

Вихреразрешающие расчёты циркуляции океана с помощью российской модели INMOM и ее применение для моделирования чрезвычайных ситуаций

Дианский Николай Ардальянович^{1,2,3} (nikolay.diansky@gmail.com),
А.В. Гусев^{2,3,4}

¹ *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва*

² *Государственный океанографический институт им. Н.Н. Зубова, г. Москва*

³ *Институт вычислительной математики РАН им. Г.И. Марчука, г. Москва*

⁴ *Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва*

Нижний Новгород, 2024

План

1. Моделирование циркуляции Северной Атлантики с высоким пространственным разрешением с помощью INMOM (Institute of Numerical Mathematics Ocean Model):
 - описание особенностей INMOM;
 - результаты моделирования циркуляции Северной Атлантики.
2. Оценка местоположения падения A330 01.06.2009 (рейс AF 447 Рио де Жанейро - Париж):
 - расчёт модельных траекторий лагранжева переноса объектов в экваториальной Атлантике и их сравнение с реальными;
 - расчет в обратном времени найденных обломков и тел для оценки местоположения падения A330.

Модели крупномасштабной динамики океана

- **MOM (Bryan, Griffies, Pacanowski et al., USA)**
- **OPA/NEMO (Madec et al., France)**
- **FESOM2 (Danilov et al., Germany)**
- **POM (Mellor, USA)**
- **HYCOM (Bleck, Chassignet et al., , USA)**
- **MIT GCM (Marshall et al.) и др.**
- **Модель ГМЦ (Зеленько, Реснянский, ГМЦ, Москва)**
- **Модель ИВМиМГ (Голубева, Платов, Новосибирск)**
- **3 модели ИВМ РАН, Москва**
 - **INMOM (Дианский, Гусев, Залесный, Багно, Русаков и др.)**
 - **ИВМ-ИО (Саркисян, Ибраев и др.)**
 - **ФЕМАО (Яковлев, Чернов)**

Отличительные особенности модели общей циркуляции океана INMOM (Дианский, Гусев, Залесный, 2010)

- **σ -система координат на сфере с произвольным выбором положения вычислительных полюсов.**
- **Примитивная система уравнений ОЦО.**
- **Сетка “С”, МКР.**
- **Параметризации Mellor&Yamada и Pacanowski&Philander вертикального турбул. перемешивания.**
- **Симметризованная запись уравнений ОЦО.**
- **Метод расщепления Марчука по физическим процессам (ранее и по координатам).**
- **Расщепление на энергетически сбалансированные подсистемы.**
- **Горизонтальная и изопикническая диффузия в σ -системе координат.**
- **Боковая вязкость 4-го порядка.**
- **Неявный алгоритм расчета линейных уравнений мелкой воды для расчета уровня моря.**
- **Параллельный алгоритм MPI/OMP.**

Описание модели общей циркуляции океана INMOM

1. Приближения несжимаемости, гидростатики, Буссинеска.

3. Сигма-система координат по вертикали:

$$\sigma = \frac{z + \zeta(x, y, t)}{H(x, y) + \zeta(x, y, t)}$$

4. Полное нелинейное условие на свободной поверхности океана:

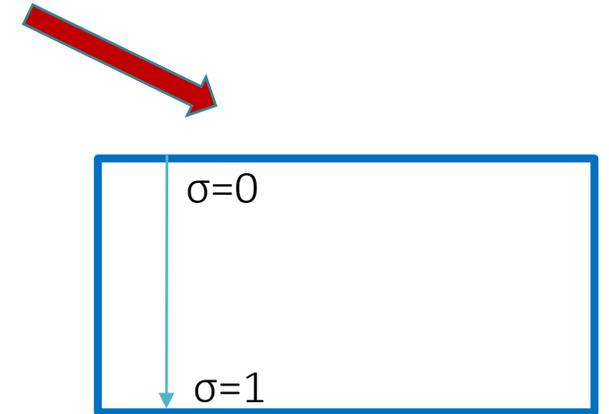
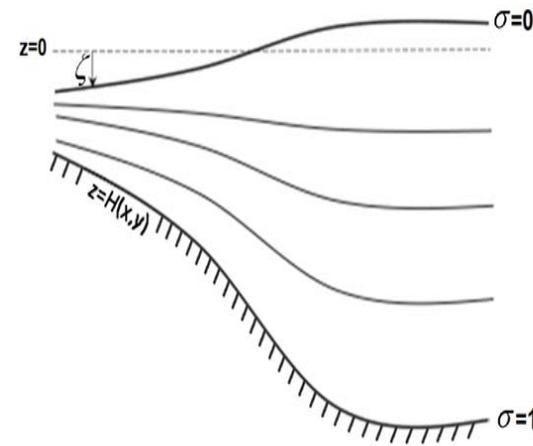
$$w|_{z=-\zeta} = \frac{d\zeta}{dt} + Q$$

Q - поток воды на поверхности

5. Граничное условие для давления на верхней поверхности $z = -\zeta$

$$p|_{z=-\zeta} = p_a + p_{ice}$$

p_i - давление морского льда (отказ от приближения «levitating ice»)



$z \in [-\zeta, H]$ - обычная вертикальная координата, измеряемая от невозмущённого состояния океана и направленная вниз

$\sigma \in [0, 1]$ - безразмерная вертикальная координата, измеряемая от свободной поверхности и направленная вниз

x, y - обобщённые ортогональные координаты на сфере

ζ - отклонение уровня моря от его невозмущённого состояния, $\zeta > 0$, если свободная поверхность находится выше уровня $z=0$

w - вертикальная скорость

Система координат INMOM

Запись дифференциальных операторов в произвольной ортогональной системе:

$$\nabla \phi = \mathbf{i} \frac{1}{r_x} \frac{\partial \phi}{\partial x} + \mathbf{j} \frac{1}{r_y} \frac{\partial \phi}{\partial y} + \mathbf{k} \frac{1}{r_z} \frac{\partial \phi}{\partial z},$$

$$\nabla \cdot \Phi = \frac{1}{r_x r_y r_z} \left(\frac{\partial}{\partial x} (r_y r_z \phi_x) + \frac{\partial}{\partial y} (r_x r_z \phi_y) + \frac{\partial}{\partial z} (r_x r_y \phi_z) \right),$$

$$\nabla \times \Phi = \mathbf{i} \frac{1}{r_y r_z} \left(\frac{\partial}{\partial y} (r_z \phi_z) - \frac{\partial}{\partial z} (r_y \phi_y) \right) + \mathbf{j} \frac{1}{r_z r_x} \left(\frac{\partial}{\partial z} (r_x \phi_x) - \frac{\partial}{\partial x} (r_z \phi_z) \right) + \mathbf{k} \frac{1}{r_x r_y} \left(\frac{\partial}{\partial x} (r_y \phi_y) - \frac{\partial}{\partial y} (r_x \phi_x) \right).$$

$$r_i = \sqrt{\left(\frac{\partial X_1}{\partial i} \right)^2 + \left(\frac{\partial X_2}{\partial i} \right)^2 + \left(\frac{\partial X_3}{\partial i} \right)^2}, \quad i = x, y, z.$$

$\mathbf{X} = (X_1, X_2, X_3)$ – декартовы координаты

$\mathbf{Y} = (x, y, z)$ – произвольные обобщенные координаты

В случае сферической системы координат

$$X_1 = (R - z) \cos \lambda \cos \varphi,$$

$$X_2 = (R - z) \sin \lambda \cos \varphi,$$

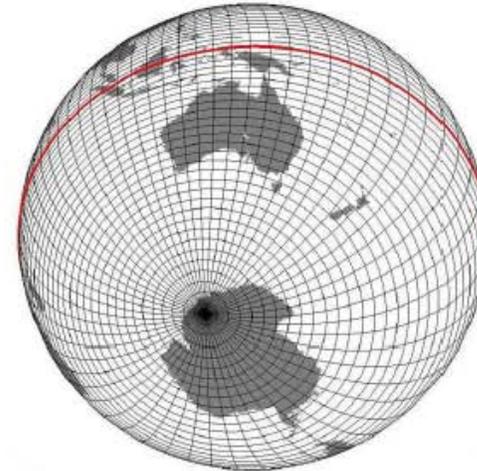
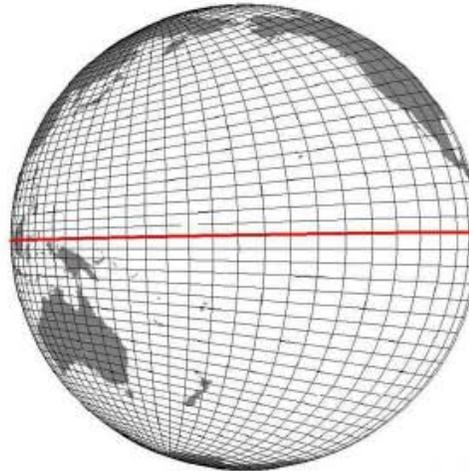
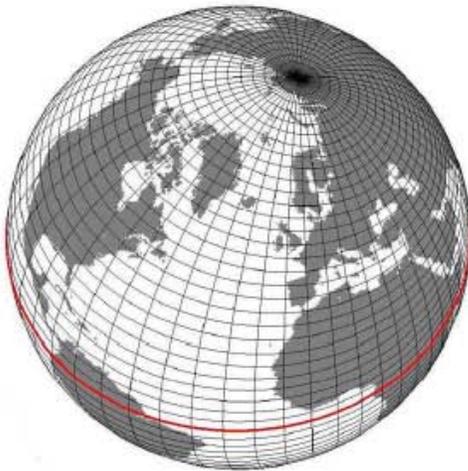
$$X_3 = (R - z) \sin \varphi,$$

метрические коэффициенты

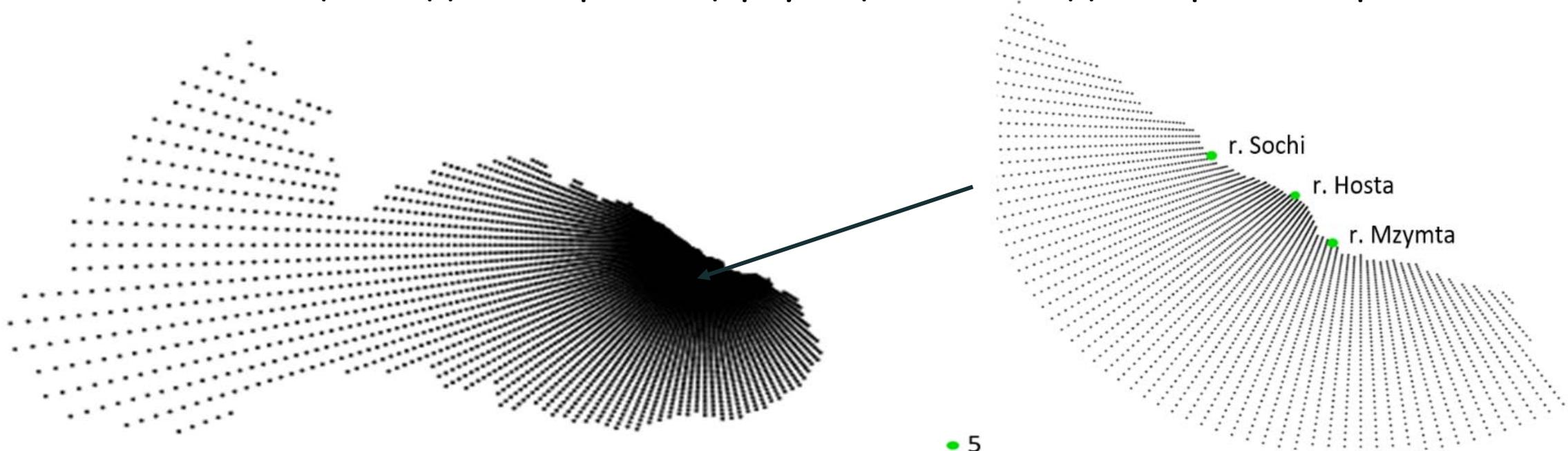
$$r_\lambda = (R - z) \cos \varphi,$$

$$r_\varphi = (R - z),$$

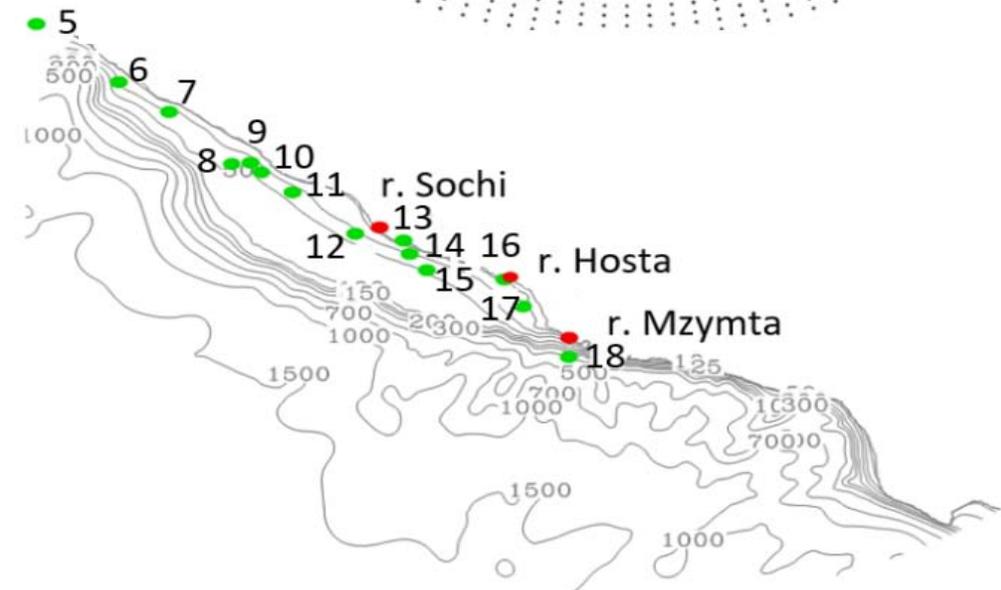
$$r_z = 1$$



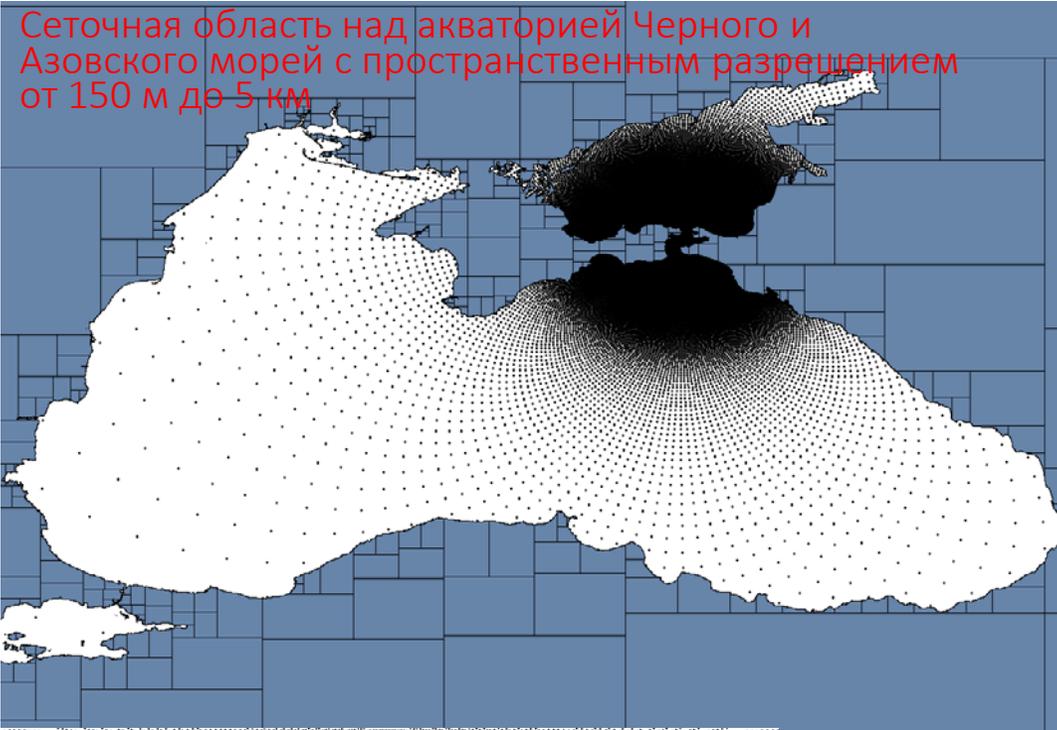
Реализация модели морской циркуляции INMOM для Черного моря



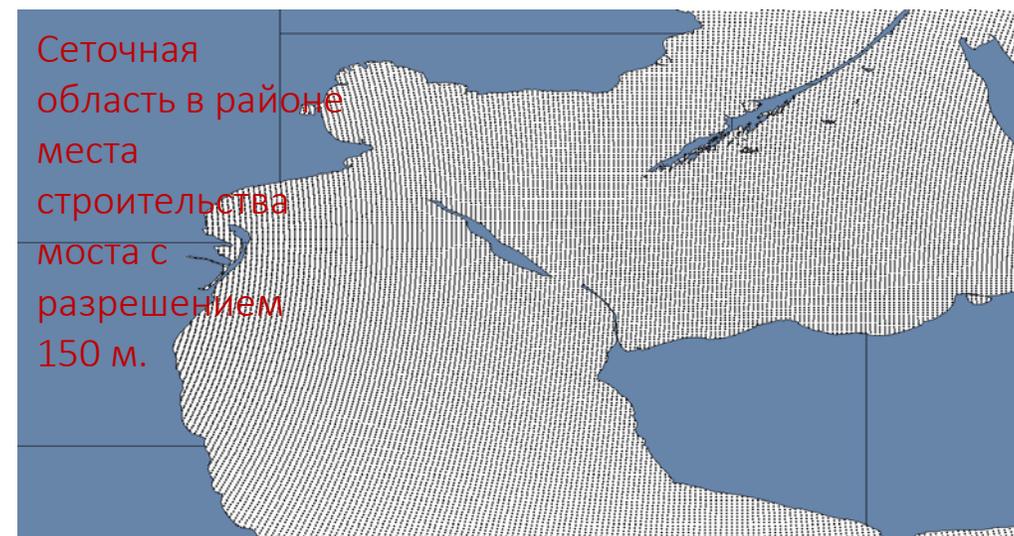
Расчетная область модели Черного моря с увеличением области в районе Большого сочи и топография модели. Точки соответствуют рекам (красные) и очистным сооружениям (зеленые). Полус помещен в точку с координатами (40.0052° в.д., 43.5913° с.ш.)



Реализация модели морской циркуляции INMOM для Керченского пролива с целью гидрометобеспечения проектирования Керченского моста.



Сеточная область модели морской циркуляции получена путем переноса северного и южного полюсов с помощью дробно-линейного преобразования Мебиуса. Перенос полюсов осуществлялся в точки с координатами $36,158321^\circ$ в.д. $45,265857^\circ$ с.ш. для северного полюса и $37,134731^\circ$ в.д. $45,249368^\circ$ с.ш. для южного полюса. Поскольку используется математически точная сферическая система координат, то никаких топологических искажений при расчете полей течений не вносится, в отличие от зачастую используемых декартовых систем координат, «натягиваемых» на сферичную поверхность Земли.



Система уравнений в σ координатах, лежащая в основе INMOM

Уравнение неразрывности (баланс объёма)

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{1}{r_x r_y} \left(\frac{\partial u r_y h}{\partial x} + \frac{\partial v r_x h}{\partial y} \right) + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} = 0,$$

Уравнения движения (баланс импульса)

$$\frac{\partial hu}{\partial t} + \frac{1}{r_x r_y} \left(\frac{\partial h r_y u u}{\partial x} + \frac{\partial h r_x v u}{\partial y} \right) + \frac{\partial \omega u}{\partial \sigma} - \left(f + \frac{1}{r_x r_y} \left(v \frac{\partial r_y}{\partial x} - u \frac{\partial r_x}{\partial y} \right) \right) h v =$$

$$= P_x - gh \frac{1}{r_x} \frac{\partial \zeta}{\partial x} - h \frac{1}{\rho_0 r_x} \frac{\partial (p_a + p_{ice})}{\partial x} + \tilde{F}_u + \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{v}{h} \left(\frac{\partial u}{\partial \sigma} \right) \right),$$

$$\frac{\partial hv}{\partial t} + \frac{1}{r_x r_y} \left(\frac{\partial h r_y u v}{\partial x} + \frac{\partial h r_x v v}{\partial y} \right) + \frac{\partial \omega v}{\partial \sigma} + \left(f + \frac{1}{r_x r_y} \left(v \frac{\partial r_y}{\partial x} - u \frac{\partial r_x}{\partial y} \right) \right) h u =$$

$$= P_y - gh \frac{1}{r_y} \frac{\partial \zeta}{\partial y} - h \frac{1}{\rho_0 r_y} \frac{\partial (p_a + p_{ice})}{\partial y} + \tilde{F}_v + \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{v}{h} \left(\frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) \right),$$

Уравнения для трасеров (баланс тепла и соли)

$$\frac{\partial h\theta}{\partial t} + \frac{1}{r_x r_y} \left(\frac{\partial h r_y u \theta}{\partial x} + \frac{\partial h r_x v \theta}{\partial y} \right) + \frac{\partial \omega \theta}{\partial \sigma} = \tilde{F}_\theta(\theta) + \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{v_\theta}{h} \left(\frac{\partial \theta}{\partial \sigma} \right) \right) - \frac{\partial R}{\partial \sigma},$$

$$\frac{\partial hS}{\partial t} + \frac{1}{r_x r_y} \left(\frac{\partial h r_y u S}{\partial x} + \frac{\partial h r_x v S}{\partial y} \right) + \frac{\partial \omega S}{\partial \sigma} = \tilde{F}_S(S) + \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{v_S}{h} \left(\frac{\partial S}{\partial \sigma} \right) \right),$$

Уравнение состояния (связь между трасерами и плотностью)

$$\rho = \tilde{\rho}(\theta, S, p)$$

$h = H + \zeta$ - полная глубина океана

$Z = \sigma h - \zeta$ - геопотенциал

u, v - составляющие скорости вдоль направлений x и y соответственно

r_x, r_y - коэффициенты Ламе вдоль направлений x и y соответственно

$\omega = w - \frac{u}{r_x} \frac{\partial Z}{\partial x} - \frac{v}{r_y} \frac{\partial Z}{\partial y} - \frac{\partial Z}{\partial t}$ - приведённая вертикальная скорость вдоль σ

$f = 2\Omega \sin \varphi$ - параметр Кориолиса как функция географической широты

θ, S - потенциальная температура и солёность

$\tilde{F}_u, \tilde{F}_v, \tilde{F}_\theta, \tilde{F}_S$ - операторы боковой вязкости и диффузии

v, v_θ, v_S - коэффициенты вертикальной вязкости и диффузии

R - поток проникающей коротковолновой солнечной радиации

P_x, P_y - бароклинные градиенты давления, вызванные неоднородностью плотности воды

$\rho_0 = 1025 \text{ кг/м}^3$ - Средняя плотность океана

Компоненты бароклинного горизонтального градиента давления в якобианной форме

$$P_x = -\frac{gh}{\rho_0 r_x} \int_0^\sigma \left(\frac{\partial \rho}{\partial x} \frac{\partial Z}{\partial \sigma} - \frac{\partial Z}{\partial x} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \right) d\sigma, \quad P_y = -\frac{gh}{\rho_0 r_y} \int_0^\sigma \left(\frac{\partial \rho}{\partial y} \frac{\partial Z}{\partial \sigma} - \frac{\partial Z}{\partial y} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \right) d\sigma.$$

Оператор боковой вязкости является дивергенцией тензора напряжений

$$\tilde{F}_u = \frac{1}{r_x r_y^2} \frac{\partial}{\partial x} (r_y^2 \mu D_T h) + \frac{1}{r_x^2 r_y} \frac{\partial}{\partial y} (r_x^2 \mu D_S h), \quad \tilde{F}_v = -\frac{1}{r_x^2 r_y} \frac{\partial}{\partial y} (r_x^2 \mu D_T h) + \frac{1}{r_x r_y^2} \frac{\partial}{\partial x} (r_y^2 \mu D_S h),$$

Деформационный и сдвиговый компонент тензора скоростей деформации (напряжений)

$$D_T = \frac{1}{r_x r_y} \left(r_y^2 \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{u}{r_y} \right) - r_x^2 \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{v}{r_x} \right) \right), \quad D_S = \frac{1}{r_x r_y} \left(r_x^2 \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{u}{r_x} \right) + r_y^2 \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{v}{r_y} \right) \right).$$

Коэффициент боковой вязкости рассчитывается по формуле Смагоринского

$$\mu = \mu_{ref} + k \Delta x \Delta y \sqrt{D_T^2 + D_S^2},$$

Путём двукратного применения операции расчёта тензора напряжений и его дивергенции определяется оператор вязкости 4-го порядка (бигармонический)

Оператор боковой диффузии записан в универсальном виде вдоль поверхностей ρ или $z = \text{const}$

$$\tilde{F}_\phi = \text{div}(\tilde{\mathbf{K}} \text{grad} \phi),$$

$$\tilde{\mathbf{K}} = \begin{pmatrix} \mu_T & 0 & -\mu_T \alpha_x \\ 0 & \mu_T & -\mu_T \alpha_y \\ -\mu_T \alpha_x & -\mu_T \alpha_y & -\mu_T (\alpha_x^2 + \alpha_y^2) \end{pmatrix}, \quad \alpha_x = \frac{\partial \Phi / \partial x}{\partial \Phi / \partial \sigma}, \quad \alpha_y = \frac{\partial \Phi / \partial y}{\partial \Phi / \partial \sigma}$$

$\Phi = Z$ - горизонтальная диффузия

$\Phi = \rho_{pot}$ - изопикническая диффузия

Коэффициенты вертикального турбулентного обмена могут рассчитываться по алгоритмам Mellor&Yamada (т.н. $k-l$ модель)

$$\frac{dq^2}{dt} - \frac{\partial}{\partial z} \left[\nu_q \frac{\partial q^2}{\partial z} \right] = 2 \left[P_s - P_b - \frac{q^3}{B_1 l} \right] + D(q^2),$$

q^2 - энергия турбулентных пульсаций

l - масштаб турбулентных пульсаций

$$\frac{d(q^2 l)}{dt} - \frac{\partial}{\partial z} \left[\nu_q \frac{\partial q^2 l}{\partial z} \right] = l E_1 [P_s - P_b] - \frac{q^3}{B_1} \left[1 + E_2 \left(\frac{l}{\kappa L} \right)^2 \right] + D(q^2 l),$$

Коэффициенты вертикальной

$$\omega_s^2 = \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2, \quad P_s = \nu \omega_s^2, \quad \omega_b^2 = \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z}, \quad P_b = \nu_T \omega_b^2, \quad L^{-1} = \frac{1}{z} + \frac{1}{H - z}$$

$\nu = l q S_\nu$, - вязкости

$\nu_T = l q S_T$ - диффузии

Pacanowski&Philander

$$\nu = \frac{\nu_{\max}}{(1 + 5 Ri)^2} + \nu_{\min}, \quad \nu_T = \frac{\nu}{1 + 5 Ri} + \nu_{T \min}, \quad Ri = \frac{\omega_b^2}{\omega_s^2} \quad - \text{число Ричардсона}$$

Граничные условия

Свободная поверхность $\sigma=0$:

Вертикальная скорость:

Приток воды: $\omega = Q$

Горизонтальные компоненты скорости:

Ветровое напряжение:

$$\omega \mathbf{u} - \frac{\nu}{h} \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial \sigma} = Q \mathbf{u}^* + \boldsymbol{\tau},$$

$Q \mathbf{u}^*$ - Приток импульса за счёт изменения объёма (\mathbf{u}^* полагается скоростью на поверхности)

потоки тепла и соли (ϕ – температура или солёность)

$$\omega \phi - \frac{\nu}{h} \frac{\partial \phi}{\partial \sigma} + \mu_{\phi} \left(\frac{\alpha_x}{r_x^2} \left(\frac{\partial \phi}{\partial x} - \alpha_x \frac{\partial \phi}{\partial \sigma} \right) + \frac{\alpha_y}{r_y^2} \left(\frac{\partial \phi}{\partial y} - \alpha_y \frac{\partial \phi}{\partial \sigma} \right) \right) = Q \phi^* + q_{\phi}$$

Для температуры

q_{θ} - Турбулентные и радиационные потоки из атмосферы и льда

Q_{θ^*} - Приток тепла за счёт изменения объёма (θ^* полагается температурой на поверхности)

Для солёности

q_{θ} - Поток соли из-за таяния или намерзания льда

Q_{S^*} - Поток соли за счёт изменения объёма (S^* полагается солёностью пресной воды, равно нулю, если солёность отсчитывается от нуля)

Боковая твёрдая граница:

Горизонтальные компоненты скорости:

Непротекание:

Свободное скольжение:

Трассеры: отсутствие потоков:

Дно $\sigma=1$:

Вертикальная скорость: $\omega = 0$

Непротекание и квадратичное трение для горизонтальных компонентов скорости:

$$\omega \mathbf{u} - \frac{\nu}{h} \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial \sigma} = \boldsymbol{\tau}_b, \quad \boldsymbol{\tau}_b = C_b \sqrt{\mathbf{u}^2 + e_b} \mathbf{u}$$

Трассеры: отсутствие потоков:

Предположим, что

а) боковая граница твёрдая,

б) на поверхности нулевые потоки плавучести, пресной воды и импульса

Получим после сложения уравнений, интегрирования по частям и учёта граничных условий:

Закон изменения полной энергии: $E = K + \Pi$

Можно выделить баротропную часть потенциальной энергии, представив плотность в виде суммы средней по области и отклонения от среднего:

$$K = \int_{\Omega} \frac{\rho_0}{2} (u^2 + v^2) d\Omega, \quad \Pi = \Pi_1 + \Pi_2 = -\int_{\Omega} \rho_0 g Z d\Omega - \int_{\Omega} \rho' g Z d\Omega$$

Тогда закон сохранения полной энергии примет вид, содержащий потенциальную энергию внешних гравитационных волн:

$$0 = \frac{\partial}{\partial t} \left(K + \Pi_2 + \int_{x,y} \rho_0 g \frac{\zeta^2}{2} r_x dx \cdot r_y dy \right).$$

В INMOM аналоги законов сохранения выполняются и для разностного представления уравнений гидротермодинамики океана.

Принципы численной реализации задачи гидротермодинамики океана

Типы движений и их масштабы в задаче динамики океана

1) Адвекция (перенос характеристик скоростями течений).

Определяется величиной скорости течений
характерные значения – 0 – 2 м/с.

2) Внутренние бароклинные волны.

Скорость первой бароклинной моды определяется
стратификацией как: $c_1^2 = \Delta\rho gh/\rho_0$

h – глубина пикноклина

характерные значения – $c_1 \approx 2-5$ м/с

3) Внешние гравитационные волны.

Скорость волн определяется глубиной океана: $c^2 = gH$

характерные значения: при $H = 1\text{ км}$ $c \approx 100$ м/с

Особенности численной реализации.

В основе лежит метод расщепления по физическим процессам.

I. Расчёт изменения уровня морской поверхности и скоростей течений.

1. Перенос-диффузия импульса.

а) предварительная оценка поля уровня и вертикальной скорости;

б) перенос горизонтальных компонентов скорости;

в) боковое перемешивание горизонтальных компонентов скорости;

г) вертикальное перемешивание горизонтальных компонентов скорости и ветровая накачка.

2. Адаптация течений к полю плотности.

а) генерация движения за счёт неоднородности поля плотности;

б) расчёт средней по глубине (баротропной) циркуляции и окончательный расчёт высоты морской поверхности;

в) расчёт инерционных колебаний и окончательный расчёт вертикальной скорости.

II. Расчёт температуры и солёности.

а) перенос температуры и солёности;

б) боковое перемешивание температуры и солёности;

в) вертикальное перемешивание температуры и солёности и тепловая накачка.

г) Расчёт плотностей *in situ* и потенциальной по уравнению состояния TEOS 2010.

Варианты расчёта характеристик морского льда в модели INMOM

1) Использование внешней модели льда (например, CICE):

а) используется международно сертифицированная модель льда;

б) модель льда работает как отдельный независимый модуль, подключаемый к модели океана посредством каплера;

в) наиболее полная на сегодняшний день модель расчёта льда, включающая в себя формирование торосов и припайного льда.

2) Использование своих алгоритмов расчёта льда в составе единого комплекса с моделью океана.

а) использование единых шага по времени и расчётной сетки для океанического и ледового компонентов;

б) точное согласование обменов между льдом и океаном;

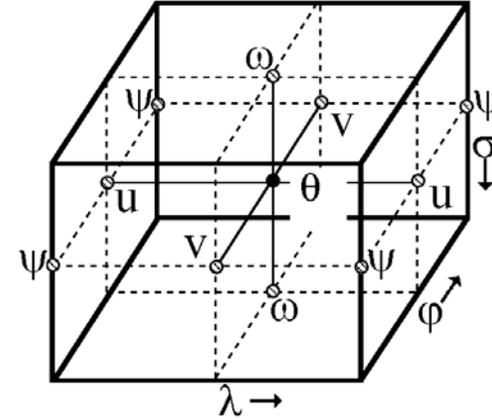
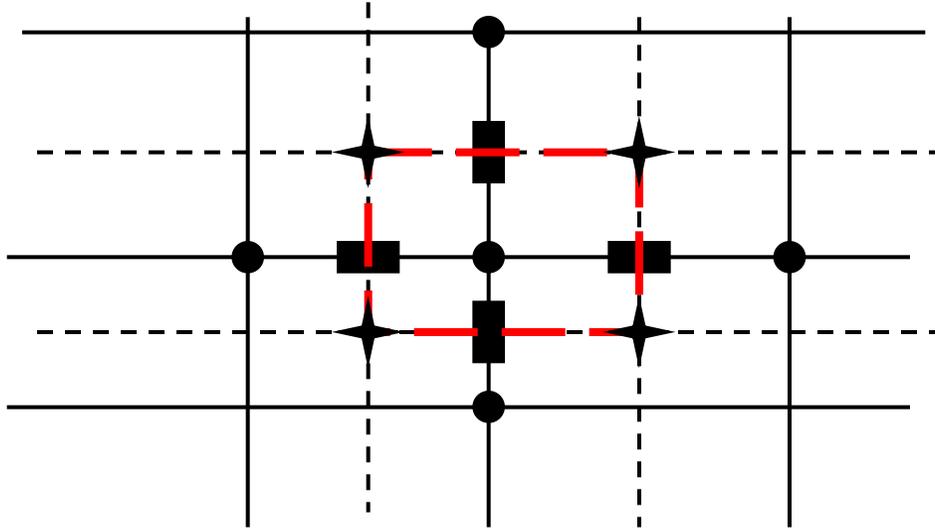
в) возможность реализации альтернативных алгоритмов.

Основные принципы моделирования динамики и термодинамики морского льда.

Блок морского льда может быть условно представлен следующими частями:

- перенос характеристик снега и льда двумерным полем скорости дрейфа (масса, сплочённость, энтальпия, солёность, импульс); Перенос (дрейф)
- расчёт скорости дрейфа льда под воздействием ветра, океанских течений, наклонов уровня океана, градиентов атмосферного давления и сил, возникающих между льдинами в процессе их дрейфа и деформаций разного рода (реология); Динамика
- вычисление параметров процессов деформации льда в процессе его движения и перерасчёт характеристик льда с учётом его торошения; Торошение
- расчёт профилей температуры (возможно, и солёности) в толще снега и льда, вычисление темпов таяния и замерзания, трансформации снега в лёд;
- расчёт характеристик молодого льда (шуги), образующегося на свободной ото льда поверхности воды или под поверхностью океана. Термодинамика

Конечноразностная аппроксимация на сетке «С»



- – Скалярные величины ($\theta, S, p, \rho, \zeta$), дивергенция скорости
- – x-компоненты векторов (скорости и градиента скалярных величин)
- – y-компоненты векторов (скорости и градиента скалярных величин)
- ★ – ротор скорости, функция тока, топография дна, границы области

Аппроксимация операторов градиента, ротора и дивергенции:

$$\Delta X = \Delta x \cdot r_x, \quad \Delta Y = \Delta y \cdot r_y, \quad \Delta Z = \Delta \sigma \cdot r_z$$

$$\tilde{\nabla} f = \mathbf{i} \frac{\delta_x f}{\Delta X} + \mathbf{j} \frac{\delta_y f}{\Delta Y} + \mathbf{k} \frac{\delta_z f}{\Delta Z},$$

$$\tilde{\nabla} \cdot \mathbf{F} = \frac{1}{\Delta X \Delta Y \Delta Z} \left(\delta_x (F_x \Delta Y \Delta Z) + \delta_y (F_y \Delta X \Delta Z) + \delta_z (F_z \Delta X \Delta Y) \right),$$

$$\tilde{\nabla}_z \times \mathbf{F} = \frac{1}{\Delta X \Delta Y} \left(\delta_x (F_y \Delta Y) - \delta_y (F_x \Delta X) \right),$$

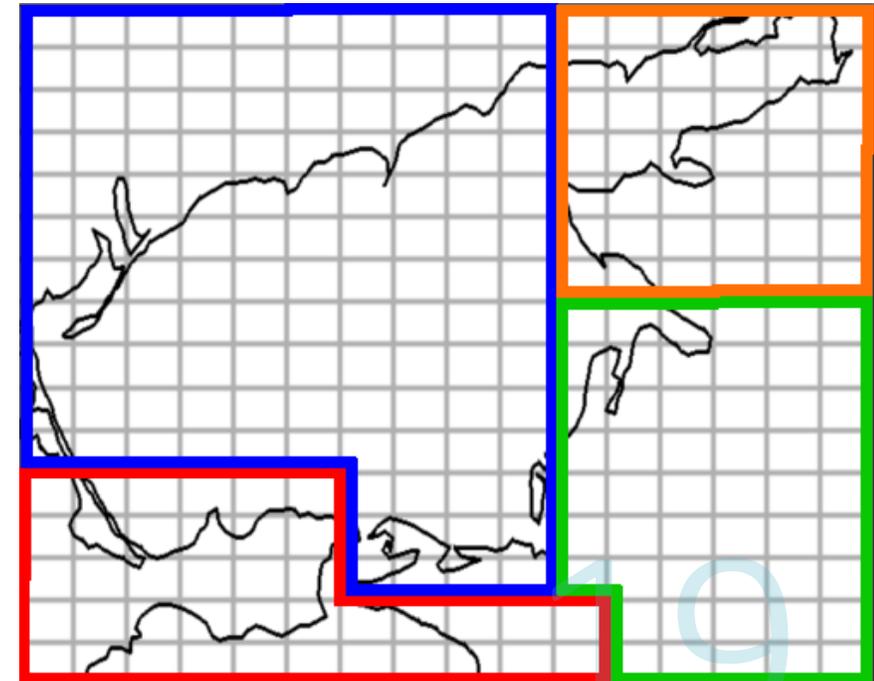
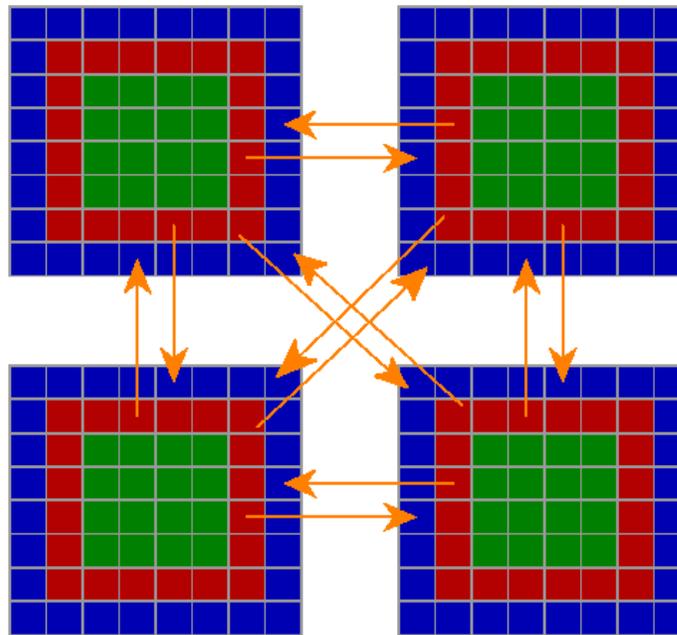
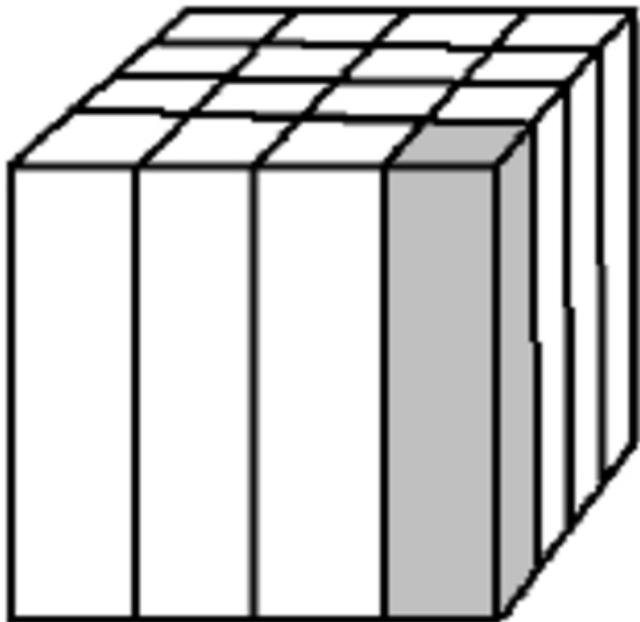
$$\delta_x a = a \Big|_{x+\frac{\Delta x}{2}} - a \Big|_{x-\frac{\Delta x}{2}},$$

$$\delta_y a = a \Big|_{y+\frac{\Delta y}{2}} - a \Big|_{y-\frac{\Delta y}{2}},$$

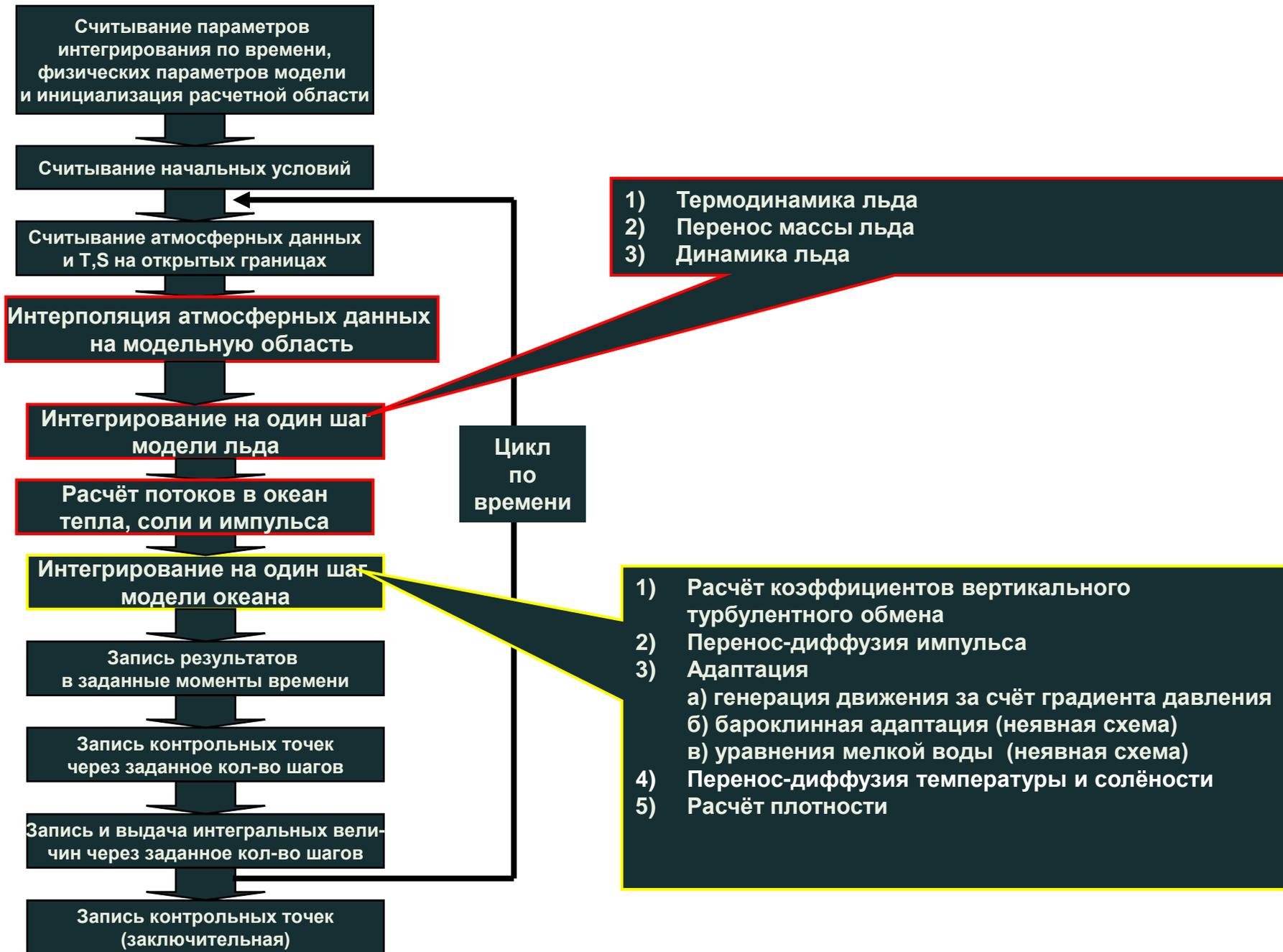
$$\delta_z a = a \Big|_{z+\frac{\Delta z}{2}} - a \Big|_{z-\frac{\Delta z}{2}}.$$

Реализация INMOM на многопроцессорных системах с распределённой памятью

- Метод декомпозиции области
- Подобласти могут быть произвольными прямоугольными многоугольниками
- Разбиение на подобласти только в горизонтальной плоскости
- Технологии MPI и OpenMP

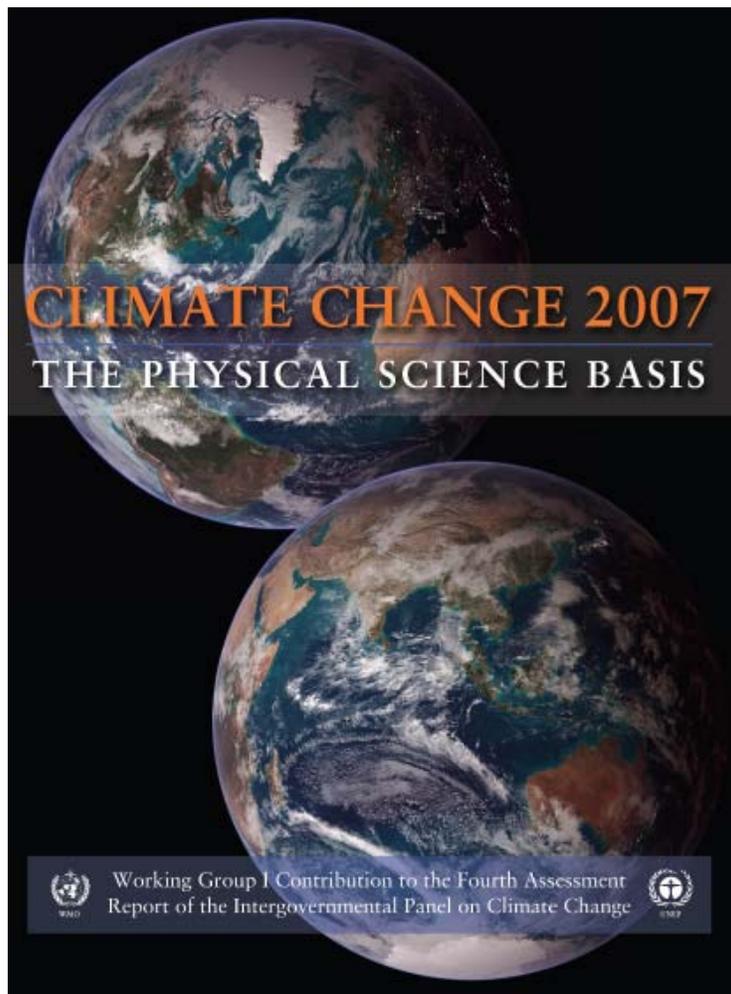


Структура модели общей циркуляции океана INMOM

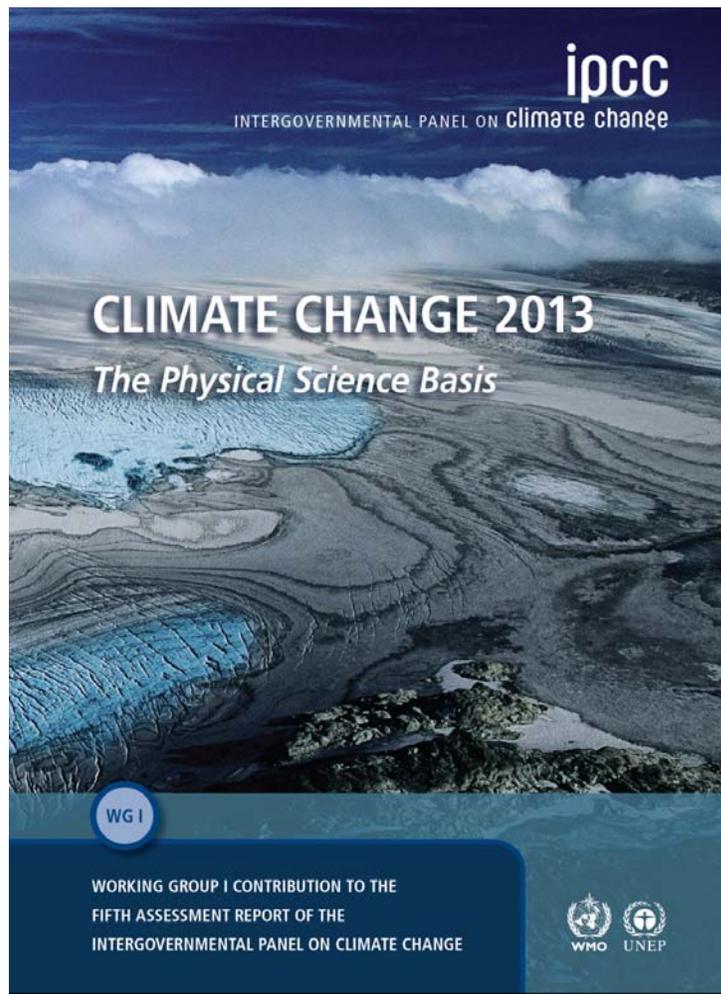


Модель INMOM (Institute of Numerical Mathematics Ocean Model) – модель морской циркуляции отечественной разработки (ИВМ РАН) . Модель относится к классу IPCC моделей и позволяет рассчитывать основные характеристики морской среды (температуру, солёность, скорость течений, уровень моря, скорость звука и др.).

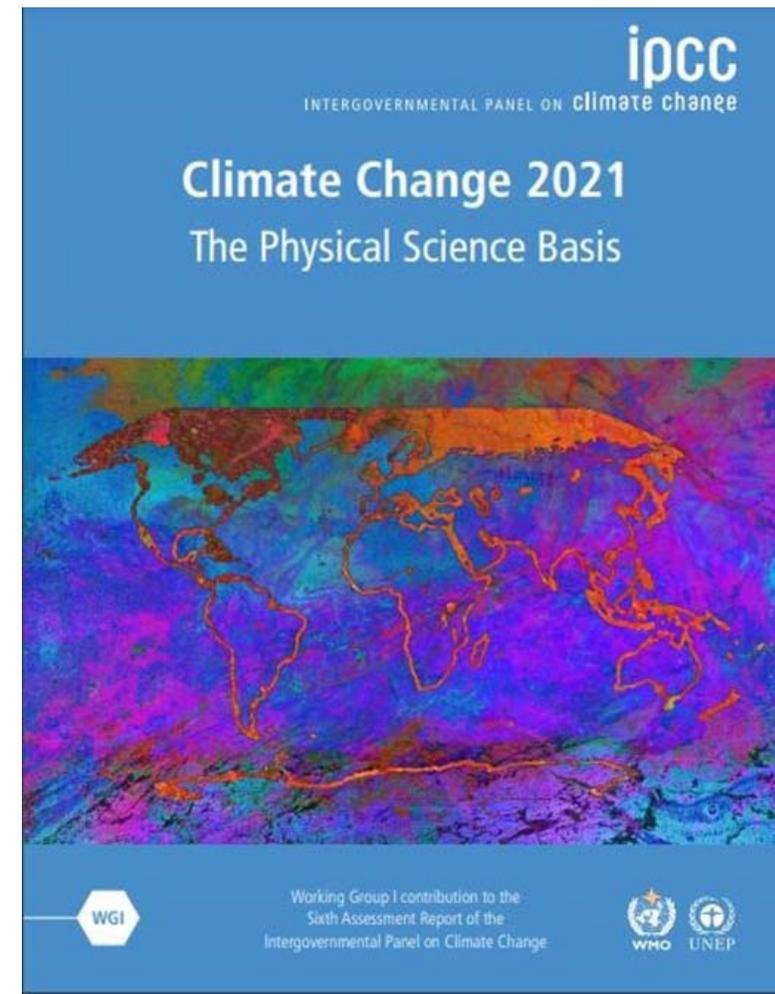
INMCM3 with INMOM of 2x2.5 deg. resolution was presented in the IPCC Fourth Assessment Report (AR-4, 2007).



INMCM4 with INMOM of 0.5x1 deg. resolution is presented in the IPCC, AR-5, 2014.



INMCM5 with INMOM of 0.25x0.5 deg. resolution will be presented in the IPCC, AR-6, 2021.



В 2021 году Нобелевская премия по физике присуждена Сюкуро Манабе и Клауссу Хасельману: "за физическое моделирование климата Земли, количественную оценку изменчивости и надежное прогнозирование глобального потепления". Это настоящее признание физики климата и его моделирования всем научным сообществом.

P.S. Кстати, именно Хасельман в 1991 году первым использовал словосочетание "климатический кризис", а не всякие там Guardian и прочие десятки лет спустя



Характерные масштабы. Радиус Россби в океане

Линейная модель океана. Бароклинные моды (Марчук и др., 1987)

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y}$$

$$-\frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial}{\partial z} \frac{\rho_0}{g\Gamma} \frac{\partial p}{\partial z} + \rho_0 \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = 0 \quad \frac{\partial \varphi_k}{\partial z} = \begin{cases} \frac{\Gamma}{\rho_0} \varphi_k \approx 0, & z = 0 \\ 0 & z = H \end{cases} \quad -\frac{\partial}{\partial z} \frac{\rho_0}{g\Gamma} \frac{\partial \varphi_k}{\partial z} = \lambda \varphi_k$$

$$\Gamma = \frac{\partial \bar{p}}{\partial z} = \text{const}, \quad C_k = \frac{H}{\sqrt{\lambda_k}} \sqrt{\frac{g\Gamma}{\rho_0}} = \frac{H}{\pi k} \sqrt{\frac{g\Gamma}{\rho_0}} = \frac{HN}{\pi k} \quad f = \beta y$$

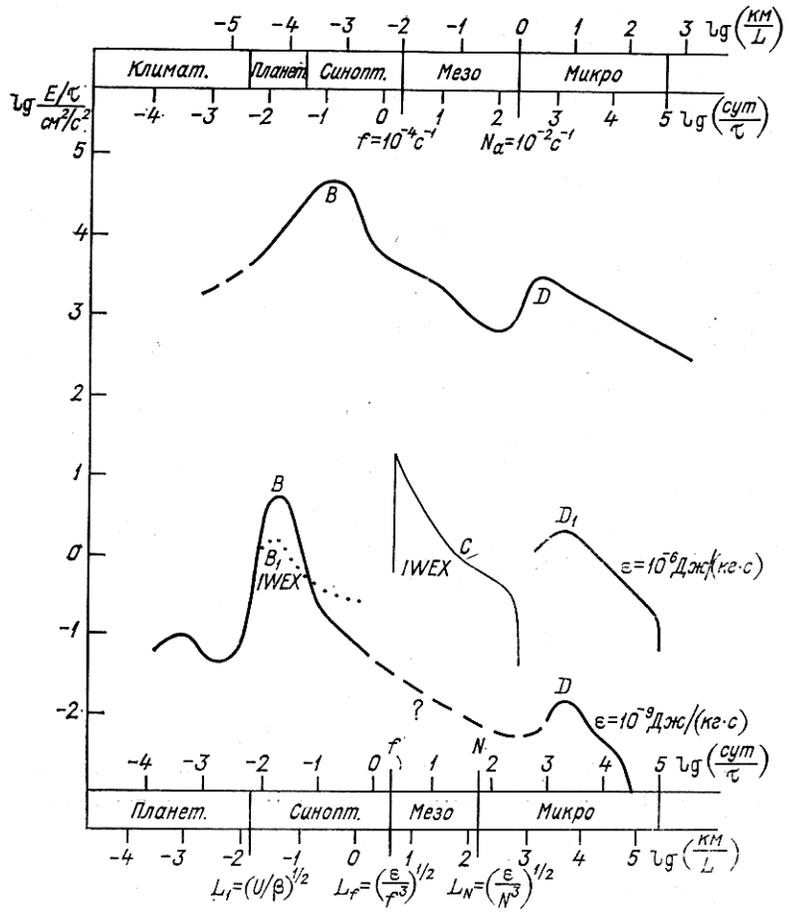
$$C_0 \approx 200 \text{ m/s} \quad L_k = \frac{C_k}{f}, \quad T_k = \frac{1}{f} \quad L_k = \sqrt{\frac{C_k}{\beta}}, \quad T_k = \sqrt{\frac{1}{C_k \beta}}$$

$$C_1 \approx 2 - 3 \text{ m/s} \quad C_2 \approx 1 - 1.5 \quad L_1 \approx 300 - 400 \text{ km} - \text{equatorial}$$

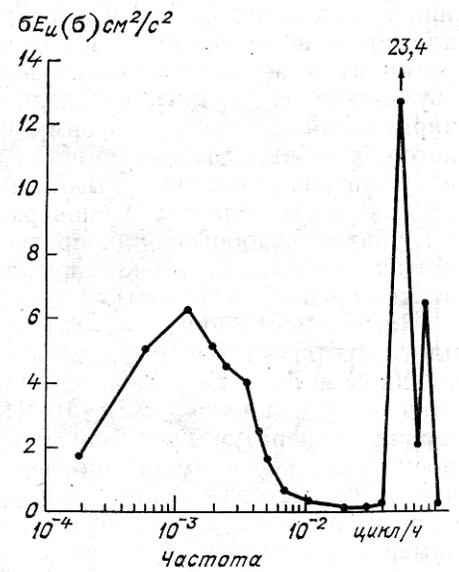
$$C_1 \approx 2 - 3 \text{ m/s} \quad C_2 \approx 1.0 - 1.0 \quad L_1 \approx 20 - 50 \text{ km} - \text{midlat}$$

$$C_1 \approx 0.7 \text{ m/s} \quad C_2 \approx 0.35 \quad L_1 \approx 6 \text{ km} - \text{highlat}$$

Пространственные спектры кинетической энергии движений в атмосфере (наверху) и в океане (внизу), по Вудсу (Woods, 1980). (ВО — средний климатический спектр, B_i , C , D — спектры, полученные в отдельных экспедициях). Из (Каменкович и др. 1987).



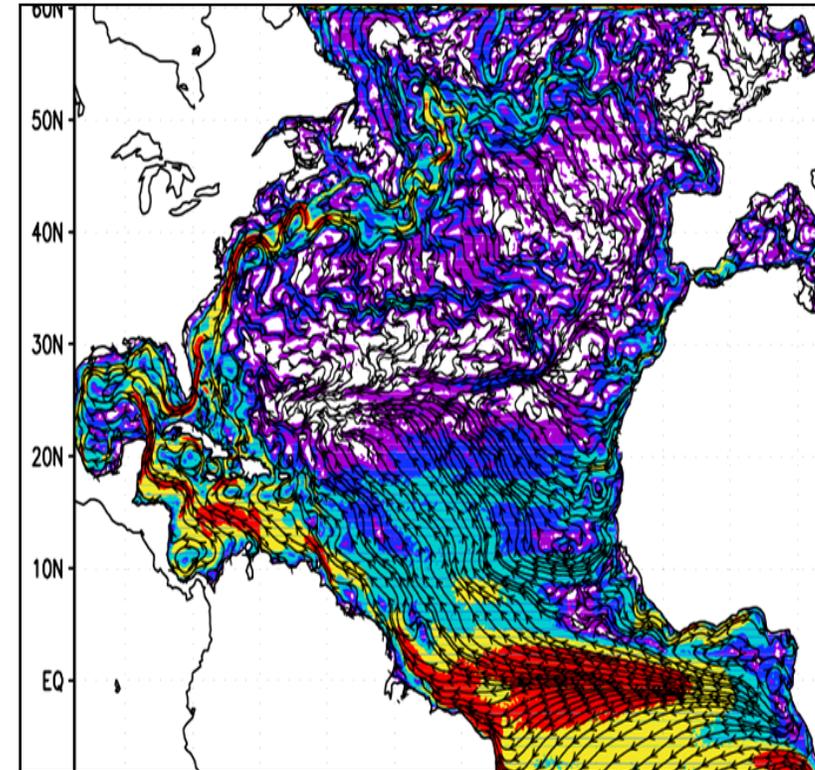
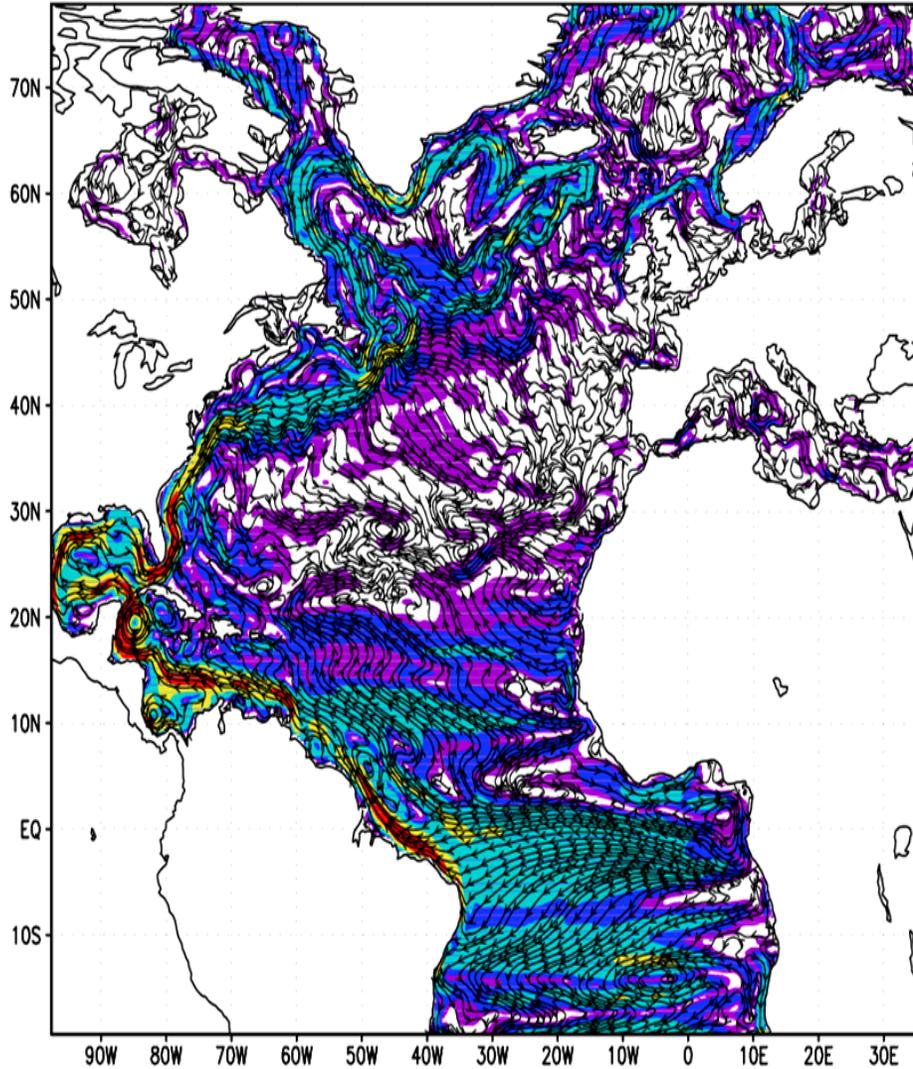
Временной спектр колебаний зонального компонента скорости течения на глубине 500 м на станции «D» в западной Атлантике, по данным трехлетних измерений (Thompson, 1971). Из (Каменкович и др. 1987).



$L_R \approx \frac{\overline{N}}{f} H \approx 50$ радиус деформации Россби,
 \overline{N} , H характерные частота Вейселя-Брента и
 глубина для главного термоклина
 f - параметр Кориолиса.
 $L_{\text{вихря}} \geq 2L_R$ (Nof 1987, Дианский 1987)

Расчеты циркуляции Северной Атлантики с помощью моделей $1/4^\circ$ (вихредопускающего) и $\sim 1/10^\circ$ (вихреразрешающего) пространственного разрешения

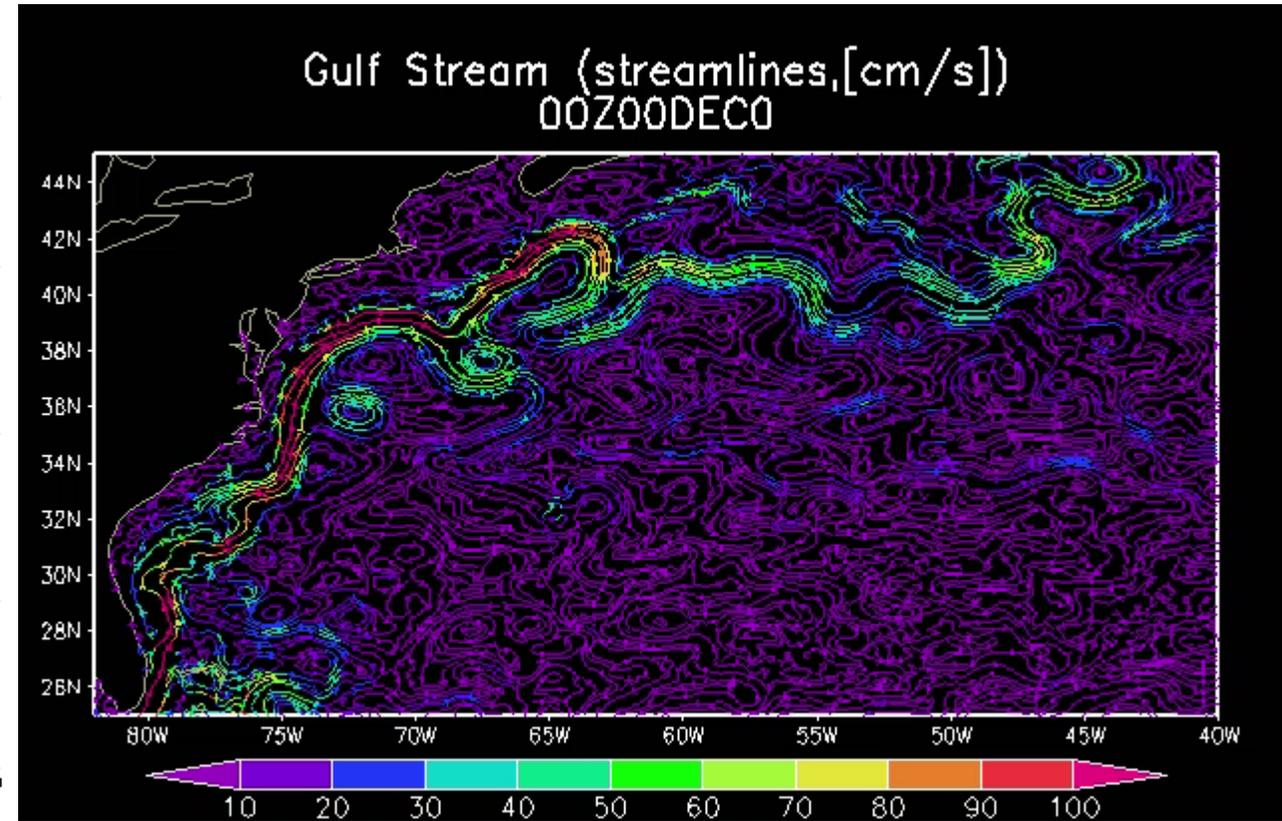
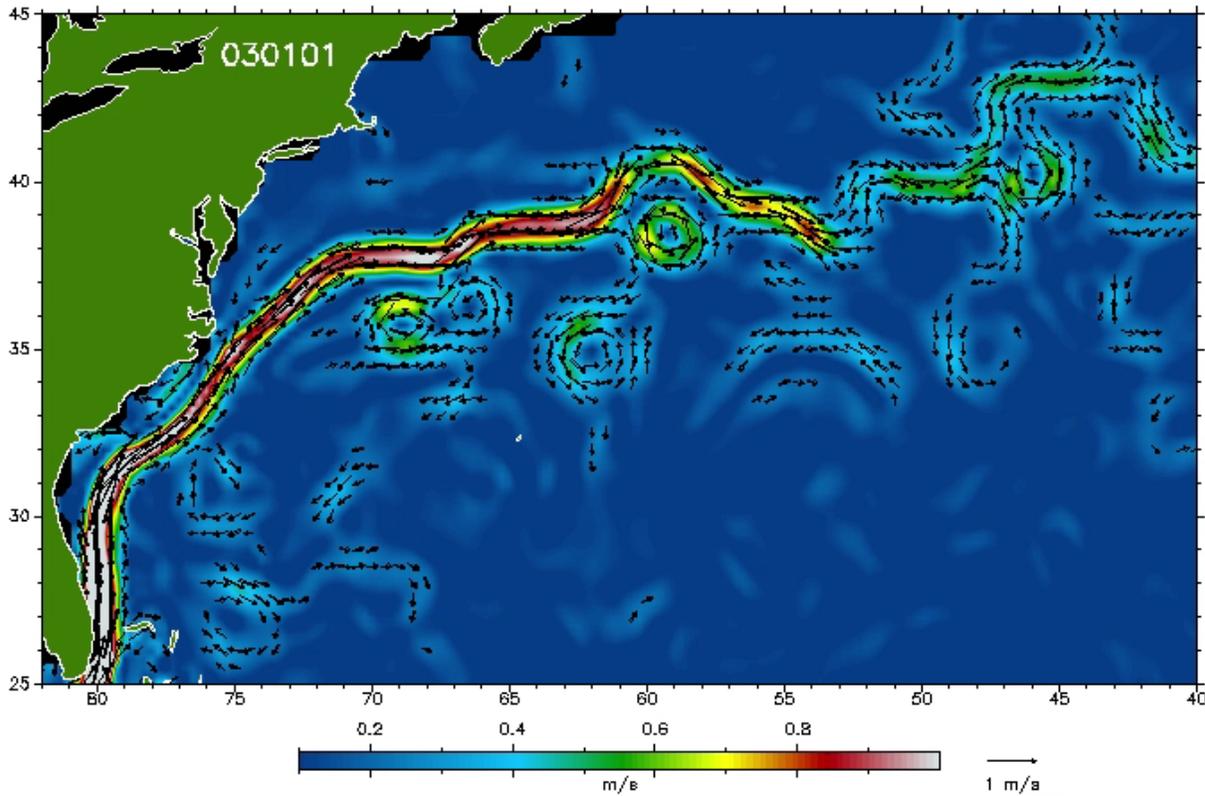
№	Диапазон по долготe	Диапазон по широте	Разрешение по долготe и широте	Сеточная область ($N_x \times N_y \times N_z$)
1	$97.625^\circ\text{W} \div 35.125^\circ\text{E}$	$19.375^\circ\text{S} \div 77.875^\circ\text{N}$	$0.25^\circ \times 0.25^\circ$	$532 \times 390 \times 27$
2	$97.92^\circ\text{W} \div 13.92^\circ\text{E}$	$9.96^\circ\text{S} \div 59.96^\circ\text{N}$	$0.16^\circ \times 0.08^\circ$	$700 \times 875 \times 25$



Анимация течения Гольфстрим

Наблюдения

Модель INMOM $0.08^\circ \times 0.16^\circ \times 21$



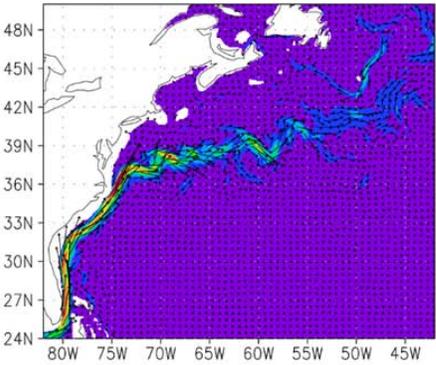
Воспроизведение Гольфстрима

- Вихреразрешающие модели, выполняющие закон сохранения механической, энергии способны реалистично описывать меандрирование Гольфстрима и образование вихрей вокруг него.
- Однако, рецепта для адекватного описания Гольфстрима нет. Модельное решение очень чувствительно к параметризациям.
- Необходим шаг $< 1/10^\circ$ для описания точки отрыва.
- Необходимо также воспроизведение Лабрадорского «отжимного» течения.

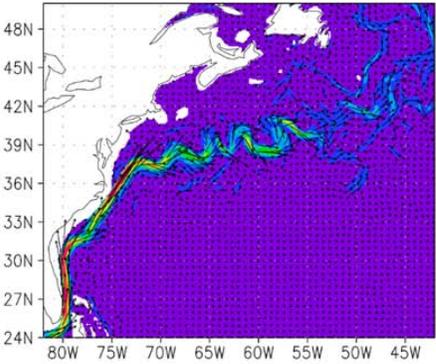
Формирование Гольфстрима в INMOM на пространственном разрешении $1/12^\circ \times 1/16^\circ$

Схема переноса трасера – центральная по пространству и Рунге-Кутты 3 порядка по времени

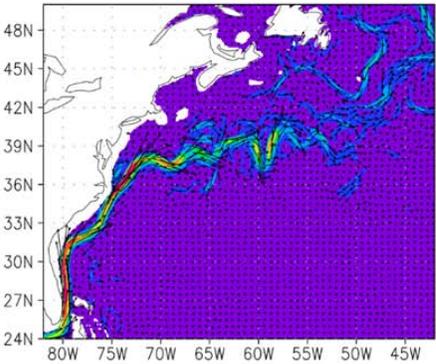
20dy



40dy



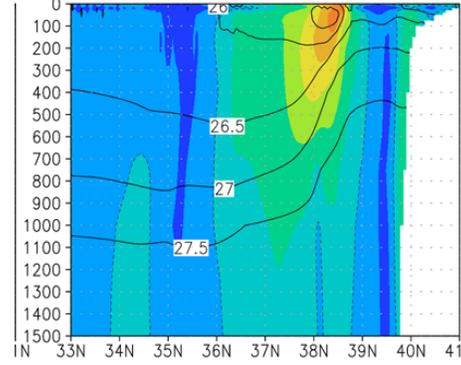
60dy



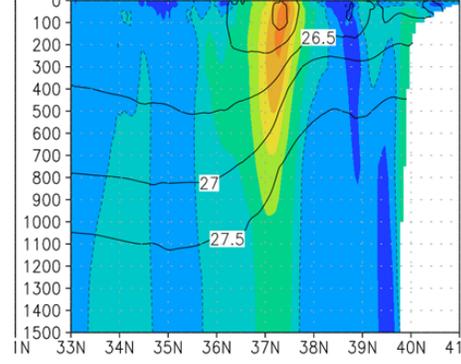
Векторы
мгновенной
горизонтальной
скорости
течений на
глубине 50 м
для
характерных
моментов
времени 20, 40 и
60 суток этапа
адаптации
(слева).

Разрез
координатах
широта-
глубина(м)
вдоль
меридиана
70°з.д.
мгновенных
значений
зональной
скорости

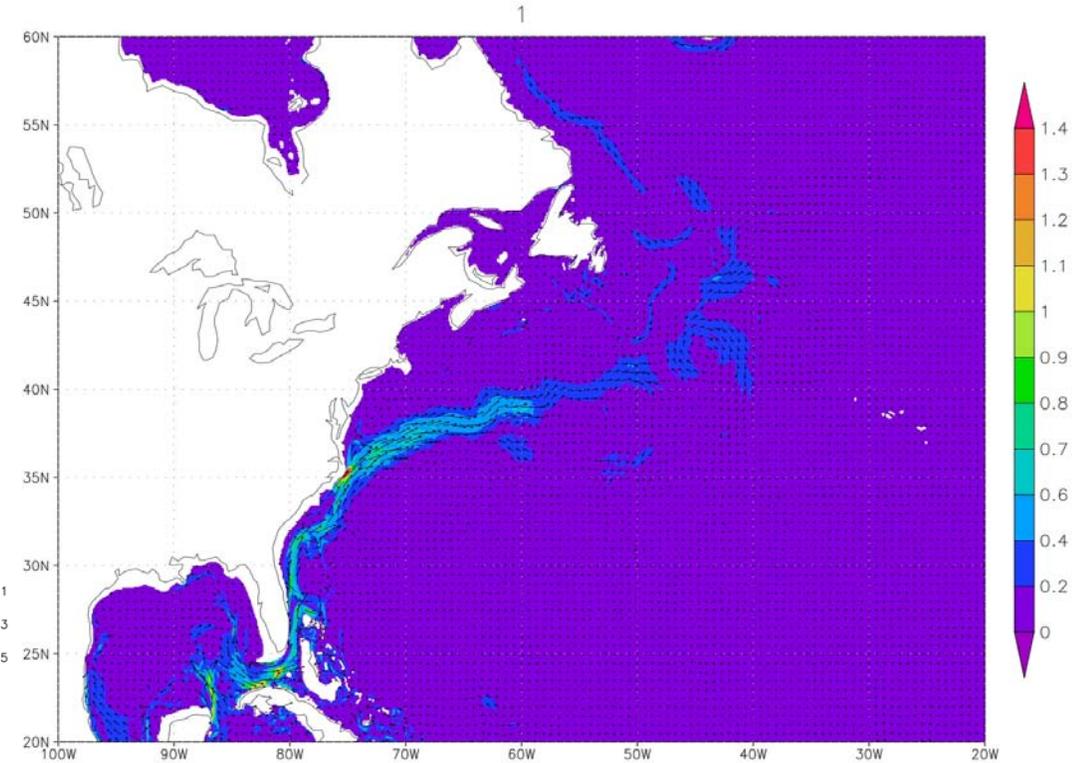
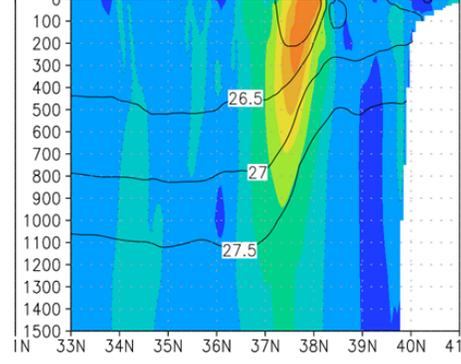
20dy



40dy



60dy



Формирование Гольфстрима в INMOM на пространственном разрешении $1/16^\circ \times 1/20^\circ$

Схема переноса трасера – модифицированная схема Кабаре (Головизнин и др.)

Спутниковая реконструкция Гольфстрима на 01.05.2021.

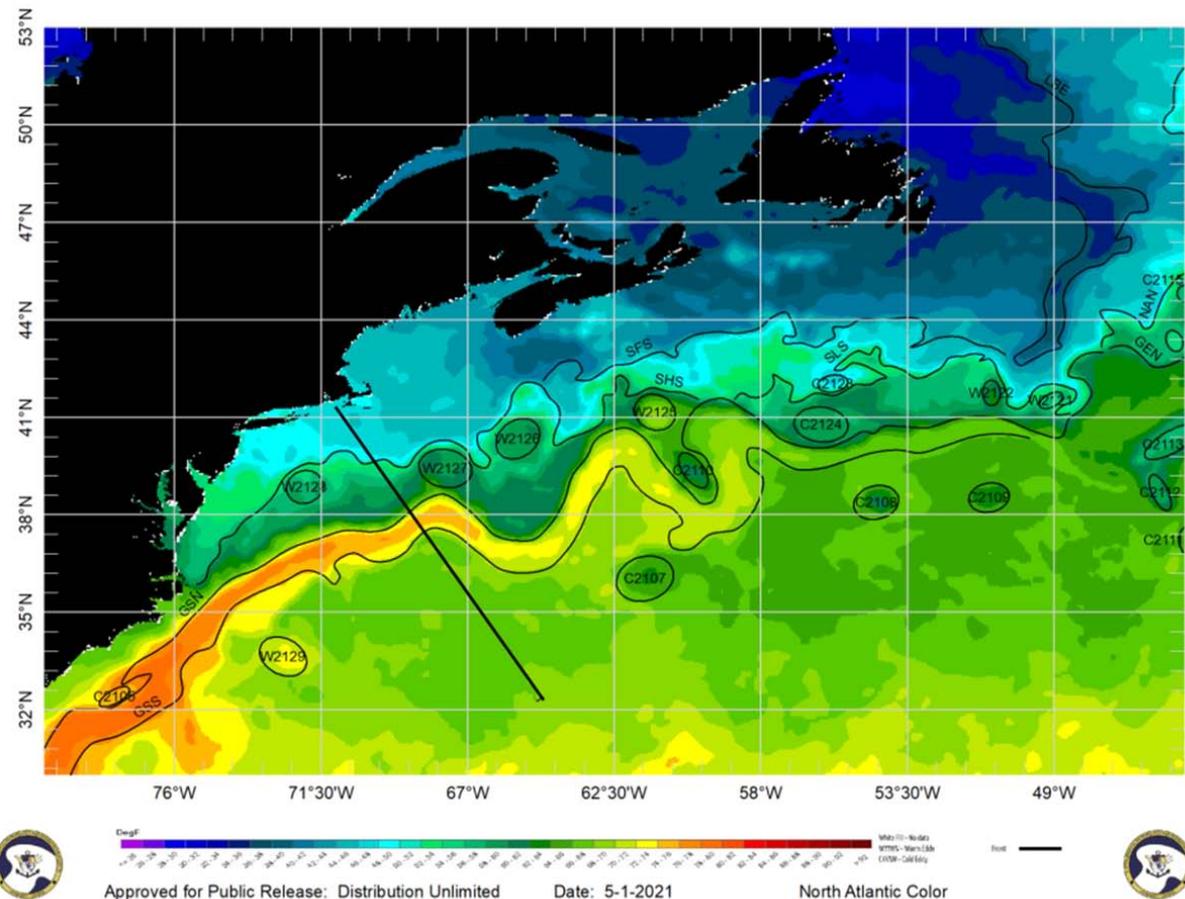
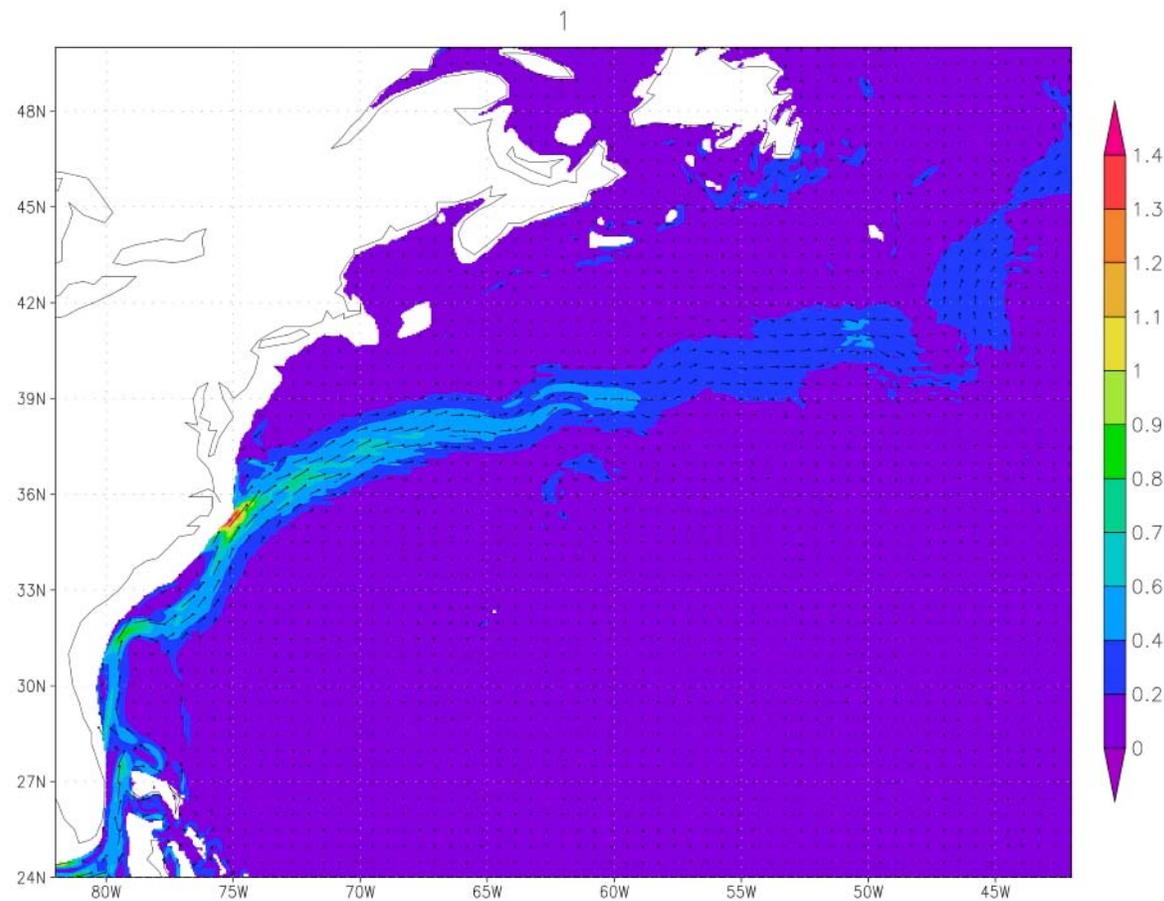


Figure 9 Sea Surface Temperatures NW Atlantic Ocean May 1, 2021

Black Line Represents RIS-Bermuda Rhumb Line

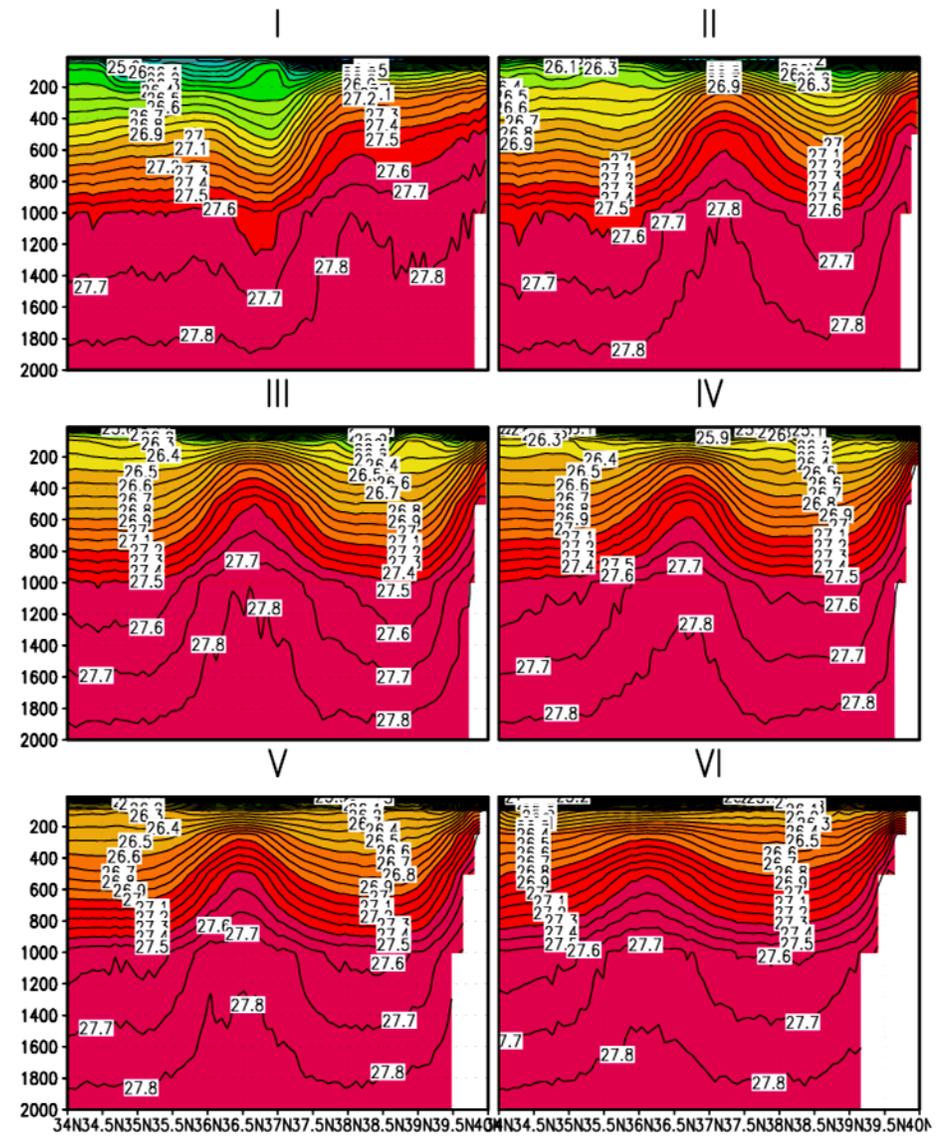
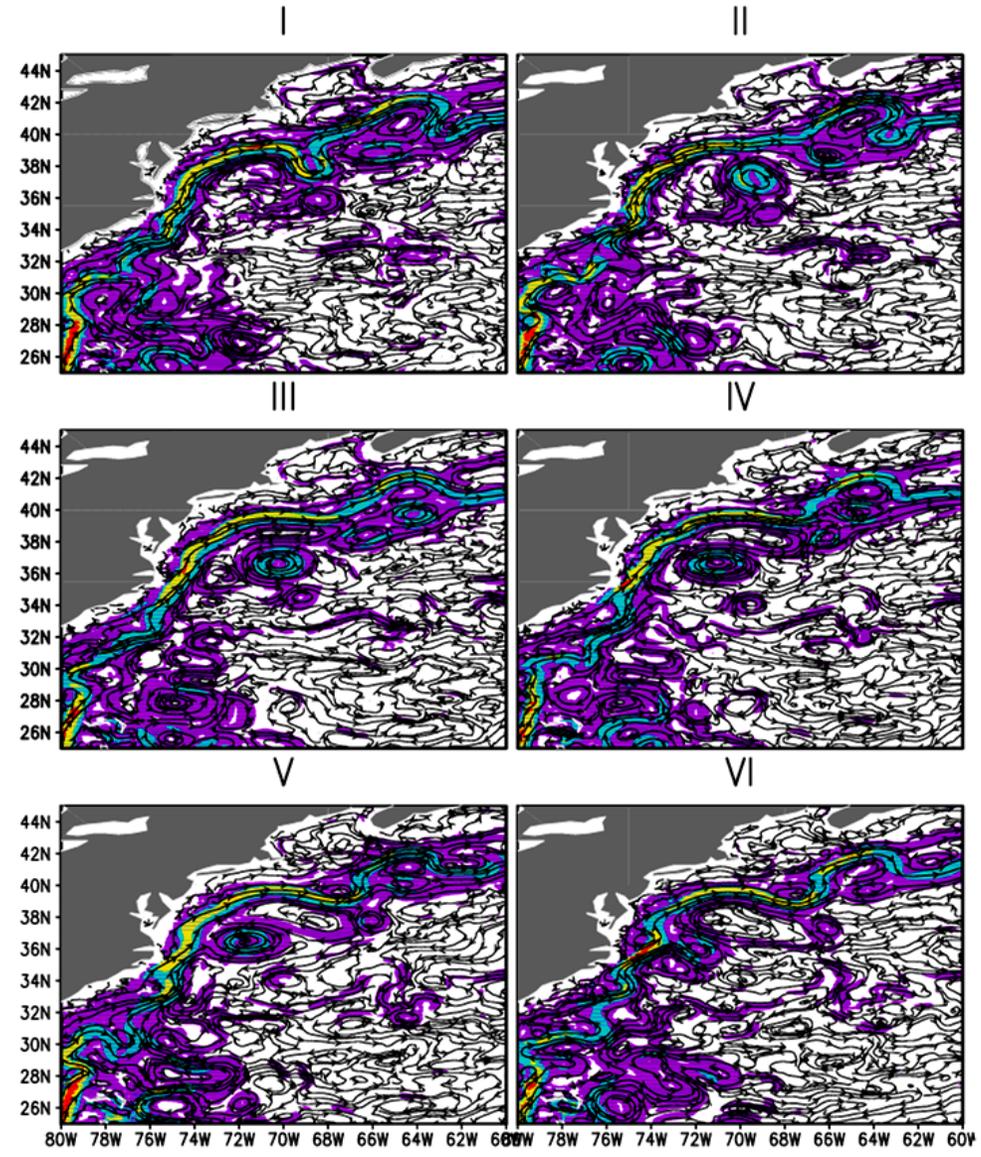
https://www.ncei.noaa.gov/jag/navy/data/satellite_analysis/gsncofa.gif?id=75957

Новая версия INMOM $1/16^\circ$ по долготе, $1/20^\circ$ по широте.

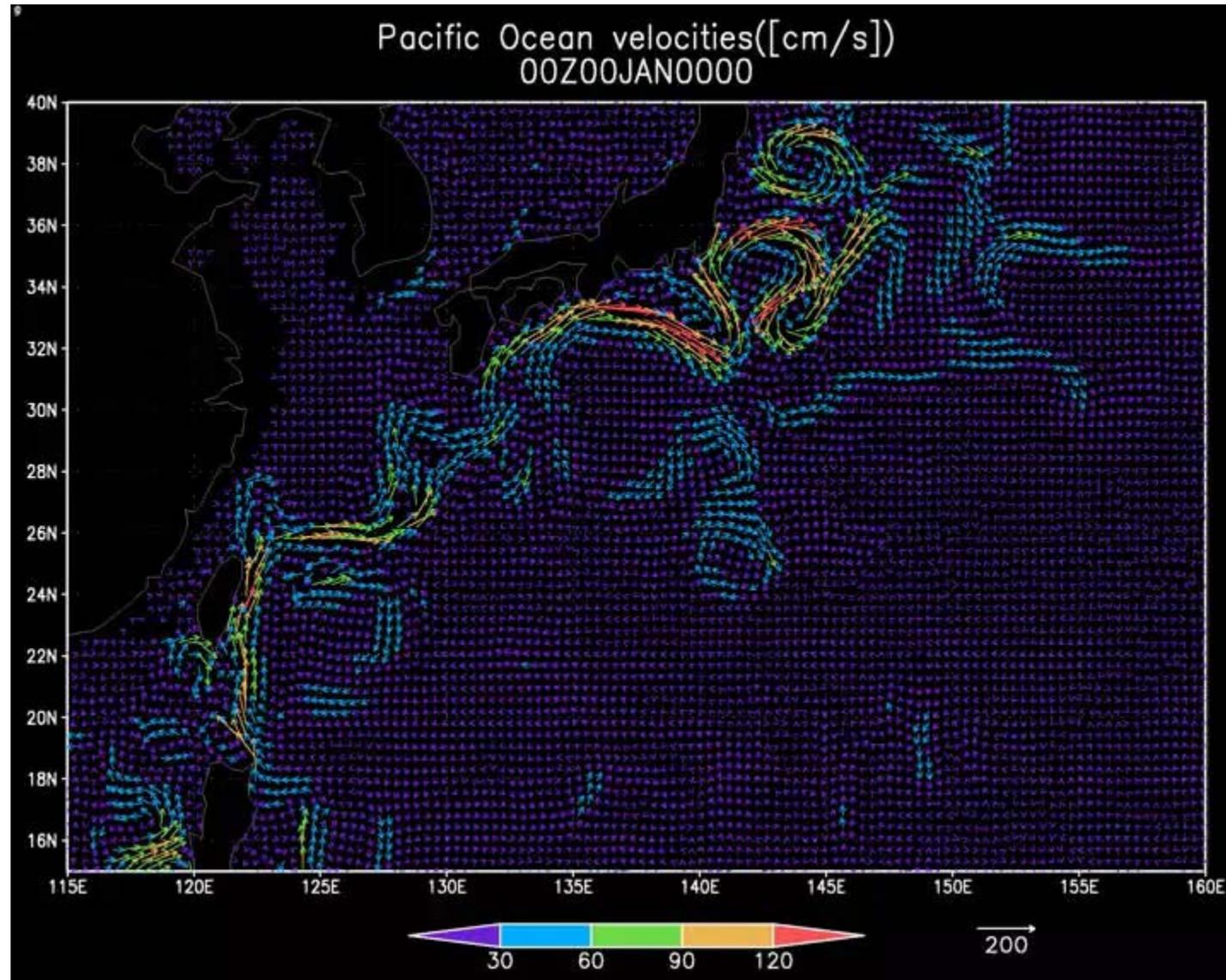


Покадровая съемка в поле горизонтальных скоростей (Северная Атлантика, Гольфстрим), временной шаг 20 суток. Фоном показан модуль скорости (в см/с) (Анисимов, Дианский, Океанология, 2008).

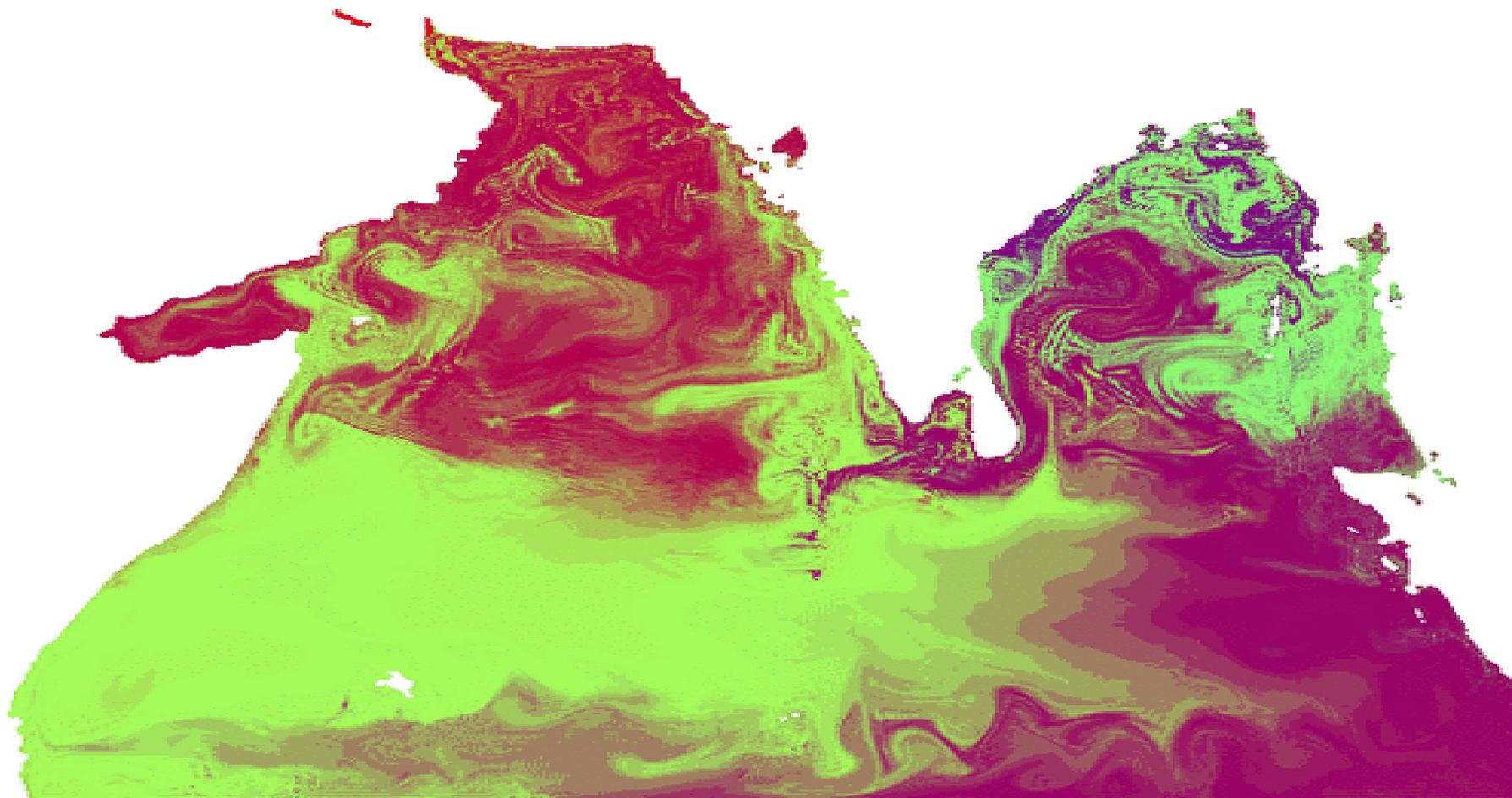
Покадровая съемка в поле потенциальной плотности (вертикальный разрез, в меридиональном направлении через центр вихря), временной шаг 20 суток.



Динамика Кюросио в модели INMOM Тихого океана с разрешением $1/12^\circ \times 1/12^\circ$



Индийский океан: $1/8^\circ \times 1/12^\circ \times 21$, $Ro > 45$ км
(Marchuk et al., 2005; Дианский и др. 2006; Narenduprakash et al., 2007)



Численное моделирование гидротермодинамики вод Северной Атлантики в оперативном режиме

Численное моделирование гидротермодинамики вод океанов в оперативном режиме

В ФБГУ «ГОИН» создана система моделирования в оперативном режиме циркуляции и состояния вод в акватории Северной Атлантики с помощью модели INMOM (Institute of Numerical Mathematics Ocean Model), реализованной для акватории Северной Атлантики с пространственным разрешением $0.16^\circ \times 0.08^\circ$ по долготе и широте и 31 сигма-уровнями по глубине с улучшенным вертикальным решением в верхних слоях океана.

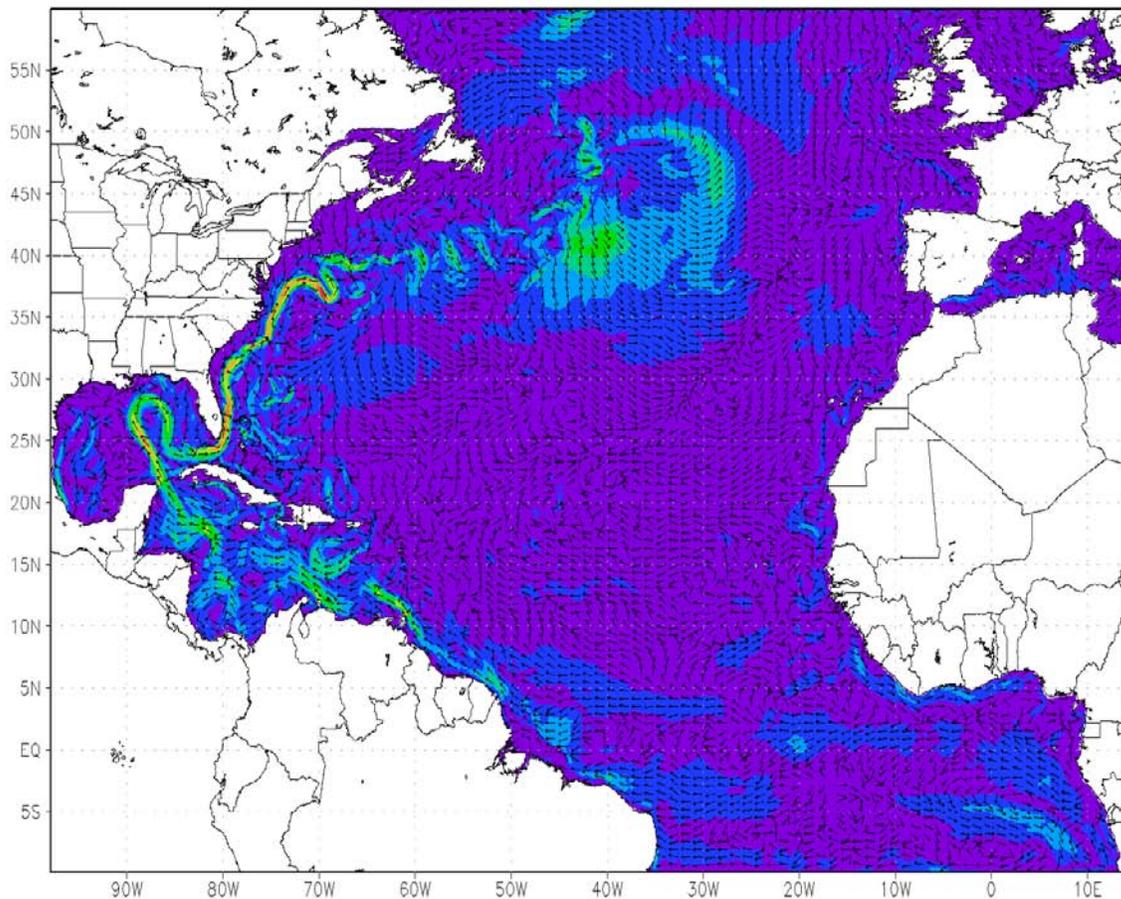


Поверхностные скорости течений [см/с] 27 марта 2013 года.

Результаты системы MERCATOR (1/12°).

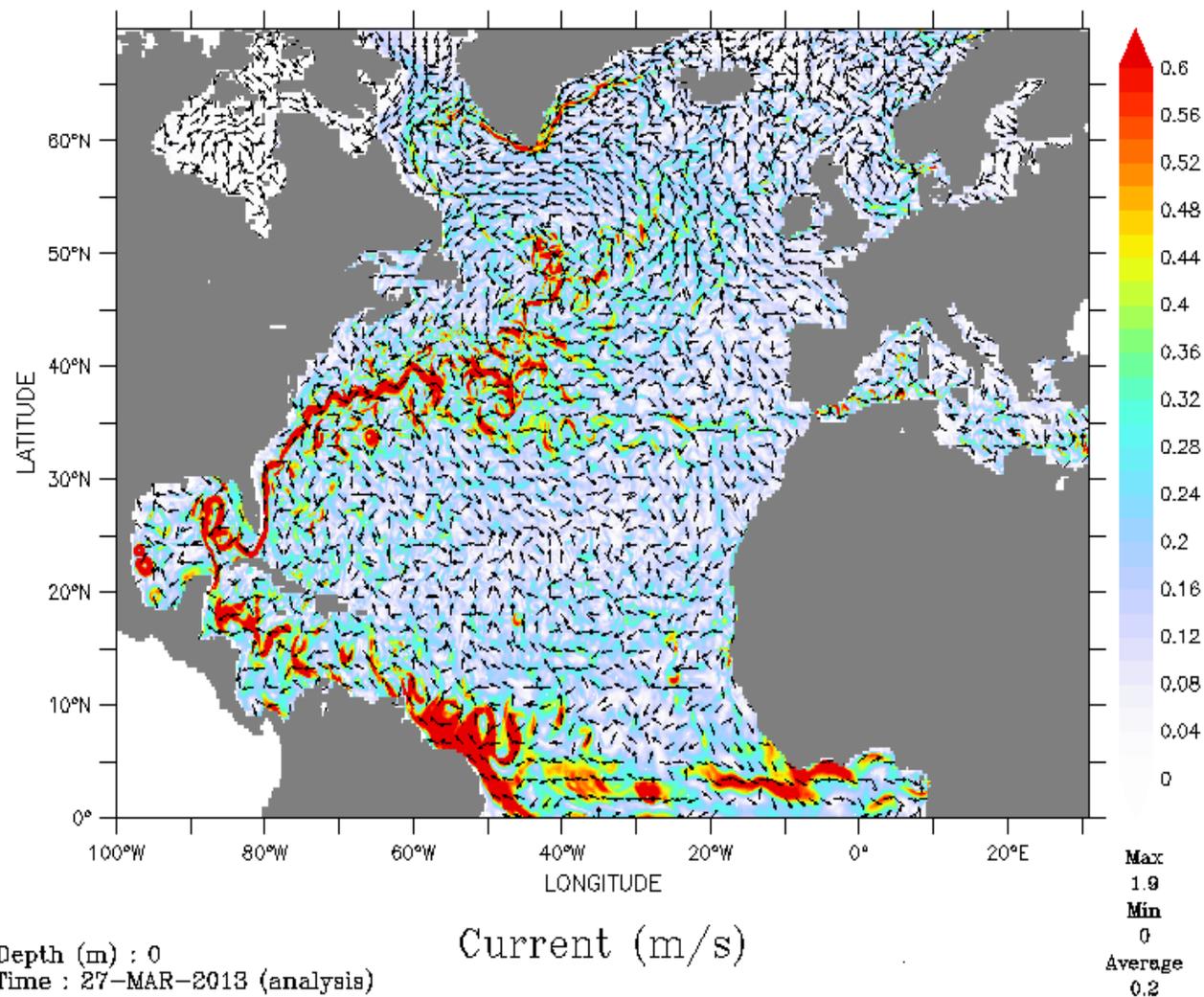
Результаты расчета по модели INMOM (0.16°x0.08°)

NorthAtlantic velocity at 0 m, 12Z27MAR2013



GRADS: COLA/IGES 0 30 60 90 120 150 180 210 240 270

Mercator_Ocean_PSY2V4 1/12 deg
North_Atlantic

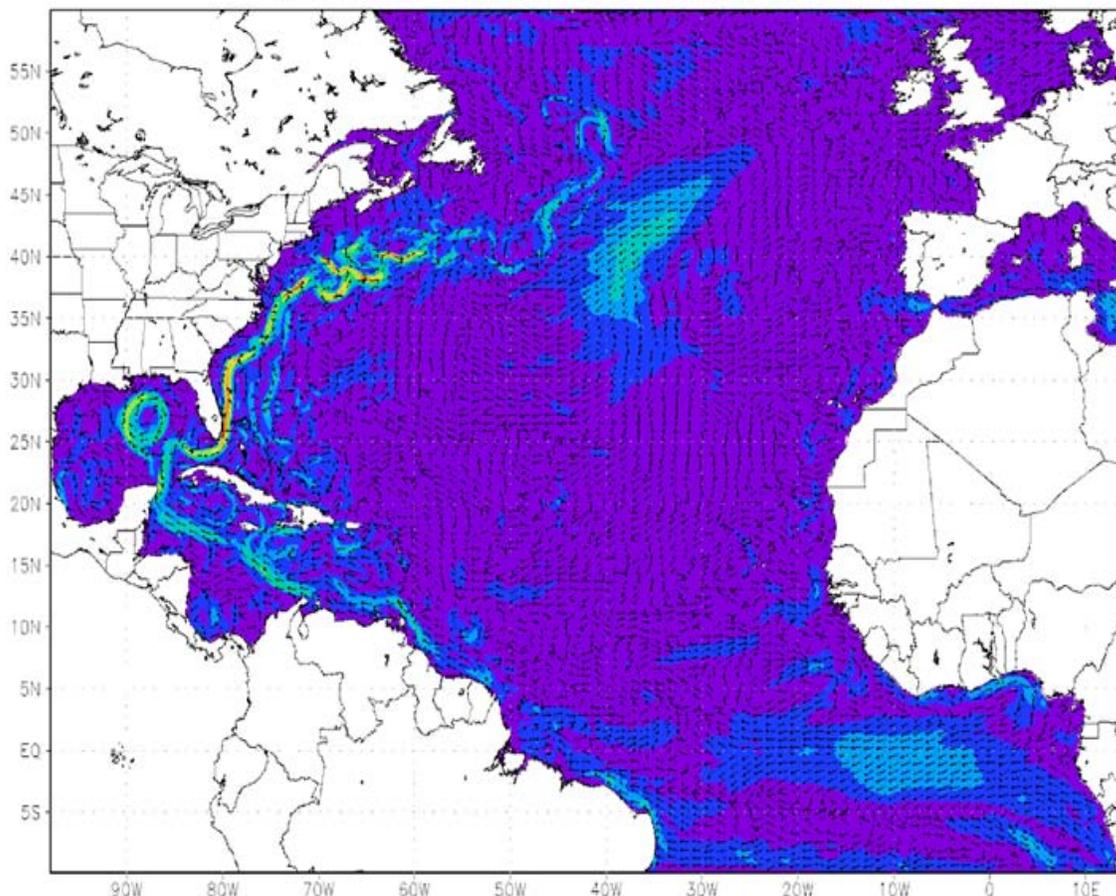


Поверхностные скорости течений [см/с] 24 апреля 2013 года.

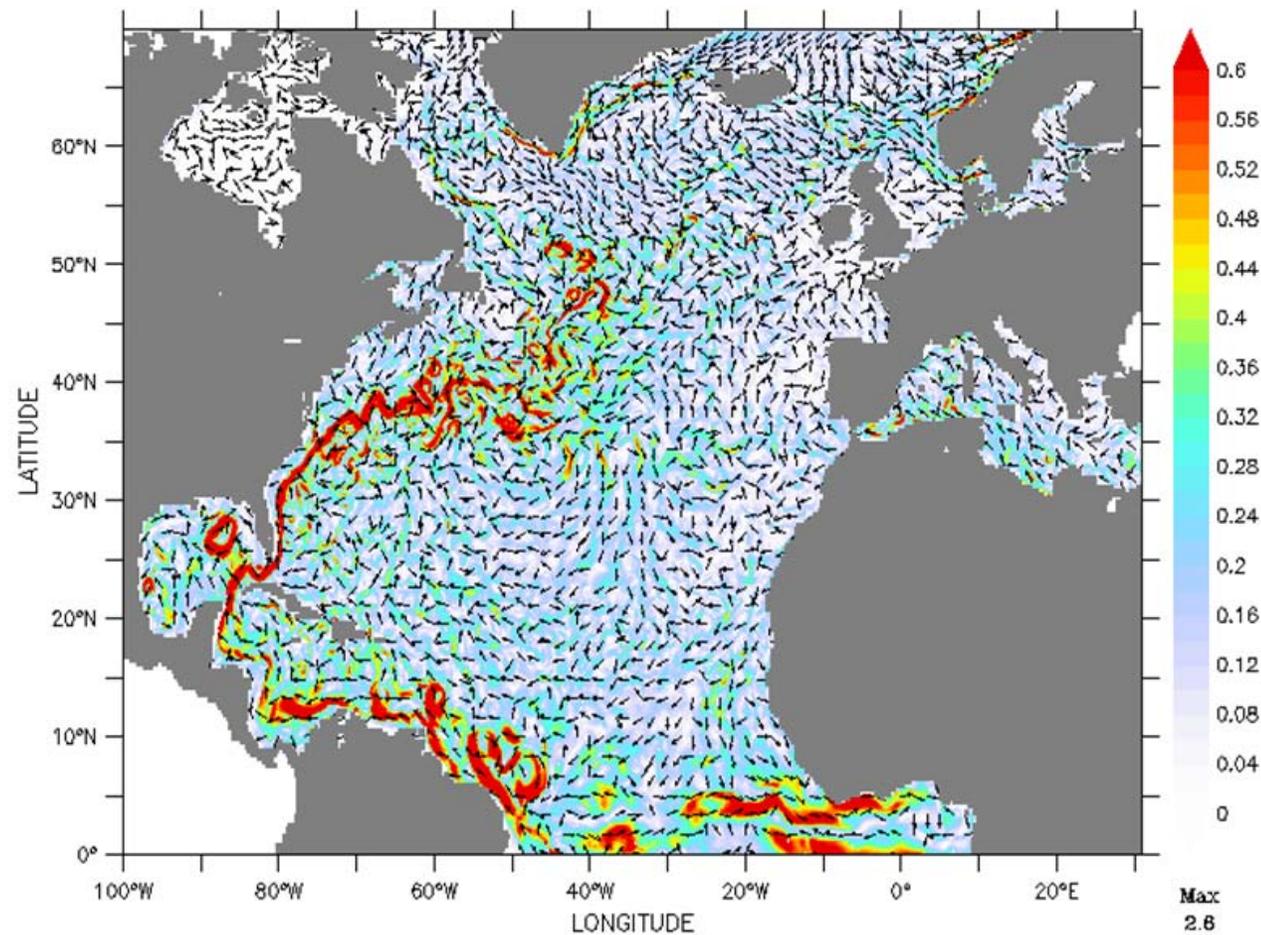
Результаты системы MERCATOR (1/12°).

Результаты расчета по модели INMOM (0.16°x0.08°)

NorthAtlantic velocity at 0 m, 06Z24APR2013



Mercator_Ocean_PSY2V4 1/12 deg
North_Atlantic



Depth (m) : 0
Time : 24-APR-2013 (analysis)

Current (m/s)

Max
2.6
Min
0
Average
0.2

ОЦЕНКА МЕСТОПОЛОЖЕНИЯ КРУШЕНИЯ А330 (02:10 01.06.2009) (рейс AF 447 Рио-де-Жанейро – Париж)

Bureau d'Enquêtes et
d'Analyses (BEA)

Межгосударственный авиа-
ционный комитет (МАК)

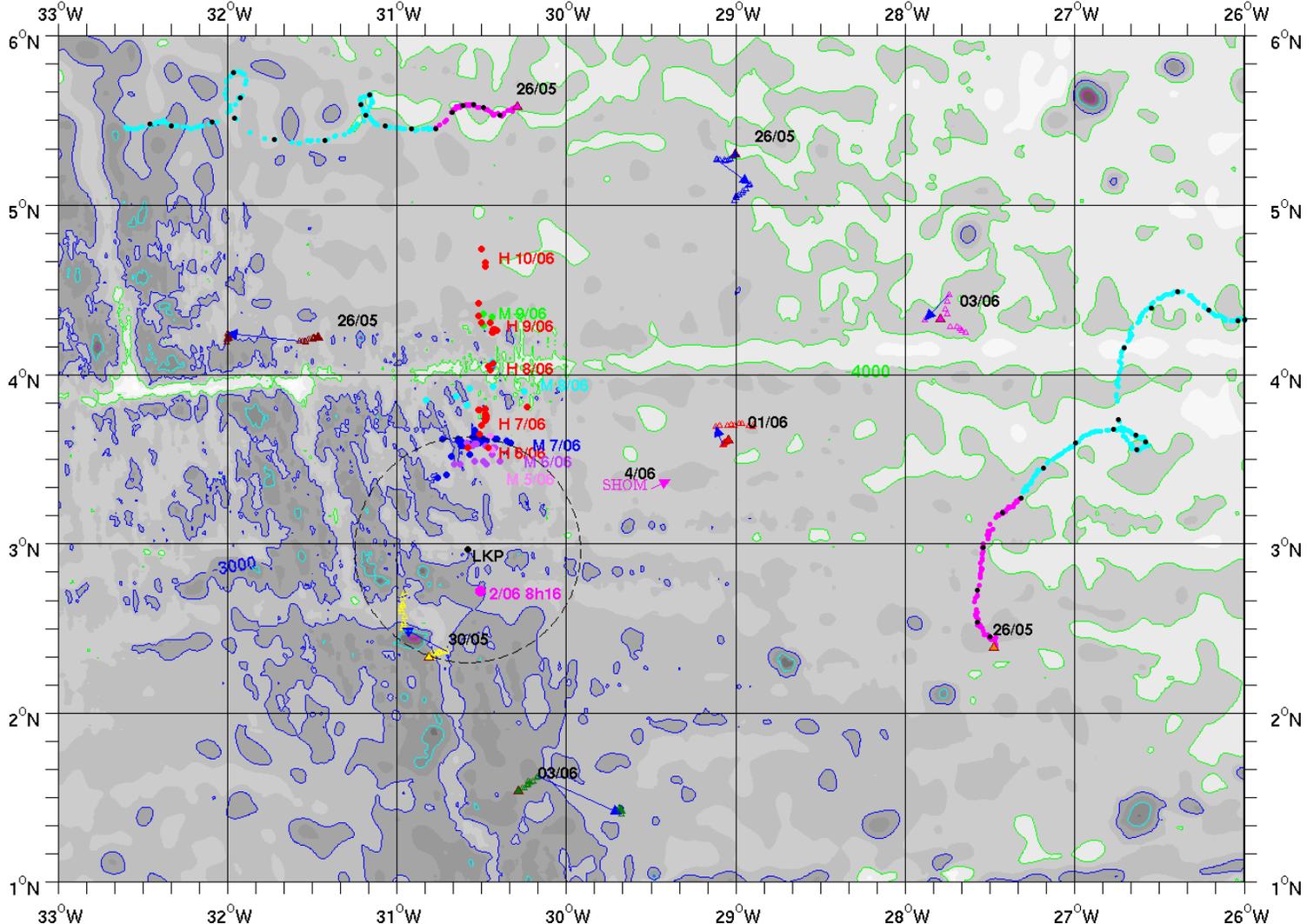
ГОИН
(Грузинов В.М.)

ИВМ РАН



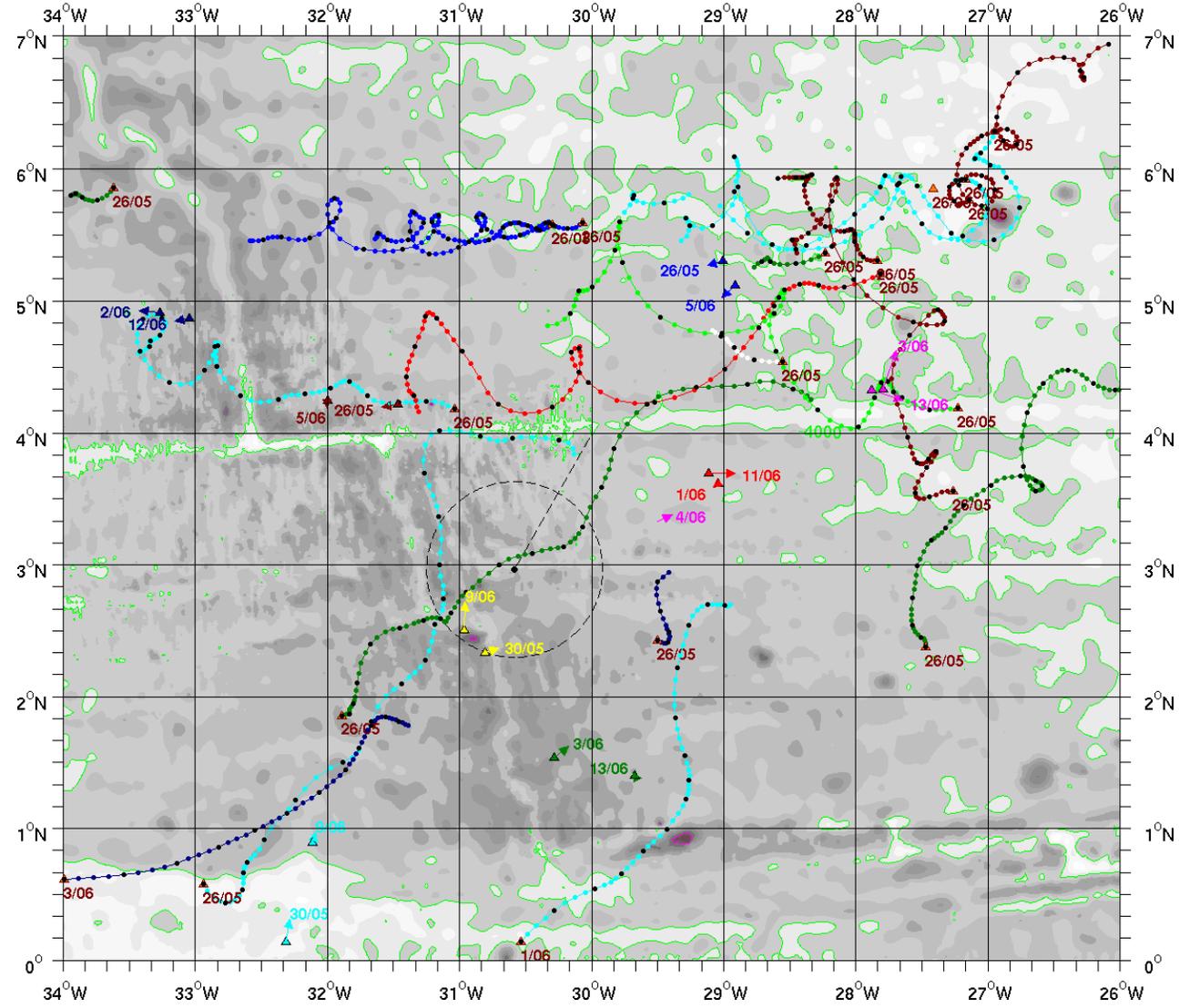
Argo float surface locations are given by triangles while 10-day deep displacements (generally near 1000 m depth) are given as blue arrows. Only the date of first surfacing is given. Argo floats stay at surface for order of 12h only. Two surface drifters from AOML (drogued near 15m depth) were available in real time. Their trajectories are coloured magenta and cyan respectively before and after June 1 2009 at 0h (recall crash time is 2h10). Bathymetry is from SRTM^[1] file with a 0.5' resolution (grey shading is every 500 m and contouring every 1000 m). A few plane parts (M) and human bodies (H) are positioned in the figure where they were sighted or recovered. AF447 Last known position (LKP) is at the centre of ACARS circle (dashed). A possible pollution spot (magenta dot) was sighted by synthetic aperture radar on June 2 at 8h16.

Argo Floats and AOML buoys May 26 to June 14 2009

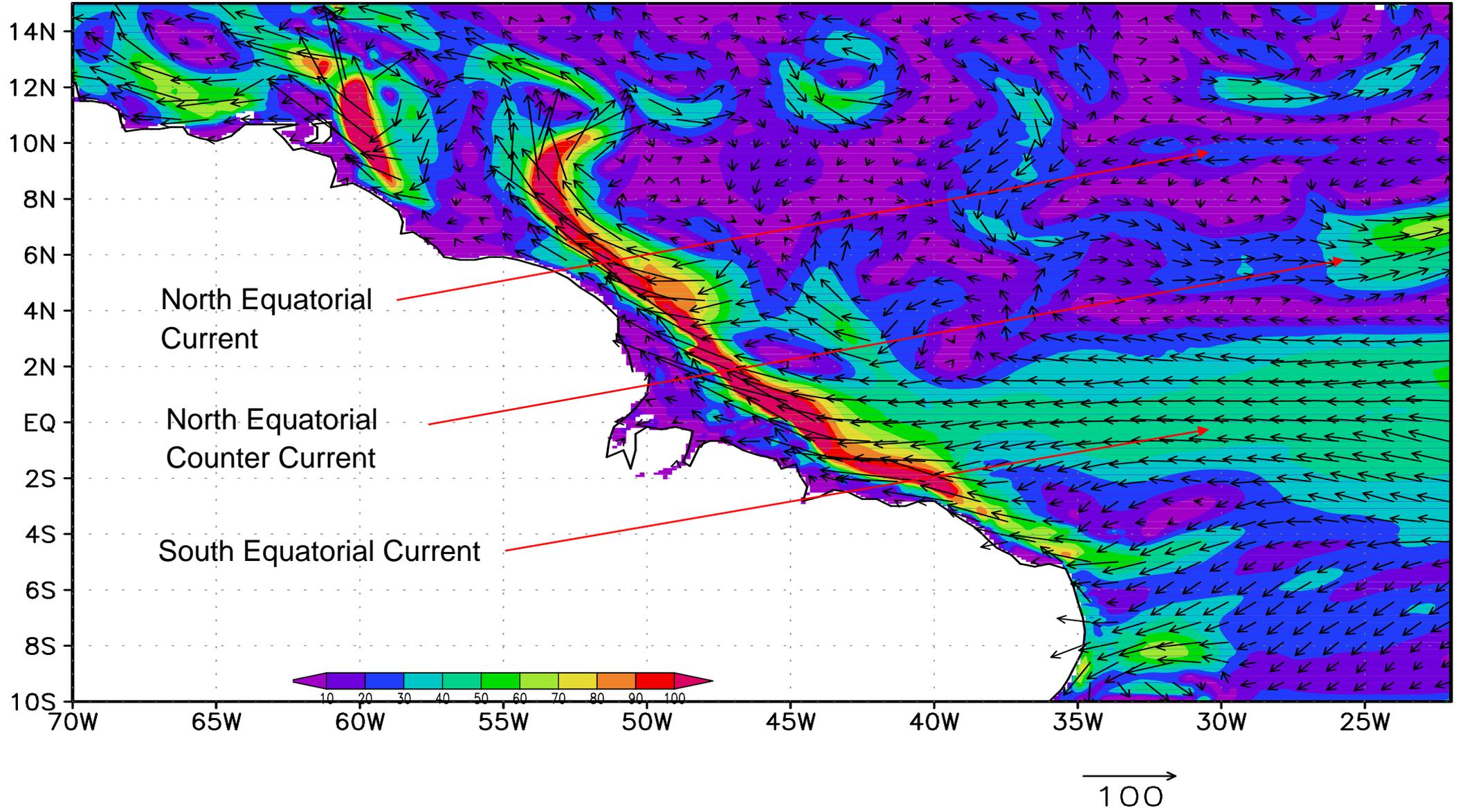


Trajectories of 17 fisheries surface buoys drogued probably near 10 or 15m depth. The trajectories of the two AOML drifters are also shown (see Figure 1) as well as the overall 12h displacements of the Argo floats while they are at the sea surface (Argo floats are not drogued and drift near 1m depth). The drifter and buoy trajectories raw positions were slightly smoothed and then sampled every 6h (the small coloured dots in the figure). The small black dots are daily positions at 0h UTC. Slanted dashed line shows the flight track the AF447 plane should have followed after the LKP.

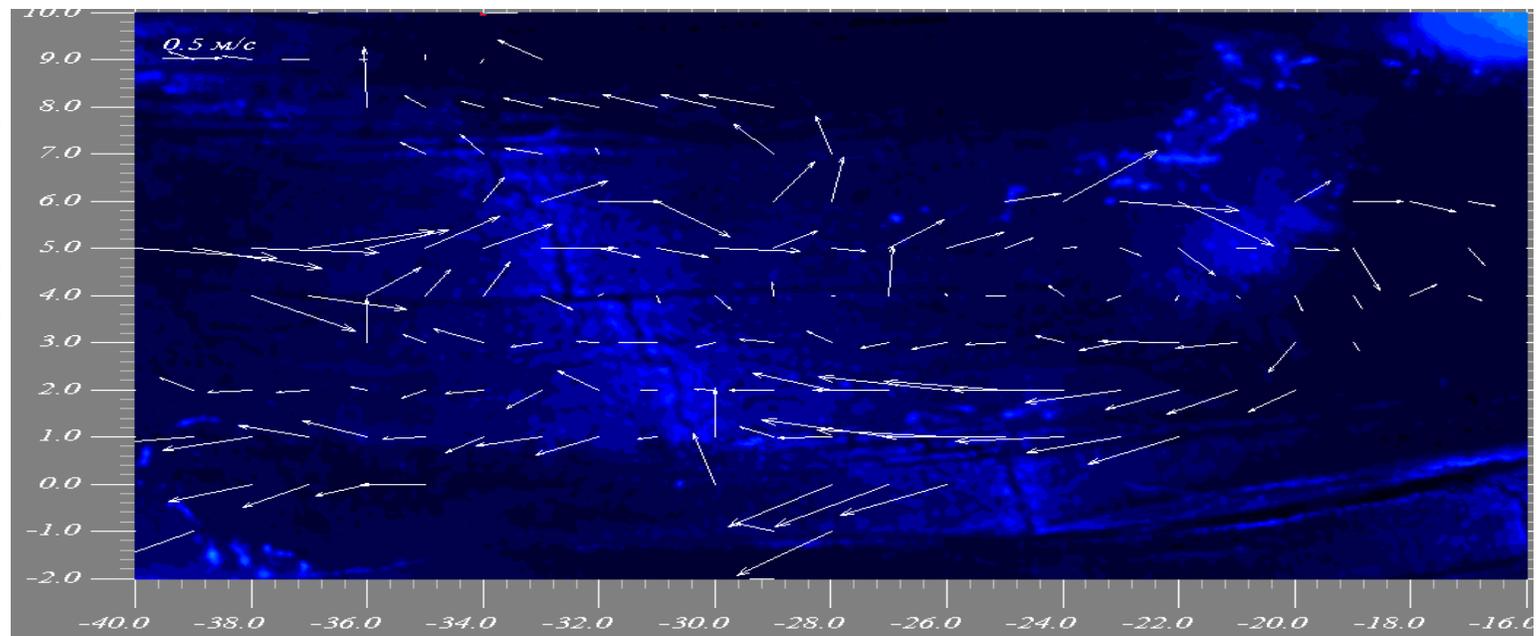
Argo Floats, AOML drifters and fishermen buoys May 26 0h to June 14 2009 24h



Near Surface Currents in the Equatorial Atlantic simulated
by using INMOM
1997 Jul 1 currents at 10m[cm/s]

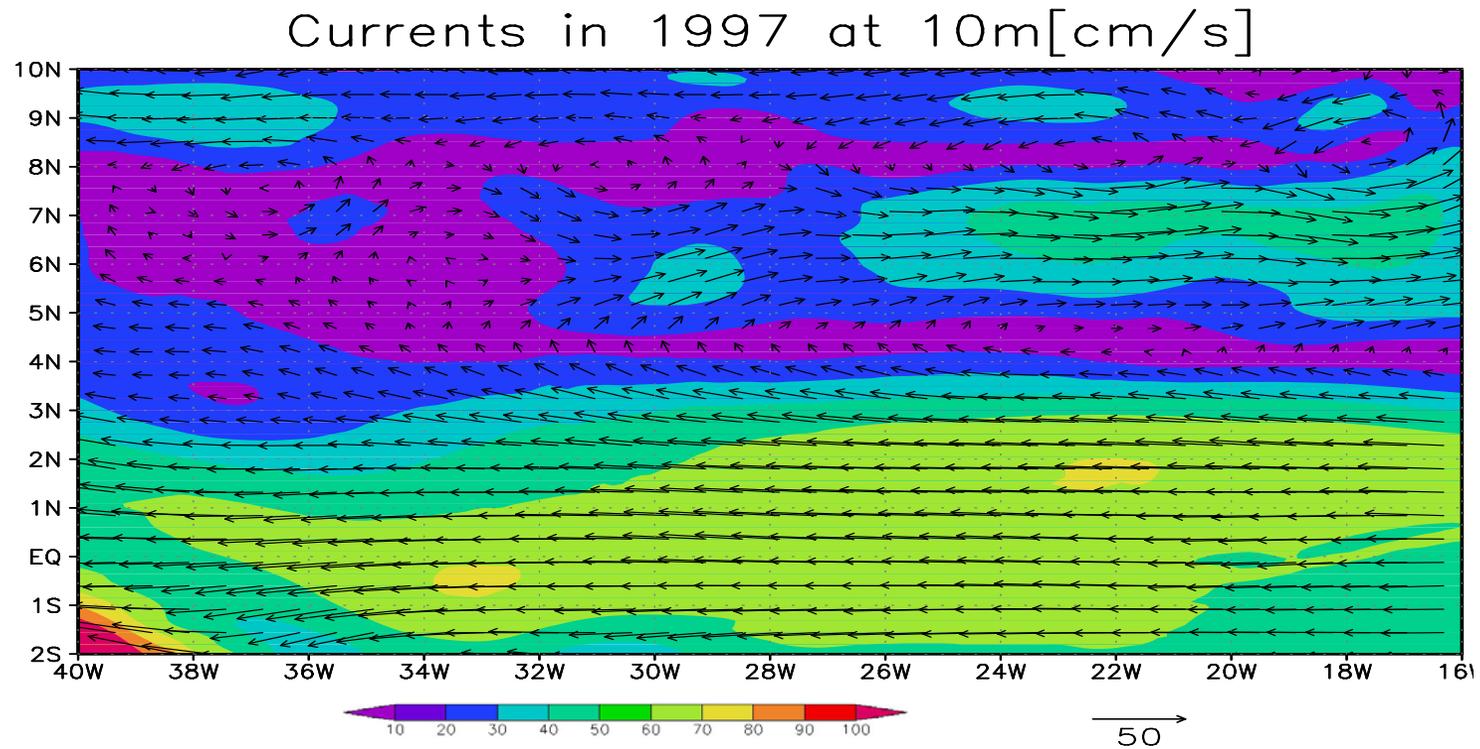


Near surface currents averaged over period from April to October 1997 derived by O.Nikitin (SOI) from drifter data



Validation of INMOM

Near surface currents simulated by INMOM averaged over the same period of 1997 have a good resemblance to currents derived by O.Nikitin from drifter data



Institute of Numerical Mathematics Ocean Model (INMOM) parameters

1. Integration domain: North Atlantic, 10°S – 60°N on latitude, 98°W – 14°E on longitude
2. Horizontal resolution: 0.16°x0.08° (9.6 nm x 4.8 nm) – 700x875 grid cells.

Real atmospheric forcing is from ECMWF
ERA-Interim data with 1.5°x1.5° spatial resolution

1. Air temperature at 2m, 6hr.
2. Air humidity at 2m, 6hr.
3. Sea level pressure (SLP), 6hr.
4. Wind speed at 10m, 6hr.
5. Sea surface temperature (SST), 6hr.
6. Downward shortwave radiation, 12hr.
7. Downward longwave radiation, 12hr.
8. Precipitation, 12hr.

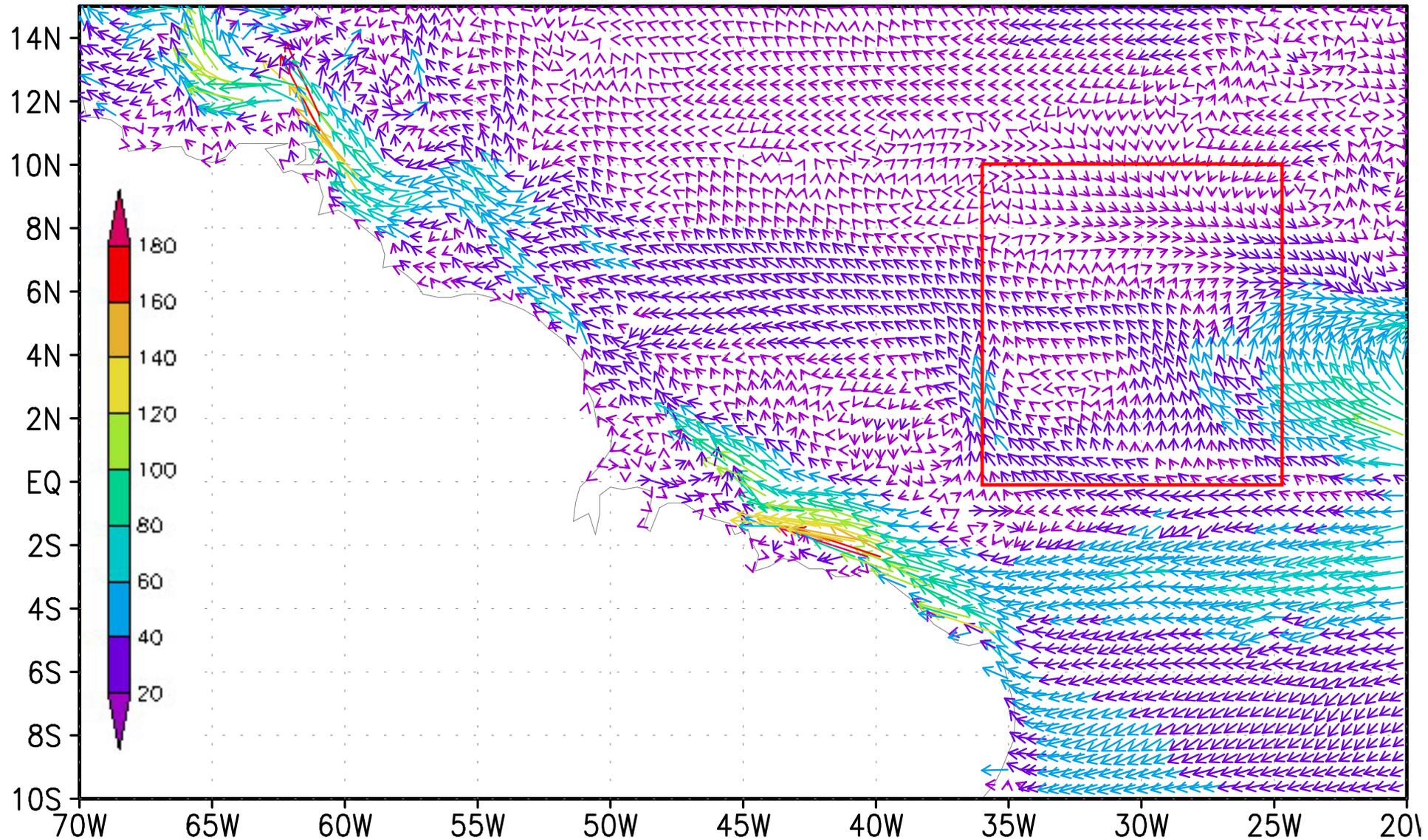
Vertical resolution: 31 unevenly spaced σ -levels (refined grid in upper layer).
Their real distribution is depend on depth

Vertical levels in meters (H=3500m)

1	1,75
2	5,25
3	8,75
4	17,5
5	26,25
6	35
7	43,75
8	52,5
9	61,25
10	70
11	84
12	102,4
13	136,8
14	178,3
15	228
16	286,8

17	355,8
18	436,2
19	529,3
20	636,6
21	759,7
22	900,7
23	1061,7
24	1245,5
25	1454,8
26	1693,3
27	1965,2
28	2275,4
29	2629,7
30	3035,1
31	3345

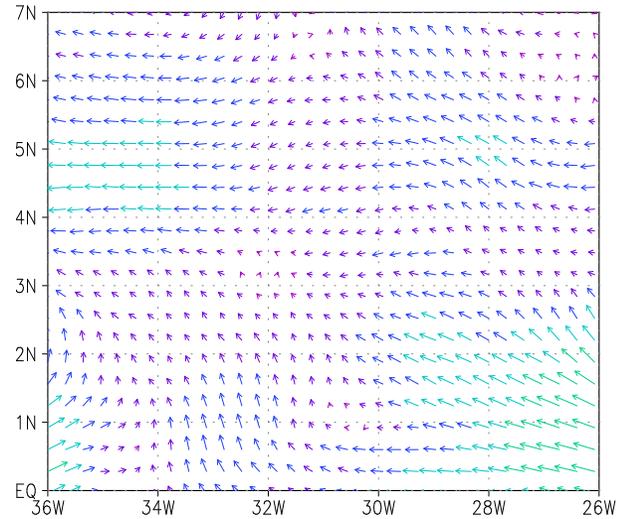
Atlantic Ocean velocities([cm/s])00Z30MAY2006



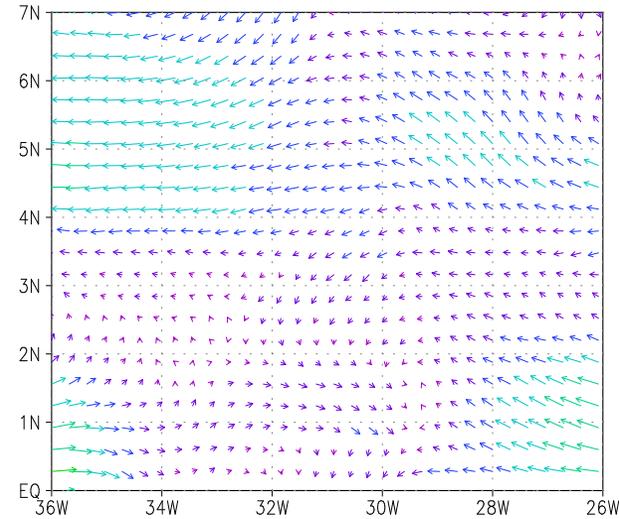
→
200

Surface currents, 01-04 June 2009

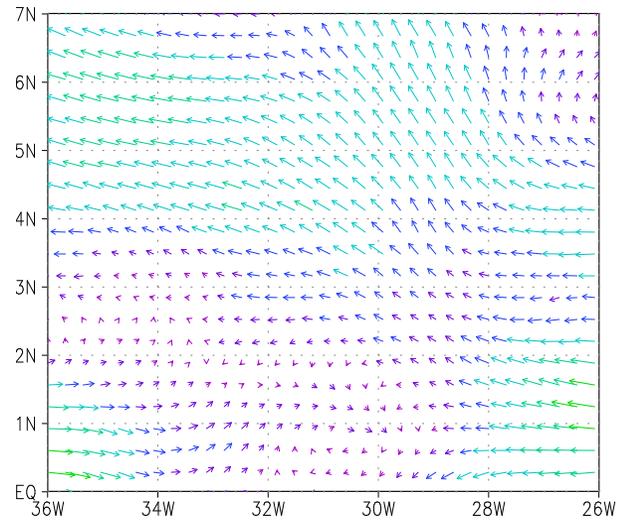
INMOM surface currents, m/s.
Time:00.00 01 Jun 2009



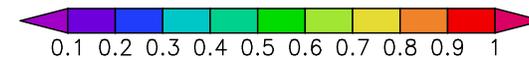
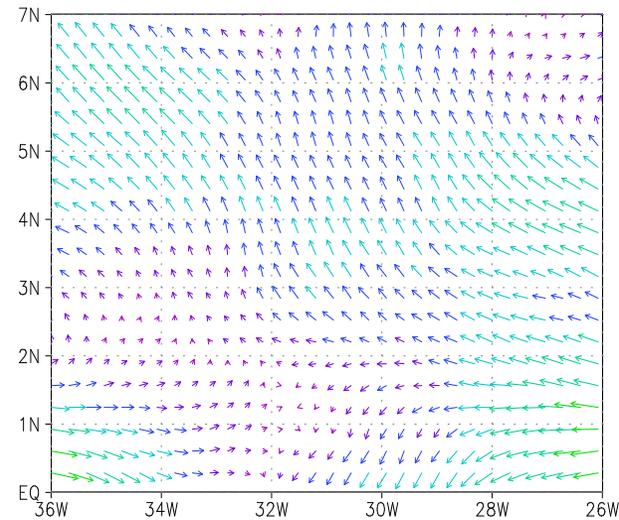
INMOM surface currents, m/s.
Time:00.00 02 Jun 2009



INMOM surface currents, m/s.
Time:00.00 03 Jun 2009

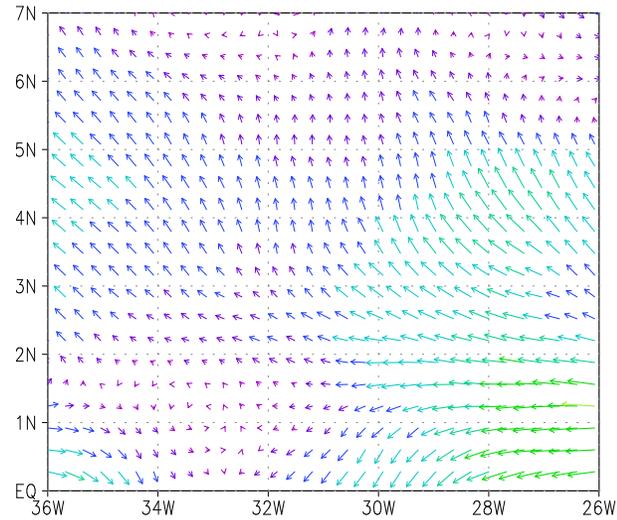


INMOM surface currents, m/s.
Time:00.00 04 Jun 2009

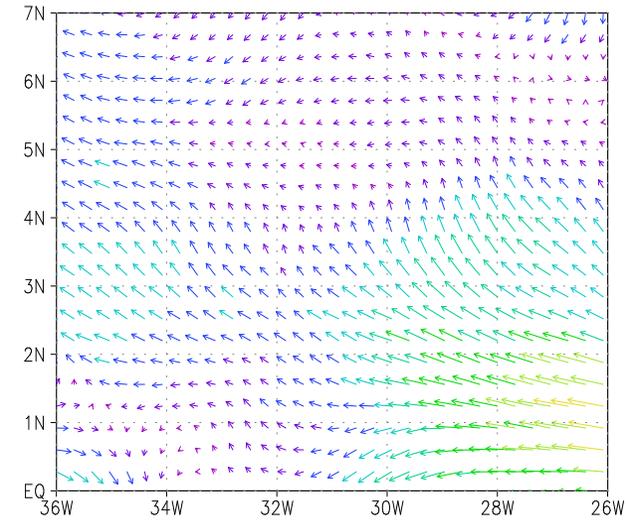


Surface currents, 05-08 June 2009

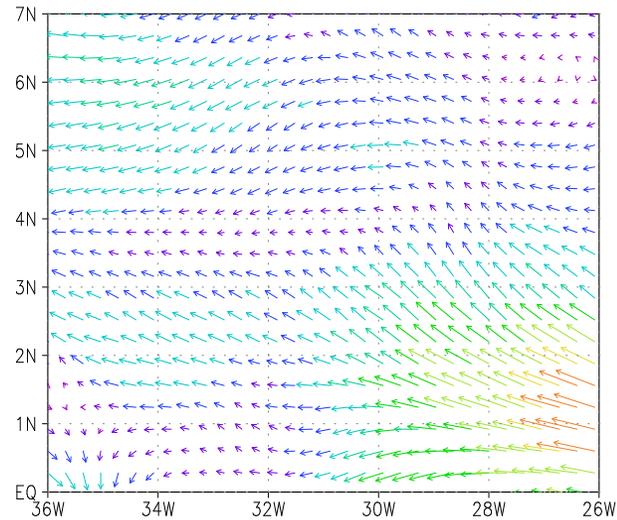
INMOM surface currents, m/s.
Time:00.00 05 Jun 2009



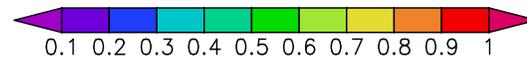
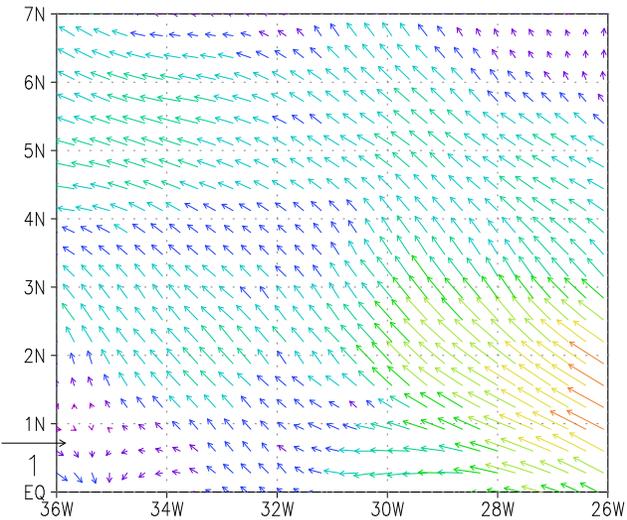
INMOM surface currents, m/s.
Time:00.00 06 Jun 2009



INMOM surface currents, m/s.
Time:00.00 07 Jun 2009

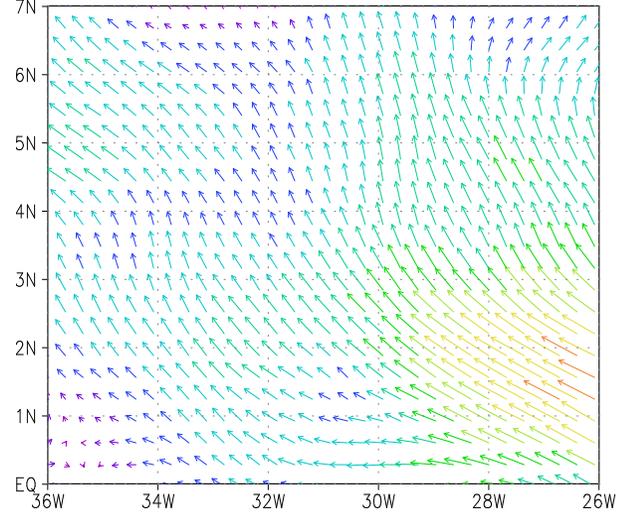


INMOM surface currents, m/s.
Time:00.00 08 Jun 2009

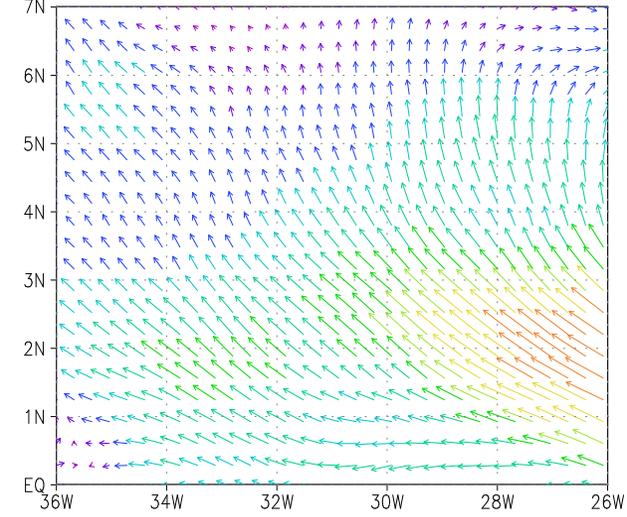


Surface currents, 09-12 June 2009

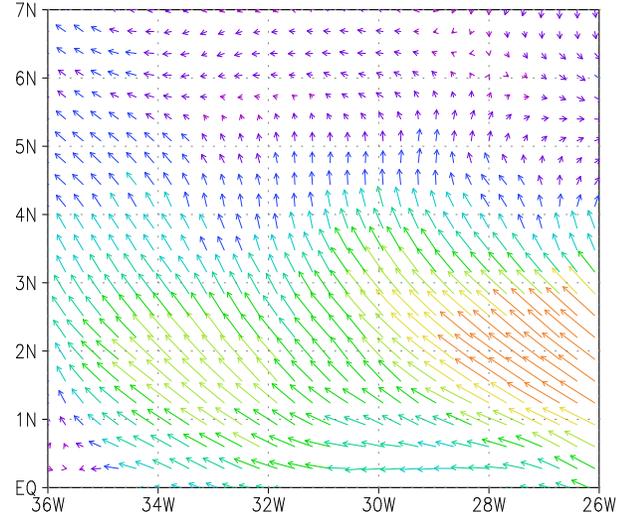
INMOM surface currents, m/s.
Time:00.00 09 Jun 2009



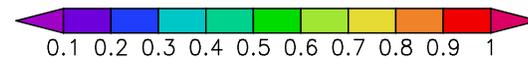
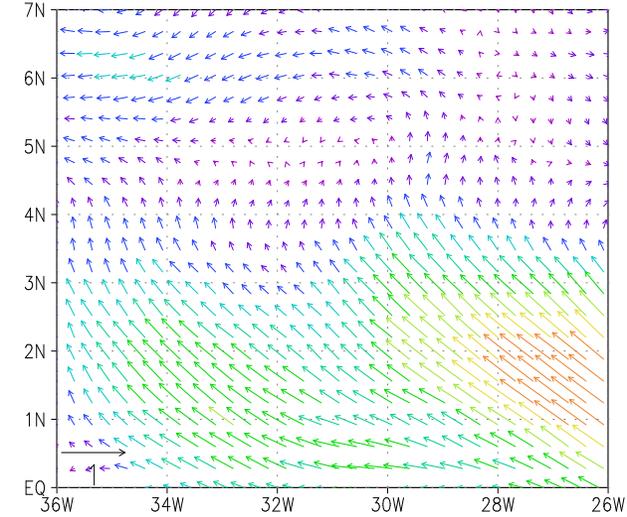
INMOM surface currents, m/s.
Time:00.00 10 Jun 2009



INMOM surface currents, m/s.
Time:00.00 11 Jun 2009

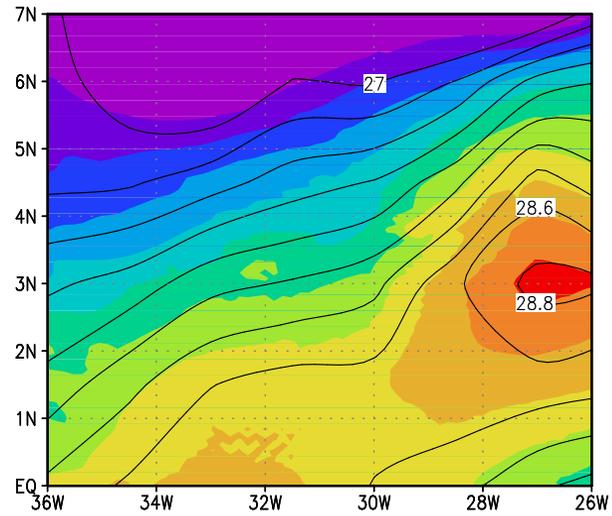


INMOM surface currents, m/s.
Time:00.00 12 Jun 2009

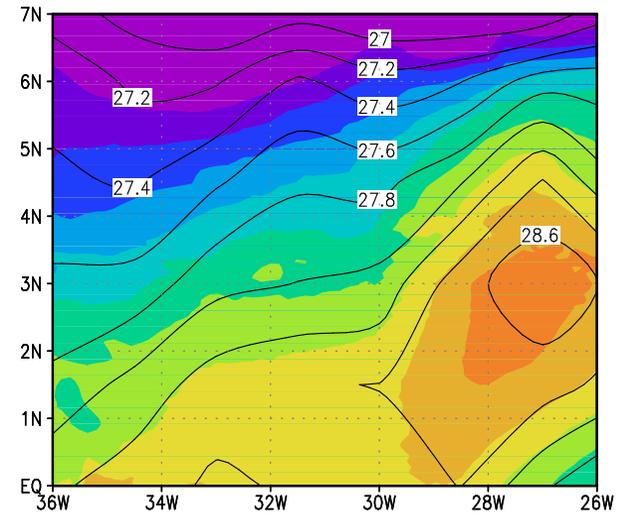


SST modelled vs observed, 01-04 June 2009

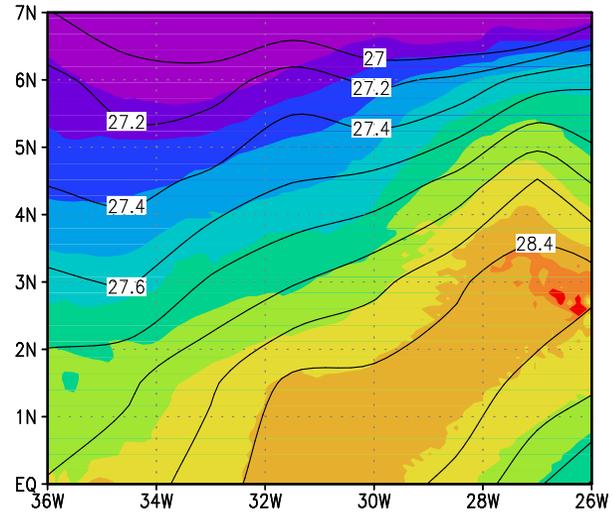
SST modelled(shaded) vs observed(contoured), C.
Time:00.00 01 Jun 2009



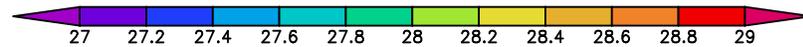
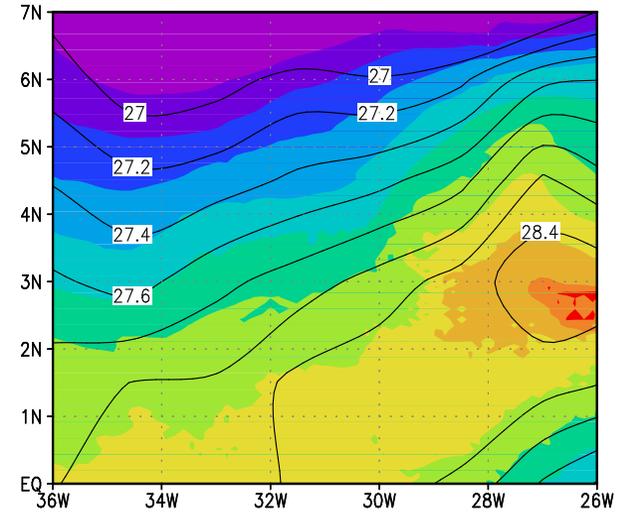
SST modelled(shaded) vs observed(contoured), C.
Time:00.00 02 Jun 2009



SST modelled(shaded) vs observed(contoured), C.
Time:00.00 03 Jun 2009

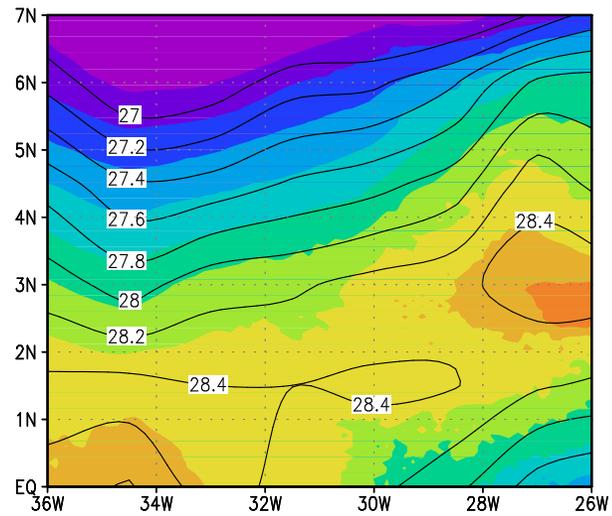


SST modelled(shaded) vs observed(contoured), C.
Time:00.00 04 Jun 2009

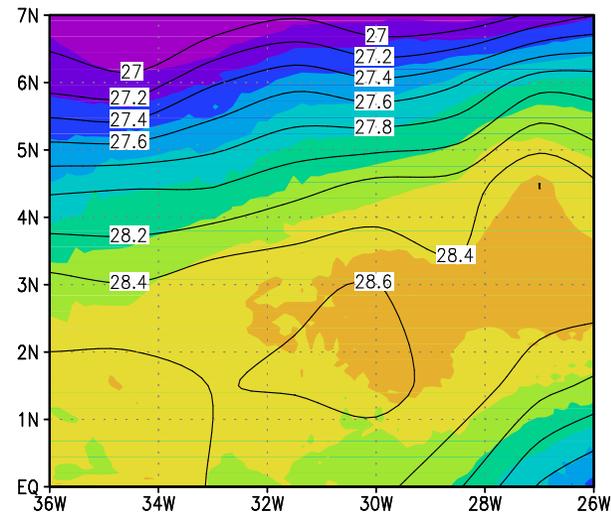


SST modelled vs observed, 05-08 June 2009

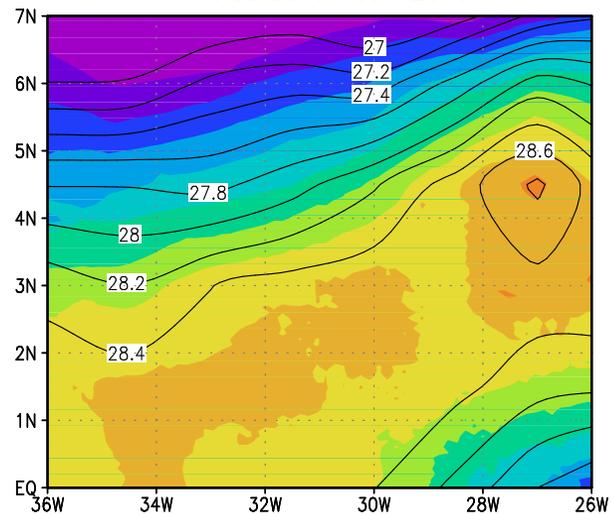
SST modelled(shaded) vs observed(contoured), C.
Time:00.00 05 Jun 2009



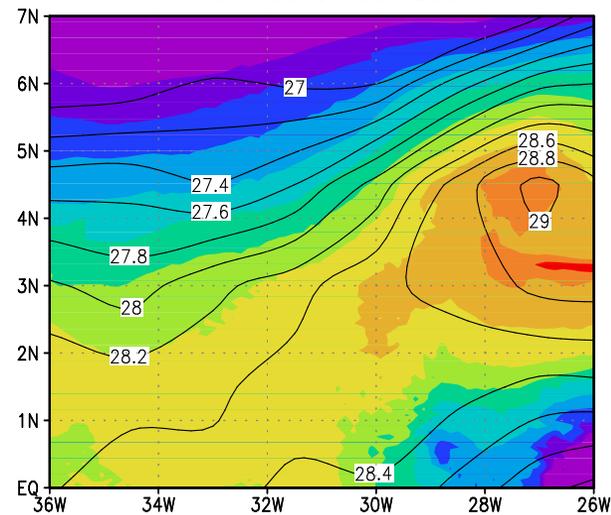
SST modelled(shaded) vs observed(contoured), C.
Time:00.00 06 Jun 2009



SST modelled(shaded) vs observed(contoured), C.
Time:00.00 07 Jun 2009

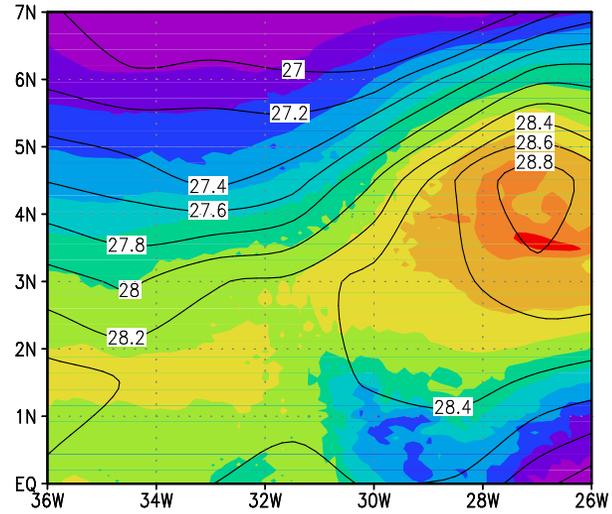


SST modelled(shaded) vs observed(contoured), C.
Time:00.00 08 Jun 2009

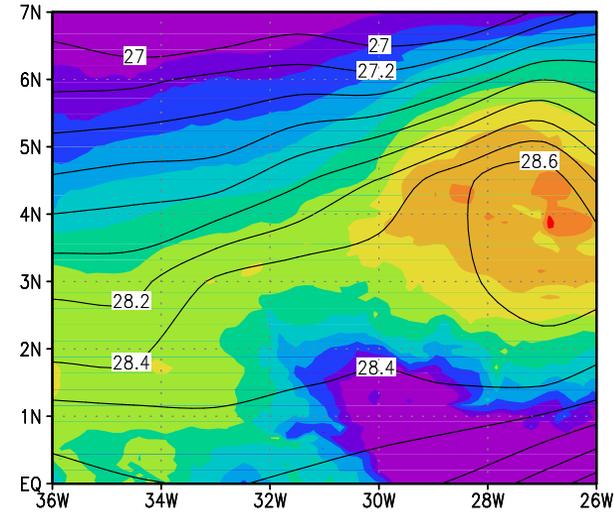


SST modelled vs observed, 09-12 June 2009

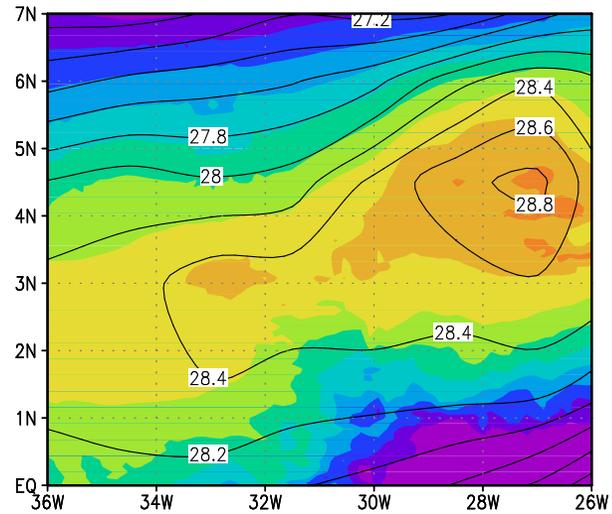
SST modelled(shaded) vs observed(contoured), C.
Time:00.00 09 Jun 2009



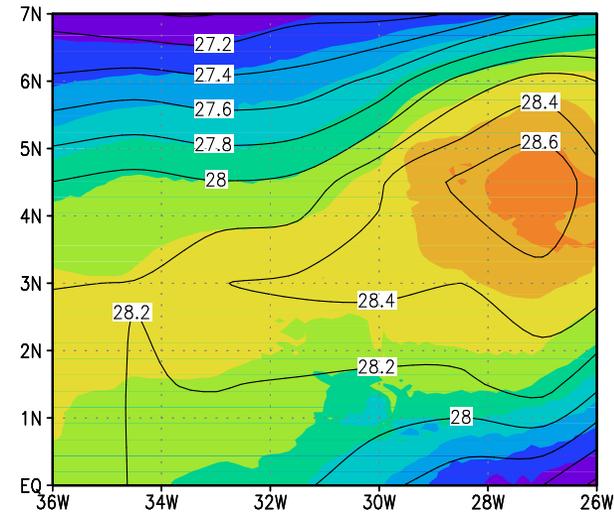
SST modelled(shaded) vs observed(contoured), C.
Time:00.00 10 Jun 2009



SST modelled(shaded) vs observed(contoured), C.
Time:00.00 11 Jun 2009

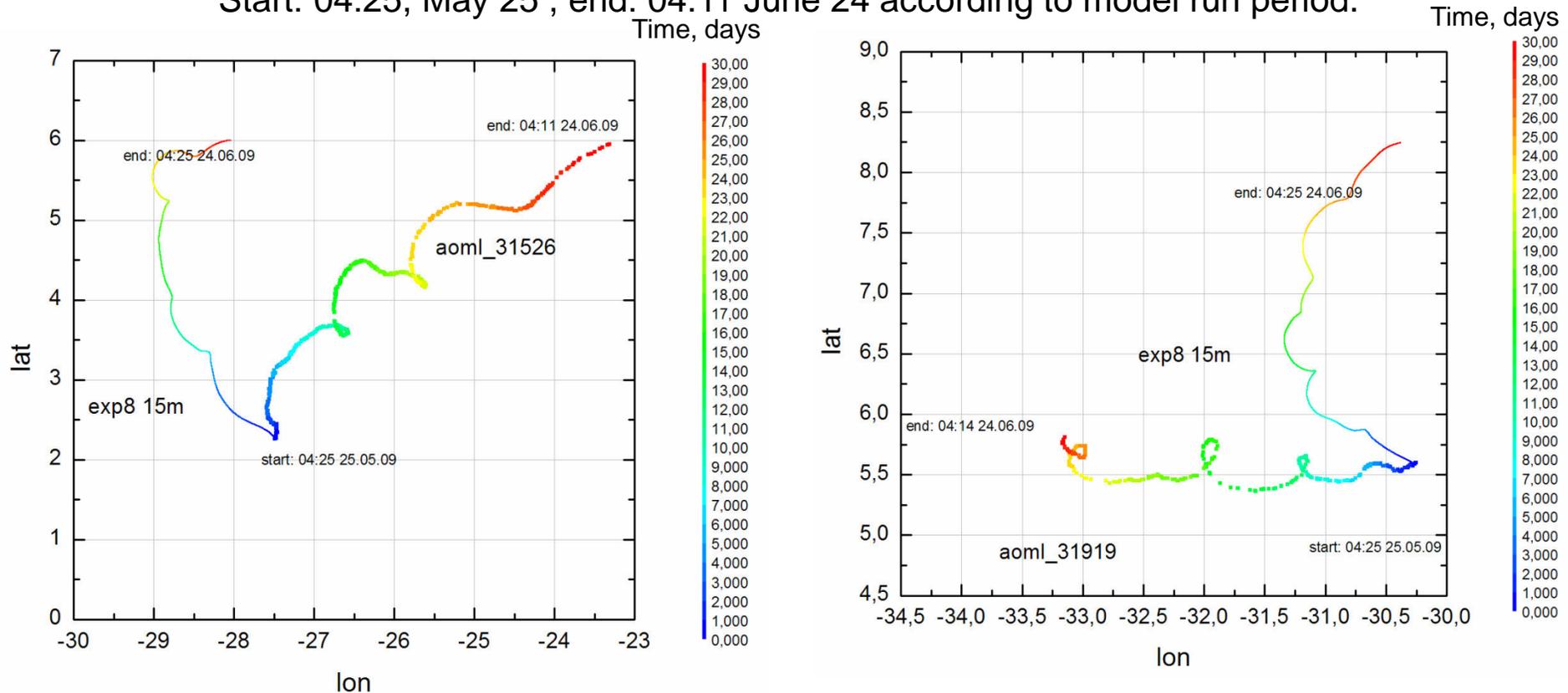


SST modelled(shaded) vs observed(contoured), C.
Time:00.00 12 Jun 2009



Test 2. Observed and simulated trajectories of AOML buoys 31526 and 31919 at 15m.

Start: 04:25, May 25 , end: 04:11 June 24 according to model run period.



Question is arisen: way is deviation for AOML 31526 to left and for AOML 31919 to right from observed trajectories?

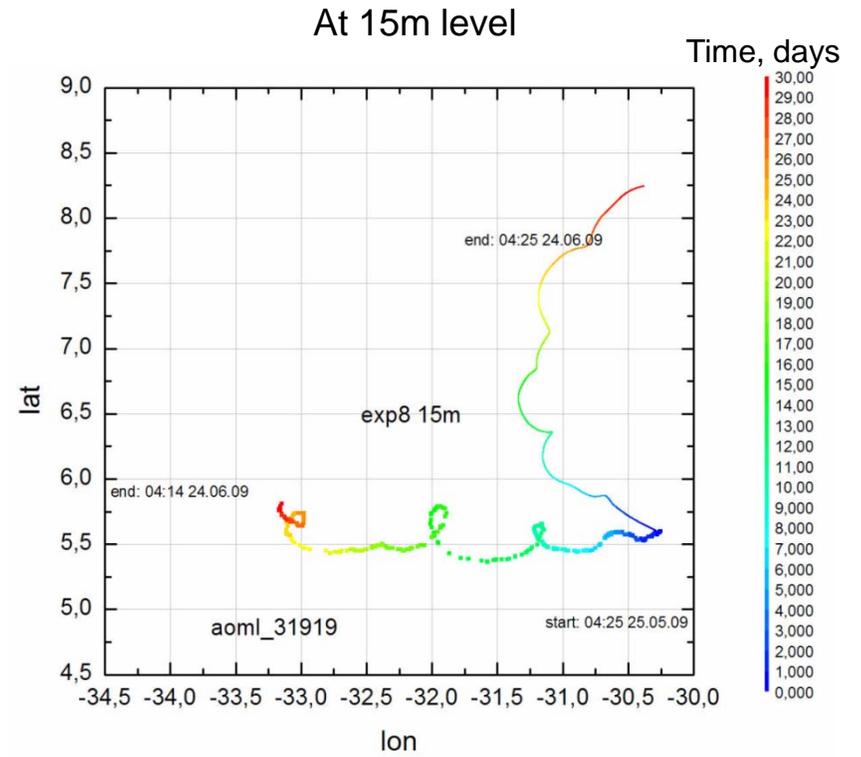
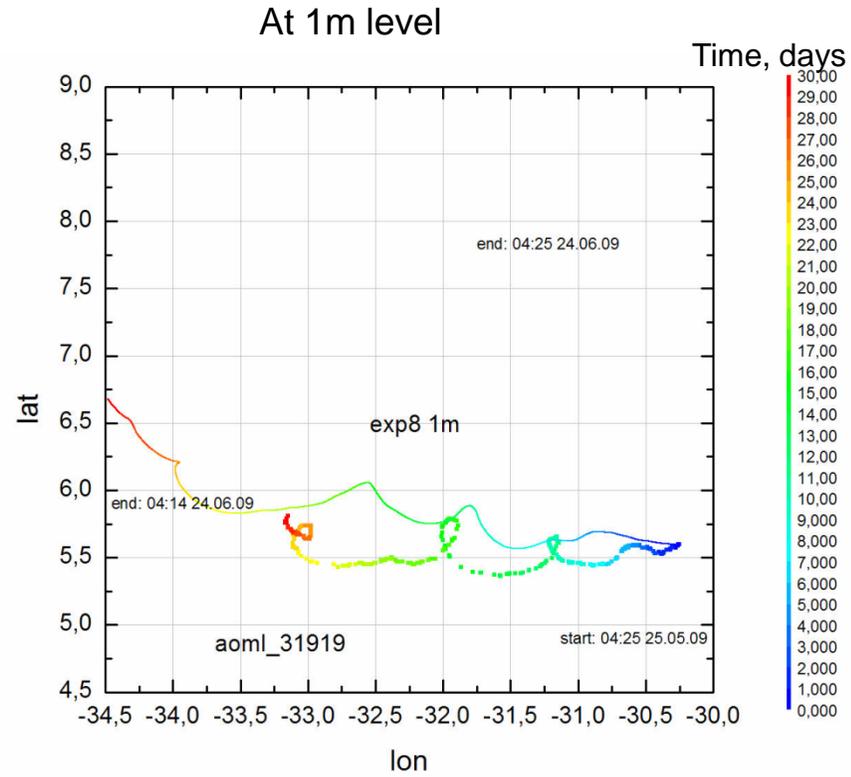
This deviation is defined by vertical resolution of Ekman spiral with k-parameterization of vertical turbulent viscosity (Philander&Pakanovsky parametrization is used in INMOM).

So there is a contradiction: for AOML 31526 $k > k_{opt}$, and for AOML 31919 $k < k_{opt}$.

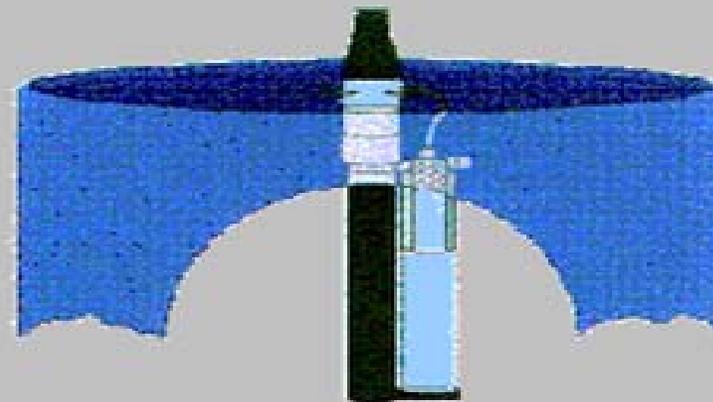
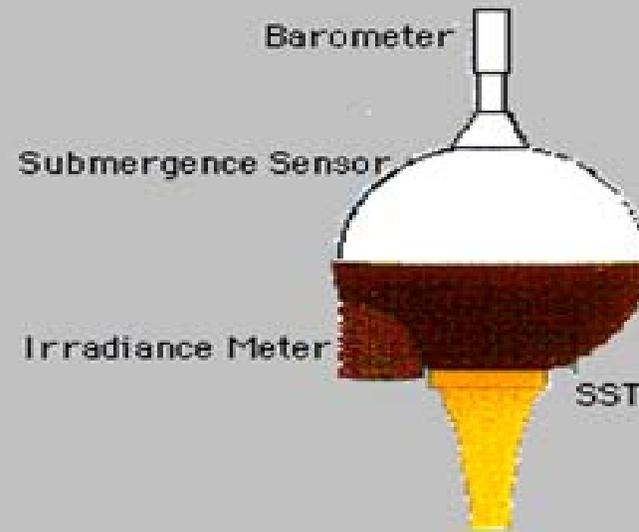
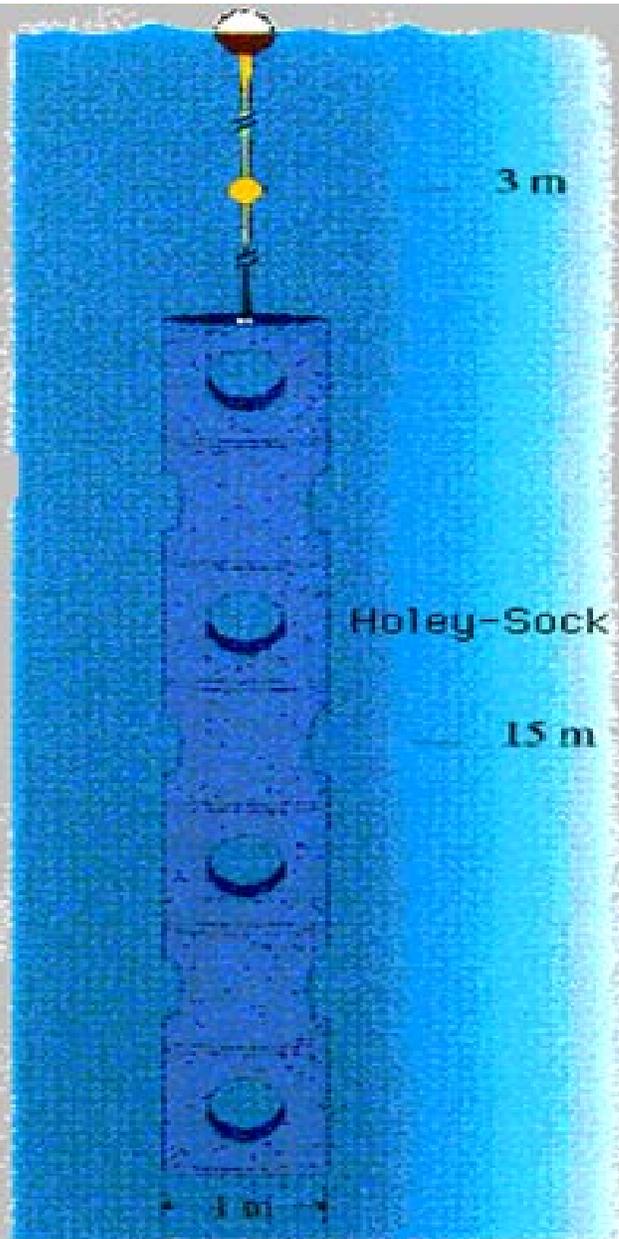
Possible explanation may be that a drogue of AOML 31919 was lost.

Oleg Nikitin give real reasons for this suggestion.

Trajectory of AOML buoy 31919 is better simulated by using surface currents from 1m level.



The Global Lagrangian Drifter



There is no indication on the date of the drogue lost from the buoy 31919 in the AOML metadata database as of June 30, 2009:

<http://www.aoml.noaa.gov/phod/dac/dirall.html>

WMO_ID	DROG_OFF_DATE	DEATH_CODE	MANUFACTURER
31919	0	0	Pacific Gyre
31526	0	0	Clearwater
31548	0	0	Clearwater
31995	0	0	Clearwater
31996	0	0	Clearwater
31998	0	0	Clearwater

DEATH CODES: 0 = buoy still reporting as of 6-30-2009

Drogue off date = 0 means drogue still attached.

Drogue off date of 1-1-79 indicates we were unable to interpret the drogue status from the drogue sensor readings.

Drogue off date equal to deployment time means drogue was off since deployment.

Drogue off date equal to ending time, buoy ended with its drogue attached.

However, according to the report of M.Pazos and S.Dolk there is a doubt that submergence sensors from the **Pacific Gyre** manufacturer always are functioning properly.

Long term comparison of drifters from four manufacturers deployed in 2006

ADB06



Presented by: Mayra Pazos, Shaun Dolk

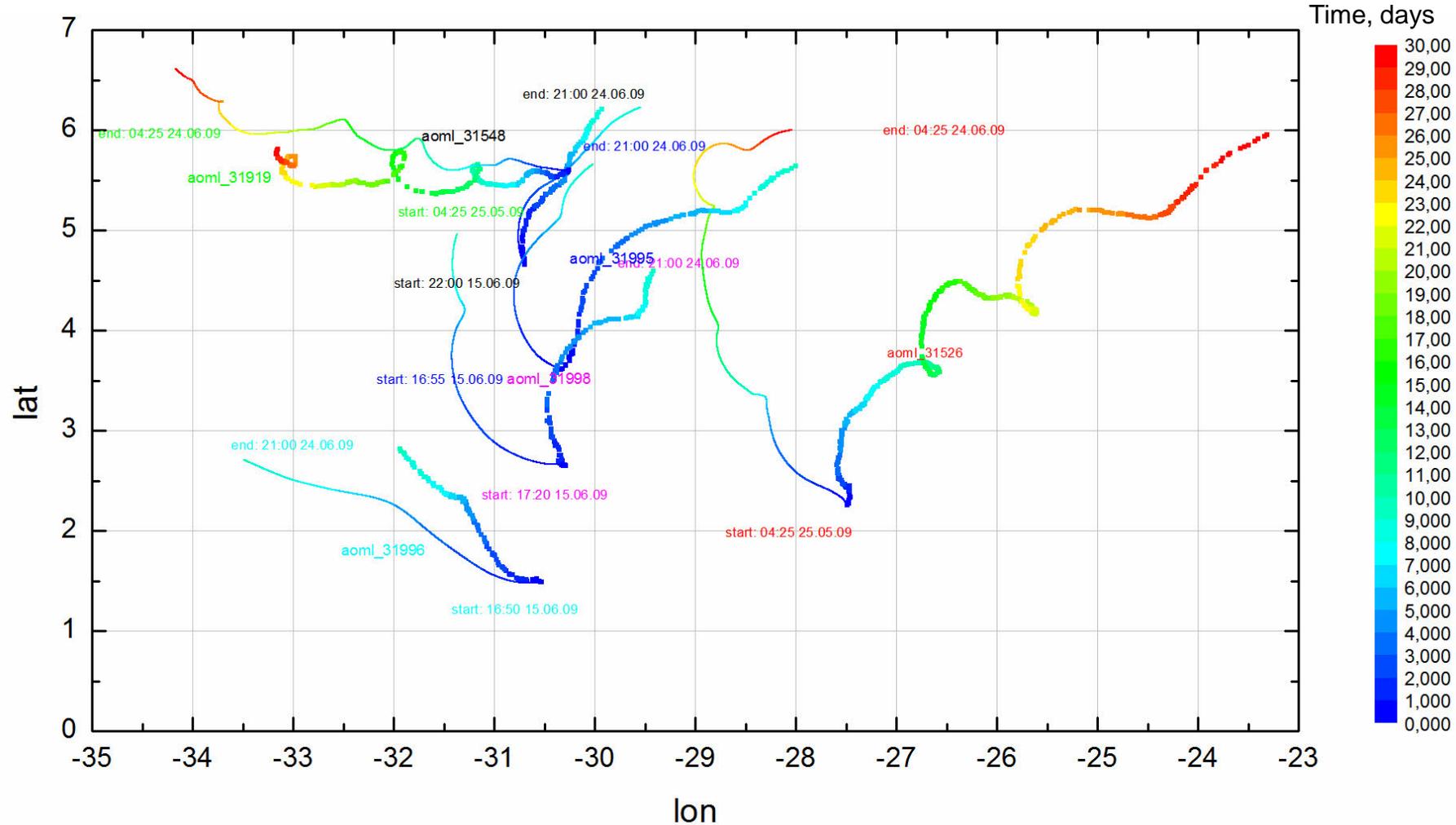
Drifter Data Assembly Center/Drifter Operations Center

Collaborators: Rick Lumpkin, Jessica Redman, Erik Valdes

NOAA/AOML, Miami, Florida

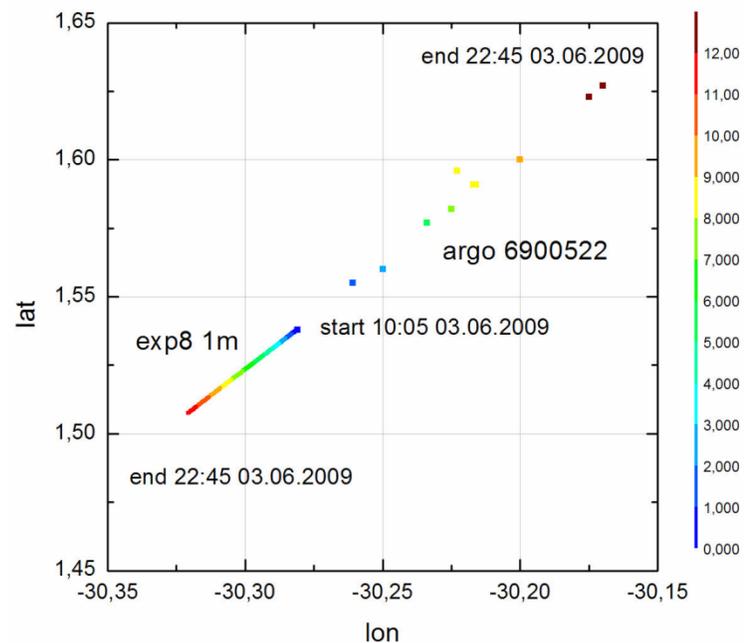
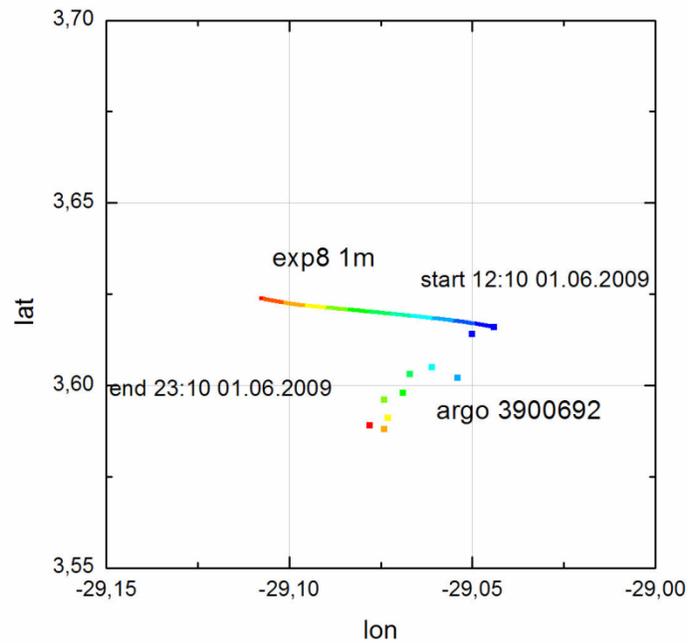
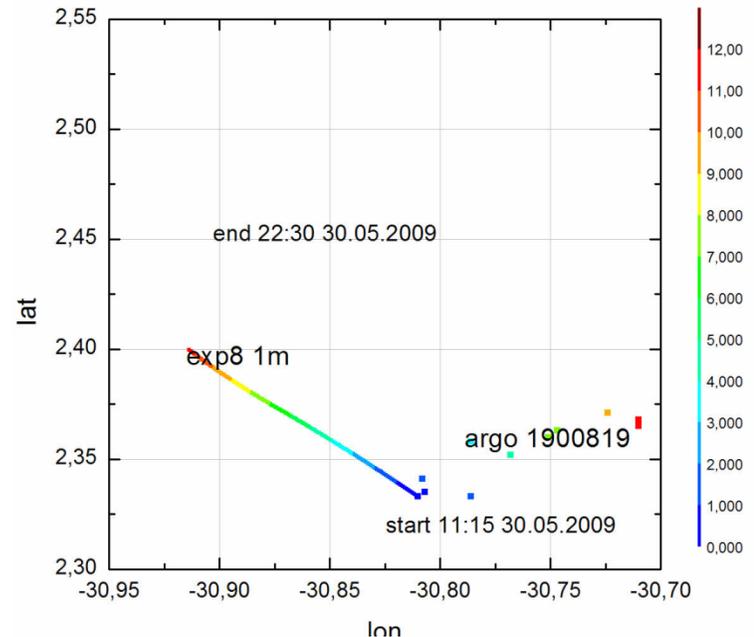
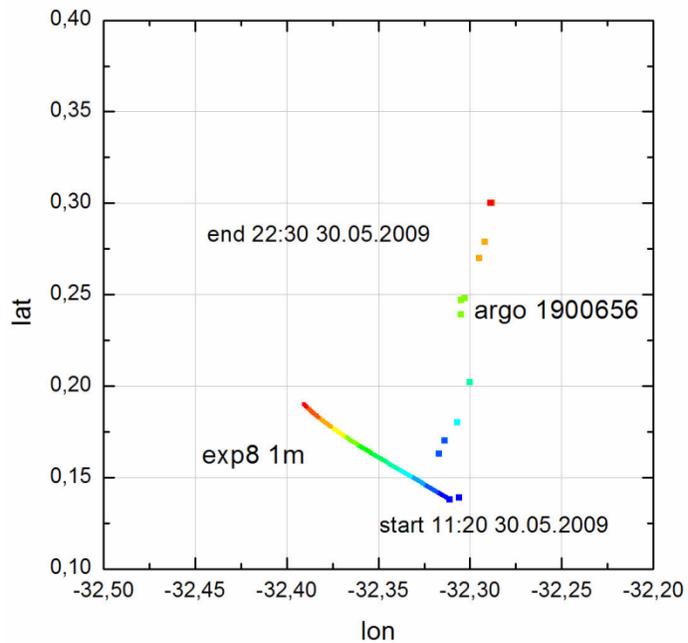
Data Buoy Cooperation Panel, October 15-29, 2007, Jeju, Korea

Observed and simulated trajectories of AOML buoys 31526 and 31919 from test 2 and additional AOML buoys 31548, 31995, 31996, 31998. Assembled pattern.

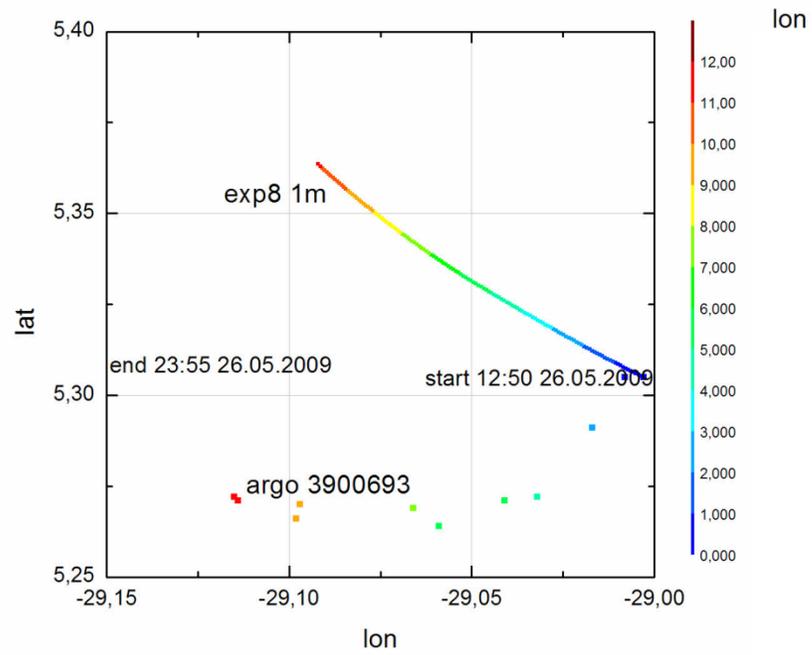
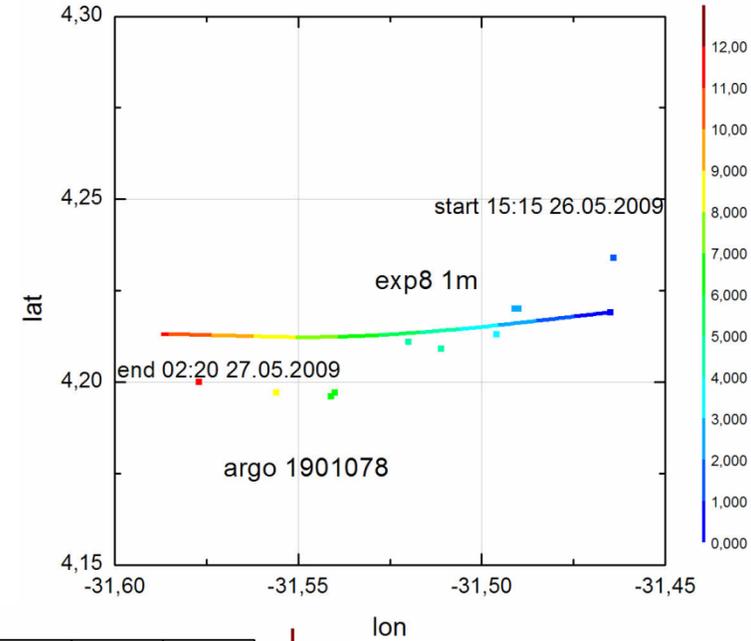
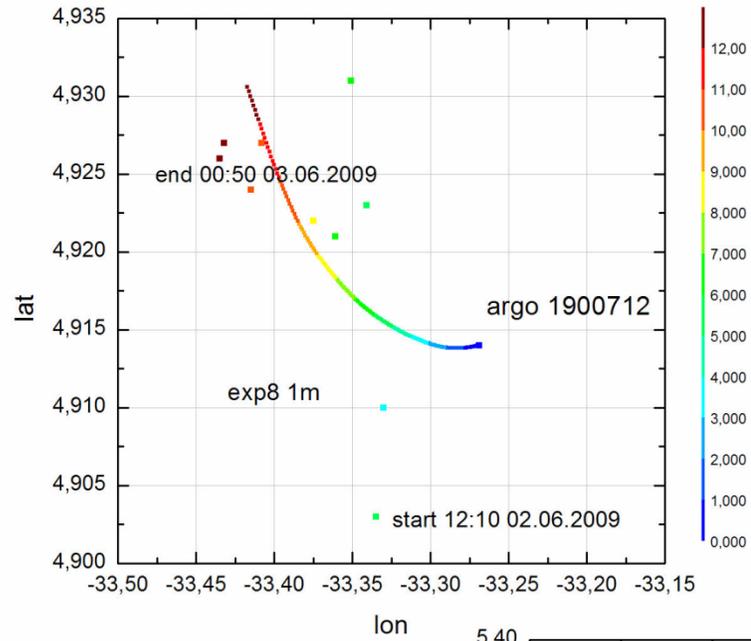


Observed trajectories are well simulated when $\varphi > 4^\circ\text{N}$, and observed trajectories are not so well simulated when $\varphi < 4^\circ\text{N}$.

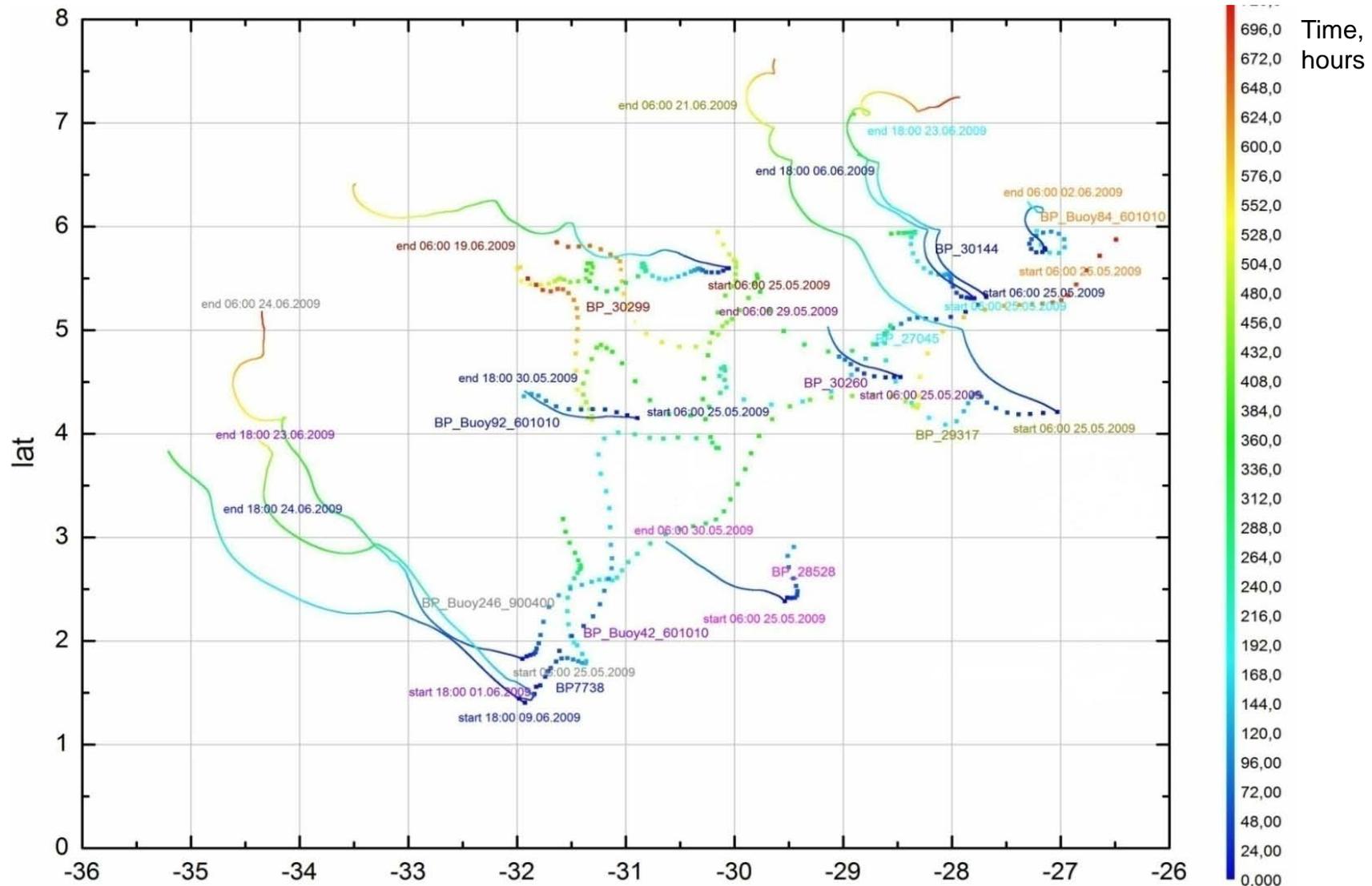
ARGO buoys drift with surface currents to the south of 4N



ARGO buoys drifts are better simulated with surface currents to the north of 4N



Observed and simulated trajectories of Fishermen and other drifters from BEA data.



There strong boundary at 4°N: observed trajectories are well simulated to the north of 4°N, and not so well simulated to the south of 4°N.

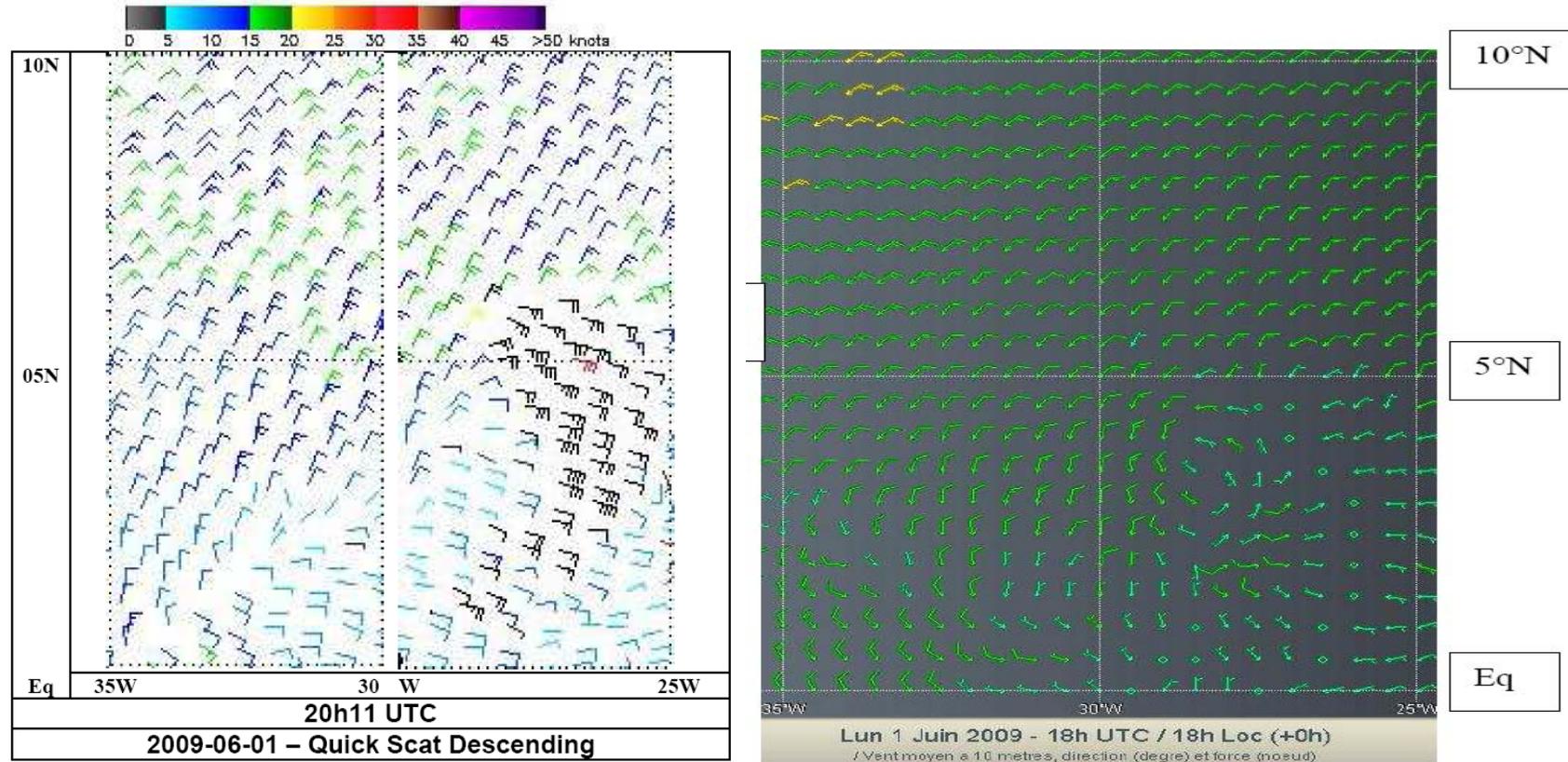
There are 2 reasons of this problem to be analyzed.

- 1) Wind data is not good enough to the south of 4°N.
- 2) Model does not reproduce well near equatorial dynamics.

Comparaison des vents à 10m QuikScat et des analyses du CEP

Météo France, le 7 juillet 2009

retouchée le 12 octobre 2009 (avant mise à disposition sur le site ftp du BEA).



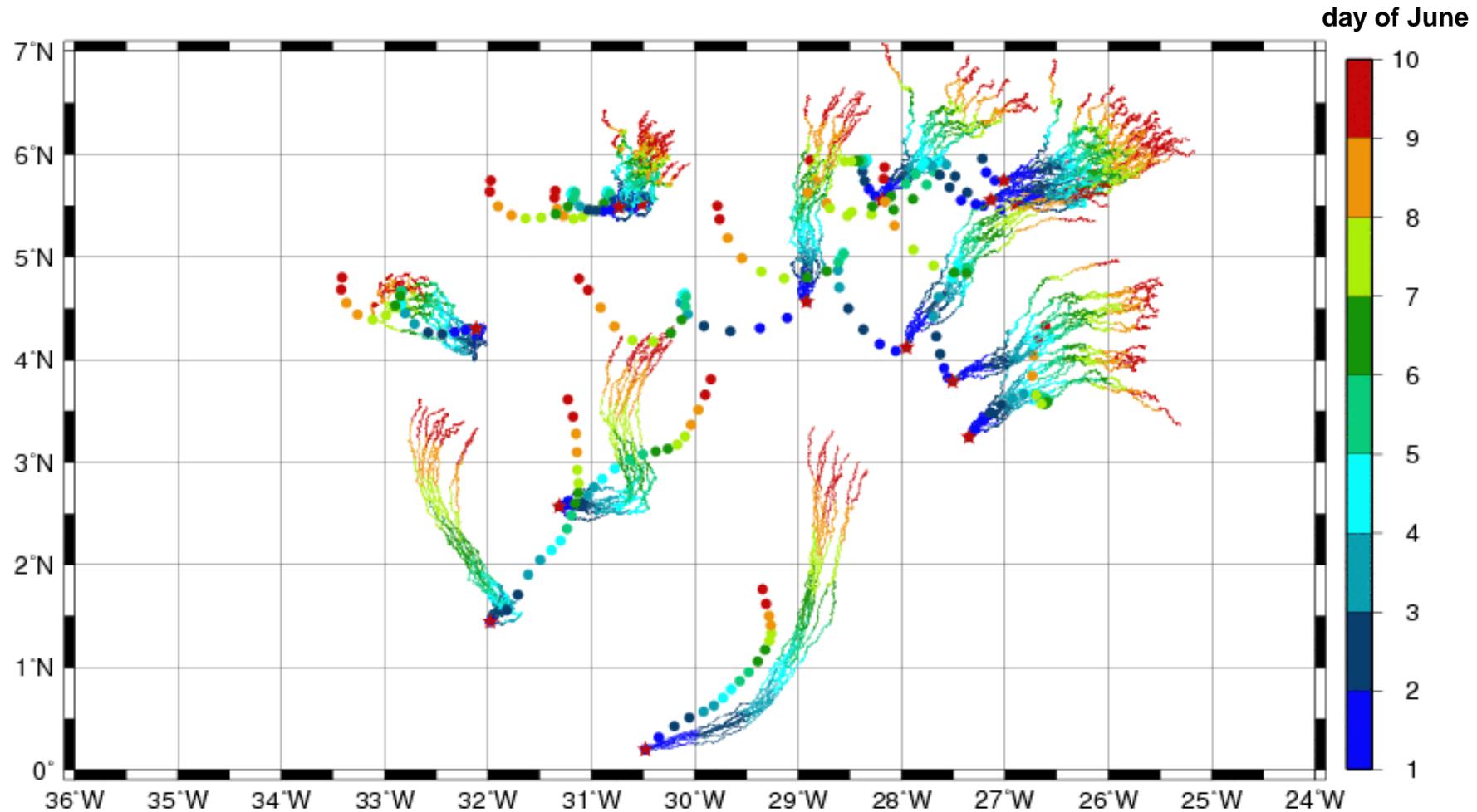
The data are in good agreement, both modulus and direction. The differences are often interpreted as the presence of strong convective cells. Anyway, in this case, the model of ECMWF has not sufficient resolution to properly resolve this phenomenon. It remains to estimate the spatial and temporal influence of these errors!

Forward drifts of fishermen buoys

Fishermen drifters

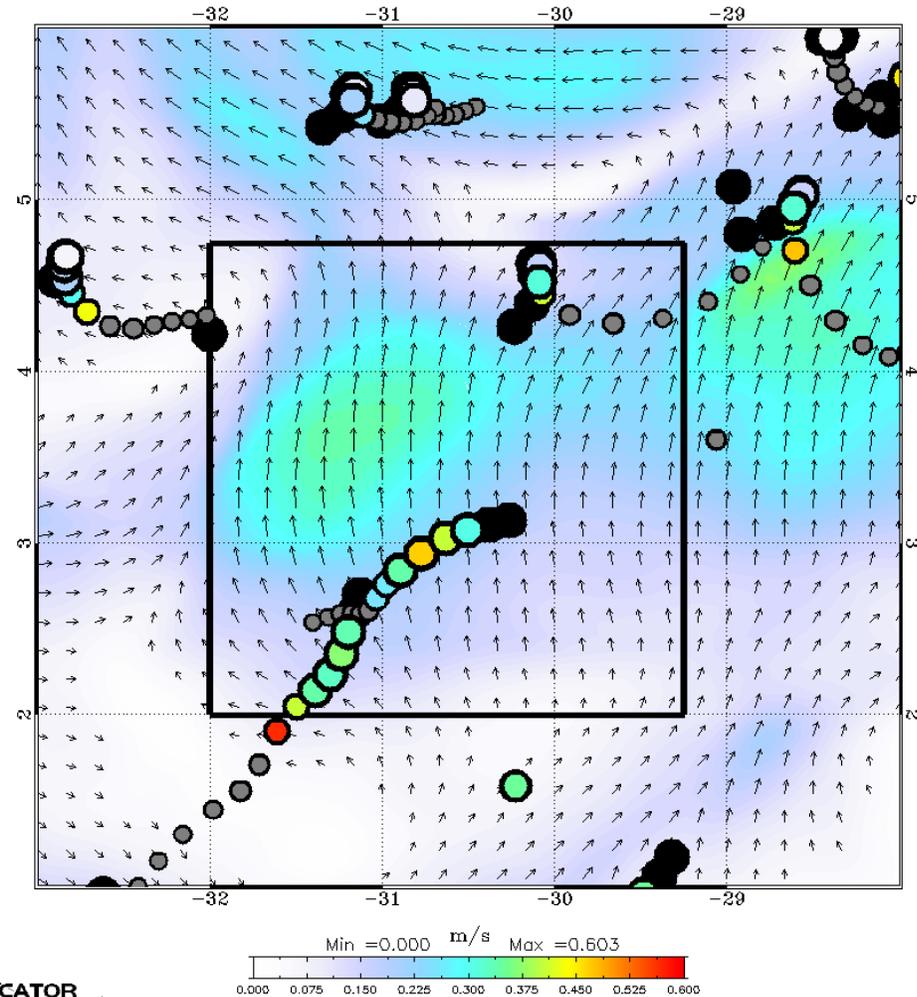
thin lines : drift due to HYCOM currents at 10 m

thick points : observed drift



MERCATOR (1/12°)

ZOOM DAY fwd us0 8 velocity: ZOOM PSY2-T01 y2009m06d04 gridU nc at level 1

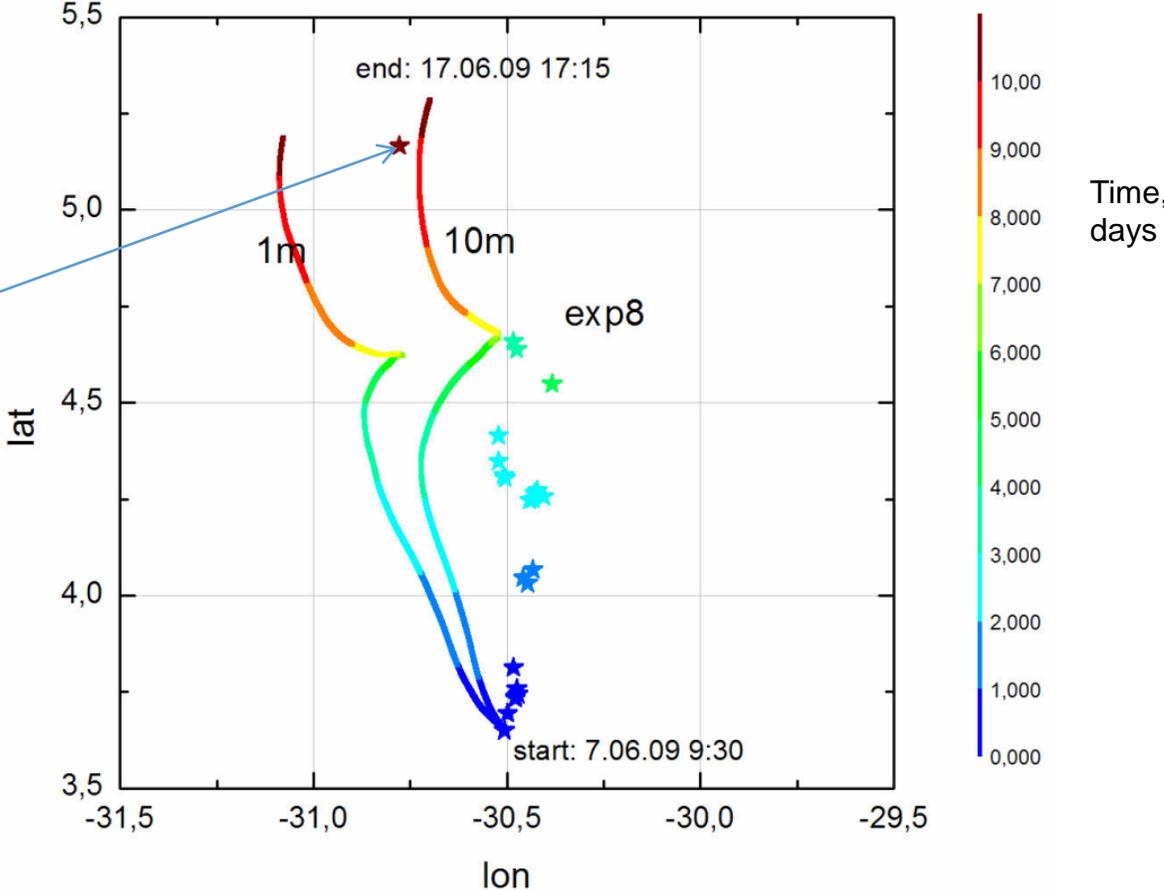


Coloured field is the current velocity; the bubble correspond to the in situ data; the bubble color correspond to the velocity; the grey bubble correspond to data older than 4 days; the black bubbles correspond to future data (more than 2 days ahead); standalone bubbles correspond to ARGO or vessel drifts.

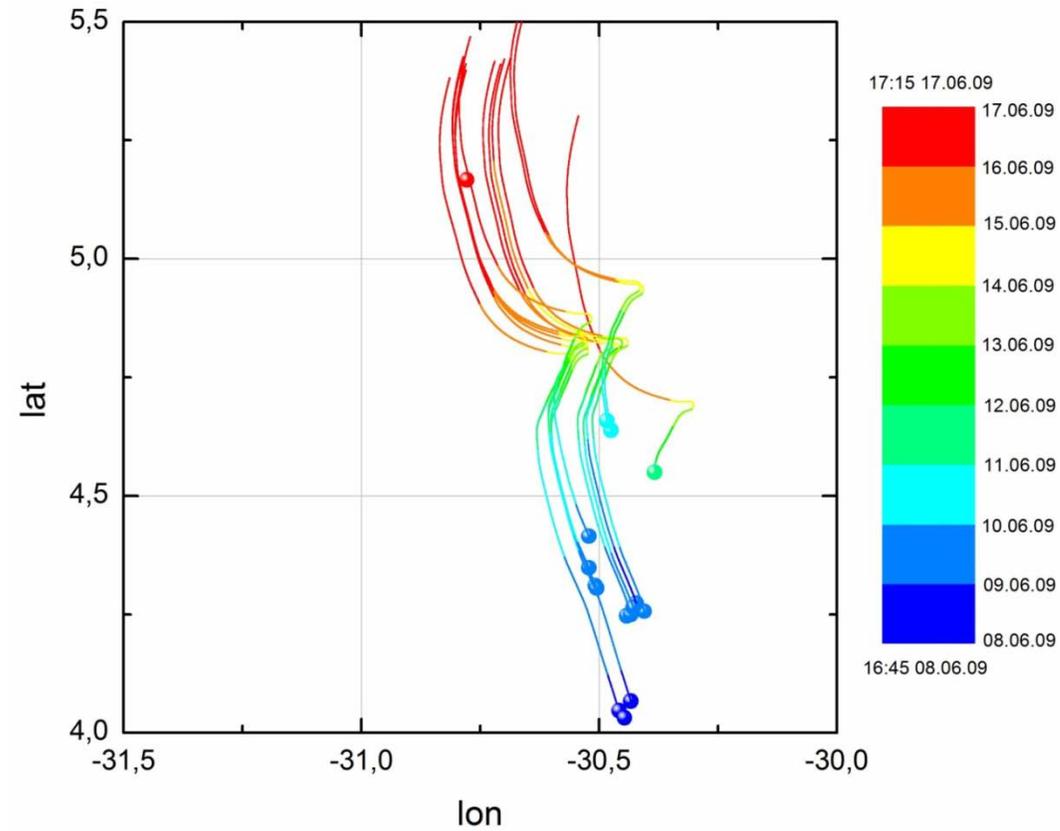
TEST I consists in modelling the forward drift of the bodies between June 7 and June 17, assuming that all the bodies drifted from a common position which is the one of the bodies retrieved on June 6 by the Ventose.

Pure advection under current (no Wind, Coriolis, no Stokes...) is simulated.

The deviation of the body is possibly caused by inertial oscillation

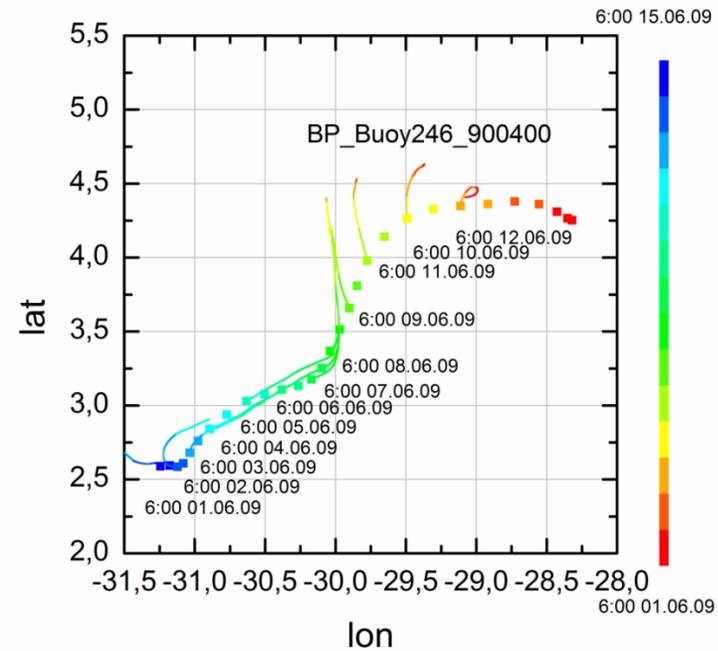
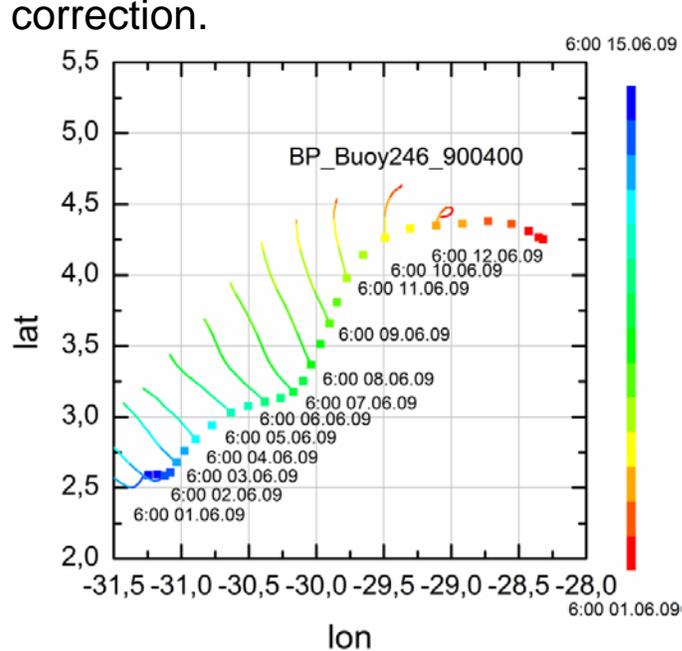


Forward drift of bodies to the north of 4N is better.
Approximately several bodies have closely related trajectories.

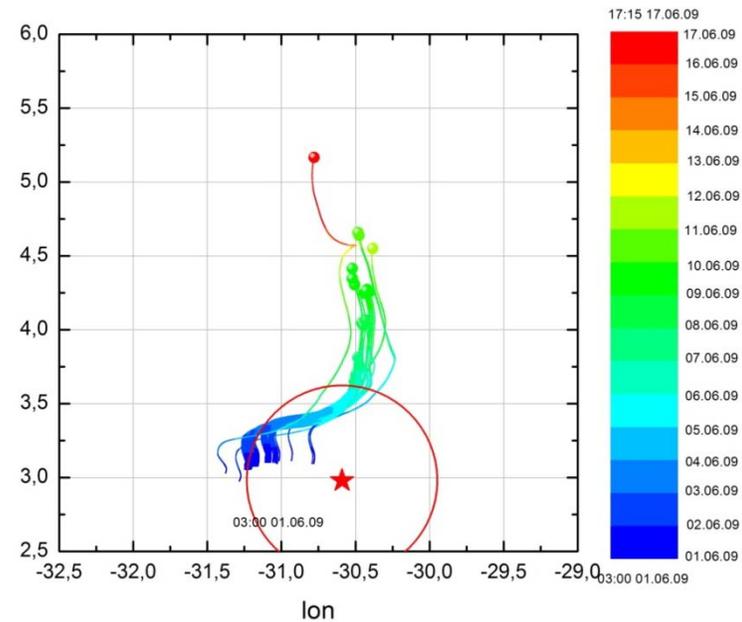
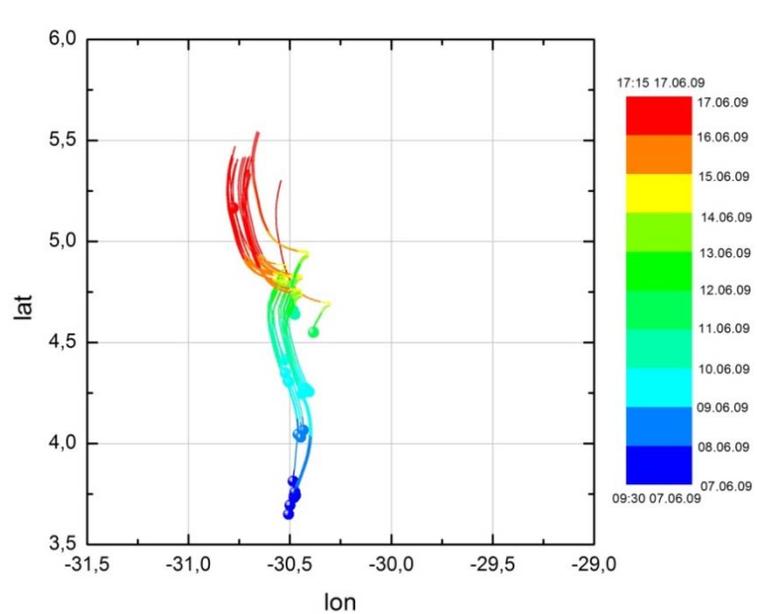


Correction of the INMOM currents is need to the south of 4N.

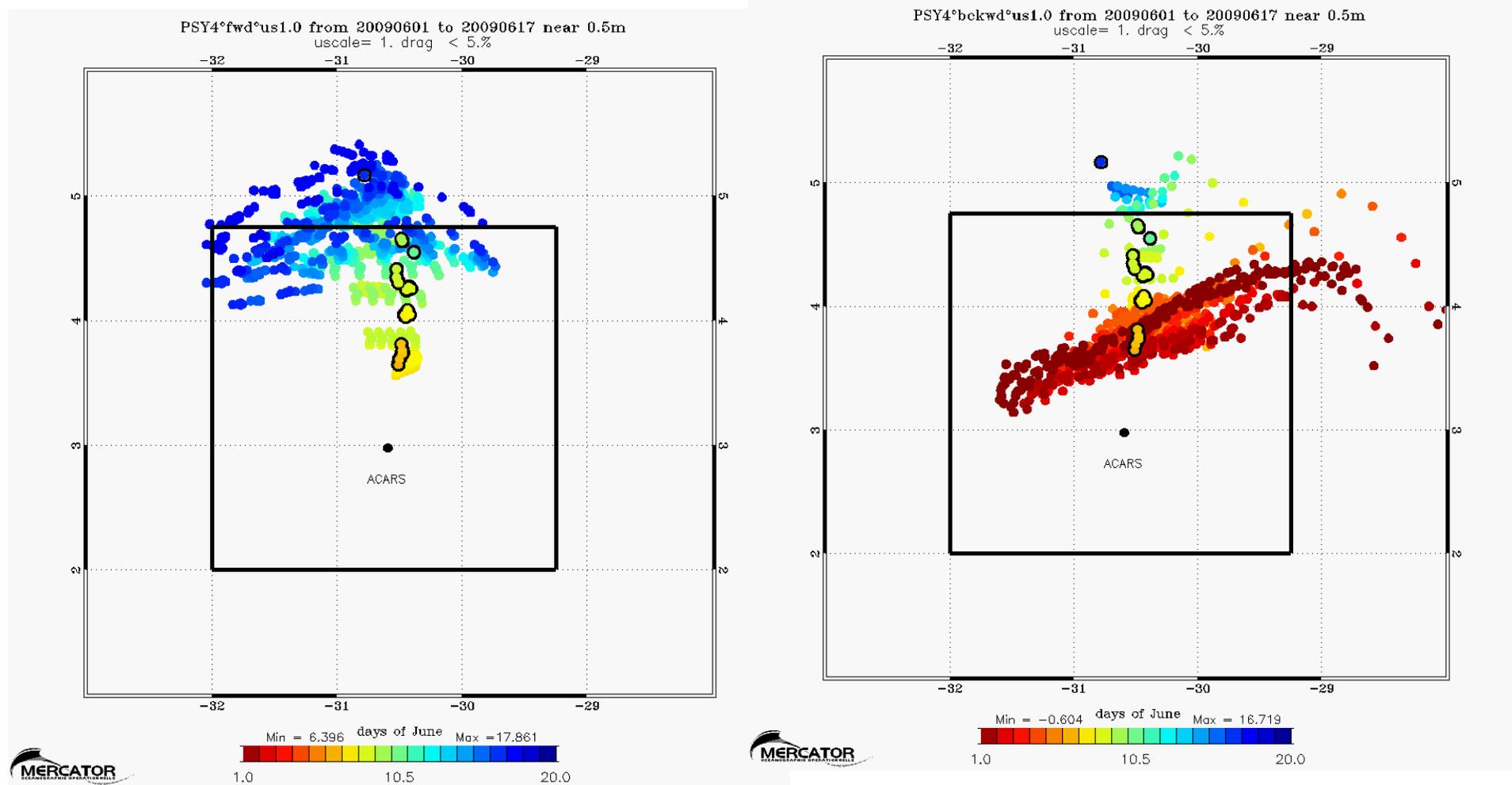
Observed and simulated trajectories of BP_Buoy246_900400 without (left panel) and with (right panel) correction.



Forward and backward drift of all bodies from Table 1 after correction



Forward (left) and backward (right) drifts without data fitting from MERCATOR

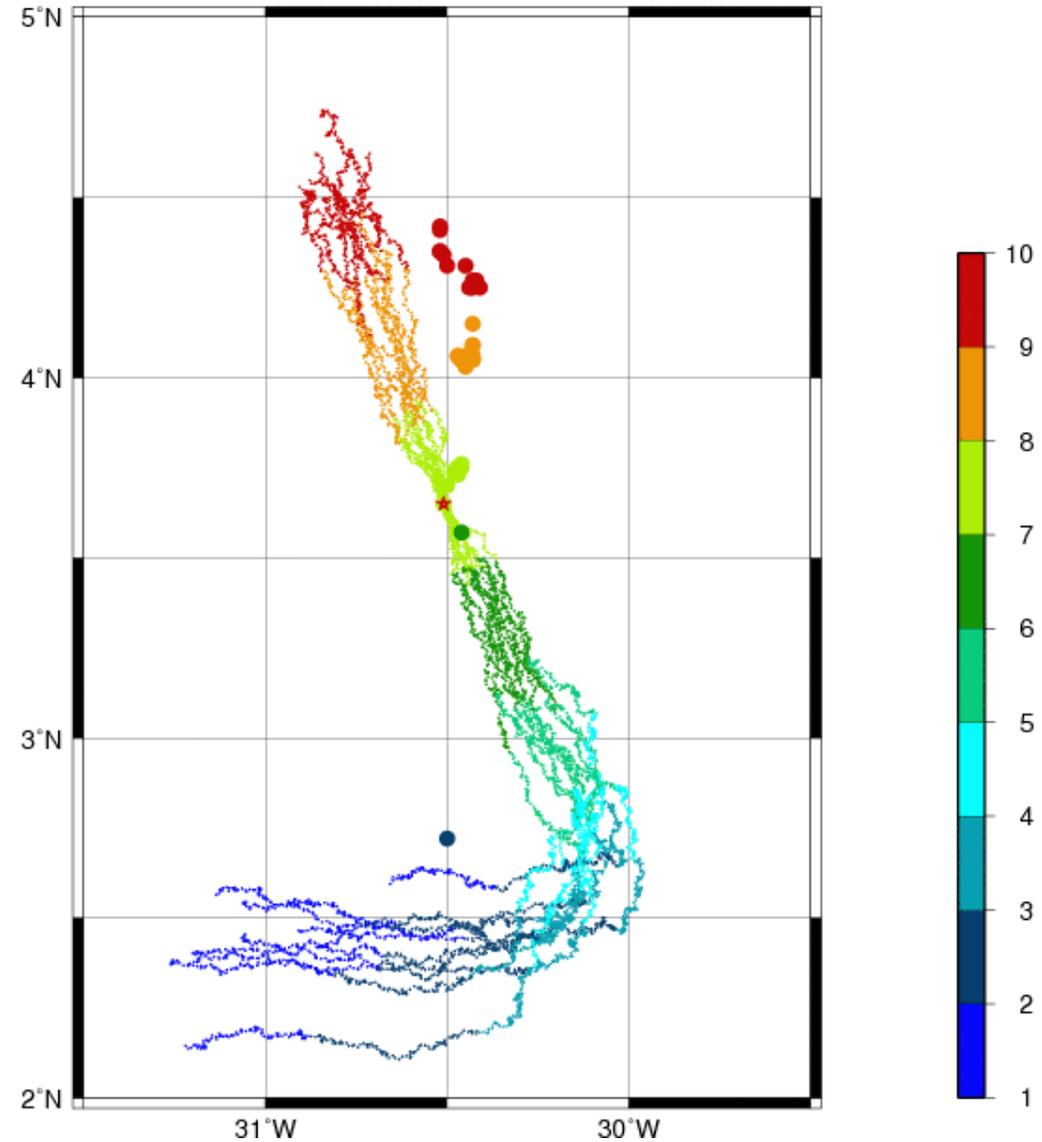


Forward and backward drifts of the bodies from HYCOM

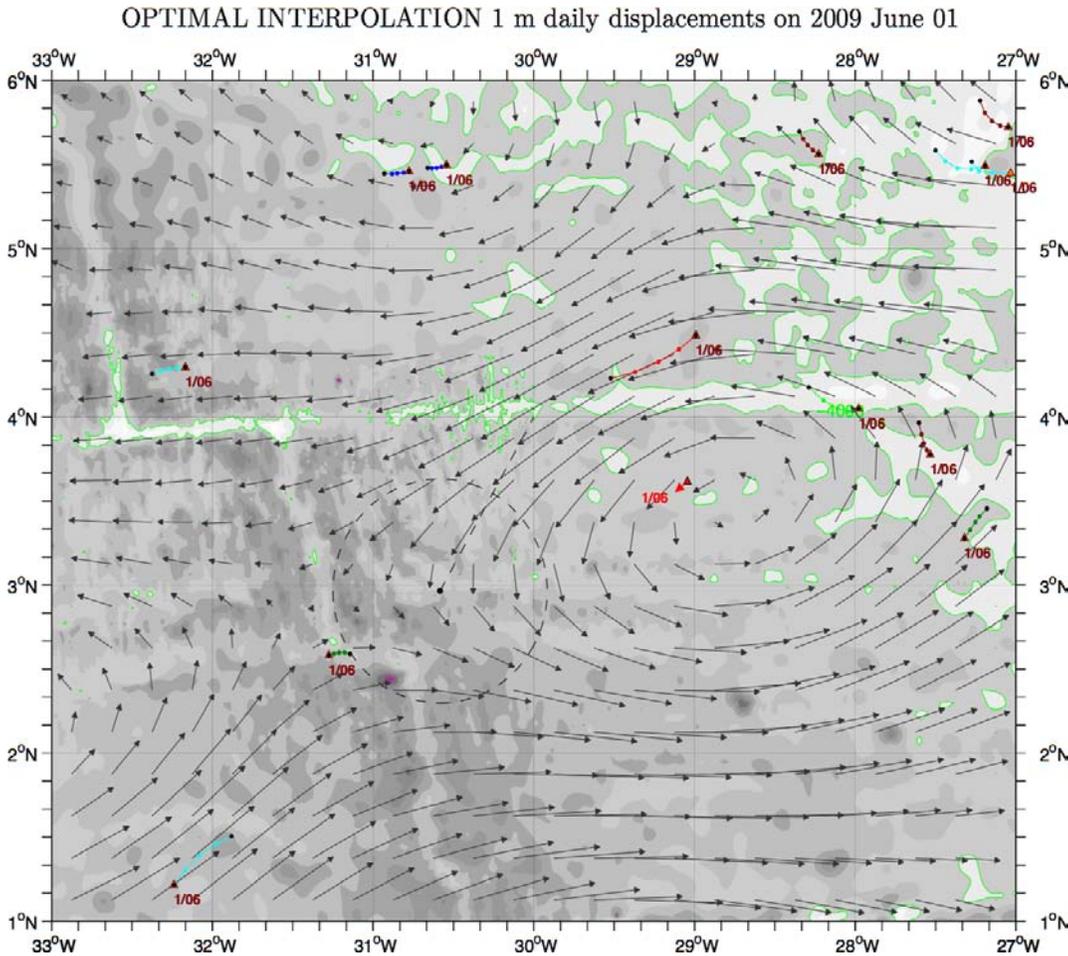
BODIES

thin lines : drift and backdrift due to hourly HYCOM surface currents and Stokes drift

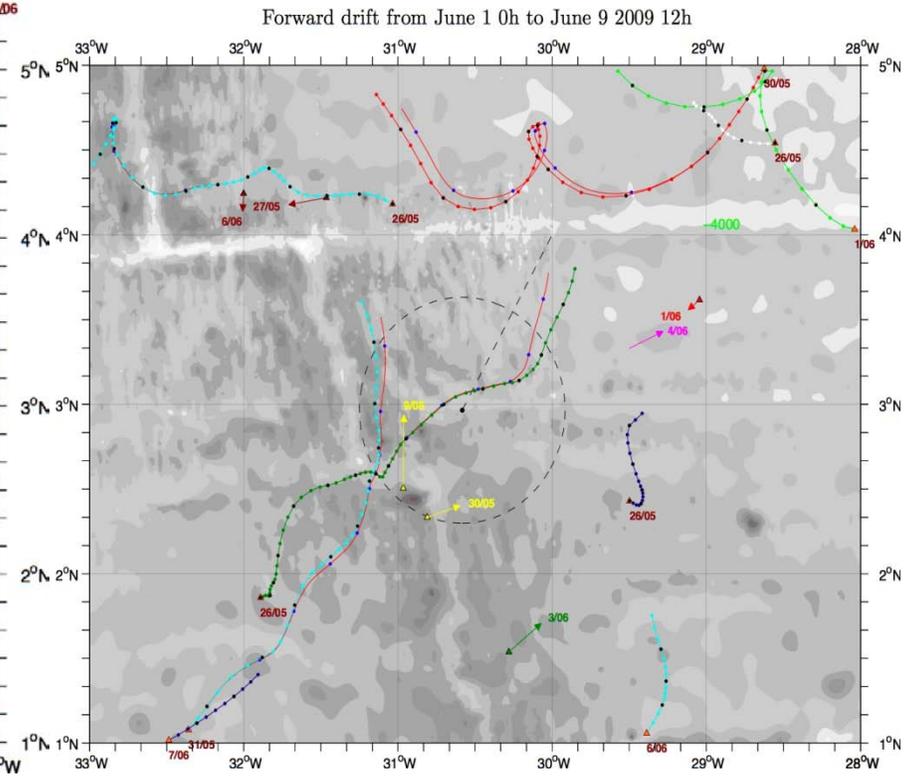
thick points : positions of the bodies and the oil layer



Estimated (optimal interpolation) surface circulation from IFREMER on June 1 around 12h, with $r_0 = 85$ km. Vectors are shown as daily displacements. Surface buoys trajectories over 24h on June 1 2009 with positions every 6h, starting at the triangle symbol. Although the agreement is very good close to the data, there may be small scale structures not resolved in this kind of analysis.



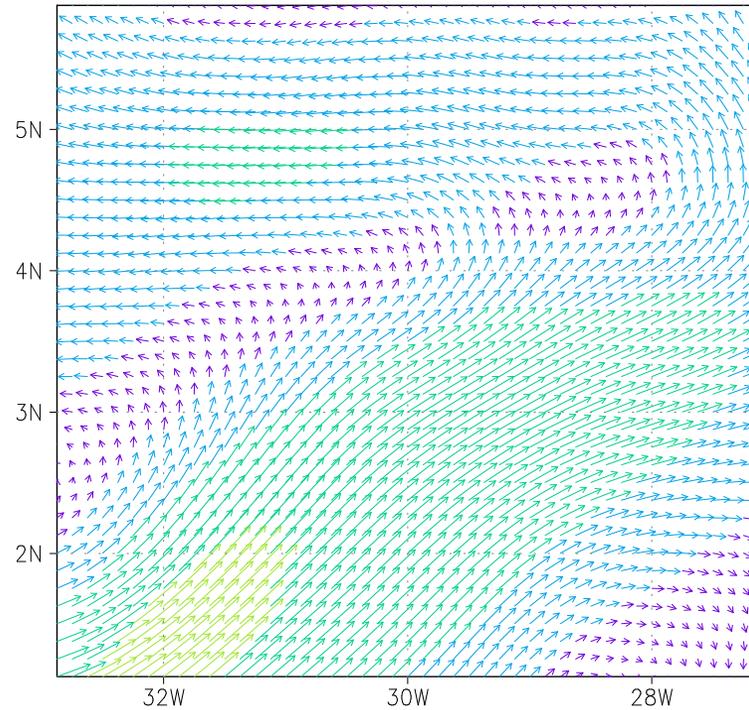
Red curves give the simulated trajectories (from June 1 0h to June 9 12h UTC) of buoys #42, #92, #246 and #27045. Small blue dots every day at 0h UTC. 24h equivalent Argo displacements are also given.



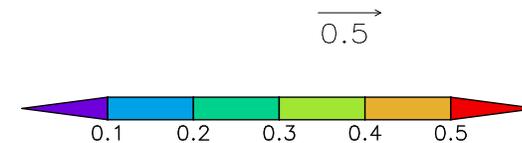
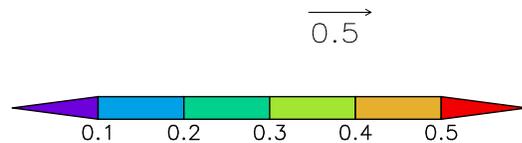
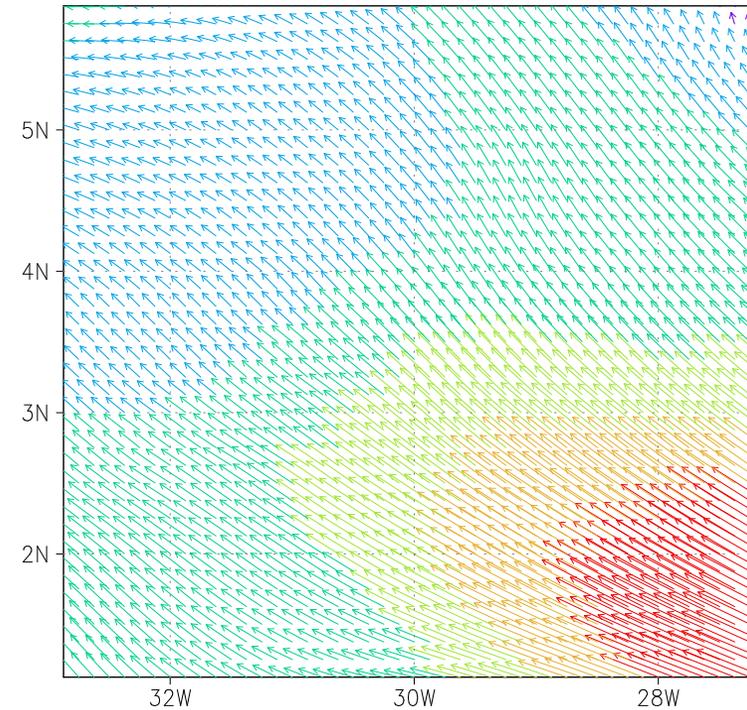
Second type of correction of currents is based on using Optimal Estimated currents from Michel Ollivault.

$$\vec{U}_C = \vec{U}_{\text{mod}} - \langle \vec{U}_{\text{mod}} \rangle_t + \langle \vec{U}_{\text{OptEst}} \rangle_t$$

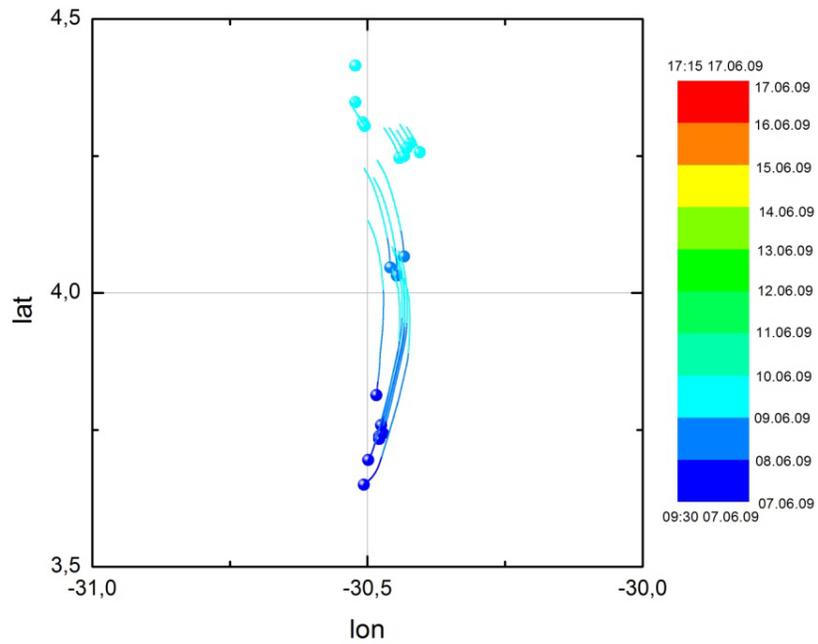
Optimal Estimation
mean surface currents, m/s.



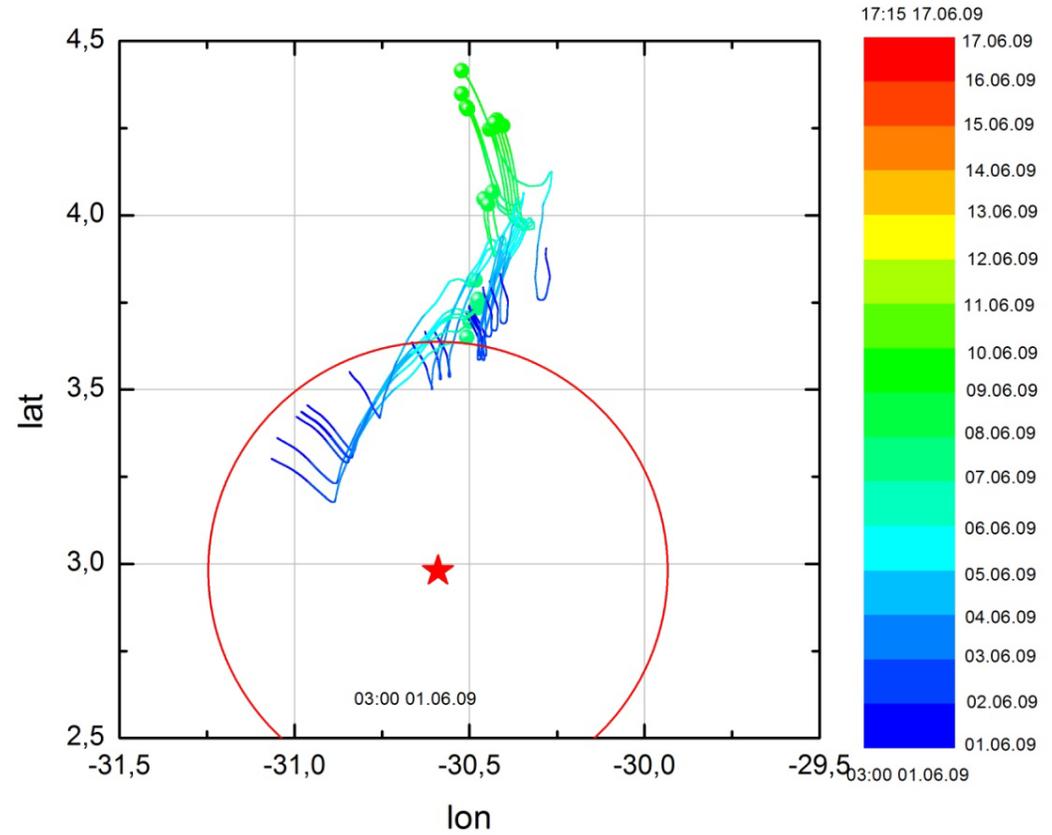
INMOM
mean surface currents, m/s.



The forward drift of the bodies by corrected currents between June 7 and June 9



The backward drift of the bodies by corrected currents between June 9 and June 1

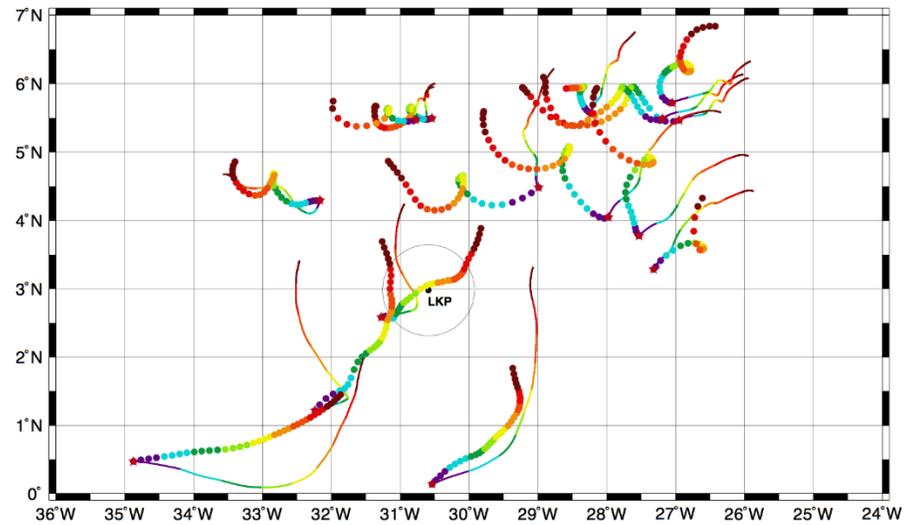


Mean currents are Optimal Estimated currents from Michel Ollitrault.

AOML and FISHERMEN BUOYS

thin lines : drift due to HYCOM daily surface currents

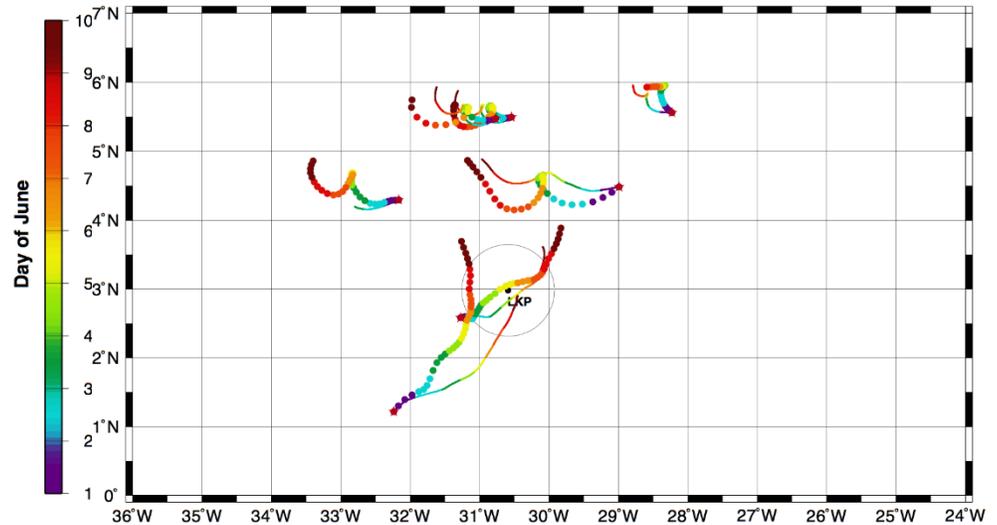
thick points : observed drift



AOML and FISHERMEN BUOYS

thin lines : drift due to INMOM_corrected surface currents

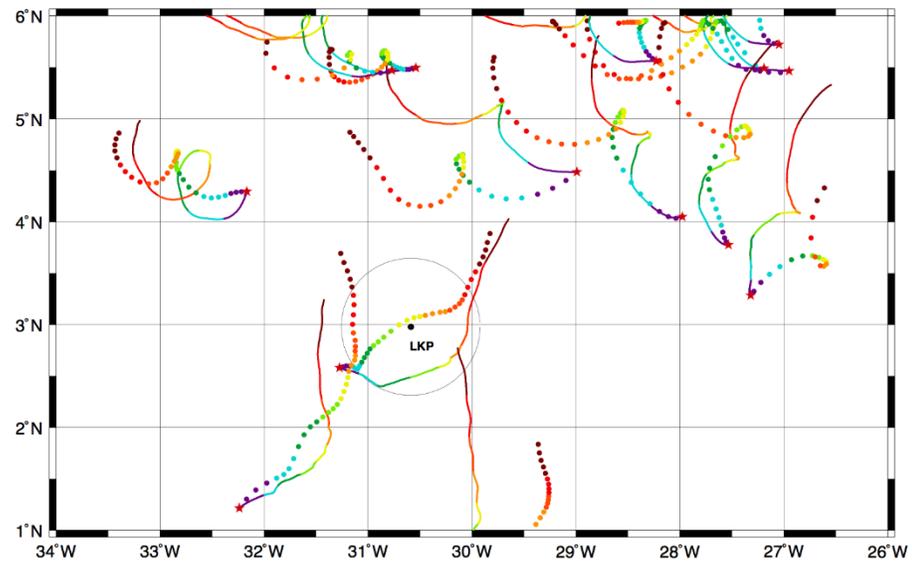
thick points : observed drift



AOML and FISHERMEN BUOYS

thin lines : drift due to ZOOM2 surface currents

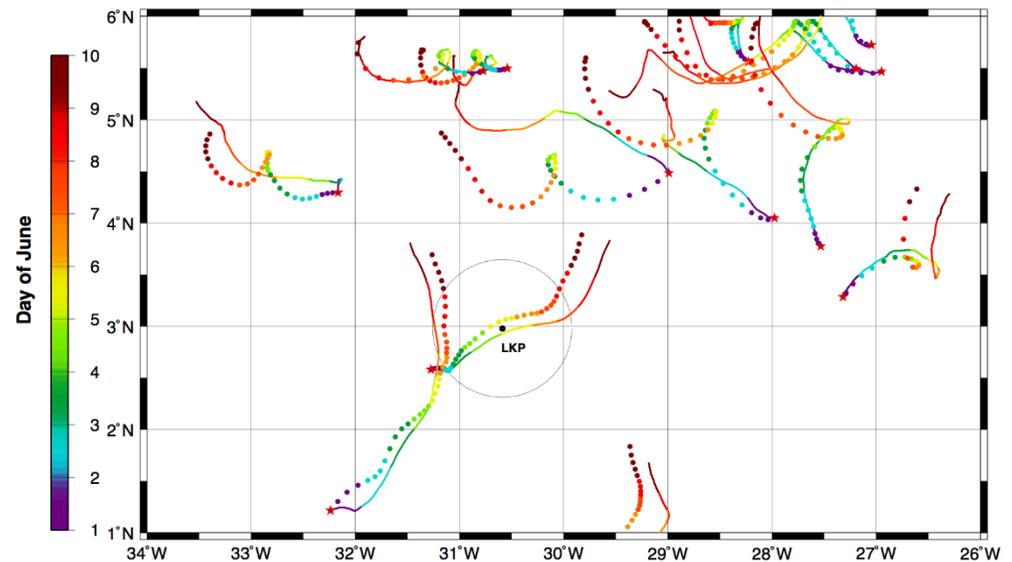
thick points : observed drift



AOML and FISHERMEN BUOYS

thin lines : drift due to FVCOM_waves surface currents

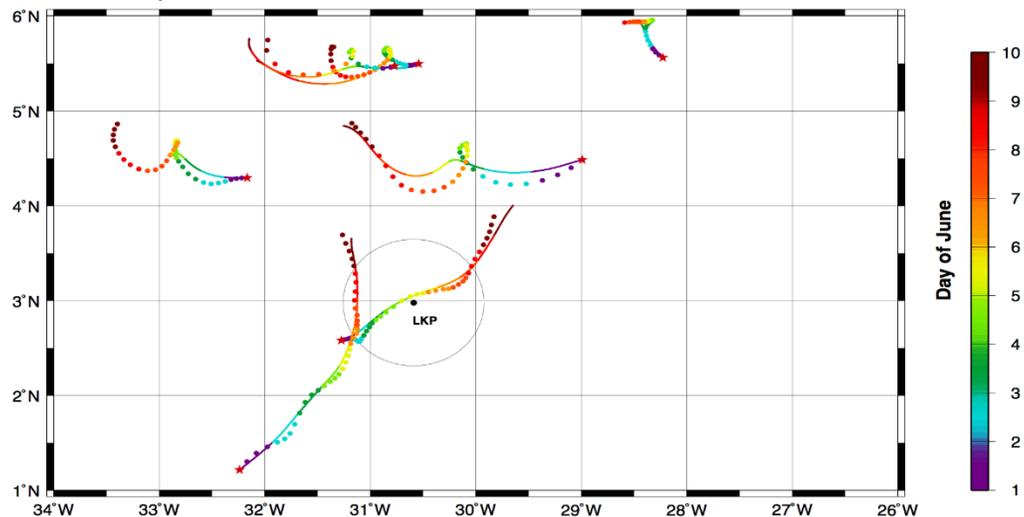
thick points : observed drift



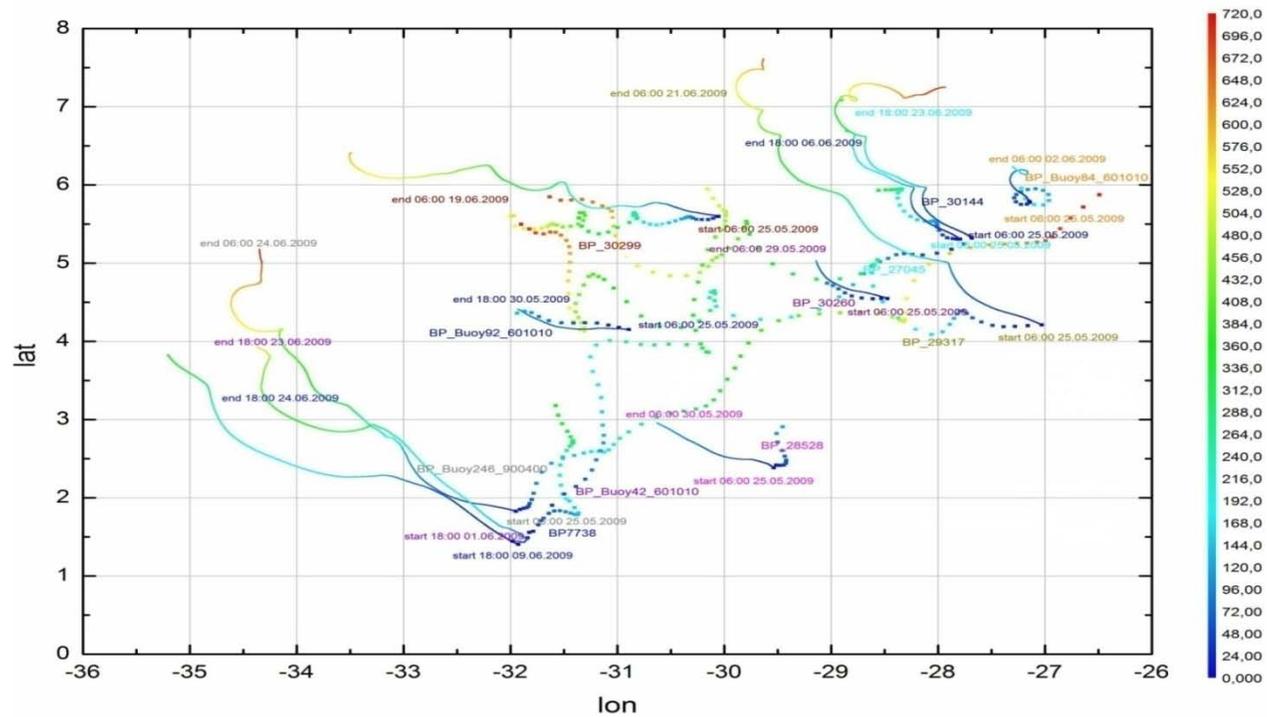
AOML and FISHERMEN BUOYS

thin lines : drift due to PSY2AVG_datafitted surface currents

thick points : observed drift

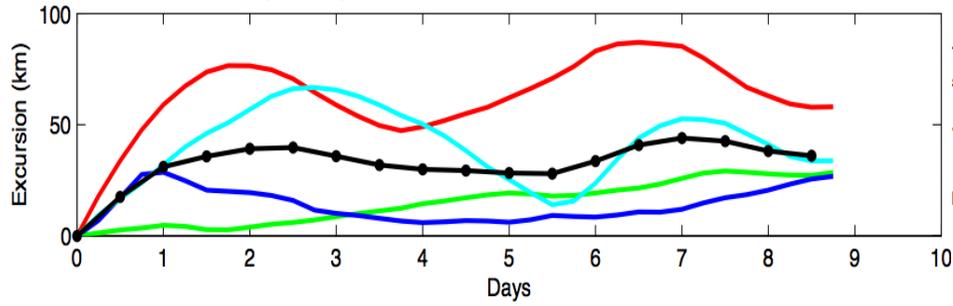


MERCATOR с
«ПОДГОНКОЙ»

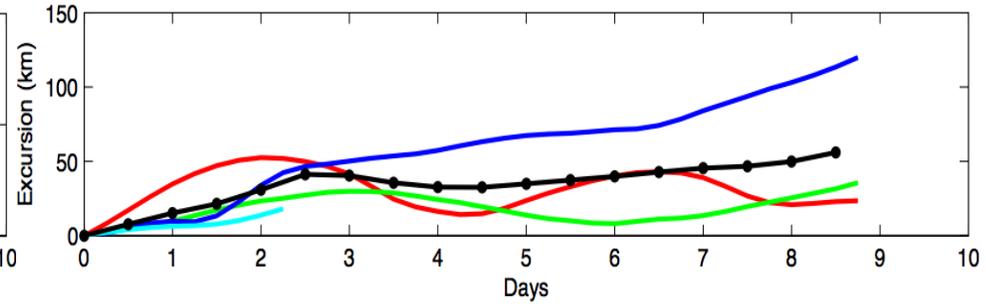


INMOM,
исходное
поле течений

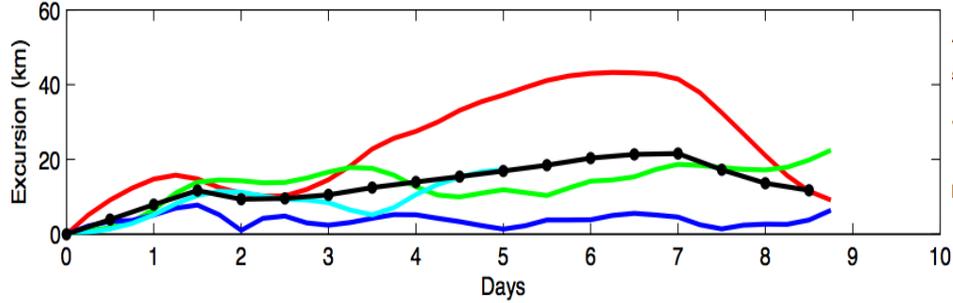
FVCOM (Wave) model comparison with buoy trajectories



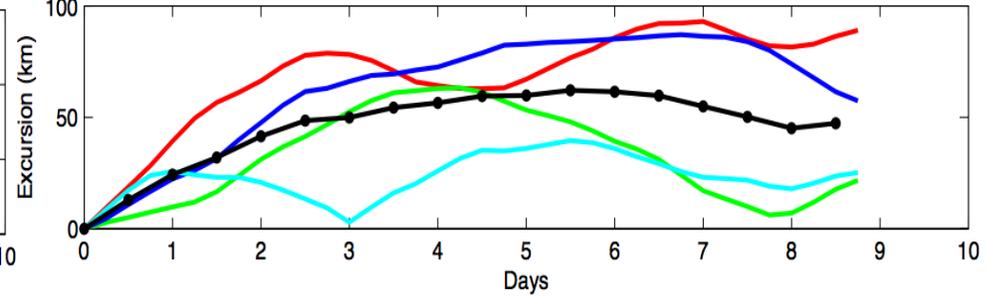
INMOM (Corrected) model comparison with buoy trajectories



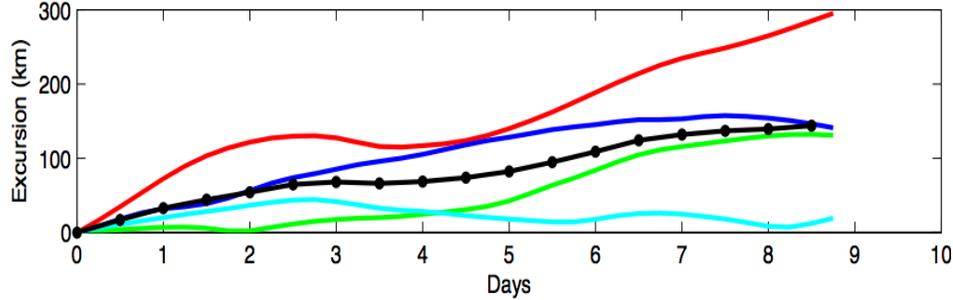
PSY2avg (data fitted) model comparison with buoy trajectories



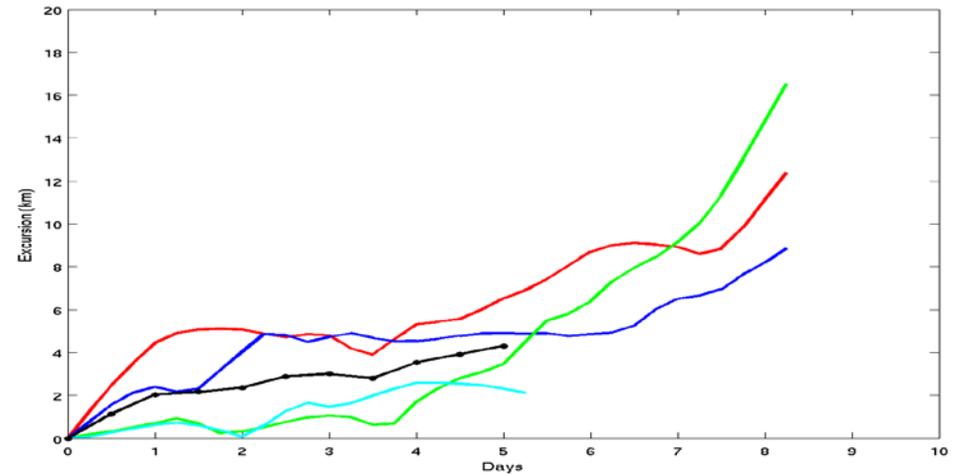
ZOOM2 model comparison with buoy trajectories



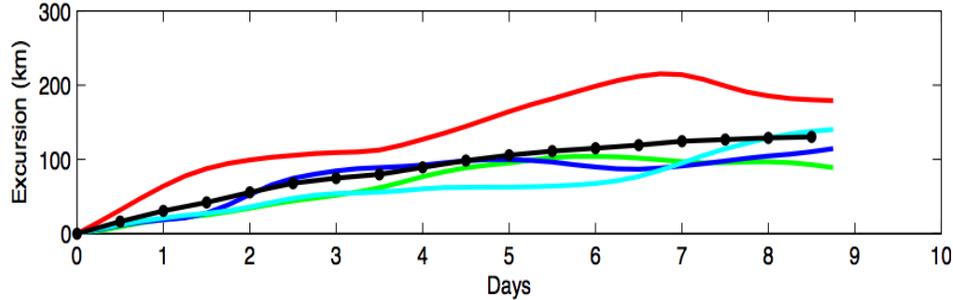
HYCOM daily model comparison with buoy trajectories



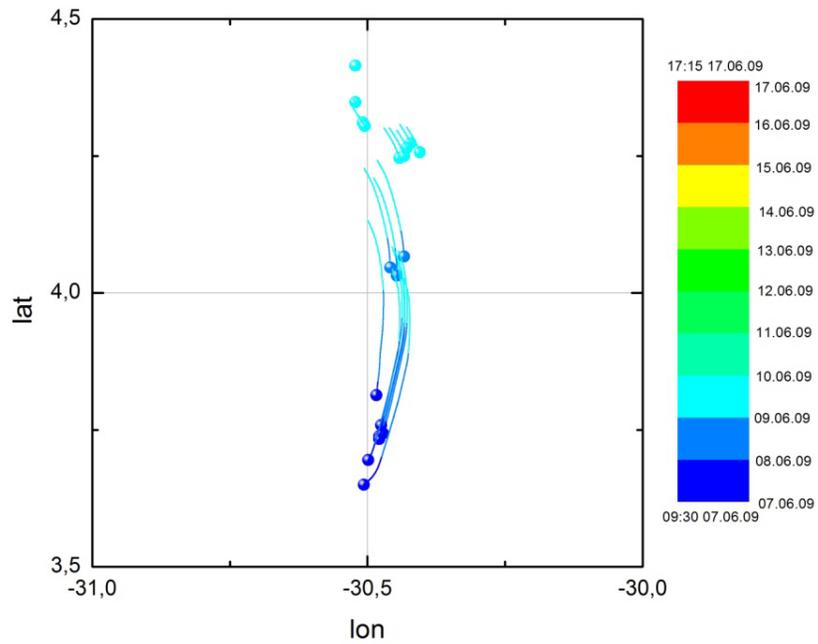
Optimal estimation



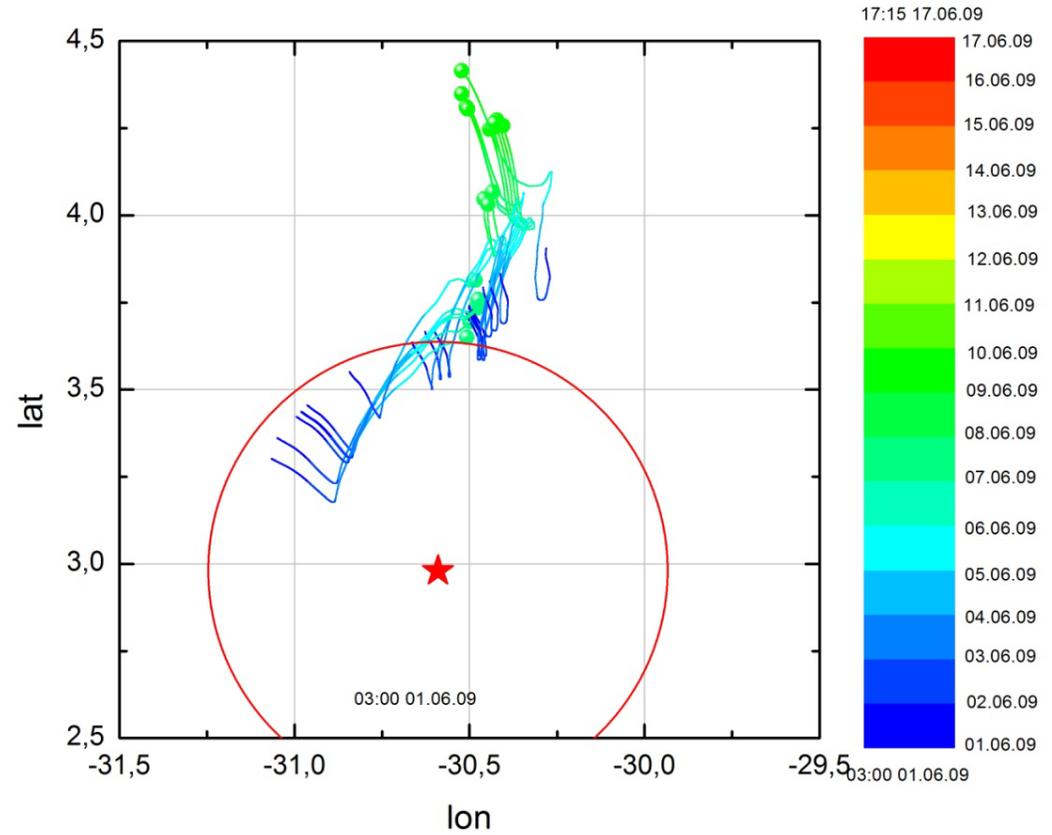
PSY2V3 model comparison with buoy trajectories



The forward drift of the bodies by corrected currents between June 7 and June 9



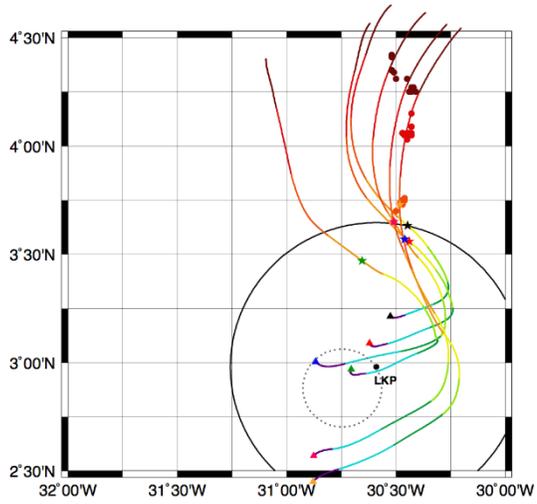
The backward drift of the bodies by corrected currents between June 9 and June 1



Mean currents are Optimal Estimated currents from Michel Ollitrault.

BODIES and DEBRIS

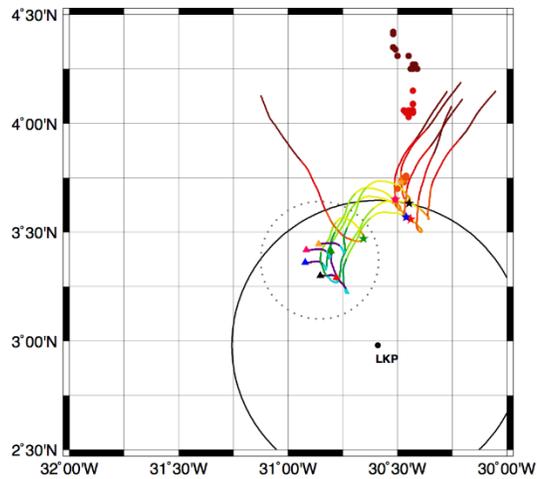
HYCOM daily currents plus windage



- ★ Ursulla sighting
- ★ Brazilian sighting 1
- ★ Bodies BB recovered by Brazilian
- ★ Galley G2
- ★ Body E1 sighted by Panther
- ★ Body 3Z

BODIES and DEBRIS

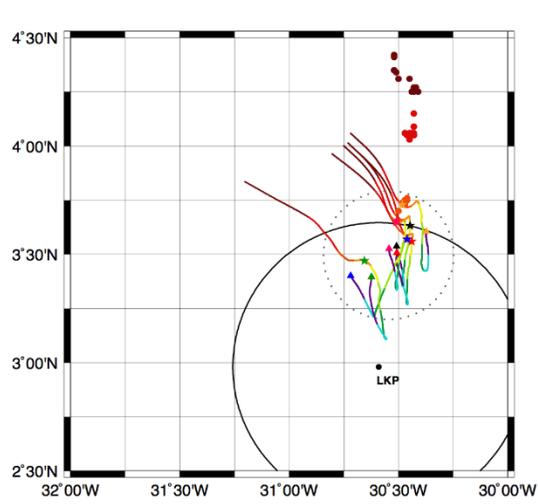
FVCOM_waves currents plus windage



- ★ Ursulla sighting
- ★ Brazilian sighting 1
- ★ Bodies BB recovered by Brazilian
- ★ Galley G2
- ★ Body E1 sighted by Panther
- ★ Body 3Z

BODIES and DEBRIS

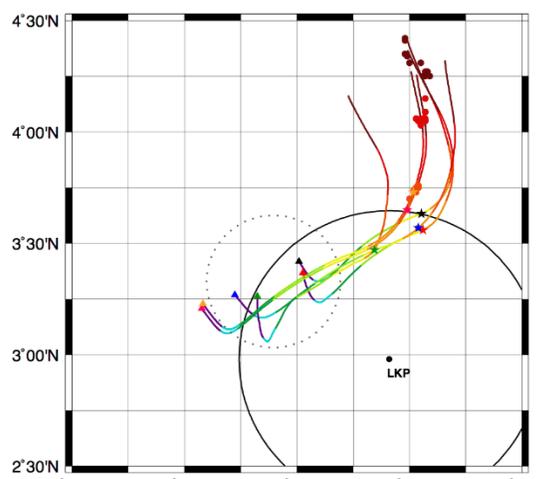
INMOM_corrected currents plus windage



- ★ Ursulla sighting
- ★ Brazilian sighting 1
- ★ Bodies BB recovered by Brazilian
- ★ Galley G2
- ★ Body E1 sighted by Panther
- ★ Body 3Z

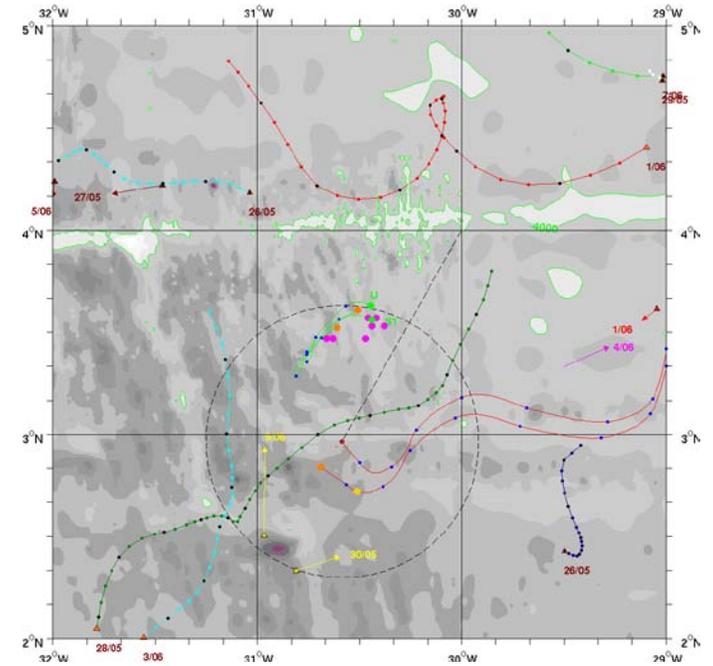
BODIES and DEBRIS

PSY2AVG_datafitted currents plus windage

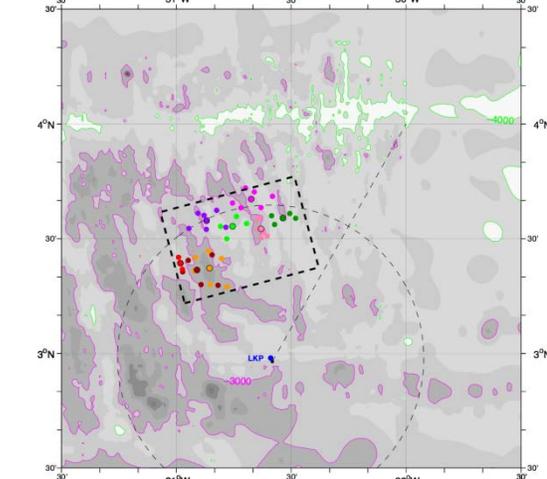


- ★ Ursulla sighting
- ★ Brazilian sighting 1
- ★ Bodies BB recovered by Brazilian
- ★ Galley G2
- ★ Body E1 sighted by Panther
- ★ Body 3Z

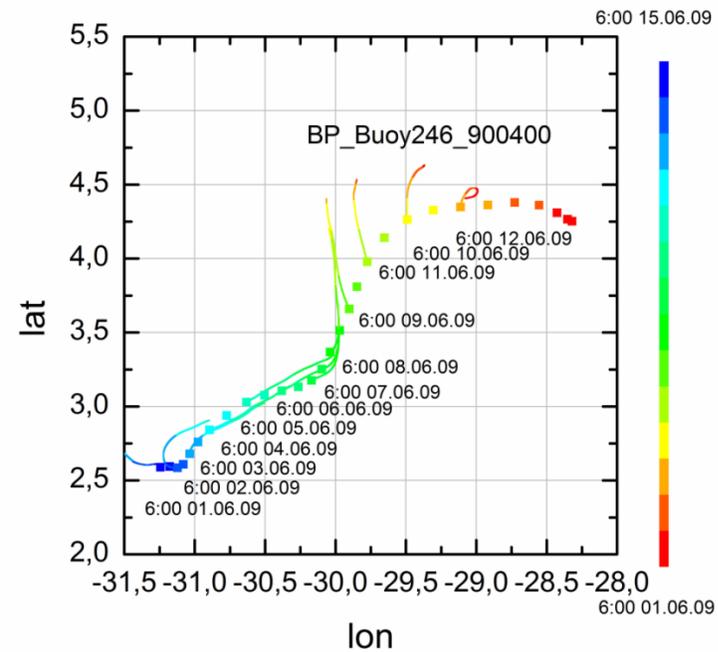
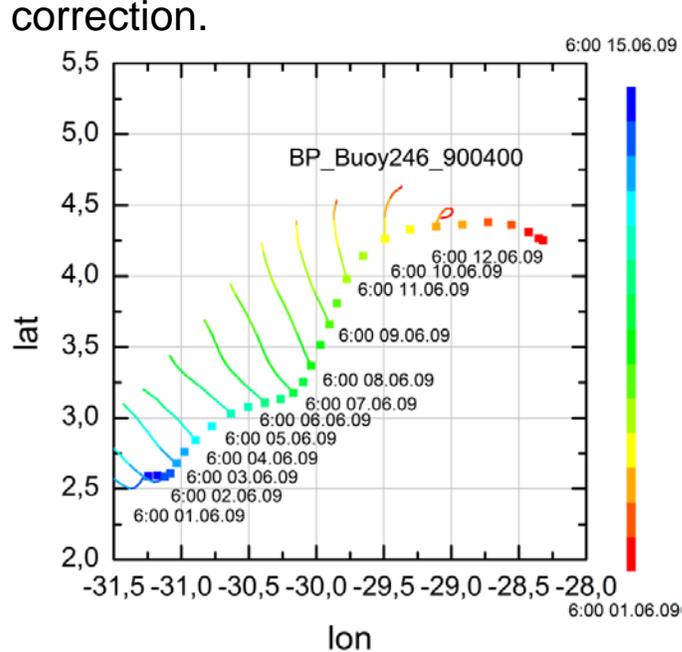
Back tracking to June 1 2009 at 2h UTC



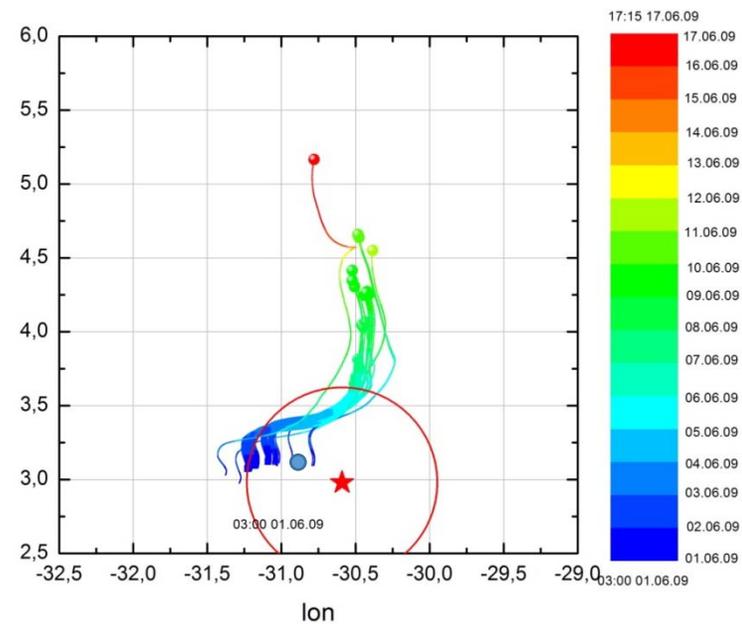
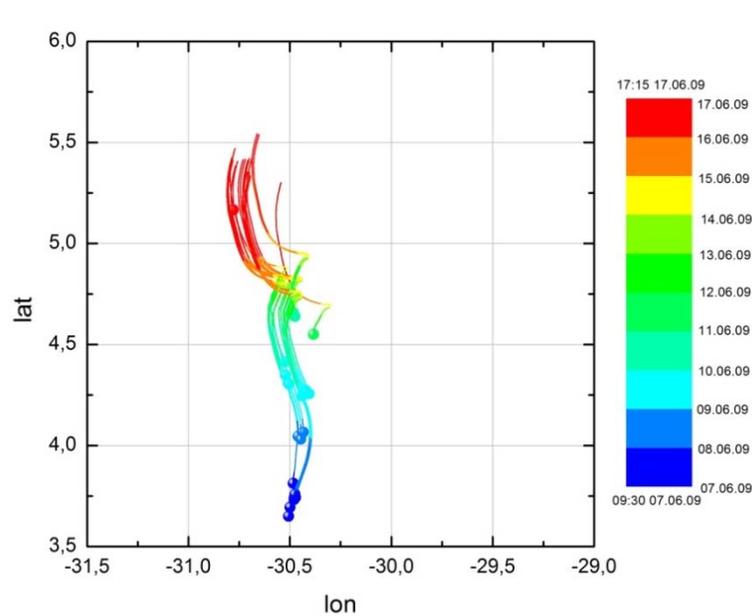
Possible crash points on June 1 2009 at 2h UTC



Observed and simulated trajectories of BP_Buoy246_900400 without (left panel) and with (right panel) correction.



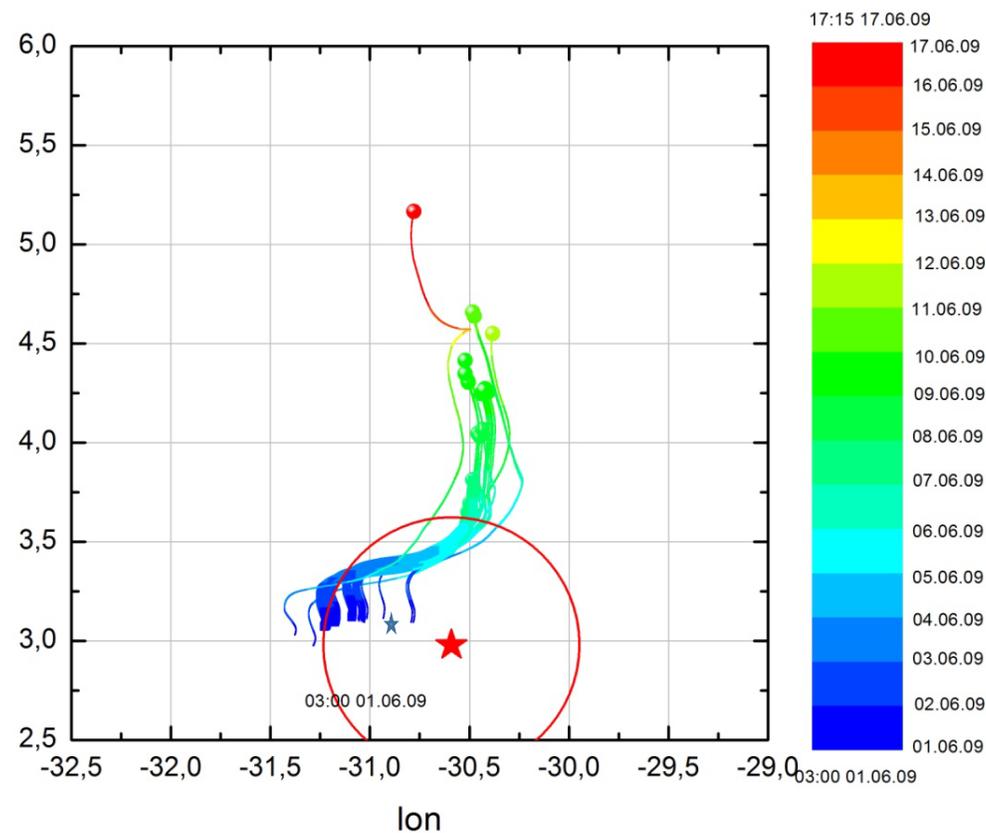
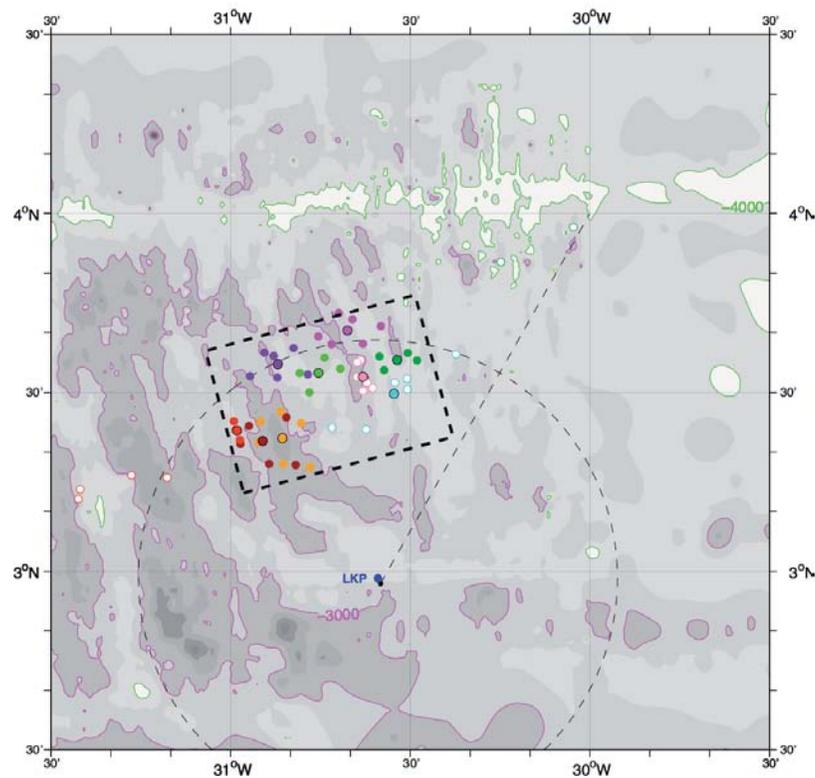
Forward and backward drift of all bodies from Table 1 after correction



BUREAU D'ENQUETES ET D'ANALYSES POUR
LA SECURITE DE L'AVIATION CIVILE

Scientific Report from the Drift Group

Обратный перенос обнаруженных
после катастрофы тел по модели
INMOM



Выводы

1. Основная проблема вихреразрешающего моделирования циркуляции Северной Атлантики с помощью INMOM – это воспроизведение местоположения отрыва Гольфстрима.
2. Качество воспроизведения реальных лагранжевых траекторий в модели INMOM в экваториальной Атлантике не уступает ведущим зарубежным моделям.
3. Существует проблема ухудшения воспроизведения полей течений южнее 4°N , которая, однако, может быть обусловлена качеством ветрового поля.

Меридиональный перенос тепла течениями (МПТ): а) – из (DYNAMO Group, 1997) (для сигма-модели (пунктир)) и б) – рассчитанный для последнего года интегрирования нашей модели (сплошная линия). Приведены также оценки по наблюдениям (Macdonald, Wunsch, 1996) с доверительными интервалами.

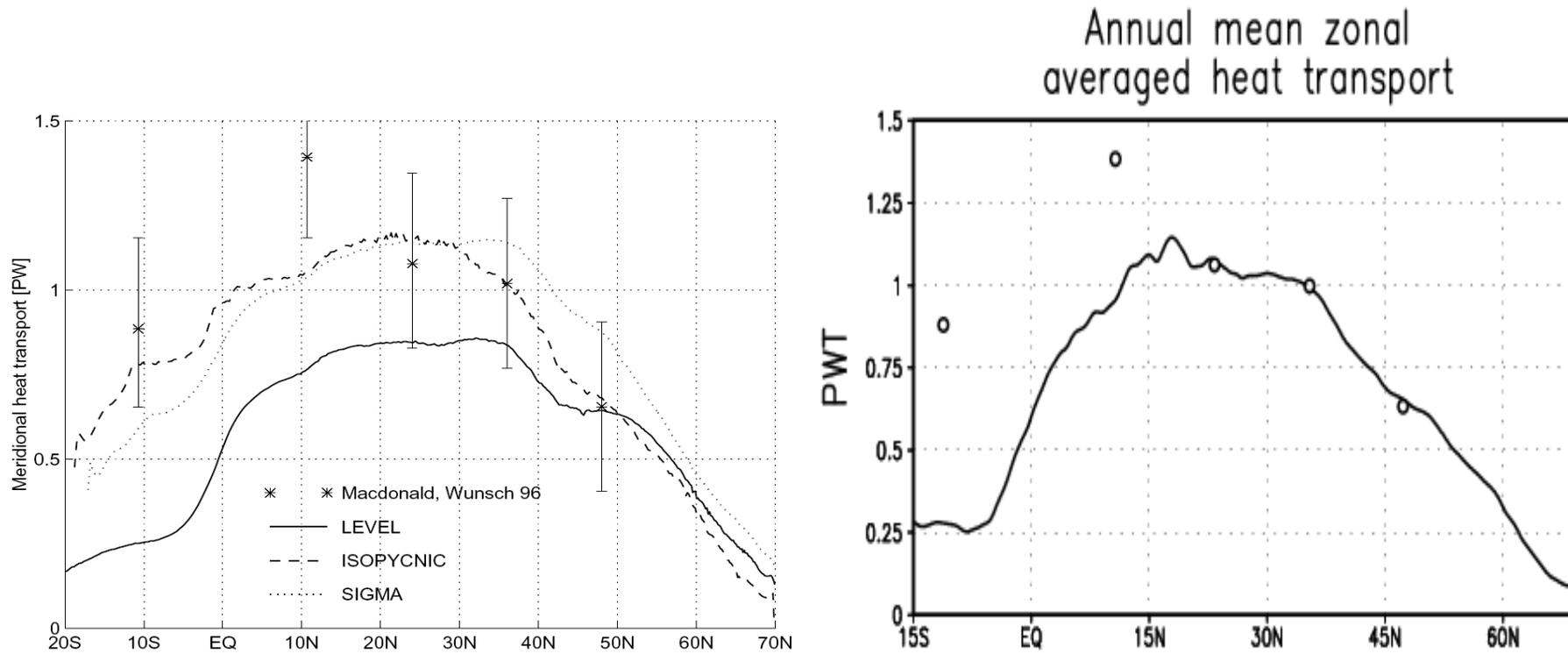


Figure 4.11: Northward transport of heat in all three models.

Пример симметризации уравнений

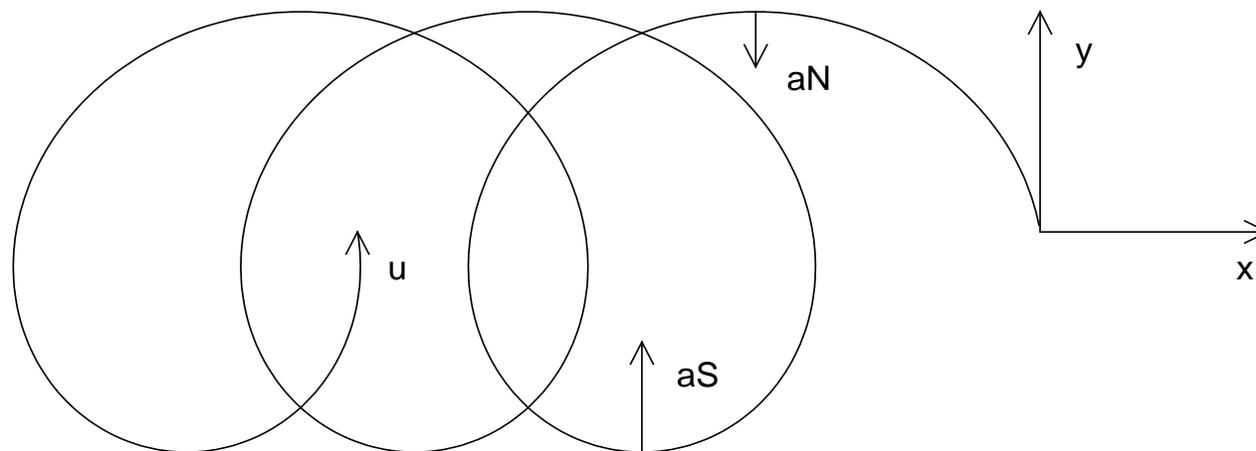
- Дивергентная и симметризованная формулировка

$$\frac{\partial p}{\partial Z} = \underbrace{gZ_z \rho}_1 \quad (\cdot, \omega)$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \underbrace{\frac{\partial}{\partial Z}(\omega \rho)}_1 = f_1(\rho) \quad (\cdot, -gZ)$$

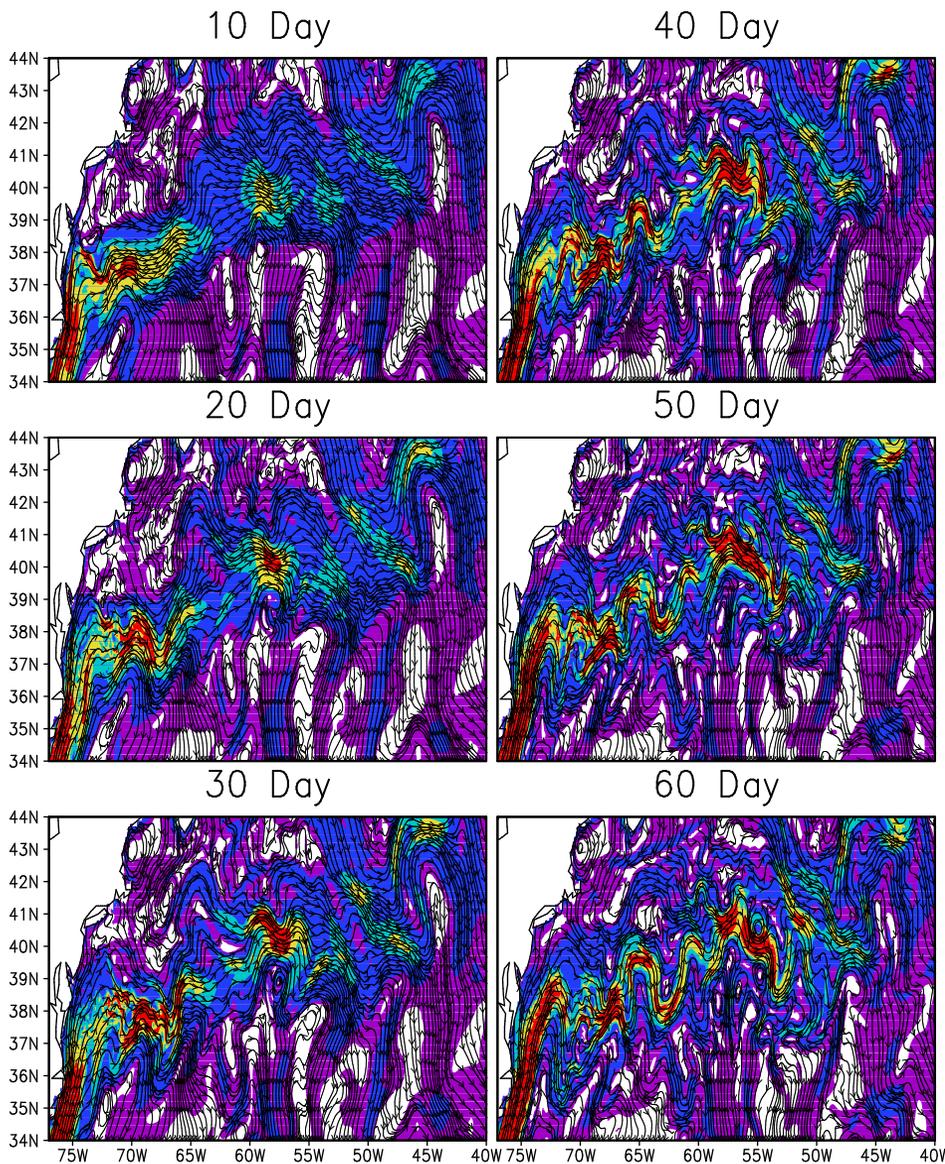
$$\frac{\partial}{\partial Z} \left(p - \frac{g}{2} \rho Z \right) = \frac{g}{2} \underbrace{\left(\rho \frac{\partial Z}{\partial Z} - Z \frac{\partial \rho}{\partial Z} \right)}_2 \quad (\cdot, \omega)$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{1}{2} \underbrace{\left(\frac{\partial}{\partial Z}(\omega \rho) + \omega \frac{\partial \rho}{\partial Z} \right)}_2 = f_2(\rho) \quad (\cdot, -gZ)$$

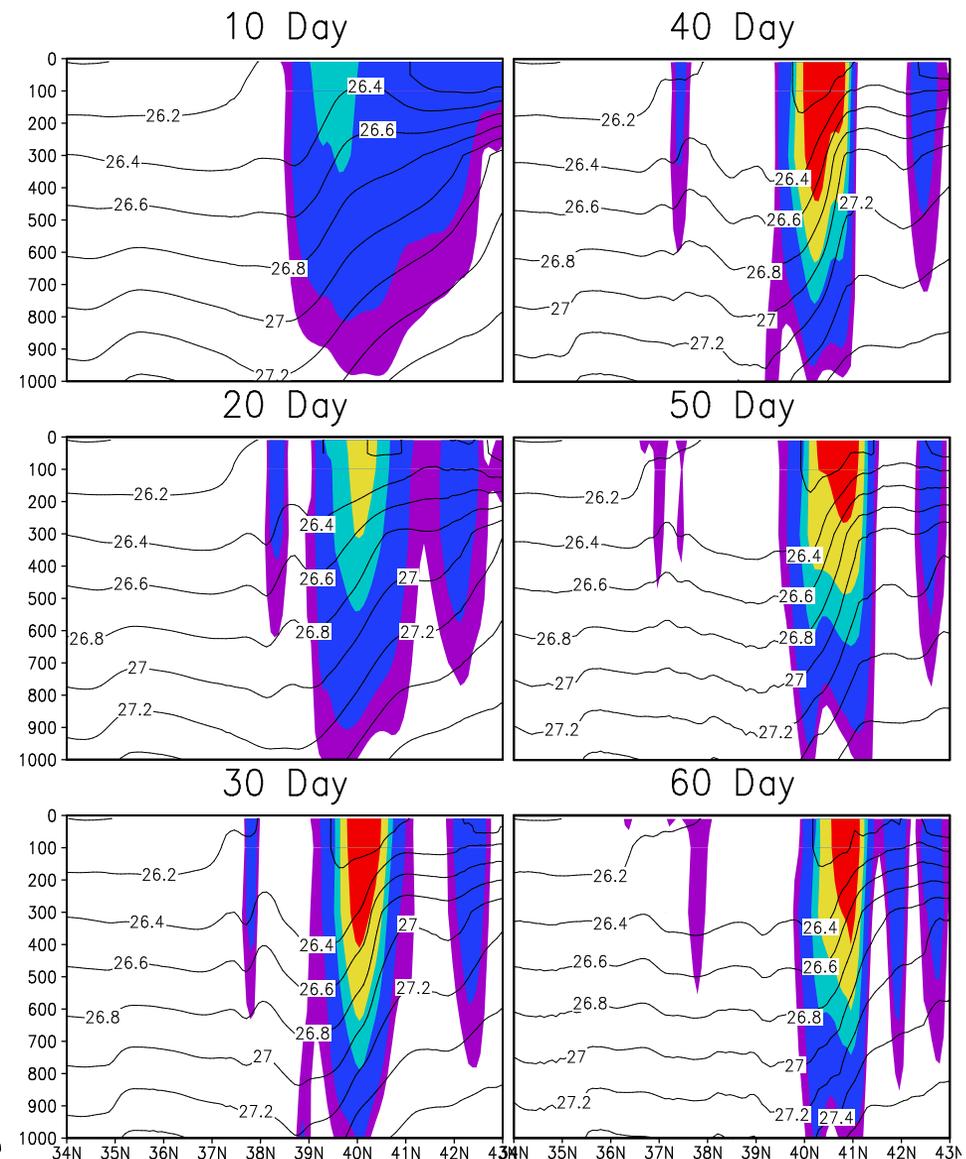


Траектория частицы в циклоне. U – постоянная скорость, a_N – центростремительное ускорение в северной точке, a_S – в южной точке.
 $a_S > a_N$ вследствие β -эффекта.

Горизонтальные скорости (в см/с) в области Гольфстрима на глубине 10 метров полученные в σ -модели на 10, 20, 30, 40, 50 и 60-е сутки расчета.



Вертикальные разрезы вдоль 57°W для зональной скорости (цветовая раскраска (см/с)) и плотности (σ_t) в области Гольфстрима до глубины 1000м, полученные в σ -модели на 10, 20, 30, 40, 50 и 60-е сутки расчета



Пример пучка траекторий воздушных частиц, начинающихся над Норильском

Траекторная модель

Метод Рунге-Кутты 4-го порядка с линейным интерполированием по пространству и времени данных метеорологического анализа. (ECMWF, NCEP, JCDAS)

$$\lambda(t + \Delta t) = \lambda(t) + \frac{1}{a} \int_t^{t+\Delta t} \frac{u(\lambda, \varphi, t)}{\cos \varphi} dt,$$

$$\varphi(t + \Delta t) = \varphi(t) + \frac{1}{a} \int_t^{t+\Delta t} v(\lambda, \varphi, t) dt$$

λ, φ - долгота и широта, u, v – зональная и меридиональная скорости ветра, a – радиус Земли.

Для избежания неточностей вблизи полюсов для широт, превышающих 70N и – 70S, интегрирование производится в декартовой системе координат. Траектории рассчитывались с шагом 15 минут. Точность траекторий при расчёте с таким шагом слабо зависит от порядка разностной схемы интегрирования. Ошибки в основном определяются неточностью исходных данных, их пространственным и временным разрешением, а также методом интерполирования.

Модель позволяет рассчитывать прямые и

Подробнее с моделью можно ознакомиться в статье:

Lukyanov A., Nakane H., and Yushkov V. Lagrangian estimations of ozone loss in the core and edge region of the arctic polar vortex 1995/1996: Model results and observations J. Atmos. Chemistry, v.44, N2, 191-210, 2003

