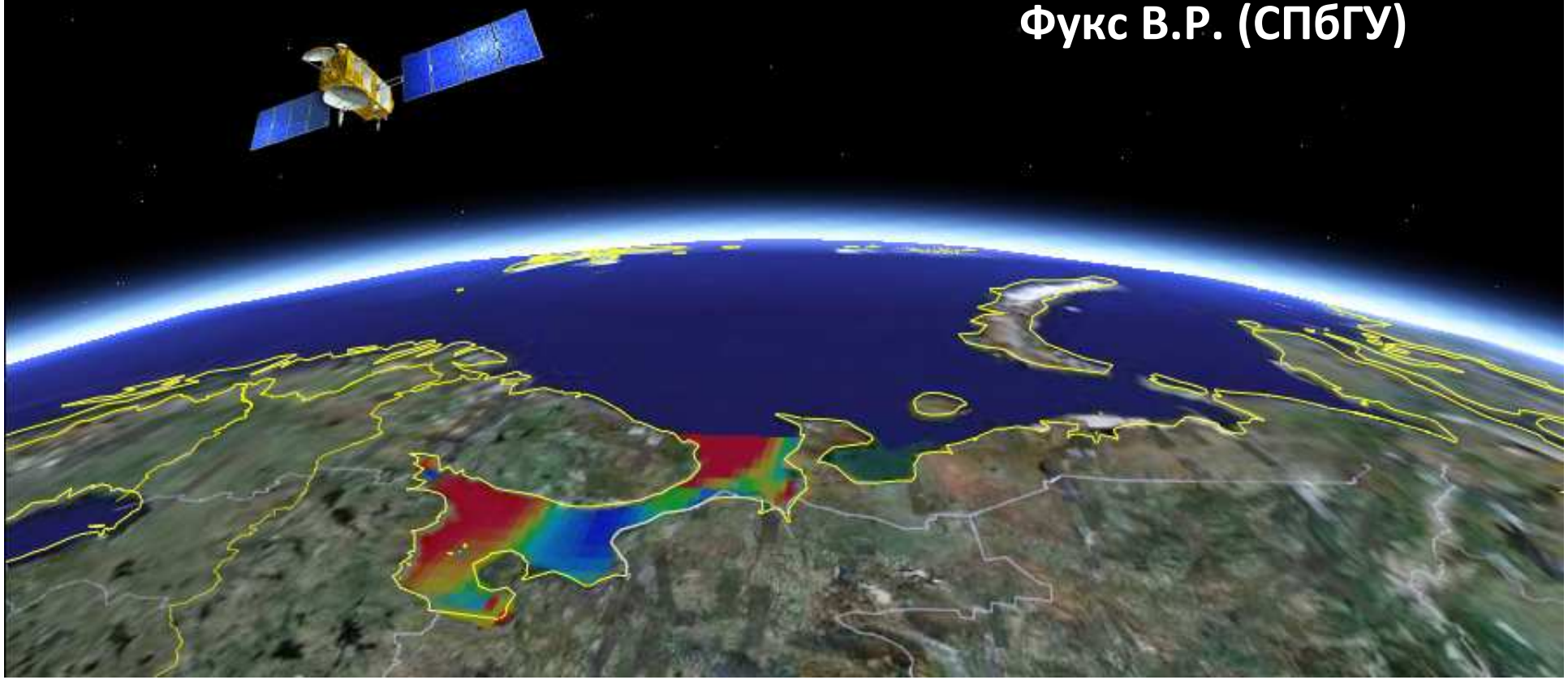
ИССЛЕДОВАНИЕ НЕЛИНЕЙНЫХ ПРИЛИВНЫХ ЭФФЕКТОВ НА ОСНОВЕ СПУТНИКОВЫХ АЛЬТИМЕТРИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ

Фукс В.Р. (СПбГУ)



Нелинейные приливные процессы и явления в океане

(***Классификация нелинейных приливных явлений)***

-**<u>Нелинейные эффекты в основных баротропных приливных волнах</u>**

!)Приливная турбулентность и приливное перемешивание

2)Обертоны основных приливных волн

3)Уединенные приливные волны.Приливные солитоны. Приливные сулои

4) Остаточные приливные эффекты

5) Нелинейные эффекты в долгопериодных приливах

-**<u>Взаимодействие между основными приливными волнами</u>**

6) Волны с суммарными частотами

7) Волны с разностными частотами

8)Низкочастотные волны и отрицательная вязкость

9) Трехволновое резонансное взаимодействие

-**<u>Взаимодействие баротропных и бароклинных приливных мод.</u>**

10) Генерация внутренних приливных волн

11) Динамическая неустойчивость внутренних приливных волн.

Внутренний приливной прибой.

12)Нелинейность приливной адвекции

13)Дивергенция приливного потока и приливной фронт

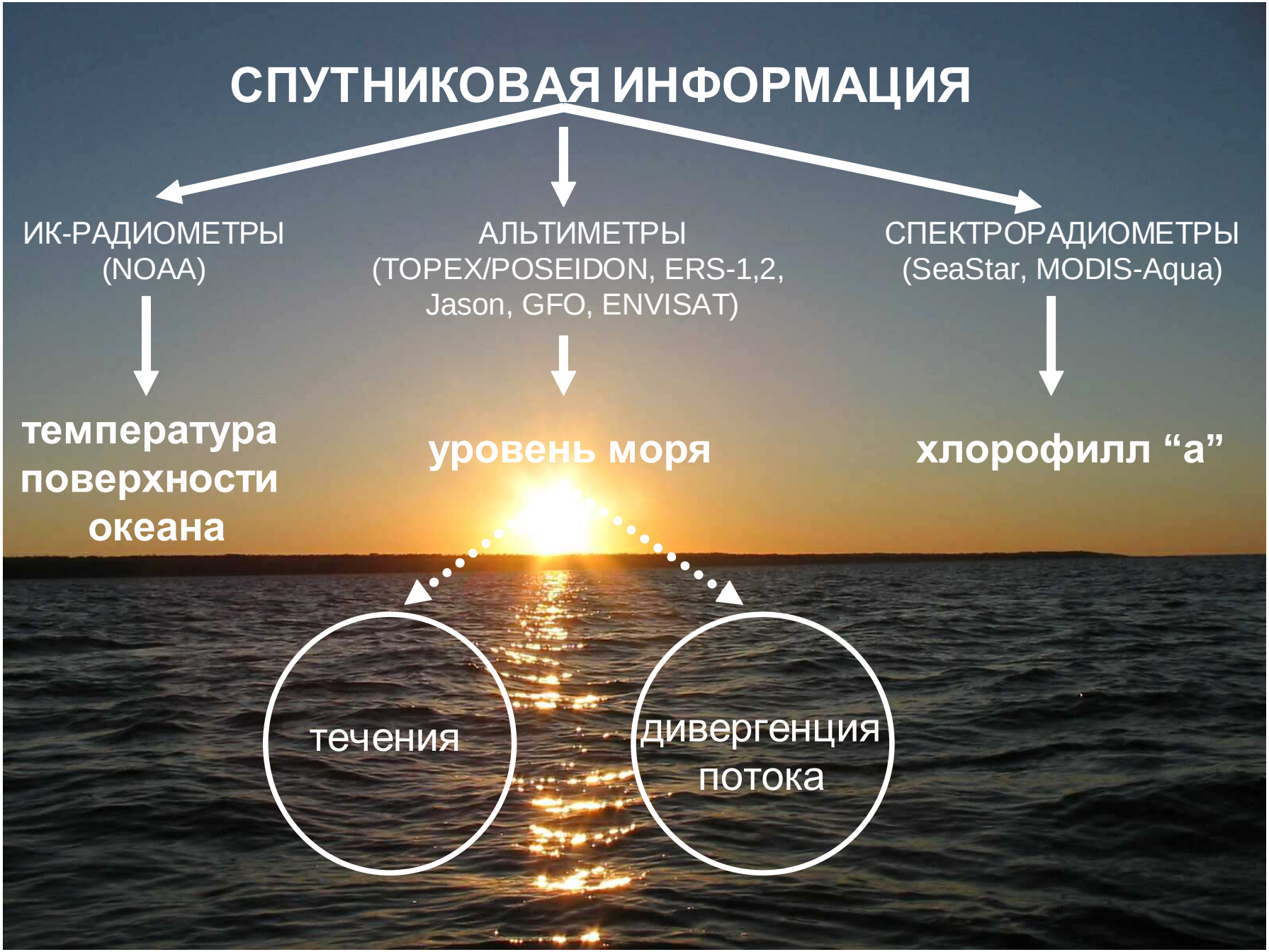
- **<u>Взаимодействие приливного потока с морскими течениями и волнами</u>**

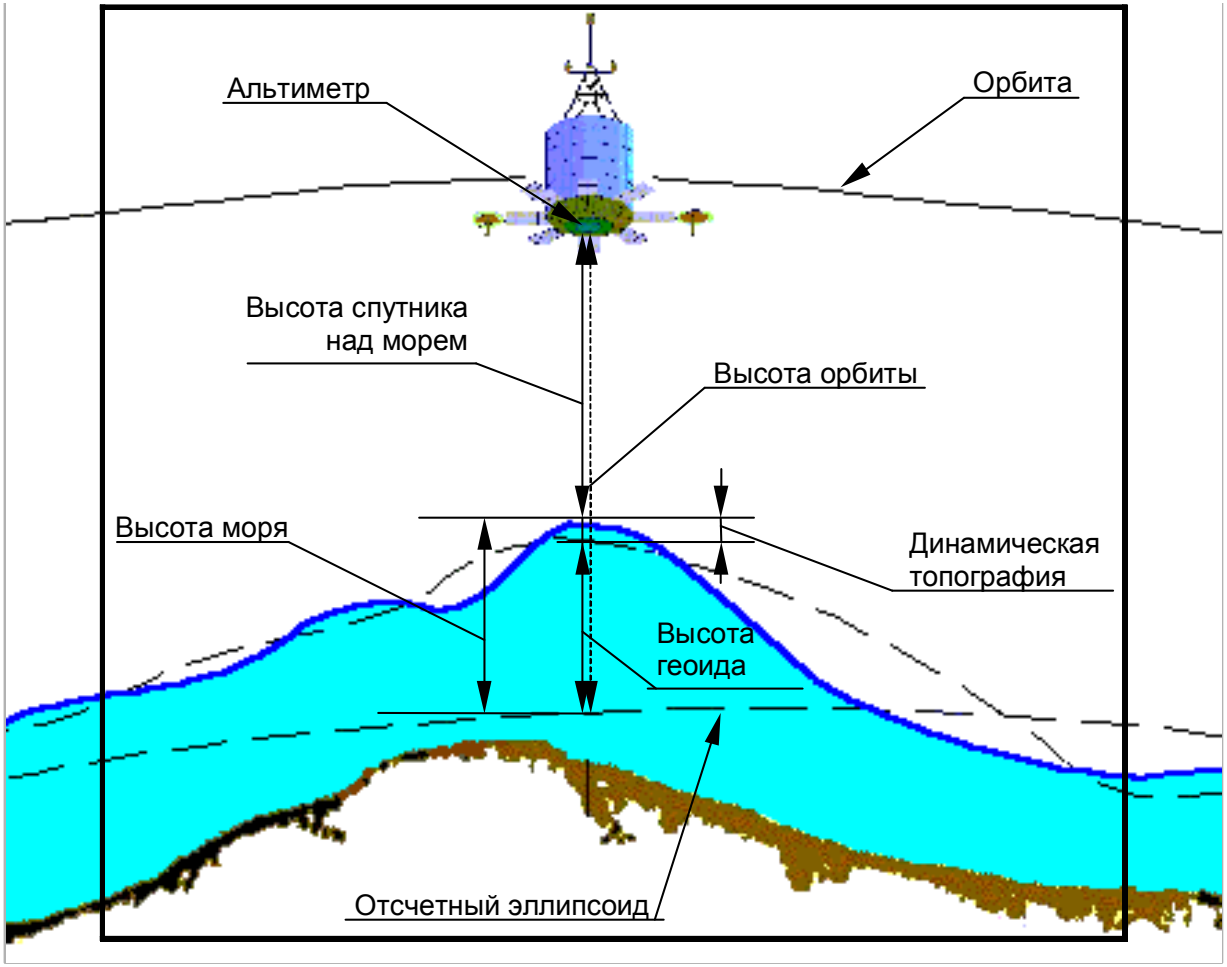
14) Взаимодействие с речным потоком.Приливной бор

15) Взаимодействие приливов со сгонно-нагонными колебаниями уровня моря

16) Взаимодействие приливов с дрейфовыми течениями и ветровыми волнами

- **<u>Синергетика приливов. Порядок и хаос</u>**


СПУТНИКОВАЯ ИНФОРМАЦИЯ
ИК-РАДИОМЕТРЫ (NOAA)
АЛЬТИМЕТРЫ (TOPEX/POSEIDON, ERS-1,2, Jason, GFO, ENVISAT)
СПЕКТРОРАДИОМЕТРЫ (SeaStar, MODIS-Aqua)
температура поверхности океана
уровень моря
хлорофилл “а”
течения
дивергенция потока



Принципиальная схема метода спутниковой альтиметрии.

Спутниковые альтиметрические измерения достигают точности 2-3 см, дают пространственное вдольтрековое разрешение 5-7 км с периодичностью 3-35 суток.

SLA (Sea Level Anomaly) и ADT (Absolute Dynamic Topography)

AVISO (Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data) - Архив обработанных данных со спутников Topex/Poseidon, Jason-1, ERS-1 и ERS-2, и EnviSat, и Doris.

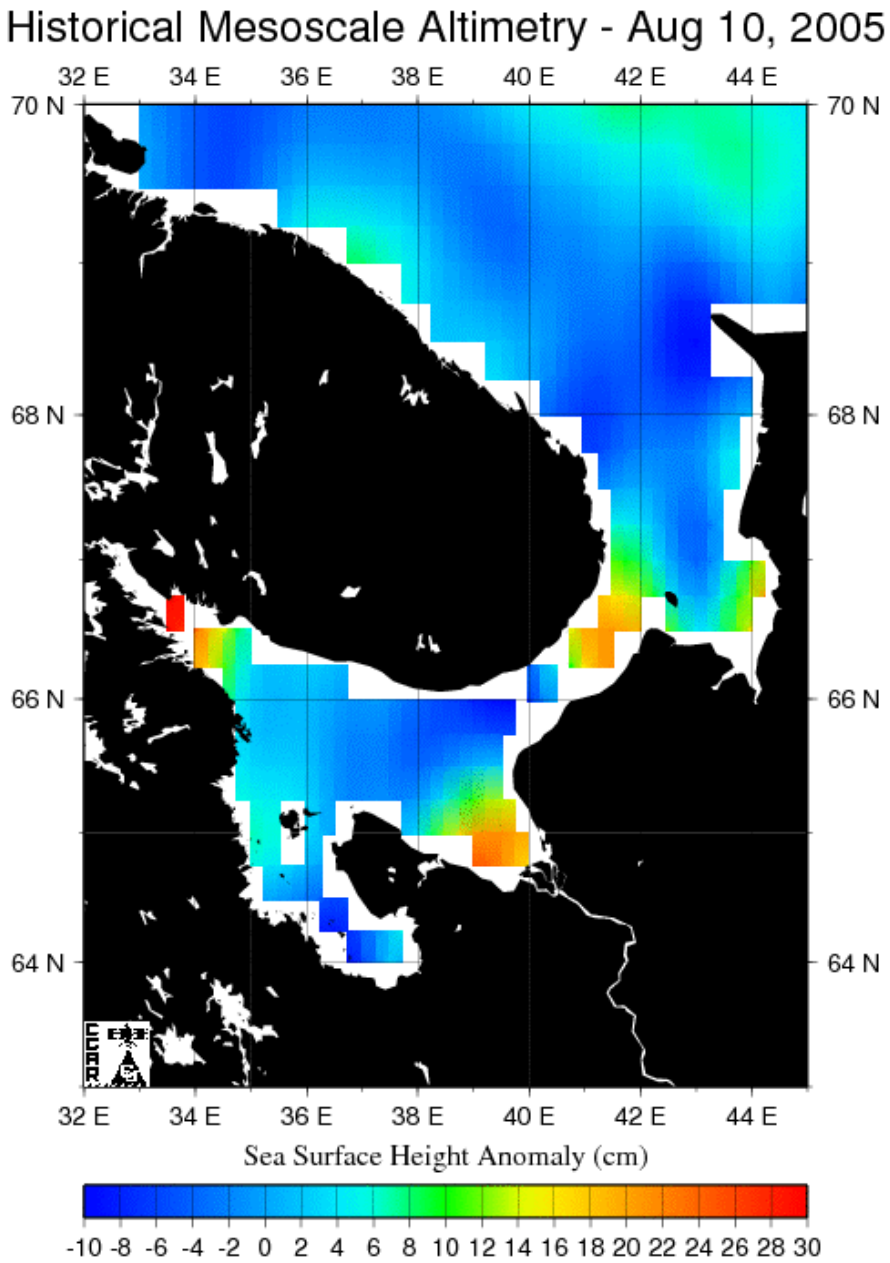
Для исключения приливной составляющей используется модель Global tide — FES2004 (Finite Element Solution) являющаяся комбинированным продуктом гидрометеорологической модели с ассимиляцией приливных измерений и альтиметрических данных (Topex/ Poseidon и ERS-2).

Атмосферная коррекция основана на баротропной модели Mog2D для высоких частот (период-менее 20 суток) и специально разработанной коррекции IB (Inverted Barometer — обратный барометр) с учётом ветра для низких частот (период-более 20 суток).

-Colorado Center for Astrodynamics (CCAR)

-Naval Research laboratory Stennis Space Center

-Naval Oceanographic Office


Historical Mesoscale Altimetry - Aug 10, 2005
32 E
34 E
36 E
38 E
40 E
42 E
44 E
70 N
68 N
66 N
64 N
Sea Surface Height Anomaly (cm)
-10 -8 -6 -4 -2 0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24 26 28 30

Аналитическая интерпретация нелинейных приливных эффектов

Уравнения движения и неразрывности

$$\frac{\partial u}{\partial t}+\frac{1}{2}\frac{\partial u^2}{\partial x}+v\frac{\partial u}{\partial y}-\omega v=g\frac{\partial \xi}{\partial x}+ru^2$$

$$\frac{\partial v}{\partial t}+\frac{1}{2}\frac{\partial v^2}{\partial y}+u\frac{\partial v}{\partial x}+\omega v=g\frac{\partial \xi}{\partial y}+rv^2$$

$$\frac{\partial u(H+\xi)}{\partial x}+\frac{\partial v(H+\xi)}{\partial y}+\frac{\partial \xi}{\partial t}=0$$

1. Нелинейные эффекты в отдельной волне

Пусть $u=U\cos\sigma t$ $\quad v=V\sin\sigma t$

$u^2=U^2\cos^2\sigma t$ $\quad v^2=V^2\sin^2\sigma t$

$$uv=UV\cos\sigma t\sin\sigma t\,.$$

Тогда, используя известные тригометрические соотношения

$\cos^2\alpha=\frac{1}{2}(1+\cos 2\alpha)$ $\quad \sin^2\alpha=-\frac{1}{2}(1+\cos 2\alpha)$

$\sin\alpha\cos\alpha=\frac{1}{2}\sin 2\alpha$, получим

$u^2=\frac{1}{2}U^2(1+\cos 2\sigma t)$ $\quad v^2=-\frac{1}{2}V^2(1+\cos 2\sigma t)$

(остаточный эффект + обертон)

$uv=\frac{1}{2}UV\ \sin 2\sigma t$ — (обертон)

$u\xi=UA\cos^2\sigma t=\frac{UA}{2}(1+\cos 2\sigma)$

$v\xi=VA\sin^2\sigma t=-\frac{UA}{2}(1+\cos 2\sigma)$

(остаточный эффект + обертон)

1. Нелинейные эффекты при взаимодействии волн с разными частотами

Пусть $u = U(\cos\sigma_1 t + \cos\sigma_2 t)$

$v = V(\sin\sigma_1 t + \sin\sigma_2 t)$ тогда

$$u^2 = U^2(\cos^2\sigma_1 t + \cos^2\sigma_2 t + 2\cos\sigma_1 t\cos\sigma_2 t) = \frac{U^2}{2}\{2 + \cos 2\sigma_1 t + \cos 2\sigma_2 t +$$

$$+ 2\cos[(\sigma_1 - \sigma_2)t] + 2\cos[(\sigma_1 + \sigma_2)t\}$$

$$v^2 = -\frac{V^2}{2}\{\underbrace{2}_{\substack{\text{остаточный}\\ \text{эффект}}} + \underbrace{\cos 2\sigma_1 t + \cos 2\sigma_2 t}_{\substack{\text{обертоны}\\ \text{слагаемых волн}}} + \underbrace{2\cos[(\sigma_1 - \sigma_2)t]}_{\substack{\text{низкочастотная}\\ \text{волна}}} + \underbrace{2\cos[(\sigma_1 + \sigma_2)t]}_{\substack{\text{высокочастотная}\\ \text{волна}}}$$

$$uv = \frac{UV}{2}[\cos\sigma_1 t\sin\sigma_1 t + \cos\sigma_2 t\sin\sigma_2 t +$$

$$+ \cos\sigma_1 t + \sin\sigma_2 t + \cos\sigma_2 t + \sin\sigma_1 t] = \frac{UV}{2}[\underbrace{\sin 2\sigma_1 t + \sin 2\sigma_2 t}_{\substack{\text{обертоны}\\ \text{слагаемых волн}}} + \underbrace{2\sin(\sigma_1 + \sigma_2)t}_{\substack{\text{высокочастотная}\\ \text{волна}}}]$$

Подобным образом получим

$$\xi = A(\cos\sigma_1 + \cos\sigma_2)$$

$$u\xi = u_1\xi_1 + u_2\xi_2 + u_1\xi_2 + u_2\xi_1$$

$$v\xi = v_1\xi_1 + v_2\xi_2 + v_1\xi_2 + v_2\xi_1$$

$$u\xi = \frac{UA}{2}\{\underbrace{2}_{\text{остаток}} + \underbrace{\cos 2\sigma_1 t + \cos 2\sigma_2 t}_{\text{обертоны}} + \underbrace{\cos(\sigma_1 + \sigma_2)t}_{\text{высокочастотная}} + \underbrace{\cos(\sigma_1 - \sigma_2)t}_{\text{низкочастотная}}$$

$$v\xi = \frac{VA}{2}\{2 + \sin 2\sigma_1 t + \sin 2\sigma_2 t + \sin(\sigma_1 + \sigma_2)t$$

Нелинейные взаимодействия основных волн прилива

Разность частот основных приливных волн и названия нелинейных гармоник с частотой, соответствующей разности частот основных приливных волн. Названия нелинейных гармоник приведены в нижней треугольной матрице, частота (°/ч) нелинейной гармонике дана в верхней (закрашенной) треугольной матрице.

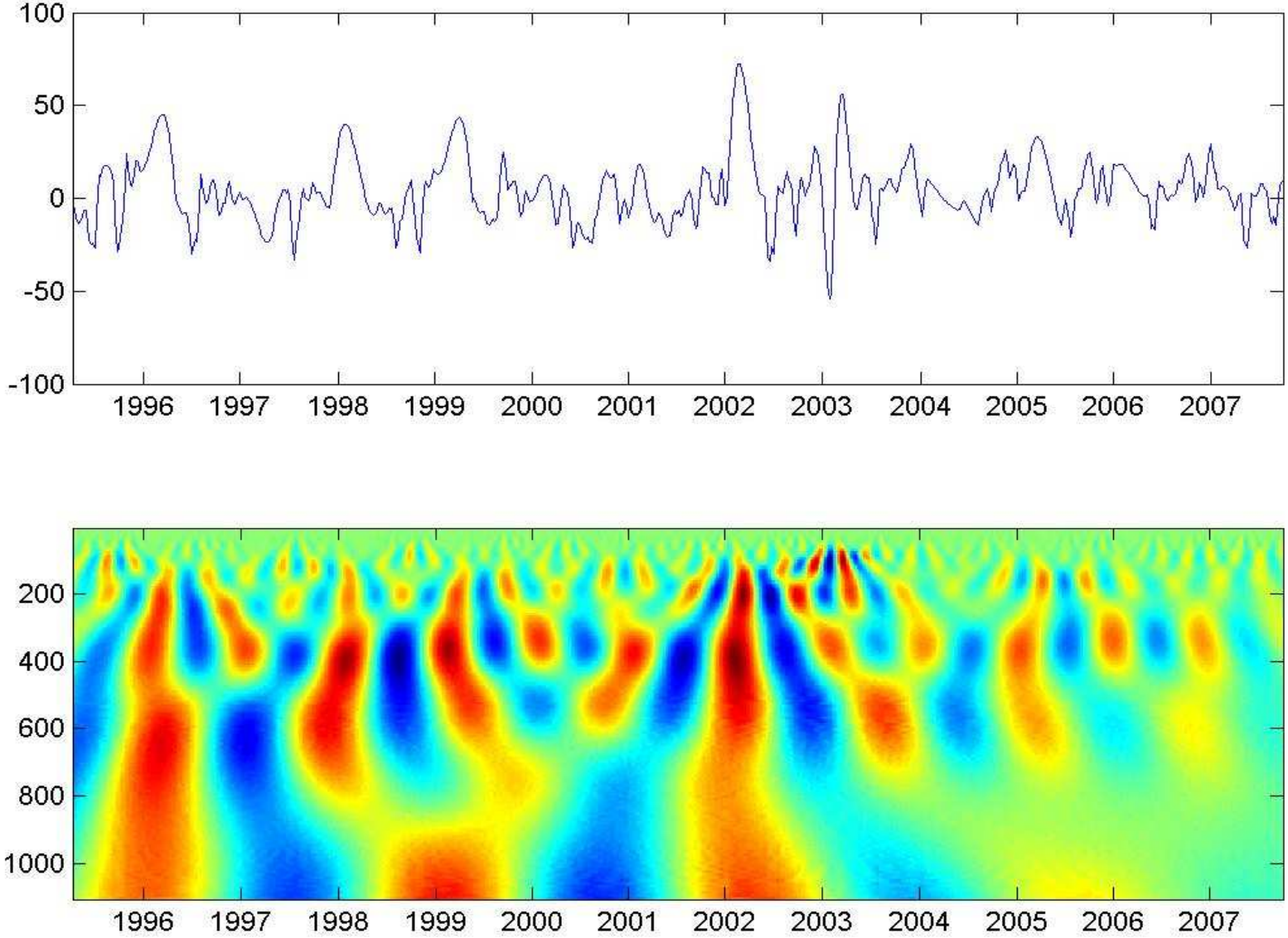
+	M2	S2	N2	K2	K1	O1	P1	Q1
M2	57.9682084	58.9841042	57.4238337	59.0662415	44.0251728	42.9271398	43.9430356	42.3827651
S2	MS4	60.0000000	58.4397295	60.0821373	45.0410686	43.9430356	44.9589314	43.3986609
N2	MN4	SN4	56.8794590	58.5218668	43.4807981	42.3827651	43.3986609	41.8383904
K2	MK4	SK4	NK4	60.1642746	45.1232059	44.0251729	45.0410687	43.4807982
K1	MK3	SK3	NK3	K3	30.0821372	28.9841042	30.0000000	28.4397295
O1	MO3=2MK3	SO3	MQ3	MK3	M2	27.8860712	28.9019670	27.3416965
P1	SO3	SP3	NP3	PK3	S2	OP2	29.9178628	28.3575923
Q1	MQ3	SQ3	NQ3	KQ3	N2	OQ2	PQ2	26.7973218

Сумма частот приливных волн и названия нелинейных гармоник с частотой, соответствующей сумме частот приливных волн. Названия нелинейных гармоник приведены в нижней треугольной матрице, частота (°/ч) нелинейной гармонике дана в верхней (закрашенной) треугольной матрице. Диагональ матрицы содержит угловые скорости обертонов основных волн: M4, S4, N4, K4, K2, O2, P2, Q2.

-	M2	S2	N2	K2	K1	O1	P1	Q1
M2	0	1.0158958	0.5443747	1.0980331	13.9430356	15.0410686	14.0251728	15.5854433
S2	MSf	0	1.5602705	0.0821373	14.9589314	16.0569644	15.0410686	16.6013391
N2	Mm	Mts	0	1.6424078	13.3986609	14.4966939	13.4807981	15.0410686
K2	Mf	Ssa	Mst	0	15.0410687	16.1391017	15.1232059	16.6834764
K1	O1	P1	Q1	K1	0	1.0980330	0.0821372	1.6424077
O1	K1	SO1	NO1	OO1	Mf	0	1.0158958	0.5443747
P1	MP1	K1	NP1	KP1	Ssa	MSf	0	1.5602705
Q1	J1	SQ1	K1	KQ1	Mst	Mm	Mts	0

см

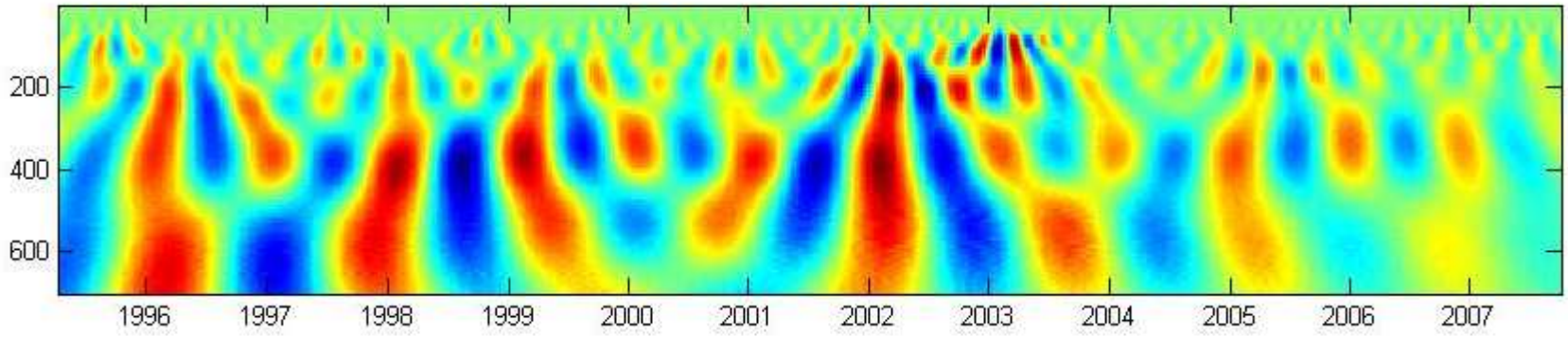
66 º с.ш. 40 º в.д.



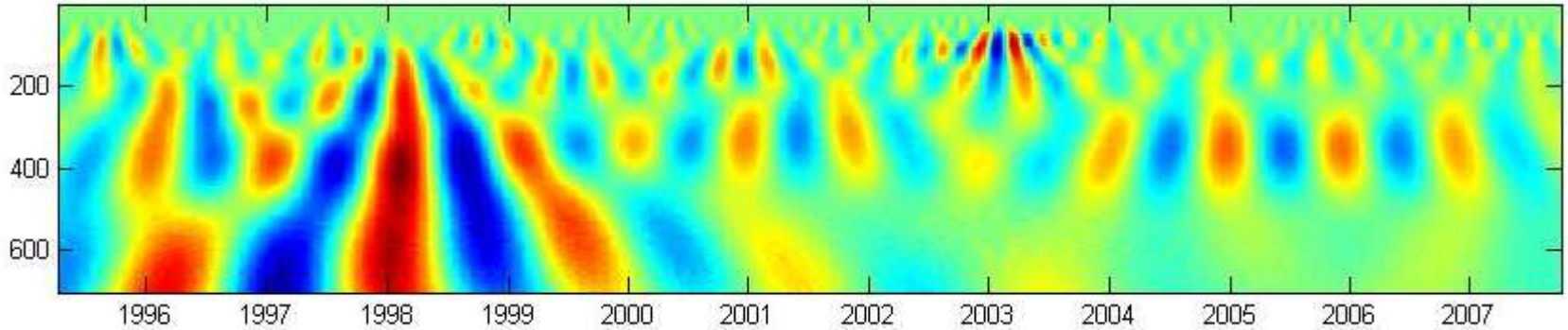
Годы

Сут.

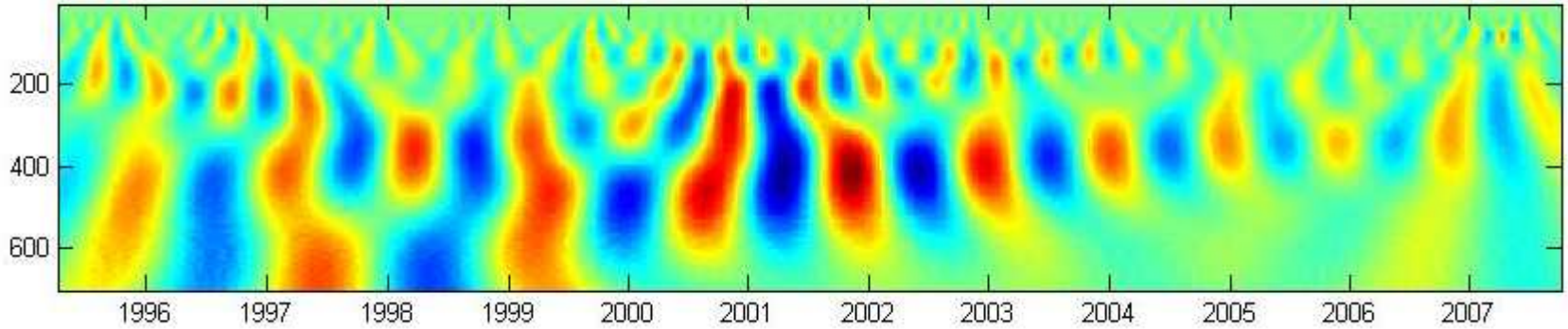
66 º с.ш. 40 º в.д.



66 º с.ш. 38 º в.д.



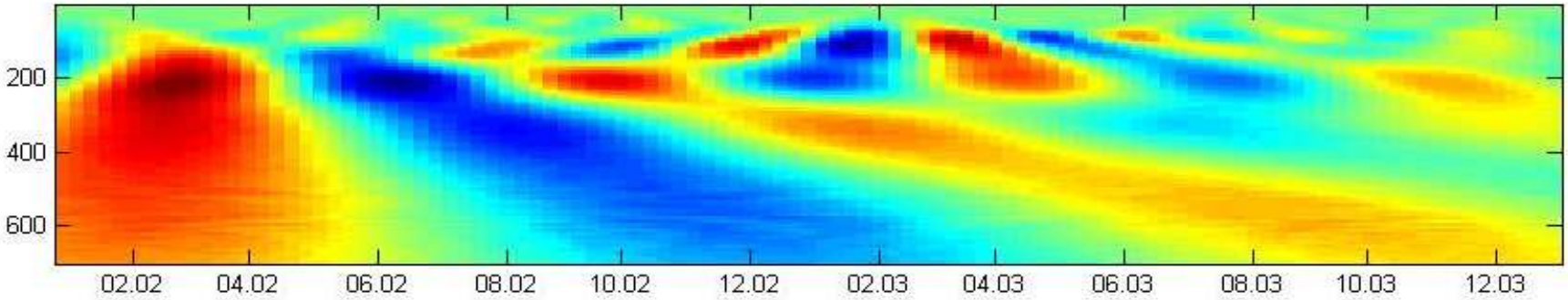
66 º с.ш. 36 º в.д.



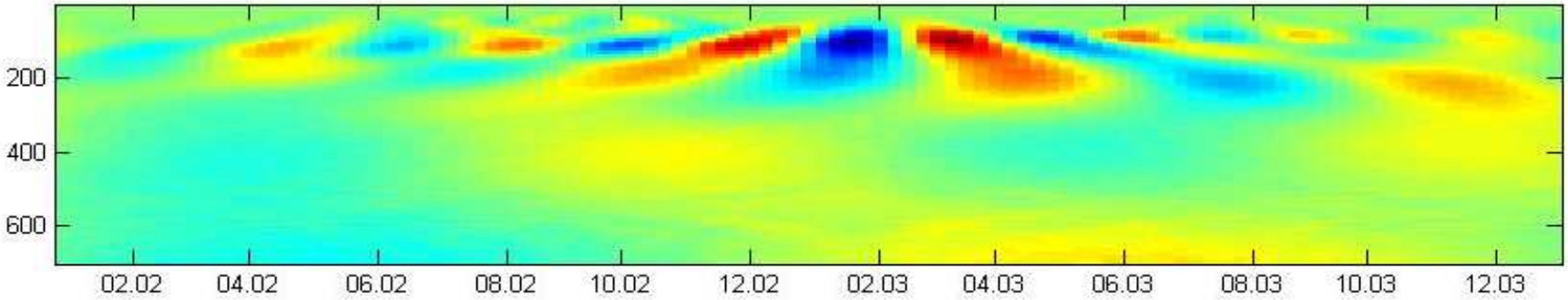
Годы

66 º с.ш. 40 º в.д.

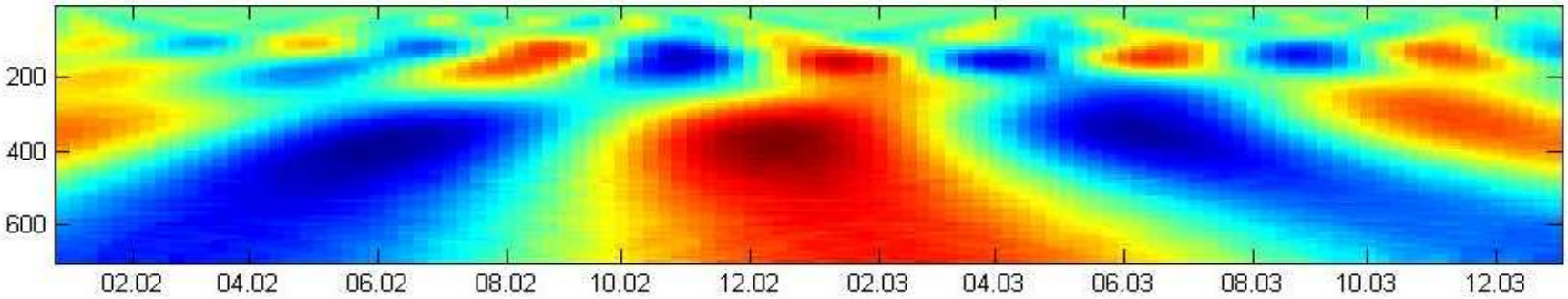
Сут.



66 º с.ш. 38 º в.д.

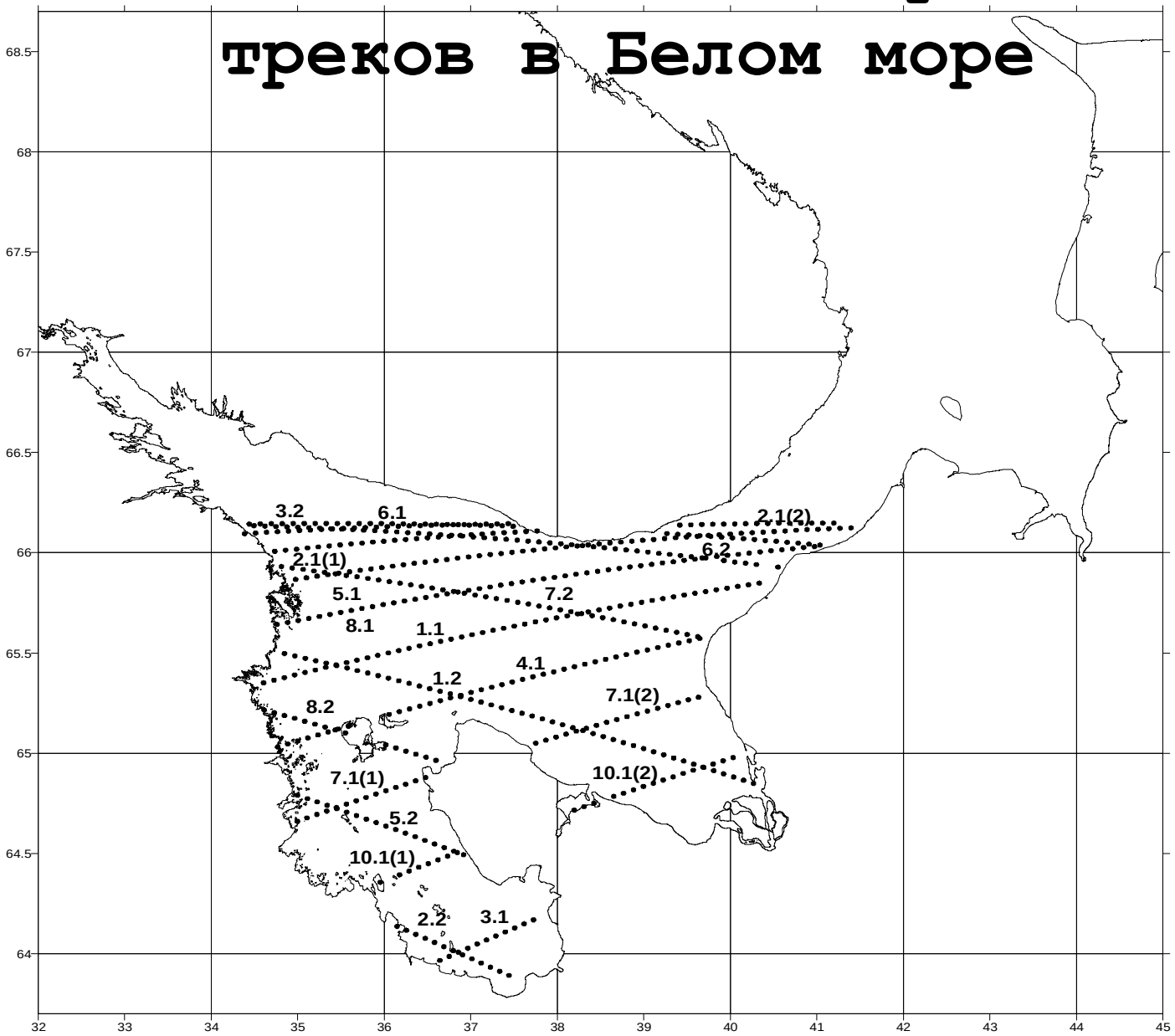


66 º с.ш. 36 º в.д.

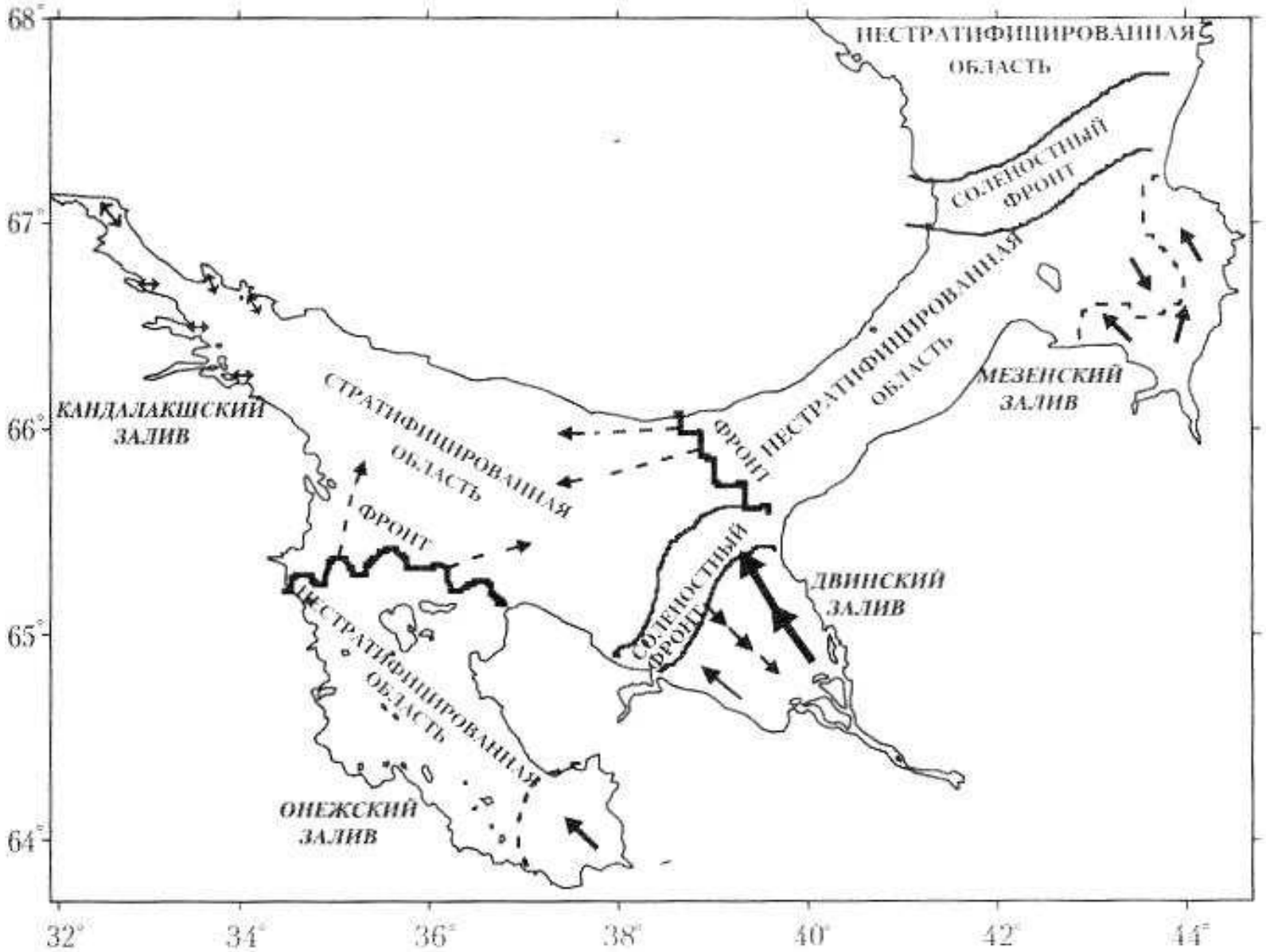


Годы

Расположение альтиметрических треков в Белом море



Структура вод Белого моря



- ***Фронтальная зона*** **- зона конвергенции полного потока**

$$\operatorname{div}\vec{V}H = \frac{\partial uH}{\partial x} + \frac{\partial vH}{\partial y} < 0, \quad \frac{\partial \xi}{\partial t} > 0$$

- ***Границы фронтальной зоны*** **– линии нулевой дивергенции, ограничивающие зону конвергенции**

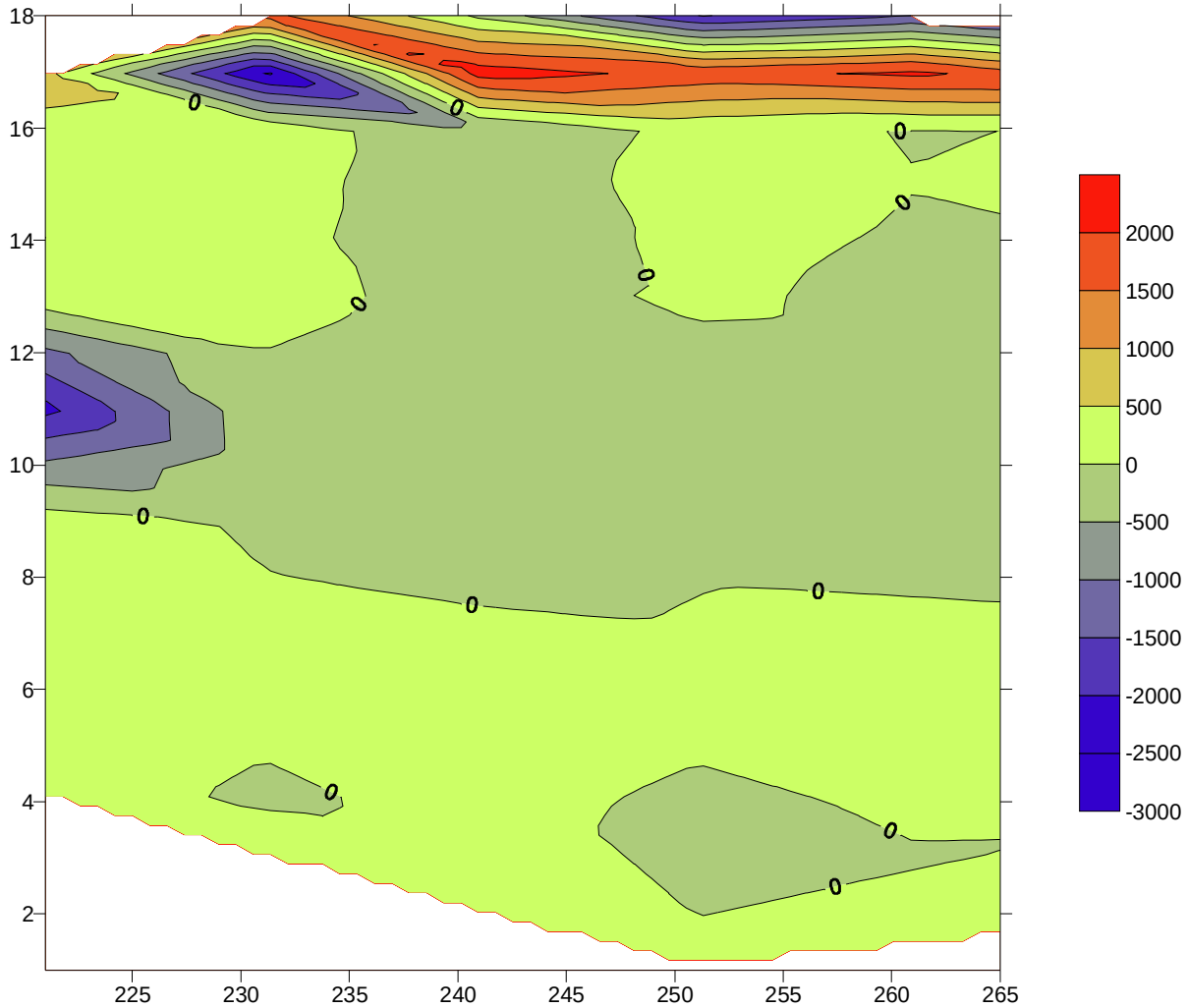
$$\operatorname{div}\vec{V}H = 0, \quad \frac{\partial \xi}{\partial t} = 0$$

- ***Фронт*** **- линия максимальной конвергенции**

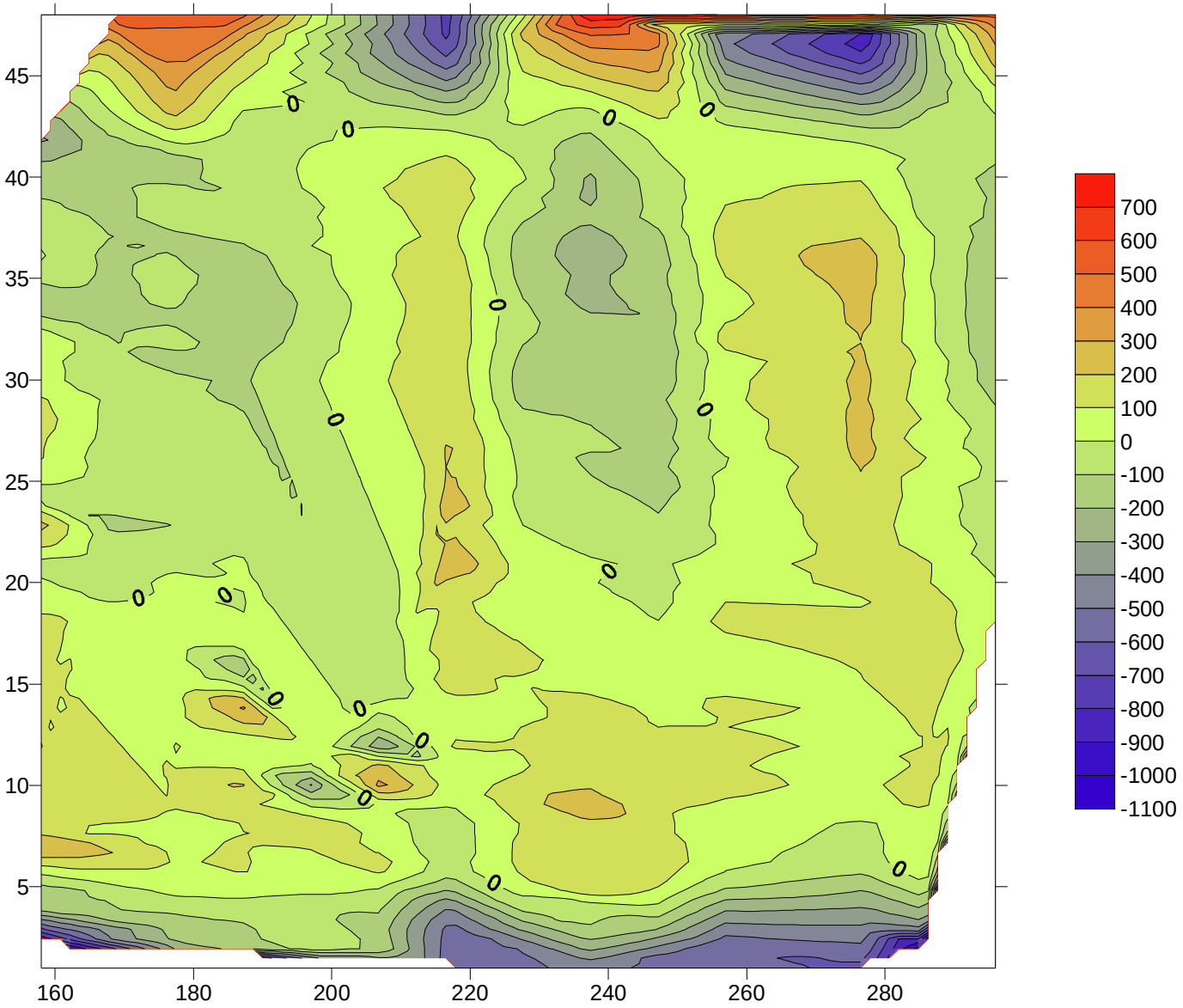
$$\frac{\partial}{\partial n}(\operatorname{div}\vec{V}H) = 0$$

Выделение неоднородностей в поле уровня моря

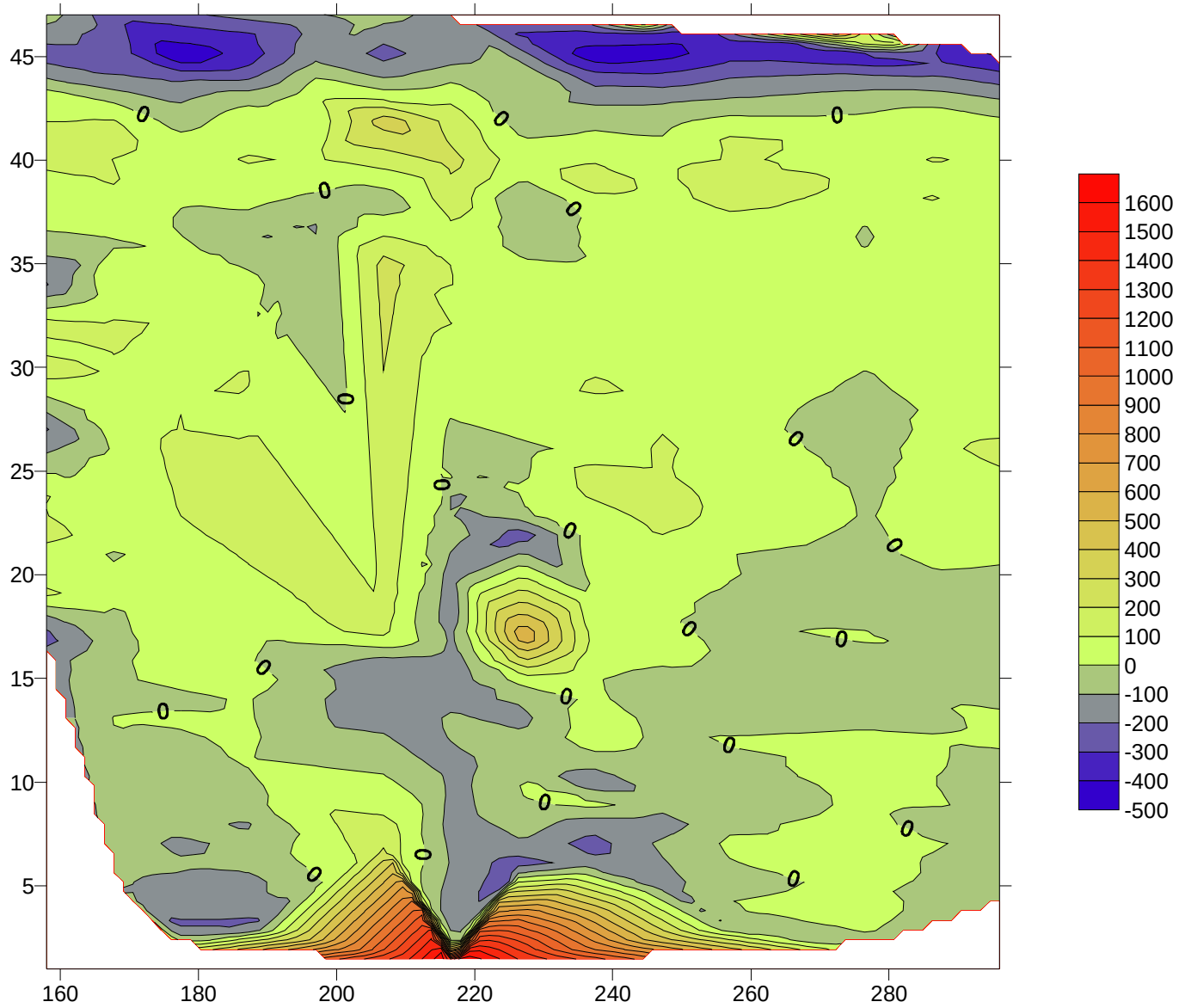
- *Прибрежные фронты*



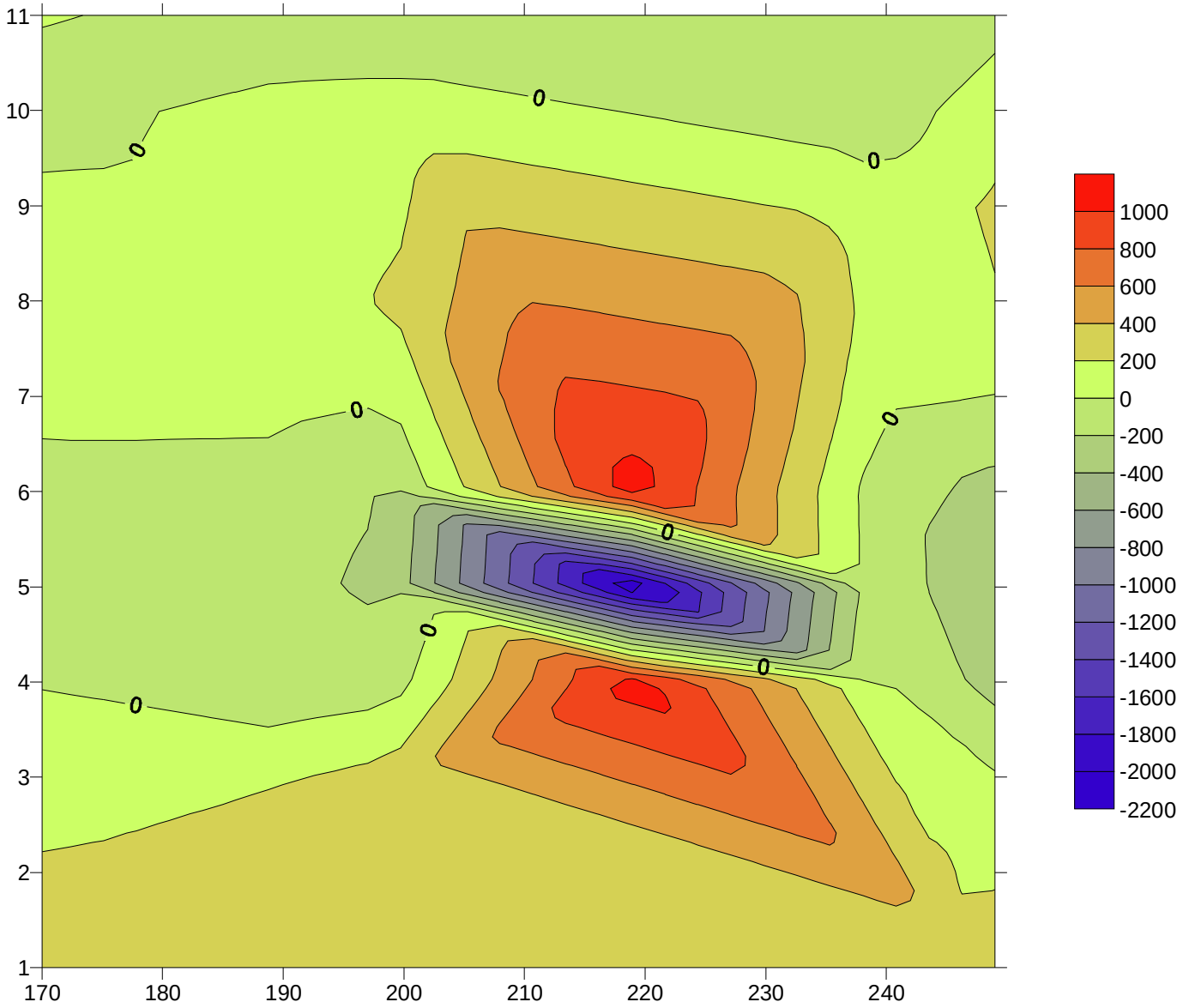
- ***Меандрирующие волнообразные фронты***



- ***Фронты открытого моря***



- ***Нестационарные фронты***



Остаточные приливные явления

Гидродинамическая модель Принстонского Университета POM (Princeton Ocean Model, www.aos.princeton.edu) (Blumberg, Mellor, 1987).

$$\frac{\partial \overline{U}D}{\partial t}+\frac{\partial \overline{U}^2 D}{\partial x}+\frac{\partial \overline{U}\overline{V}D}{\partial y}-\frac{\partial}{\partial x}\left[H2\overline{A}_M\frac{\partial \overline{U}}{\partial x}\right]+\frac{\partial}{\partial y}\left[H\overline{A}_M\left(\frac{\partial \overline{U}}{\partial y}+\frac{\partial \overline{V}}{\partial x}\right)\right]-f\overline{V}D+gD\frac{\partial \eta}{\partial x}=\mathrm{C_z}\sqrt{\mathrm{U}^2+V^2}U$$

$$\frac{\partial \overline{V}D}{\partial t}+\frac{\partial \overline{U}\overline{V}D}{\partial x}+\frac{\partial \overline{V}^2 D}{\partial y}-\frac{\partial}{\partial y}\left[H2\overline{A}_M\frac{\partial \overline{V}}{\partial y}\right]+\frac{\partial}{\partial x}\left[H\overline{A}_M\left(\frac{\partial \overline{U}}{\partial y}+\frac{\partial \overline{V}}{\partial x}\right)\right]+f\overline{U}D+gD\frac{\partial \eta}{\partial y}=\mathrm{C_z}\sqrt{\mathrm{U}^2+V^2}V$$

$$\frac{\partial \eta\overline{D}}{\partial x}+\frac{\partial \overline{U}\,\overline{D}}{\partial x}+\frac{\partial \overline{V}\,\overline{D}}{\partial y}=0.$$

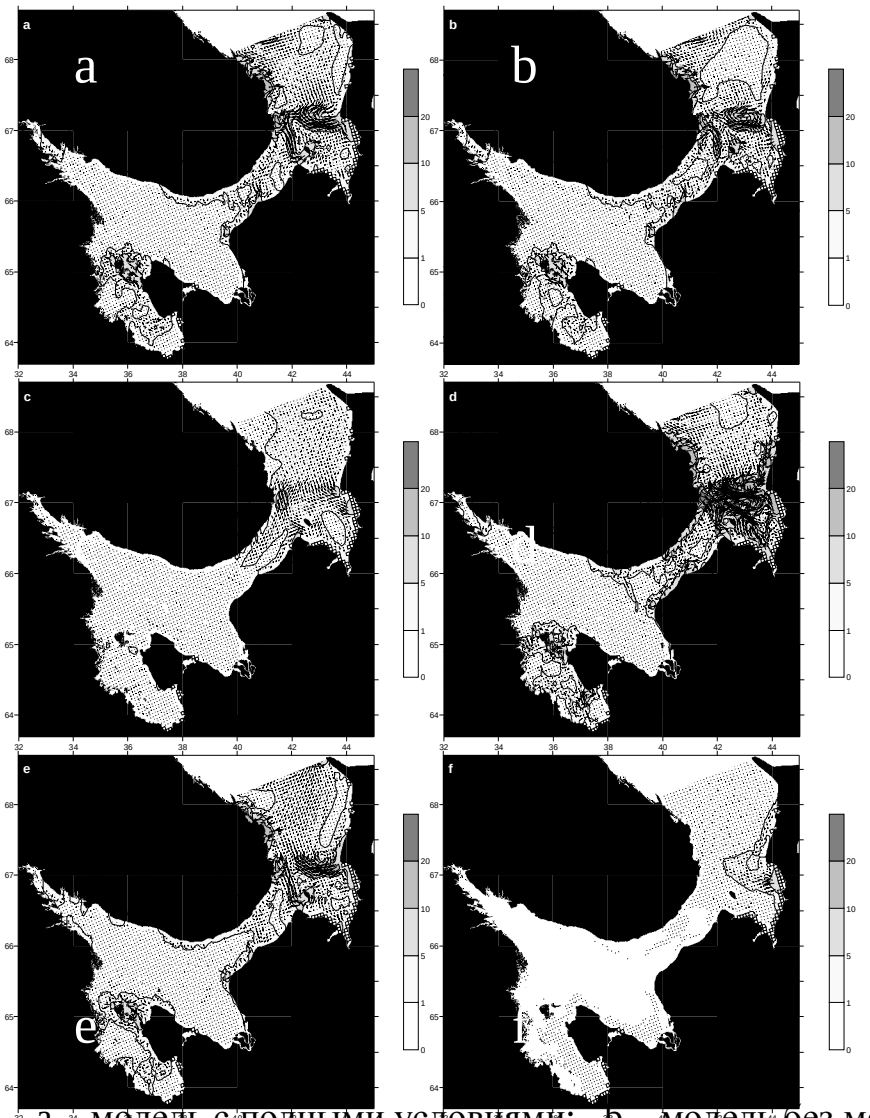
где D=H+η, H – глубина моря, η - возвышение свободной поверхности, $\overline{\mathrm{U}}$ и $\overline{\mathrm{V}}$ – составляющие баротропной скорости на параллель и меридиан, соответственно; g – ускорение свободного падения, $\overline{\mathrm{A}}$м – вертикально-осредненный горизонтальный коэффициент кинематической вязкости, Cz - коэффициент донного трения.

$$\overline{u}=-\frac{g}{f}\frac{\partial \overline{\eta}}{\partial y}-\frac{1}{fD^2}[\frac{\partial}{\partial y}(\sigma_v^2 D)+\frac{\partial(K_{uv}D)}{\partial x}-C_z K_{|v|v}],$$

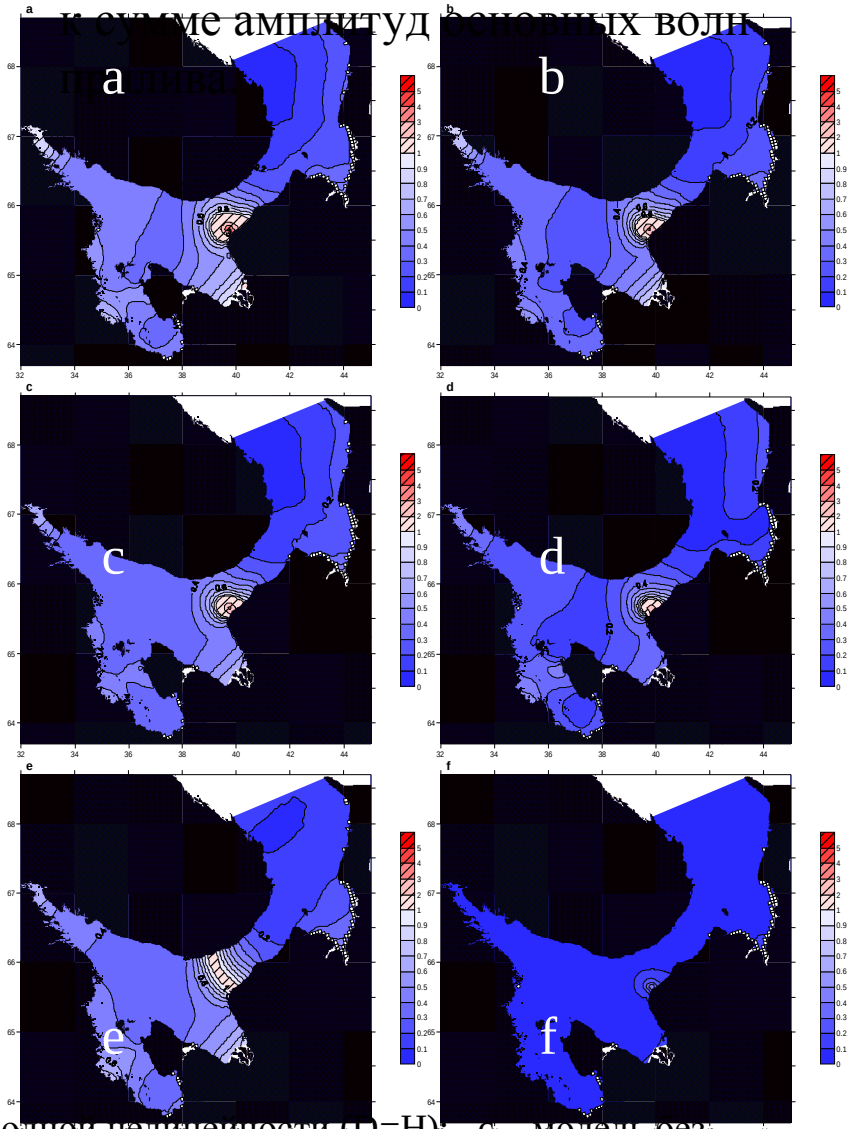
$$\overline{v}=\frac{g}{f}\frac{\partial \overline{\eta}}{\partial x}+\frac{1}{fD^2}[\frac{\partial}{\partial x}(\sigma_u^2 D)+\frac{\partial(K_{uv}D)}{\partial y}-C_z K_{|u|u}].$$

$$\mathrm{div}\overline{V}=\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}=-\frac{1}{fD}\frac{\partial^2(\sigma_u^2-\sigma_v^2)}{\partial x\partial y}$$

Баротропная остаточная приливная циркуляция

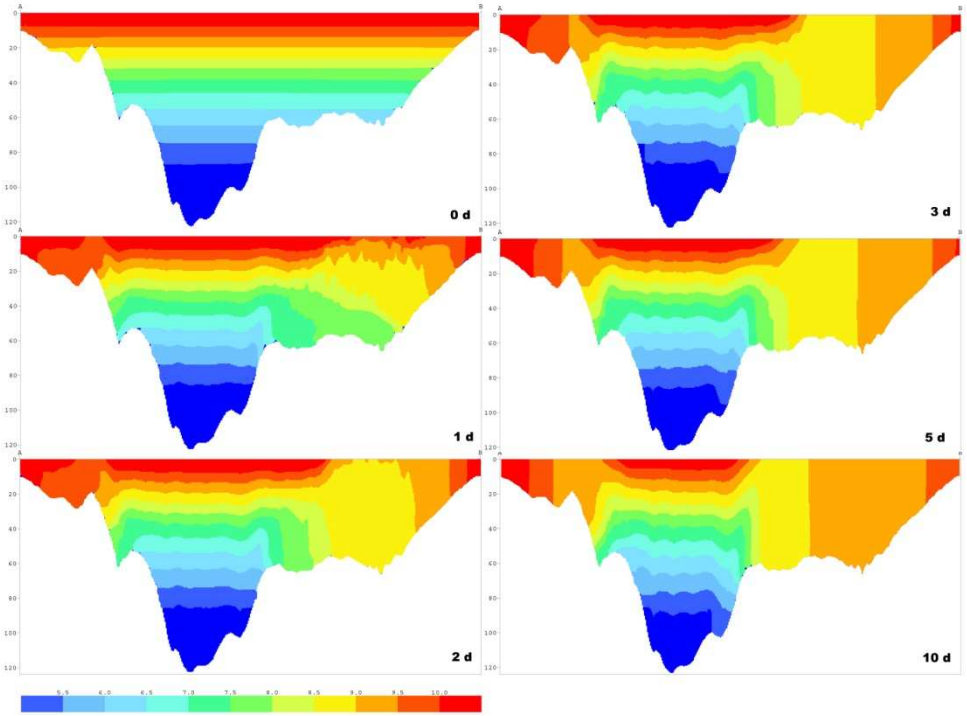


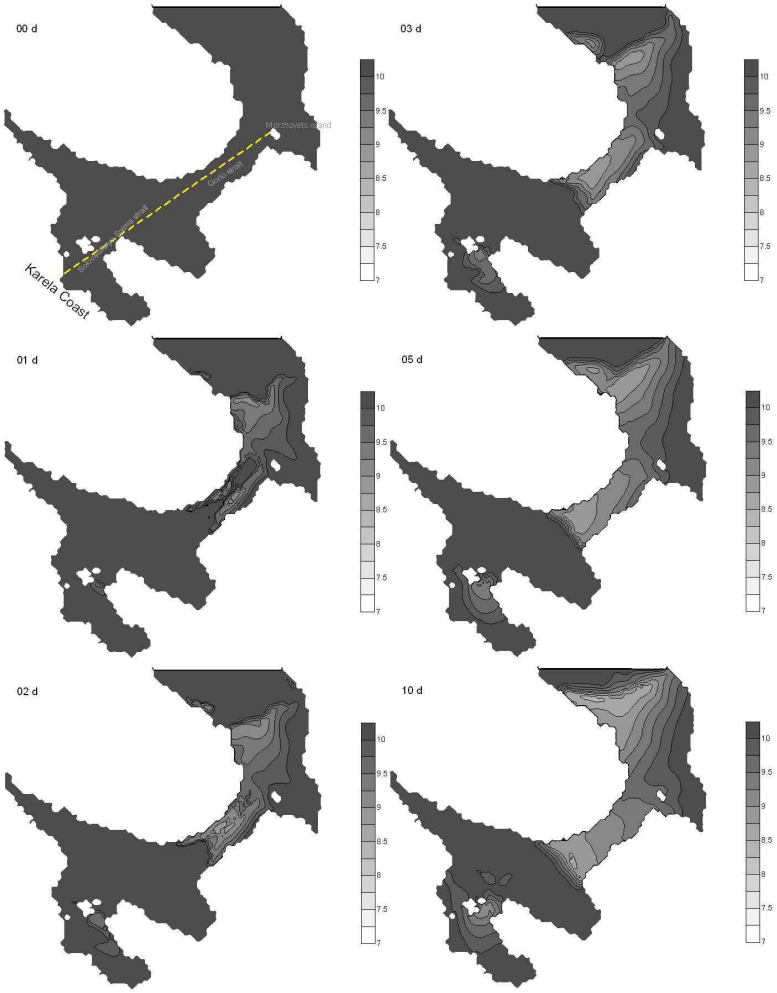
Отношение суммы амплитуд нелинейных приливных гармоник к сумме амплитуд основных волн прилива.



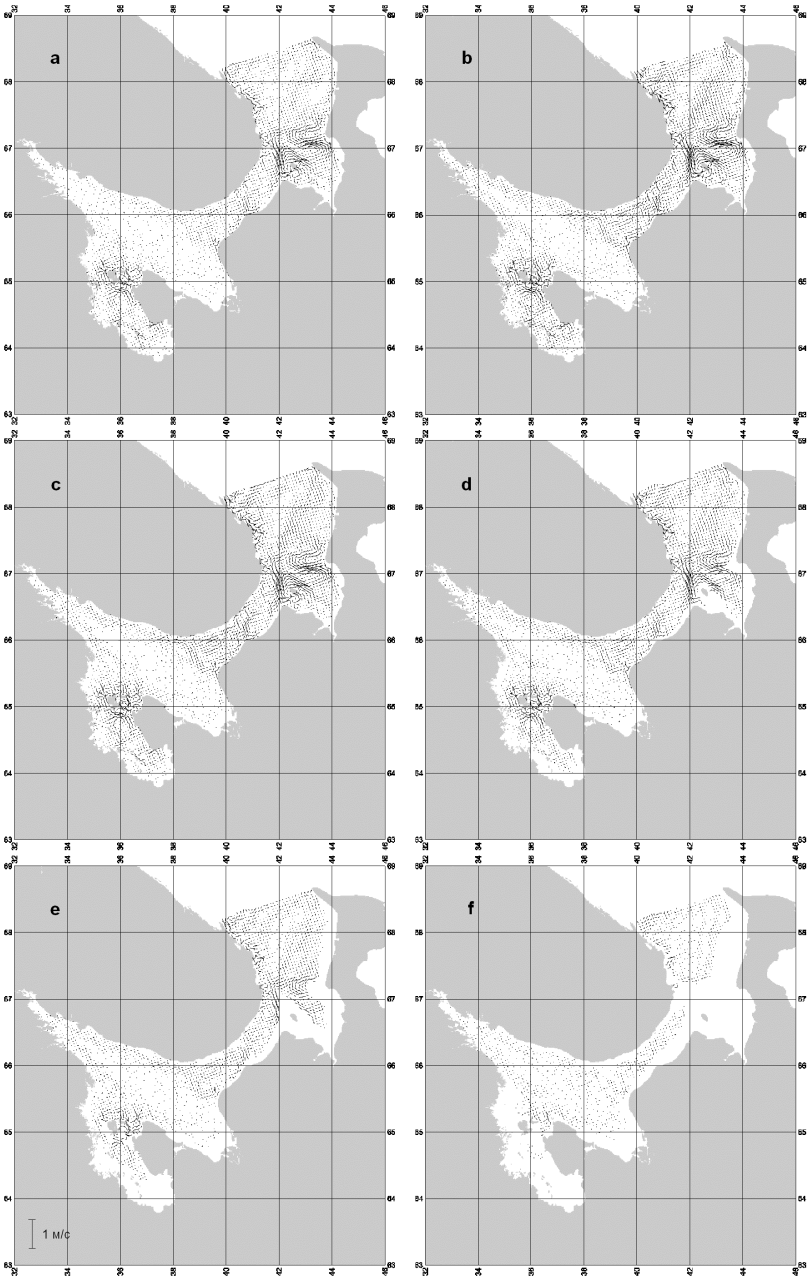
a – модель с полными условиями; b – модель без мелководной нелинейности (D=H); c – модель без конвективной нелинейности;
d – модель с линейным законом донного трения; e – модель без учета вращения Земли; f – линейная модель с учетом приливной осушки.

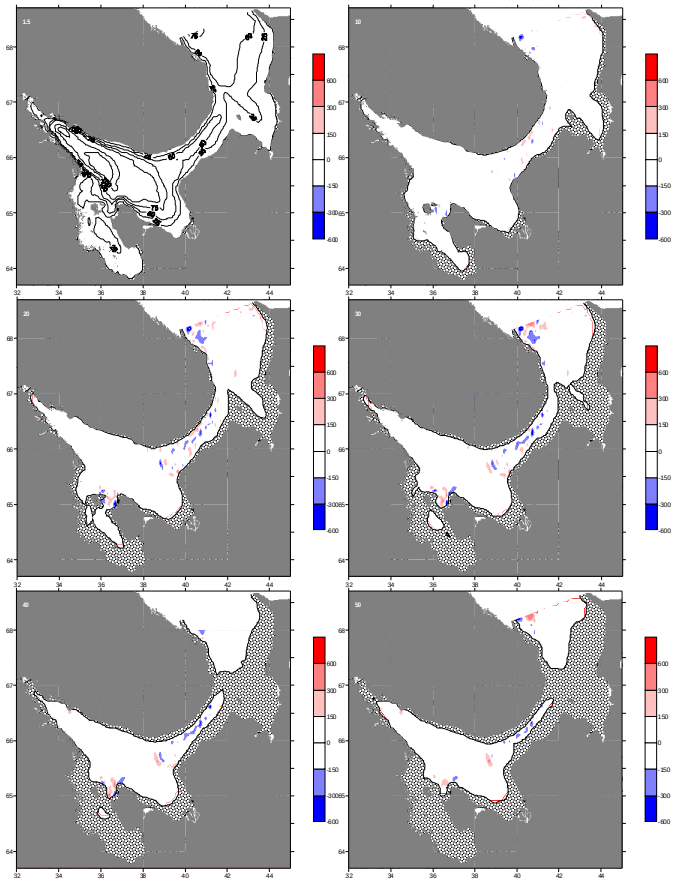
Приливные фронты





Остаточная приливная циркуляция





a – баротропная остаточная циркуляция;
b – бароклинная остаточная циркуляция на горизонте 1 м.;
c – бароклинная остаточная циркуляция на горизонте 5 м.;
d – бароклинная остаточная циркуляция на горизонте 10 м.;
e – бароклинная остаточная циркуляция на горизонте 25 м.;
f – бароклинная остаточная циркуляция на горизонте 50 м.

Динамико-стохастический анализ

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} = \underbrace{-\operatorname{div}\bar{V}H}_{\text{Скорость «динамического» изменения уровня}} \underbrace{-\int_0^H \frac{1}{\rho}\frac{d\rho}{dt}dz}_{\text{Скорость стерического изменения уровня}}$$

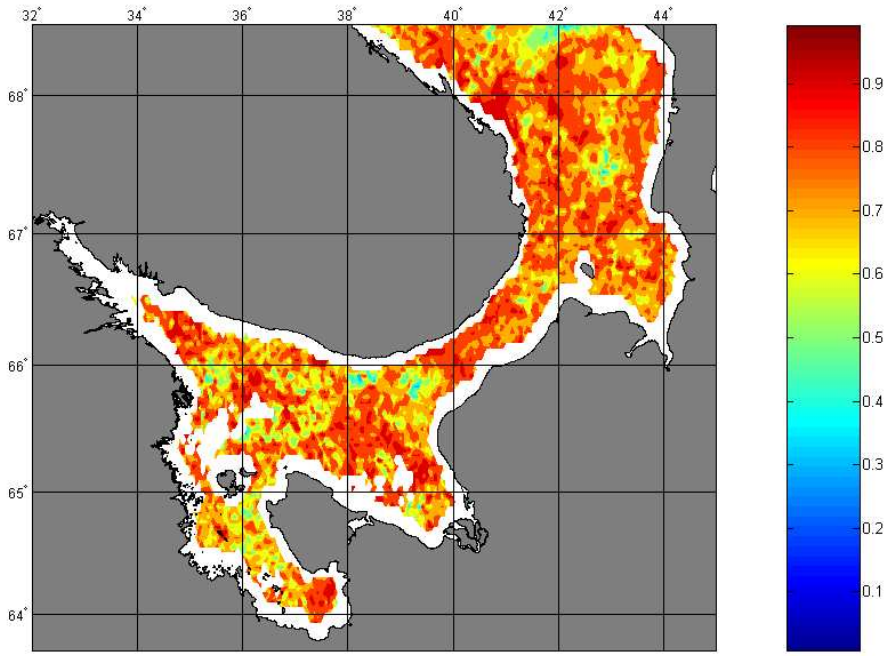
В условиях, когда стерические эффекты малы: $\frac{\partial \xi}{\partial t} = -\operatorname{div}\bar{V}H$

При этом на β-плоскости $\operatorname{div}\bar{V}H = \frac{-\beta v H + \operatorname{rot}\vec{\tau}}{\rho f}$

Общая постановка задачи

Двумерные модели широкого круга различных термодинамических и биотических процессов могут быть представлены в следующем виде:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = a_1 \frac{\partial \theta}{\partial x} + a_2 \frac{\partial \theta}{\partial y} + a_3 \Delta\theta + a_4 \theta + a_5 \theta^2 + a_6 \Pi$$

Уравнение множественной линейной регрессии

$$y_i = a_0 + \sum_{i=1}^{M} a_j (x_{ij} - \bar{x}_j) + e_i = \tilde{y}_i + e_i$$