Физические механизмы и модели формирования изображений процессов в верхнем слое океана

Ю.И.Троицкая

ИПФ РАН

Нижний Новгород

Содержание

- Примеры изображений, на которых проявляются процессы в толще океана
- Гидродинамические модели взаимодействия течений и ветра на короткие поверхностных волны
  - Трехмасштабная модель
    - Взаимодействие течение – дм-волны
    - Взаимодействие дм-волны- см-волны
    - Роль пленок ПАВ
- Интерпретация изображений с учетом физических моделей

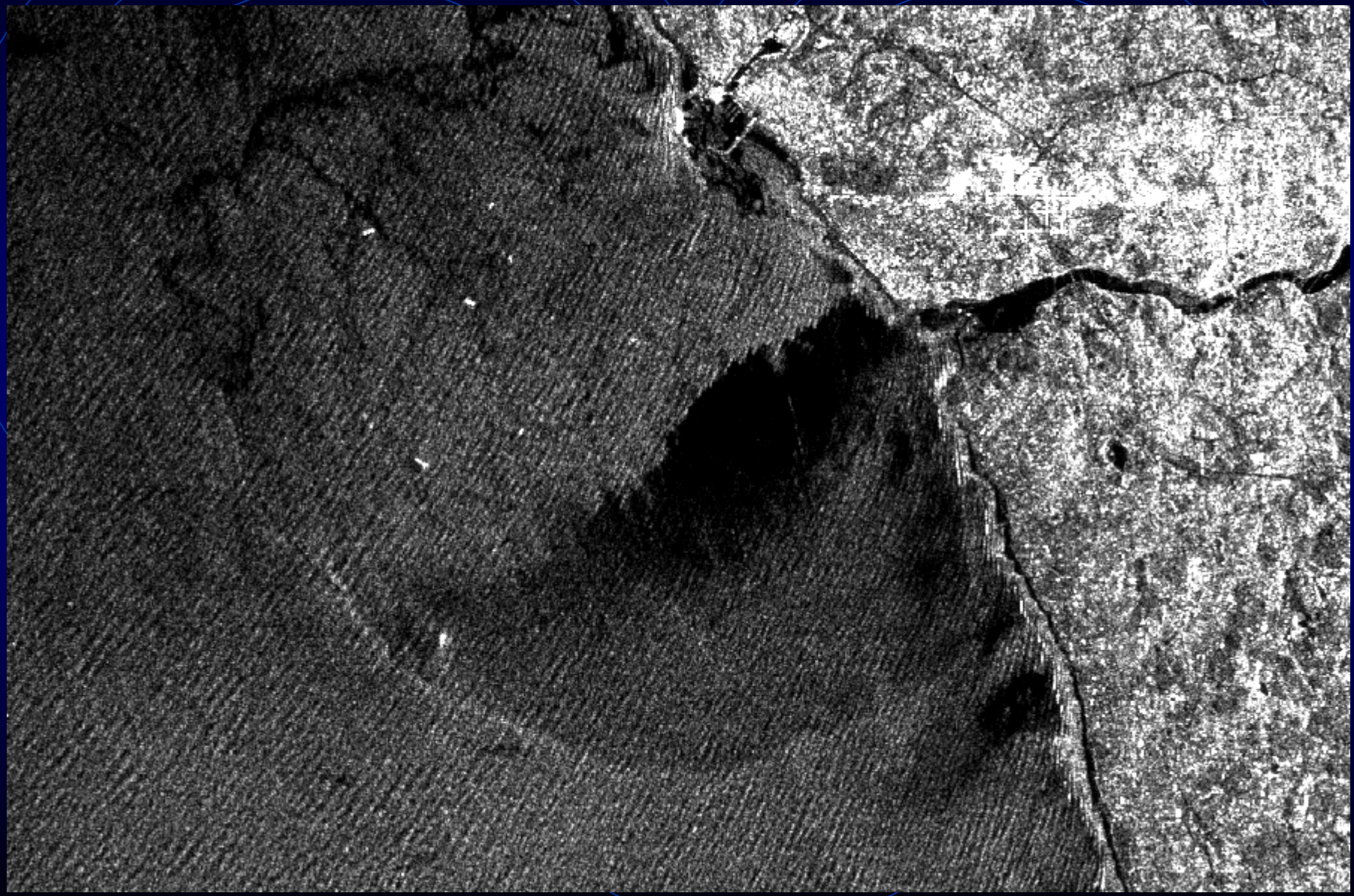
Использованы материалы

- Werner Alpers, Leonid Mitnik, Lim Hock, Kun Shan Chen The tropical and subtropical ocean viewed by ERS SAR
  http://www.ifm.uni-hamburg.de/
- IfM HH **- Remote Sensing**
  http://www.ifm.uni-hamburg.de/
- **Slicks as Indicators for Marine Processes**
  http://www.soton.ac.uk/~ufermann/
- Коллекция радиолокационных изображений морской поверхности
  http://adidas.iki.rssi.ru/indru.html

Примеры РСА изображений, на которых видны проявления некоторых типичных крупномасштабных явлений в верхнем слое океана

Werner Alpers, Leonid Mitnik, Lim Hock, Kun Shan Chen The tropical and subtropical ocean viewed by ERS SAR http://www.ifm.uni-hamburg.de/

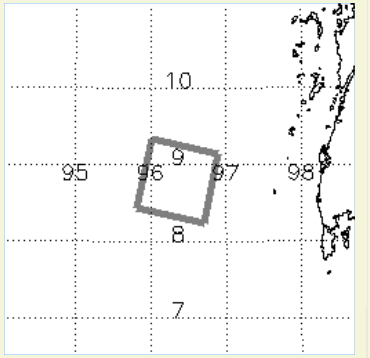
Зыбь (португальский шельф)

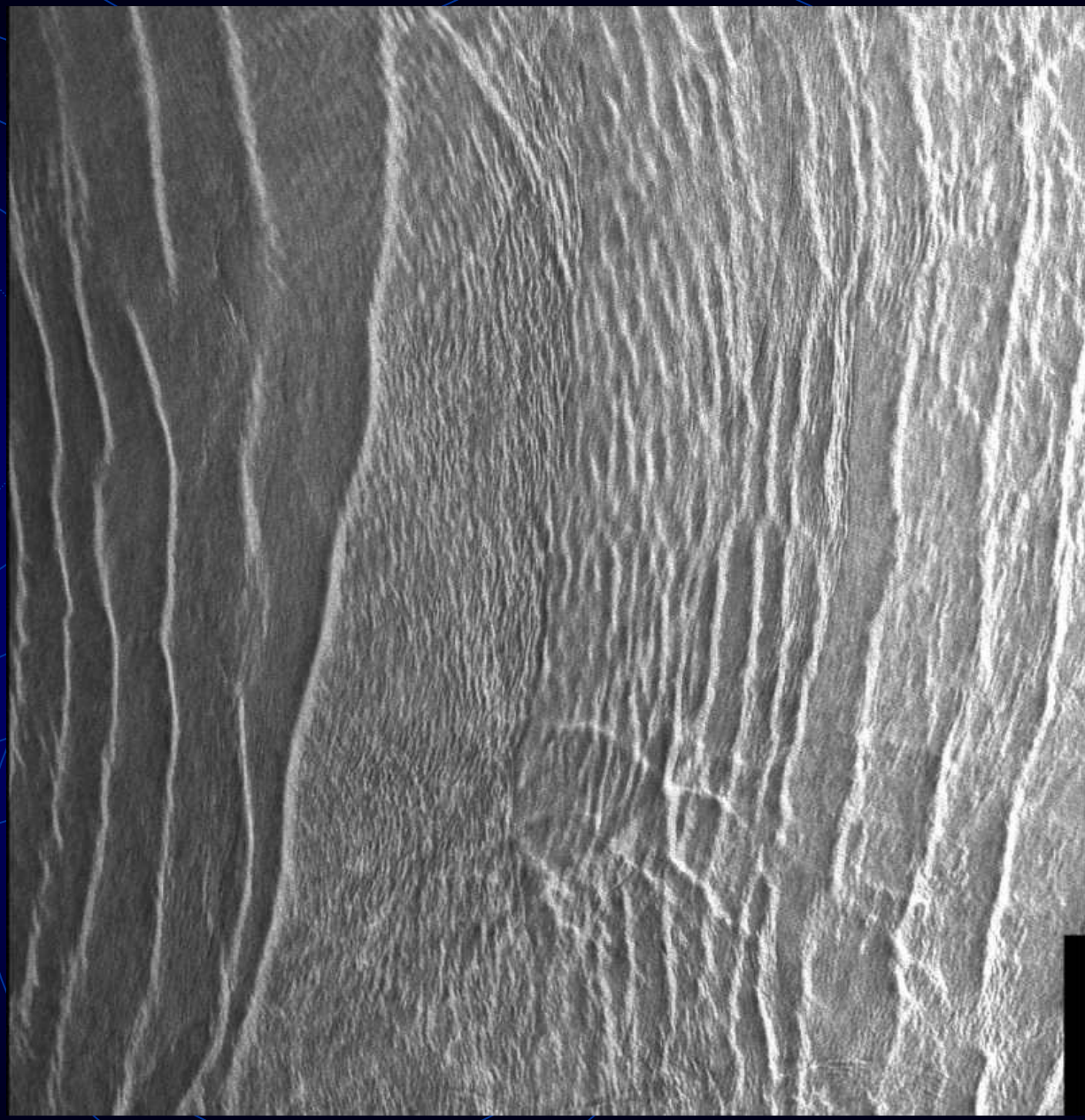


Океанские внутренние волны

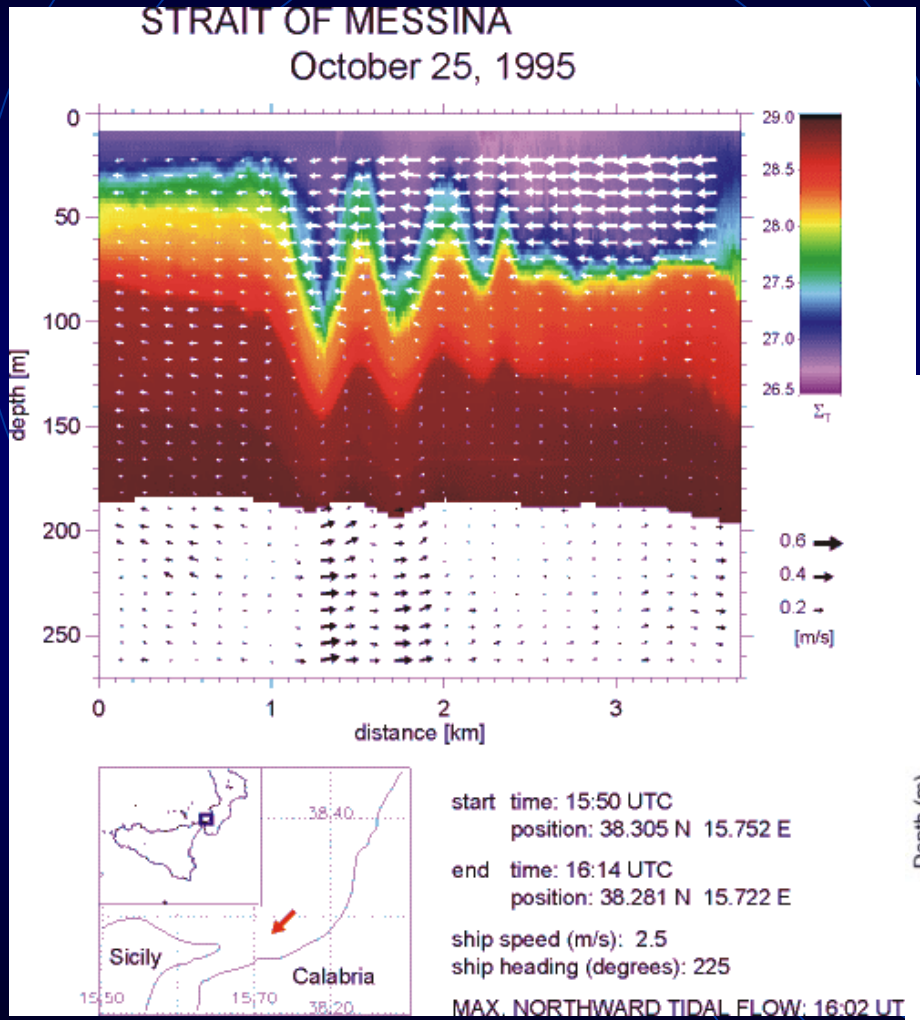
Андаманское море

Date:	11-Feb-1997
Time:	03:58
Orbit:	9477
Frame:	3429
Satellite:	ERS-2
Latitude:	8° 48' N
Longitude:	96° 22' E

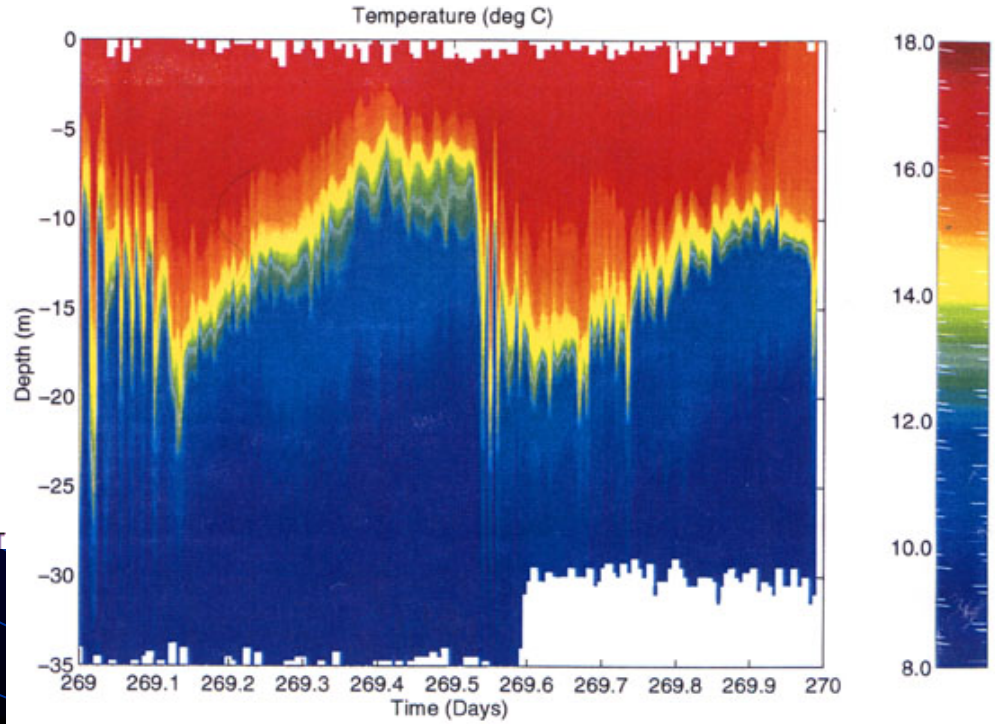




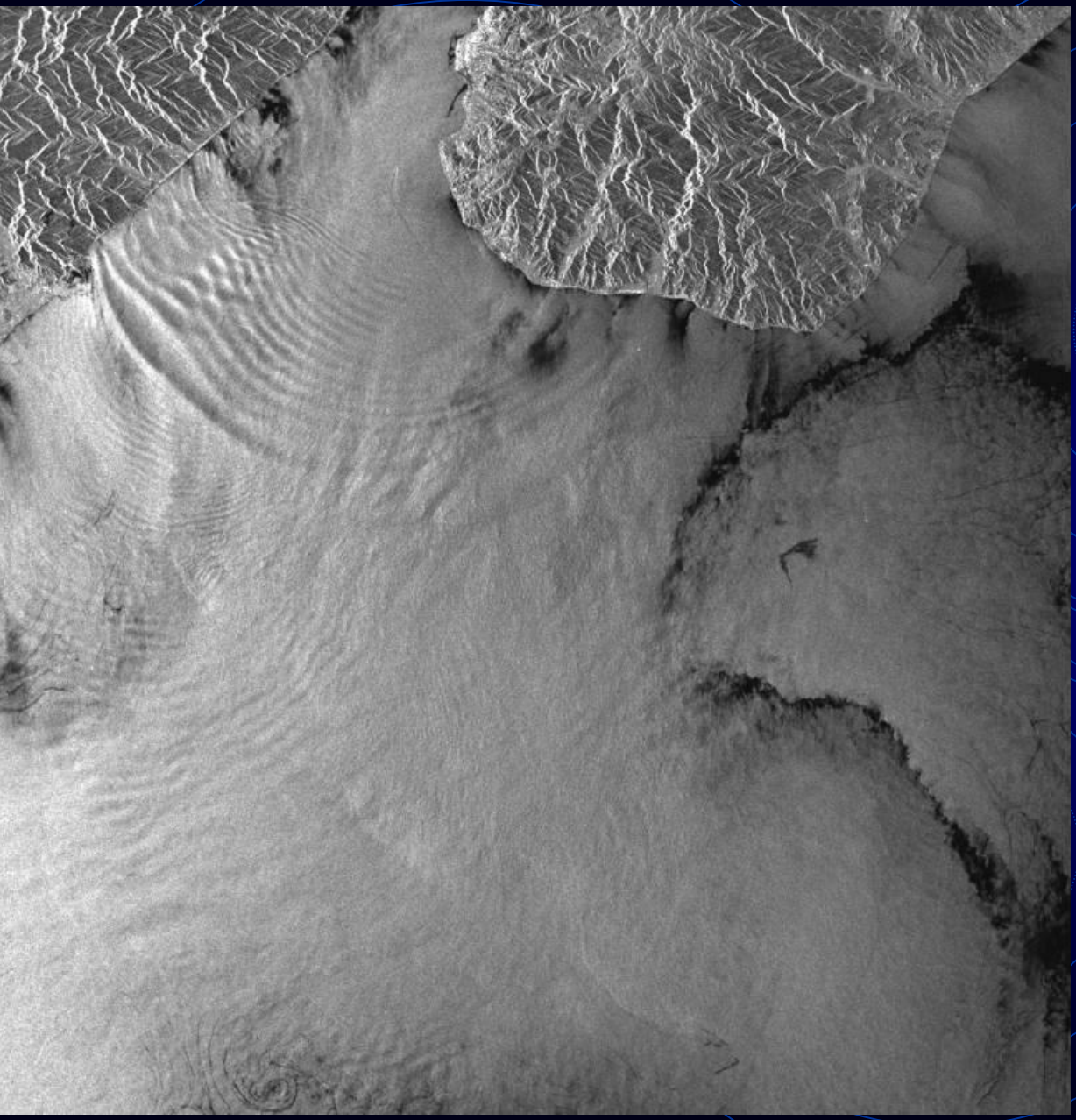
Океанские внутренние волны



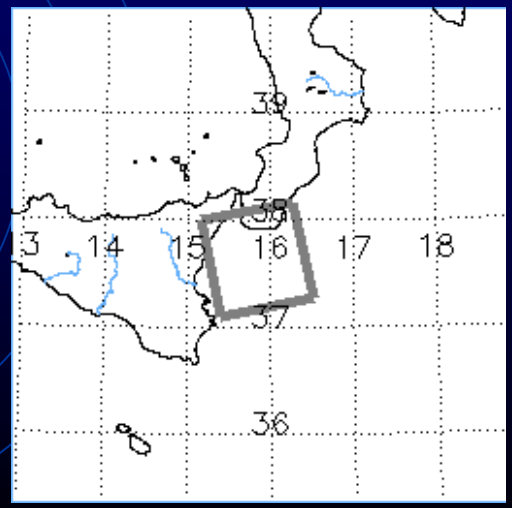
Орегонский шельф



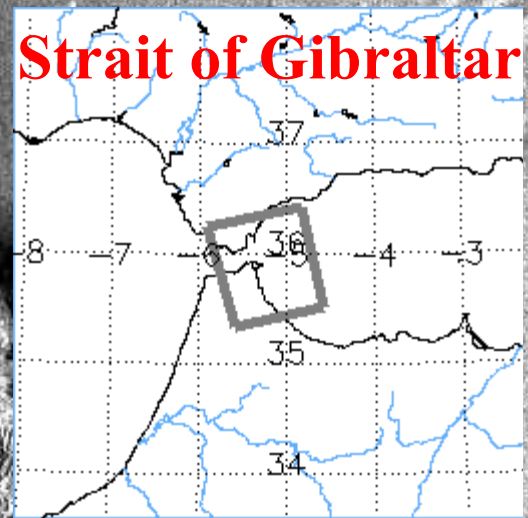
Океанские внутренние волны



Strait of Messina



Океанские внутренние волны



The first stage of forming the group of soitons – the solitary pulse at the crest of the tidal wave.

Океанские внутренние волны

The next stage: the initial pulse is being transformed into the train of solitons.

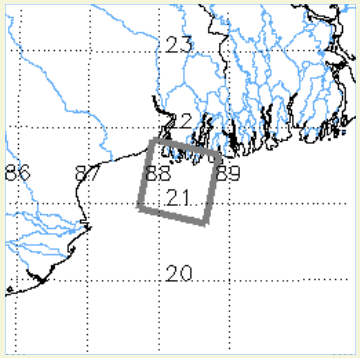
Strait of Gibraltar

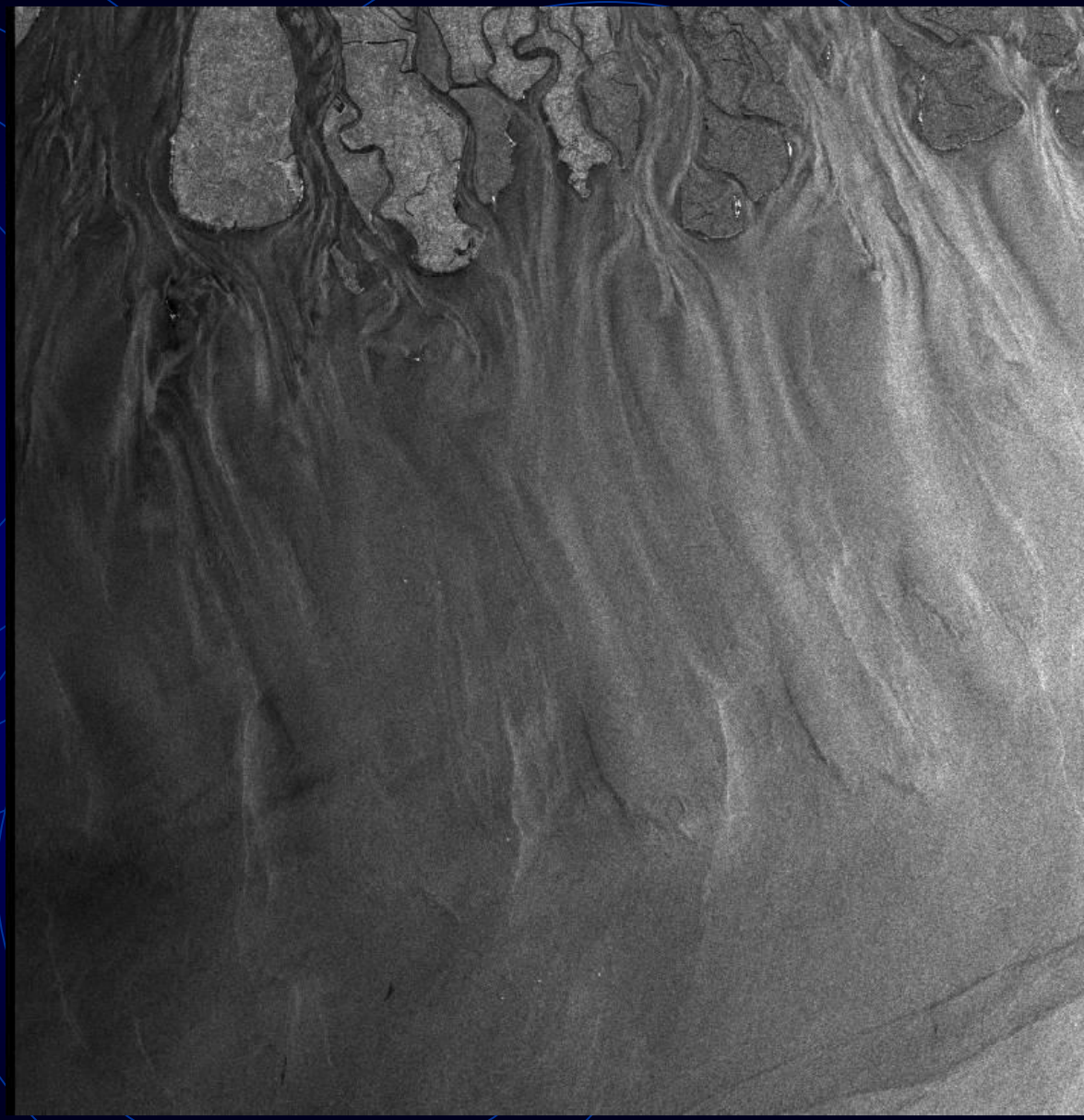
Океанские внутренние волны

Strait of Gibraltar

The next stage – propagation of the group of solitons

Донная топография

Image Data		Ganges
Date:	12-Jan-1997	
Time:	04:39	
Orbit:	09048	
Frame:	3177	
Satellite:	ERS-2	
Latitude:	21° 18' N	
Longitude:	88° 18' E	



Фронт океанского течения

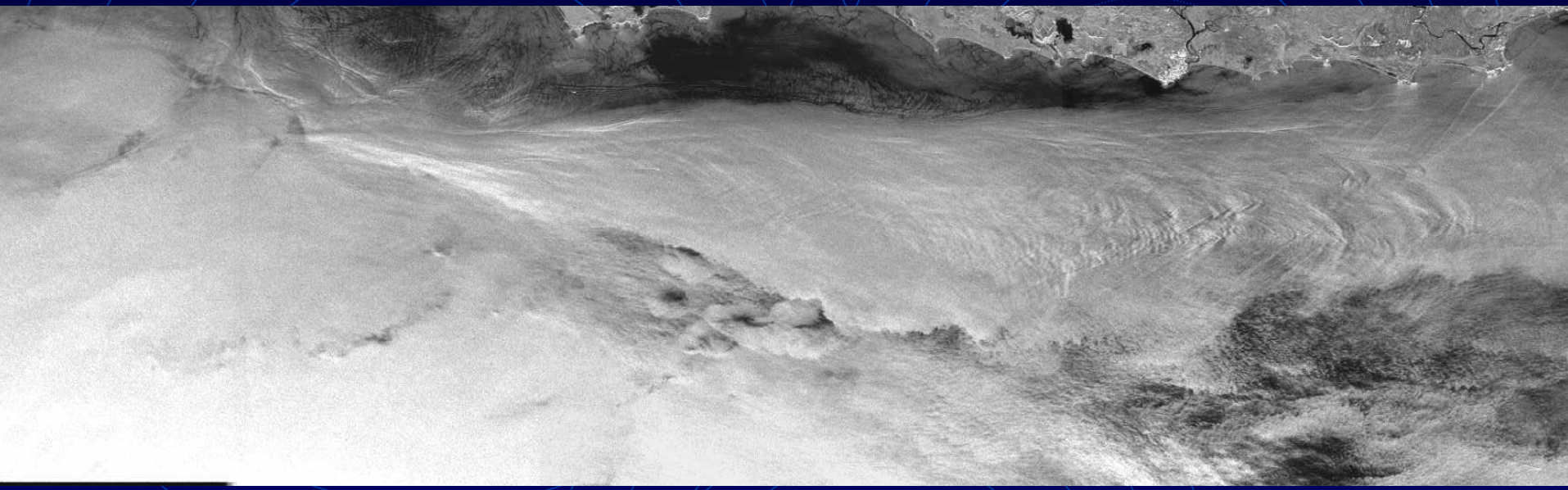
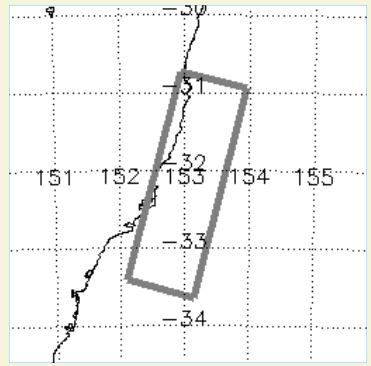


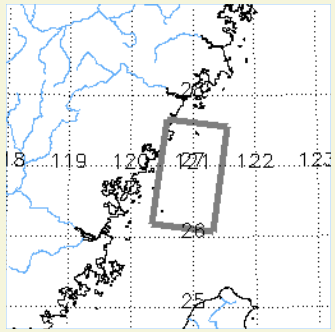
Image Data	
Date:	26-Jan-1993
Time:	23:43
Orbit:	08019
Frame:	4239-4257-4275
Satellite:	ERS-1
Latitude:	32° 10' S
Longitude:	153° 02' E



Береговой фронт

Image Data	
Date:	27-Dec-1995
Time:	02:30
Orbit:	23266
Frame:	3151-3169
Satellite:	ERS-1
Latitude:	26° 59' N
Longitude:	120° 35' E

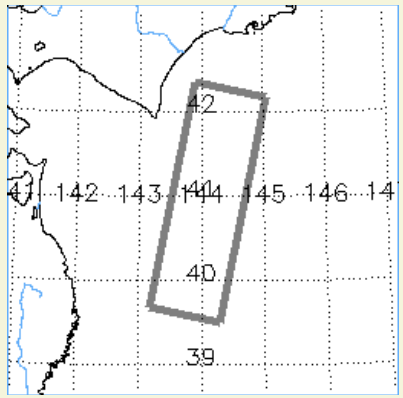
Taiwan_Strait



Океанские вихри

Image Data	
Date:	23-Dec-1994
Time:	01:08
Orbit:	17980
Frame:	2763-2781-2799
Satellite:	ERS-1
Latitude:	40° 56' N
Longitude:	144° 01' E

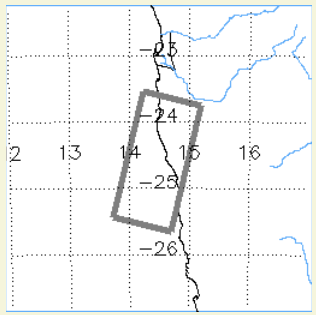
Japan



Апвеллинг

Image Data	
Date:	16-Dec-1995
Time:	09:04
Orbit:	3425
Frame:	4095-4113
Satellite:	ERS-2
Latitude:	24° 33' S
Longitude:	14° 29' E

Namibia



Следы за островами

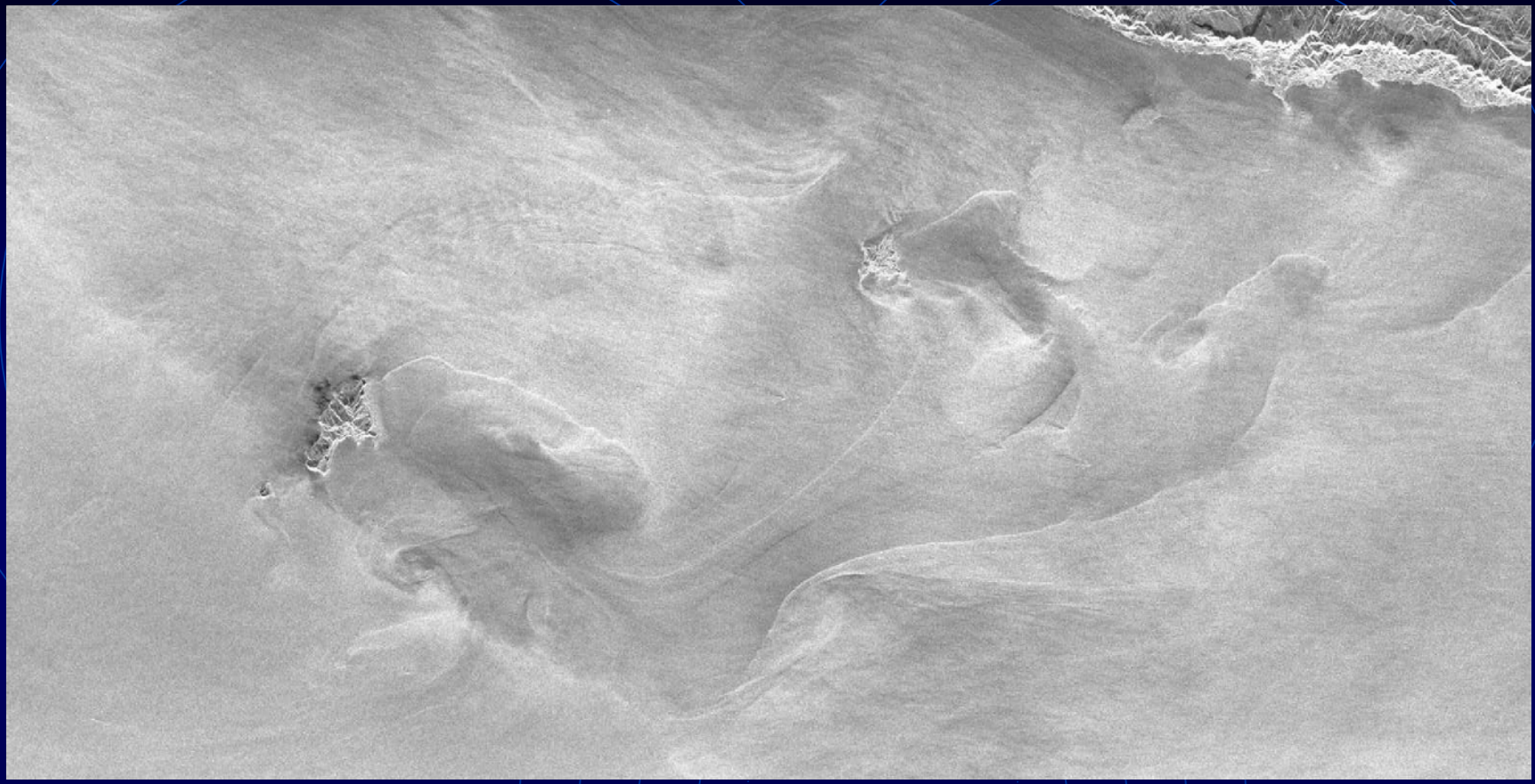
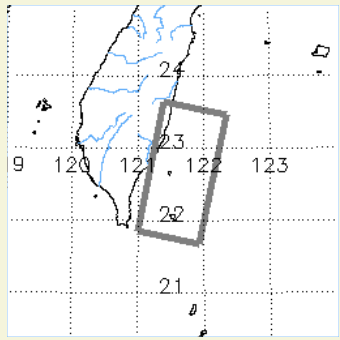
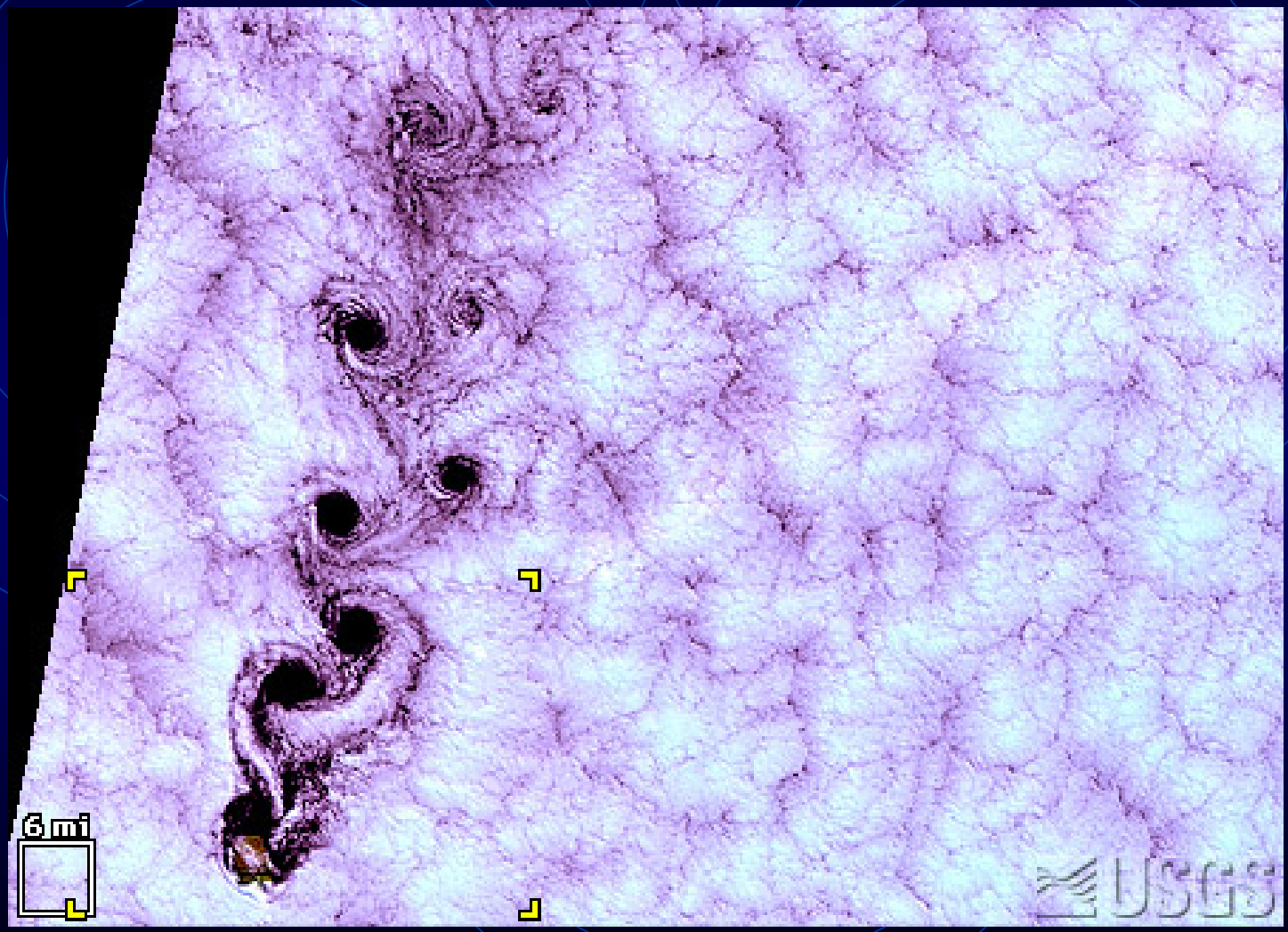


Image Data	
Date:	29-Mar-1999
Time:	02:26
Orbit:	20584
Frame:	3141-3159
Satellite:	ERS-2
Latitude:	22° 40' N
Longitude:	121° 31' E

East of Taiwan



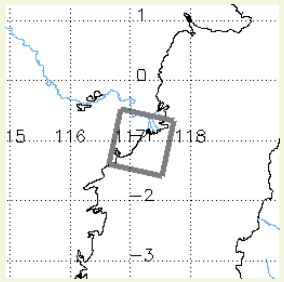
Пример следа в атмосфере (Selkirk Island, Chile 15.09.1999)



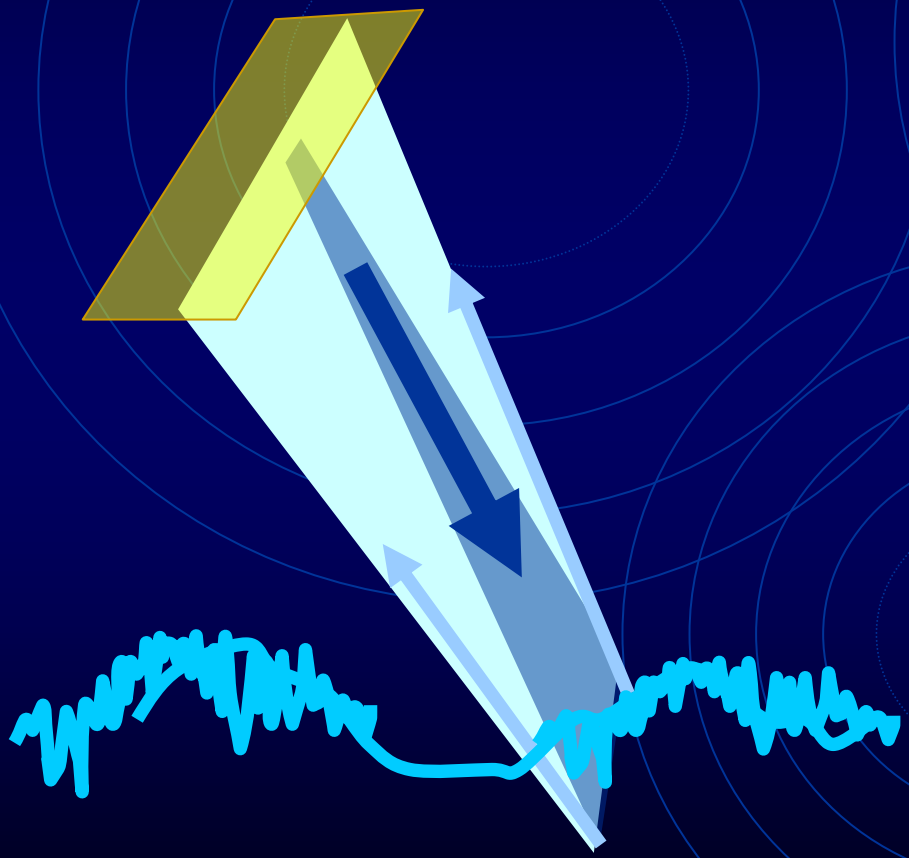
Вихревая дорожка в атмосфере (Арктика)

Multi-angle Imaging SpectroRadiometer (MISR)

Эстуарии

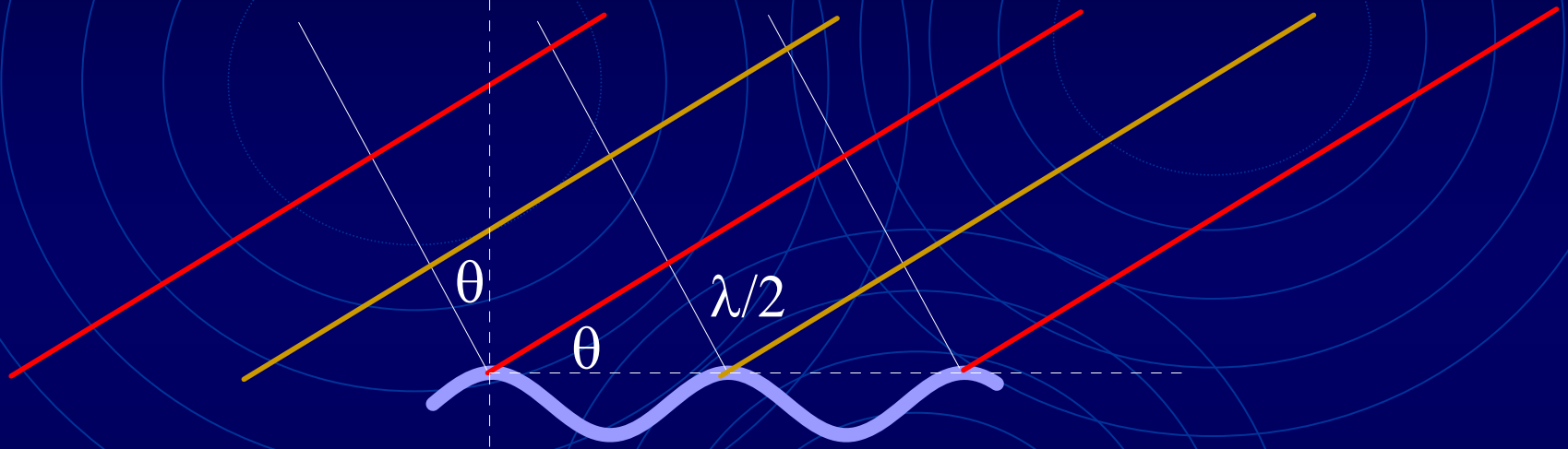
Image Data		Kutai
Date:	12-Dec-1999	
Time:	02:29	
Orbit:	24320	
Frame:	3627	
Satellite:	ERS-2	
Latitude:	1° 01' S	
Longitude:	117° 12' E	

Радиолокатор бокового обзора космического базирования



Полезный сигнал формируется за счет обратного рассеяния радиоволн на поверхностных волнах (обычно см диапазона) за счет резонансного брегговского механизма. Изображение формируется за счет вариаций интенсивности см поверхностных волн.

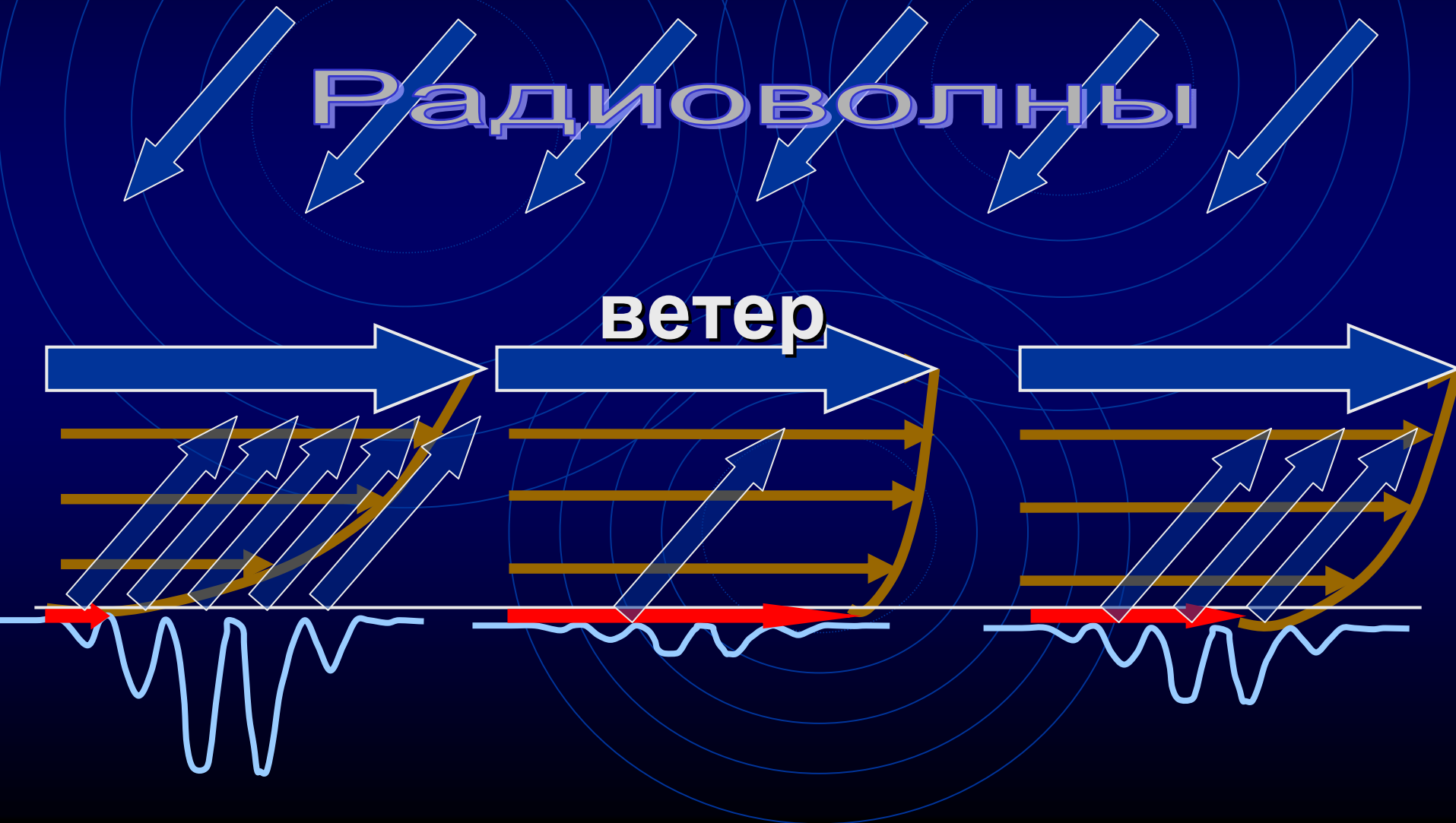
Брегговский механизм отражения радиоволн от взволнованной поверхности воды



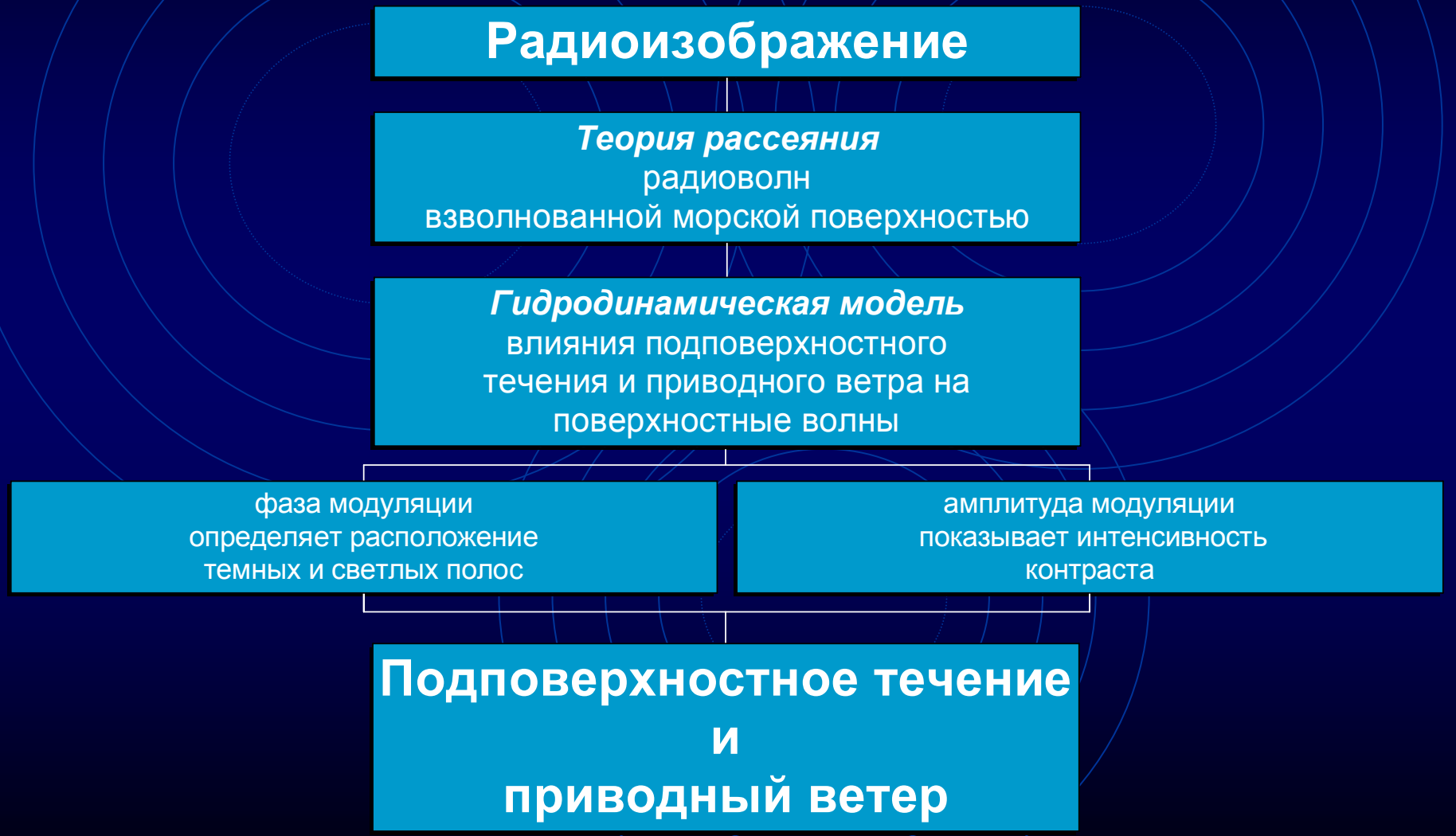
$\lambda/2=\lambda_{wave}\sin(\theta)$

Для Ers-1 λ=5.6 см, $\theta=23^{o}$, λ_{wave}=7 см.

Схема формирования радиоизображения подповерхностных процессов



Определение параметров подповерхностных течений и приводного ветра по радиоизображениям



Кинетическое уравнение для спектральной плотности волнового действия

$$\frac{\partial N}{\partial t}+\frac{\partial \omega}{\partial \vec{k}}\frac{\partial N}{\partial \vec{r}}-\frac{\partial \omega}{\partial \vec{r}}\frac{\partial N}{\partial \vec{k}}=2B\left[N,\vec{U}\right]N+Int\left[N\right]\equiv R\left[N,\vec{U}\right]$$

$$N=\frac{W\left(\vec{r},\vec{k},t\right)}{\omega_0} \qquad \omega=\omega_0+\vec{k}\vec{U}_w\left(\vec{r},t\right) \qquad \omega_0=\sqrt{g\left|\vec{k}\right|+T\left|\vec{k}\right|^3}$$

$$W\left(\vec{r},\vec{k},t\right)=\frac{\rho g}{2}\int\left\langle\xi\left(\vec{R}+\vec{r},t\right)\xi\left(\vec{R},t\right)\right\rangle e^{i\vec{k}\vec{R}}d\vec{R}$$

$B\left[N,\vec{U}\right]$ Ветровой инкремент

$Int\left[N\right]$ “Интеграл столкновений” (нелинейное взаимодействие волн)

Трехмасштабная модель

Крупномасштабное течение внутренние волны вихри, зыбь и т.п.

↓ I T_1

Короткие волны дм- диапазона

↓ II T_2

Короткие волны см- диапазона

$$T_1 >> T_2$$

Thompson and Gasparovic (1986)
Holliday et al. (1986)
Lyzenga and Bennett (1988)
Romeiser and Alpers (1997)
Lyzenga (1998)

I

Воздействие крупномасштабных течений на волны дм диапазона

Релаксационная модель

Состояние равновесия

$$2B\left[N_0,\vec{U}\right]N_0 + Int\left[N_0\right] \equiv R\left[N_0,\vec{U}\right] = 0$$

Пространственно однородное возмущение

$$N = N_0 + N_1(\vec{k})\exp(-\beta_r(\vec{k})t) \quad N_1 << N_0$$

Модельное выражение для «интеграла столкновений», используемое для пространственно неоднородных возмущений

$$\frac{\delta \hat{R}}{\delta N_0}\left[N_1\right] = -\beta_r N_1, \quad \beta_r = 2 \div 5\,\mathrm{Im}\,\omega$$

Применимость релаксационной модели

1. В интервале ветровой накачки

$$\lambda < 1m$$

2. Операторы в правой части близки к диагональным – взаимодействие волн с близкими волновыми векторами

$$\lambda > 4 \div 5cm$$

$$4 \div 5cm < \lambda < 1m$$

Механизмы модуляции ветровых волн в присутствии неоднородного течения $\vec{U}_w(\vec{r},t)$

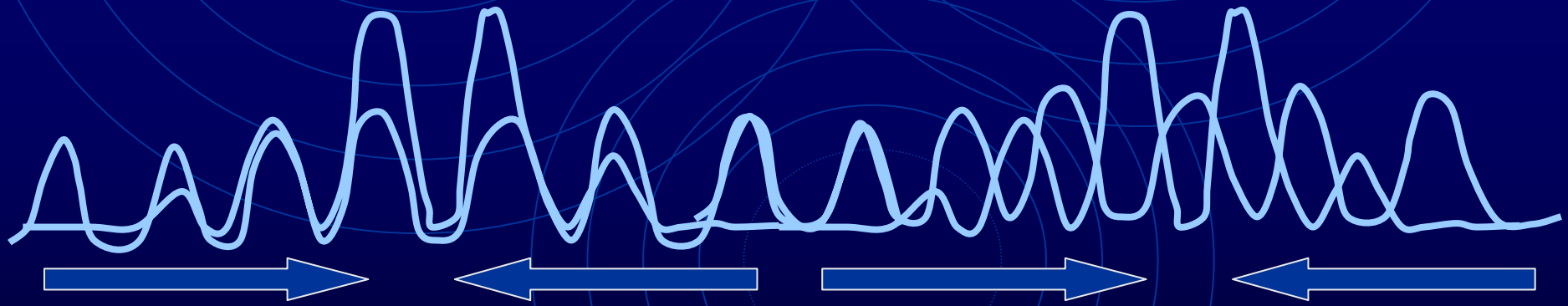
$$\frac{\partial N_1}{\partial t}+\frac{\partial \omega_0}{\partial \vec{k}}\frac{\partial N_1}{\partial \vec{r}}+\beta_r N_1 = \underbrace{k_i \frac{\partial U_{wi}}{\partial x_j}\frac{\partial N_0}{\partial k_j}}_{\text{I}} + \underbrace{2\frac{\partial B}{\partial U}U_a N_0}_{\text{II}}$$

I. Трансформация волн на неоднородном течении (кинематический механизм)

II. Модуляция ветрового инкремента

Трансформация волн на неоднородном течении

Модуляция волн определяется градиентом скорости течения на поверхности



Трансформация волн на неоднородном течении – адиабатическое взаимодействие волн с неоднородным течением (Talanov, et al 1978-1981)

Подобие кинематики волновых пакетов и движения заряженных частиц в электрическом поле

Уравнения движения для волновых пакетов (одномерный случай)

$$\begin{cases} \dfrac{dx}{dt} = \dfrac{\partial \omega}{\partial k} \\ \dfrac{dk}{dt} = -\dfrac{\partial \omega}{\partial x} \end{cases}$$

$$\omega = \omega_0(k) + kU_w(x,t)$$

Частота подобна гамильтониану.

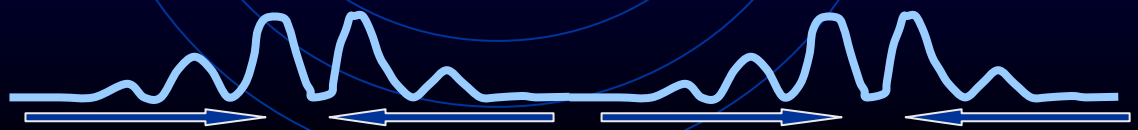
В окрестности точки группового синхронизма

$$\omega = \omega_0(k_*) + k_* U_w(x,t) + \frac{(k-k_*)^2}{2m_*}$$

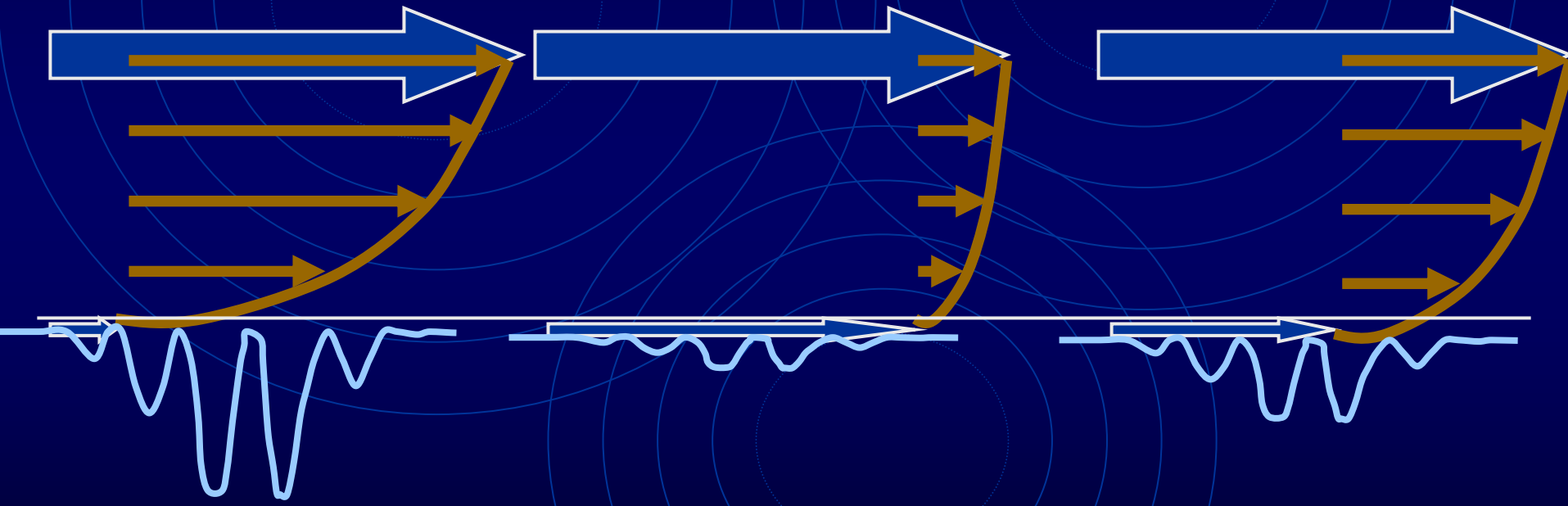
$k_* U_w(x,t)$ - аналог потенциальной энергии

$k_* \dfrac{\partial U_w}{\partial x}$ - сила

Модуляция волн определяется градиентом скорости течения на поверхности



Модуляция инкремента коротких ветровых волн



Неоднородное течение на поверхности воды вызывает модуляцию скорости приводного ветра, что приводит к модуляции инкремента ветровых волн.

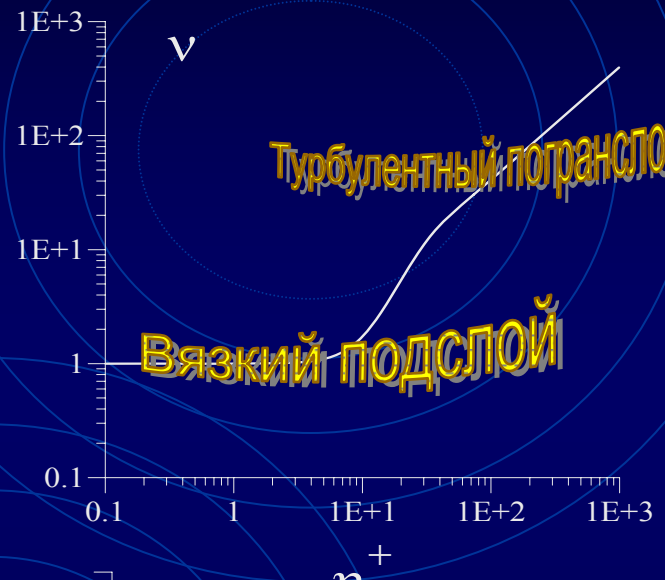
Модель ветрового потока

Ветер ≡ Турбулентный погранслой над поверхностью воды

Полуэмпирическая модель турбулентности первого порядка

$$\sigma_{ij} = \left\langle u_i' u_j' \right\rangle = \nu \left(\frac{\partial \left\langle u_i \right\rangle}{\partial x_j} + \frac{\partial \left\langle u_j \right\rangle}{\partial x_i} \right)$$

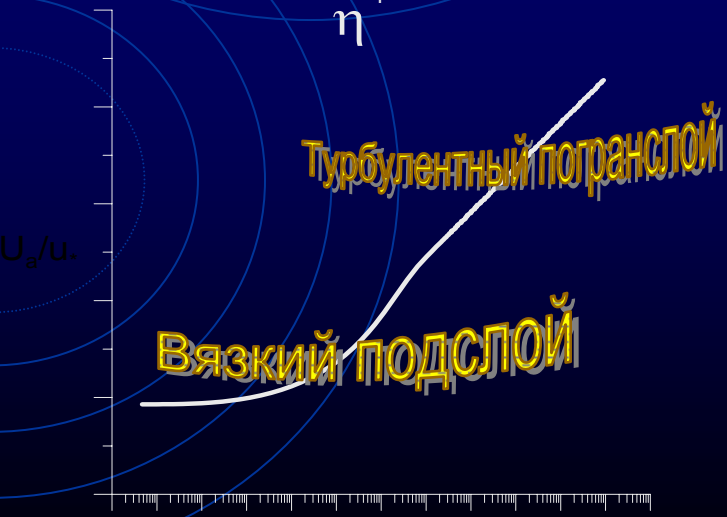
$$\nu(z) = \nu_a \left[1 + 0{,}4\eta^+ \left(1 - e^{-\left(\frac{\eta^+}{L}\right)^2} \right) \right], \quad \eta^+ = \frac{z u_*}{\nu_a}$$



Логарифмический профиль скорости ветра с вязким подслоем

$$U(z) = \frac{u_*}{0.4} \ln \frac{z}{z_0} \qquad z_0 = 0.11 \frac{\nu_a}{u_*}$$

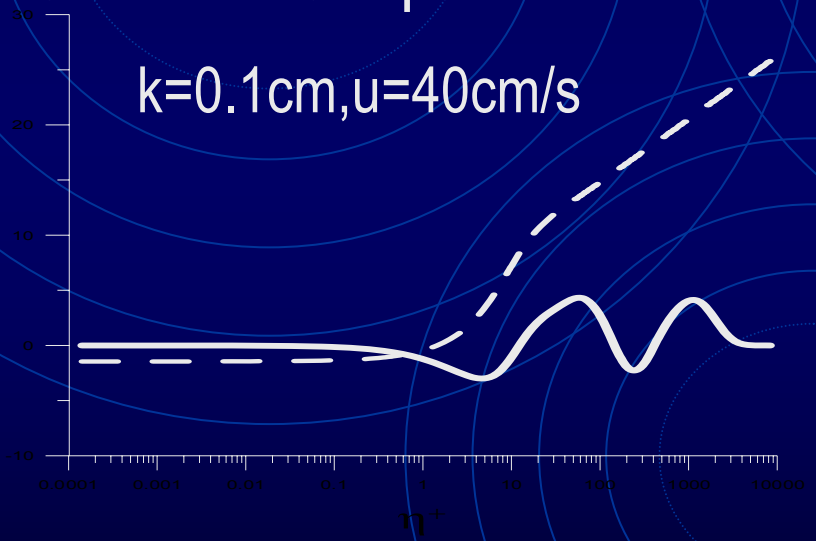
$$\delta_{vis} = (10 \div 20) \frac{\nu_a}{u_*} \approx 1mm$$



Механизм модуляции инкремента ветровых волн

Энергообмен между ветром и волнами

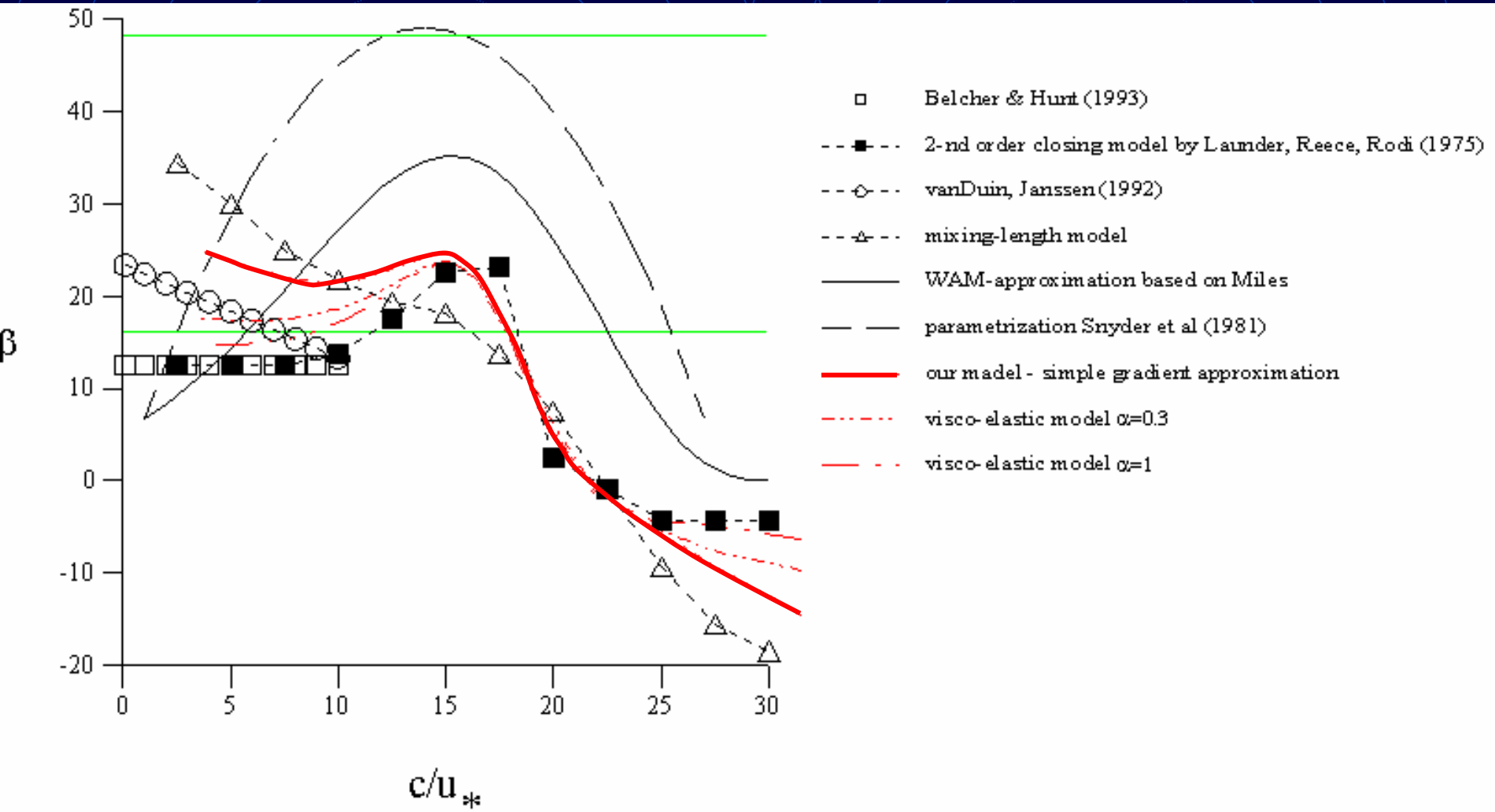
Область энергообмена между ветром и волнами



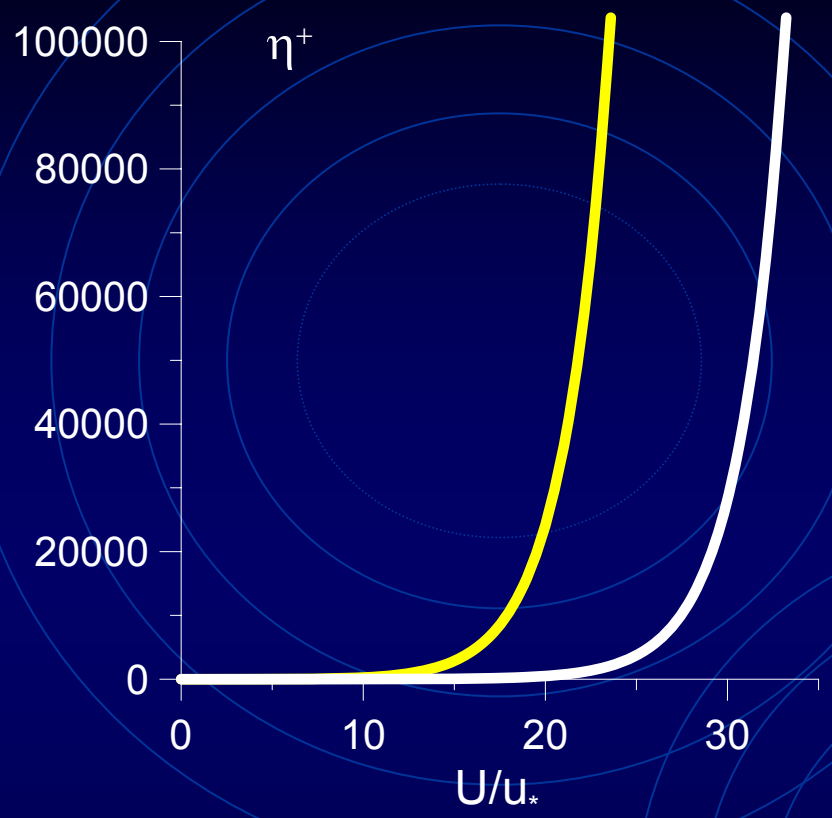
Вязкий подслой!

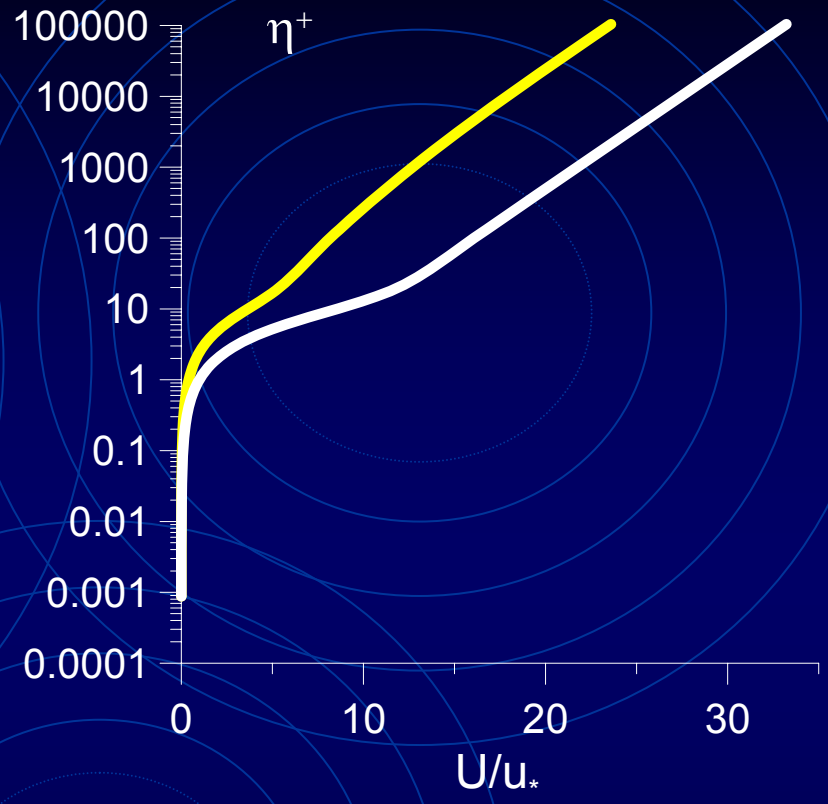
эффект модуляции скорости роста является существенным именно для сантиметровых и дециметровых волн и умеренных ветров.

Инкремент ветровых волн



Нелинейное взаимодействие волн с ветром

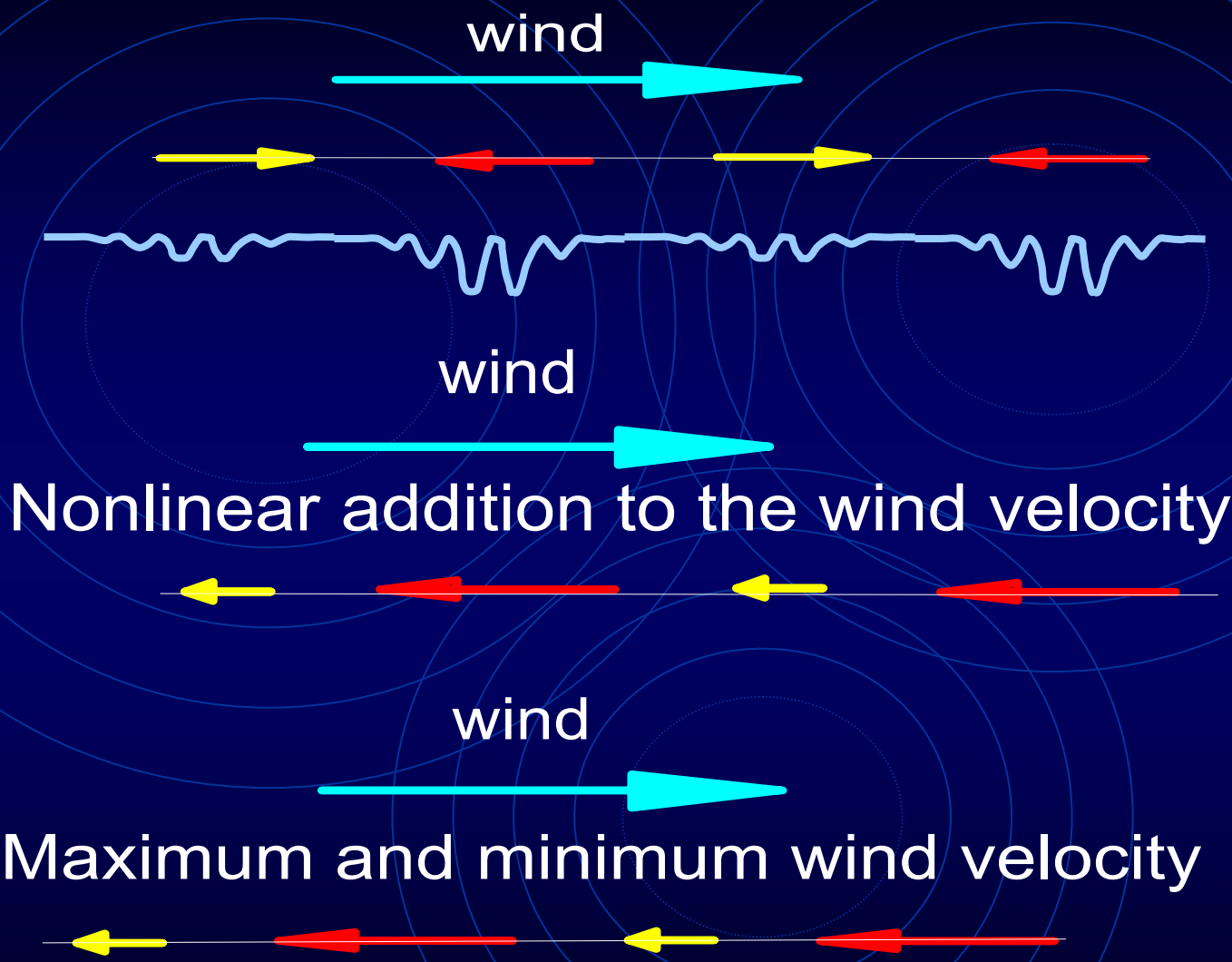




$$U(z) = \frac{u_*}{0.4}\ln\frac{z}{z_0} - \Delta u_0\left[N_0\right] = \frac{u_*}{0.4}\ln\frac{z}{z_{eff}} \qquad z_{eff} = z_0 \exp\left(0.4\frac{\Delta u_0}{u_*}\right)$$

Отрицательная добавка к скорости ветра возникает за счет детектирования волновых возмущений, индуцированных в воздушном потоке волнами на поверхности воды.

Модуляция инкремента ветровых волн



Вариации спектра волн в неоднородном поле течений на поверхности моря (θ=0)

Для поля скорости в виде гармонической волны

$$U_w = U_{w0} \exp\left(i\left(qx - \Omega t\right)\right)$$

$$N_{10} = \frac{iqU_{w0}}{iq\left(\frac{d\omega}{dk} - V_0\right) + \beta_r} k\frac{dN_0}{dk} + \frac{\partial B}{\partial u_*^2}\frac{T_{10}}{iq\left(\frac{d\omega}{dk} - V_0\right) + \beta_r} N_0$$

Кинематический механизм — *Модуляция инкремента*

$$T_{10} = \frac{0.4u_* U_{w0}}{\ln\frac{qz_0}{0.16\eta_0(\beta)} + 0.4u_*\left.\frac{\partial \Delta u_0}{\partial T_1}\right|_{T_1=0} + i\varphi(\beta)}$$

Оценки эффективности механизмов модуляции коротких ветровых волн в присутствии неоднородного течения

$$\frac{\textit{Модуляция инкремента}}{\textit{Кинематический механизм}} = \frac{\textit{Масштаб течения}}{\textit{Масштаб нарастания волны}} \sim \frac{\mathrm{Im}\,\omega}{10qu_*} \sim \beta \frac{u_*}{c} \frac{k}{q}$$

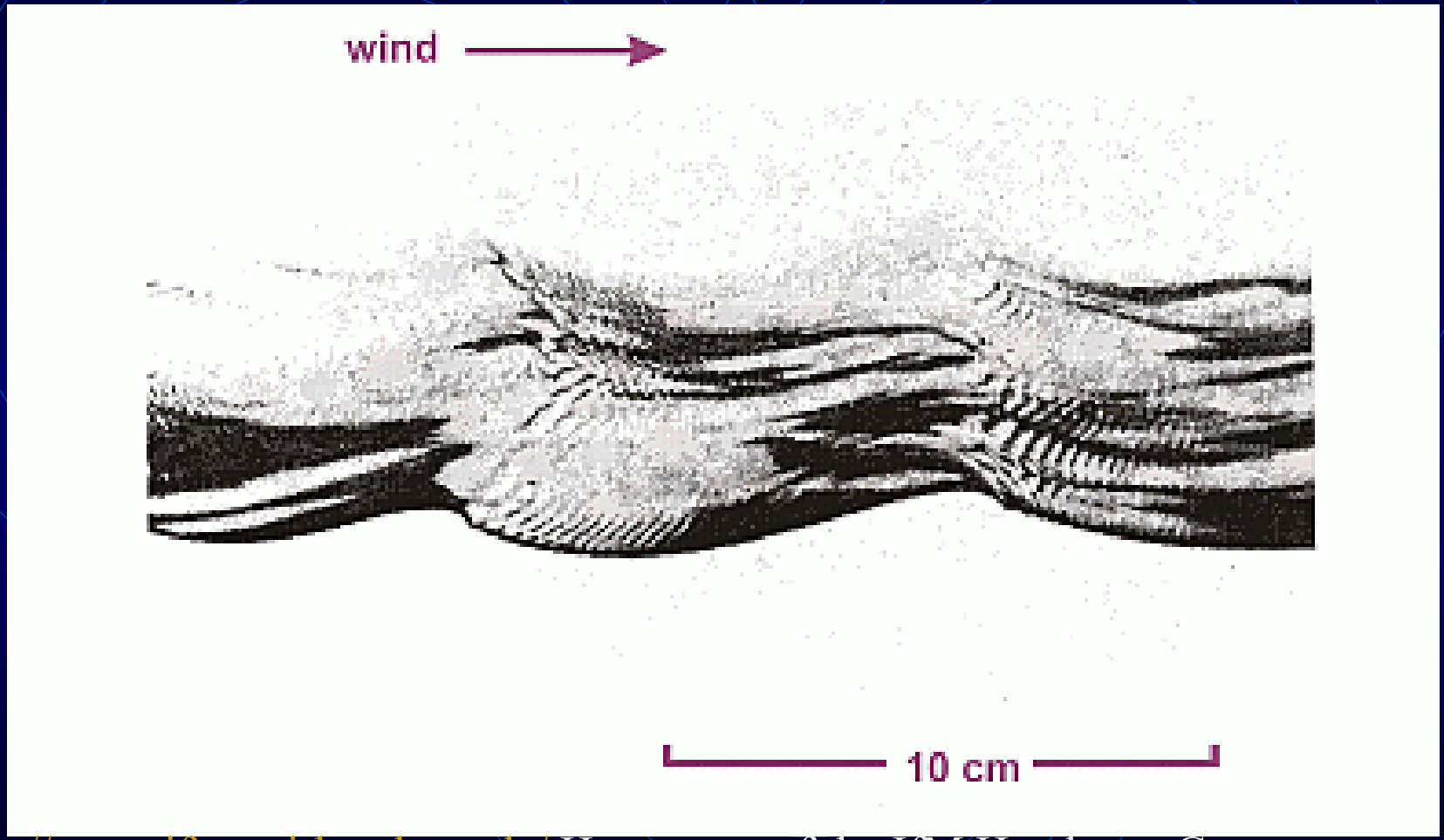
II

Нелинейный механизм генерации см-волн дм-волнами большой амплитуды

Скорость ветра 5 м/с. (50 cm x 150 cm).

http://www.ifm.uni-hamburg.de/ Homepage of the IfM Hamburg, Germany

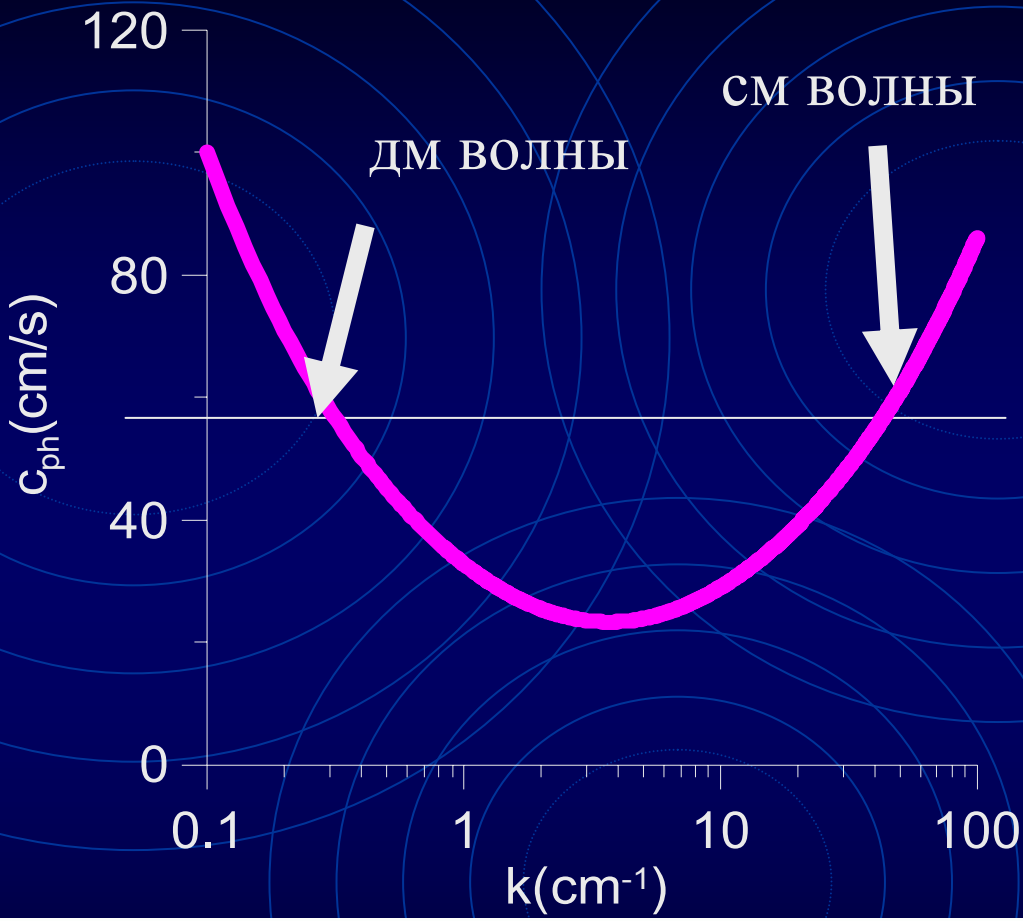
Паразитные гравитационно-капиллярные волны

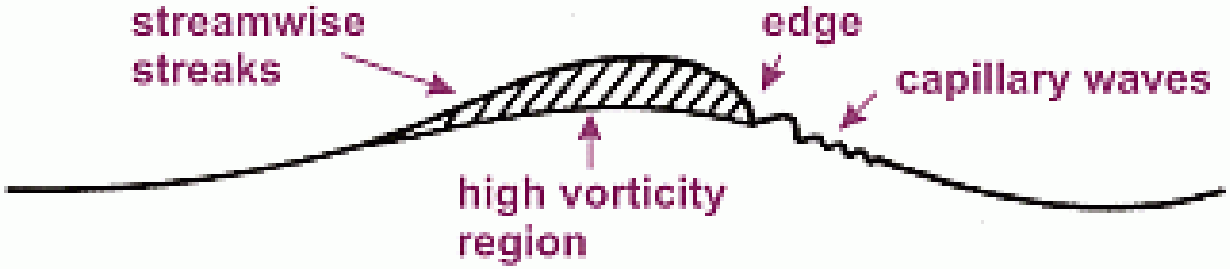


http://www.ifm.uni-hamburg.de/ Homepage of the IfM Hamburg, Germany

Ebuchi, N., H. Kawamura, and Y. Toba, 1987: Fine structure of laboratory wind-wave surfaces studied using an optical method, *Bound. Layer Meteor., 39,* 133-151.

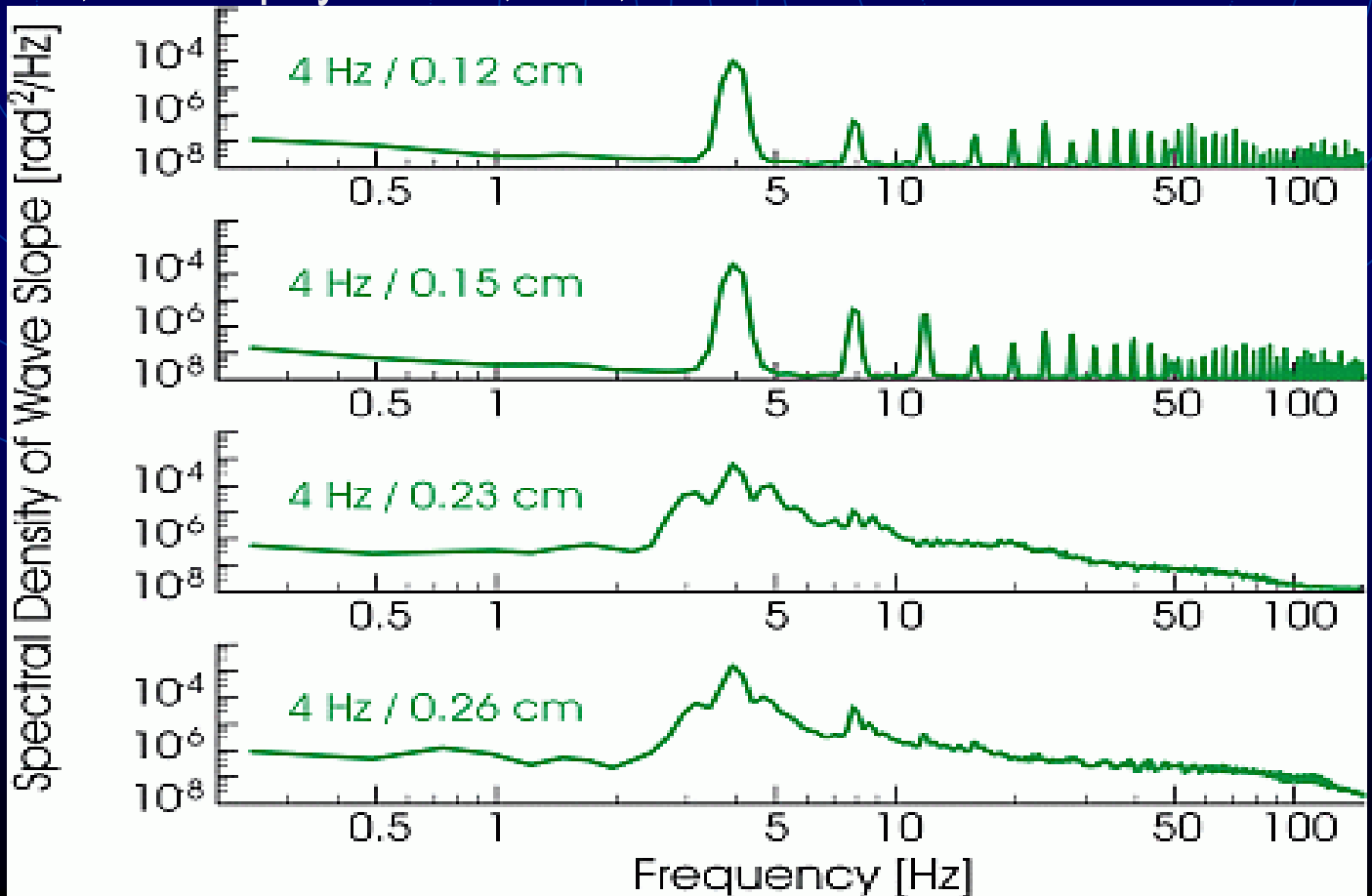
Дисперсионная кривая для ПВ





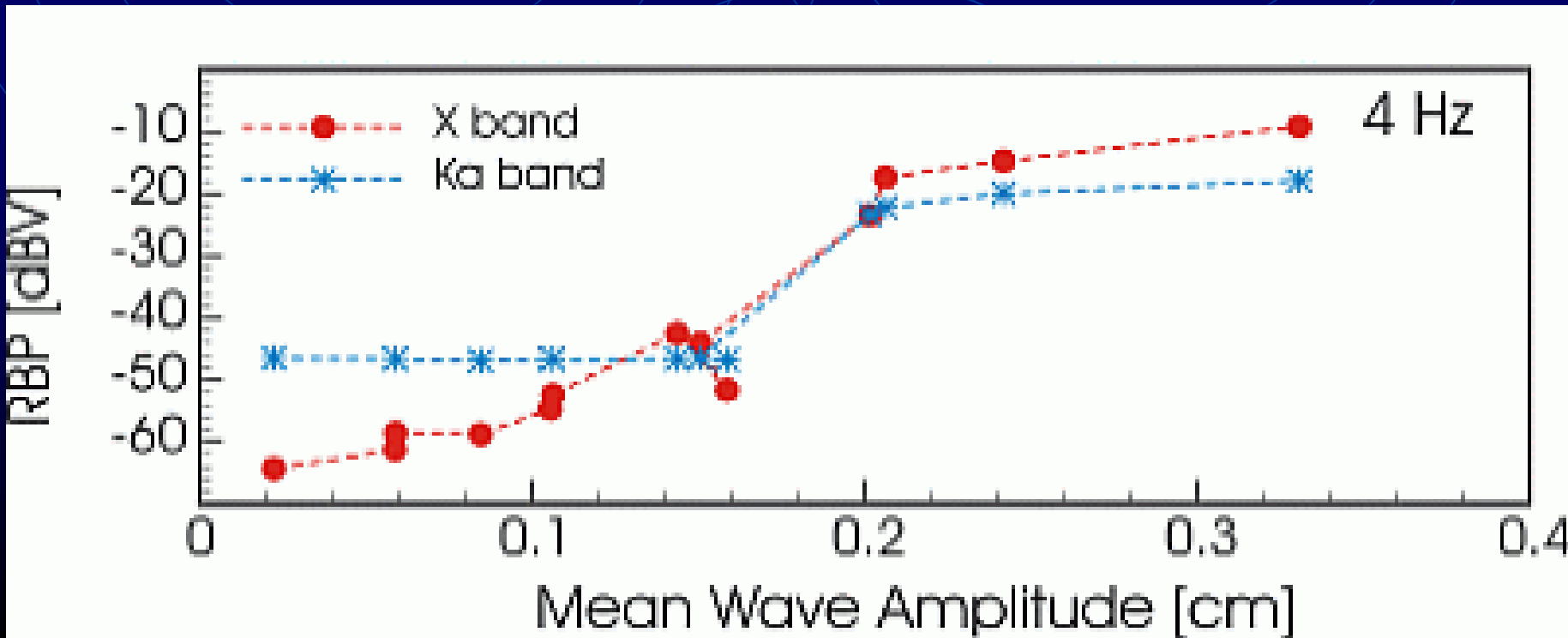
При увеличении амплитуды дм волны появление паразитной капиллярной ряби резко изменяет ВЧ спектр поверхностных волн

Gade, M., W. Alpers, S.A. Ermakov, H. Hühnerfuss, and P.A. Lange, 1998: Wind-wave tank measurements of bound and freely propagating short gravity-capillary waves, J. Geophys. Res., 103, 21697-21710.



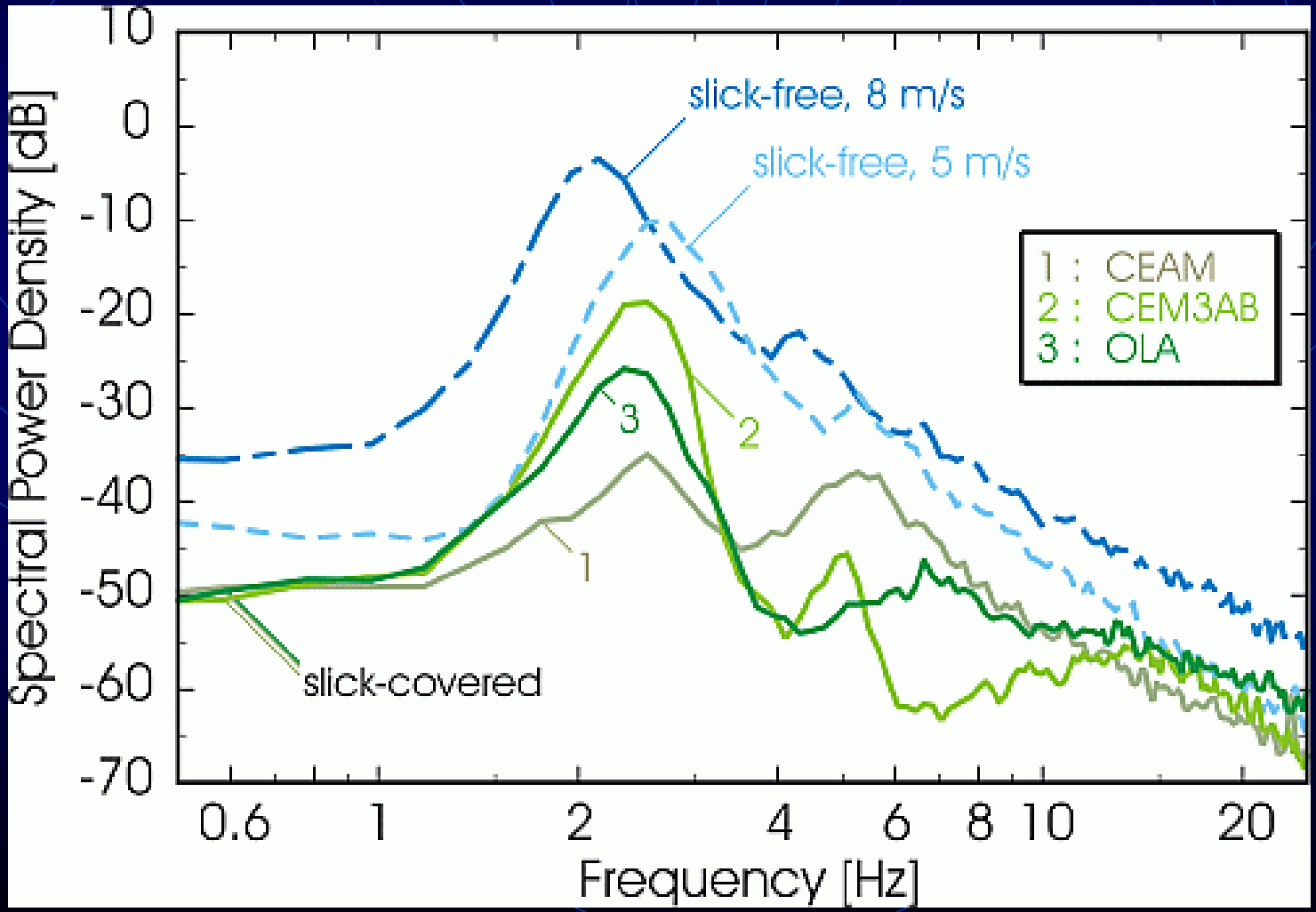
При увеличении амплитуды дм волны появление паразитной капиллярной ряби резко увеличивает сечение рассеяния поверхности воды в Ка и Х диапазонах

Gade, M., W. Alpers, S.A. Ermakov, H. Hühnerfuss, and P.A. Lange, 1998: Wind-wave tank measurements of bound and freely propagating short gravity-capillary waves, J. Geophys. Res., 103, 21697-21710.



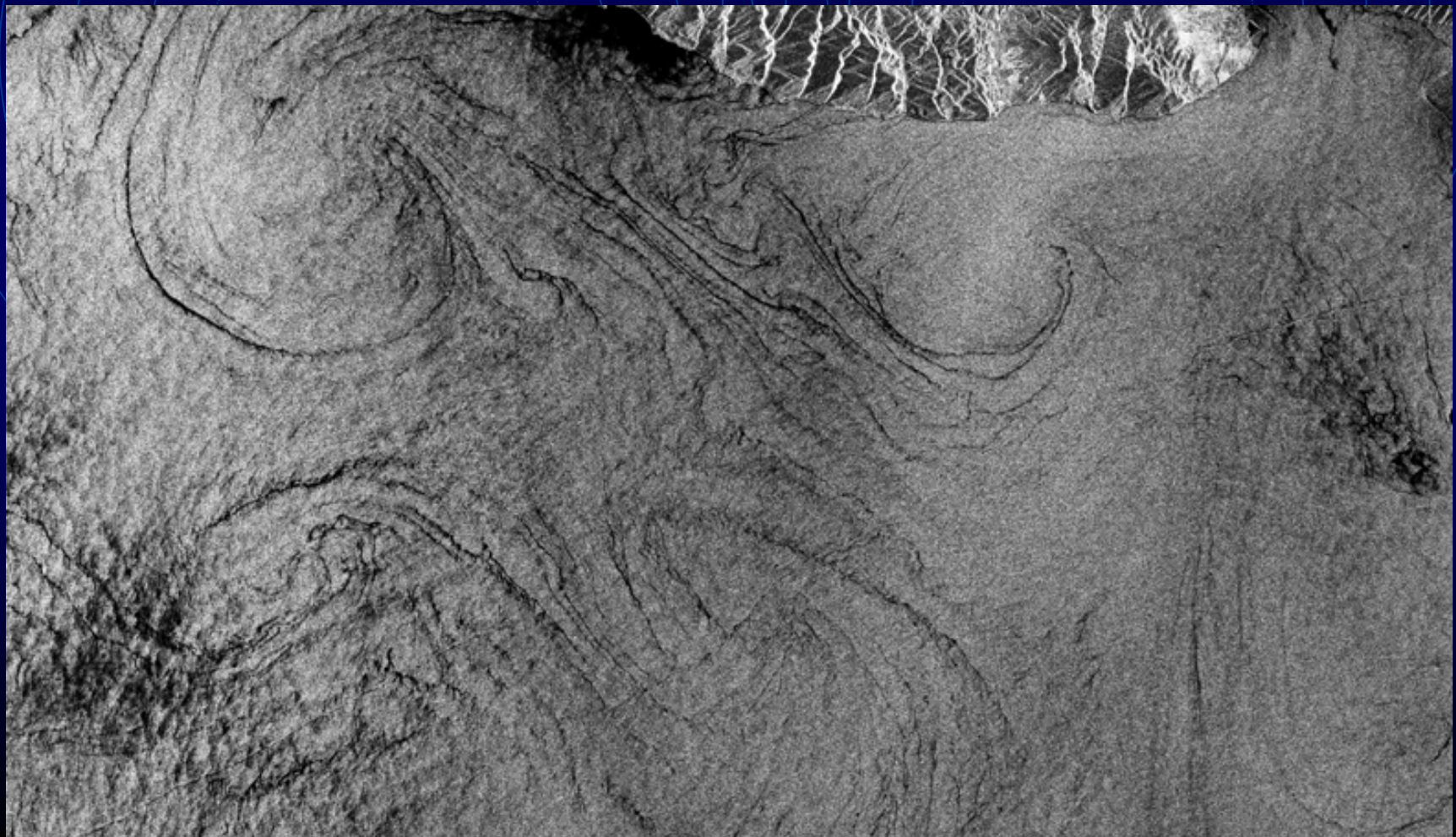
Роль пленок ПАВ

Gade, M., W. Alpers, H. Hühnerfuss, and P.A. Lange, 1998: Wind-wave tank measurements of wave damping and radar cross sections in the presence of monomolecular surface films, J. Geophys. Res., 103, 3167-3178.



Пример РСА изображения, на котором пленки визуализируют вихревые течения в прибрежной зоне Черного моря

Slicks as Indicators for Marine Processes ttp://www.soton.ac.uk/~ufermann/



Наблюдение того же явления с берега и с вертолета

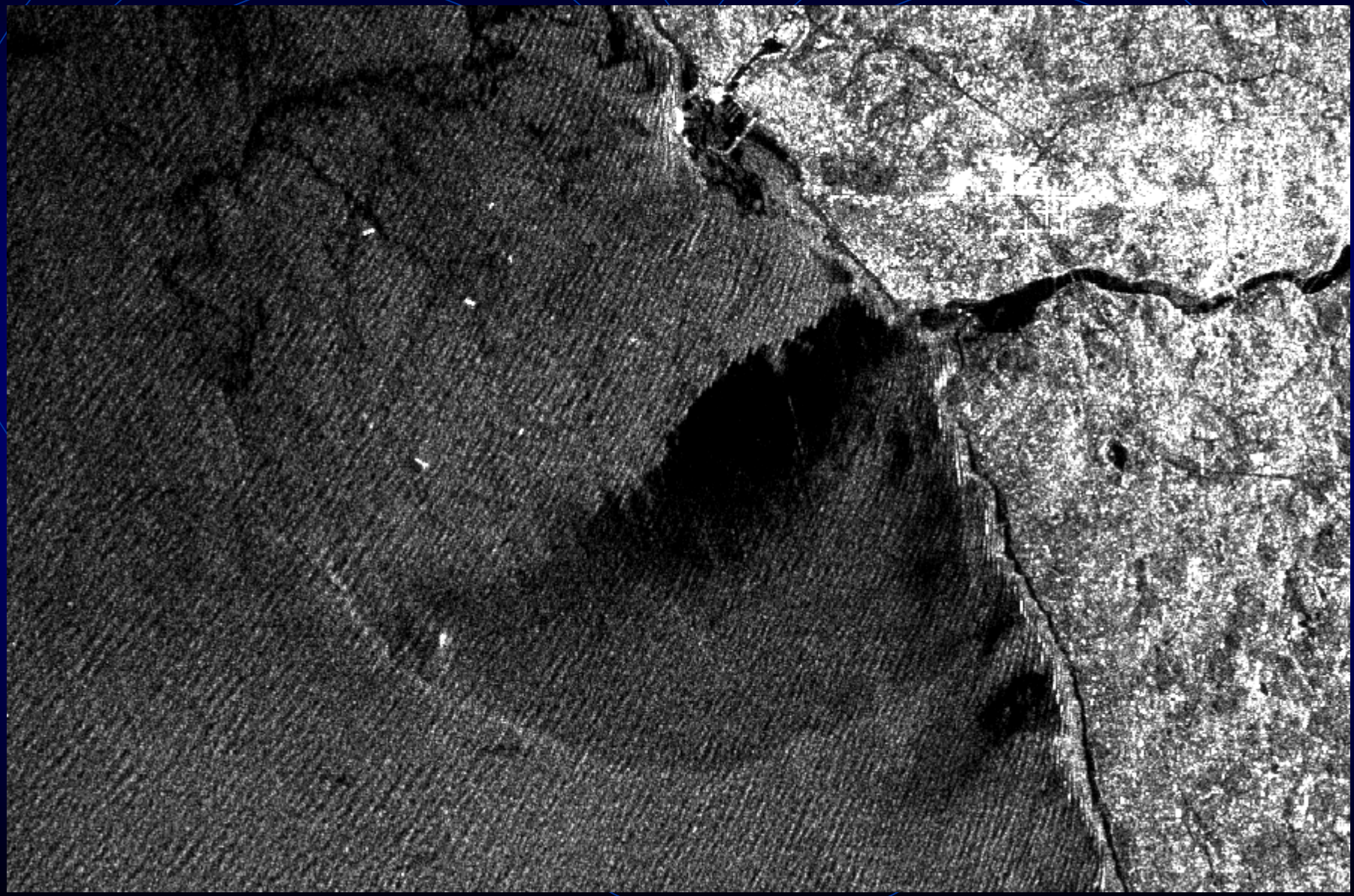
Slicks as Indicators for Marine Processes http://www.soton.ac.uk/~ufermann/

Основные механизмы модуляции коротких волн в присутствии неоднородных течений

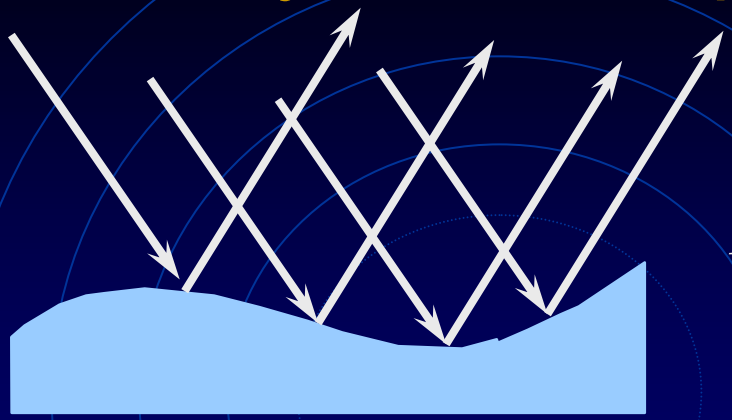
- Кинематический механизм (усиление в зонах конвергенции)
- Модуляция ветрового инкремента
- Неоднородное затухание в областях, покрытых пленками ПАВ

Примеры количественного и качественного сопоставления теории с натурными данными

Зыбь



Модуляция ветровых волн зыби



Мощность рассеянного радиосигнала

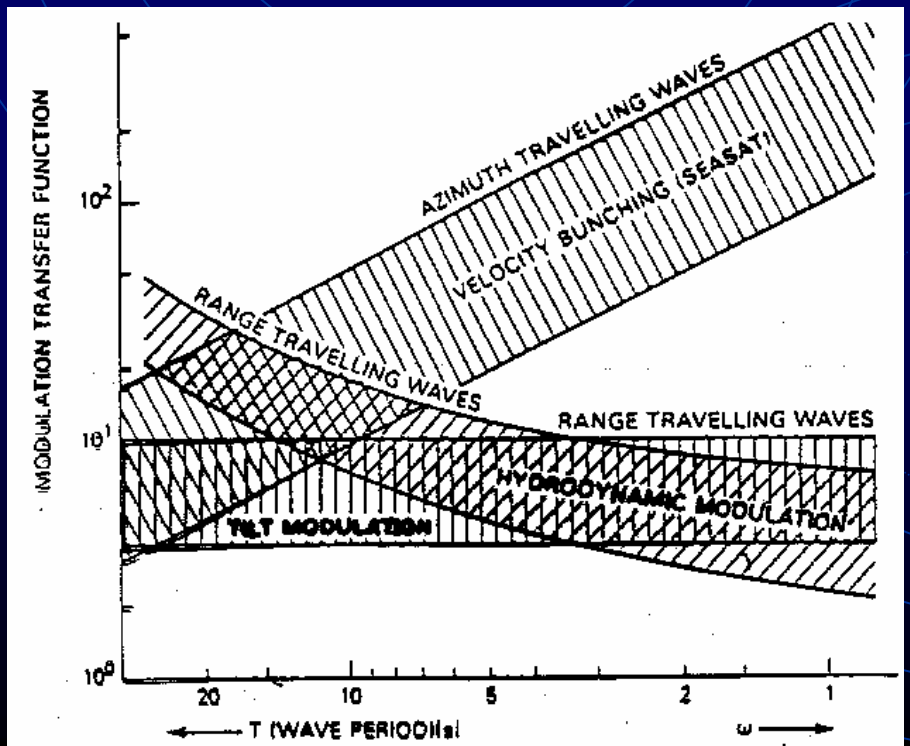
$$P = P_0\left(1 + ka\,\mathrm{Re}\left[|MTF|e^{i(kx-\omega t-\varphi_{MTF})}\right]\right)$$

Модуляционная передаточная функция (МПФ)

$$MTF = |MTF|e^{-i\varphi_{MTF}}$$

Для РСА

$$MTF = MTF_{tilt} + MTF_{hydro} + MTF_{bunch}$$



Свойства гидродинамической МПФ (Hasselman et al ,1987)

- |MTF|~5÷15
- |MTF| убывает с ростом частоты волны и скорости ветра
- φ_{MTF} варьирует, но часто близка к 0

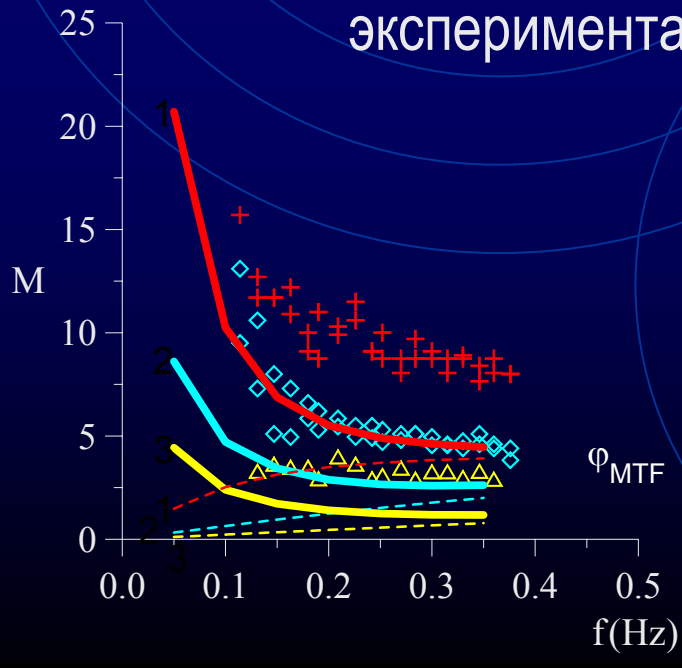
Для объяснения этих особенностей

- Эффект модуляции инкремента – зависимость модуля МПФ от периода волны зыби
- Нелинейное взаимодействие волн с ветром - фаза

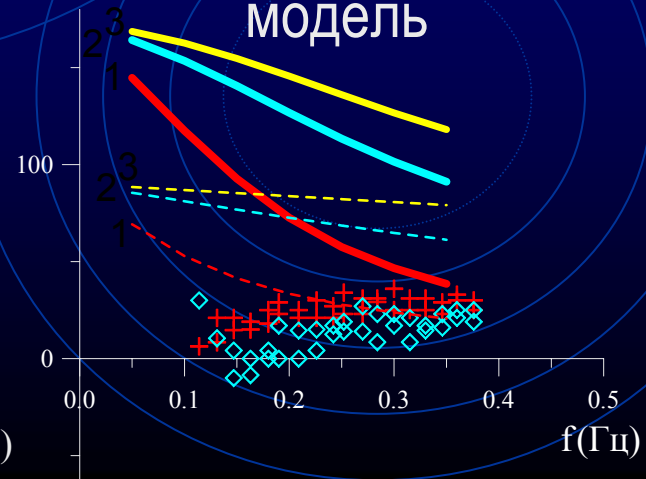
$$N_{10} = \frac{iqU_{w0}}{iq\left(\frac{d\omega}{dk} - V_0\right) + \beta_r} k\frac{dN_0}{dk} + \frac{\partial B}{\partial u_*^2}\frac{T_{10}}{iq\left(\frac{d\omega}{dk} - V_0\right) + \beta_r} N_0$$

Кинематический механизм *Модуляция инкремента*

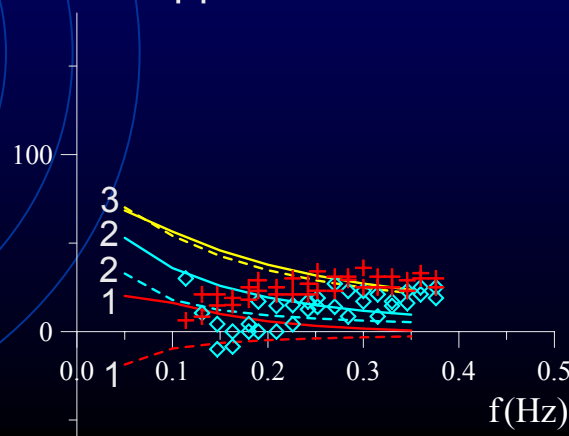
МПФ для параметров ветра и волн, соответствующих экспериментам Plant, Keller, Cross (1983)



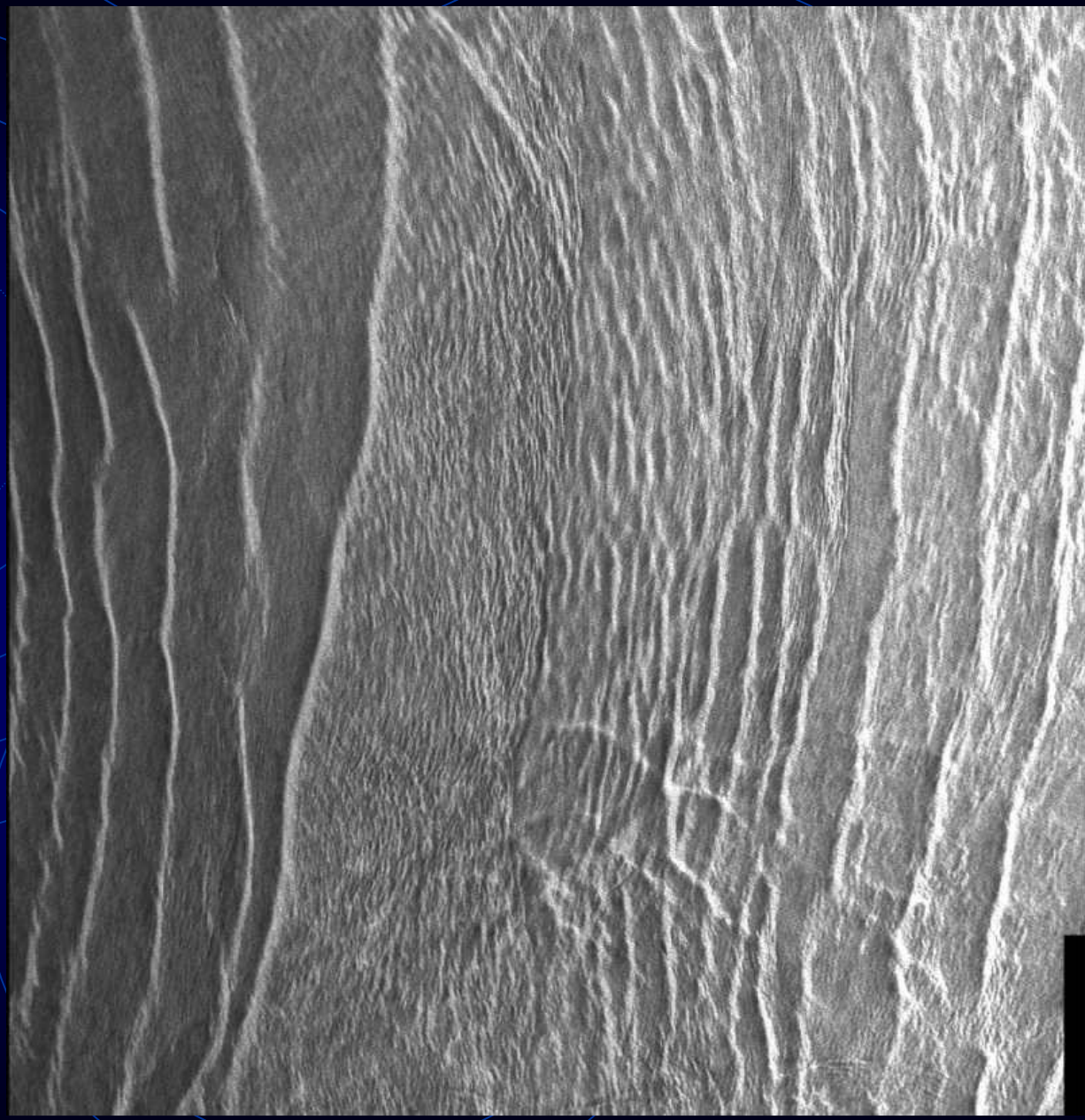
Линейная модель



Квазилинейная φ_m модель



Океанские внутренние волны



Date:	11-Feb-1997
Time:	03:58
Orbit:	9477
Frame:	3429
Satellite:	ERS-2
Latitude:	8° 48' N
Longitude:	96° 22' E

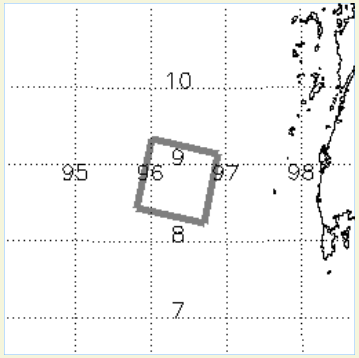
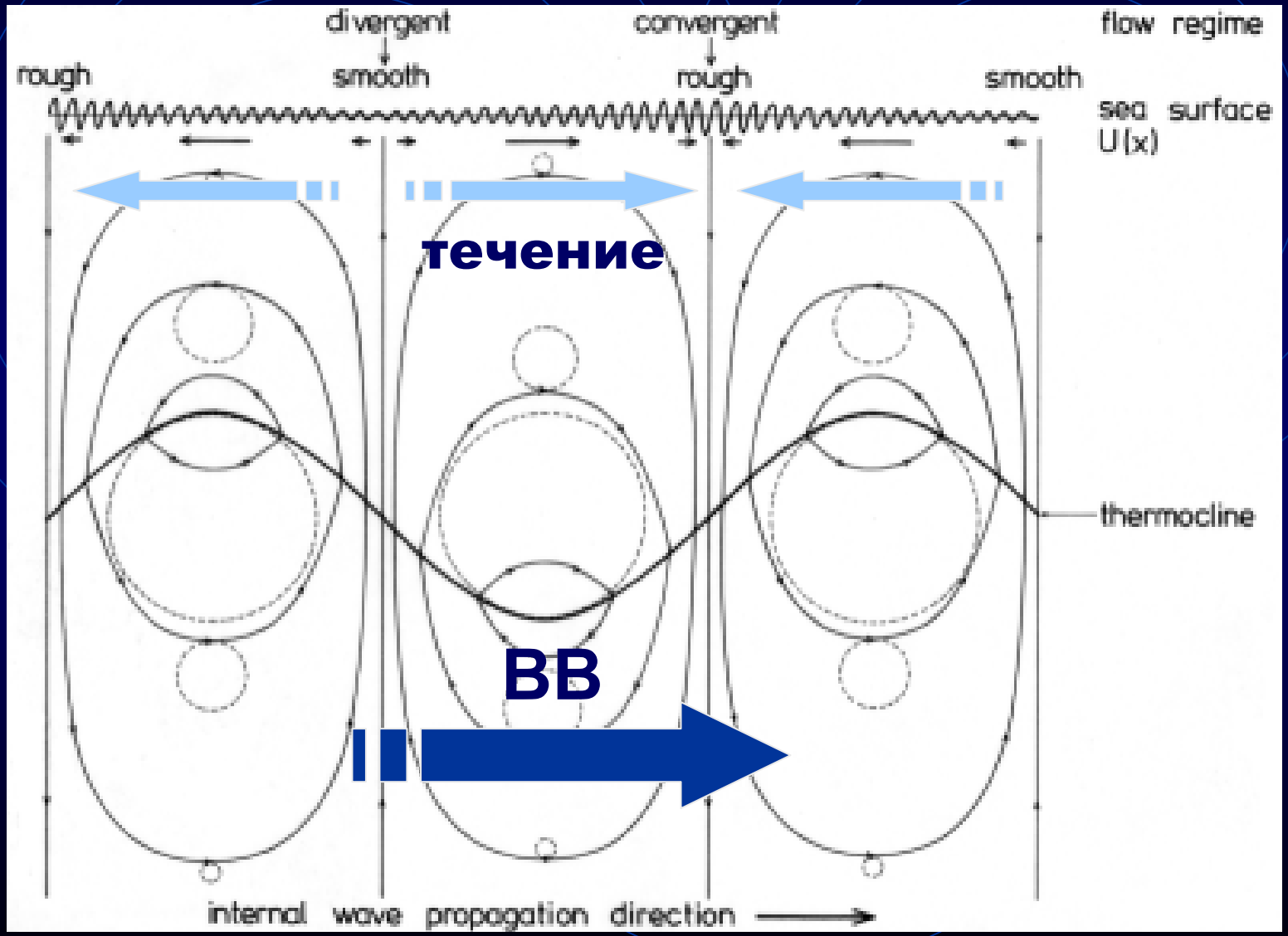
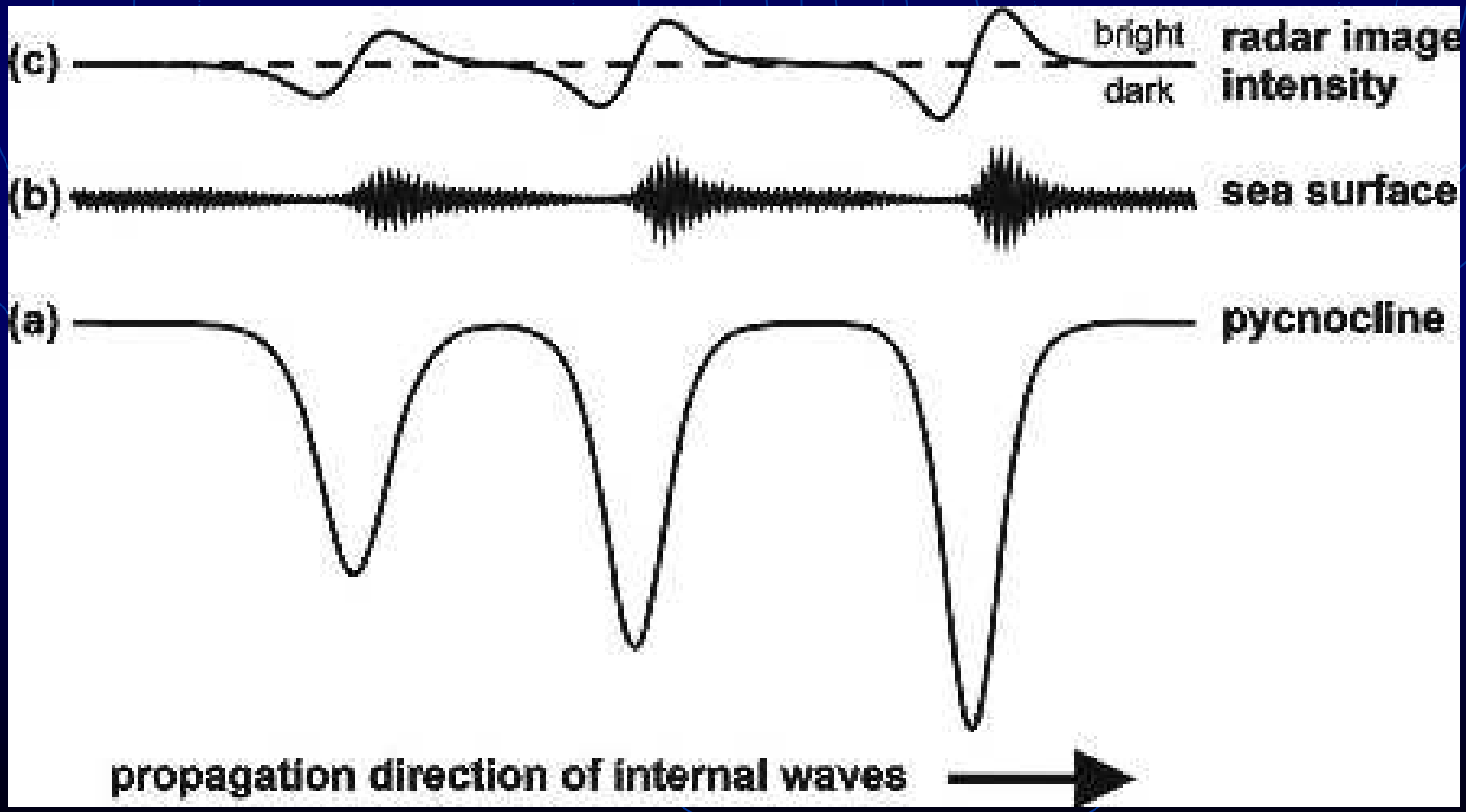


Схема течений во внутренней волне

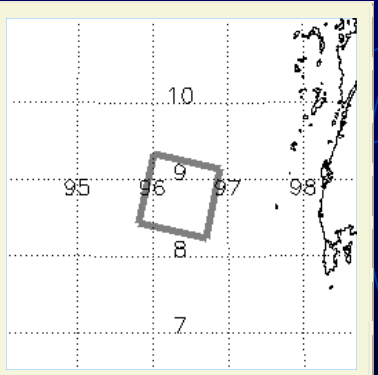


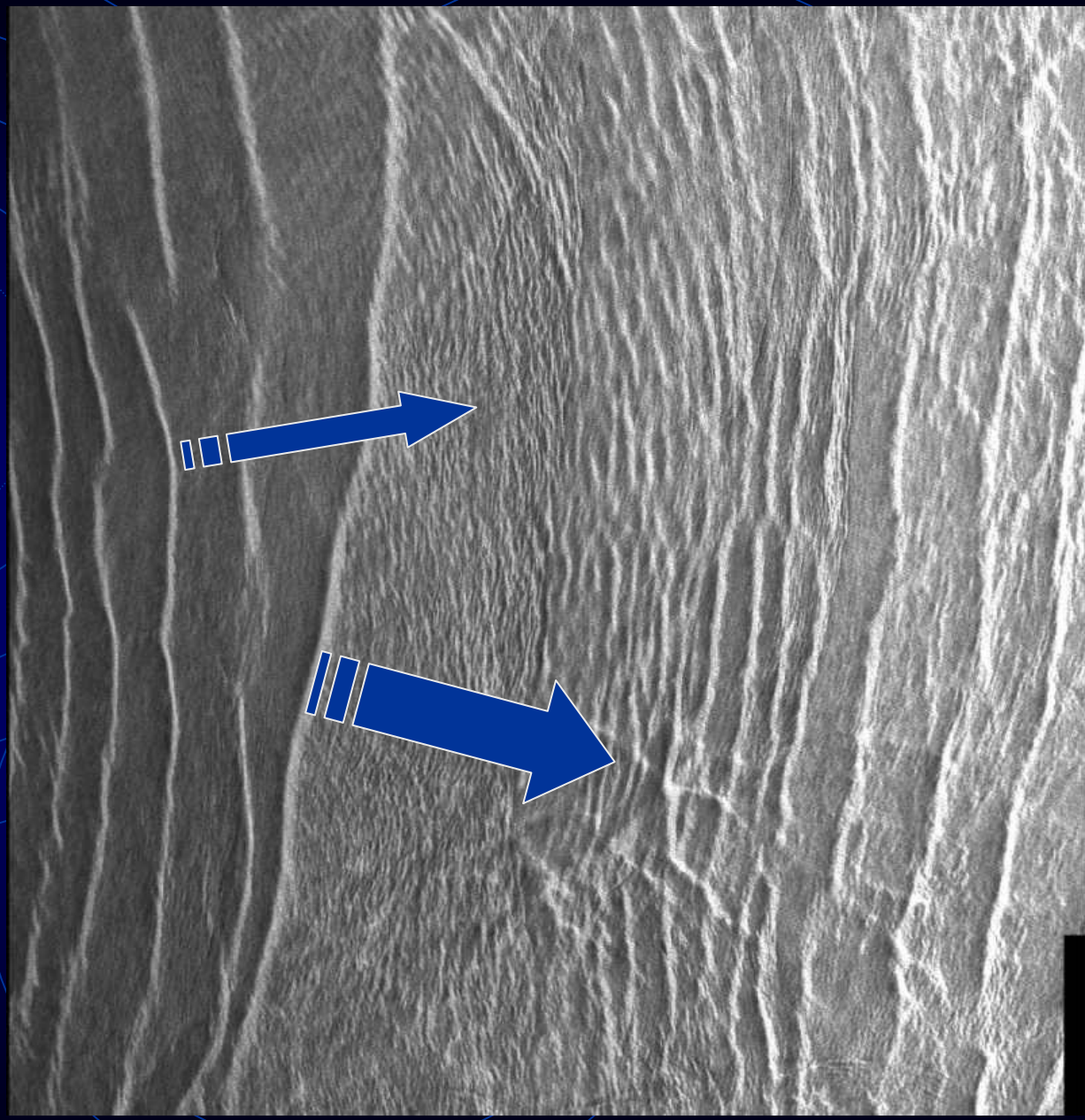
Смещение пикноклина, шероховатость, яркость изображения



Океанские внутренние волны

Date:	11-Feb-1997
Time:	03:58
Orbit:	9477
Frame:	3429
Satellite:	ERS-2
Latitude:	8° 48' N
Longitude:	96° 22' E





Модуляция ветровых волн в присутствии внутренних волн

(кинематический механизм)

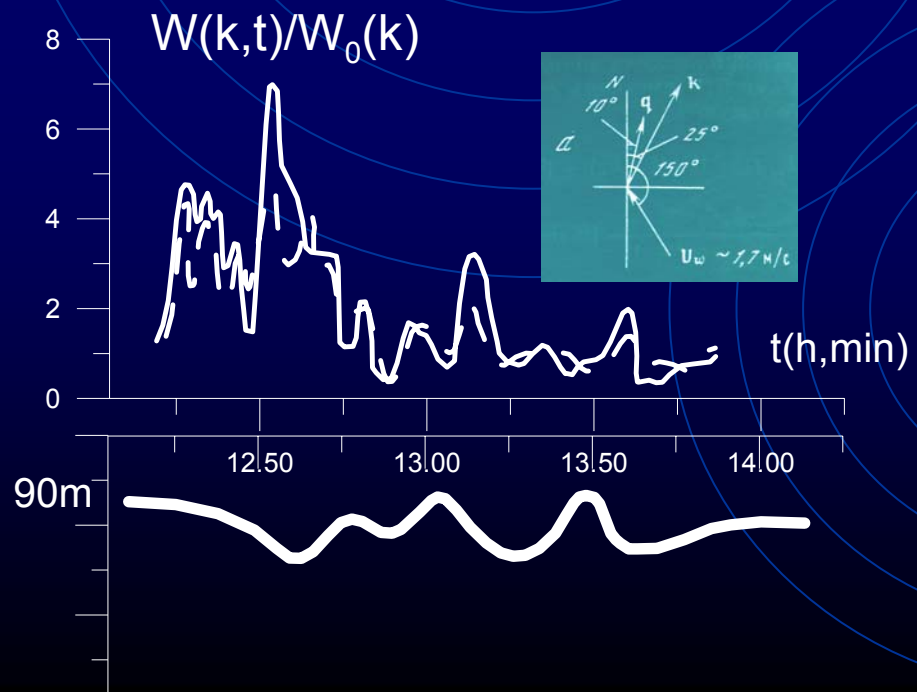
Наблюдения в Индийском океане в 1983.

Параметры: u_*=8.5 cm/s, q=0.03 m^{-1}, k=0.2cm^{-1}, 0.3cm^{-1}

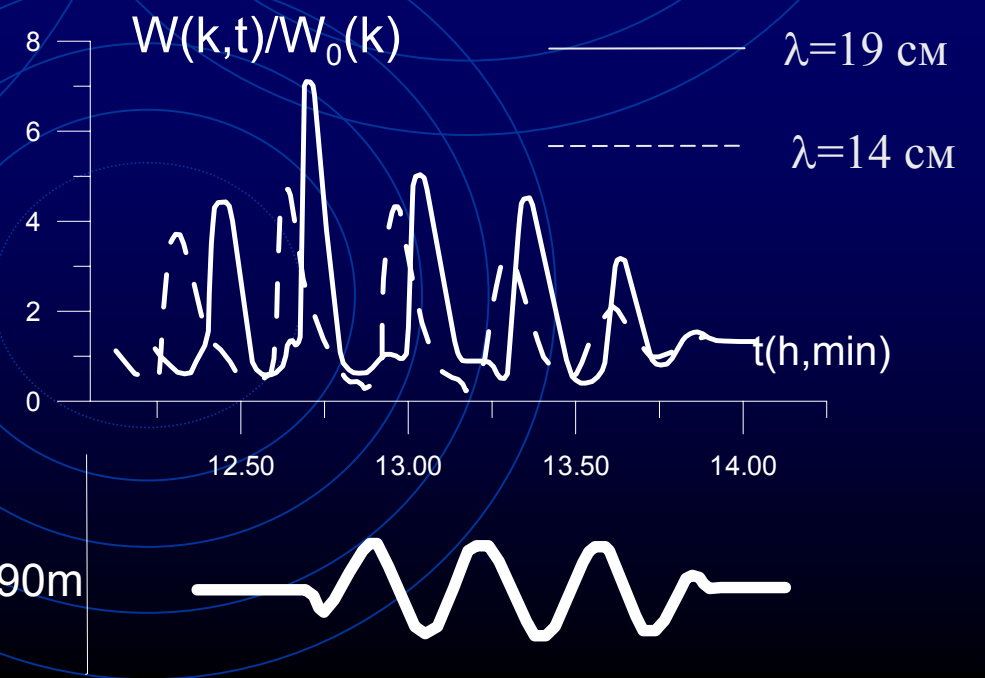
λ=19 cm $\quad \frac{\mathrm{Im}\,\omega}{10qu_*} = 0.2$ $\qquad$ λ=14 cm $\quad \frac{\mathrm{Im}\,\omega}{10qu_*} = 0.3$

Применим кинематический механизм

Экспериментальные данные



Теоретический результат



Модуляция ветровых волн внутренними волнами

$$\frac{\mathrm{Im}\,\omega}{10qu_*} < 1$$

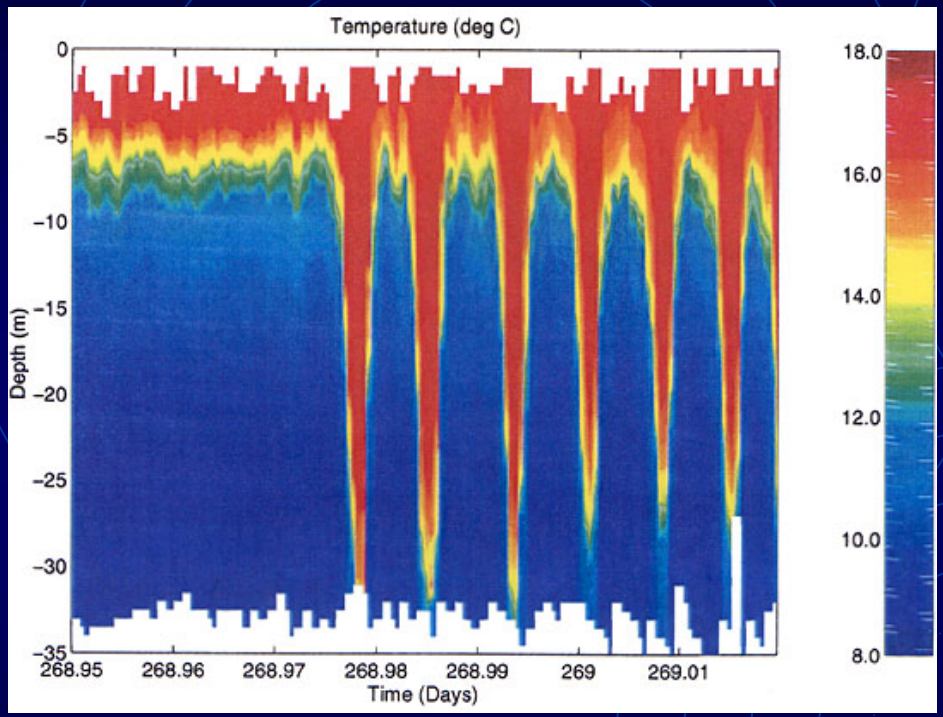
Кинематический механизм

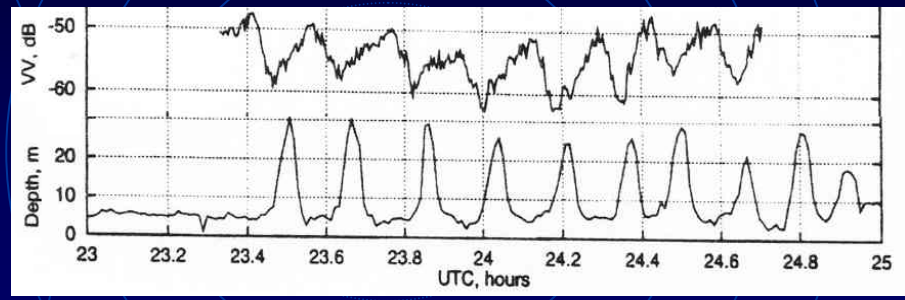
$$\frac{\mathrm{Im}\,\omega}{10qu_*} > 1$$

Модуляция инкремента

Модуляция инкремента

Смещение термоклина во внутренних волнах приливного происхождения и сигнал радиолокатора (COPE, ETL,1995)

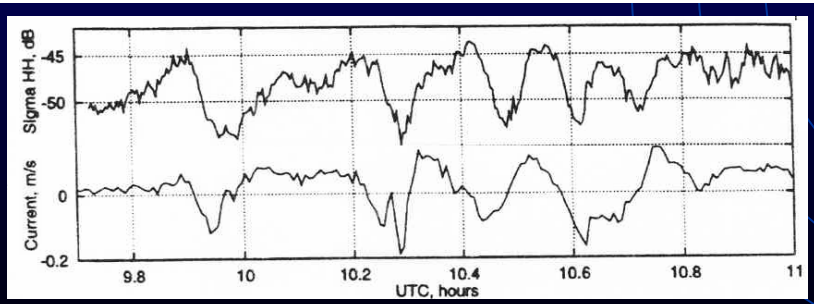




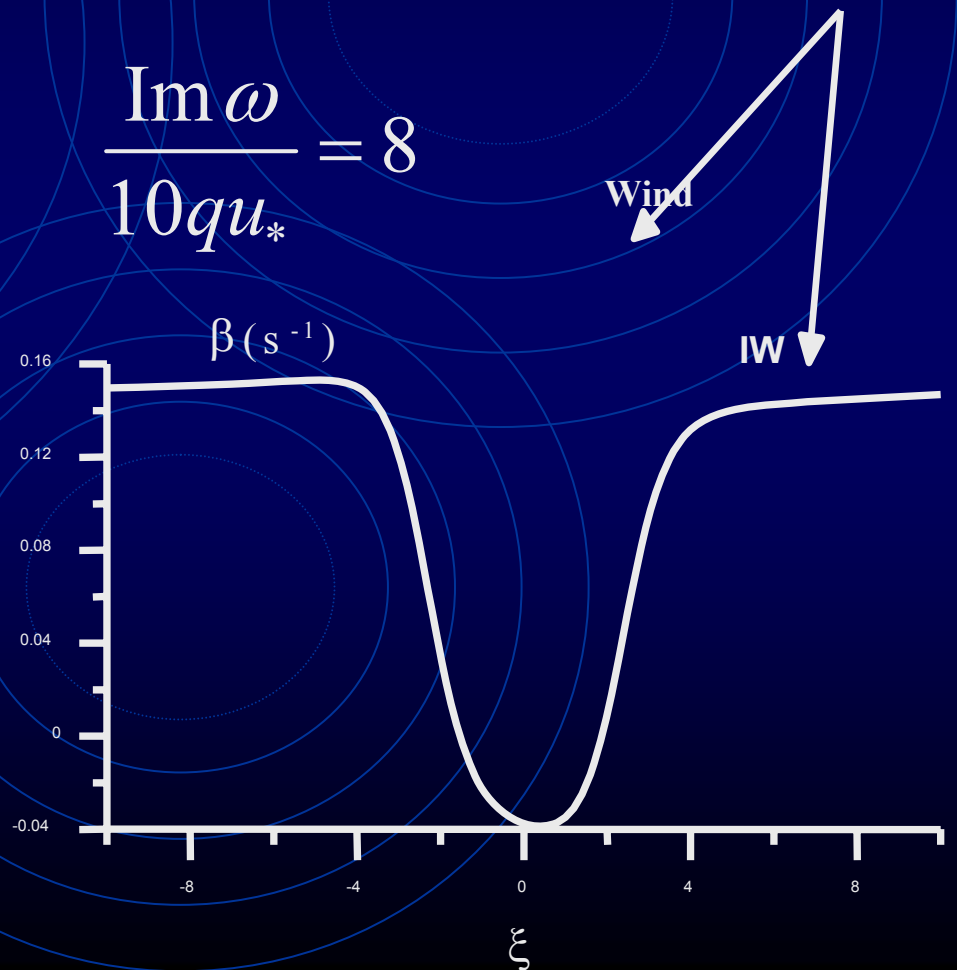
Была измерена группа очень интенсивных уединенных внутренних волн. Одновременно наблюдались слики на морской поверхности в фазе со смещением изотерм.

Зависимость модулированного инкремента поверхностной волны от фазы волнового цуга. Параметры ветра и волн соответствуют условиям 23 сентября. Волновое число поверхностной волны K= 4 см$^{-1}$.

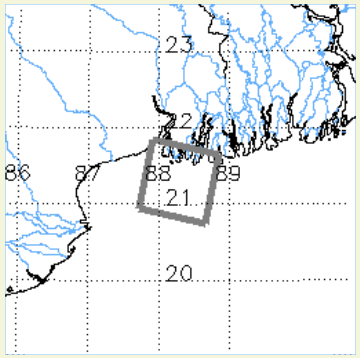
	Sept. 23, 1995, 0945 UT
Maximum isotherm excursion, m	NA
Maximum current modulation (at 30-m depth), m/s	0.30
VV maximum modulation depth, dB	6
HH maximum modulation depth, dB	10
VV Doppler modulation depth, m/s	NA
HH Doppler modulation depth, m/s	NA
IW propagation speed, m/s	1.03
Approximate IW propagation direction, deg	260
Wind speed, m/s	9.5
Wind direction, deg	200
Air temperature − SST, °C	−0.8
Radar	X band

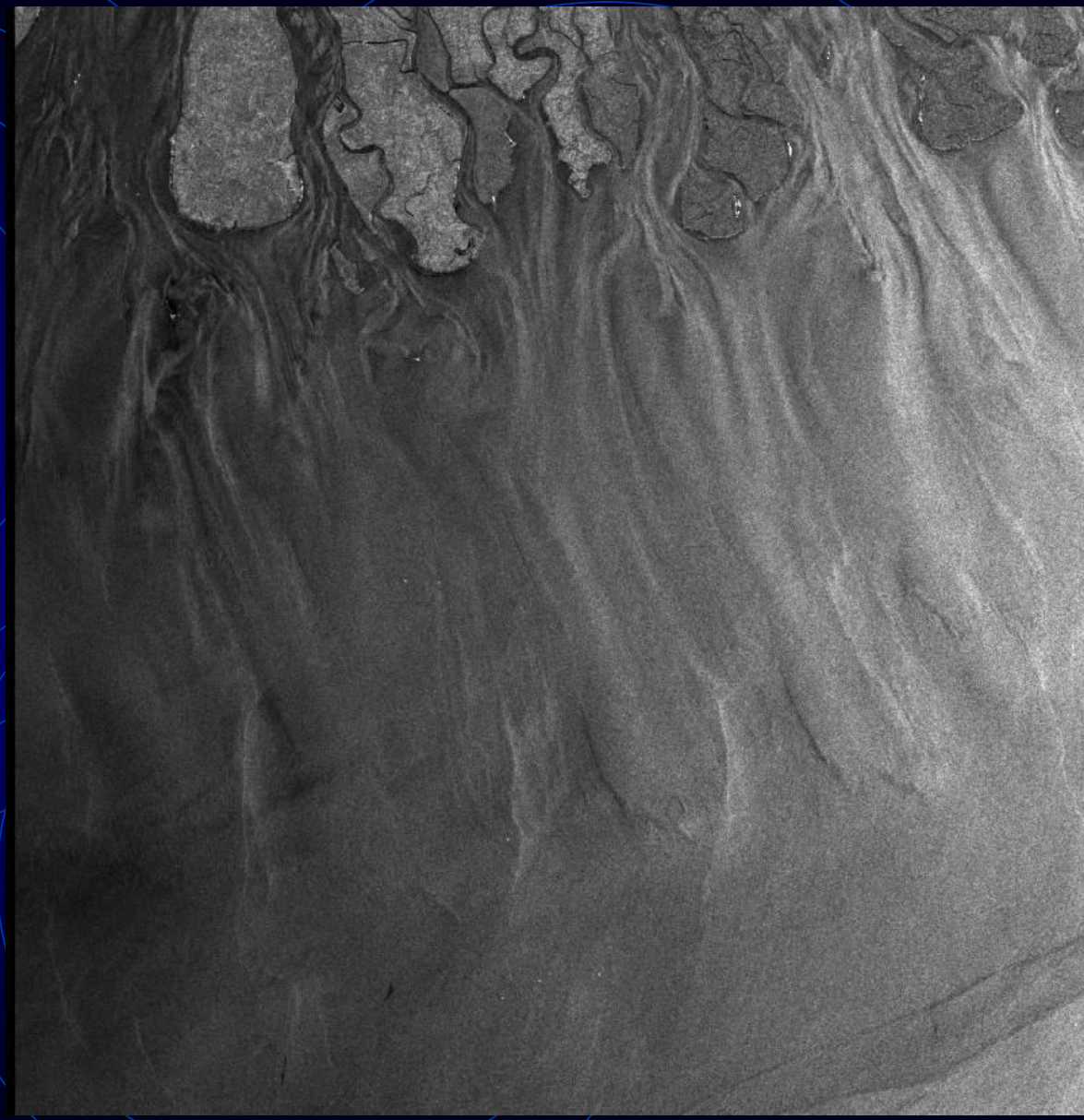


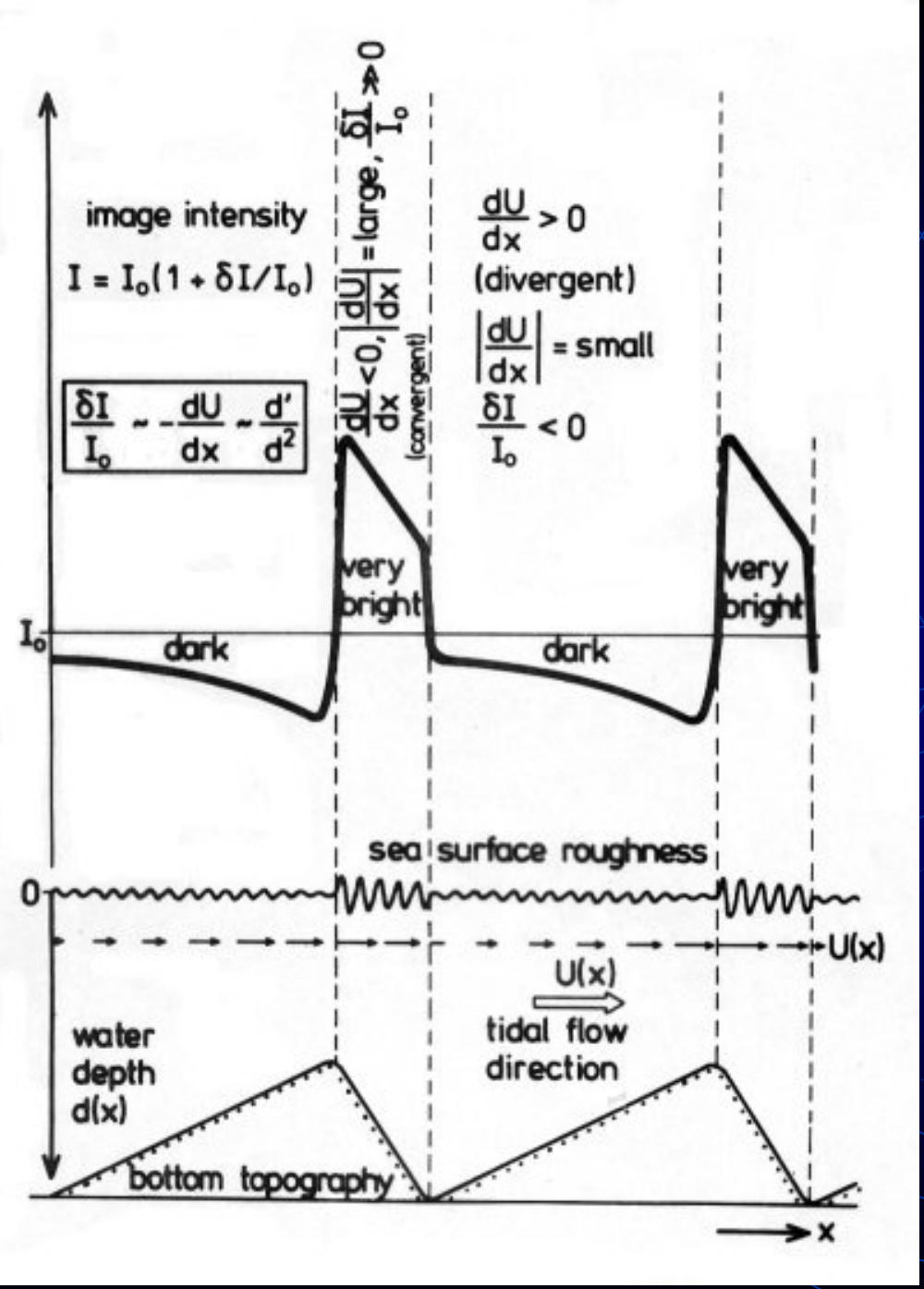
$$\frac{\mathrm{Im}\,\omega}{10qu_*} = 8$$



Донная топография

Image Data		Ganges
Date:	12-Jan-1997	
Time:	04:39	
Orbit:	09048	
Frame:	3177	
Satellite:	ERS-2	
Latitude:	21° 18' N	
Longitude:	88° 18' E	





Профиль донной топографии, вариации скорости приливного течения, вариации поверхностного волнения, яркость изображения

Фронт океанского течения

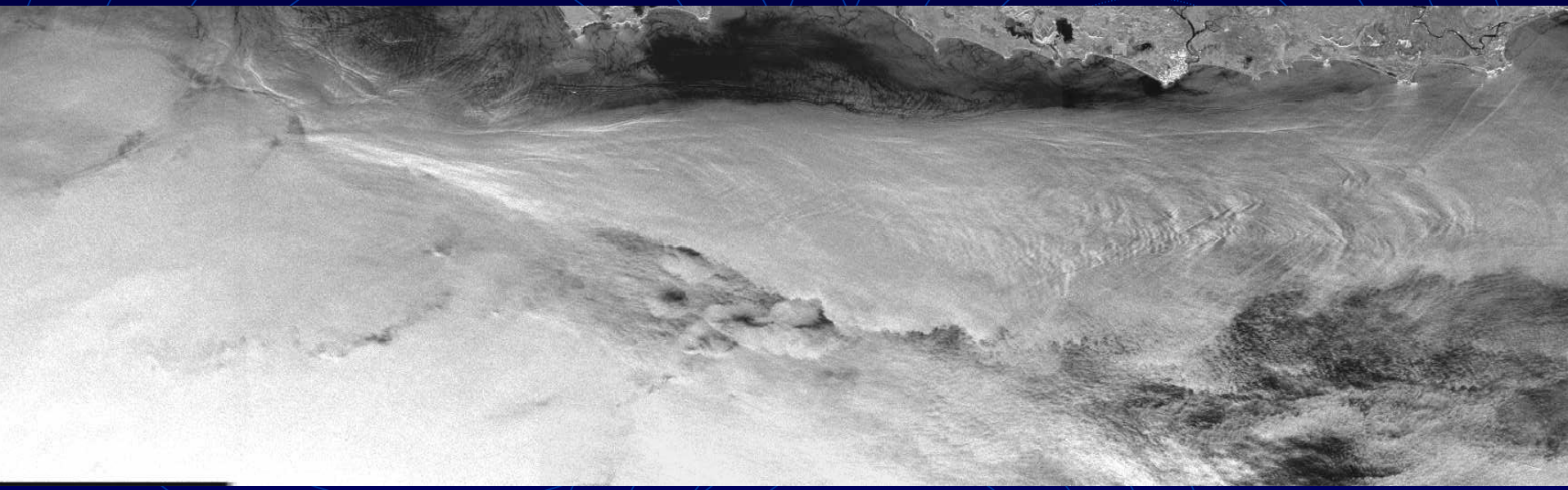
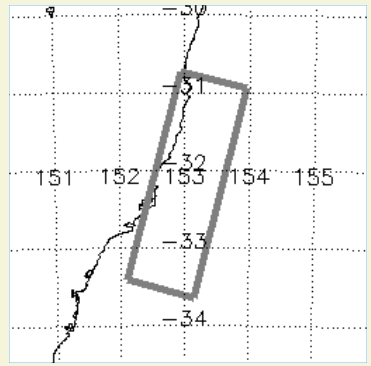


Image Data	
Date:	26-Jan-1993
Time:	23:43
Orbit:	08019
Frame:	4239-4257-4275
Satellite:	ERS-1
Latitude:	32° 10' S
Longitude:	153° 02' E



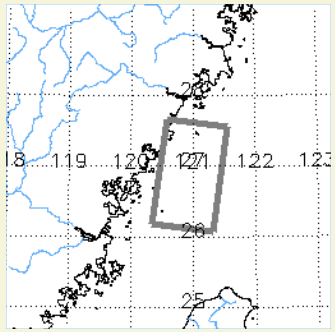
Почему видно фронт течения?
(возможные гипотезы)

- Кинематический механизм модуляции поверхностных волн на неоднородном течении;
- Модуляция ветра неоднородным течением (модуляция инкремента);
- Модуляция приводного ветра за счет различия температурной стратификации воздуха на холодной и нагретой частями течения;
- Концентрация органического вещества на фронте (органические пленки естественного происхождения, водоросли и т.п.), приводящая к изменению шероховатости.

Береговой фронт

Image Data	
Date:	27-Dec-1995
Time:	02:30
Orbit:	23266
Frame:	3151-3169
Satellite:	ERS-1
Latitude:	26° 59' N
Longitude:	120° 35' E

Taiwan_Strait



Почему видно береговой фронт?

1. Зона конвергенции между водными массами с различными свойствами

- усиление волн за счет кинематического эффекта

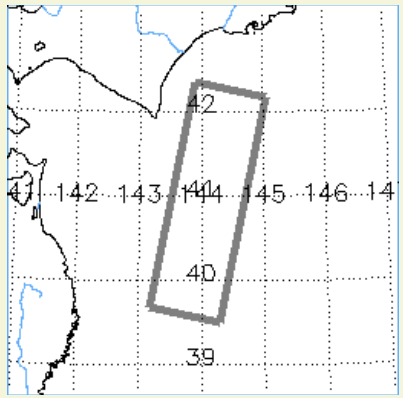
- повышение концентрации пленок ПАВ: ослабление волн

2. Сдвиговое течение вдоль фронта, образование меандров за счет гидродинамической неустойчивости.

Океанские вихри

Image Data	
Date:	23-Dec-1994
Time:	01:08
Orbit:	17980
Frame:	2763-2781-2799
Satellite:	ERS-1
Latitude:	40° 56' N
Longitude:	144° 01' E

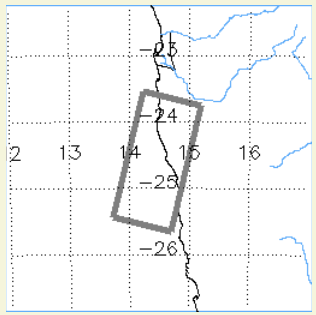
Japan



Апвеллинг

Image Data	
Date:	16-Dec-1995
Time:	09:04
Orbit:	3425
Frame:	4095-4113
Satellite:	ERS-2
Latitude:	24° 33' S
Longitude:	14° 29' E

Namibia



Следы за островами

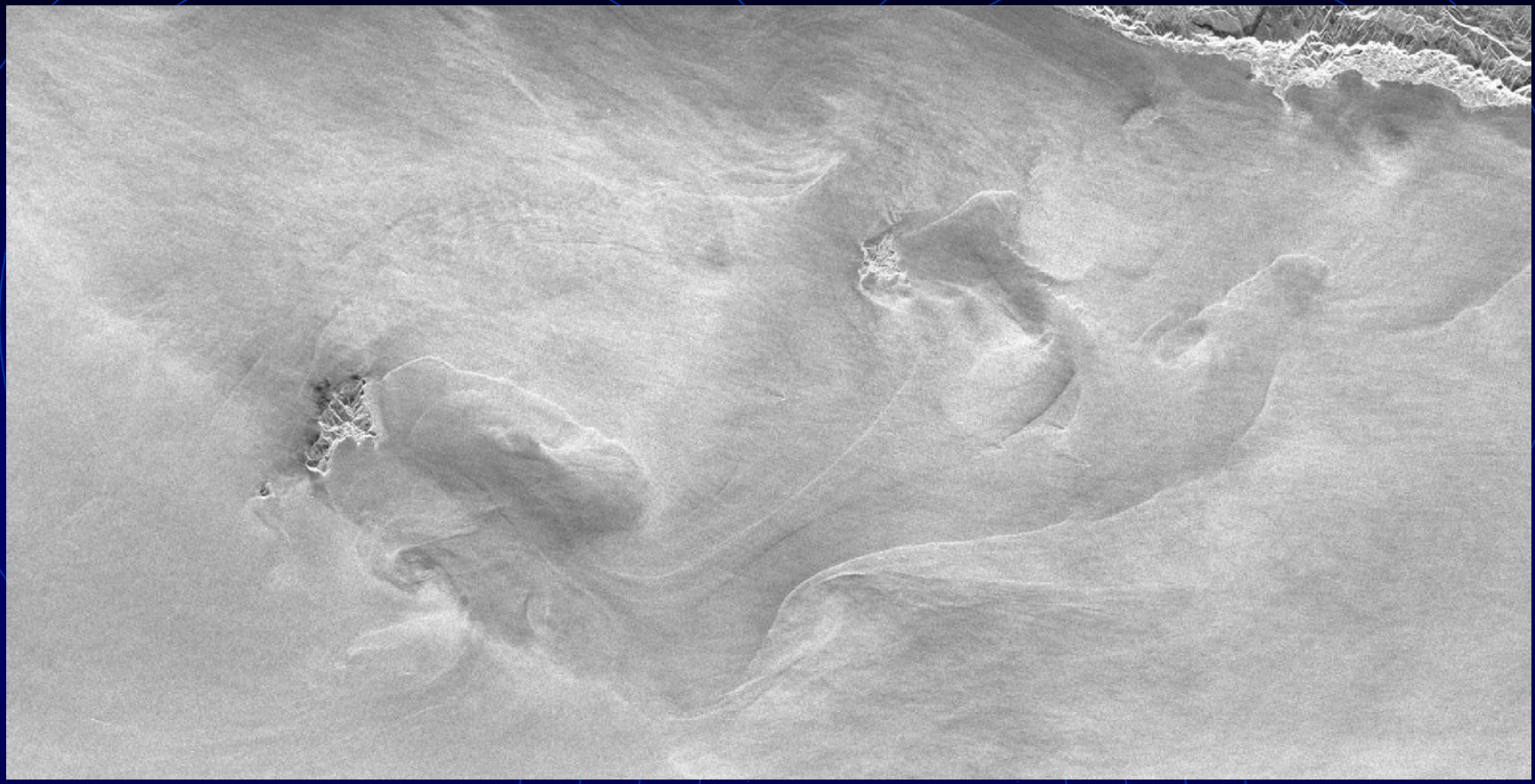
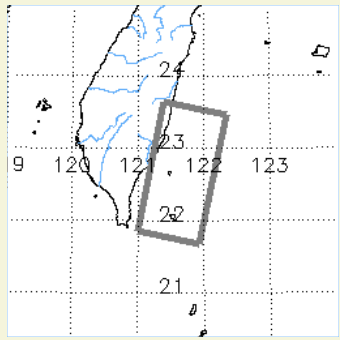
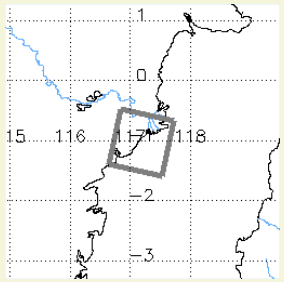


Image Data	
Date:	29-Mar-1999
Time:	02:26
Orbit:	20584
Frame:	3141-3159
Satellite:	ERS-2
Latitude:	22° 40' N
Longitude:	121° 31' E

East of Taiwan



Эстуарии

Image Data		Kutai
Date:	12-Dec-1999	
Time:	02:29	
Orbit:	24320	
Frame:	3627	
Satellite:	ERS-2	
Latitude:	1° 01' S	
Longitude:	117° 12' E	

Эстуарии

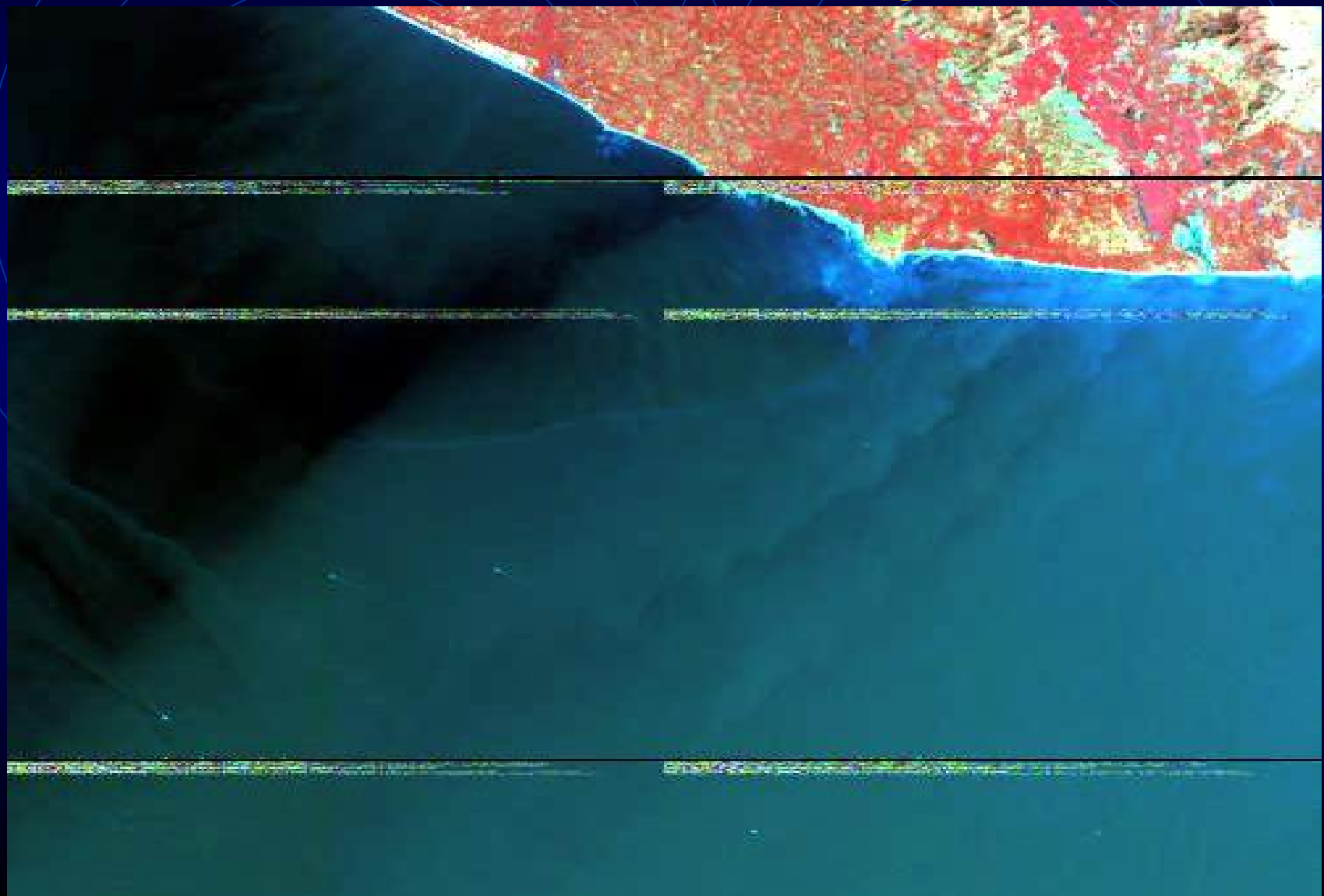
1. Смешение пресных и соленых волн, пресный фронт, зона конвергенции
2. Затемненная область речного стока за счет присутствия пленок на ее поверхности

Выводы

- Основные механизмы модуляции коротких волн в присутствии неоднородных течений (кинематический механизм (усиление в зонах конвергенции),модуляция ветрового инкремента, неоднородное затухание в областях, покрытых пленками ПАВ)
- Для количественной интерпретации спутниковых данных требуется проведение дополнительных исследований и подспутниковых измерений
- Требуется разработка алгоритмов, позволяющих проводить количественную интерпретацию спутниковых изображений

Проявление цунами 26 декабря 2004 в оптических и инфракрасных спутниковых изображениях, полученных со спутников SPOT и Terra

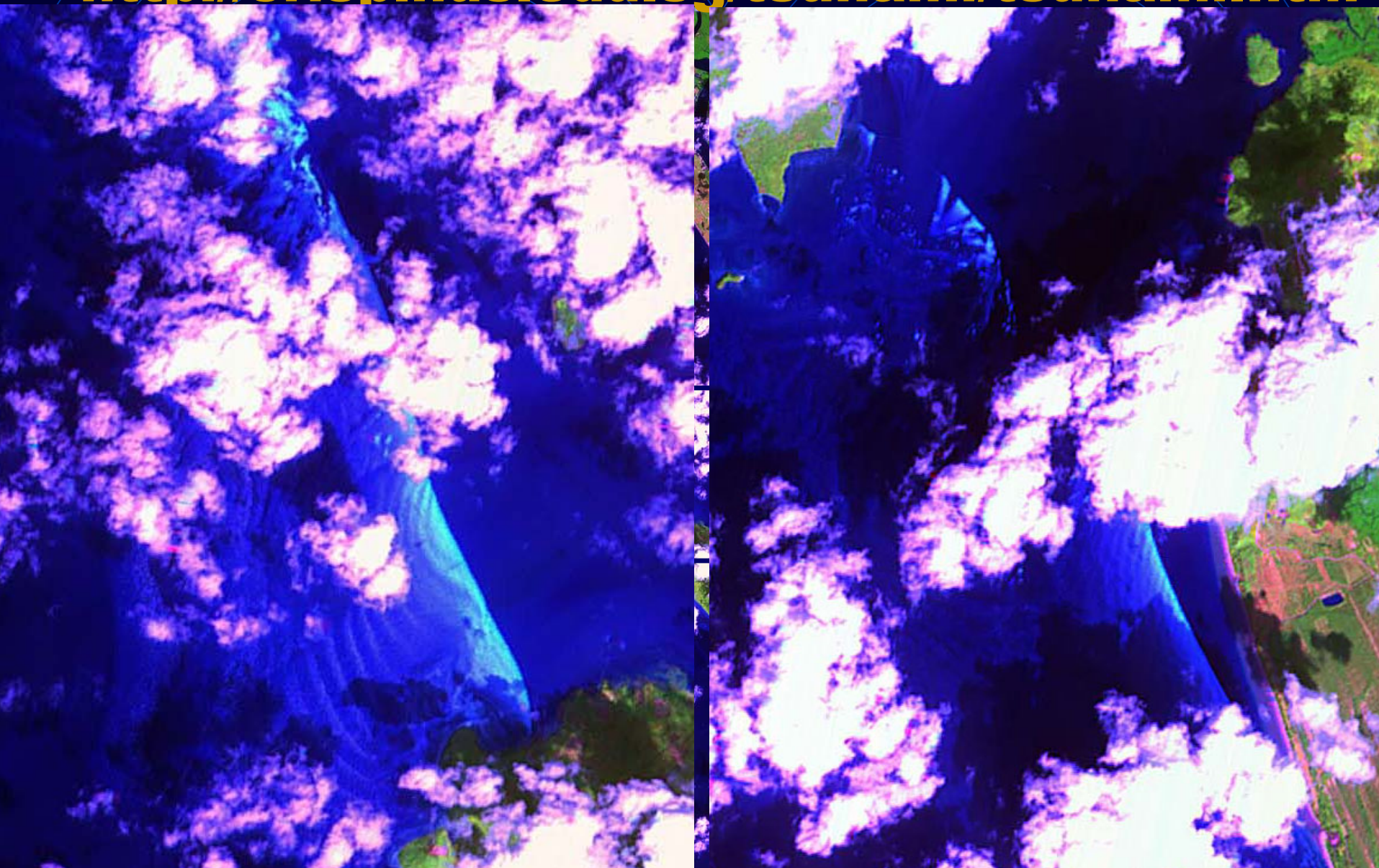
26 декабря 2004 5ч 42м UTC
Южное побережье Индии (SPOT-4)
http://sirius.spotimage.fr/



26 декабря 2004 5ч 10м UTC
Восточное побережье Индии

(Terra MISR) http://www-misr.jpl.nasa.gov/gallery/galhistory/2005_jan_12.html

26 декабря 2004 4ч 01м UTC
Западное побережье Тайланда (SPOT-4)
http://crisp.nus.edu.sg/tsunami/tsunami.htm

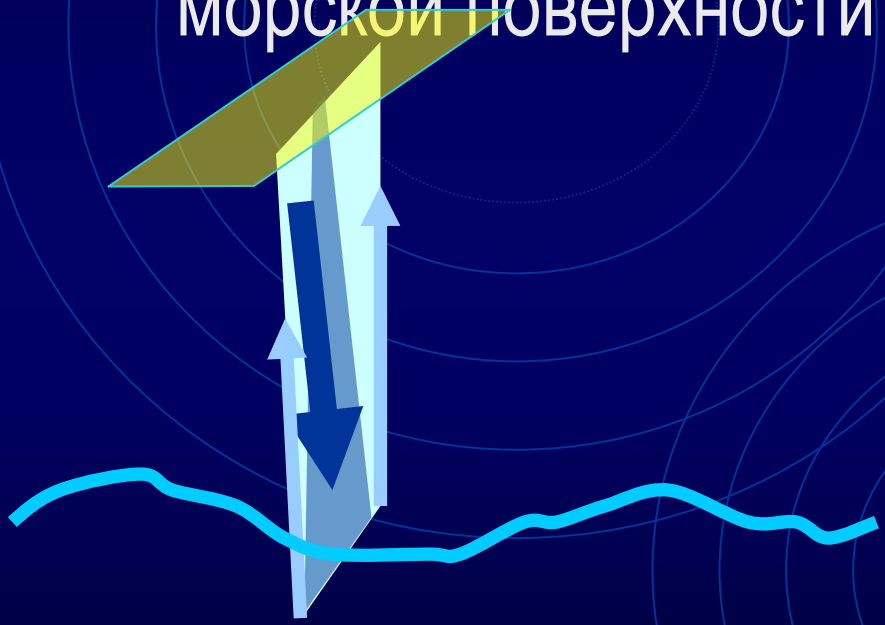


Основной вопрос

Может ли цунами вызвать вариации сантиметровых волн, достаточные для регистрации с помощью радиолокатора бокового обзора?

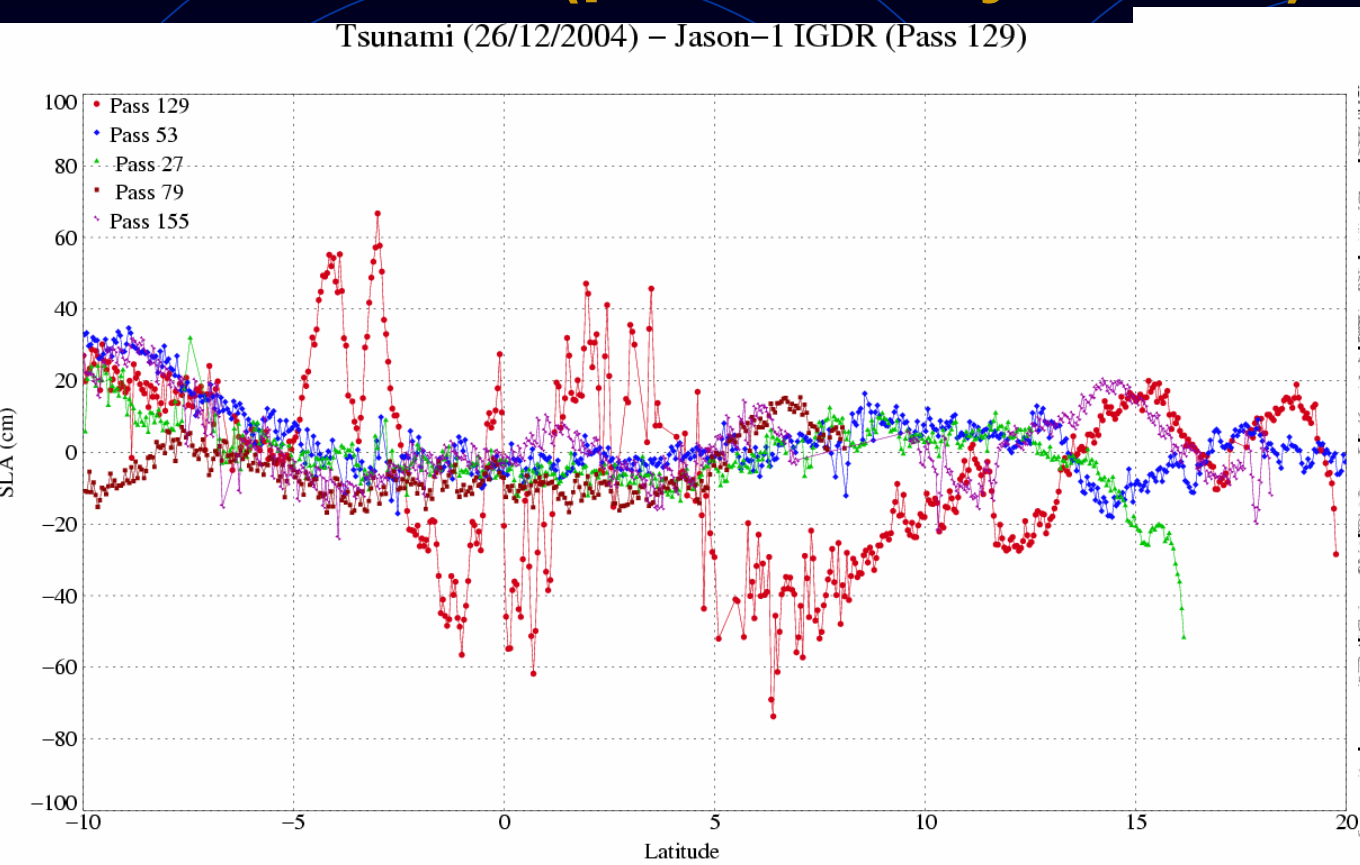
Спутниковая альтиметрия

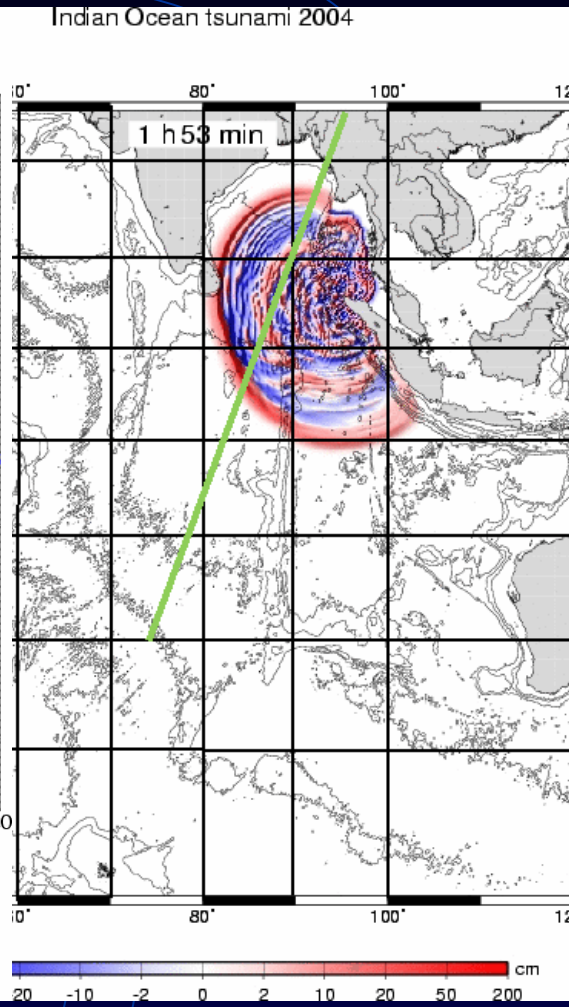
Альтиметр – радиолокатор, в котором сигнал формируется за счет зеркального отражения от морской поверхности



1. Точность определения высоты – единицы см
2. Ширина полосы ~1 км

Jason-1 IGRD (pass 129 cycle 109)

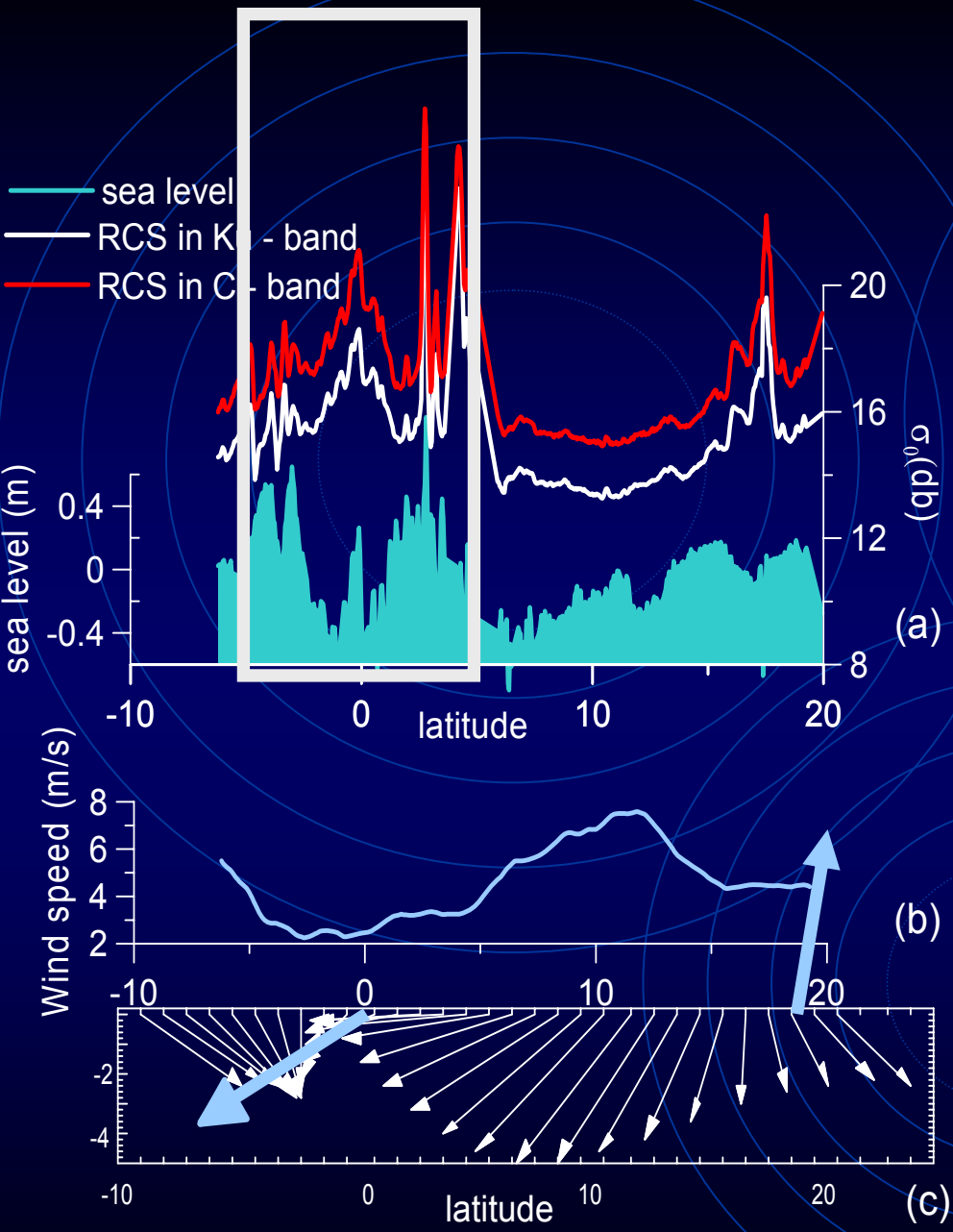




The altimetry satellite Jason-1 appeared to be right above the head tsunami wave in 1h 55 m after the earthquake and registered the water level displacements, which was in very good agreement with the numerical simulations.

Наша основная идея

проверить присутствуют ли вариации УЭПР синхронные с волной цунами. Они связаны с вариациями поверхностного волнения.

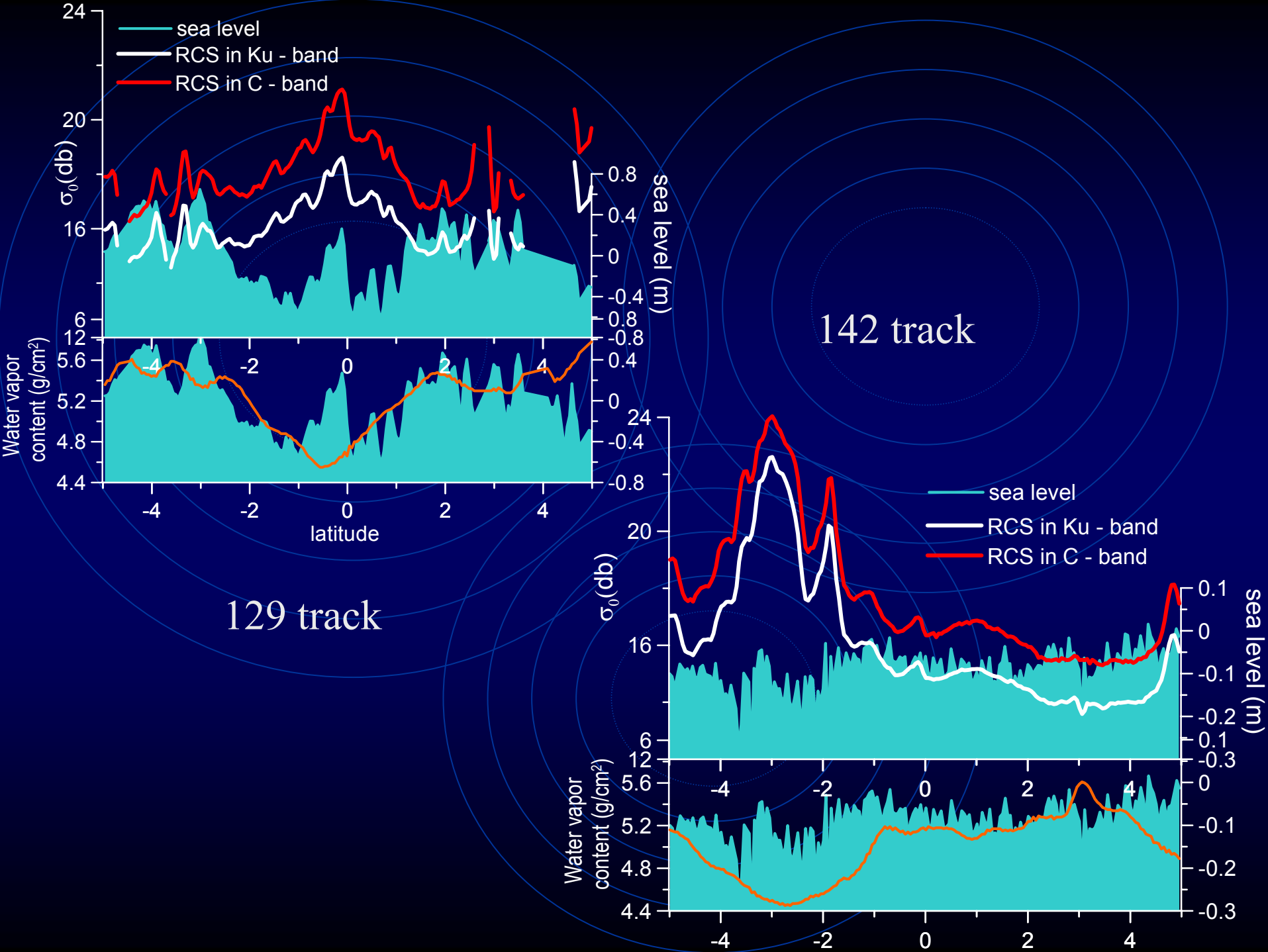


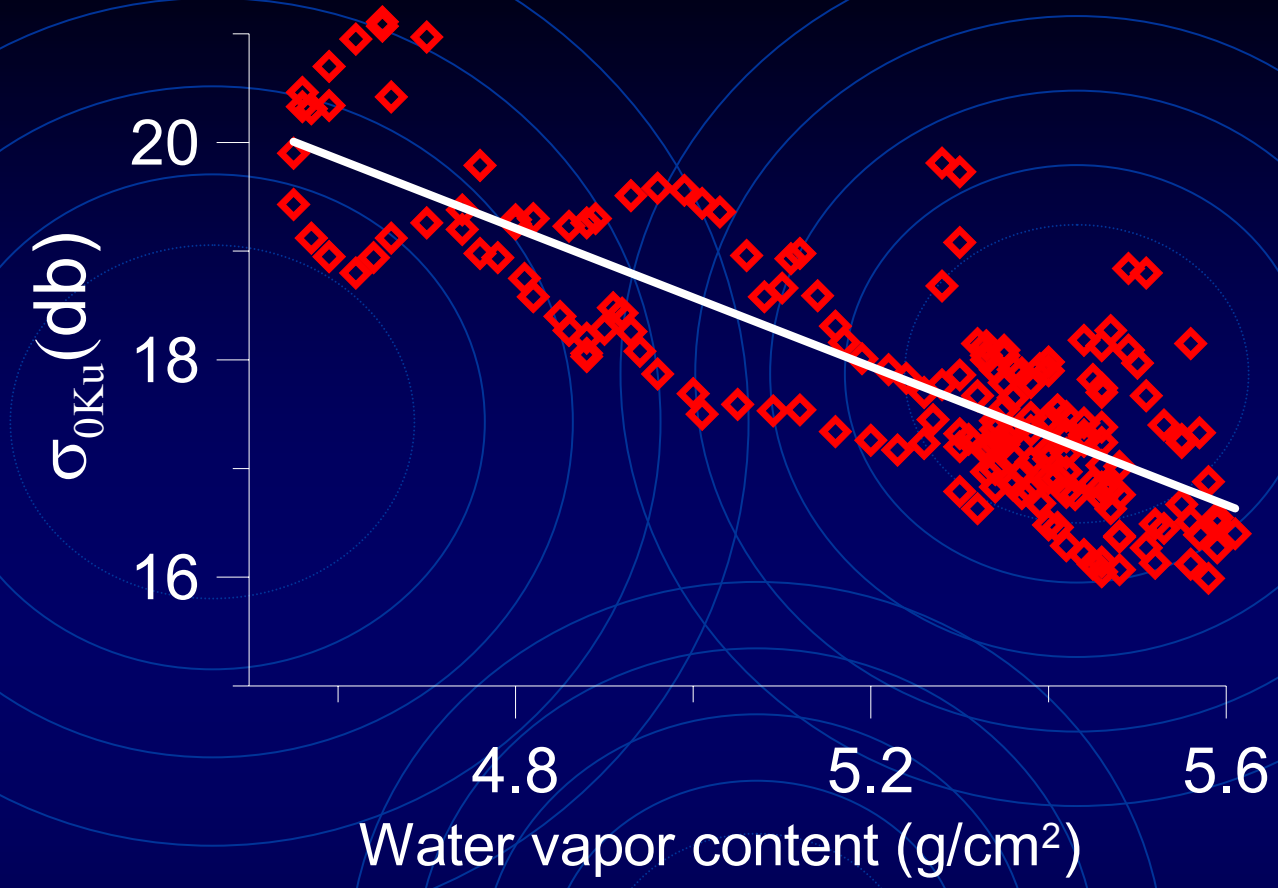
Зависимости вдоль трека геофизических параметров из GDR альтиметрического спутника Jason-1 26 декабря 2004 (track 129, cycle 109)

a) Аномалия уровня океана и C- и Ku- УЭПР

b) Скорость ветра - модель European Center for Medium Range Weather Forecasting

c) Направление ветра - модель European Center for Medium Range Weather Forecasting и направление распространения волны цунами

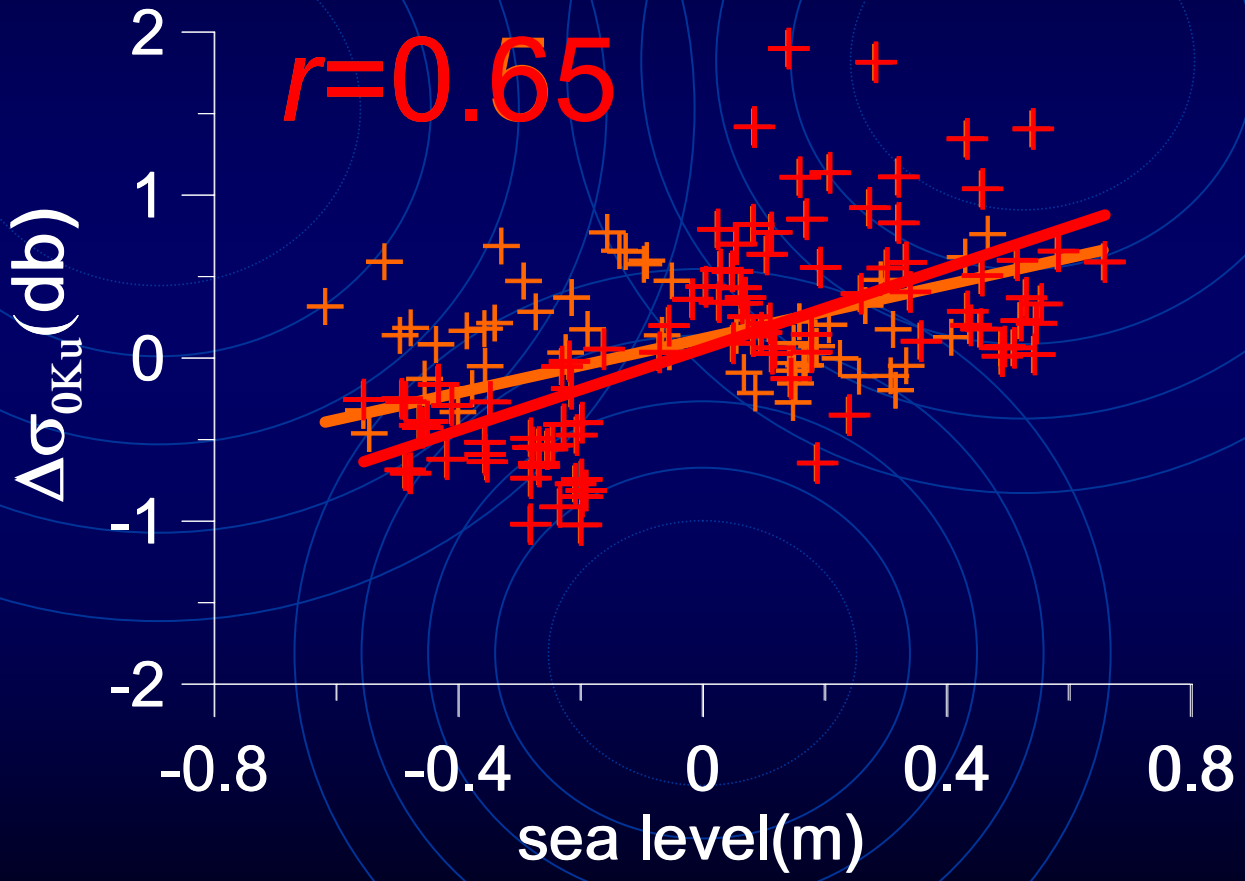

sea level
RCS in Ku - band
RCS in C - band
σ0(db)
sea level (m)
Water vapor content (g/cm²)
latitude
129 track
142 track



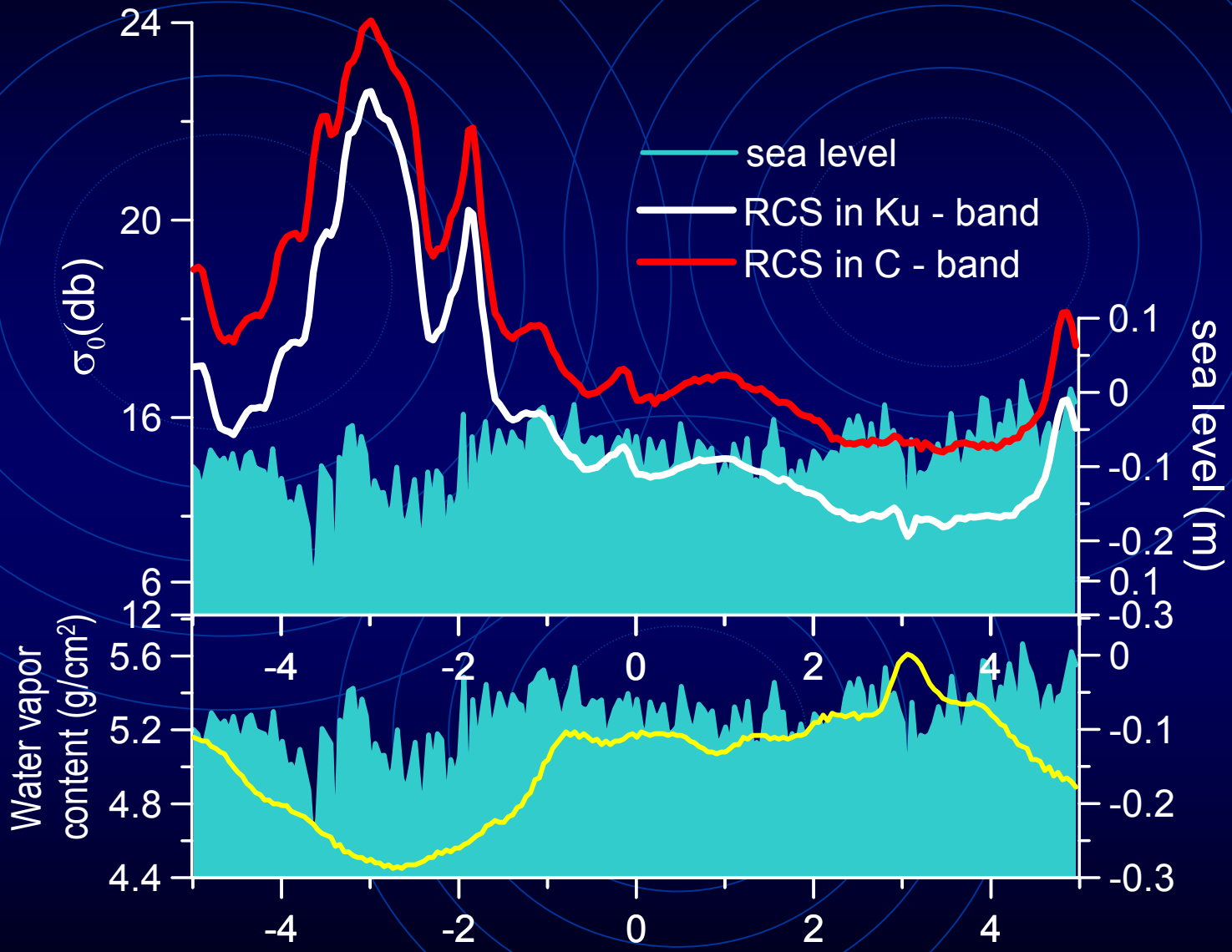
$$\overline{\sigma_{0Ku}(C_V)} = -3.18\, C_V + 32.5$$

$$\Delta\sigma_{0Ku} = \sigma_{0Ku} - \overline{\sigma}_{0Ku}(C_V)$$

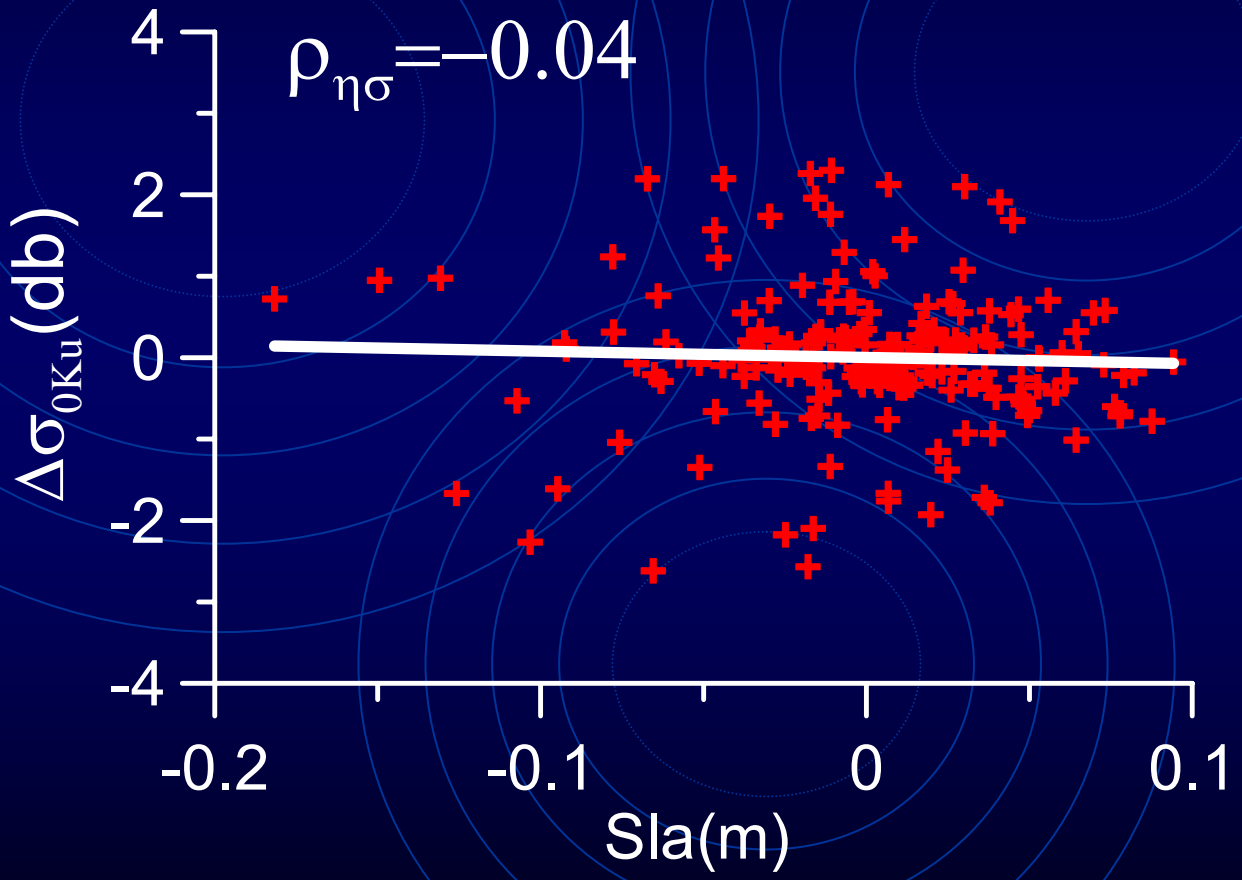
Корреляция $\Delta\sigma_{0Ku}$ и возвышения поверхности моря для 129 трека

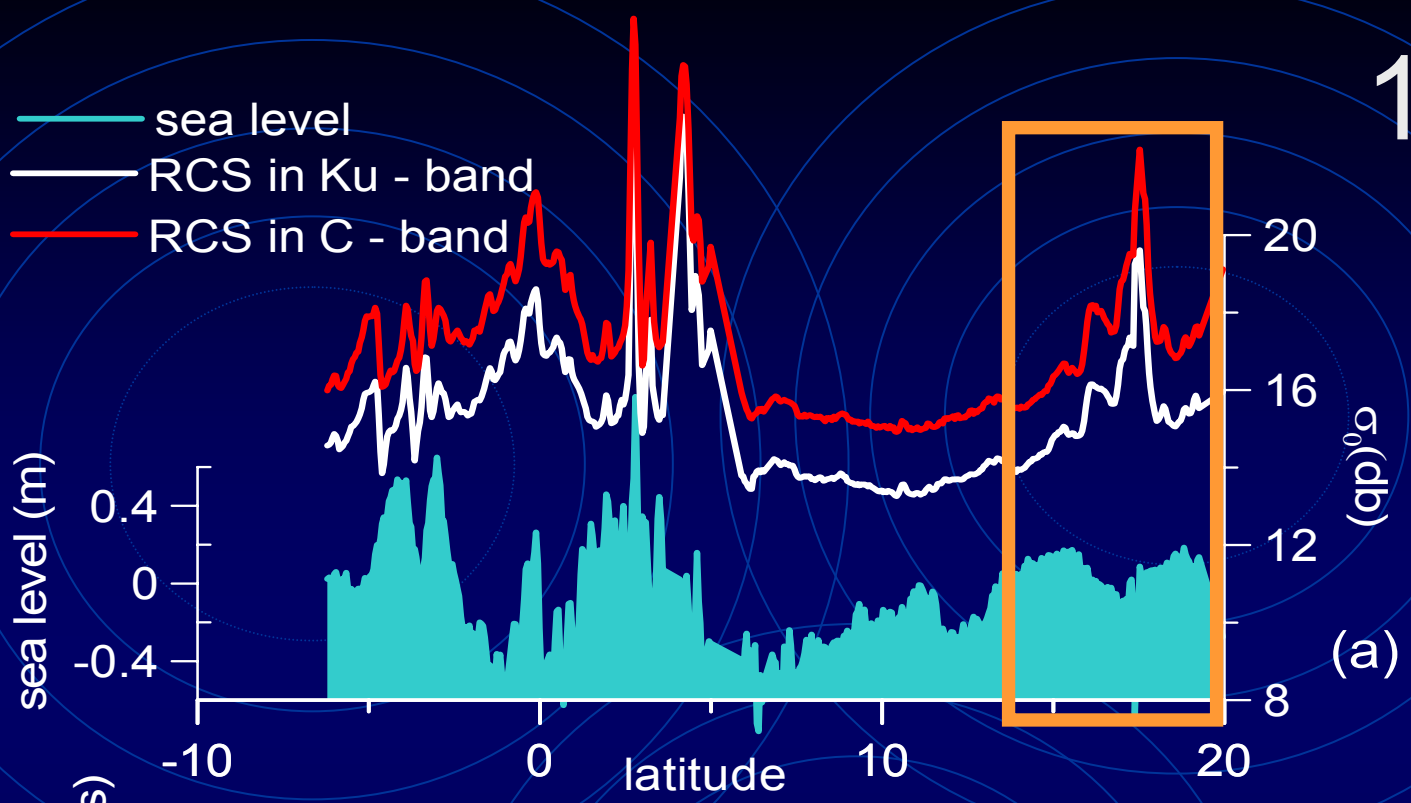


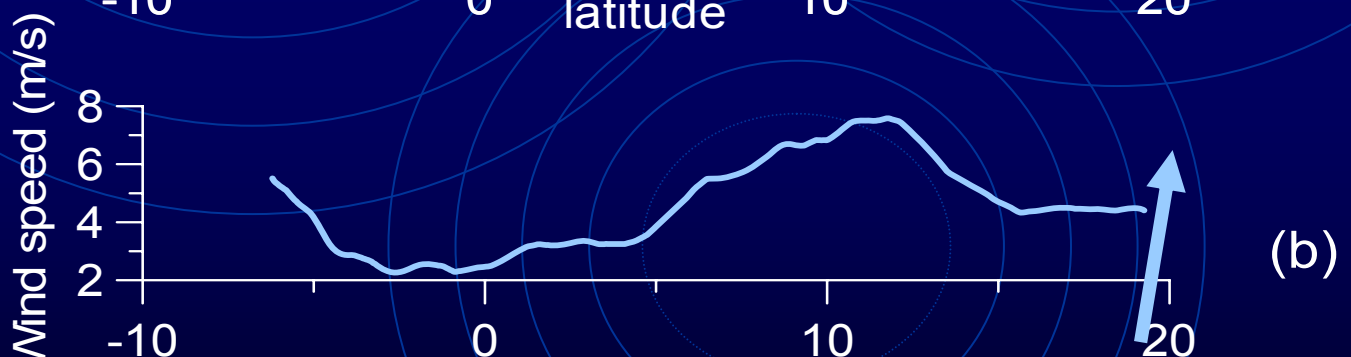
142

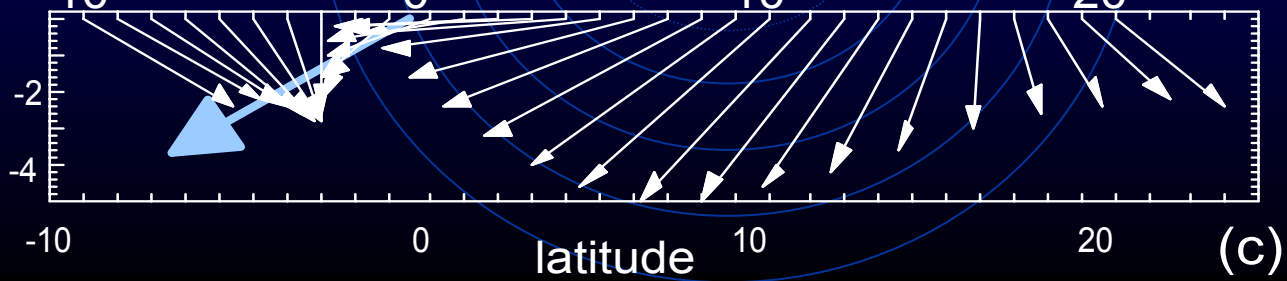

sea level
RCS in Ku - band
RCS in C - band
σ0(db)
sea level (m)
Water vapor content (g/cm²)
24
20
16
12
6
0.1
0
-0.1
-0.2
-0.3
5.6
5.2
4.8
4.4
-4
-2
0
2
4

Корреляция $\Delta\sigma_{0Ku}$ и возвышения поверхности моря для 142 трека

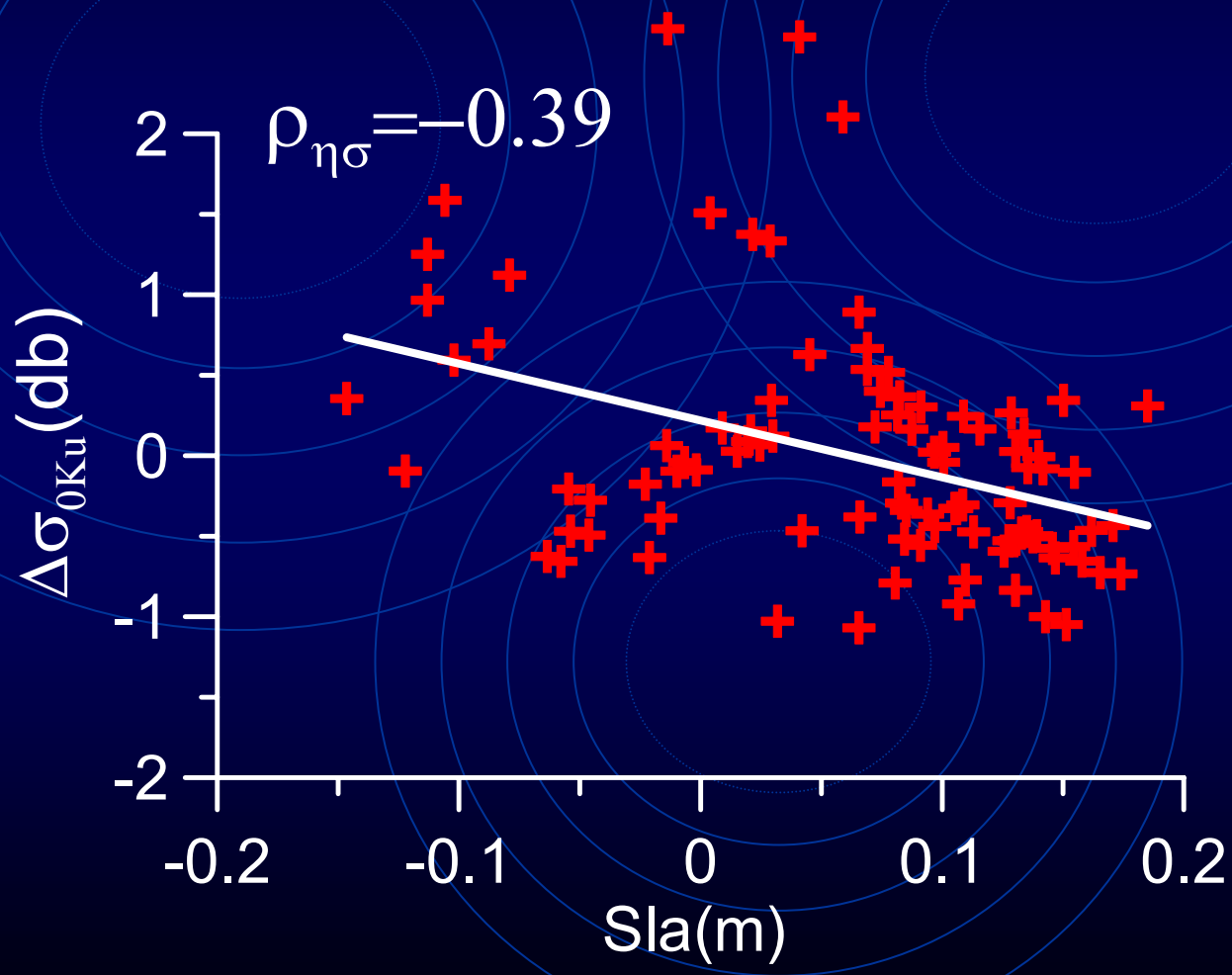



sea level
RCS in Ku - band
RCS in C - band
sea level (m)
0.4
0
-0.4
-10
0
10
20
latitude
20
16
12
8
σ0(db)
(a)


Wind speed (m/s)
8
6
4
2
-10
0
10
20
(b)

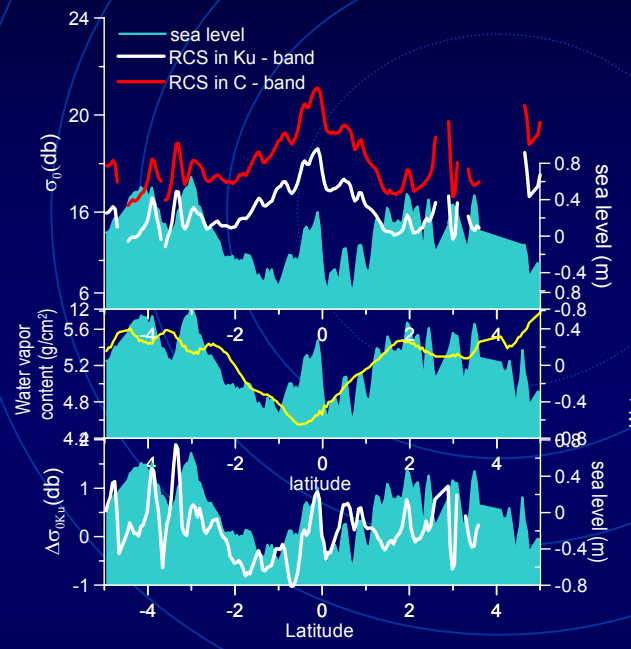

-2
-4
-10
0
10
20
latitude
(c)

Корреляция $\Delta\sigma_{0Ku}$ и возвышения поверхности моря для 129 трека в интервале 14-20 градусов широты

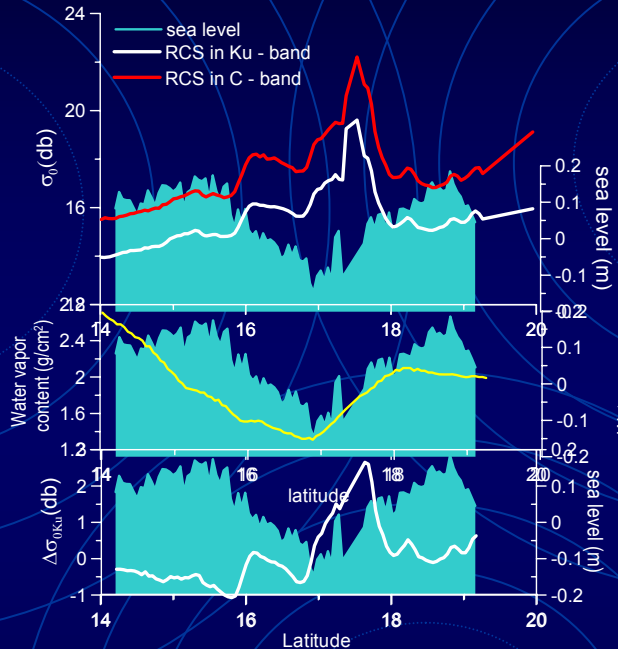


Зависимости вдоль трека уровня моря, УЭПР, содержания водяного пара и флуктуаций УЭПР относительно фонового уровня. Коэффициенты корреляции флуктуаций УЭПР и уровня моря

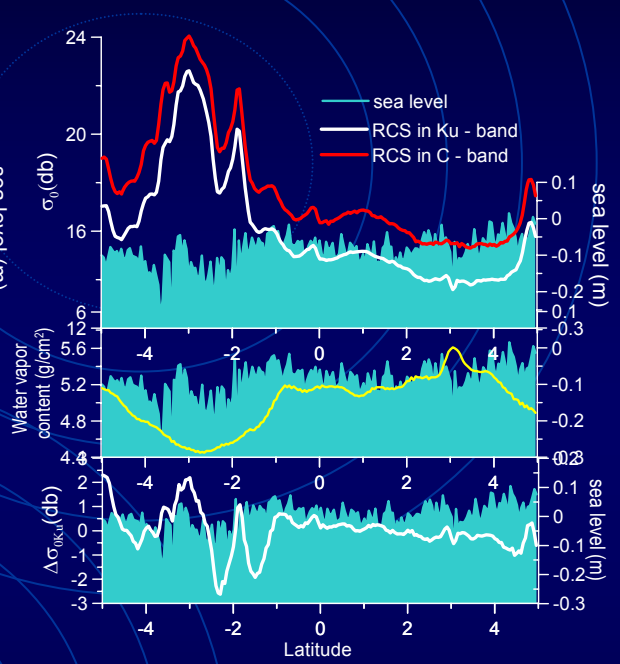
129

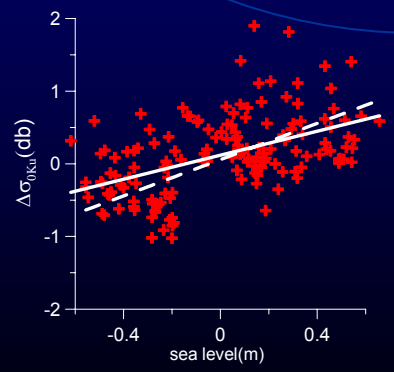


129

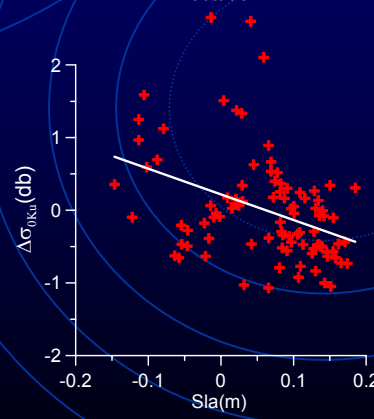


142

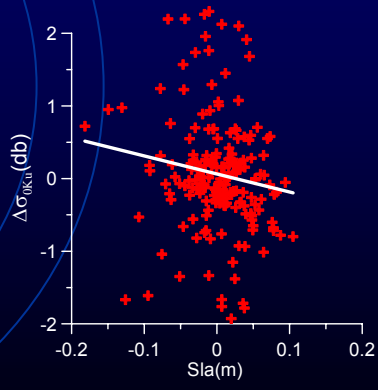




$\rho_{\eta\sigma}$=0.49, 0.65

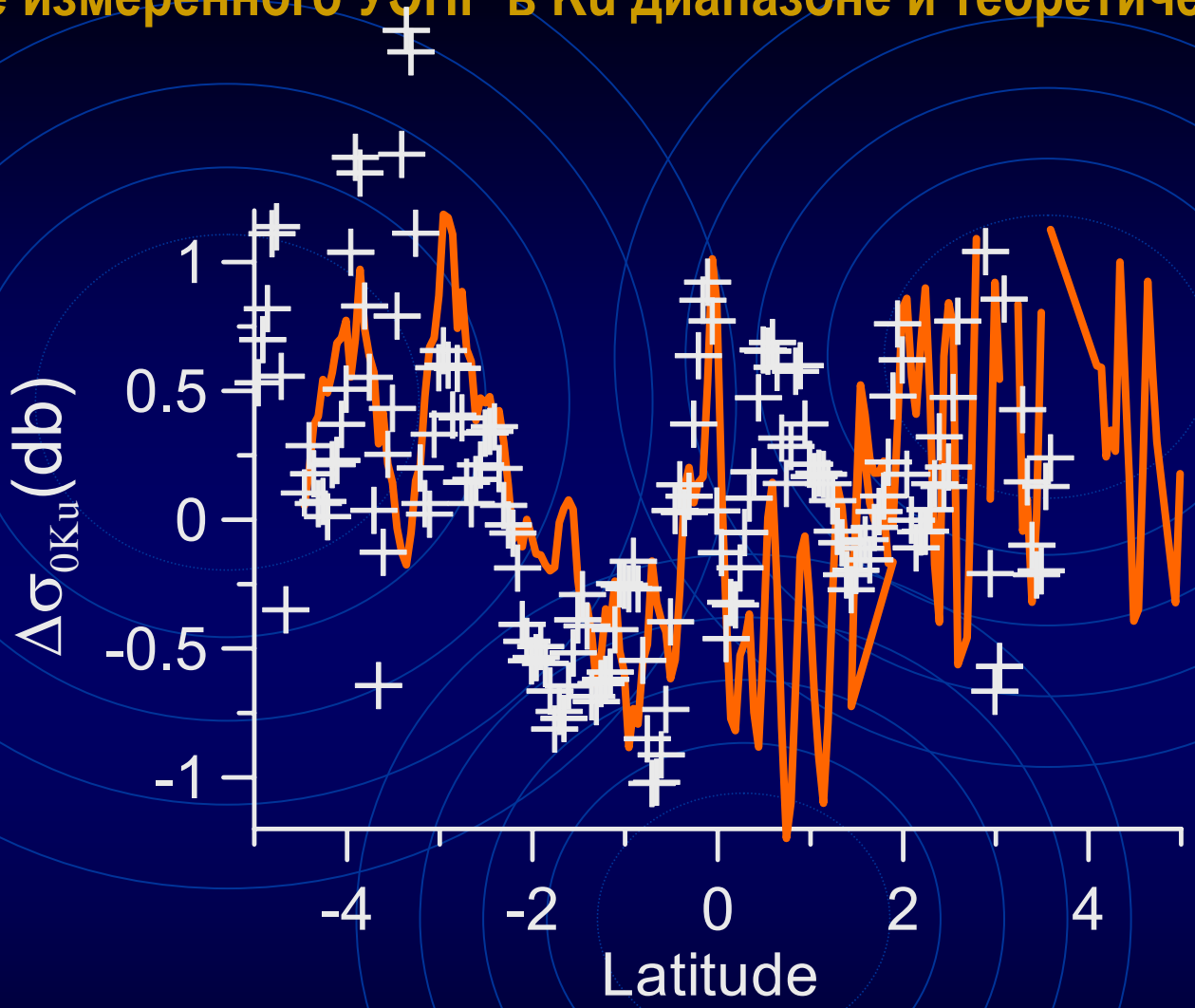


$\rho_{\eta\sigma}$=–0.39



$\rho_{\eta\sigma}$=–0.04

Сравнение измеренного УЭПР в Ku диапазоне и теоретических оценок



Крупномасштабное течение на поверхности воды $U_w = c\,\eta_0 / H$

где H=4000 м глубина океана, $c = \sqrt{gH}$ =200 м/с скорость волны цунами, η_0 – возвышение уровня океана, взятое из GDR.

1. Получено экспериментальное свидетельство дистанционного наблюдения волны цунами в открытом океане по вариациям сечения рассеяния сигнала радиолокатора, рассеянного морской поверхностью, синхронное со смещением уровня океана.
2. Данное наблюдение было произведено при слабом ветре и при большой высоте волны цунами, т.е. в условиях, когда следует ожидать высоких гидродинамических контрастов ветровых волн в поле неоднородных течений.
3. Это наблюдение было произведено случайно с помощью радиоальтиметра, прибора, не предназначенного для измерения шероховатости поверхности океана
4. Применение алгоритмов, использующих когерентную обработку и фильтрацию помех должно повысить контрастность изображений волн цунами в открытом океане..

Цунами 4 октября 1994 г. Topex-Poseidon, cycle 75 track 201