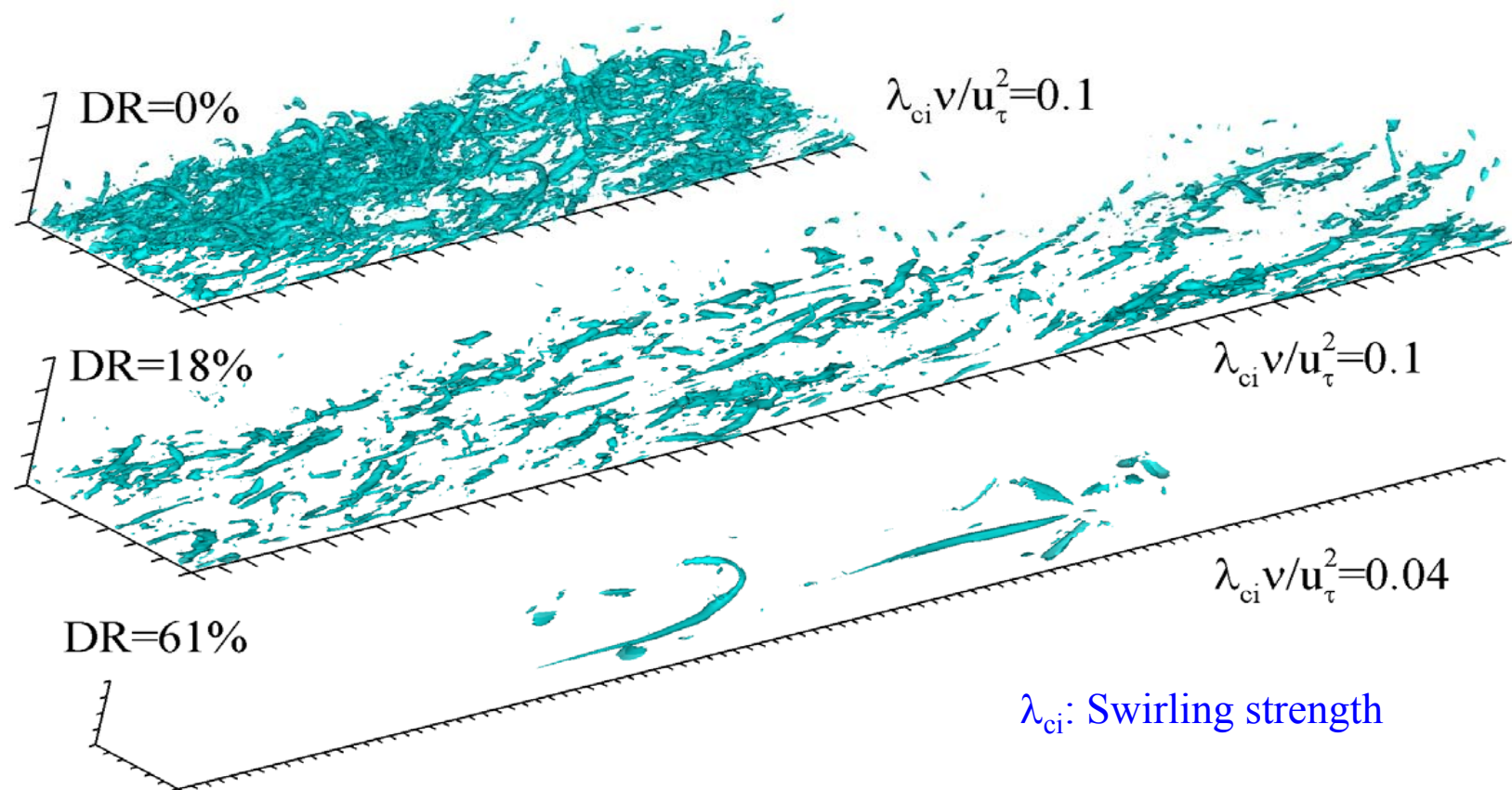
Eddies in Wall Turbulence



Near-wall vortical structures are closely related with production of Reynolds shear stress. (Quasi-streamwise vortices, low-speed streaks, hairpin vortices, vortex packets, etc)

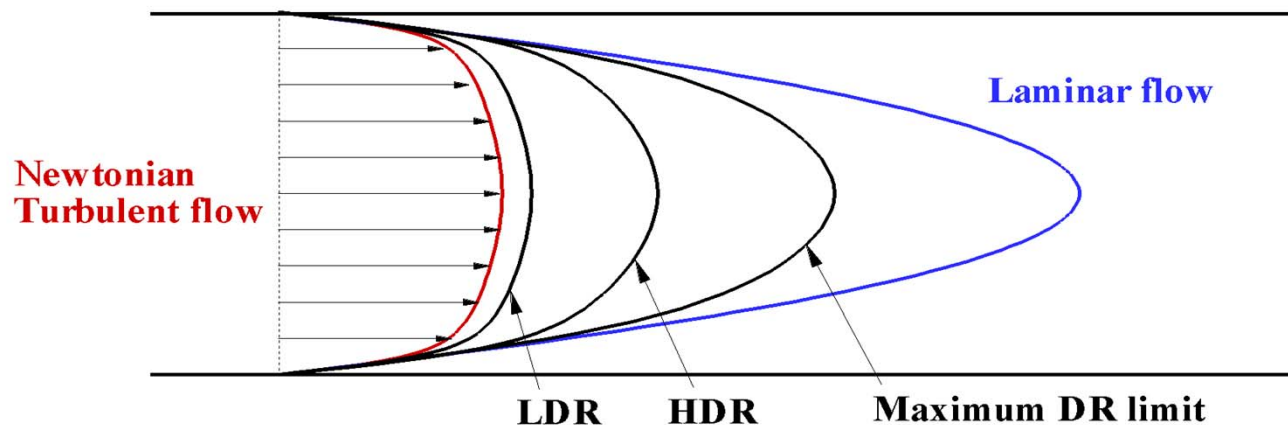
Near-Wall Vortical Structures

- ❑ Vortical structures in polymer solutions are:
- ❑ Weaker
- ❑ Thicker
- ❑ Longer
- ❑ Fewer



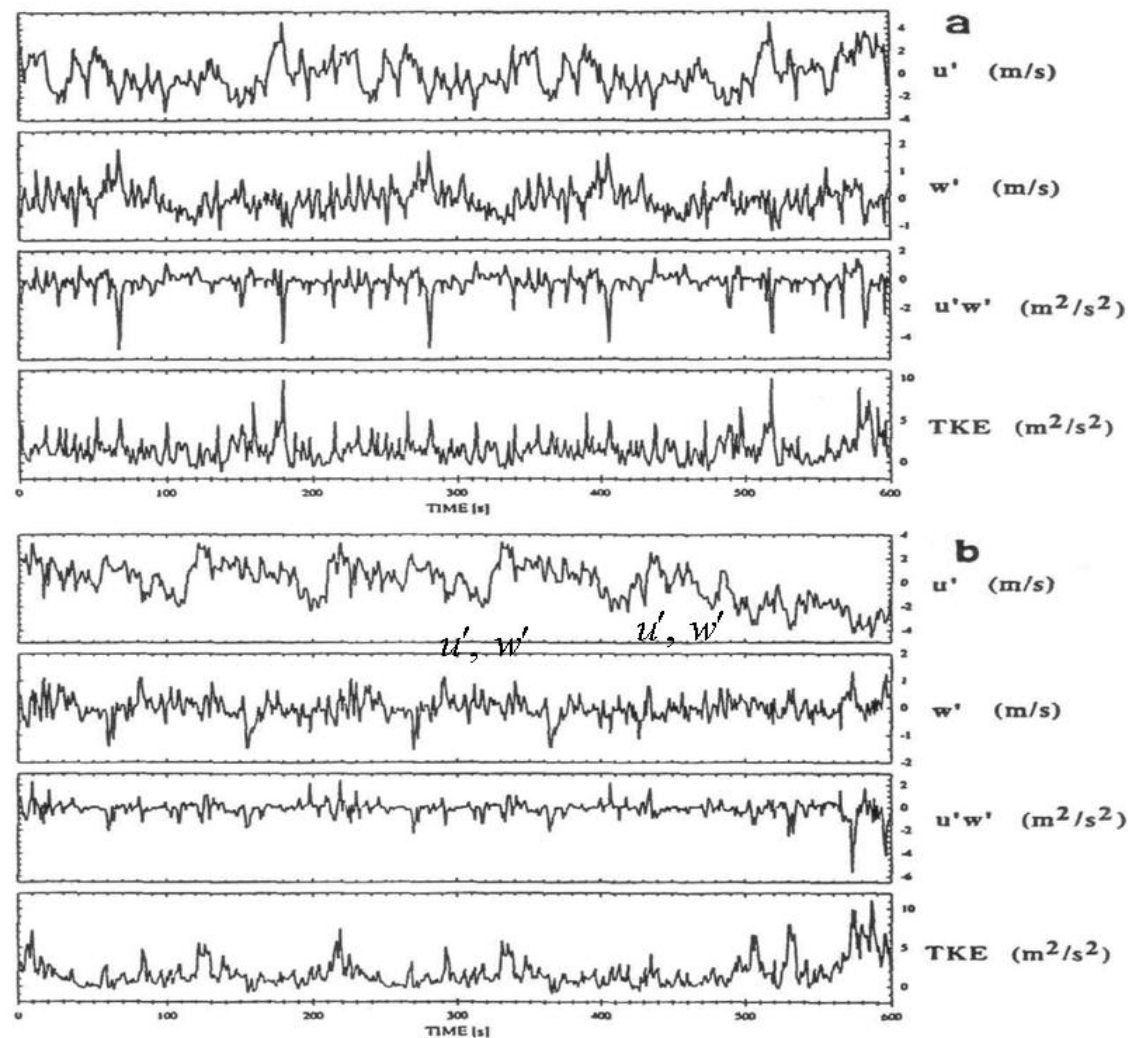
Structural changes found in experiments

- Increased spacing and coarsening of streamwise streaks
- Damping of small spatial scales
- Reduced streamwise vorticity
- Enhanced streamwise velocity fluctuations
- Reduced vertical and spanwise velocity fluctuations and Reynolds stresses
- Parallel shift of mean velocity profile in low DR
- Increase in the slope of log-law in high DR



**Dust Storm (Stratford, Texas, USA, April 18, 1935.
NOAA: George E. Marsh Album)**





Пример временных рядов пульсаций скорости u', w' , вертикальной компоненты потока импульса $u'w'$ и кинетической энергии турбулентности $TKE = (u'^2 + v'^2 + w'^2) / 2$ в условиях снежной метели (a) и без нее (b).

Снежные бури



**Буря мглою небо кроет,
Вихри снежные крутя;
То, как зверь, она завоет,
То заплачет, как дитя,
То по кровле обветшалой
Вдруг соломой зашумит,
То, как путник
запоздалый,
К нам в окошко застучит.**

**А. Пушкин, «Зимний вечер»
(1825)**

**←== А. Саврасов «Зимняя ночь»
(1869)**

Ключевой момент дальнейшего развития вычислительных технологий прогноза погоды и климатических моделей: разработка **многомасштабных моделирующих систем**, одним из критериев качества которых может служить их способность воспроизводить особенности наблюдаемого пространственного спектра кинетической и доступной потенциальной энергии.

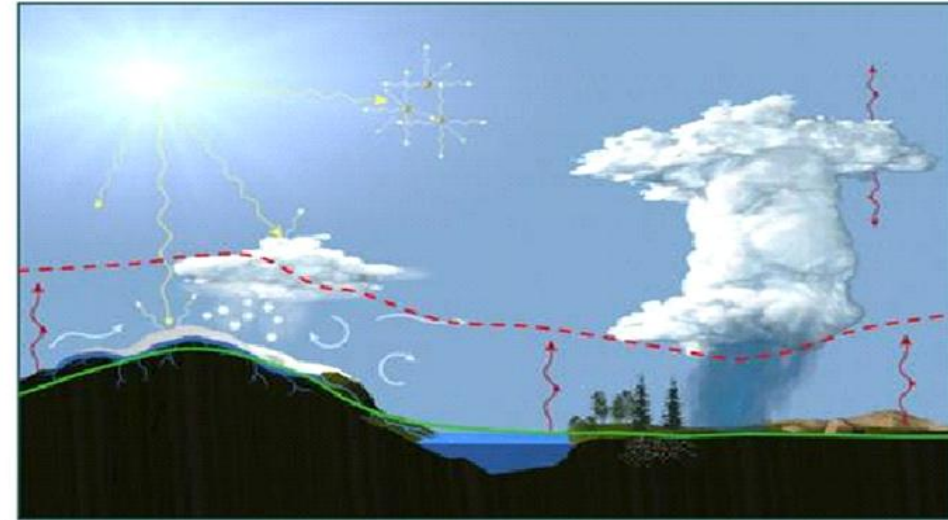
Koshyk and Hamilton (2001): модель ОЦА GFDL (USA) с горизонтальным разрешением около 35 км => в тропосфере спектральное распределение рассчитанной кинетической энергии соответствовало закону степени «-3» на масштабах от 5000 до 500 км и закону степени «-5/3» на меньших масштабах. В стратосфере и мезосфере – подобные же распределения, но переход от одного закона к другому – на масштабах 2000 и 4000 км, соответственно, что противоречит данным наблюдений и может свидетельствовать о недостатках **параметризации подсеточных процессов**.

Турбулентность в геофизических пограничных слоях

- Шероховатость поверхности
- Многомасштабность
- Стратификация

Особенности турбулентных процессов в геофизических пограничных слоях

Атмосферный пограничный слой $H_{ABL} \sim 10^2 - 10^3 \text{ м}$
Верхний пограничный слой океана $H_{UOL} \sim 10^1 - 10^2 \text{ м}$
Придонный пограничный слой океана $H_{OBL} \sim 10^0 - 10^1 \text{ м}$



- Стратификация
- Солнечная радиация
- Наличие облачности и фазовые переходы в АПС
- Сильно шероховатая орографически и гидрологически неоднородная поверхность в АПС
- Генерация турбулентности за счет обрушения ветровых волн в ВПСО

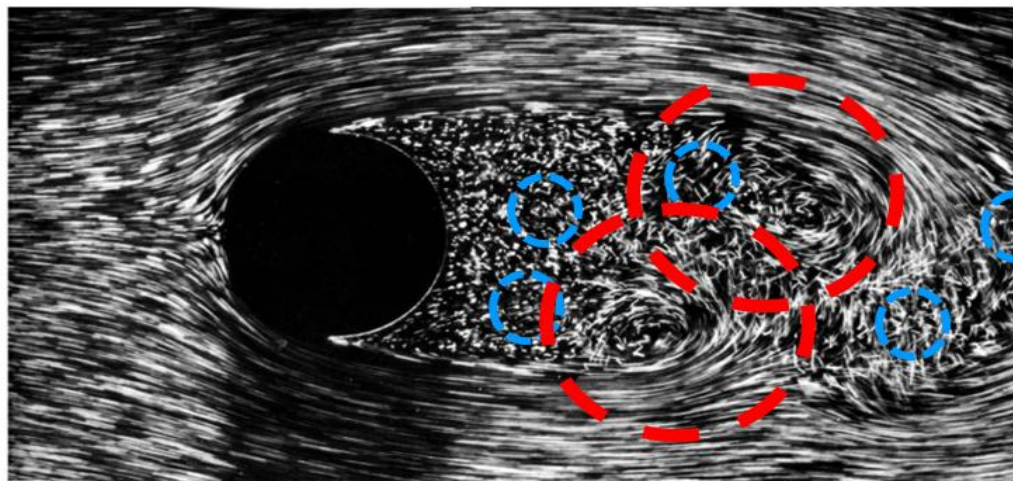
...

Очень большие числа Рейнольдса

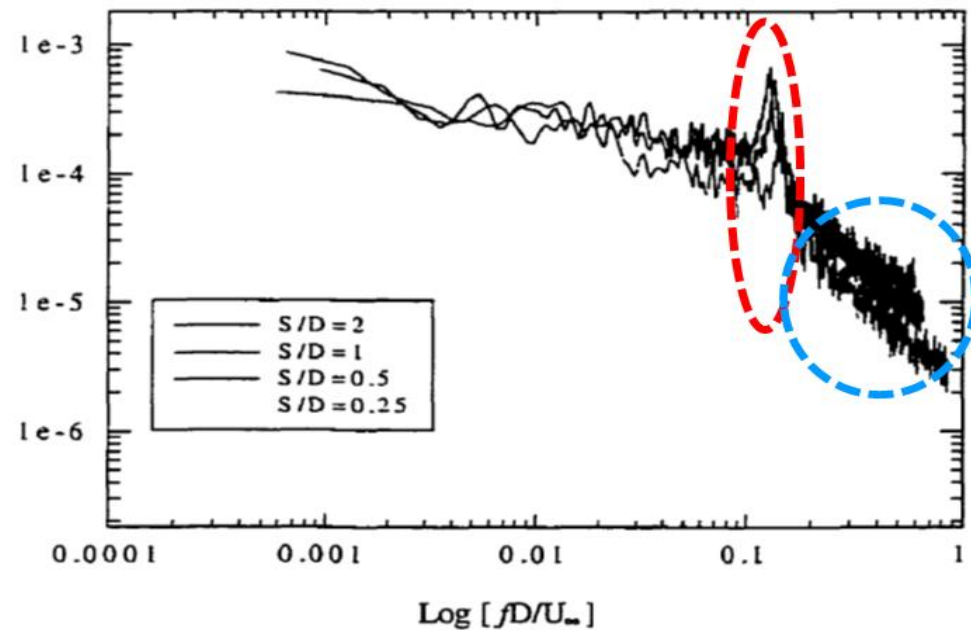
Атмосферный пограничный слой - $Re \sim 10^9$

Верхний слой океана - $Re \sim 10^6 - 10^7$

Придонный слой океана - $Re \sim 10^5 - 10^6$

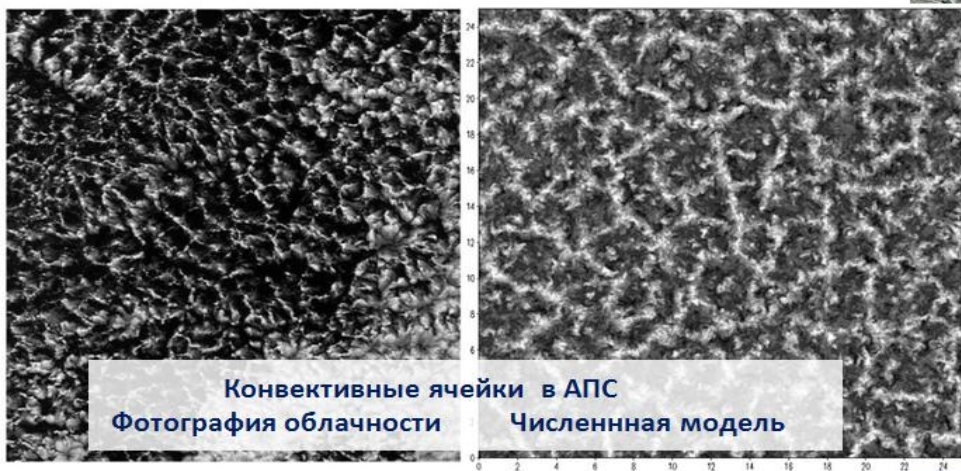
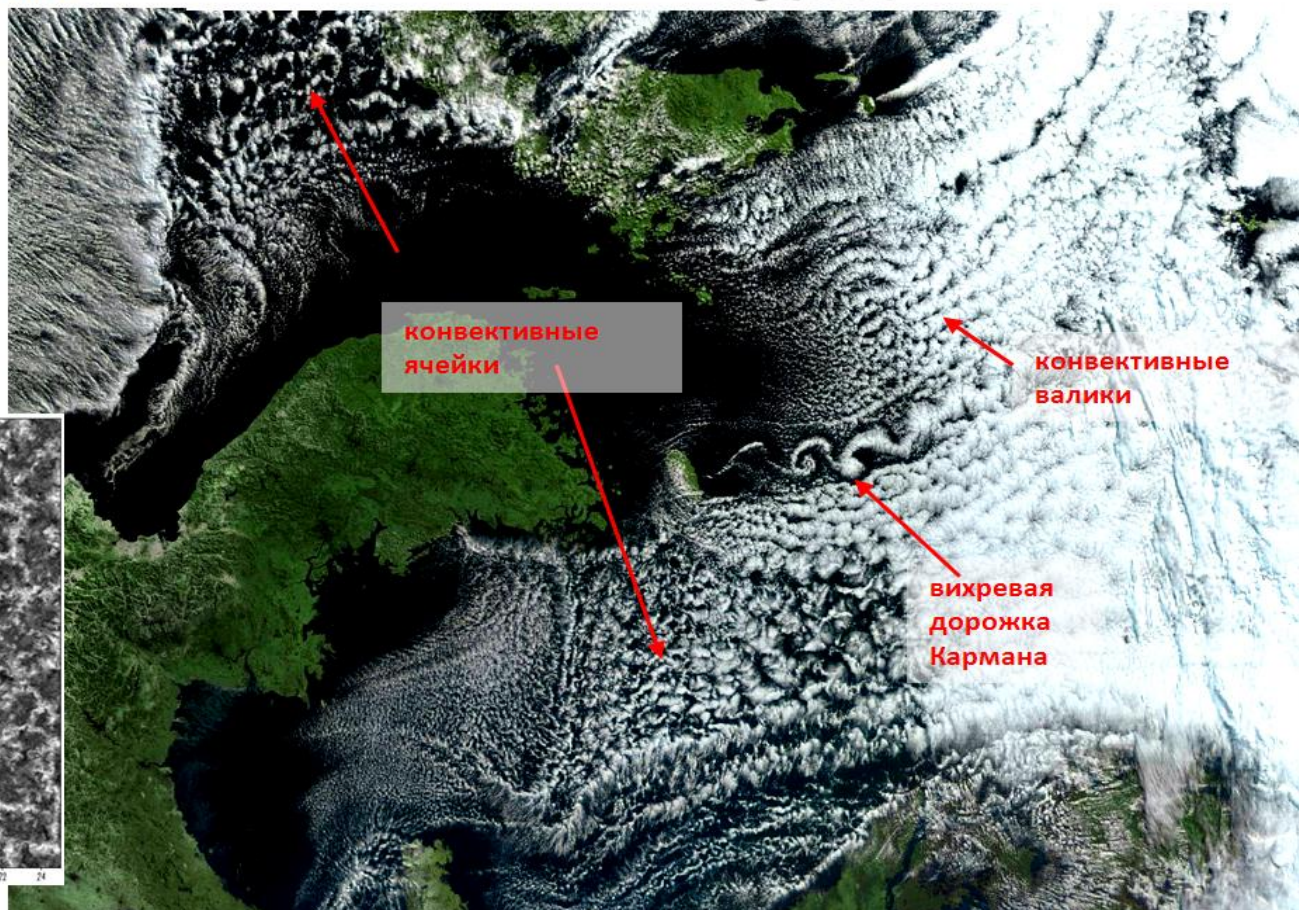
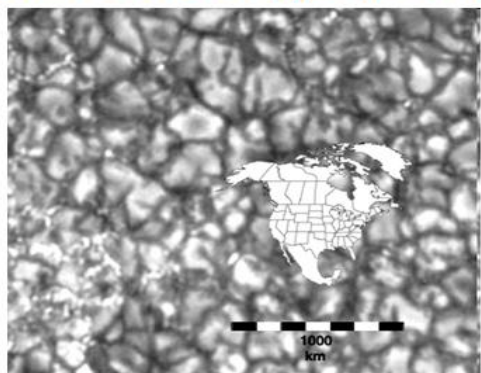


Log | power spectrum/ U_∞^2 |



Когерентные (организованные) структуры
Мелкомасштабная турбулентность

Конвективные
ячейки на Солнце
(гранулы).



Конвективные ячейки в АПС
Фотография облачности

Численная модель

Методология

1. Комплексные натурные эксперименты, такие, например, как НЬЮФАЭКС-88, проведенный в рамках программы "Разрезы", в ходе которого получены синхронные данные по атмосферным и океаническим параметрам. На суше: САПЭКС (советско-американский пылевой эксперимент, сентябрь 1989 г., Таджикистан), экспедиции ИФА РАН в Калмыкию и Приаралье (1995 г. - 1998 г.), LSP (Land Surface Processes) - в полупустынных областях Индии (1997 г.), экспериментальные работы в Арктике (SHEBA, 1997/98) и др. Лабораторные эксперименты. Базы наблюдаемых данных с разнообразной информацией об изучаемых процессах.

2. Модель как "лабораторный стенд"

- 1) уравнения,**
- 2) замыкания,**
- 3) вычислительная технология (численный метод и программная реализация),**
- 4) численные эксперименты,**
- 5) обработка и анализ результатов экспериментов.**

Моделирование динамики пограничного слоя атмосферы

- (1) Воспроизведение пестрой картины атмосферных движений над реальной подстилающей поверхностью при сравнительно однородных процессах в свободной атмосфере;**
- (2) изучение процессов взаимодействия деятельного слоя суши и верхнего слоя океана с атмосферой;**
- (3) оценка возможностей направленных воздействий с целью уменьшения рисков, связанных с опасными явлениями, и достижения экономического эффекта (рассеяние туманов, борьба с заморозками и засухой, изменение турбулентного режима, в частности, **снижение сопротивления** и др.);**
- (4) разработка схем параметризации для гидродинамических моделей прогноза погоды и климата.**

Проблемы

Когерентные структуры (крупные вихри, внутренние гравитационные волны и т.п.); неоднородность подстилающей поверхности; наличие растительного и снежного покрова; специфика турбулентного перемешивания внутри растительности, особенно, в лесу; радиационные процессы; сальтация и диффузия частиц почвы и снега в атмосферу.

Три типа движений (полностью упорядоченное среднее течение, когерентные структуры типа крупных вихрей или внутренних волн, хаотическая трехмерная турбулентность) и проблема турбулентного замыкания уравнений Рейнольдса; необходимость учета специфики, связанной с орографическими неоднородностями подстилающей поверхности (катабатический ветер, горно-долинная циркуляция и т.п.); инверсионные слои; слоистые и слоисто-кучевые облака, образующие облачность достаточно высокого балла, и мелкие кучевые облака, формирующие, как правило, сильно разреженную облачность; взаимодействие со свободной атмосферой.

**Исследование процессов взаимодействия атмосферного
пограничного слоя умеренных и высоких широт
с деятельным слоем суши и водоёмами:
разработка параметризаций для моделей Земной системы
(грант РФФИ № 17-17-01210, «межведомственный» коллектив)**

Теоретические и экспериментальные работы по изучению:

- ❑ турбулентной динамики и структуры атмосферного пограничного слоя над термически и орографически неоднородной подстилающей поверхностью;**
- ❑ взаимодействия турбулентности и взвешенных частиц (в частности, снежных) в атмосферном пограничном слое (образование двухфазных стратифицированных турбулентных течений);**
- ❑ термического режима, динамики парниковых газов и энергомассообмена в системе «пограничный слой атмосферы – деятельный слой суши/водоём».**

Система уравнений Навье-Стокса
для вязкой несжимаемой жидкости

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} = -\frac{\partial u_i u_j}{\partial x_j} - \frac{\partial p}{\partial x_i} + \frac{1}{Re} \frac{\partial^2 u_i}{\partial x_i \partial x_j} + F_i^e,$$

$$\frac{\partial u_i}{\partial x_i} = 0,$$

Прямое численное моделирование

(Direct Numerical Simulation, DNS)

$$F(a(x, t)) \equiv \bar{a}(x, t) = \int_{R^3} G(x - x', \Delta_f) a(x', t) dx'$$

Фильтрация по пространству

$$\overline{\frac{\partial a(x, t)}{\partial x_i}} = \frac{\partial \bar{a}(x, t)}{\partial x_i}; \quad \overline{\frac{\partial a(x, t)}{\partial t}} = \frac{\partial \bar{a}(x, t)}{\partial t}$$

**Сводит исходную систему к
системе с меньшим количеством
степеней свободы**

Вихреразрешающее моделирование (Large Eddy Simulation, LES)

Для очень больших чисел Re

$$\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial t} = -\frac{\partial \bar{u}_i \bar{u}_j}{\partial x_j} - \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} - \frac{\partial \bar{p}}{\partial x_i} + \frac{1}{Re} \frac{\partial^2 \bar{u}_i}{\partial x_i \partial x_j} + \bar{F}_i^e,$$

$$\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_i} = 0,$$

$$\tau_{ij} = \overline{u_i u_j} - \bar{u}_i \bar{u}_j.$$

**1. Влиянием молекулярной
вязкости на крупные вихри
можно пренебречь**

**2. Необходимо найти
турбулентное замыкание**

$$\tau_{ij} \approx T_{ij}(\bar{u}_k, \bar{u}_l, \bar{u}_m)$$

Центральная проблема LES

$$\frac{\partial \bar{s}}{\partial t} = -\bar{u}_i \frac{\partial \bar{s}}{\partial x_i} - \frac{\partial \sigma_i^s}{\partial x_i} + \bar{Q}^s$$

$$\sigma_i^s = \overline{s u_i} - \bar{u}_i \bar{s}$$

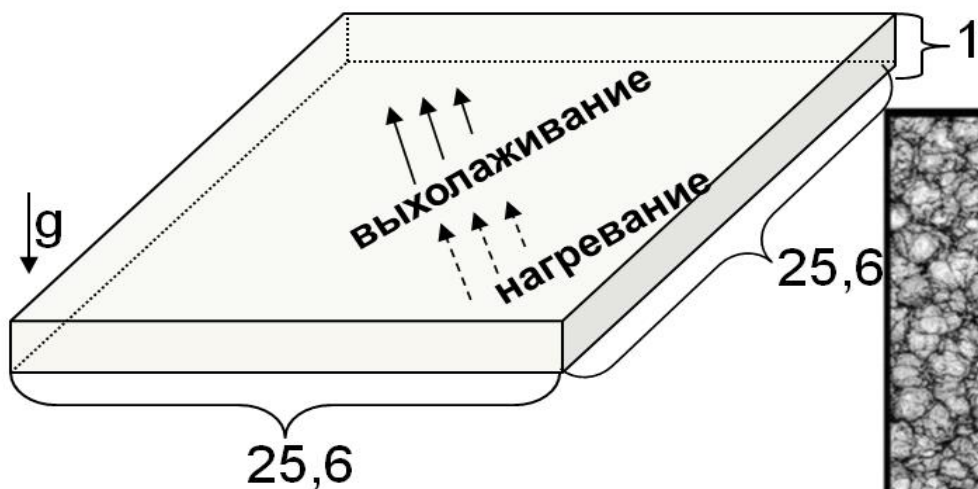
**Аналогичная задача для скаляров
(температура, влажность воздуха,
концентрации газовых примесей)**

Glazunov A.V., Dymnikov V.P., Lykossov V.N. Mathematical modelling of spatial spectra of atmospheric turbulence. – Russian Journal of Numerical Analysis and Mathematical Modelling, 2010, v. 25, no. 5, p. 431–451.

С помощью вихреразрешающей (LES) модели исследована (с точки зрения воспроизведения спектральных свойств) **термическая конвекция Рэля-Бенара** в двояко-периодическом канале с твердыми стенками как аналог многомасштабной атмосферной турбулентности.

Большое **отношение его горизонтального размера к вертикальному (26:26:1)** обеспечило существование квазидвумерных крупномасштабных компонент течения, а размер равномерной расчетной сетки в несколько **десятков миллионов узлов** позволил явно воспроизвести динамику мелкомасштабной трехмерной турбулентной составляющей.

Декомпозиция изучаемого турбулентного течения на **баротропную** (осредненную по вертикали) и **бароклинную** компоненты позволила предложить схему преобразований кинетической энергии в изучаемой системе, объясняющую некоторые спектральные свойства наблюдающейся атмосферной турбулентности.



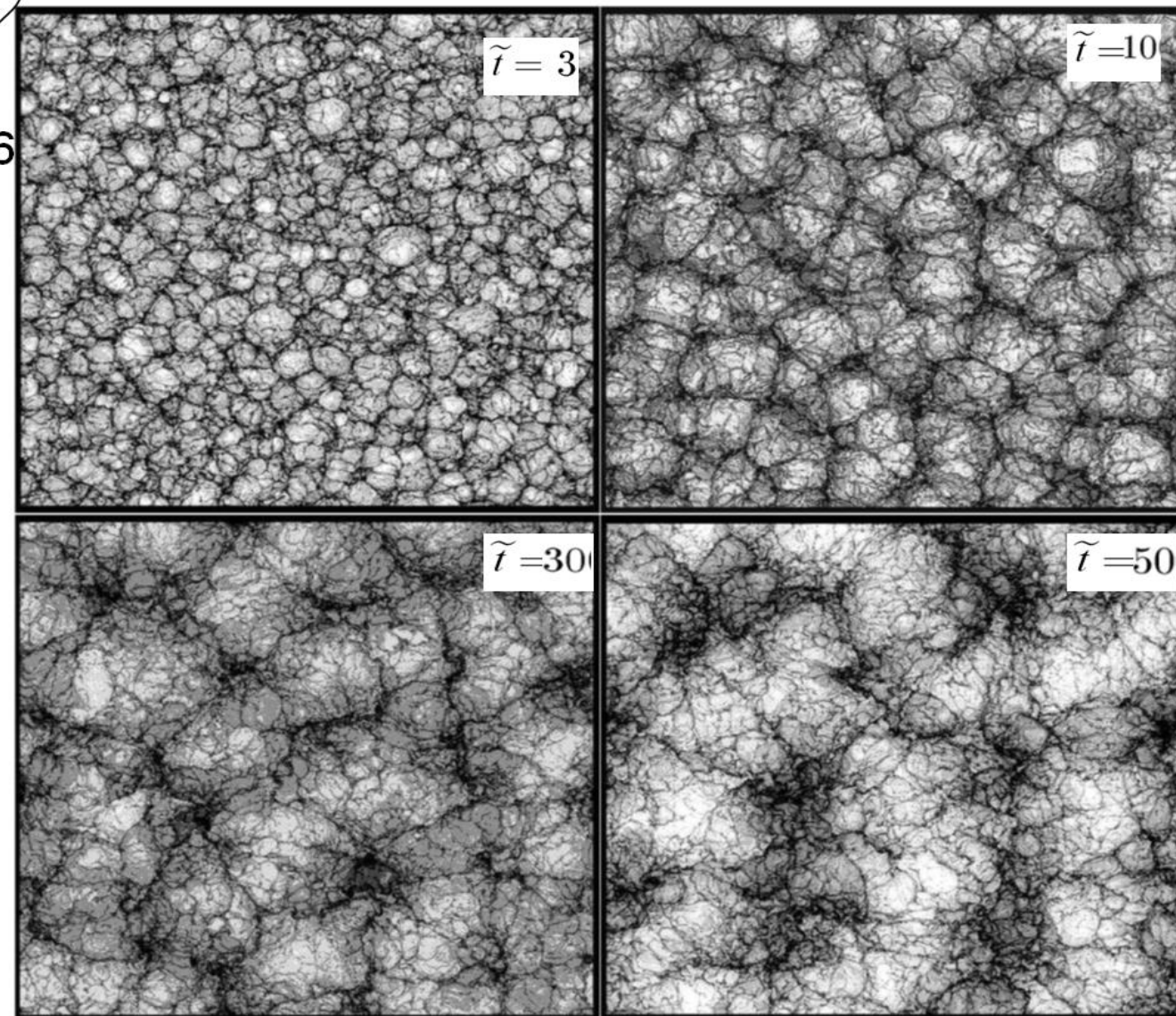
Турбулентная конвекция Рэля-Бенара

Равномерная сетка
1024x1024x40

Большое отношение
горизонтального размера расчетной
области к вертикальному
обеспечивает (L_1/L_3) существование
квазидвумерных мод.

Шаг сетки достаточен для
воспроизведения инерционного
интервала трехмерной
турбулентности.

$$t_* = L_3/w_* = (L_3^2/\alpha H)^{1/3}$$



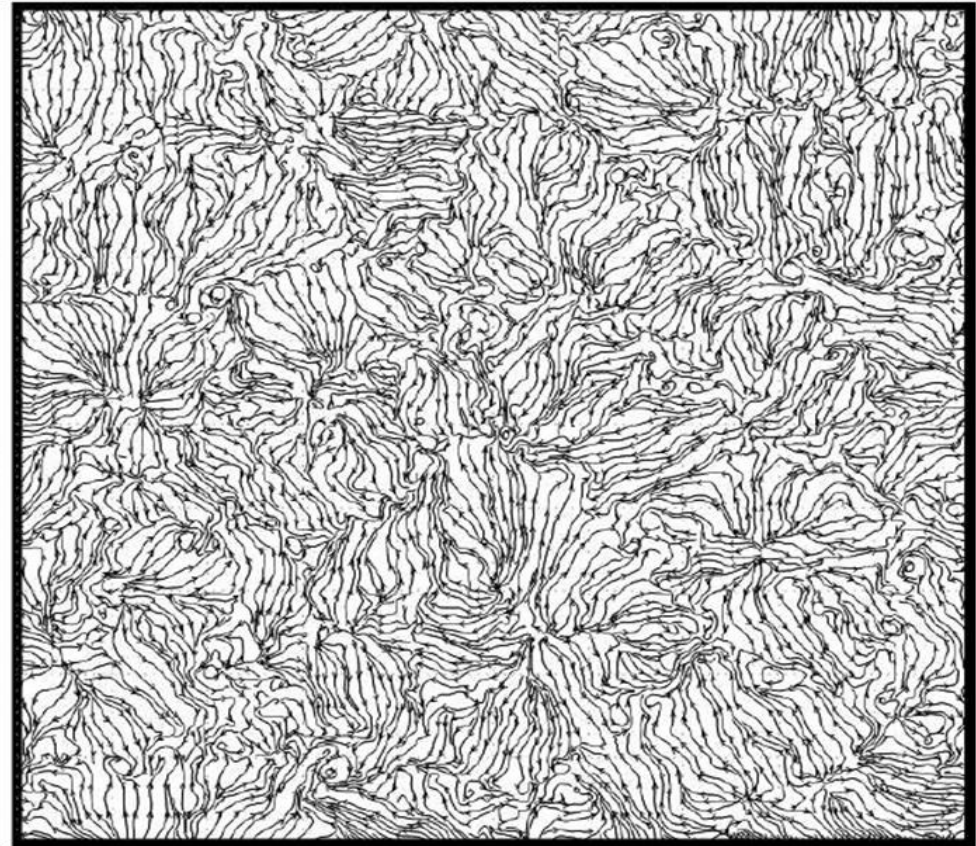
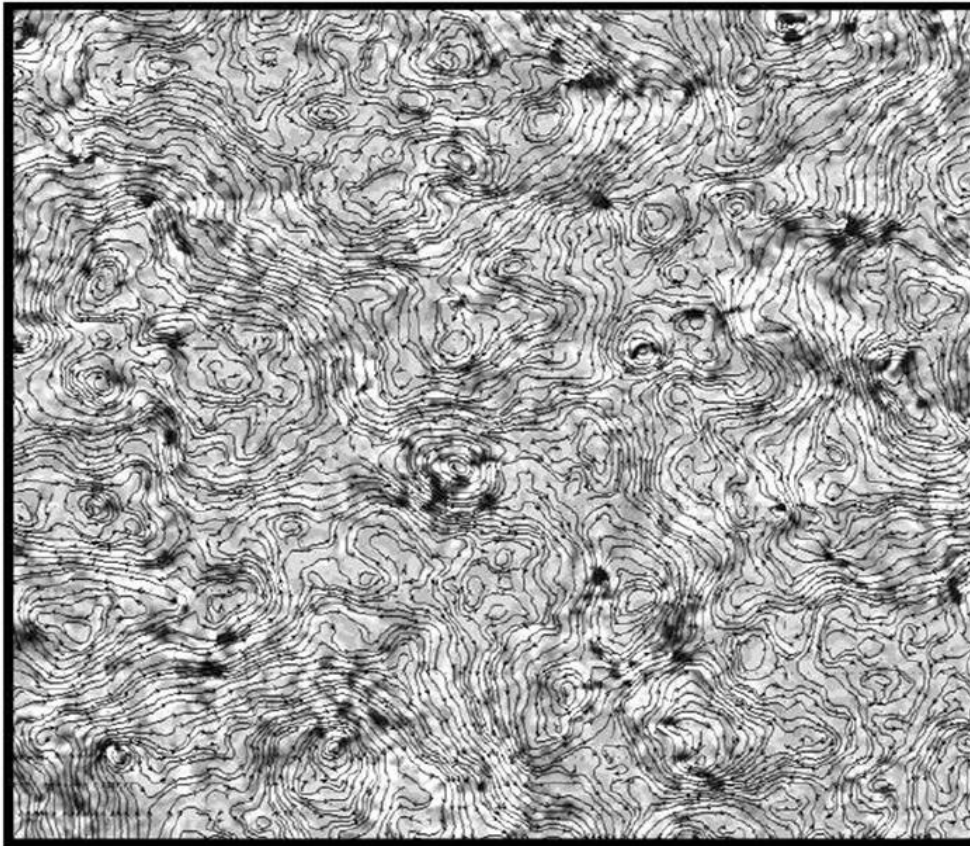
Потенциальная температура на $z = L_3/8$

Для конвективного АПС с $H \sim 100$ Вт/м² $L_3 \sim 1$ км:
аномалии с горизонтальным масштабом ~ 10 км,
характерным временем ~ 15 час.

$$\tilde{t} = t / t_*$$

Баротропная и бароклинная компоненты течения

$$\begin{aligned}\tilde{u}_i &= F^{bt} u_i = \frac{1}{L_3} \int_0^{L_3} u_i dx_3, \quad (i = 1, 2), & u_i^{bc} &= u_i - \tilde{u}_i \\ \tilde{u}_3 &= 0,\end{aligned}$$



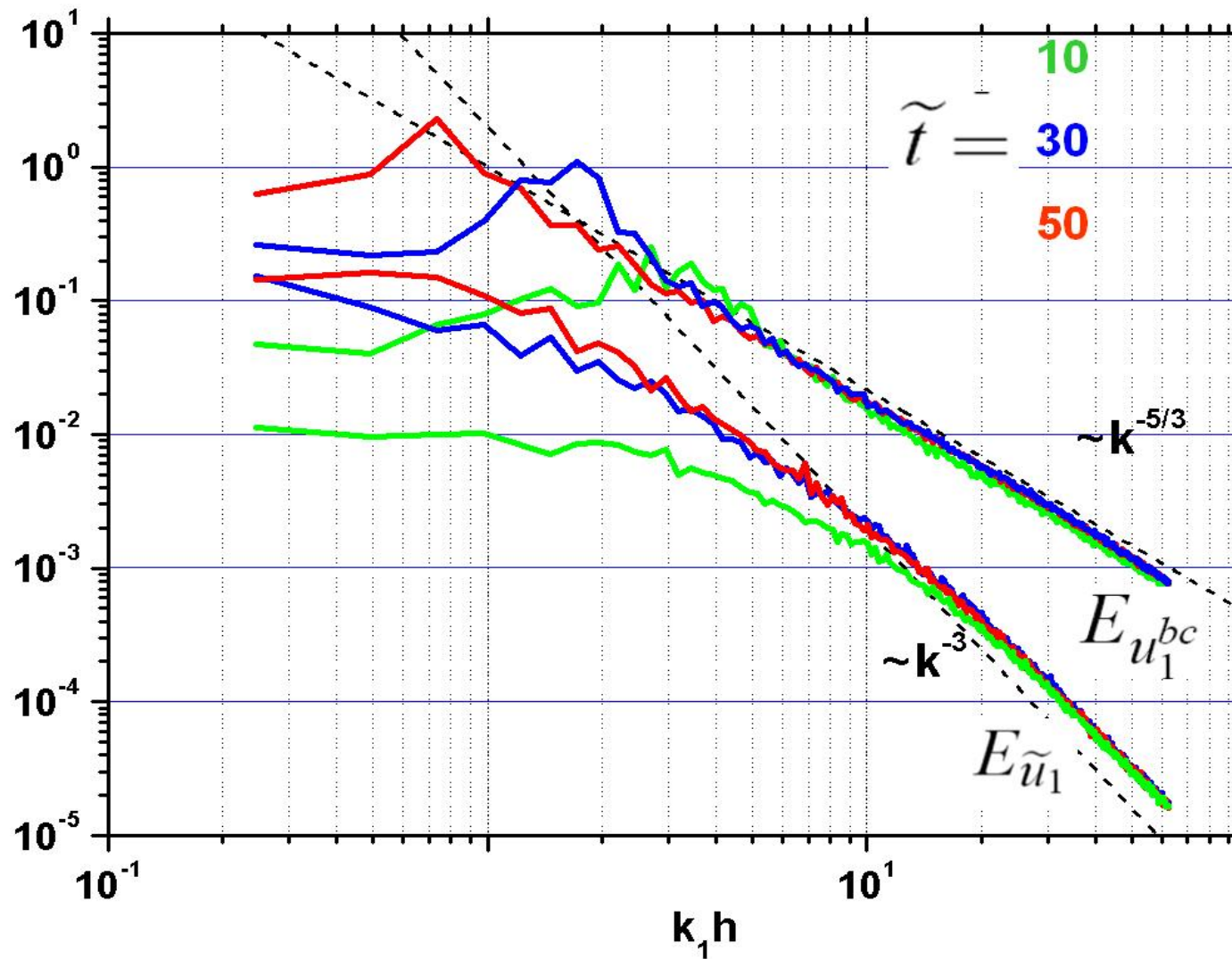
$$\begin{aligned}\frac{\partial \tilde{u}_i}{\partial t} &= -\frac{\partial \tilde{u}_i \tilde{u}_j}{\partial x_j} - \frac{\partial R_{ij}^{bc}}{\partial x_j} - \frac{\partial \tilde{p}}{\partial x_i} - \frac{\partial \widetilde{\tau_{ij}}}{\partial x_j} - \frac{\tau_{i3}(x_1, x_2, L_3) - \tau_{i3}(x_1, x_2, 0)}{L_3}, \\ \frac{\partial \tilde{u}_i}{\partial x_i} &= 0, \quad (i, j = 1, 2).\end{aligned}$$

$$R_{ij}^{bc} = \widetilde{u_i^{bc} u_j^{bc}}$$

Генерация энергии для
баротропной компоненты

$$P^{bt} = R_{ij}^{bc} \tilde{S}_{ij}$$

Одномерные однокомпонентные (u_1 вдоль x_1) спектры баротропной и бароклинной компонент скорости



$$E_{u_1}(k_1) = \int_{-k_2^{max}}^{k_2^{max}} E_{u_1}(k_1, k_2) dk_2, \quad k_2^{max} = \frac{\pi L_2}{\Delta x_2} \quad E_{u_1}(k_1, k_2) = \hat{u}_1(\mathbf{k}) \hat{u}_1^*(\mathbf{k})$$

Устойчиво стратифицированный пограничный слой

- ❑ Прогноз ночных температур
- ❑ Перенос, трансформация, оседание и накопление загрязняющих веществ
- ❑ Климат холодных регионов
- ❑ Газообмен
- ❑ Туманы
- ❑

P. Viterbo et al. The representation of soil moisture freezing and its impact on the stable boundary layer. – Q.J.R. Meteorol. Soc., 1999, v. 125, p. 2401-2426.

- В «одномерных» схемах параметризации приземного слоя атмосферы реализуется положительная обратная связь между температурой подстилающей поверхности и устойчивой стратификацией пограничного слоя атмосферы, наиболее сильно проявляющаяся при больших числах Ричардсона.**
- Процесс промерзания почвы – важный механизм регулирования сезонного хода температуры (зимой препятствует чрезмерному усилению устойчивости пограничного слоя).**

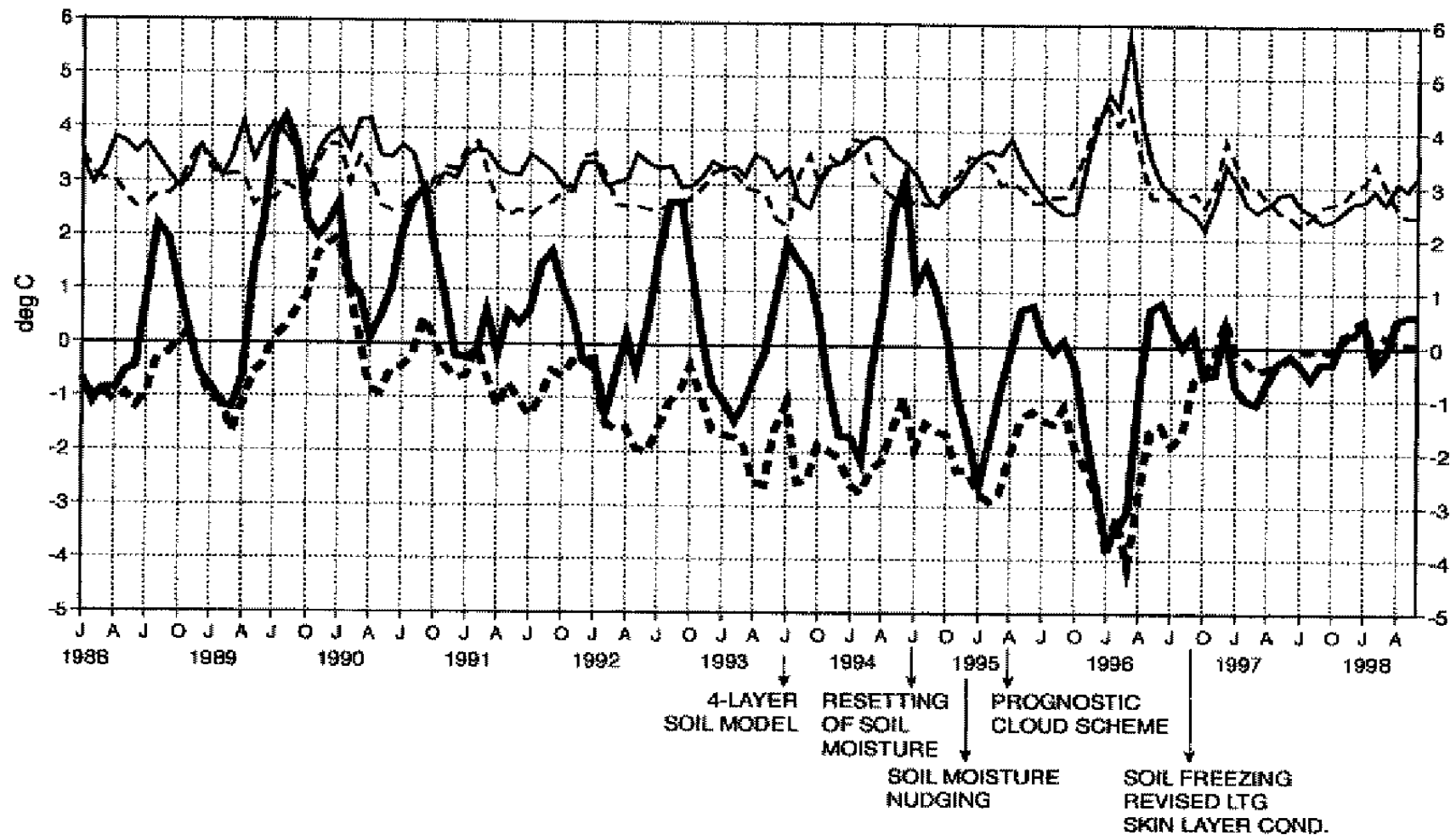


Figure 15. History of monthly biases (thick solid and dashed lines) and standard deviations (thin solid and dashed lines) with respect to observations of the daytime (72-hour: solid lines) and night-time (60-hour: dashed lines) operational 2 m temperature forecasts, averaged over all available SYNOP stations in the European area of 30°N to 72°N and 22°W to 42°E.

В Европейском центре среднесрочных прогнозов погоды (ЕЦСПП) последние 20 лет использовался подход, с помощью которого искусственно завышалась степень турбулентного перемешивания в пограничном слое атмосферы в условиях его устойчивой стратификации [Sandu et al., 2013], чтобы учесть вклад подсеточных процессов, обусловленных неоднородностью подстилающей поверхности, гравитационными волнами или мезомасштабной изменчивостью, не разрешаемых явно прогностической моделью. С помощью такого подхода удалось улучшить качество воспроизведения температуры подстилающей поверхности и синоптических образований.

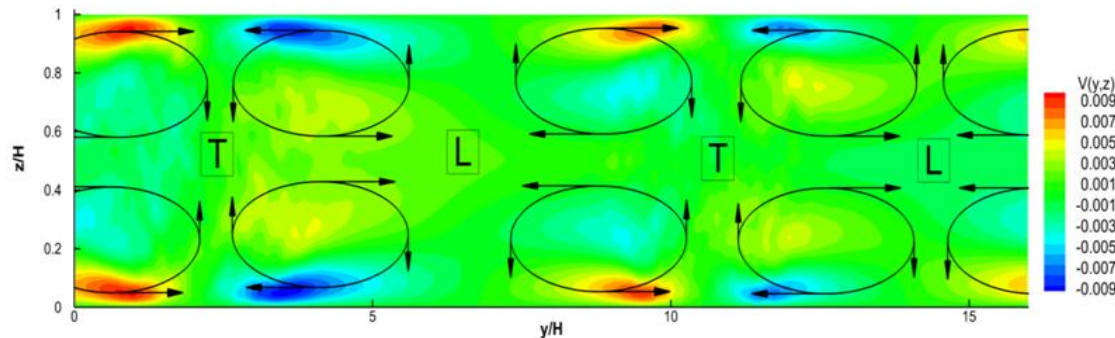
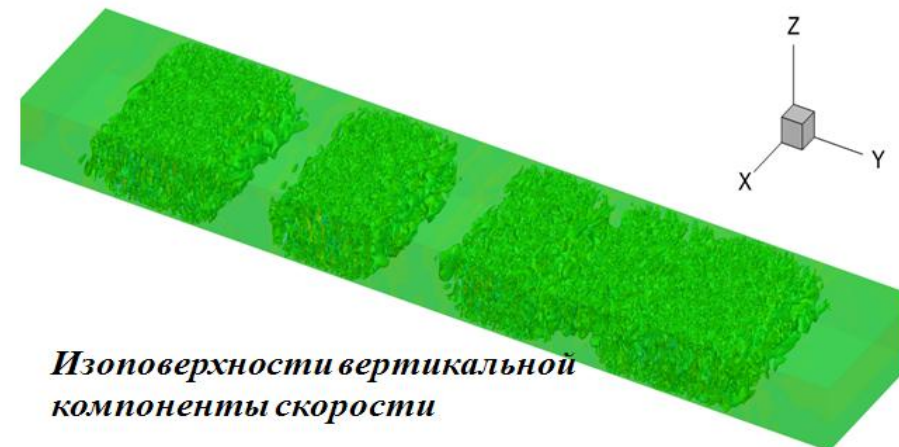
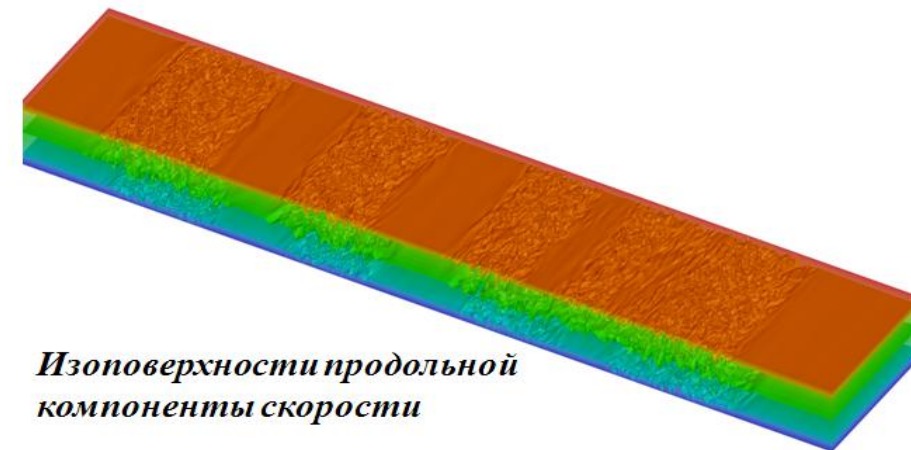
Анализ результатов ряда 10-дневных прогностических экспериментов, проведенных в ЕЦСПП с моделью T511L91 (горизонтального разрешения около 50 км и вертикального – 91 уровень) для зимнего (январь 2011 г.) и летнего (июль 2010 г.) сезонов, показал [Sandu et al., 2013], что отказ от искусственного завышения степени турбулентного обмена в устойчиво стратифицированном пограничном слое атмосферы приводит к улучшению качества воспроизведения низкоуровневых струйных течений и суточного хода температуры поверхности и влияет (в некоторых случаях – негативно) на характеристики крупномасштабных течений – интенсивность синоптических образований и амплитуду стационарных планетарных волн. Существенную роль здесь играют как выбор турбулентного замыкания, так и, например, параметризация орографического сопротивления или описание взаимодействия атмосферы и суши.

Sandu I., Beljaars A., Bechtold P., Mauritsen T., Balsamo G. Why is it so difficult to represent stably stratified conditions in numerical weather prediction (NWP) models? – J. Adv. Model. Earth Syst., 2013, v. 5, p. 117-133.

Структура турбулентного течения: режим сильной устойчивости

- Перемежающаяся турбулентность при сильной устойчивости
- Формирование вторичных структур в стратифицированной жидкости:
 - ответственны за поддержание турбулентности при числах Ричардсона, превышающих пороговое значение
 - поперечный размер валиков увеличивается при усилении стратификации – дополнительное ограничение на размер вычислительной области

Глазунов А.В., Мортиков Е.В., Лыкосов В.Н.
Суперкомпьютерные технологии
математического моделирования
геофизической турбулентности. – Труды
конференции ВПМ-2017, г. Новосибирск



L – ламинарная подобласть течения
T – турбулентная подобласть течения

(Баренблатт, Голицын, 1974)

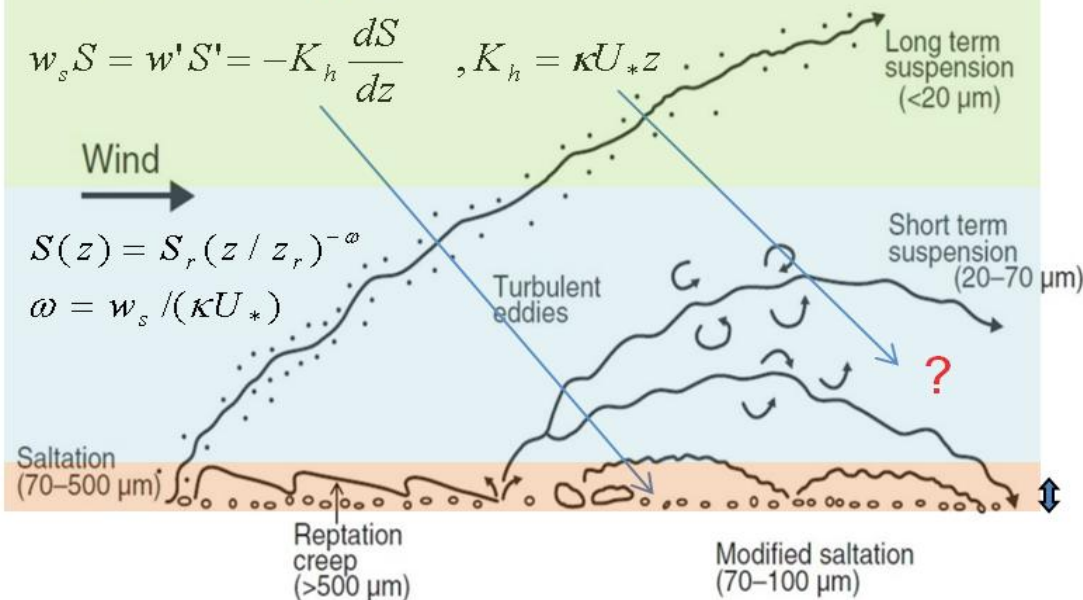
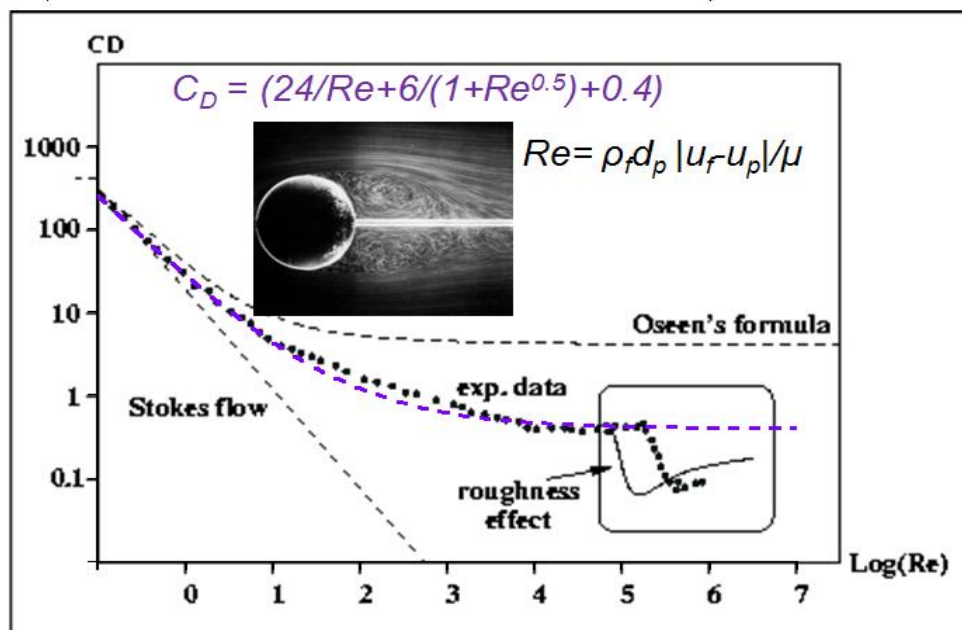


Figure 1.1. Schematic of the different modes of aeolian transport. Reprinted from Nickling and McKenna Neuman (2009), with kind permission from Springer Science+Business Media B.V.

$$du_i^p = \left(\frac{3}{4} \frac{C_D}{d_p} \frac{\rho_f}{\rho_p} |\vec{u}_f - \vec{u}_p| (u_{fi} - u_{pi}) - \delta_{i3} g \right) dt, \quad u_{fi} = \bar{u}_{fi} + u'_i$$



Слой $\sim 10^1 - 10^3$ м. Перенос и турбулентная диффузия мелкодисперсных примесей. Применимы подходы для пассивных трассеров.

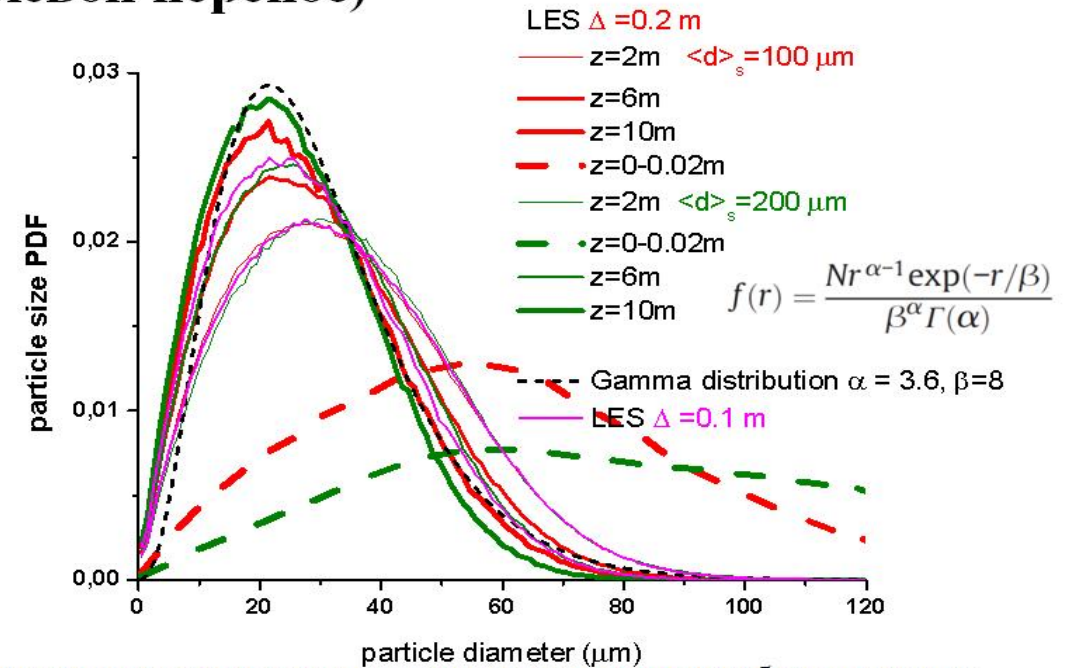
Слой равновесия между турбулентным перемешиванием и гравитационным оседанием $\sim 1 - 10$ м. Взвесь воздействует на турбулентность в основном за счет изменения суммарной плотности двухфазной жидкости. Нужно ли учитывать турбофорез (миграцию инерционных частиц в неоднородном турбулентном поле), эффекты инерции частиц?

Параметризации для LES: 1) подсеточная стохастика с учетом инерции частиц, 2) обратное влияние ансамбля частиц на разрешаемую и подсеточную турбулентность (возможно осреднение на масштабах шага сетки).

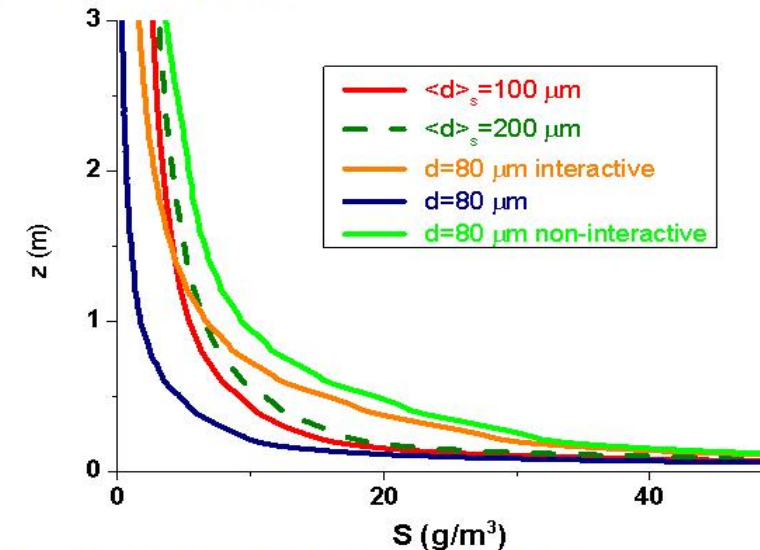
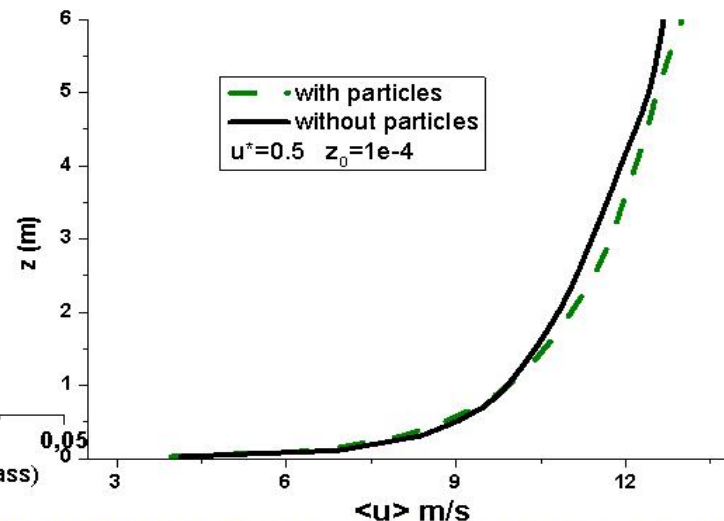
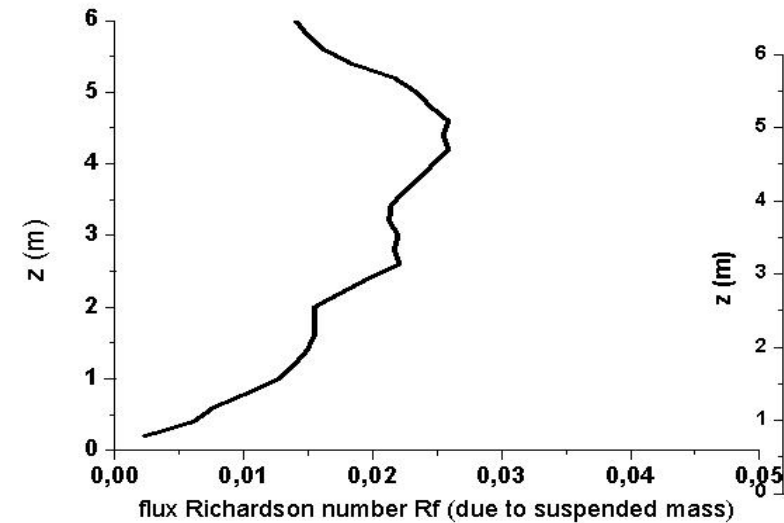
Слой сальтации $\sim 10^{-2}$ м. Непосредственное воздействие индивидуальной динамики частиц на турбулентность в энергонесущем интервале. Важная роль молекулярной вязкости. Столкновения частиц. Проблемы с представлением частицы как материальной точки (уравнение движения; силы, связанные с вращением и сдвигом скорости на масштабе размера частицы; ...)

Параметризации для LES: 1) обмен частицами на поверхности с учетом динамического вовлечения, многократных отражений, выбивания новых частиц старыми (эмпирические зависимости, случайные процессы с заданными функциями распределения); 2) воздействие слоя сальтации на внешний поток за счет изменения динамической и термической шероховатости поверхности ($z_0 = z_{0i} + a U_*^2 / g$?)

LES. Перенос взвесей тяжелых частиц в приземном слое (поземка, пылевой перенос)



Распределение частиц взвеси по размерам слабо зависит от заданного распределения на поверхности



Обратное влияние взвеси на среднюю скорость ветра в приземном слое невелико, однако, тяжелые инерционные частицы имеют тенденцию к кластеризации и их локальным обратным воздействием на поток пренебречь нельзя.

Evaluation and Improvement of Spray-Modified Air-Sea Enthalpy and Momentum Flux Parameterizations for Operational Hurricane Prediction

Jian-Wen Bao

Christopher W. Fairall

Sara A. Michelson

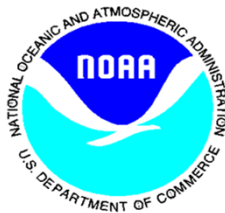
Laura Bianco

NOAA/ESRL/physical Sciences Division

(in collaboration with Naomi Surgi and Young Kwon of NCEP/EMC)

Presented at:

The 62nd Interdepartmental Hurricane Conference
Charleston, SC: March 5, 2008



Parameterization of the Sea-Spray Modification of Momentum Flux (e.g., Barenblatt 1996 and Lykosov 2001)

$$\langle u' w' \rangle \frac{\partial u}{\partial z} + \varepsilon + \sigma w_f S g = 0, \quad \langle S' w' \rangle = -K_s \frac{\partial S}{\partial z} = w_f S$$

where S is the spray concentration profile.

$$u_* = \frac{u k}{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) + \psi_s}$$

$$\psi_s = \begin{cases} \omega^{-1} \ln \left(1 + \frac{\alpha \omega^2}{1 - \omega} \left[\left(\frac{z}{z_h} \right)^{1-\omega} - 1 \right] \right) & \text{for } \omega \neq 1 \\ \ln \left[1 + \alpha \ln \left(\frac{z}{z_h} \right) \right] & \text{for } \omega = 1 \end{cases}$$

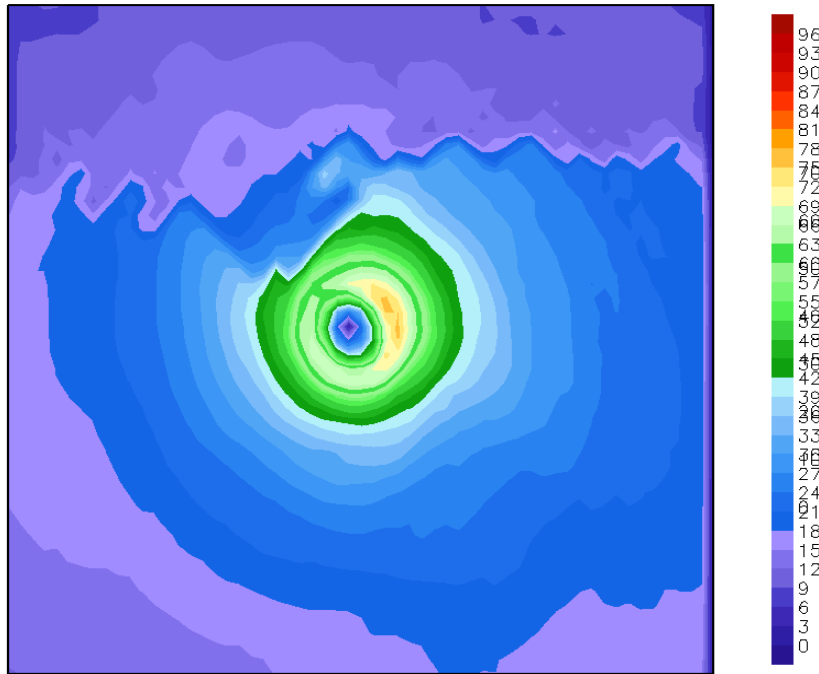
Where $\omega = \frac{w_f}{k u_*}$, $\alpha = \frac{\beta g k^2 z_h \sigma S_r}{u_*^2}$,

w_f : the mean fall speed of droplets

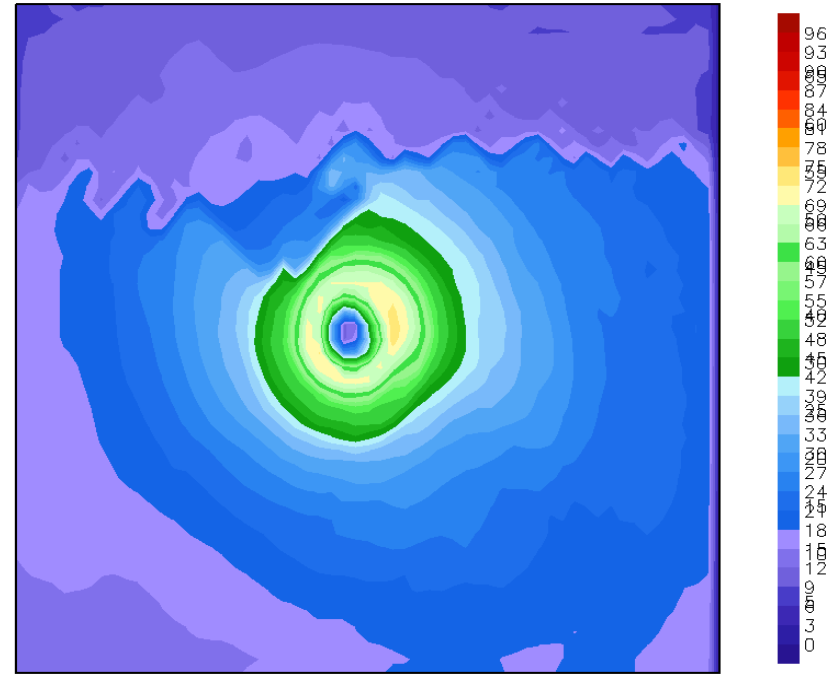
β : empirical parameter z_h : spray generation height $\sigma = \frac{(\rho_w - \rho_a)}{\rho_a} \cong 10^3$

Test with Katrina (2005)

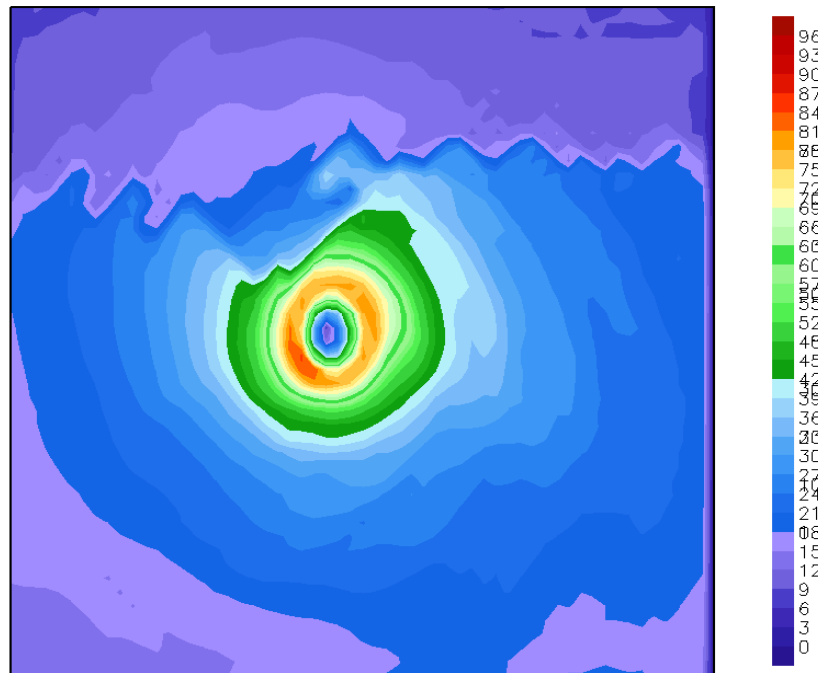
control



therma



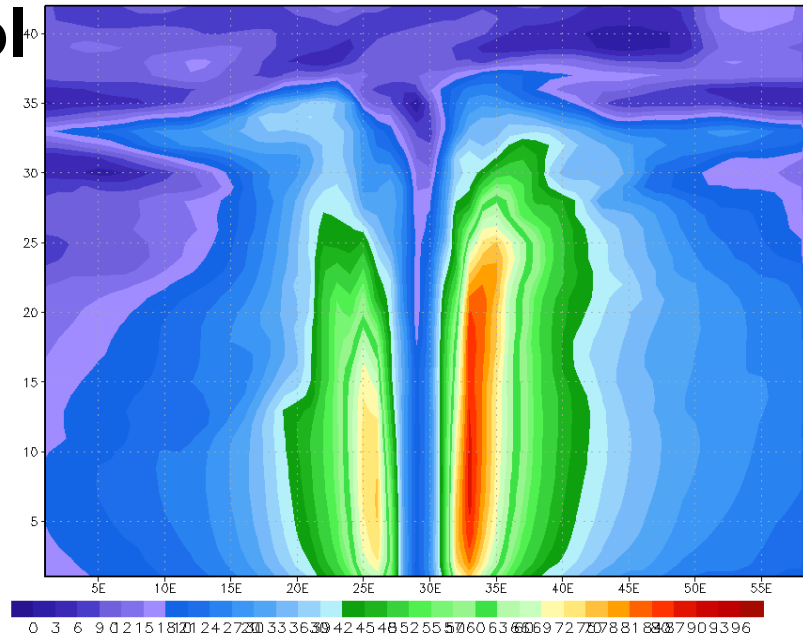
thermal + momentu



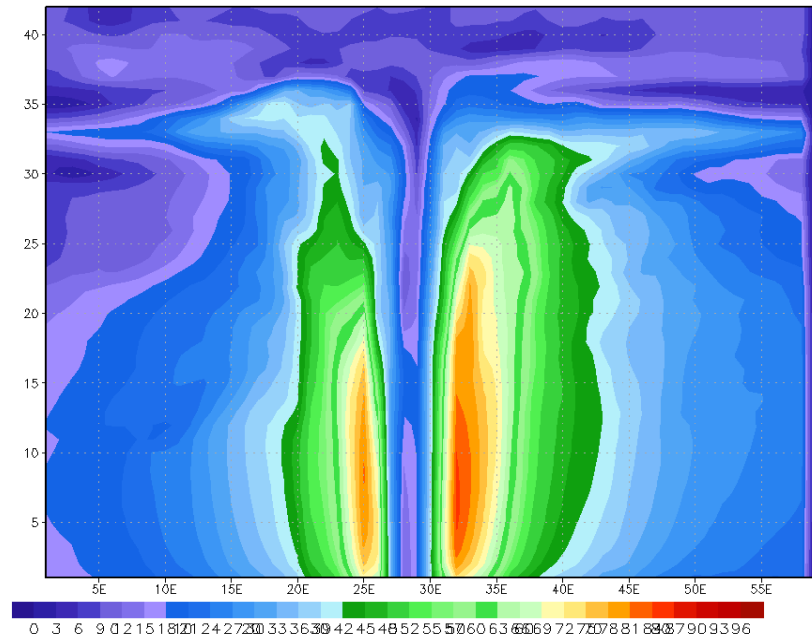
**Valid at 0060 UTC
29 Aug 2005**

Test with Katrina (2005)

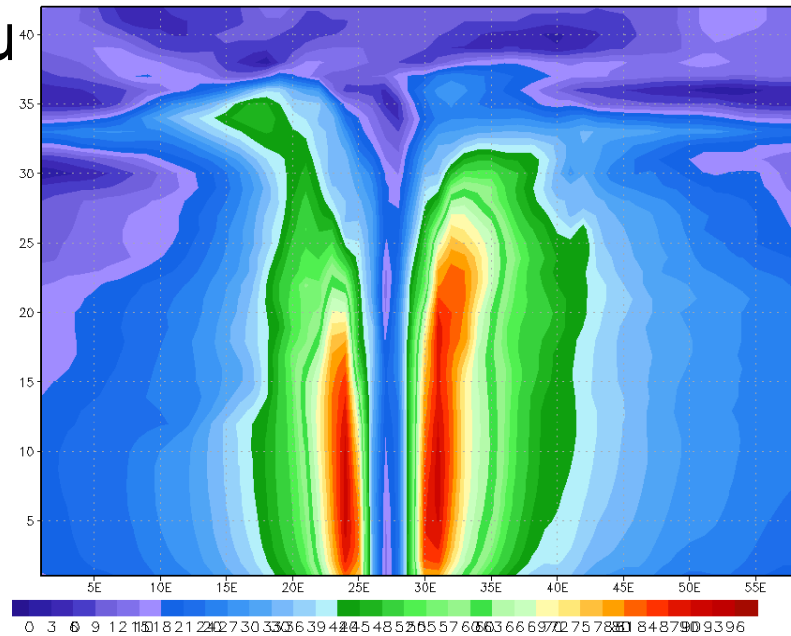
control



therma



thermal + momentu



Valid at 0060 UTC
29 Aug 2005

Simple model of katabatic flow with suspended snow particles
(Idea: Kodama et al., 1985)

$$\frac{du}{dt} = (\lambda \mathcal{G} - gC) \sin \alpha + f(v - v_g) + \frac{\partial}{\partial z} \nu \frac{\partial u}{\partial z},$$

$$\frac{dv}{dt} = (\lambda \mathcal{G} - gC) \sin \beta - f(u - u_g) + \frac{\partial}{\partial z} \nu \frac{\partial v}{\partial z},$$

$$\frac{d\mathcal{G}}{dt} + S \left[(u - u_g) \sin \alpha + (v - v_g) \sin \beta \right] = \text{Pr} \frac{\partial}{\partial z} \nu \frac{\partial \mathcal{G}}{\partial z},$$

$$\frac{dC}{dt} - w_s \frac{\partial C}{\partial z} = \text{Sc} \frac{\partial}{\partial z} \nu \frac{\partial C}{\partial z},$$

$$\nu = \nu(\text{Ri}_C), \quad w_s > 0.$$

Стационарная аналитическая модель склонового течения с взвешенными частицами снега

$$(\lambda \vartheta - gC) \sin \alpha + \nu \frac{d^2 u}{dz^2} = 0,$$

$$-Su \sin \alpha + \text{Pr}^{-1} \nu \frac{d^2 \vartheta}{dz^2} = 0,$$

$$w_s \frac{\partial C}{\partial z} + S m^{-1} \nu \frac{d^2 C}{dz^2} = 0,$$

$$u \rightarrow 0, \quad \theta \rightarrow 0, \quad C \rightarrow 0 \quad \text{при } z \rightarrow \infty,$$

$$u = 0, \quad \theta = \theta_0, \quad C = C_0 \quad \text{при } z = 0.$$

Стационарная аналитическая модель склонового течения с взвешенными частицами снега

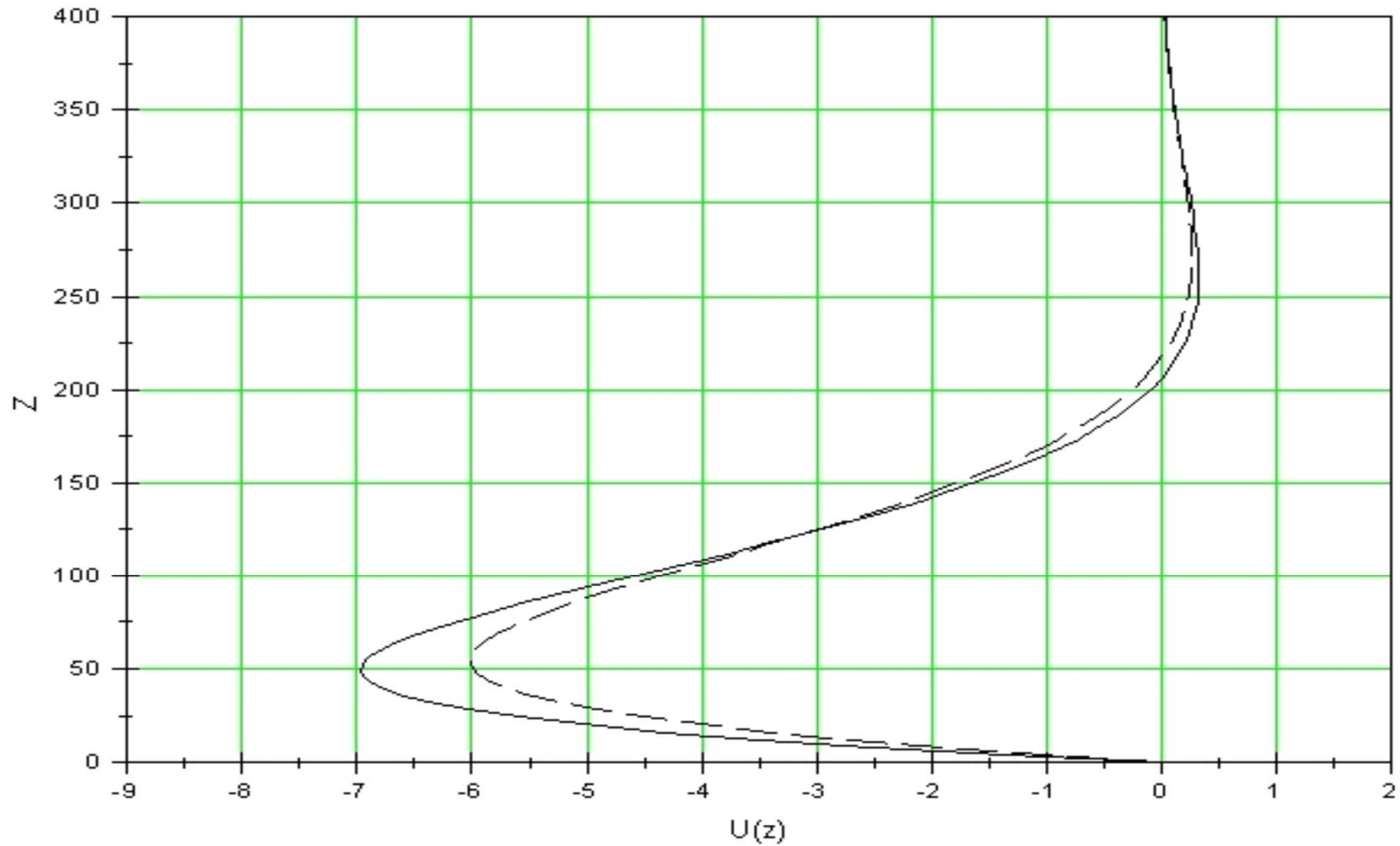
$$\alpha(z) = C_0 e^{-z/d_C},$$

$$u(z) = c_u e^{-z/d_C} + \left[-c_u \cos(z/d) + (\theta_0 - c_\theta) \sqrt{\frac{\lambda}{S \text{Pr}}} \sin(z/d) \right] e^{-z/d},$$

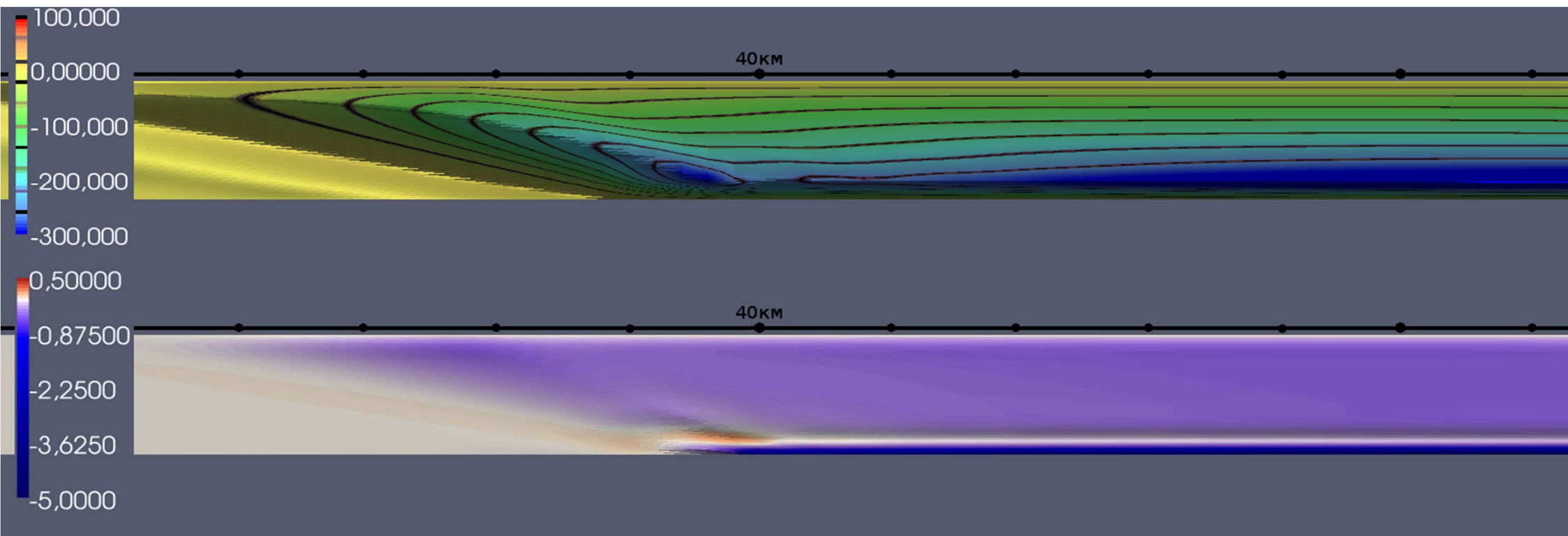
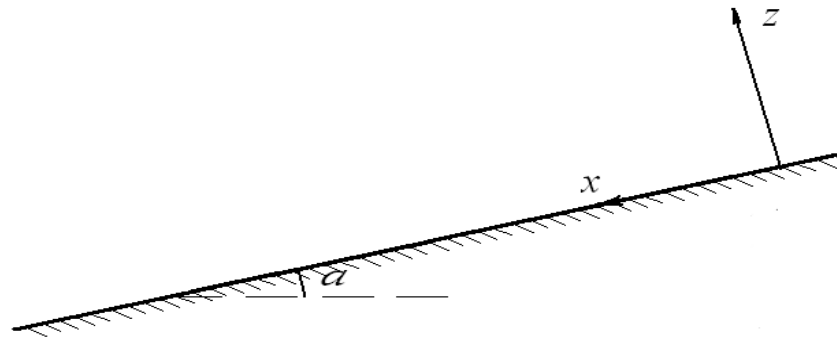
$$\theta = c_\theta e^{-z/d_C} + \left[(\theta_0 - c_\theta) \cos(z/d) + c_u \sqrt{\frac{S \text{Pr}}{\lambda}} \sin(z/d) \right] e^{-z/d},$$

$$d = \sqrt[4]{\frac{4 \text{Pr}^{-1} \nu^2}{\lambda S \sin^2 \alpha}}, \quad d_C = \frac{S \text{m}^{-1} \nu}{w_s}, \quad c_u = \frac{g C_0 d_C^2 \sin \alpha}{(1 + 4 d_C^4 / d^4) \nu}, \quad c_\theta = \frac{g C_0 d_C^4 S \sin^2 \alpha}{(1 + 4 d_C^4 / d^4) \text{Pr}^{-1} \nu^2}.$$

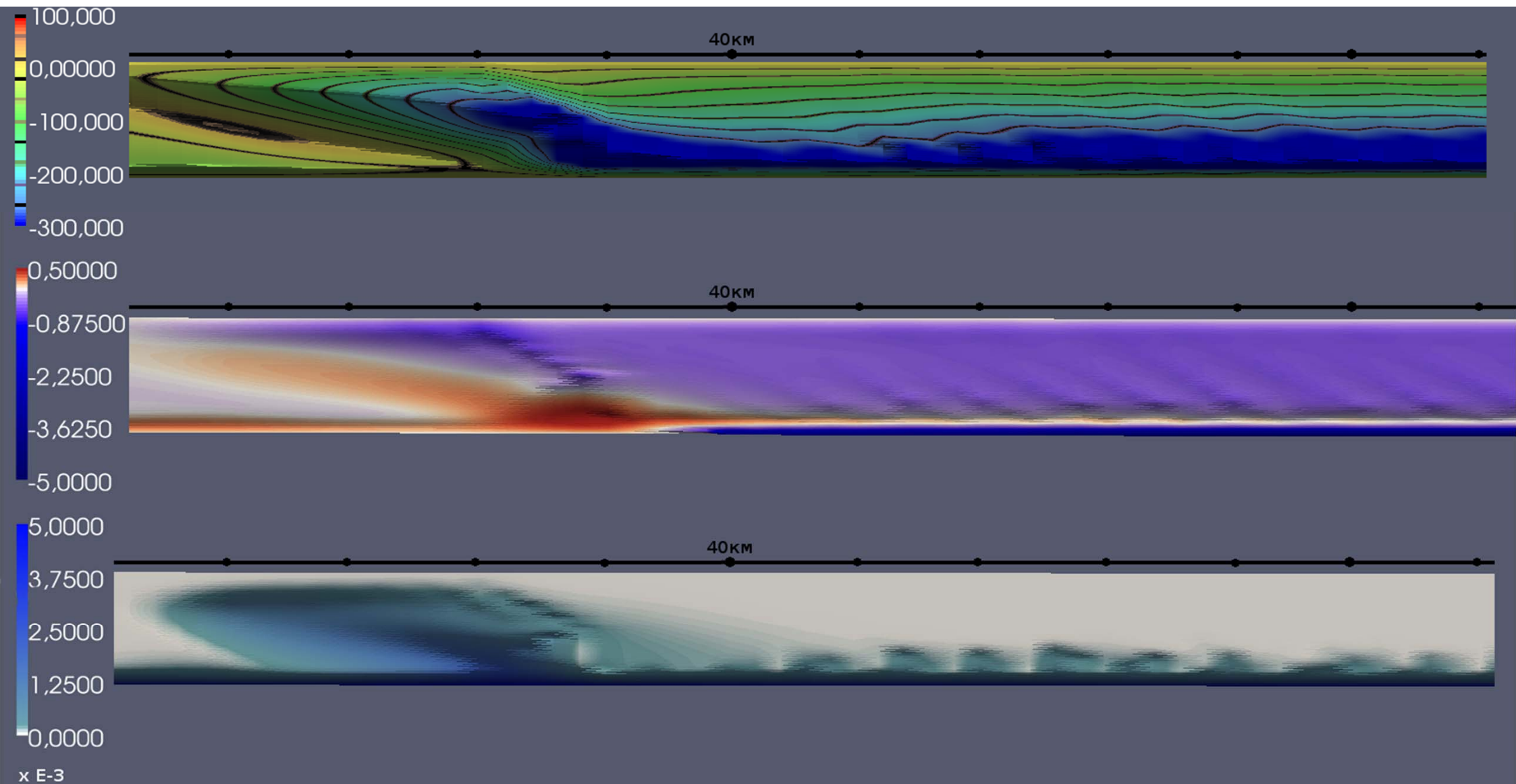
Сравнение решений задачи Прандтля для скорости ветра с учетом (сплошная линия) и без учета (пунктир) примеси



Двумерная задача (Русаев, 2011): эксперимент без частиц.
Поля функции тока (верх) и отклонения потенциальной температуры (низ)
на момент модельного времени 6 час.



Двумерная задача (Русаев, 2011): эксперимент с частицами.
Поля функции тока (верх), отклонения потенциальной температуры (середина) и массовой концентрации частиц (низ) на момент модельного времени 6 час.



Viroulet S. et al. Multiple solutions for granular flow over a smooth two-dimensional bump. - J. Fluid Mech. (2017), vol. 815, pp. 77-116

81

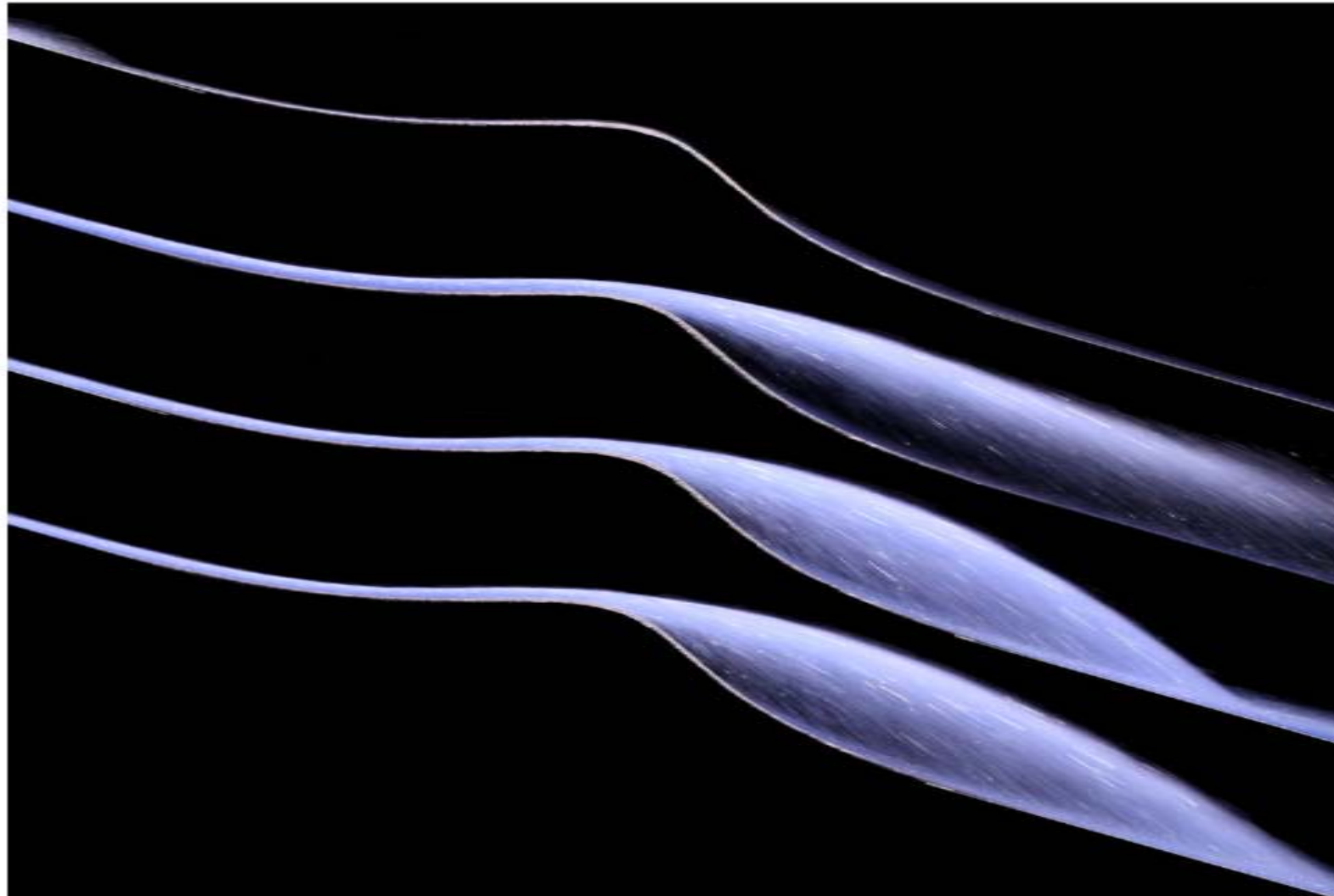
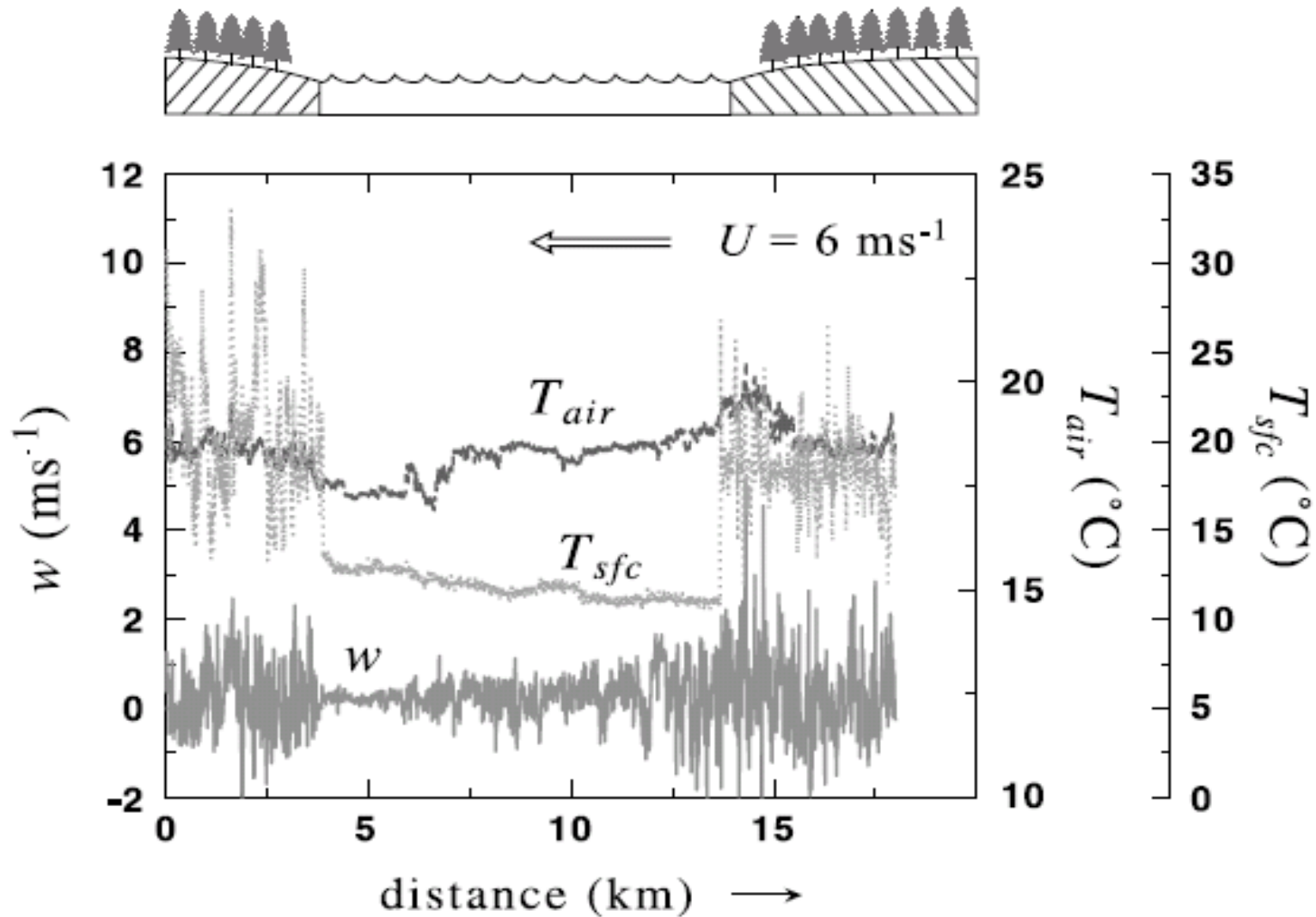
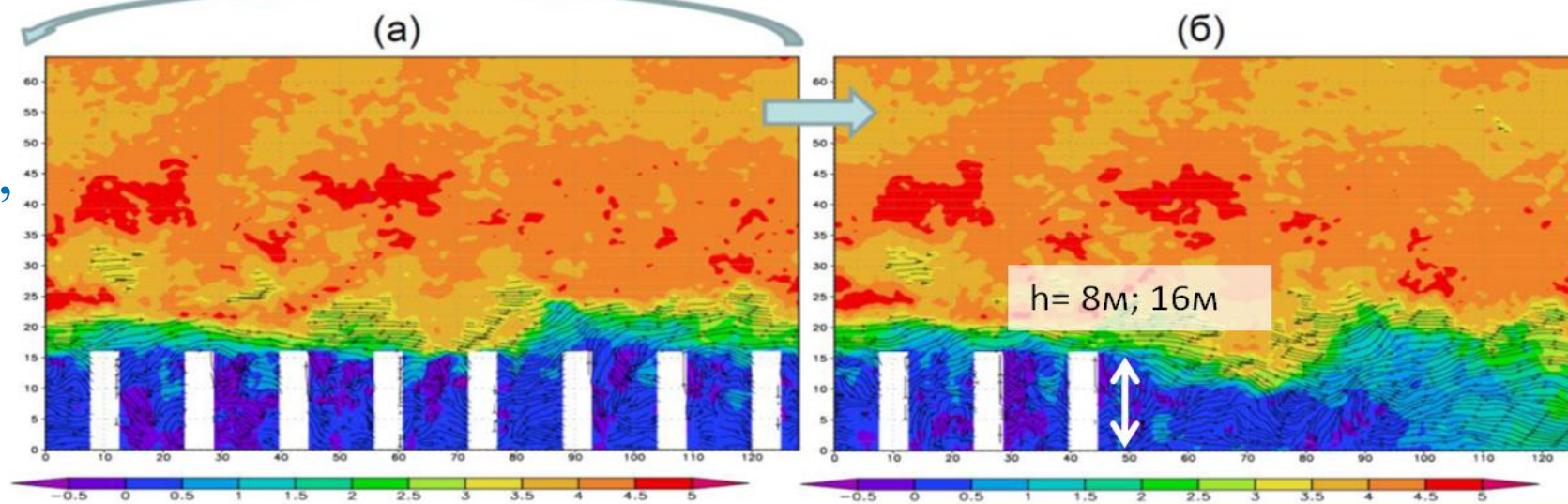


FIGURE 1. Snapshots of an experiment showing the time evolution of the jet to the steady state. As the oncoming material flows over the top of the bump it is able to detach from the base and follow ballistic trajectories, before landing and coming into contact with the chute once again. The experiment is performed at a constant slope angle $\theta = 39^\circ$ with pictures taken at approximate times $t = 0.3; 0.6; 0.9$ and 4.0 s. Note that the images have been slightly rotated to maximise space. The bump height of 4.75 cm acts as a scale. The time-dependent evolution is shown in supplementary movie 1, which is available online.

Трансформация метеорологических величин над озером (L. Mahrt, 1999)

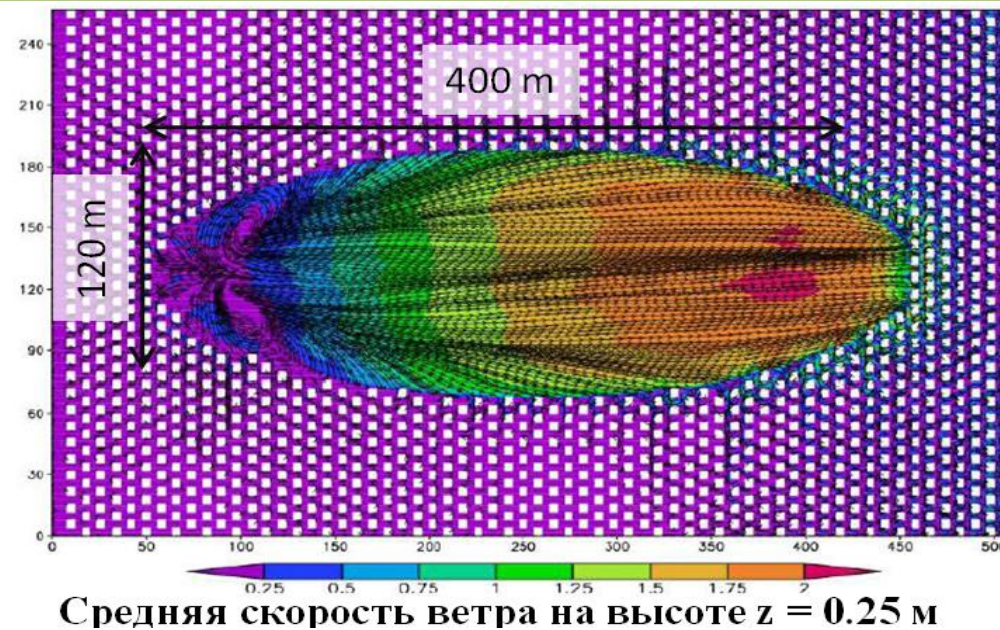
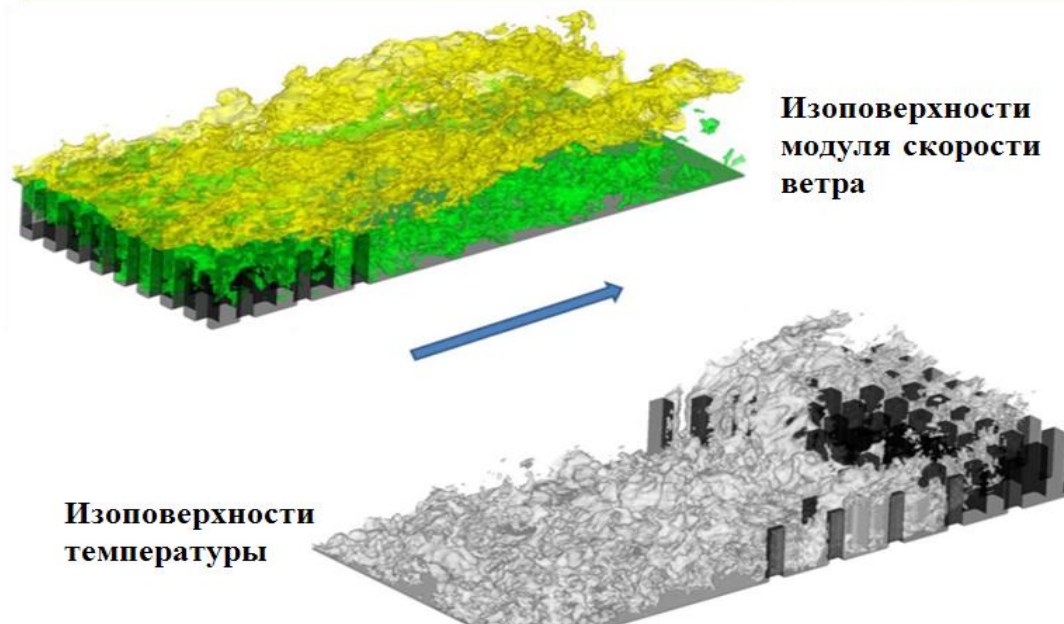




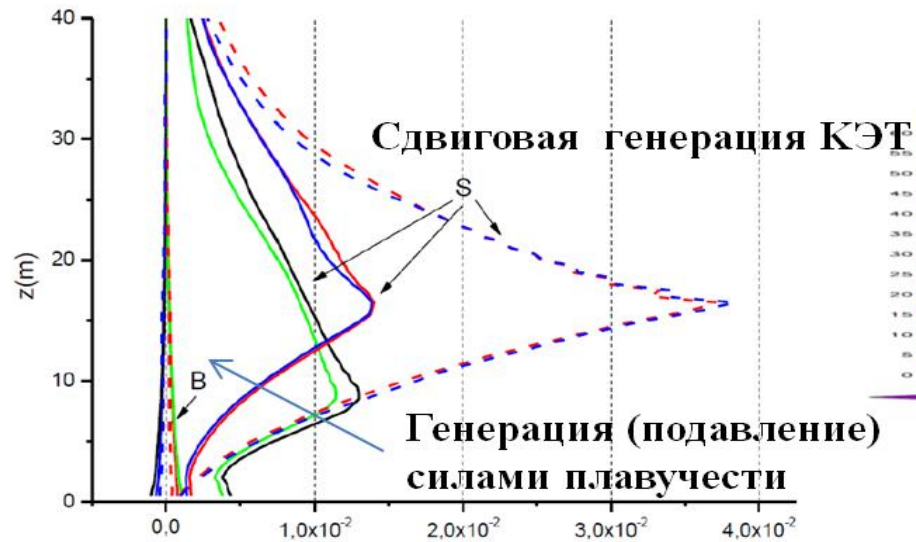
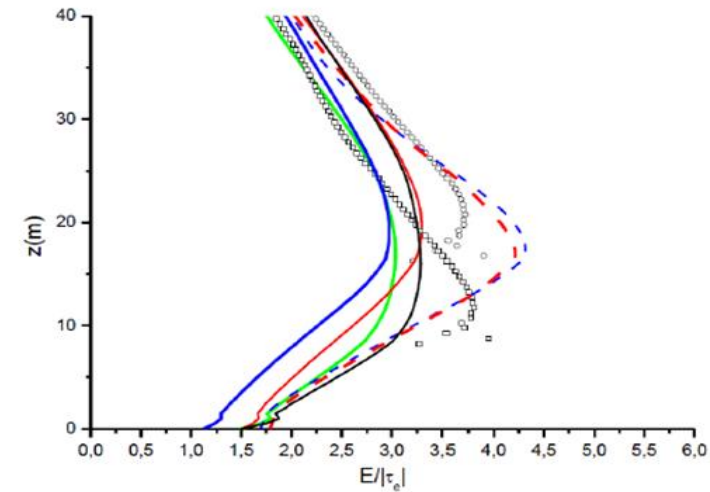
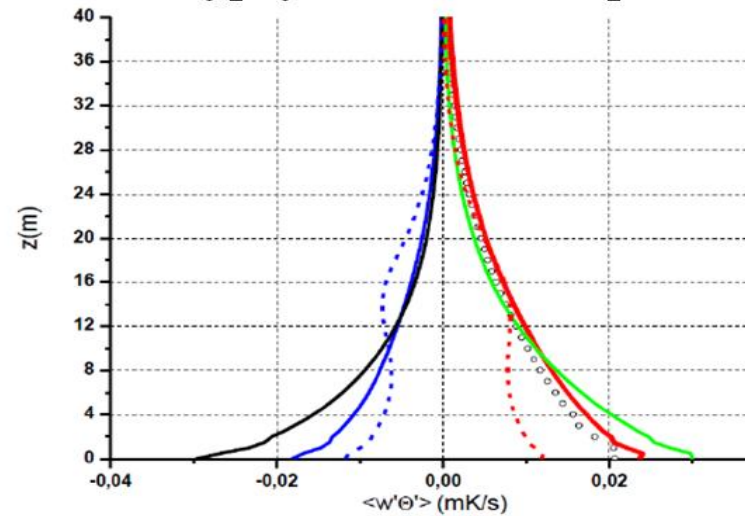
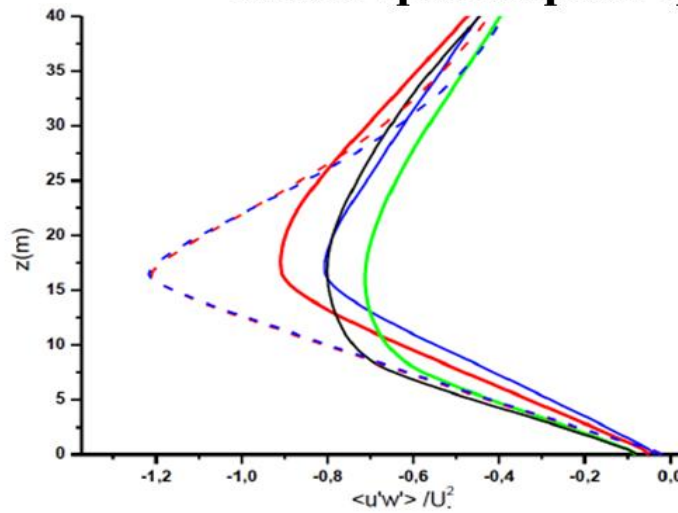
Турбулентный поток генерируется вспомогательной моделью (а) с двоякопериодическими граничными условиями и с заданным массивом объектов на поверхности. Значения z_{0w} и D соответствуют типичным значениям для лесной растительности.

Непериодическая расчетная область (б), включающая “озеро”: $z_{0l} = 10^{-4}$ м,
 $T_s^{\text{lake}} = T^{\text{air}} \pm 5^\circ\text{C}$

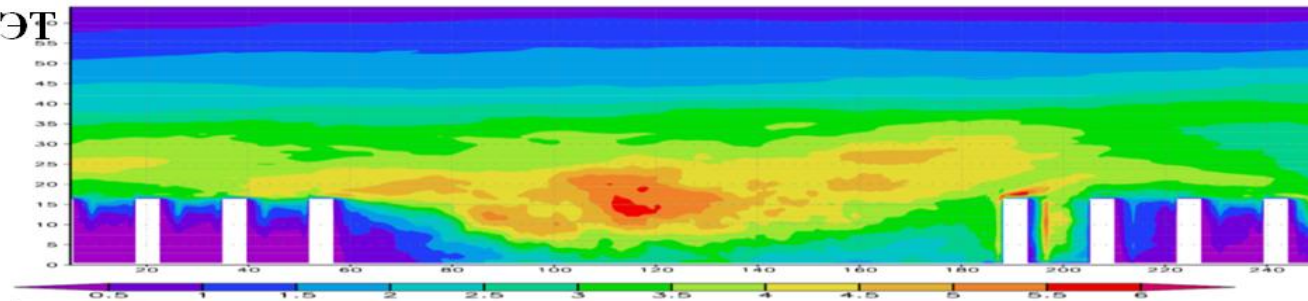
Шаг сетки $\Delta = 0.5$ м, 1024 x 512 x 128 узлов, время интегрирования: 1 час, $\Delta t = 0.025$ секунд



Некоторые характеристики турбулентности, осредненные по всей площади “озера”



Кинетическая энергия турбулентности (КЭТ)



- Слой постоянных потоков отсутствует (существенная часть тепла и влаги переносится над озером в горизонтальном направлении).
- Очень слабая чувствительность к стратификации (теория подобия Монина – Обухова неприменима для вычисления турбулентных потоков над «озером»).

РАЗВИТИЕ РЕГИОНАЛЬНОЙ МОДЕЛИ В НИВЦ МГУ (Степаненко и др., 2006; Степаненко и Микушин, 2008)

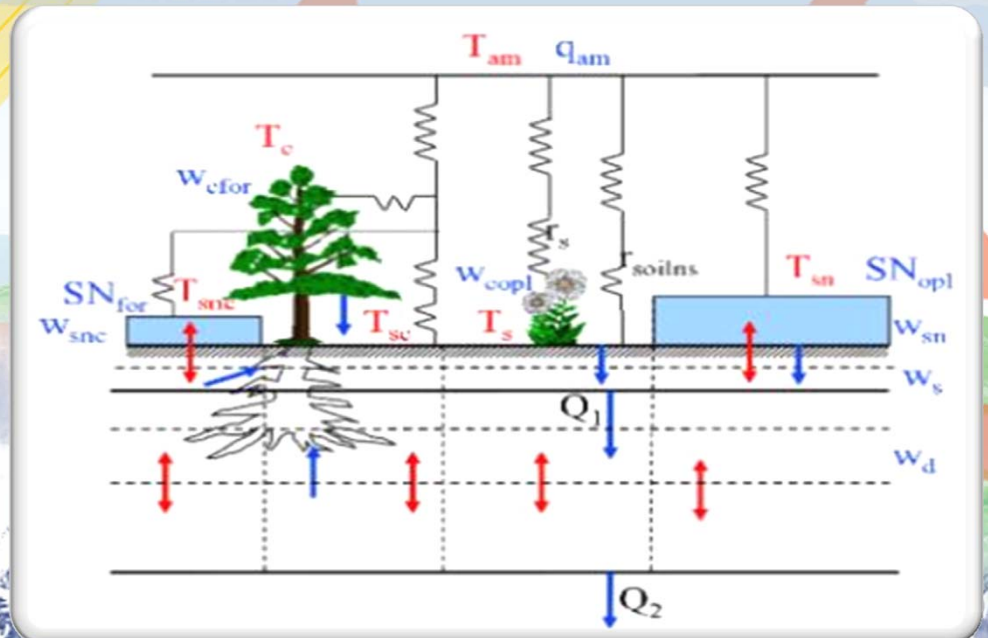


Модель переноса
солнечного и
теплового излучения

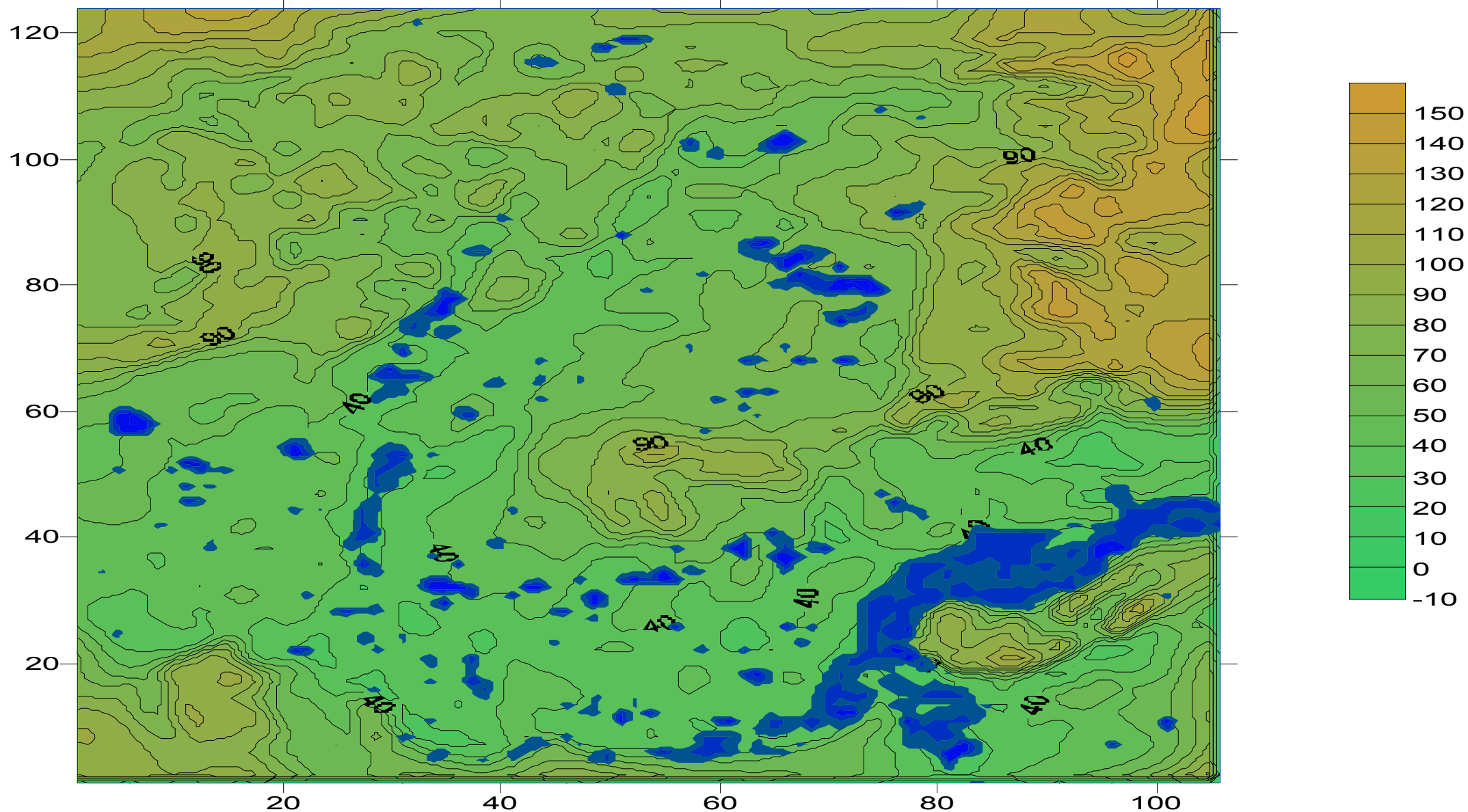
Модель переноса атмосферных аэрозолей

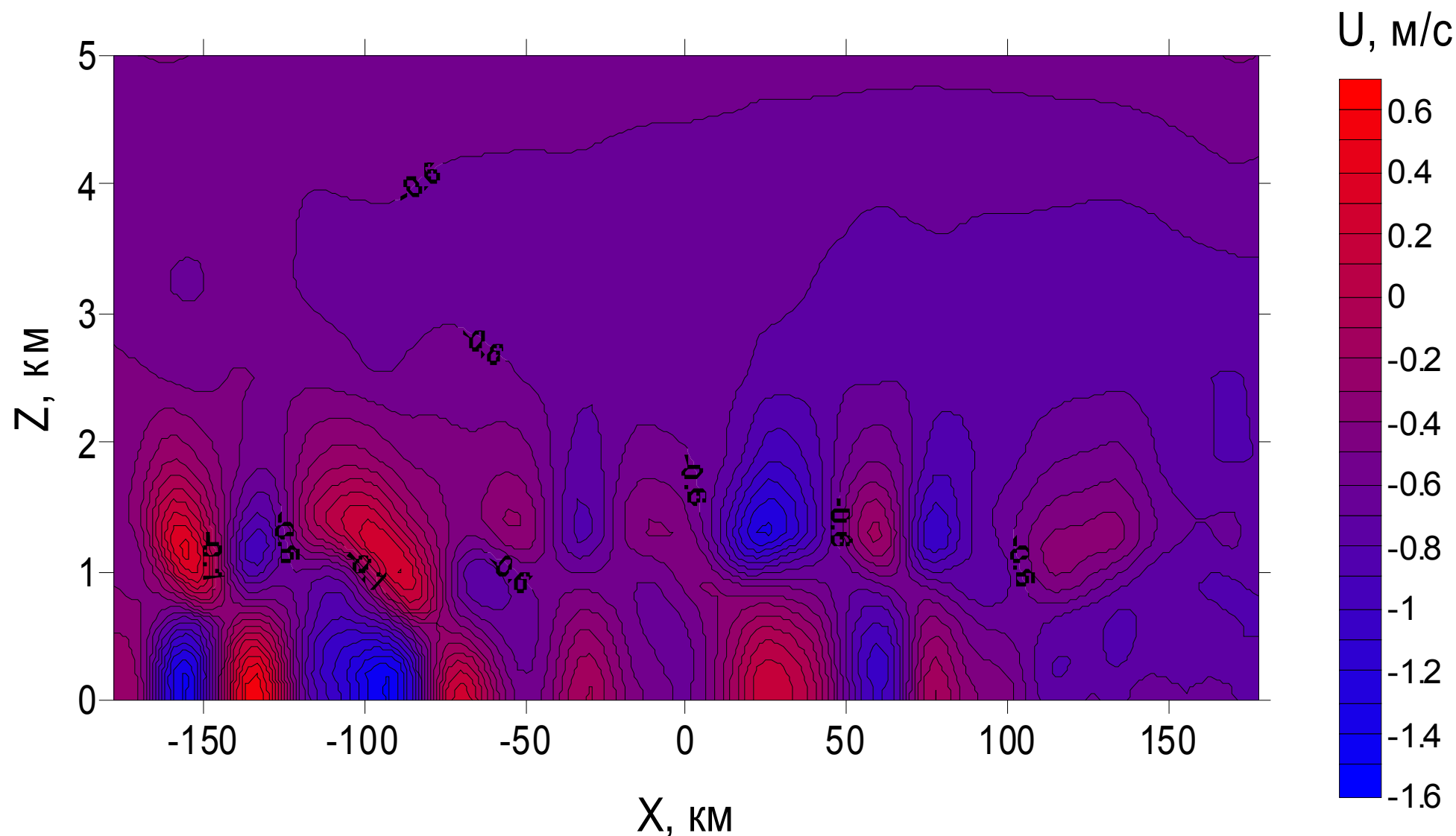
Модель снежного покрова и
деятельного слоя суши

Модель водоема



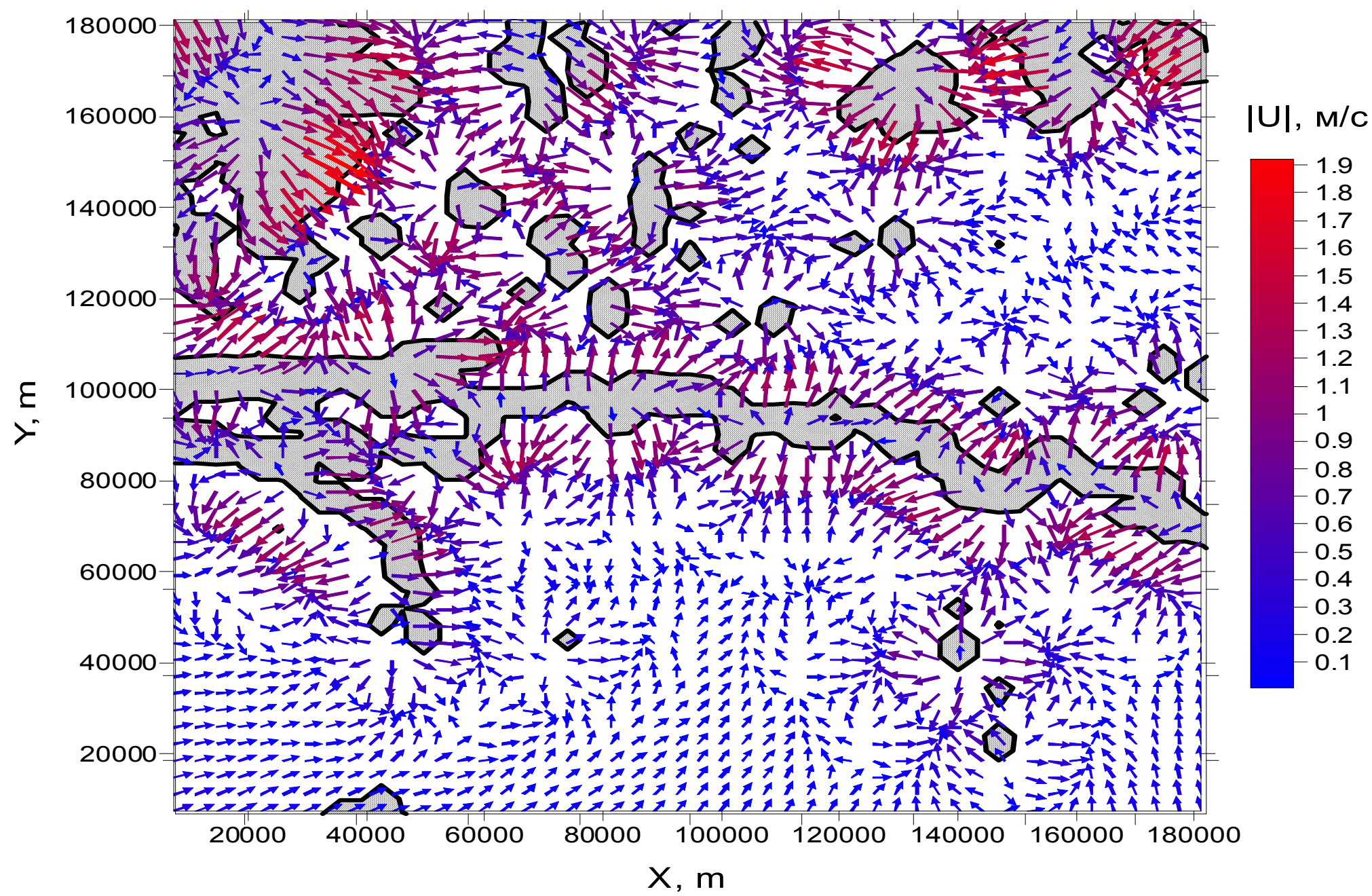
Западная Сибирь (ХМАО - Югра): 54.5-58.6° с.ш., 63.1-66.6 ° в.д.
рельеф и гидрология с разрешением 3.7 км





Поле зональной составляющей скорости ветра в вертикальном (широтном) сечении $y=0$ области интегрирования в 15:00 местного времени. Гидрологически неоднородный участок Западной Сибири

Скорость ветра (территория ХМАО, 60 – 62 ° с.ш., 73 – 77 ° в.д., включает Сургут и Нижневартовск)



Верификация мозаичного метода агрегирования

Область мезомасштабной модели = Ячейка МОЦА

Прямое осреднение
турбулентных потоков
по мезомасштабной
области
(«истина»):

1. Потоки вычисляются в
каждой точке области

$$H = -\rho c_p C_T u (\theta_a - \theta_s)$$

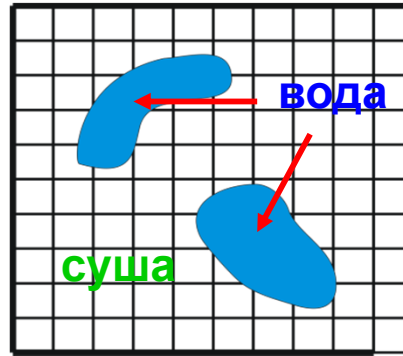
$$E = -\rho C_E u (q_a - q_s)$$

2. Осреднение потоков по
мезомасштабной области

$$\bar{H} = S^{-1} \iint_S H ds',$$

$$\bar{E} = S^{-1} \iint_S E ds'$$

1 {



}
1

Задача:

$$\bar{H} \Leftrightarrow \tilde{H},$$

$$\bar{E} \Leftrightarrow \tilde{E}$$

Агрегирование в ячейке МОЦА:
мозаичный метод
(Avisar and Pielke, 1989)

1. Потоки над типом «водоем»:

$$\tilde{H}_w = -\rho c_p \bar{C}_{Tw} \bar{u} (\bar{\theta}_a - \bar{\theta}_{sw})$$

$$\tilde{E}_w = -\rho \bar{C}_{Ew} \bar{u} (\bar{q}_a - \bar{q}_{sw})$$

2. Потоки над типом «суша»:

$$\tilde{H}_{so} = -\rho c_p \bar{C}_{Tso} \bar{u} (\bar{\theta}_a - \bar{\theta}_{sso})$$

$$\tilde{E}_{so} = -\rho \bar{C}_{Eso} \bar{u} (\bar{q}_a - \bar{q}_{sso})$$

3. Агрегирование потоков

$$\tilde{H} = (1 - \alpha_w) \tilde{H}_{so} + \alpha_w \tilde{H}_w,$$

$$\tilde{E} = (1 - \alpha_w) \tilde{E}_{so} + \alpha_w \tilde{E}_w$$

Пространственно-осредненные турбулентные потоки в приземном слое

**Контрольный
эксперимент:**
Влажная почва, 50%
покрыто
растительностью

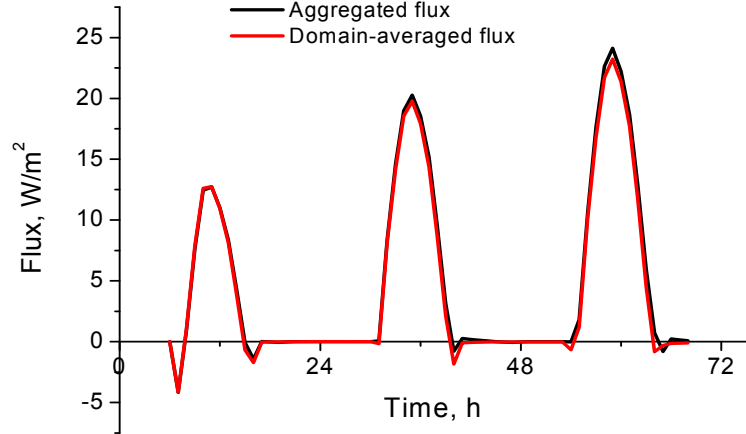
$\left| \vec{u} \right|_{\max} = 1.4 \text{ м/сек}$

Сухая оголенная
почва
Максимальная
интенсивность
бриза

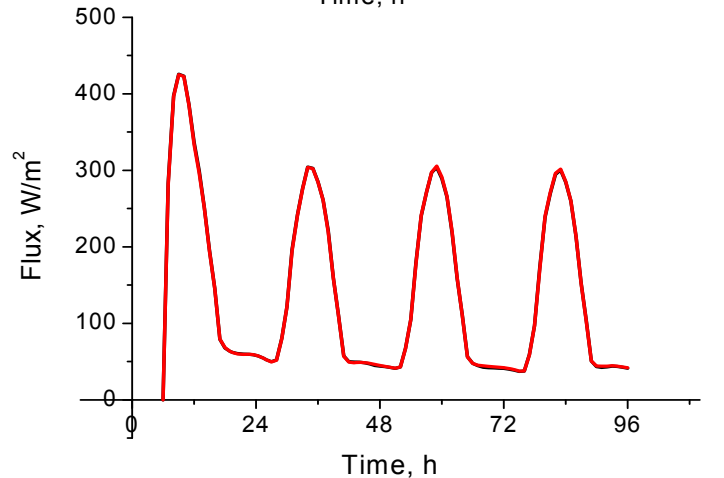
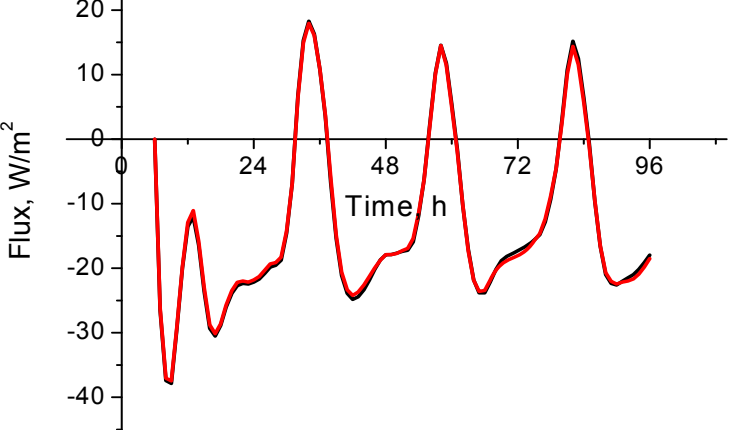
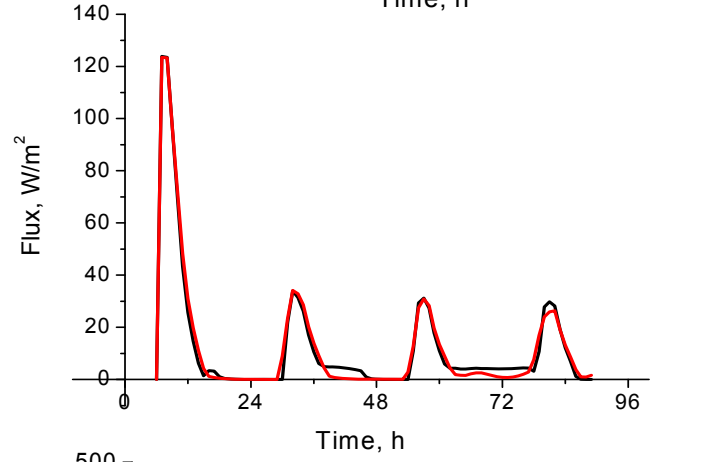
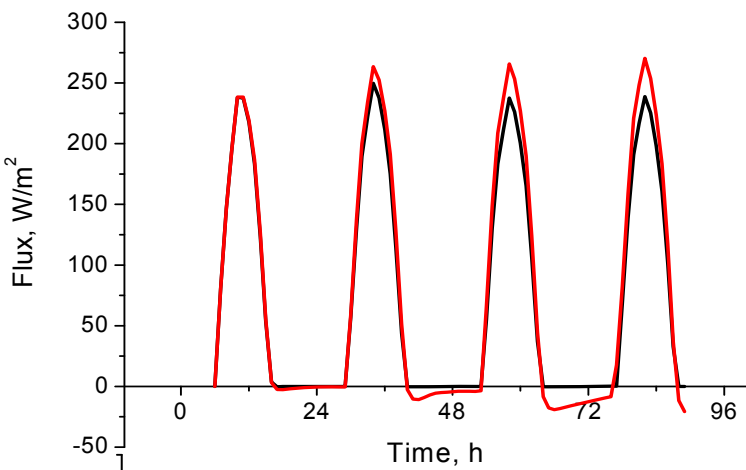
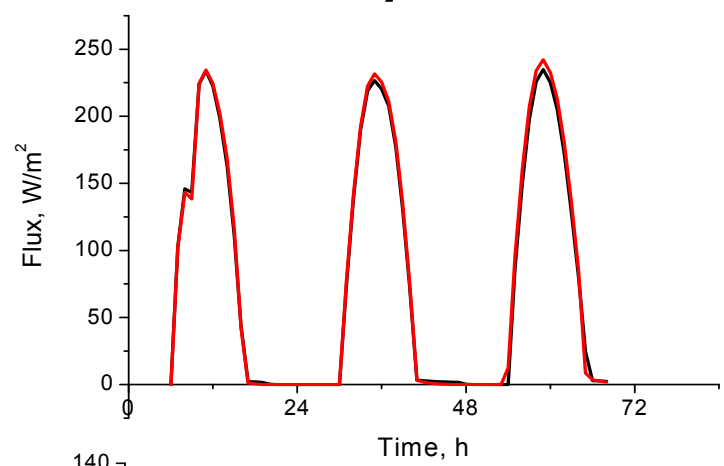
$\left| \vec{u} \right|_{\max} = 7 \text{ м/сек}$

Скорость
геострофического
ветра = 10 м/сек:
Ослабленная
мезомасштабная
циркуляция

Поток явного тепла



Поток скрытого тепла



Результаты верификации мозаичного метода

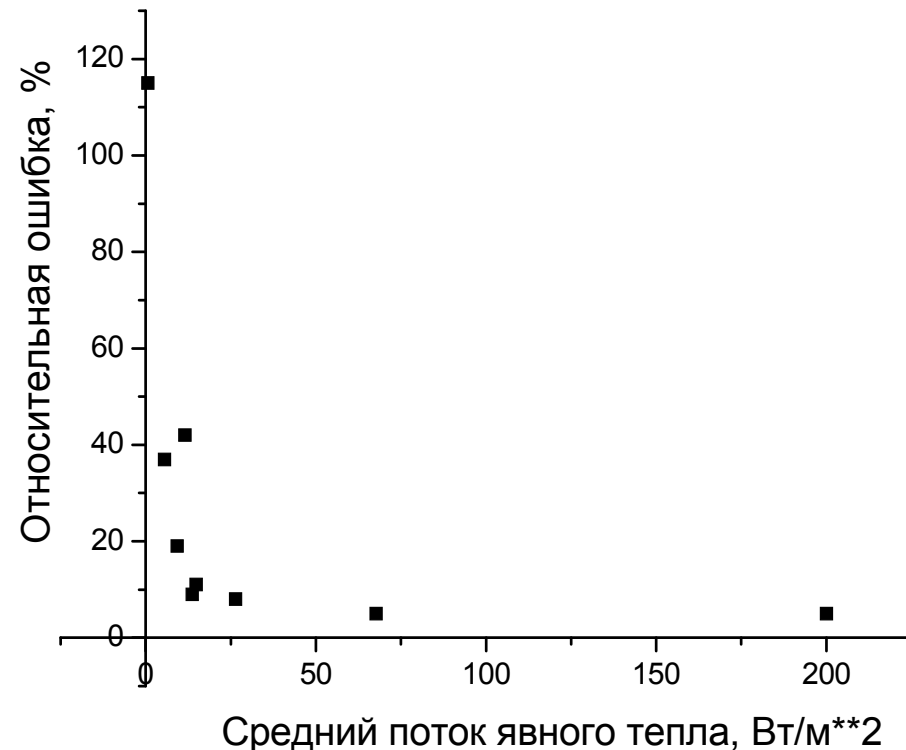
- в большинстве случаев мозаичный метод занижает абсолютные значения средних потоков;

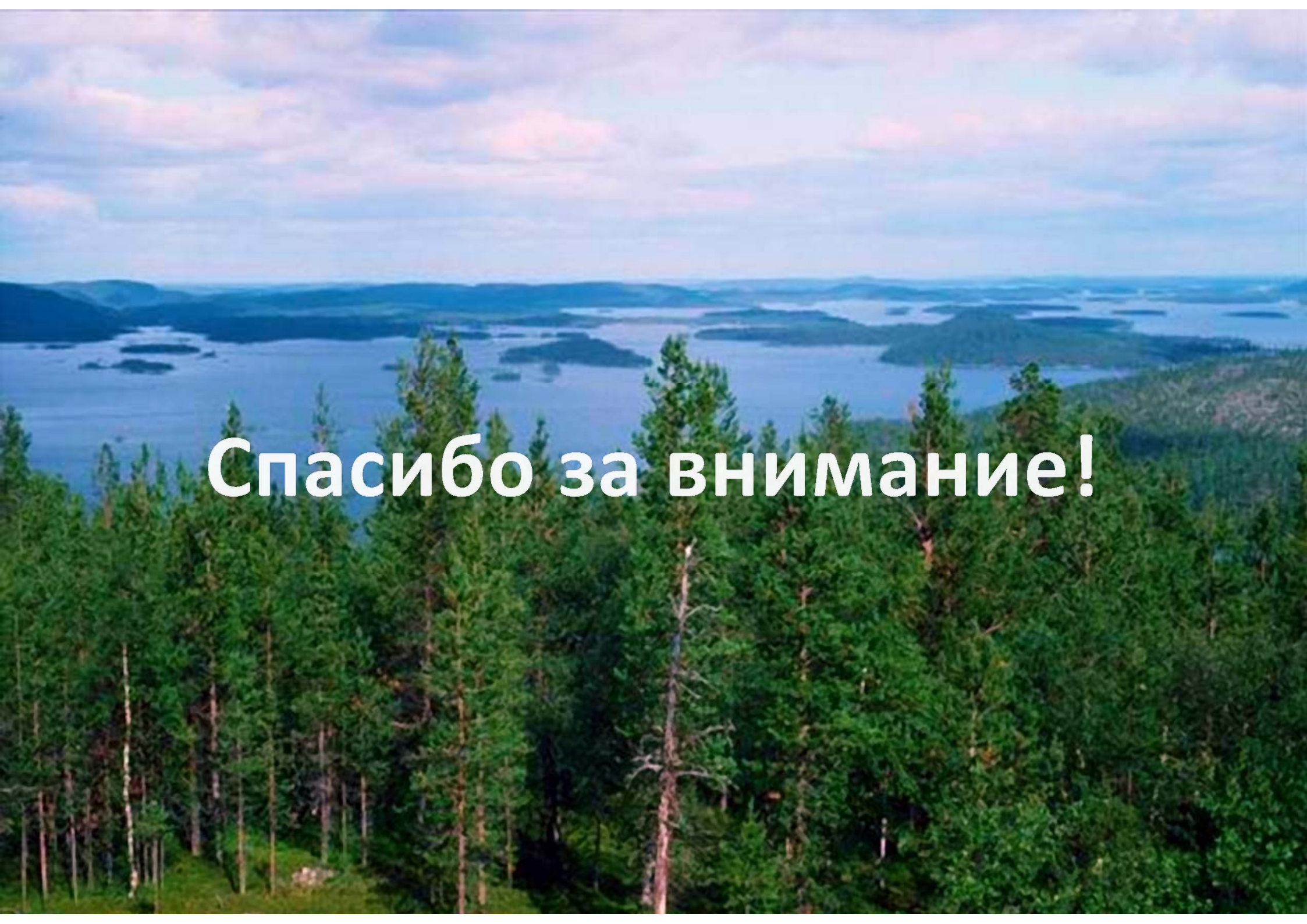
- относительная ошибка расчета турбулентных потоков мозаичным методом зависит от абсолютной величины этих потоков;

- при значениях потоков более 15 Вт/м^2 ошибка мозаичный метода составляет не более 10%;

- мозаичный метод адекватно воспроизводит порядок величины ночных средних потоков;

- ошибка мозаичного метода существенно нелинейно зависит от характеристик подстилающей поверхности и метеорологических условий.





Спасибо за внимание!