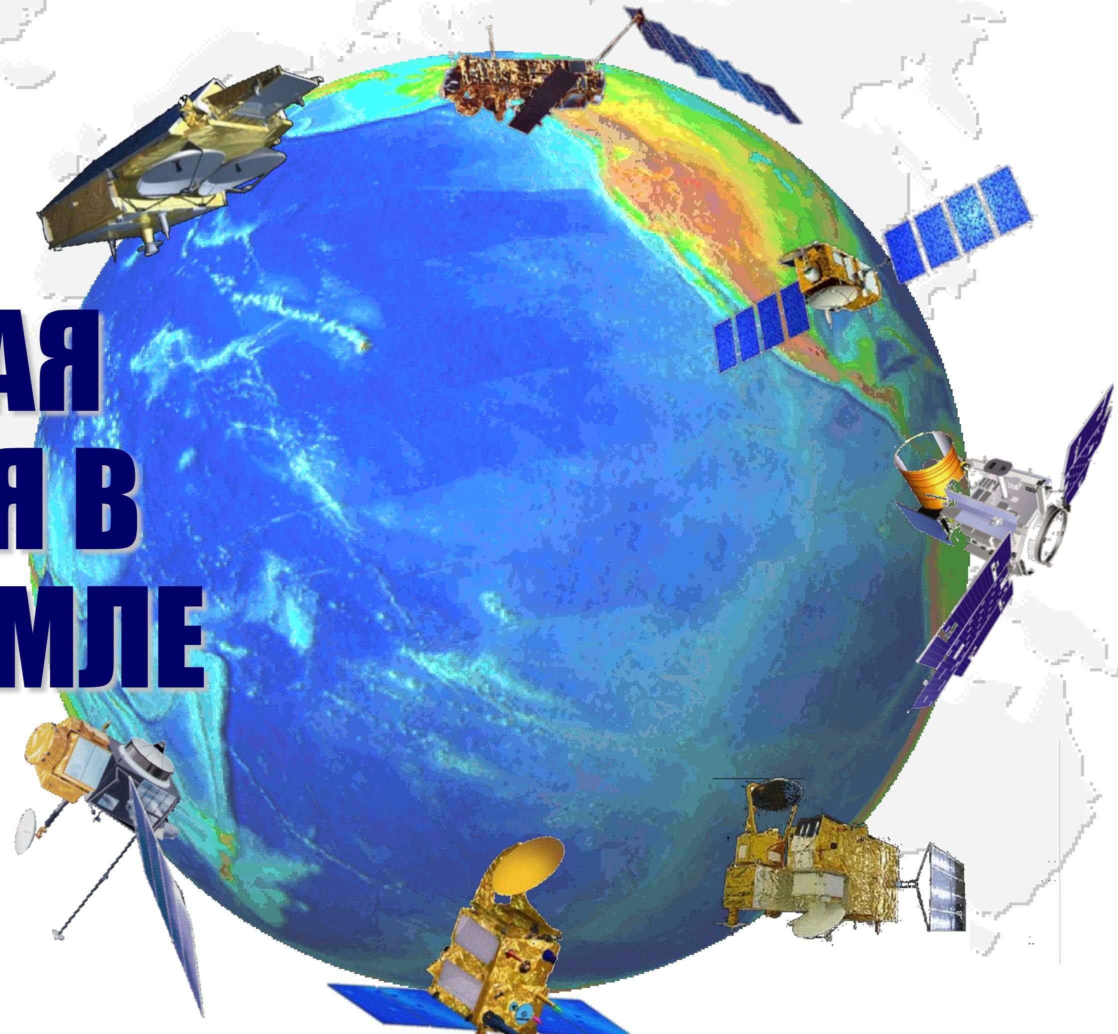
Сергей А. Лебедев

Геофизический Центр РАН

Институт космических исследований РАН

СПУТНИКОВАЯ АЛЬТИМЕРИЯ В НАУКАХ О ЗЕМЛЕ



Седьмая Международная Школа-семинар «Спутниковые методы и системы исследования Земли»
Таруса, 24– 29 февраля 2016 г.

Типы методов дистанционного зондирования

Методы дистанционного зондирования подразделяют на три типа: пассивные, полуактивные и активные.

- **_Пассивные методы_ основаны на регистрации теплового излучения (ИК и СВЧ) и естественного гамма-излучения с поверхности моря.**
- **_Полуактивные методы_ основаны на облучении естественными и искусственными источниками электромагнитного излучения в широком спектральном диапазоне и в анализе сопоставления изменения спектрального состава отраженного сигнала.**
- **При использовании _активных методов_ исследуемая водная поверхность облучается источниками излучения заданного спектрального состава с регистрацией или отраженного излучения, или флуоресценции, или комбинационного рассеяния.**

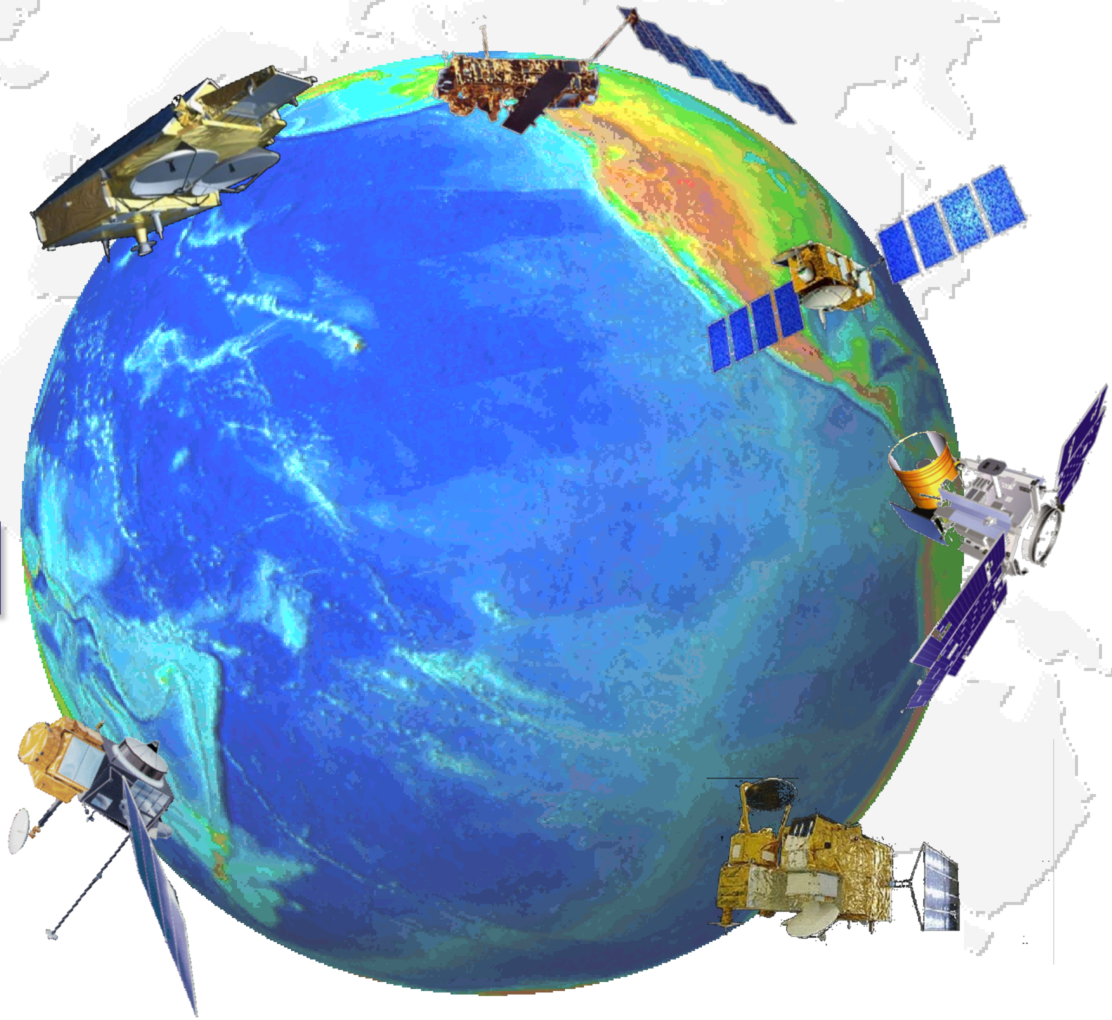
Поля и явления Мирового океана исследуемые дистанционными методами зондирования

Поля и явления Мирового океана	Параметры и характеристики	Датчик
Температура поверхности океана	Температура	ИК-радиометр СВЧ-радиометр спектрорадиометр
Соленость поверхности океана	Соленость	СВЧ-радиометр-интерферометр поляриметрический СВЧ-радиометр
Уровень моря	Аномалии поля уровня, колебания уровня	альтиметр
Приводный ветер	Скорость и направление ветра	скаттерометр СВЧ-радиометр альтиметр радиолокатор с синтезированной апертурой (РСА)
Морские льды	Распространение, положение кромки, толщина, возраст, сплоченность, скорость и направление дрейфа льдов и т.п.	ИК-радиометр СВЧ-радиометр РСА, альтиметр
Состояние поверхности моря, волнение	Длина, высота и направление распространения поверхностных волн	РСА, СВЧ-радиометр альтиметр
Цвет воды, биопродуктивность	Цвет воды, концентрация хлорофилла, фитопланктона, концентрация взвеси	спектрорадиометр фотокамеры

Поля и явления Мирового океана исследуемые дистанционными методами зондирования

Поля и явления Мирового океана	Параметры и характеристики	Датчик
Морские течения, динамика водных масс, фронтальные зоны	Скорость и направление течения, морфологическая структура, градиент температуры	ИК-радиометр
		спектрорадиометр
		РСА
		альтиметр
Мезо/мелкомасштабные явления на морской поверхности	Вихри, проявление внутренних волн,	ИК-радиометр
		спектрорадиометр
		РСА
Загрязнение нефтяными углеводородами и поверхностно активными веществами	Цвет воды, ослабление поверхностных капиллярных волн	ИК-радиометр
		РСА
Рельеф дна	Формы рельефа дна мелководного шельфа, морфология дна Мирового океана	альтиметр
Гравитационное поле	Глобальное поле силы тяжести и его временные вариации, вызванные перераспределениями атмосферных масс, океанической циркуляцией, изменениям уровня моря за счет таяния полярного льда и т.д.	акселерометр
		трехосный градиентометр

История развития

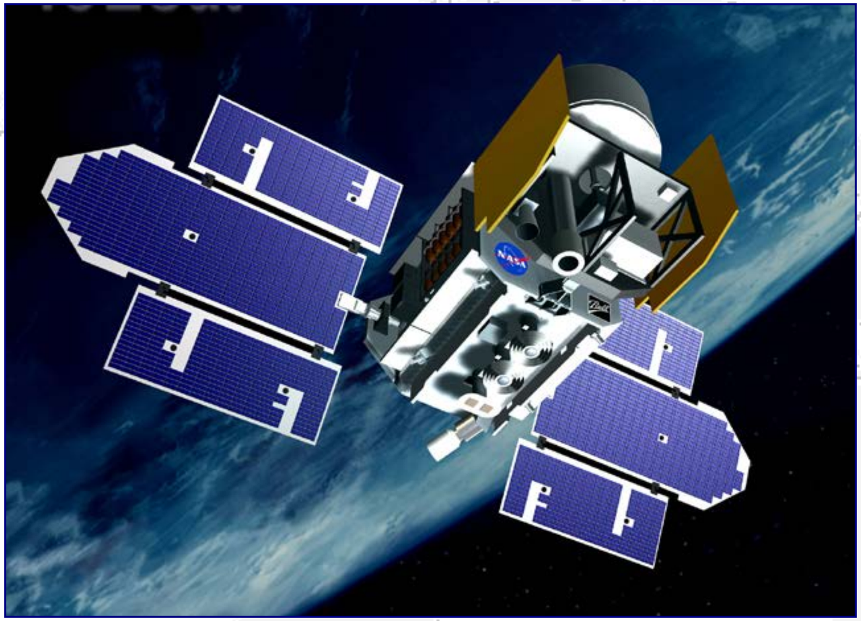


Основные программы спутниковой альтиметрии

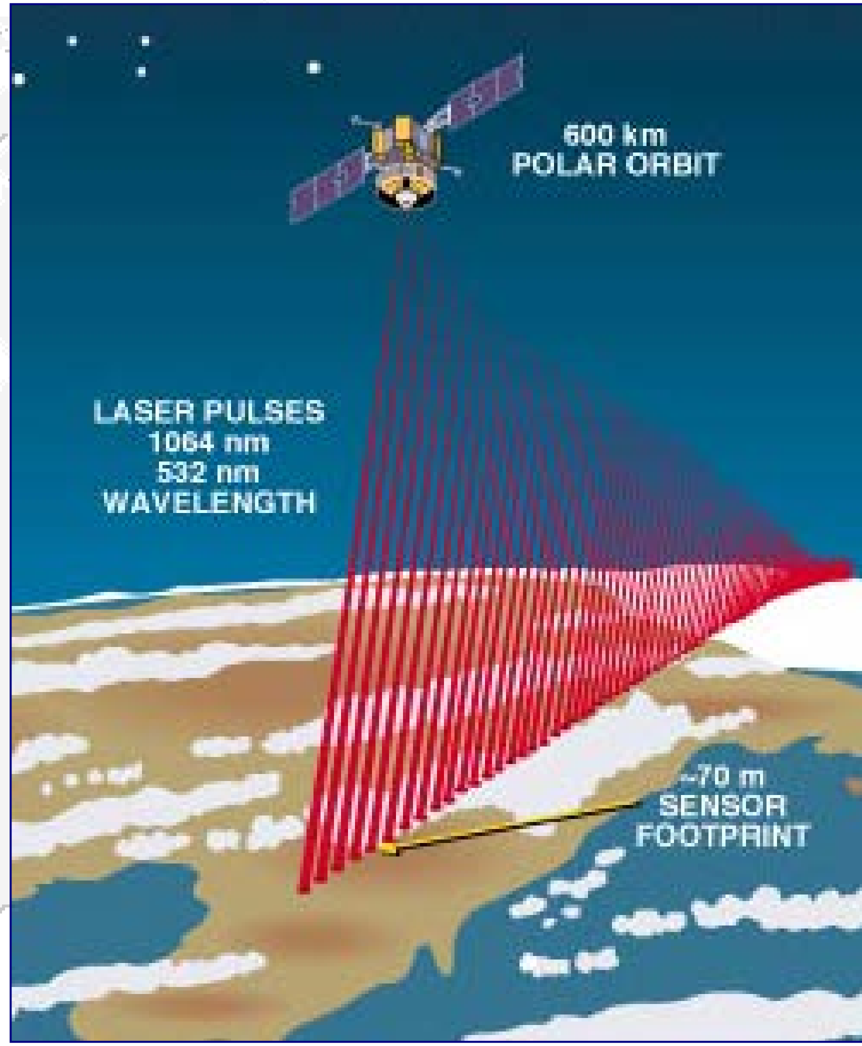
Программа		Время активной работы, *месяц/год*	Масса, *кг*	Параметры орбиты			
				Высота,		Наклонение, *градусы*	Период повторяемости [2],
				перигей	апогей		
Skylab-4 (орбитальная станция)		05/1973 – 02/1974	20847	422	437	130	–
GEOS-3		04/1975 – 12/1978	341	817	858	115	–
SEASAT		07/1978 – 09/1978	2300	761	765	108	17
		09/1978 – 10/1978					3
GEOSAT	геодезическая программа	03/1985 – 11/1986	635	775	779	108,1	~23
	изомаршрутная программа	11/1986 – 12/1989					17
ГЕОИК 1[1] (Космос–1660)		07/1985 – 10/1986	1500	1482	1525	73,6	–
ГЕОИК 2[1] (Космос–1732)		03/1986 – 03/1986	1500	1480	1525	73,6	–
ГЕОИК 3[1] (Космос–1803)		12/1986 – 12/1987	1500	1497	1504	82,6	–
ГЕОИК 4[1] (Космос–1823)		03/1987 – 10/1987	1500	1479	1524	73,6	–
ГЕОИК 5[1] (Космос–1950)		06/1988 – 07/1990	1500	1484	1522	73,6	–
ГЕОИК 6[1] (Космос–2037)		09/1989 – 09/1990	1500	1485	1524	73,6	–
ГЕОИК 7[1] (Космос–2088)		08/1990 – 03/1993	1500	1484	1524	73,6	–
ERS-1	Фазы A, B	07/1991 – 03/1992	2384	774	775	98,5	3
	Фаза C	04/1992 – 12/1993					35
	Фаза D	12/1993 – 04/1994					3
	Фазы E [1], F [1]	04/1994 – 03/1995					~168
	Фаза G	04/1995 – 06/1996					35
TOPEX/ Poseidon	Фаза A	08/1992 – 08/2002	2402	1331	1344	66,04	10
	Фаза B	09/2002 – 01/2006					
ГЕОИК 8[1] (Космос–2226)		01/1993 – 07/1993	1500	1479	1525	73,6	–
ГЕОИК 9[1] (Гео-ИК)		12/1994 – 07/1995	1500	1481	1526	73,6	–
ERS-2		04/1995 – 06/2002	2516	784	785	98,6	35
GFO-1		02/1998 – 10/2008	410	786	788	108,1	17
Jason-1	Фаза A	12/2001 – 01/2009	500	1337	1343	66,2	10
	Фаза B	02/2009 – 02/2012					
	Фаза C [1]	05/2012 – 07/2013				66,042	~406
ENVISAT		03/2002 – 04/2012	7991	783	785	98,6	35
ICESsat		01/2003 – настоящее время	1000	593	610	94	183,8
CryoSat-1		08.10.2005 – потерян при выводе на орбиту	650	720		92	~369
OSTM/Jason-2		06/2008 – настоящее время	510	1324	1335	66.04	10
CryoSat-2		04/2010 – настоящее время	720	717		92.0	~369
Hai Yang-2A (HY-2A)	изомаршрутная программа	08/2011 – настоящее время	513	963.6	965	99.3	14
	геодезическая программа						~168
САДКО (Poseidon-2)		12/2011- ошибка вывода на орбиту	1500	1347		73.6	17
SARAL/Altika		02/2013 – настоящее время	450	786		98.55	35
Jason-3		01/2016 – настоящее время	500	1336		66.04	10

[1] – геодезические программы (для российских программ в скобках указан спут ник-носит ель)
[2] – для изомаршрут ных программ

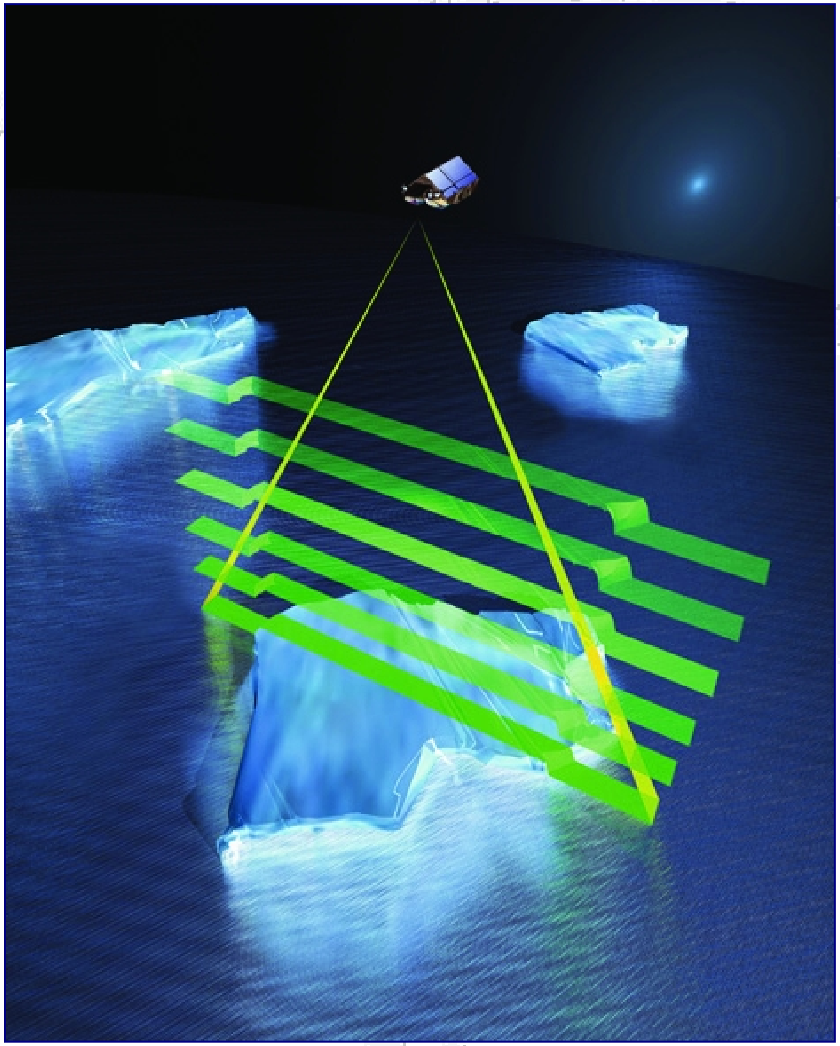
Альтиметрическая программа спутника ICESat (Ice, Cloud and land Elevation Satellite)



Geoscience Laser Altimeter System (GLAS)



Альтиметрическая программа спутника CryoSat



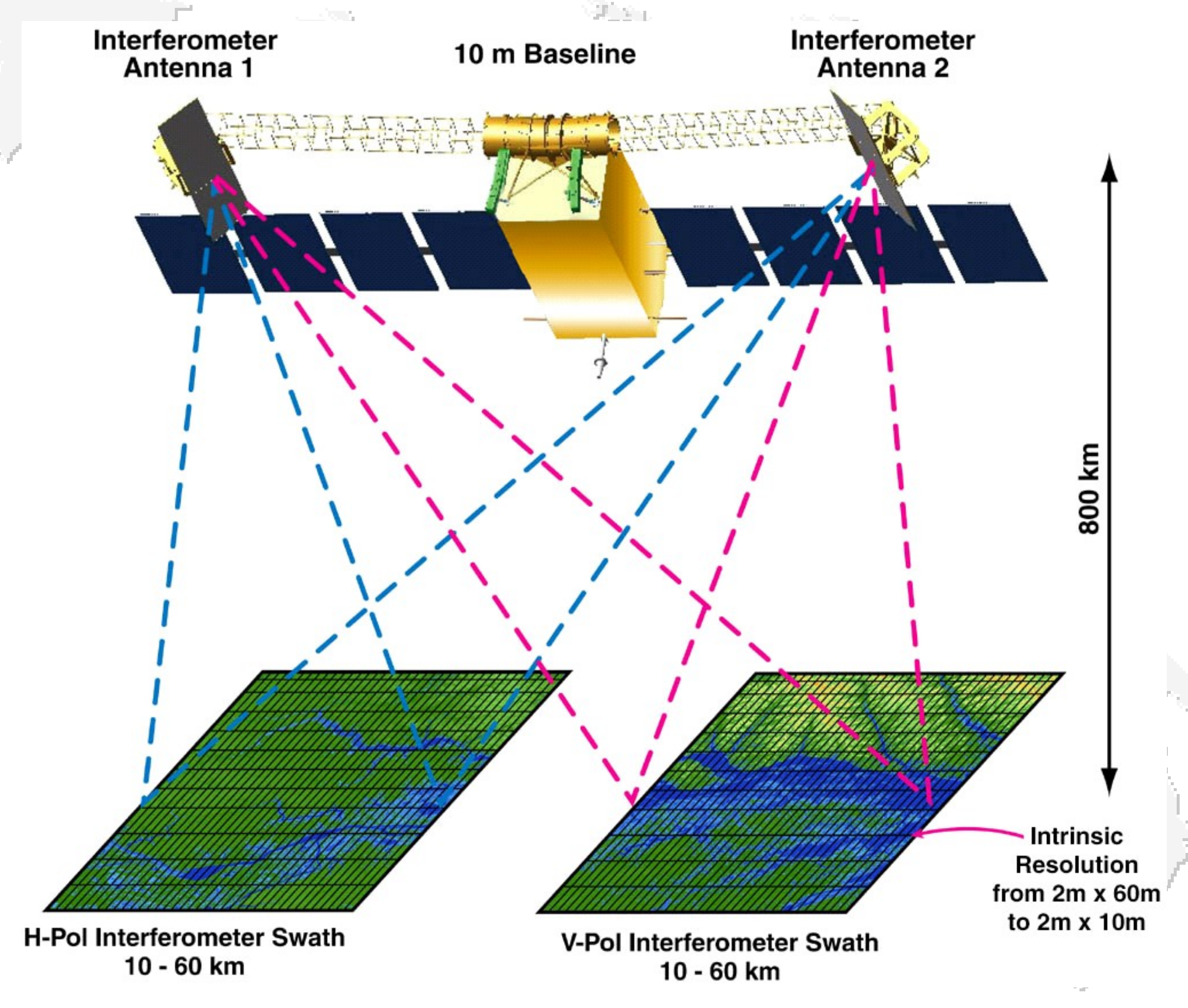
SAR Interferometer Radar Altimeter (SIRAL)

Будущие программы спутниковой альтиметрии

Программа		Время активной работы, *месяц/год*	Масса, *кг*	Параметры орбиты			
				Высота,		Наклонение, *градусы*	Период повторяемости [2],
				перигей	апогей		
HaiYang-2B (HY-2B)	изомаршрутная программа	планируется на 2016	513	963.6	965	99.3	14
	геодезическая программа						~168
Sentinel-3A - Ocean		планируется на 2016	2300	693		98.6	35
Jason-3		планируется на 2016	500	1336		66.0	10
HaiYang-2C (HY-2C)	изомаршрутная программа	планируется на 2016	513	963.6	965	99.3	14
	геодезическая программа						~168
Jason-CS		планируется на 2017	500	1336		66.0	10
HaiYang-2D (HY-2D)	изомаршрутная программа	планируется на 2019	513	963.6	965	99.3	14
	геодезическая программа						~168
SWOT (Surface Water and Ocean Topography)		планируется на 2019	500	1336		66.0	10
Sentinel-3C/D		планируется на 2021	2300	693		98.6	35
GFO-2		планируется на 2021	410	786	788	108,1	17

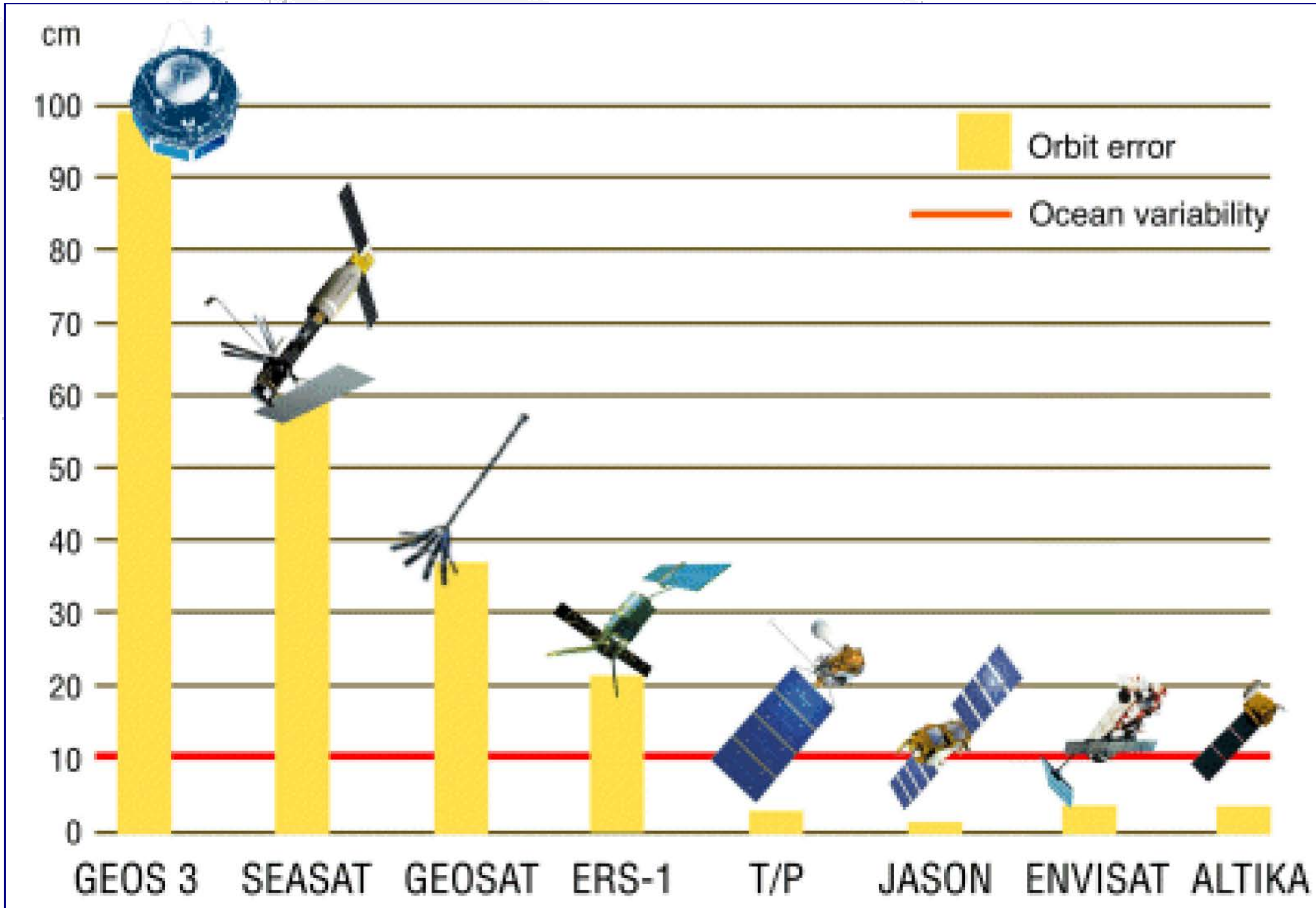
[1] – геодезические программы (для российских программ в скобках указан спутник-носитель)
[2] – для изомаршрутных программ

Альтиметрическая программа спутника SWOT (Surface Water Ocean Topography)



Altimeter/interferometer

Точность расчета высоты орбиты основные программы альтиметрических измерений

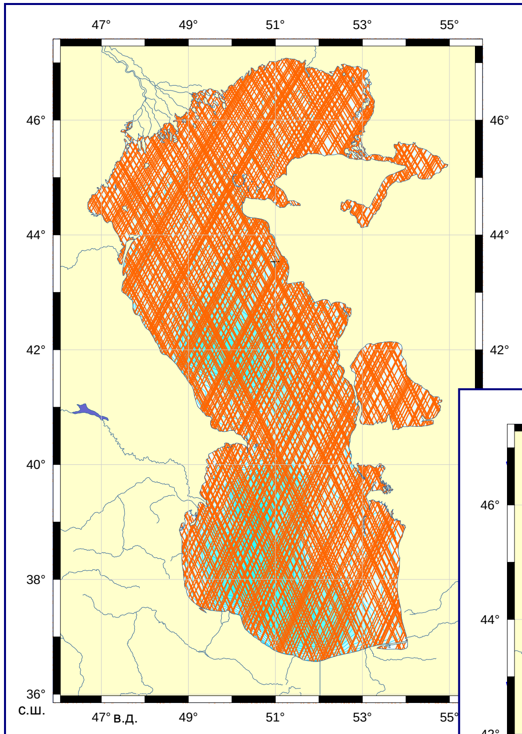


Основные типы альтиметров и точность измерения высоты морской поверхности

Альтиметр	Рабочая частота, *ГГц*	Длительность импульса, *нс*	Частота повторения импульсов, *МГц*	Диаметр антенны, *м*	Угловое разрешение антенны, *град*	Спутник носитель	Высота орбиты, *км*	Точность расчета ВМП, *см*
GEOSAT	13,5	3,125	500	1,3	1,2	GEOSAT	800	10
RA	13,8	12,121 [1]	1020	1,2	1,3	ERS-1/2	780	5,5
		3,03						
TOPEX NRA	13,575	3,125	4200	1,5	1,1	TOPEX/ Poseidon	1336	1,7
	5,3	10	1220		2,7			
		3,125						
Poseidon-1	13,65	3,125	1718	1,2	1,1			3
GFO-RA	13,5	3,125	500	1	2	GFO-1	880	3,5
Poseidon-2	13,575	3,125	2060	1,2	1,28	Jason-1	1336	1,7
	5,3	10			3,4			
		3,125						
RA2	13,575	50	1795,33	1,5	1,29	ENVISAT	800	1,8
		12,5						
		3,125						
	3,2	6,25	448,83		5,5			4,5
Poseidon-3	13,575	3,125	2060	1,2	1,28	Jason-2	1336	1,7
	5,3	10			3,4			
		3,125						
SADKO-2	13,5	3,125	2060	1,2	1,3	ГЕОИК-2 №11	1000	-
	5,3	10			3,4			
		3,125						
AltiKa	13,75	0,1	3800	1	-	SARAL	780	2,5
HY-RA	13,58	3,125	2000	1,4	-	HY-2A	965	4,0
		12,5						
		50						
	5,25	6,25						

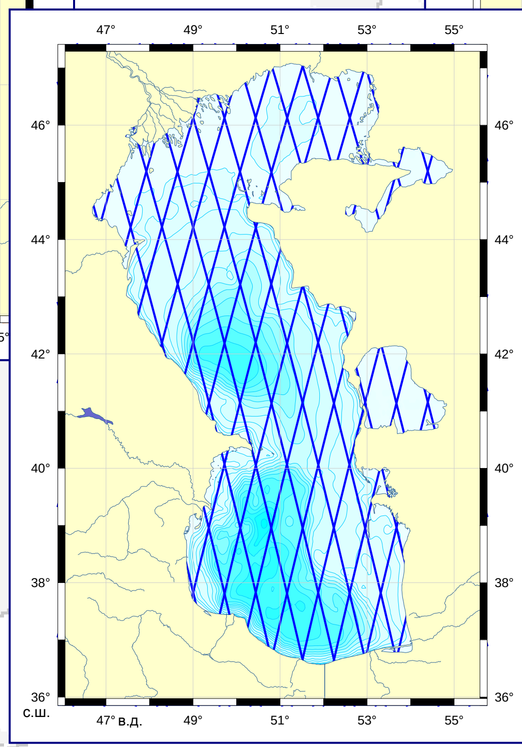
1 - Первая для профилирования морских льдов и ледников Гренландии и Антарктиды, вторая – для измерения высоты морской поверхности

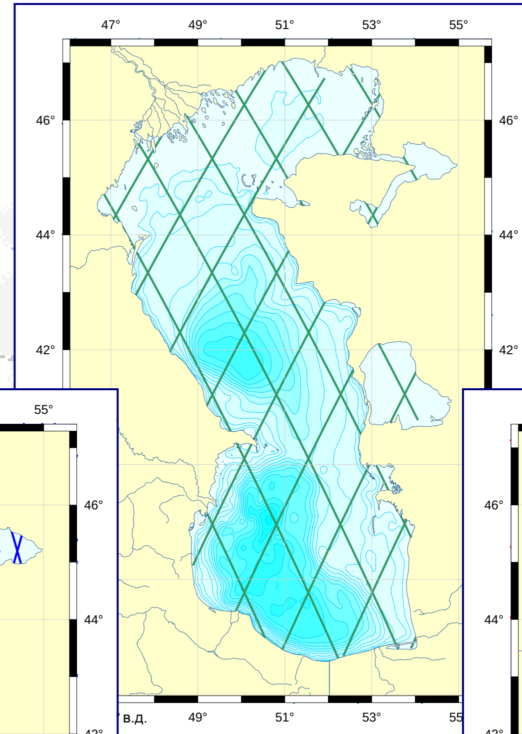
Геодезические и изомаршрутные программы



GEOSAT (геодезическая программа)

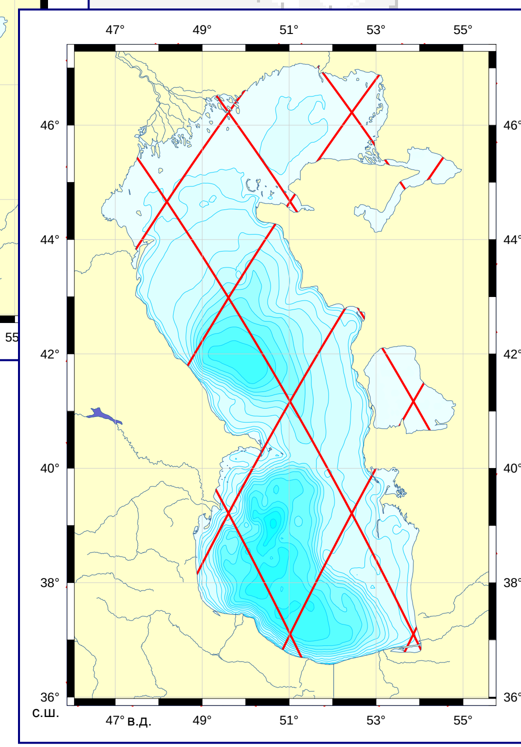
ERS 1/2 и ENVISAT, SARAL (35 суток)





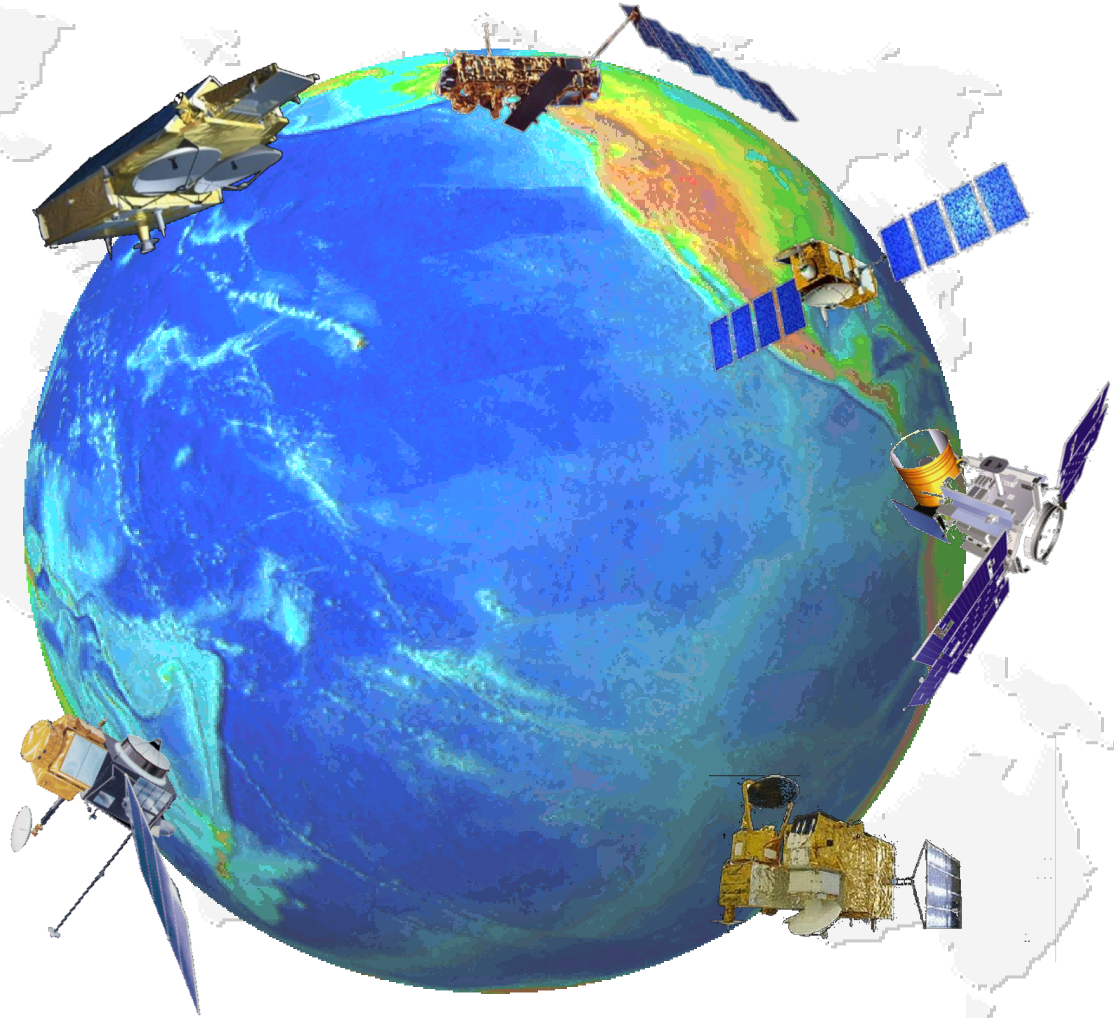
GEOSAT и GFO 1 (17 суток))

TOPEX/Poseidon и Jason 1/2 (10 суток)

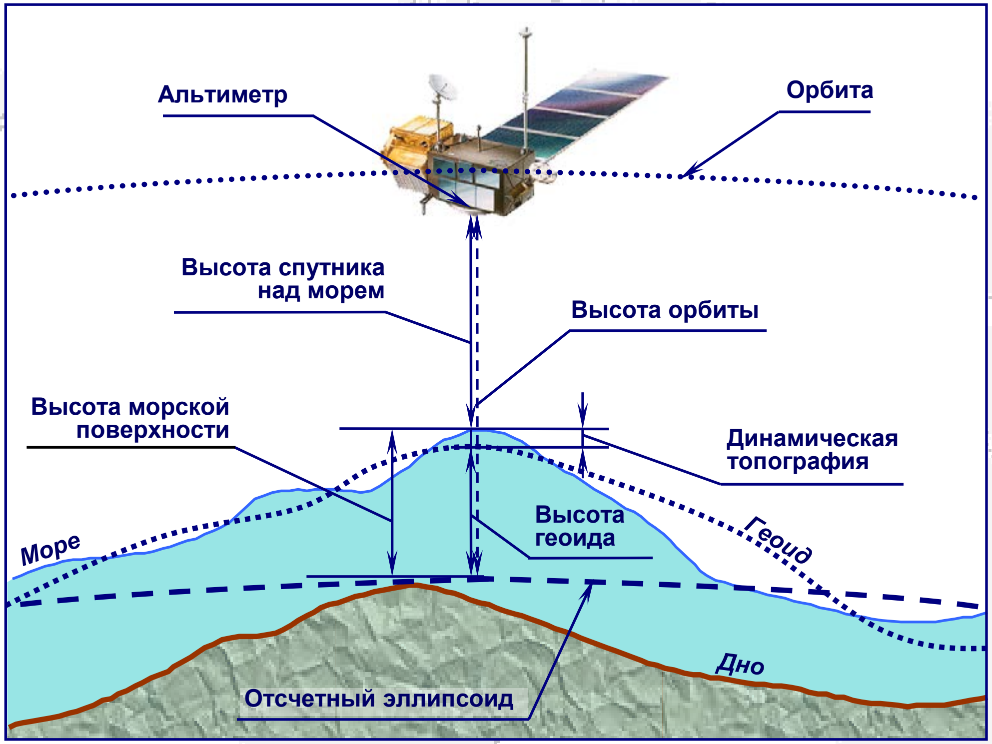


Седьмая Международная Школа-семинар «Спутниковые методы и системы исследования Земли»
Таруса, 24– 29 февраля 2016 г.

Основы метода



Высота морской поверхности
Спутниковая альтиметрия



H_g – высота геоида или эквипотенциальная поверхность гравитационного поля Земли

H_{orb} – высота орбиты спутника

H_{alt} – высота спутника над поверхностью моря

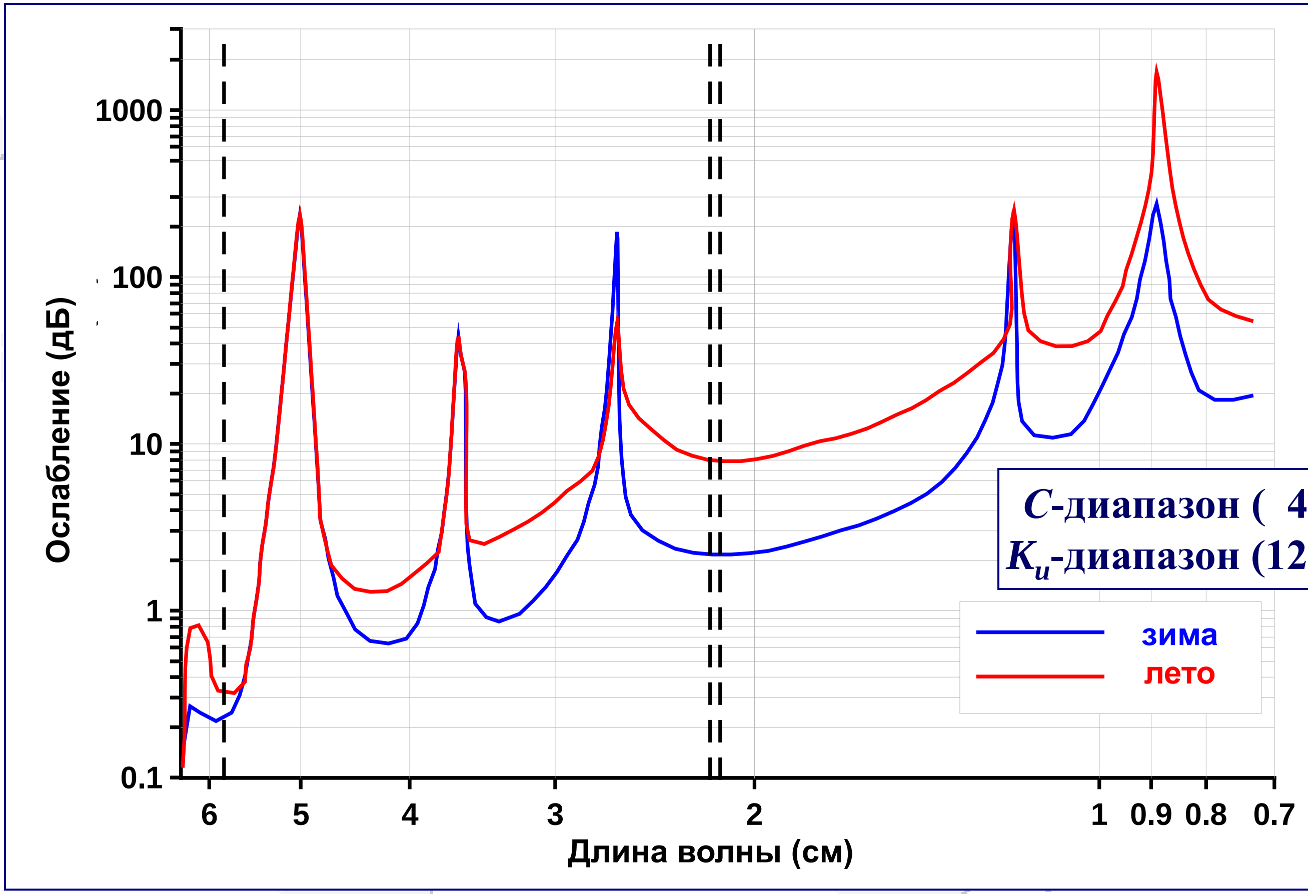
H_{ssh} – высота морской поверхности с учетом ряда поправок (dH_i), связанных с прохождением радиосигнала через
– атмосферу, инструментальными ошибками и состоянием подстилающей поверхности:
$H_{ssh}=H_{orb} - H_{alt} - \Sigma\, dH_i$

H_{dt} – динамическая топография отклонения морской поверхности относительно геоида: $H_{dt}=H_{ssh} - H_g$

Помимо этого спутниковая альтиметрия позволяет анализировать:

- амплитуду скорости приводного ветра
- высоты волн
- состояние подстилающей поверхности

Рабочая частота альтиметра



C-диапазон (4÷8 ГГц, 7,5÷3,75 см)
K_u-диапазон (12÷18 ГГц, 2,5÷1,67 см)

Зависимость ослабления электромагнитного излучения атмосферой от длины волны

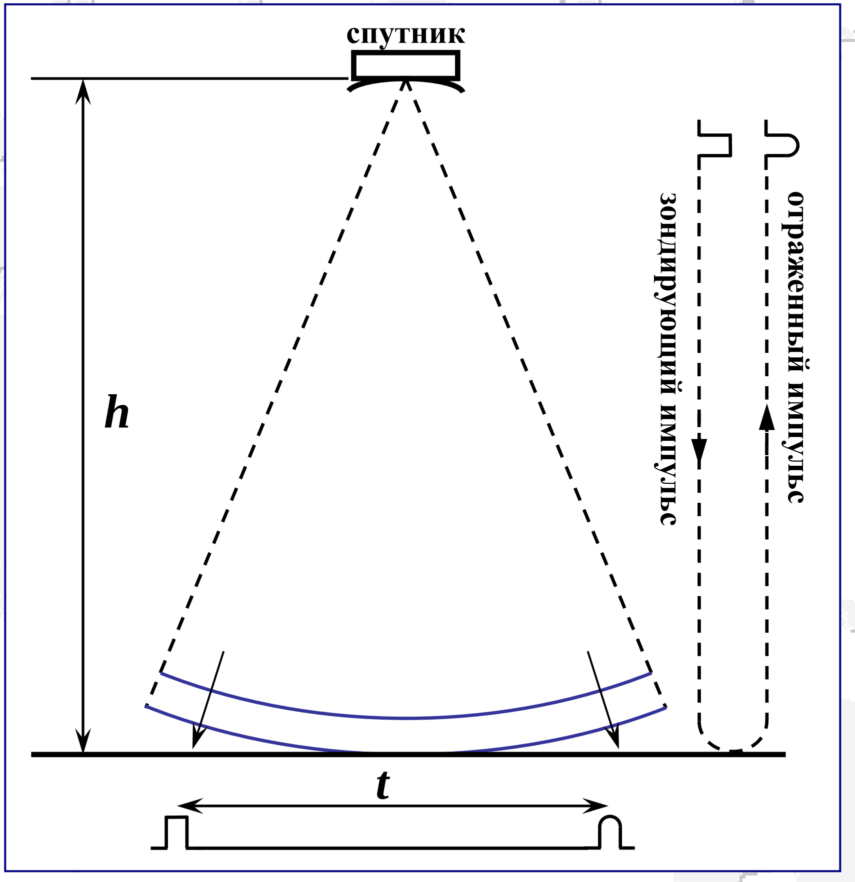
Вертикальными пунктирными линиями показаны длины волн и рабочие частоты, а желтым цветом интервал длин волн и рабочих частот современных альтиметров

Определение расстояния от альтиметра до подстилающей поверхности

По времени возврата зондирующего радиоимпульса

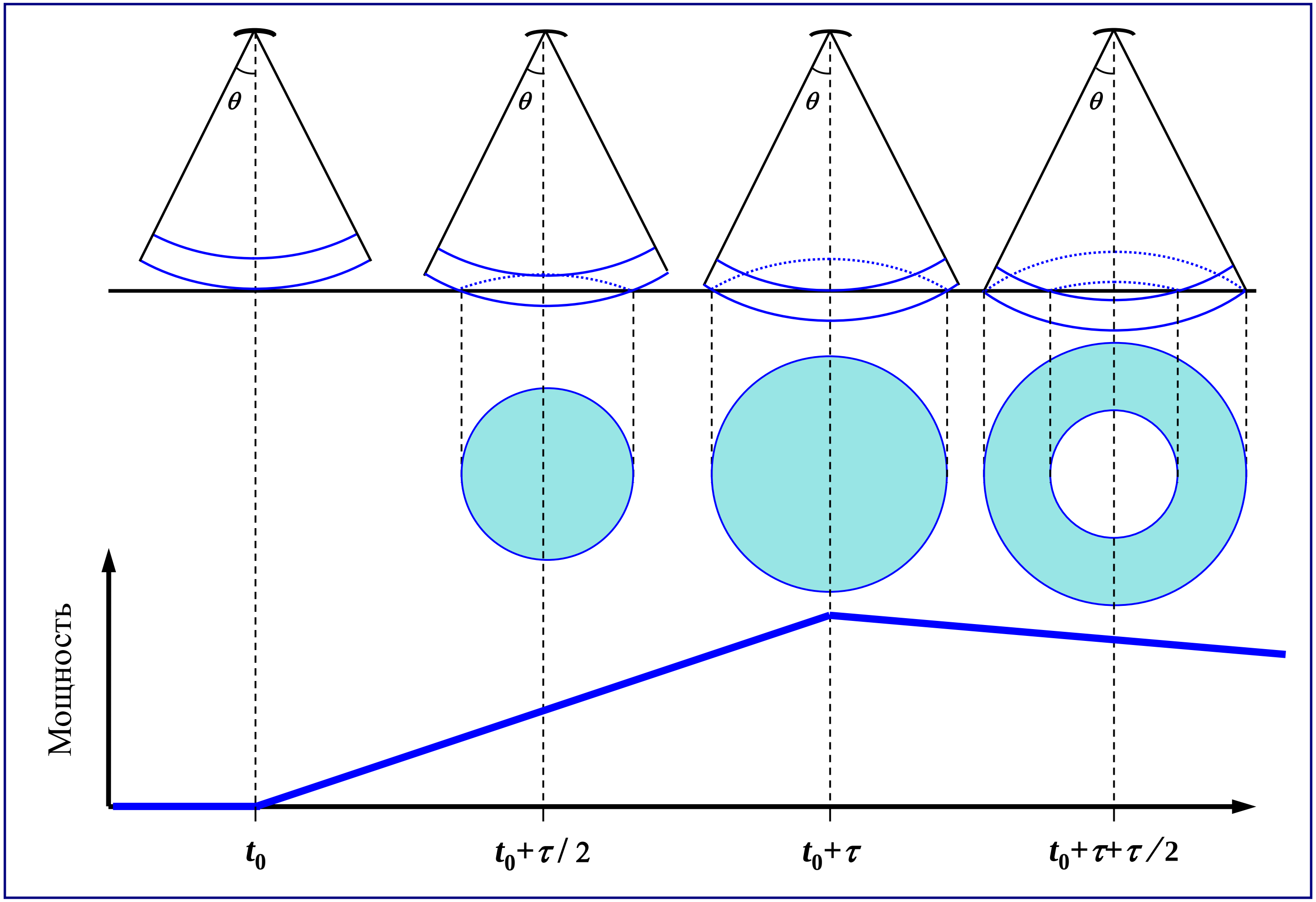
$$h = \frac{c_0 t}{2}$$

рассчитывается расстояние от спутника до подстилающей поверхности, что позволяет определить высоту морской поверхности



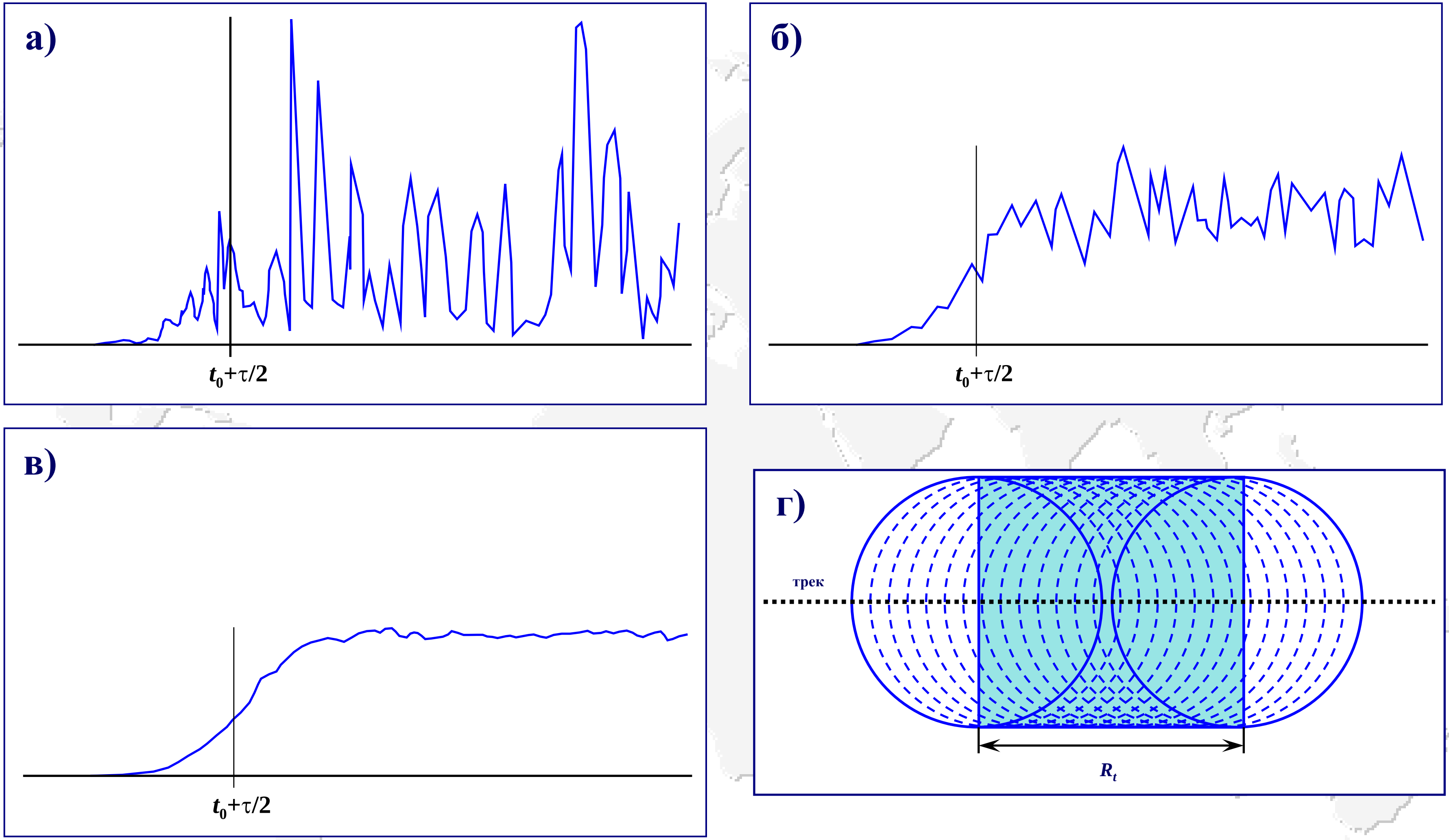
Принципиальная схема работы альтиметра

Площадь сегмента отражения



Зависимость формы и площади сегмента подстилающей поверхности, с которого отражается зондирующий импульс альтиметра от времени

Форма отраженного импульса



Форма отраженного (а) одиночного импульса и результаты осреднения (б) 25-ти и (в) 100 импульсов и площадь сегмента (г)

Теоретическая модель формы отраженного импульса

При малых отклонения оси антенны от положения надира среднюю форму принятого альтиметром отраженного от морской поверхности сигнала , вывод которой базируется на модели некогерентного (по мощности) рассеяния радиоволн шероховатой поверхностью

$$P(t) = P_{FS}(t) \times s_r(t) \times q_s(t)$$

$P_{FS}(t)$ – **средняя мощность сигнала, отраженного плоской поверхностью**

$s_r(t)$ – **форма импульса, отраженного от плоской поверхности**

$q_s(t)$ – **плотность вероятности распределения высот зеркальных точек**

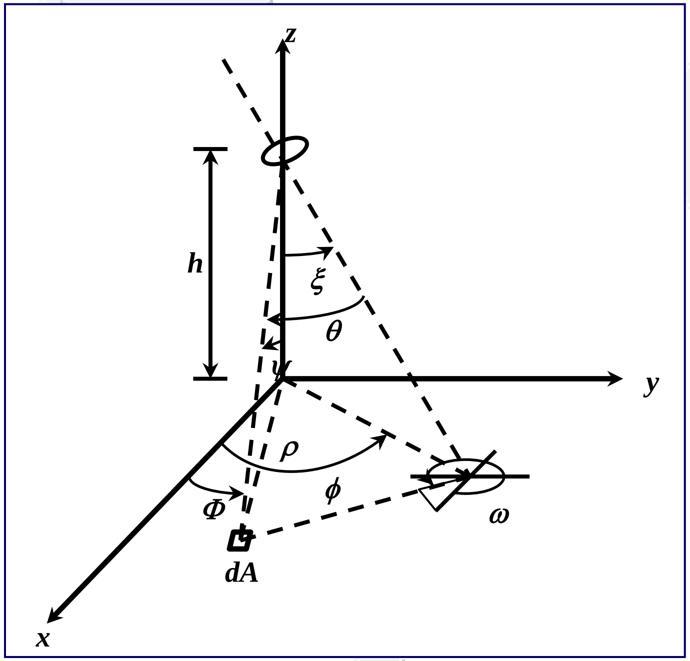
Модель Брауна построена в рамках следующих предположений:

- **отражающая поверхность содержит достаточно большое число независимых отражающих элементов;**
- **статистики возвышений поверхности являются постоянными в пределах освещаемой радаром поверхности;**
- **отражение является скалярным процессом без эффектов поляризации;**
- **нормированное сечение обратного рассеяния является постоянным для всей освещаемой площади, т.е. в пределах диаграммы направленности не зависит от угла падения;**
- **эффектом Доплера можно пренебречь.**

Теоретическая модель формы отраженного импульса

Модель Брауна:

$$P_i(t) = P_0 \iint\limits_{\substack{illuminated \\ area}} \frac{G^2(\theta)\sigma(x,y,\theta)}{r^4} dA \int_{-\infty}^{\infty} p\left(t_1 - \frac{2r}{c}\right) q\left(x, y, \frac{c}{2}(t - t_1)\right) dt_1$$



G – **диаграмма направленности антенны**

r – **расстояние от антенны до элементарной области *dA* на поверхности**

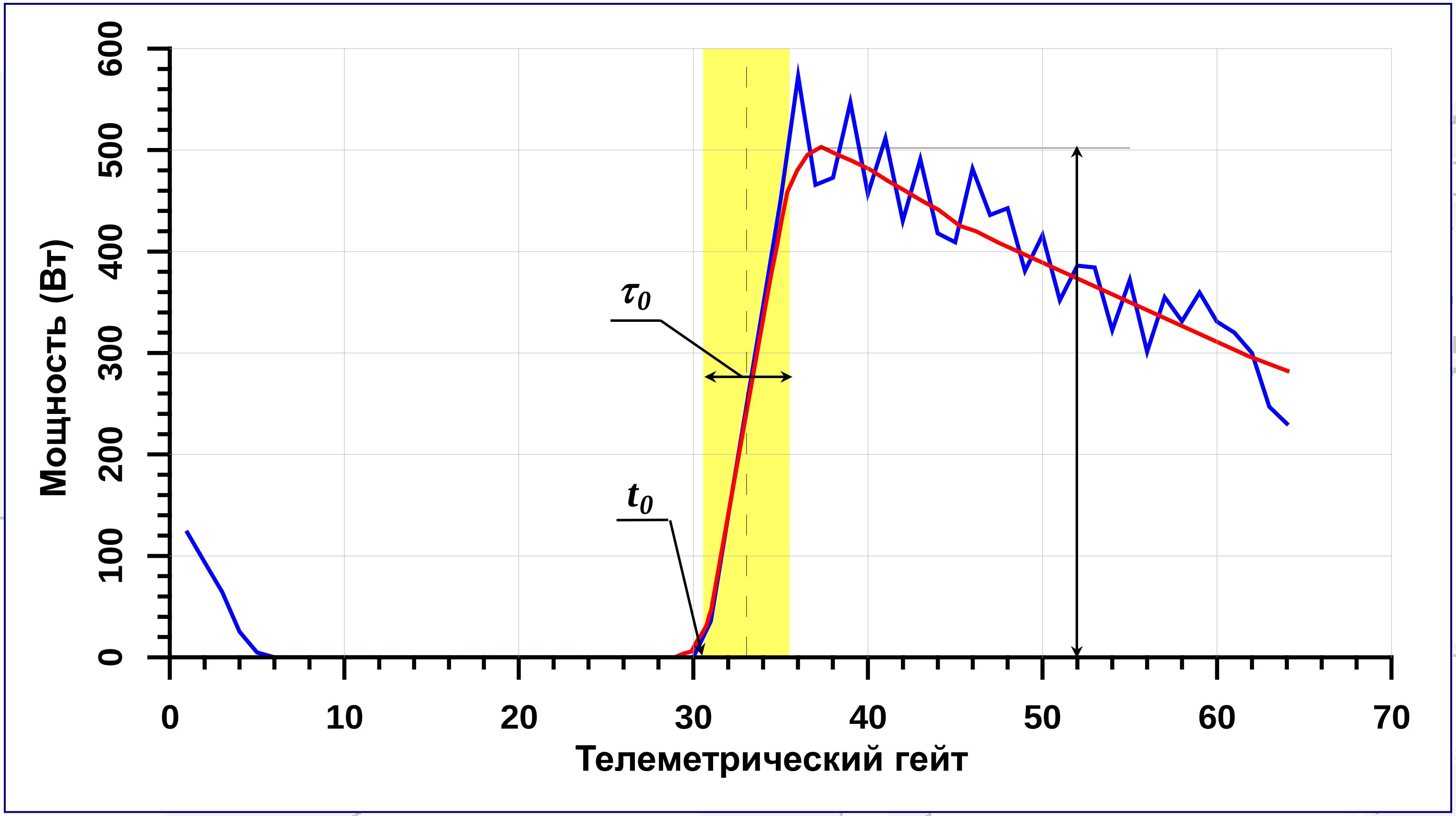
$p(t)$ – **форма излученного импульса**

h – **среднее расстояние от спутника до поверхности**

s – **сечение рассеяния на единицу площади**

$q(z)$ – **плотность вероятности распределения высот зеркальных точек**

Анализ формы отраженного импульса



Форма импульса, отраженного от безграничной подстилающей поверхностью, аппроксимированная по формуле Брауна (красная линия) и осредненная за 1 с форма отраженного импульса для условий открытого океана (синяя линия).

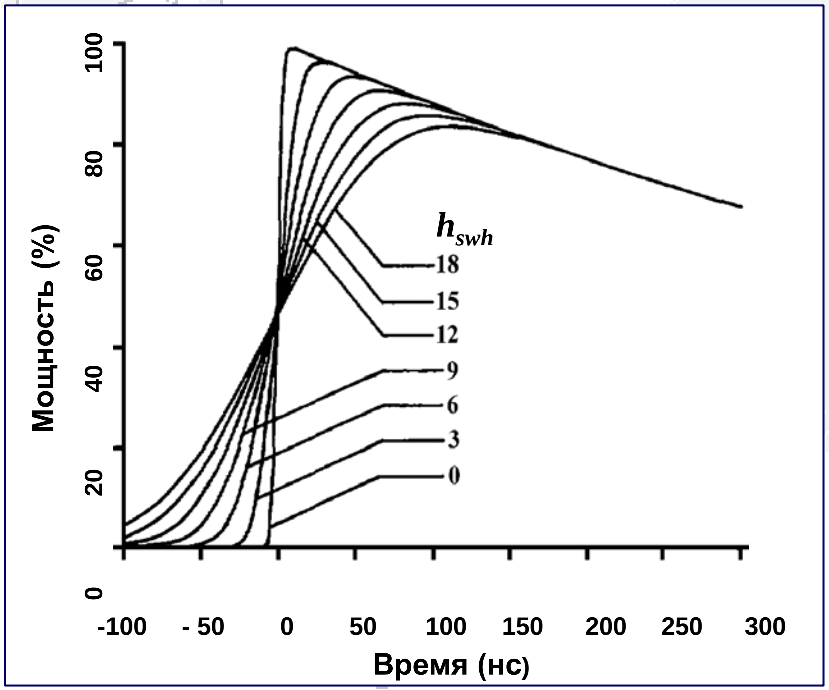
Желтой областью выделена ширина переднего фронта отраженного импульса

Значимая высота ветровых волн

Уравнение свертки

$$P(t) = P_{FS}(t) \times s_r(t) \times q_s(t)$$

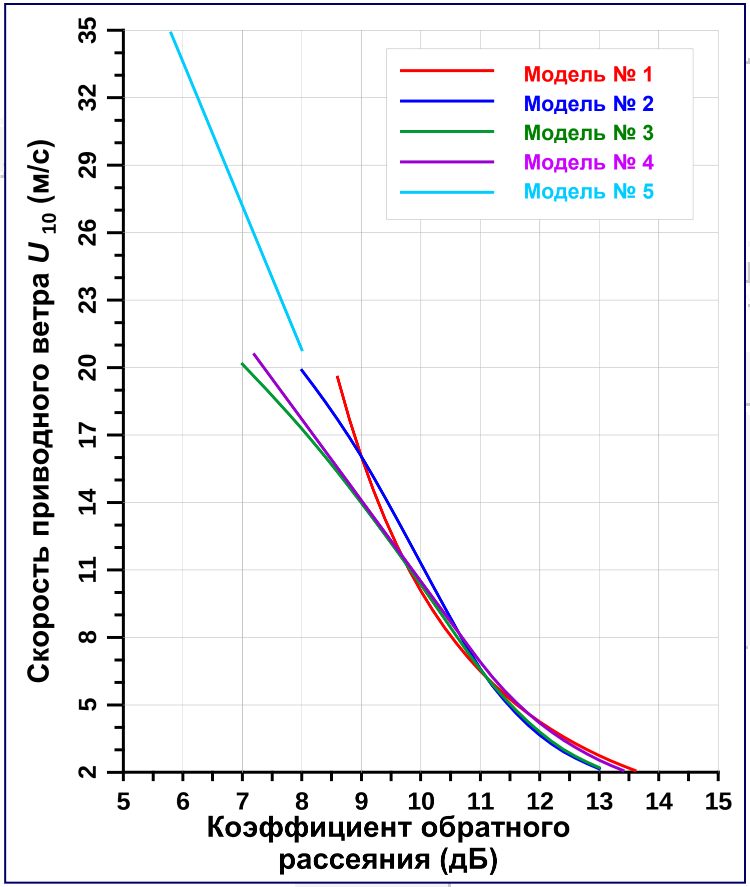
$q_s(t)$ – **плотность вероятности возвышений морской поверхности**



- **Линейная модель (распределение Гаусса)**
  - **не учитывает асимметрии и эксцесса распределения возвышений взволнованной морской**
- **Нелинейная модель Грама-Шарлье (распределение Грама-Шарлье)**
  - **возвышения морской поверхности ≤ 2,5 м**
- **Комбинированная модель**
  - **распределение Грама-Шарлье (возвышения морской поверхности ≤ 2,5 м)**
  - **распределение Гаусса**
  - **(возвышения морской поверхности > 2,5 м)**

Примеры модельных форм отраженного импульса для различной степени волнения морской поверхности

Скорость приводного ветра



Зависимость скорости приводного ветра на высоте 10 м от коэффициента обратного рассеяния для наиболее широко используемых алгоритмов

1. Brown (1979):

$$U_{10} = \exp\left[\left(10^{-\left(0{,}21+\sigma^0/10\right)} - B\right)\Big/A\right]$$

2. Chelton & McCabe (1985):

$$U_{10} = 0{,}943 \cdot 10^{\left[\left(\sigma^0/10-A\right)/B\right]}$$

3. Witter &Chelton (1991):

$$U_{10} = \sum_{n=0}^{5} A_n \left(\sigma^0\right)^n$$

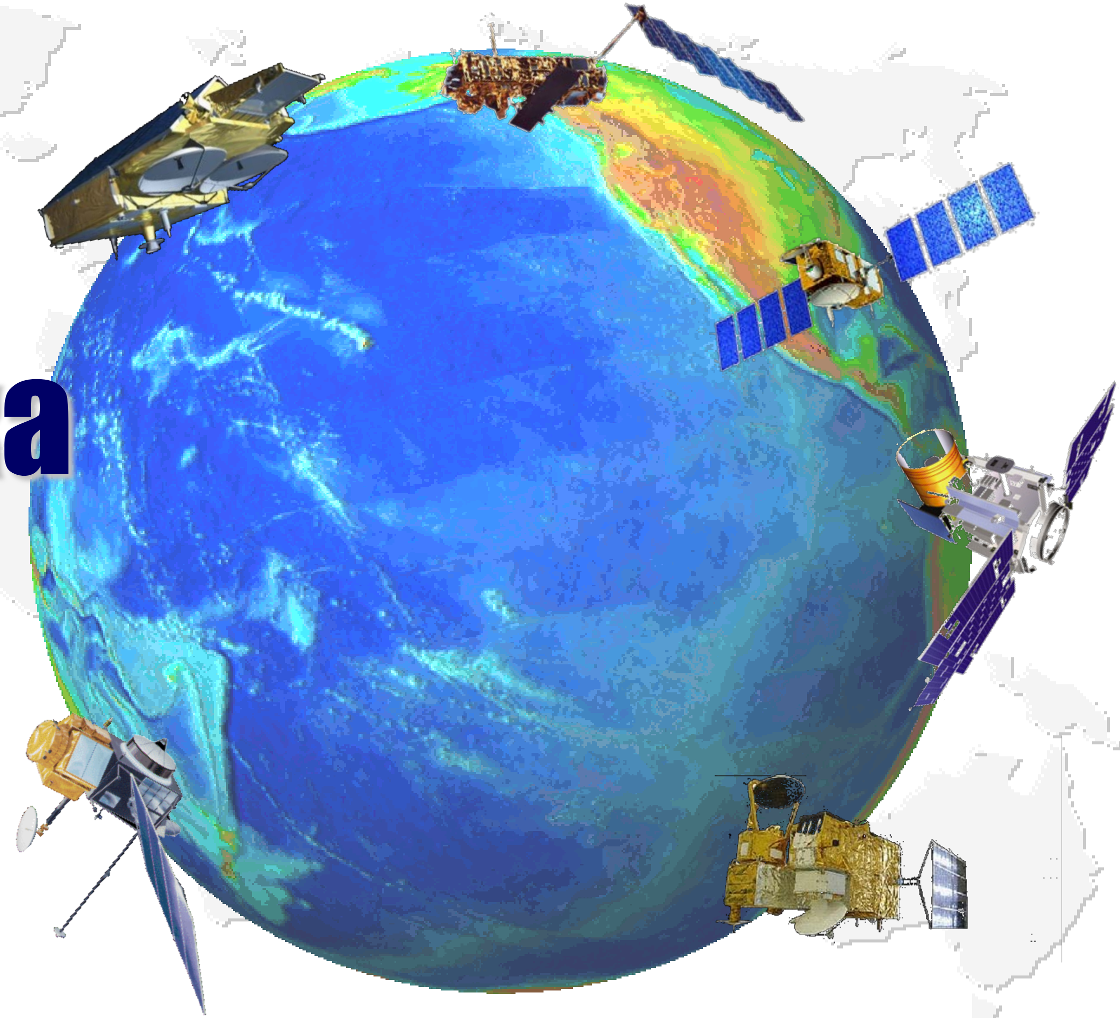
4. Abdalla (2012):

$$U_{10} = \begin{cases} A_1 - B_1\sigma^0 \\ A_2 \exp\left(-B_2\sigma^0\right) \end{cases}$$

5. Young (1993):

$$U_{10} = A\,\sigma^0 + B$$

Обработка данных



Поправки на влияние атмосферы

На прохождение радиоимпульса альтиметра сильно влияет состояния атмосферы и подстилающей поверхности, которые выражается в увеличении времени возврата зондирующего сигнала, что приводит к ошибке определения высоты спутника над поверхностью океана, а следовательно и высоты морской поверхности.

- **«Сухая» тропосферная поправка**
  - **рассеяние радиоимпульса молекулами газов, входящих в состав воздуха, и в первую очередь кислородом (2–3 м);**
- **Поправка на влажность**
  - **поглощение электромагнитного излучения водяным паром (<0,5 м);**
- **Ионосферная поправка**
  - **рассеяние радиоимпульса альтиметра свободными электронами и ионами (0,02–0,2 м);**
- **Поправки на состояние подстилающей поверхности**
  - **поправка на электромагнитное смещение – изменение интенсивности отражения радиоволн вдоль профиля длинных поверхностных волн (1–4 см);**
  - **поправка на асимметрию возвышений морской поверхности – отклонение распределений возвышений морской поверхности от распределения Гаусса (10 см);**
- **Поправка на отклонение от положения надира**
  - **уменьшает коэффициента обратного рассеяния (4 дБ).**

Геофизические поправки

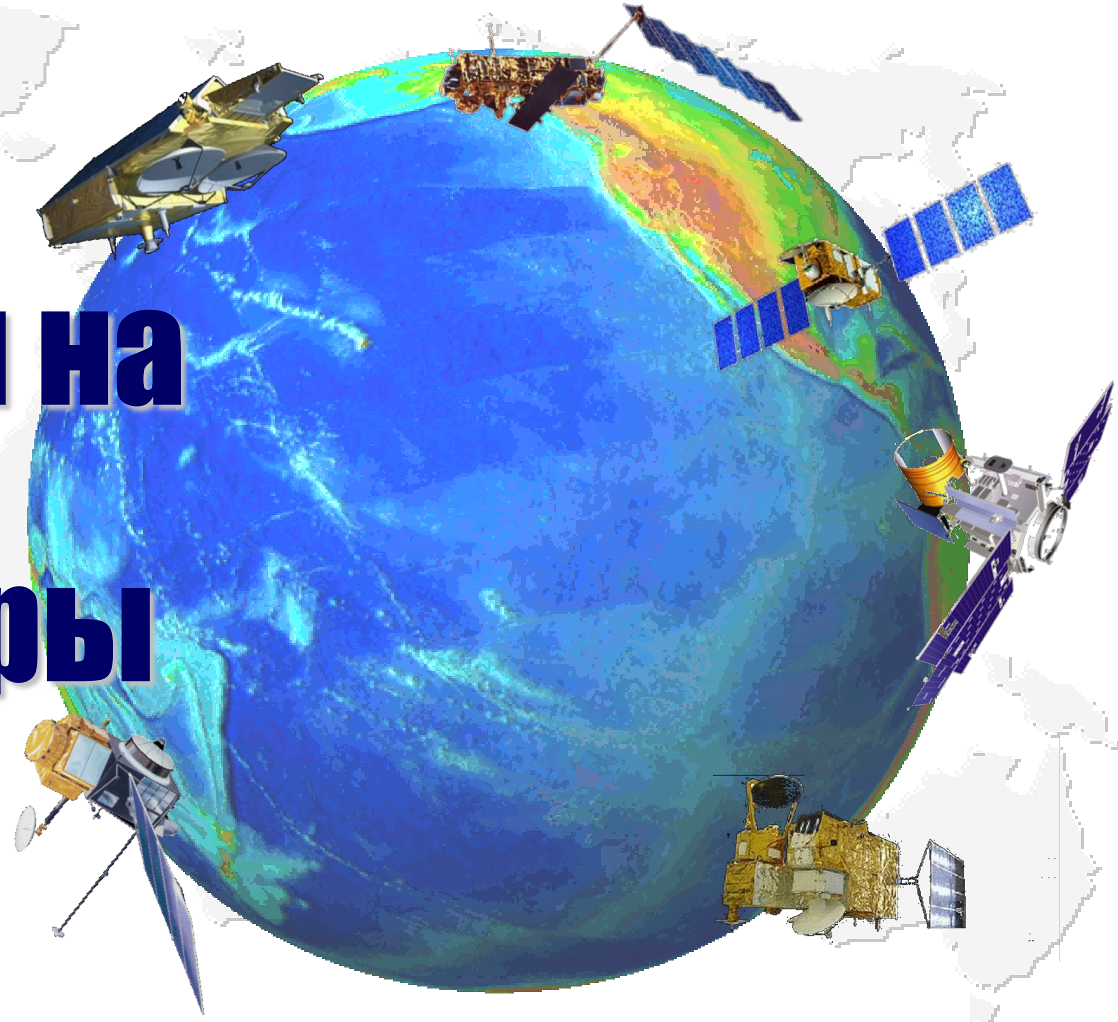
Учет поправок данного вида зависит от класса решаемых задач с использованием данных спутниковой альтиметрии.

- **Поправка обратного барометра**
  - обусловленных барическим воздействием атмосферы, и рассчитывается через атмосферное давление на уровне подстилающей поверхности (<3 м);

$$dh_{inv} = -9,948\left(P_{surf} - P_0\right)$$

- **Приливные поправки**
  - океанические приливы – воздействием приливообразующих сил (для открытого океана не превышает 20 см, 15,6–18 м в бухте Фанди);
  - земные приливы – воздействием приливообразующих сил (< 53,4 см);
  - полюсные приливы – колебания положения полюсов Земли, которые обусловлены свободной эйлеровской прецессией (свободной нутацией или чандлеровским колебанием) (<15 см);
- **Нагрузка на ложе океанов и морей**
  - приливы приводят к возрастанию массы столба воды единичного сечения и к появлению дополнительной нагрузки на дно и его прогибу (эффект нагрузки), а избыточная масса воды сама притягивает Землю (эффект самопритяжения) и тем самым вызывают дополнительные деформации земной коры
  - (0,1–25% от высоты прилива в океане).

Поправки на влияние атмосферы



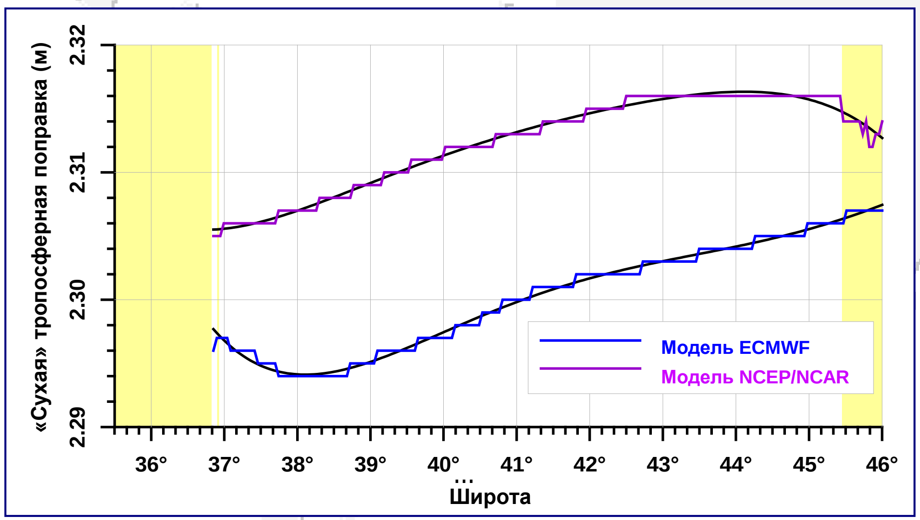
«Сухая» тропосферная поправка

«Сухая» тропосферная поправка обусловлена рассеянием зондирующего радиоимпульса молекулами газов, входящих в состав воздуха (2–3 м).

$$dh_{dry} = 2{,}277 \cdot P_{surf} \left(1 + 0{,}0026\, \mathrm{Cos}\left(2\varphi \right) \right)$$

где P_{surf} – атмосферное давление на уровне подстилающей поверхности (гПа), φ – широта точки надира.

В качестве исходной информации рекомендуется использовать данные, рассчитанные по модели ECMWF или совместной модели NCEP/NCAR.



Изменчивость величины «сухой» тропосферной поправки (м) вдоль 092 трека спутника Jason-2 на 1 августа 2012 г. (150 цикл). Желтым цветом выделены области суши, черные линии – аппроксимация ступенчатой функции величин поправки.

Поправка на влажность

Поправка на влажность обусловлена поглощение зондирующего радиоимпульса водяным паром (<0,5 м).

$$dh_{wet} = \left(0,331 - 53,3\ln\left(1 - 32,5/T_{air}\right)\right)W \quad \textbf{или} \quad dh_{wet} = 6,36W$$

где T_{air} **– температура атмосферы на уровне моря (°К),**
W **– интегральная влажность или влагосодержание атмосферы (г/см²).**

$$dh_{wet} = -\left(1,11645410^{-3}\int_{P_{sat}}^{P_{surf}} q\,dP + 17,66543928\int_{P_{sat}}^{P_{surf}} \frac{q}{T}\,dP\right)\times$$

$$\times\left(1 + 0,0026\cos(\varphi)\right)$$

где q **– удельная влажность (кг/кг),** T **– температура воздуха (°К),**
P_{surf} **– атмосферное давление на уровне подстилающей поверхности (гПа),**
P_{sat} **– атмосферное давление на высоте орбиты спутника (гПа),**
φ **– широта точки надира.**

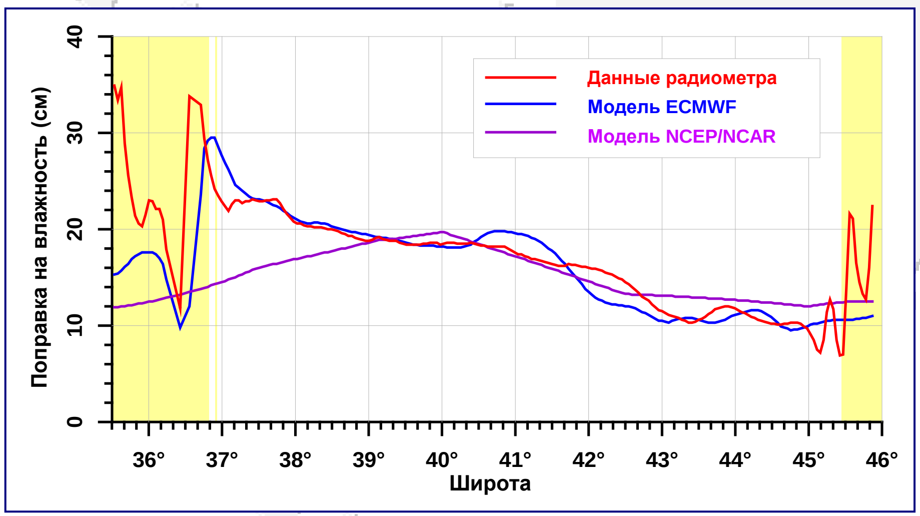
В качестве исходной информации рекомендуется использовать данные, рассчитанные по модели ECMWF или совместной модели NCEP/NCAR.

Поправка на влажность

Величина влагосодержание атмосферы может быть получена по данным микроволнового радиометра.

$$W = 0{,}0011\left(\sum_{i=1}^{N} A_i\left(T_{Bi} - T_{0j}\right)\right)^2 + 0{,}1\left(\sum_{i=1}^{N} A_i\left(T_{Bi} - T_{0j}\right)\right) + 2$$

где T_{Bi} **– радиояркостная температура (°K) по данным** i**-го канала радиометра,** A_i **и** T_{0i} **– константы для** i**-го канала,** N **– число каналов радиометра с учетом поляризации каждого канала.**



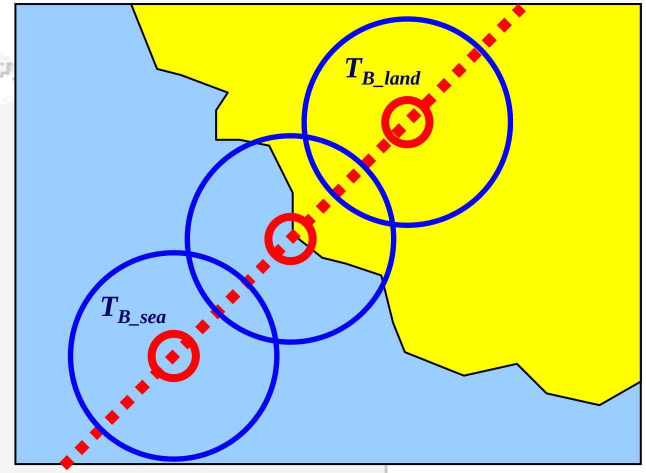
Изменчивость поправки на влажность (см) вдоль 092 трека спутника Jason-2 на 1 августа 2012 г. (150 цикл). Желтым цветом выделены области суши.

Поправка на влажность

Величина поправки на влажность может быть получена по данным микроволнового радиометра

$$dh_{wet} = \beta_0 + \sum_{i=1}^{N} \beta_i \ln\left(280 - T_{Bi}\right)$$

где T_{Bi} – радиояркостная температура (°К) по данным *i*-го канала радиометра, β_i – константы для *i*-го канала, N – число каналов радиометра с учетом поляризации каждого канала.

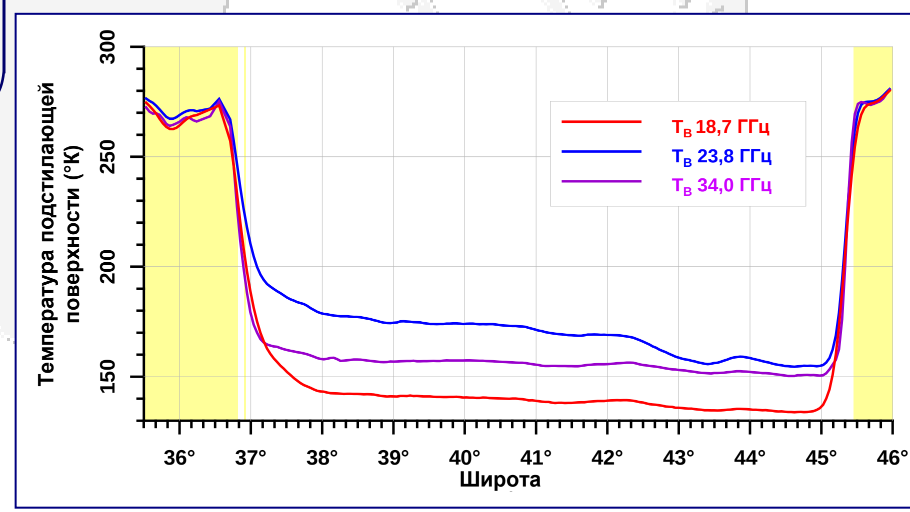


Кусочно-гладкая топографическая модель излучающей поверхности.

Уточнение радиояркостной температуры в прибрежной зоне

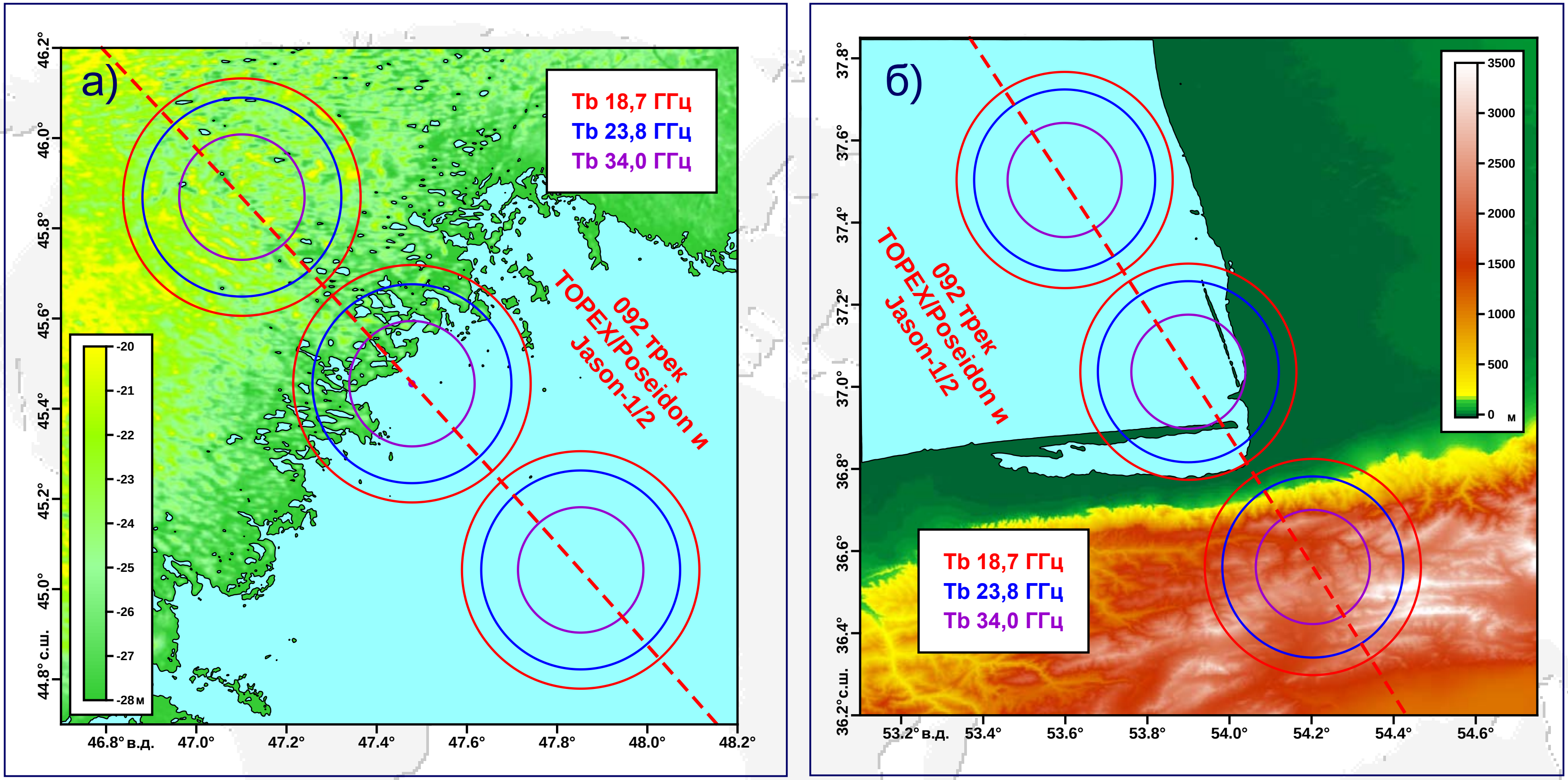
$$dT_{Bi}(l) = \frac{T_{Bi\_land} - T_{Bi\_sea}}{2}\left(1 + \operatorname{erf}\left(\frac{l}{S_i(l)}\right)\right)$$

где $S_i(l)$ – функция зависимости соотношения площадей суша–море от расстояние l вдоль трека



Изменчивость радиояркостной температуры (°К) для трех каналов микроволнового радиометра Jason-2 вдоль 092 трека спутника на 1 августа 2012 г. (150 цикл).

Поправка на влажность



Топография южного (а) и северного (б) побережья Каспийского моря по данным SRTM–4, пересекаемых 092 треком спутников T/P и J1/2. Окружности – границы областей разрешения микроволнового радиометра для частот 18,7 ГГц – 43,4 км (красная линия), 23,8 ГГц – 36,4 км (синяя линия) и 34,0 ГГц – 22,9 (фиолетовая линия).

Ионосферная поправка

Величина ионосферной поправки зависит от общего количества электронов *TEC* на пути прохождения зондирующего импульса альтиметра и рабочей частоты альтиметра *f*.

$$dh_{iono} = \frac{40,3}{f^2} TEC$$

***TEC* определяется:**

- **по результатам модельных расчетов (точность 0,5–2 см)**
  - **Модели ионосферы делятся на теоретические, эмпирические и полуэмпирические. Теоретические модели требуют больших вычислительных затрат (как по ресурсам, так и по времени расчета). От этого недостатка не свободны и полуэмпирические модели, хотя они сочетают в себе достоинства теоретических и эмпирических моделей. Поэтому в последнее время в прогнозировании большое распространение получили эмпирические модели ионосферы (IRI2007).**
- **по данным альтиметра, имеющих две рабочих частоты f_C и f_{Ku} в разных частотных диапазонах (точность 0,5 см)**

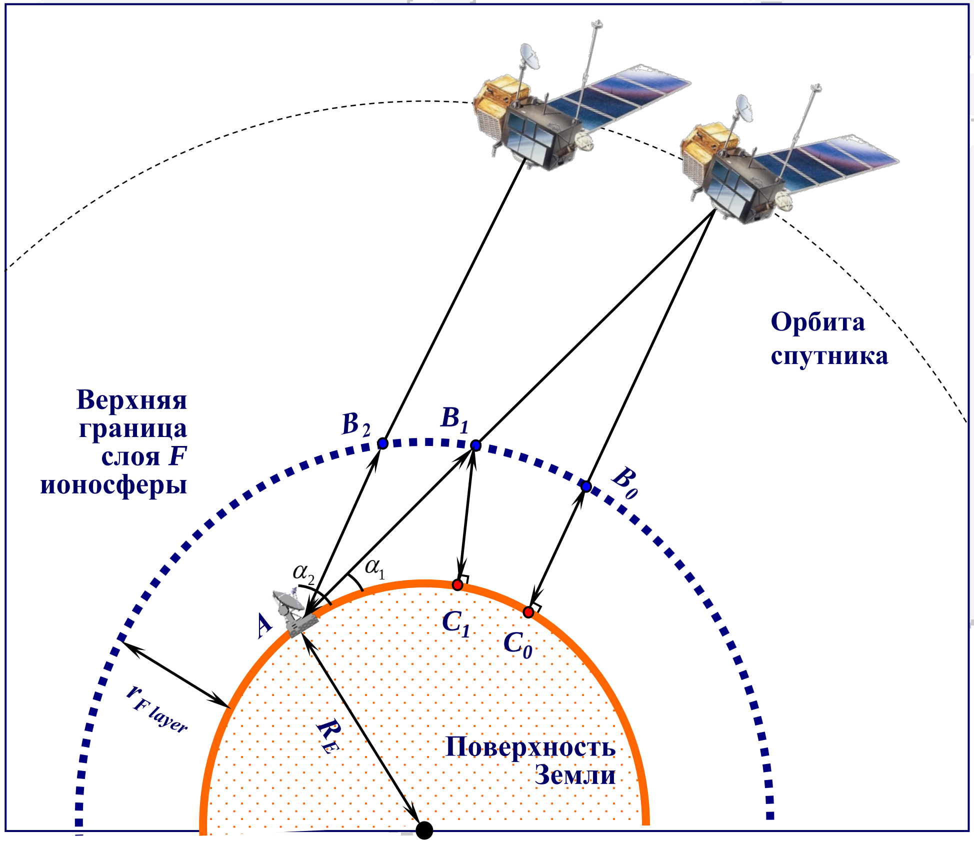
$$dh_{iono\_f_i} = \frac{f_i^2}{f_{Ku}^2 - f_C^2} \left(h_{ssh\_f_{Ku}} - h_{ssh\_f_C} \right)$$

- **по данным системы DORIS (рабочие частоты 400 мГц и 2 ГГц) (точность 1–3 см)**

Ионосферная поправка

Величина ионосферной поправки может быть получена по данным системы DORIS (рабочие частоты 400 мГц и 2 ГГц)

$$dh_{iono}^{i} = \frac{40,22c}{t_{i+1} - t_i} \times \frac{K_i TEC_{s\_AB_i} - K_{i+1} TEC_{s\_AB_{i+1}}}{f^2}$$

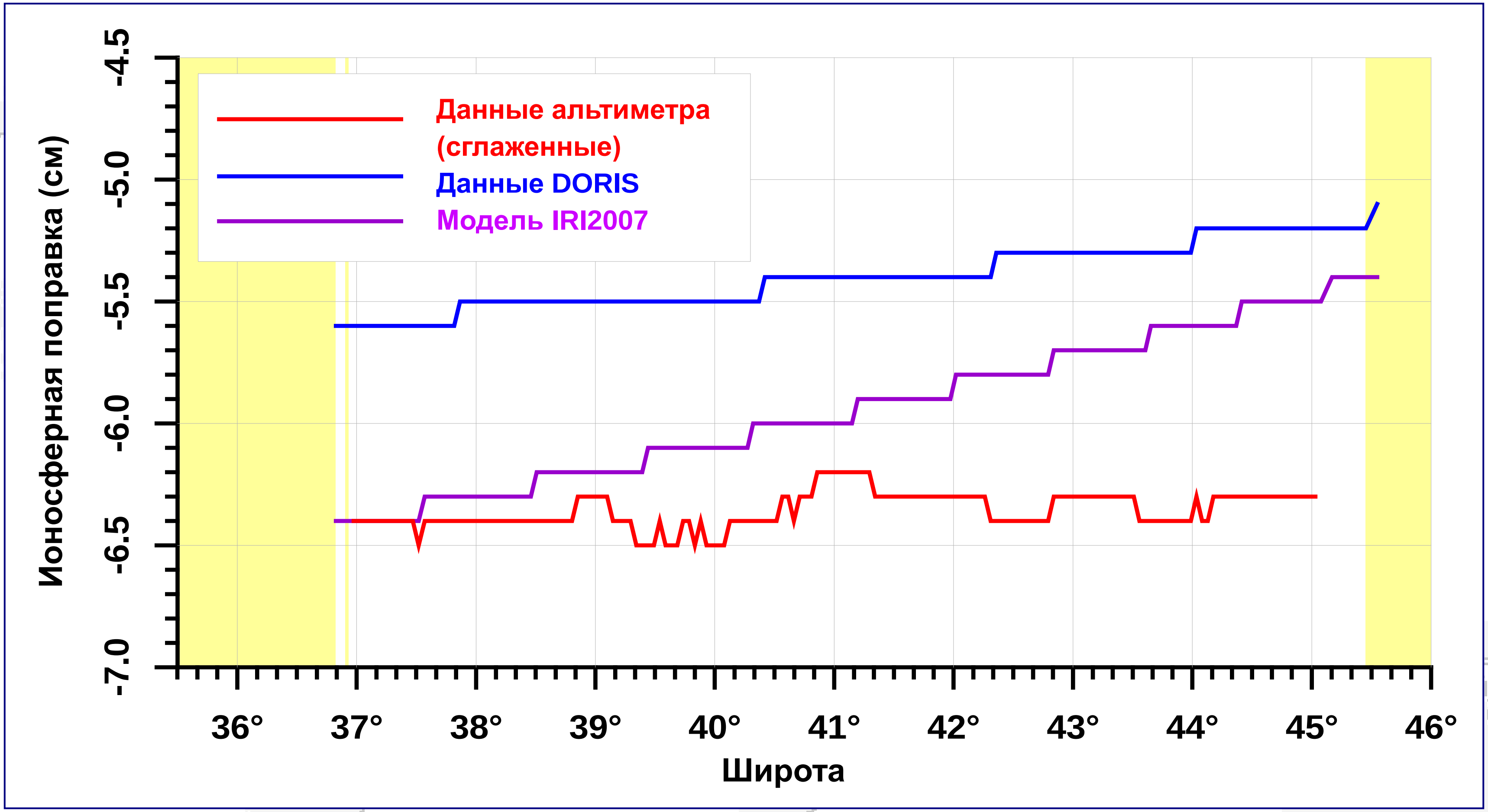


где TEC_{s_ABi} – количество электронов на пути прохождения радиоволн вдоль линии между спутником и станцией слежения, K_i – коэффициенты, определяющиеся как

$$K_i = r_{F\_lay} \Big/ \sqrt{r_{F\_lay}^2 - R_E^2 \cos^2(\alpha_i)}$$

r_{F_lay} – высота верхней границе слоя ионосферы, R_E – радиус Земли, α_i – угловое расстояние от станции слежения до спутника.

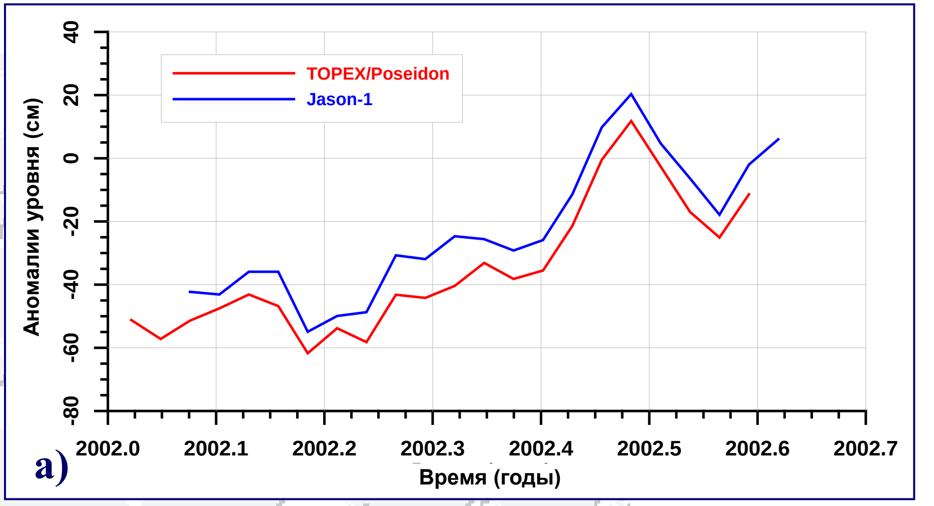
Ионосферная поправка

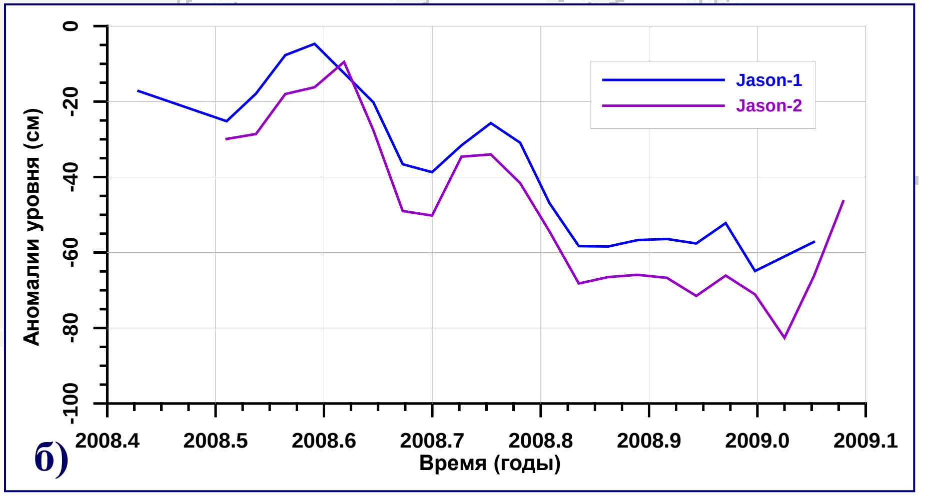


Изменчивость ионосферной поправки (см) вдоль 092 трека спутника Jason-2 на 1 августа 2012 г. (150 цикл). Желтым цветом выделены области суши.

Учет систематической ошибки

Для Каспийского моря анализ показал, что измерения высот морской поверхности, проводимые альтиметром спутника Jason-1, превышают измерения спутника TOPEX/Poseidon в среднем на 9,19±1,48 см, а спутника Jason-1 превышают измерения спутника Jason-2 в среднем на 8,85±0,84 см

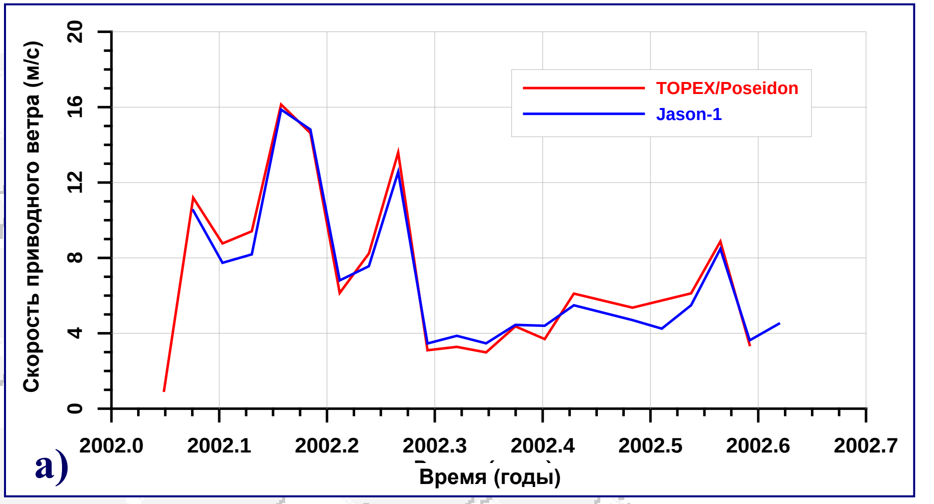




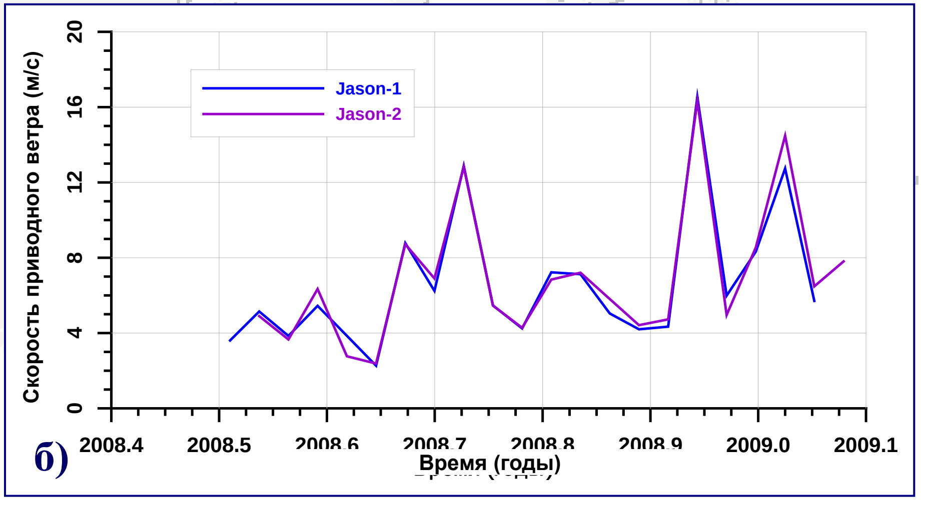
Временная изменчивость аномалий уровня (см) Каспийского моря (а) в точке (50°49´56,7″ в.д. и41°26´5,7″ с.ш.), лежащей на 092 треке, по данным альтиметрических измерений спутников TOPEX/Poseidon и Jason-1 (а) и Jason-2 и Jason-1 (б)

Учет систематической ошибки

Для Каспийского моря анализ показал, что измерения скорости приводного ветра, проводимые альтиметром спутника Jason-1, превышают измерения спутника TOPEX/Poseidon в среднем на 0,43±0,49 м/с, а спутника Jason-1 превышают измерения спутника Jason-2 в среднем на 0,05±0,23 м/с

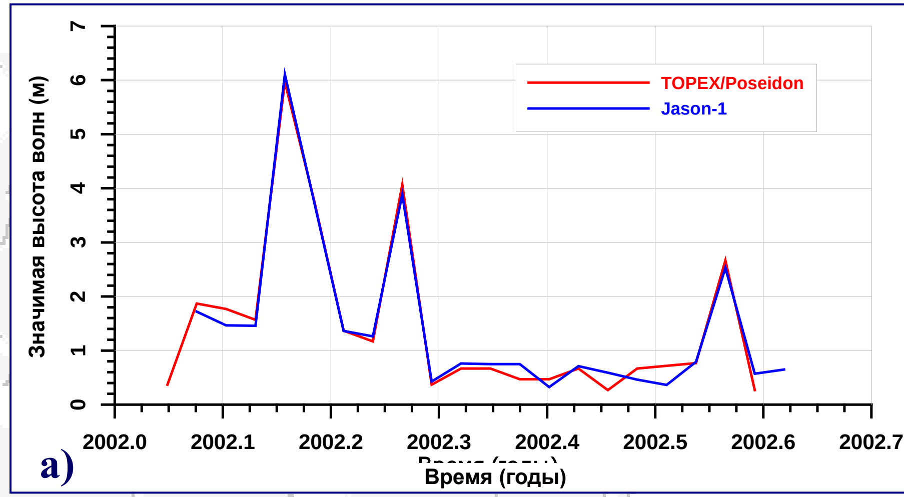


Временная изменчивость скорости приводного ветра (м/с) над акваторией Каспийского моря в точке (50°49´56,7″ в.д. и 41°26´5,7″ с.ш.), лежащей на 092 треке, по данным альтиметрических измерений спутников TOPEX/Poseidon и Jason-1 (а) и Jason-2 и Jason-1 (б)

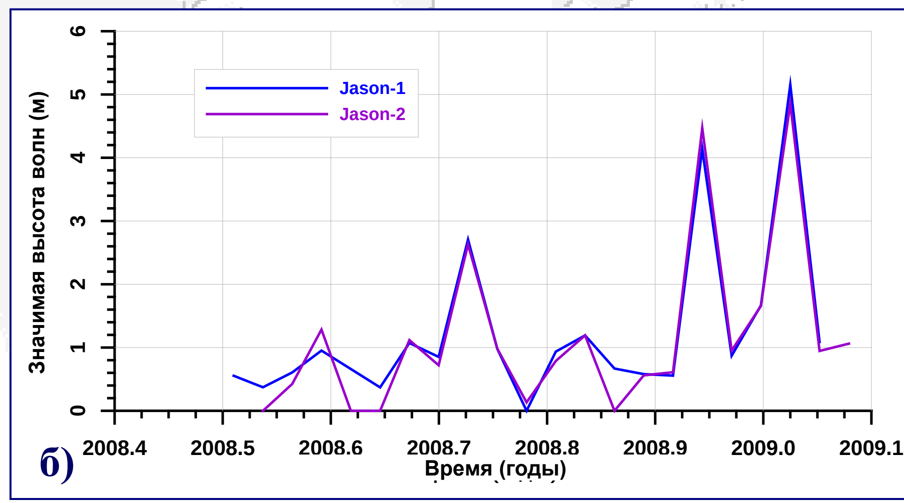


Учет систематической ошибки

Для Каспийского моря анализ показал, что измерения значимых высот волн, проводимые альтиметром спутника Jason-1, превышают измерения спутников TOPEX/Poseidon и Jason-1 в среднем на 0,05±0,04 м



Временная изменчивость значимых высот волн (м) над акваторией Каспийского моря в точке (50°49´56,7″ в.д. и41°26´5,7″ с.ш.), лежащей на 092 треке, по данным альтиметрических измерений спутников TOPEX/Poseidon и Jason-1 (а) и Jason-2 и Jason-1 (б)



Поправки на состояние подстилающей поверхности

Помимо учета влияния атмосферы на расчет высоты спутника необходимо учесть поправку, связанную с состоянием подстилающей поверхности

Различие между средним уровнем моря, его медианой и измеряемой величиной

- **Поправка на электромагнитное смещение**
  - **интенсивность отражения радиоволн меняется вдоль профиля длинных поверхностных волн, т.е. гребни волны отражают зондирующий радиоимпульс слабее, чем впадины**

$$dh_{emb} = F_1\left(h_{swh}, U_{10}\right) \approx F_1\left(h_{swh}, \sigma^0\right)$$

- **Поправка на асимметрию возвышений морской поверхности**
  - **обусловлена отклонением распределений возвышений морской поверхности от распределения Гаусса**

Поправка на отклонение от положения надира

Отклонение альтиметра от положения надира при условии, что угол отклонения γ меньше углового разрешения антенны θ не изменяет геометрию отражения сигнала от подстилающей поверхности, а уменьшает θ

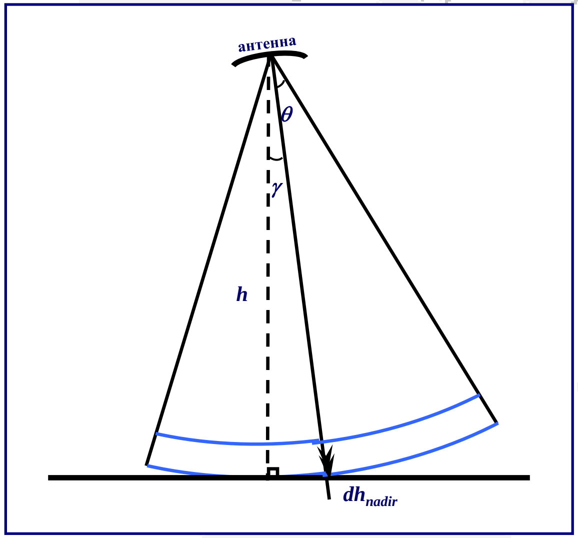
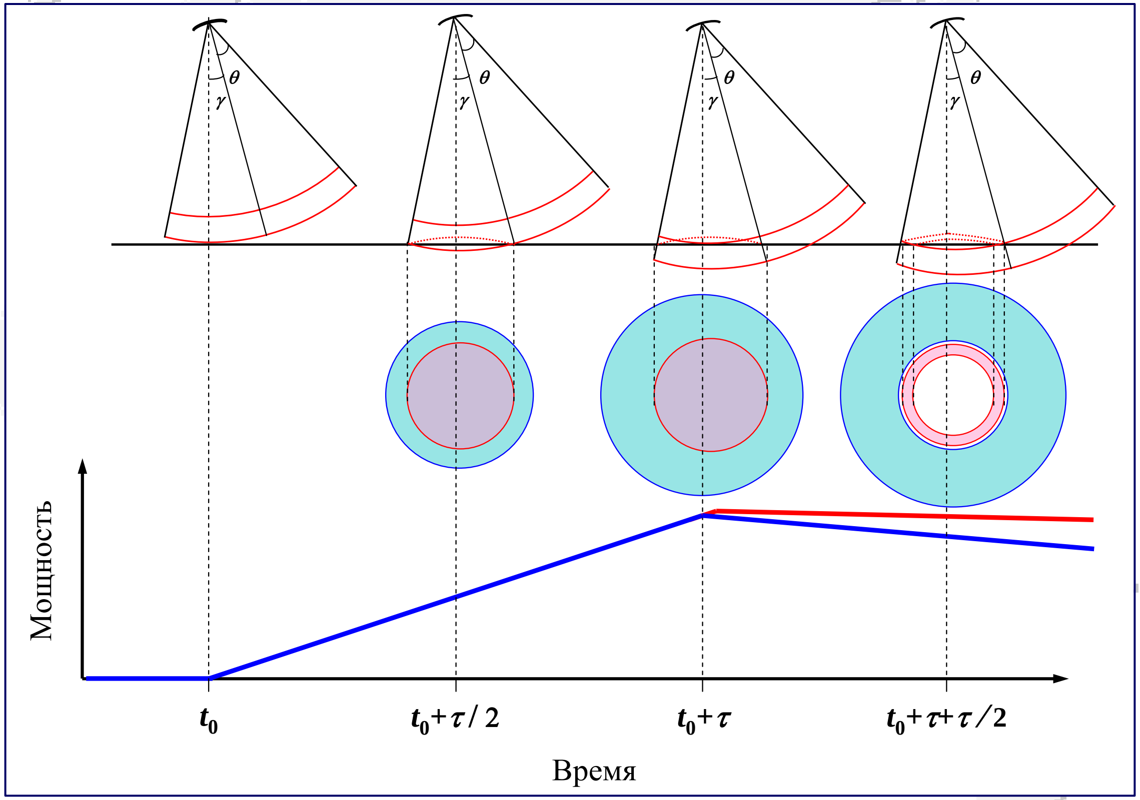


Схема отклонения альтиметра от положения надира



Зависимость от времени формы и площади сегмента подстилающей поверхности, с которого отражается зондирующий импульс альтиметра при отклонении антенны от положения надира на угол γ (красная линия). Синим цветом показаны формы и площади при антенне в положении надира

Поправка на отклонение от положения надира

Отклонение альтиметра от положения надира при условии, что угол отклонения γ меньше углового разрешения антенны θ не изменяет геометрию отражения сигнала от подстилающей поверхности, а уменьшает θ

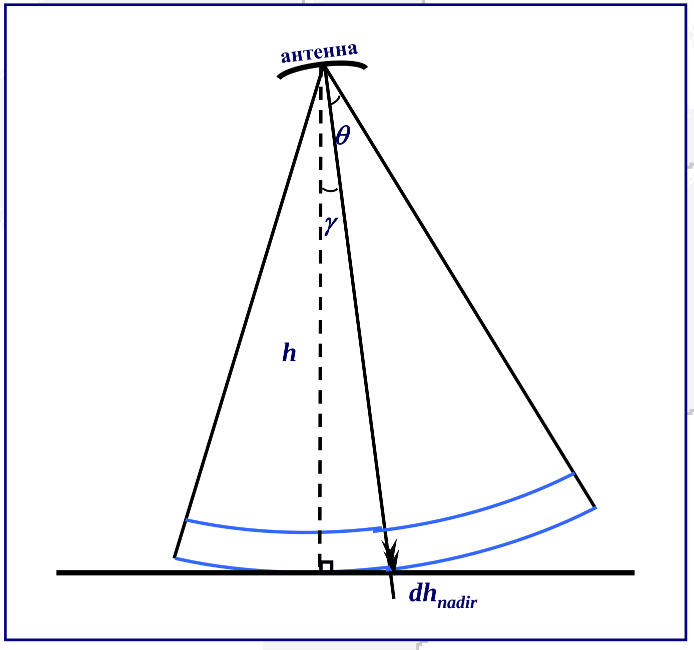
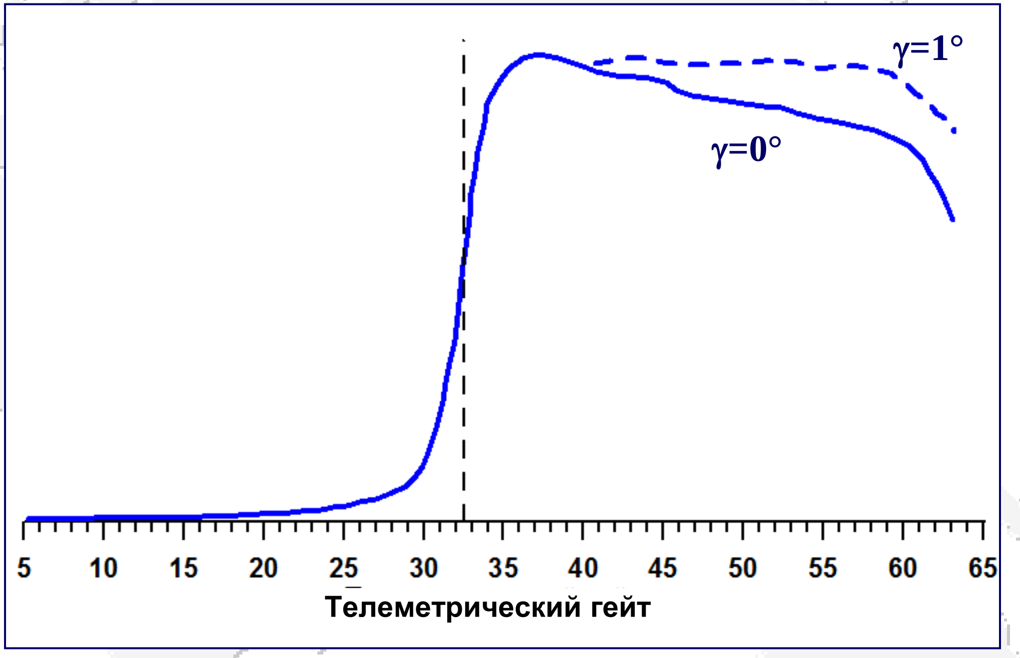


Схема отклонения альтиметра от положения надира



Форма отраженного импульса при положении альтиметра в надире $\gamma=0°$ (сплошная линия) и при отклонении его от положения надира на $\gamma=1°$ (штриховая линия)

Геофизические поправки

Седьмая Международная Школа-семинар «Спутниковые методы и системы исследования Земли»
Таруса, 24– 29 февраля 2016 г.

Приливные поправки

Данный класс поправок обусловлен воздействием приливообразующих сил на водную и твердую оболочки Земли. Они соответствуют высотам океанических приливов и приливов земной коры. Учет этих явлений также необходим при расчете высоты орбиты спутника.

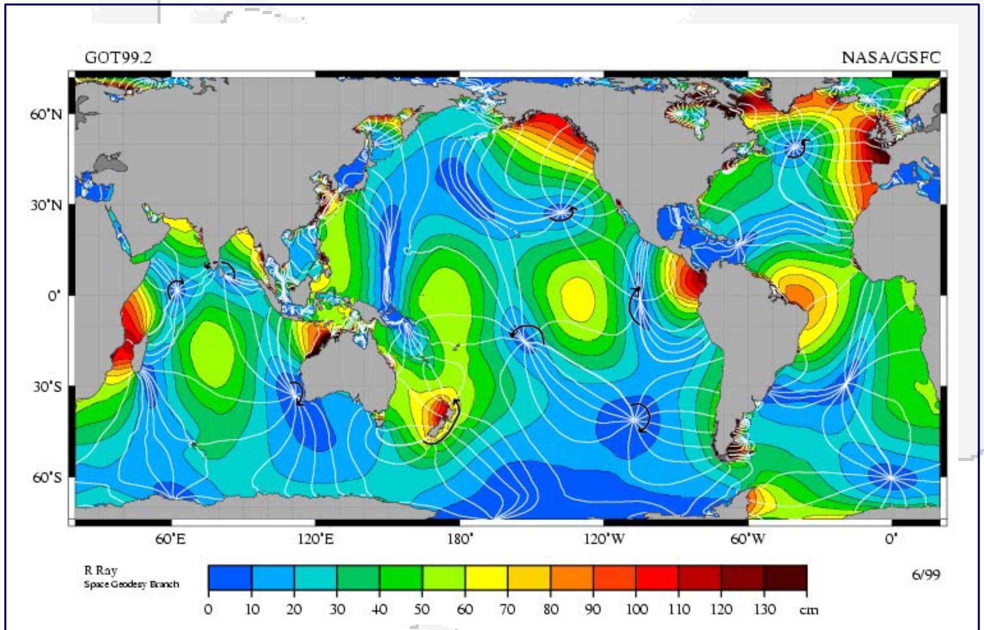
Машина для расчета времени и высоты приливов в определенной точке земного шара

Приливные поправки

Высоты океанических приливов традиционно предвычисляются по котидальным картам, на которых даны амплитуды и фазы каждой компоненты приливной волны, полученные методом гармонического анализа.

$$h_{tide} = h_0 + \sum_{i=1}^{N} A_i \cos\left(\omega_i t + \phi_i\right)$$

где A_i **– амплитуда приливной волны,**
ω_i **– угловая скорость волны,**
ϕ_i **– начальная фаза волны.**



Выделяют три способа расчета котидальных карт: на основе эмпирических данных, по результатам расчетов по гидродинамическим моделям и на основе результатов расчетов по гидродинамическим моделям с усвоением эмпирических данных.

Котидальная карта приливной волны M_2, построенная по модели GON99.2

Параметры основных приливных волн

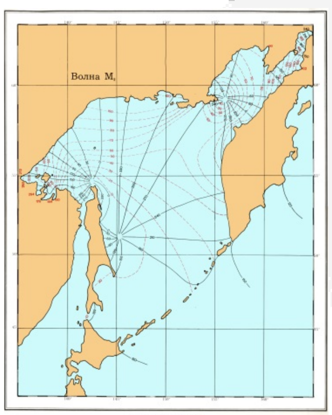
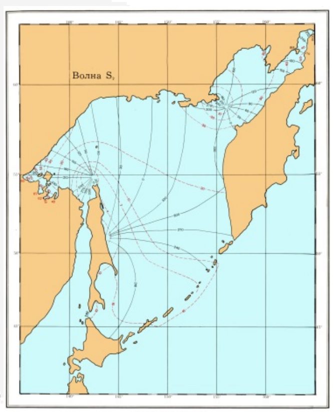
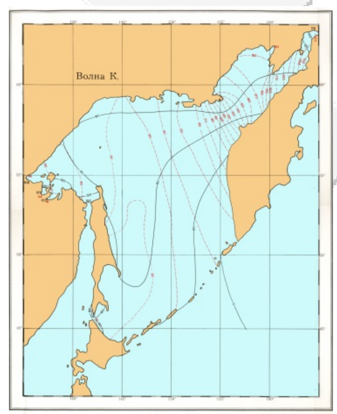
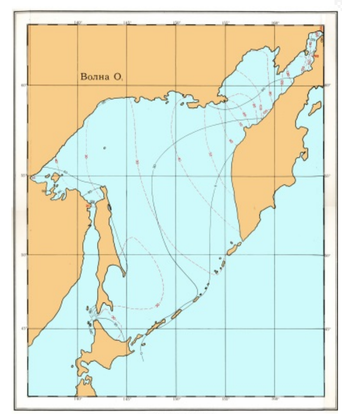
Символ	Частота, град/ч	Период, час	Названия волн (L – лунная, S – солнечная)
Полусуточные компоненты			
$2N_2$	27,9682	12,8717	L, эллиптическая волна M_2
N_2	28,4397	12,6583	L, большая эллипт. волна M_2
M_2	28,9841	12,4206	L, главная волна
L_2	29,5285	12,1916	L, малая эллиптическая волна M_2
S_2	30,0000	12,0000	S, главная волна
K_2	30,0820	11,9666	$L\text{-}S$, деклинационная волна
Суточные компоненты			
Q_1	13,3987	26,8683	L, эллиптическая волна O_1
O_1	13,9430	25,8193	L, главная волна
M_1	14,4967	24,8332	L, эллиптическая волна K_1
P_1	14,9589	24,0659	S, главная волна
S_1	15,0000	24,0000	S, эллиптическая волна ${}_sK_1$
K_1	15,0411	23,9345	$L\text{-}S$, деклинационная волна
J_1	15,5854	23,0985	L, эллиптическая волна ${}_mK_1$
OO_1	16,1391	22,3061	L, деклинационная волна

Глобальные модели океанических приливов

<table>
<tr><th rowspan="2">Модель</th><th rowspan="2">Число приливных волн</th><th rowspan="2">Диапазон широт</th><th rowspan="2">Пространственное разрешение по широте и долготе</th><th colspan="2">Используемые данные</th></tr>
<tr><th>Спутниковая альтиметрия</th><th>Уровенные посты</th></tr>
<tr><td colspan="6">Эмпирические модели</td></tr>
<tr><td>Sch80</td><td>11</td><td>–90° – +90°</td><td>1,0° × 1,0°</td><td>—</td><td>да</td></tr>
<tr><td>CR91</td><td>60</td><td>–69° – +69°</td><td>1,0° × 1,5°</td><td>GEOSAT</td><td rowspan="3">—</td></tr>
<tr><td>CSR2.0</td><td>60</td><td>–90° – +90°</td><td>1,0° × 1,0°</td><td rowspan="8">TOPEX/ Poseidon</td></tr>
<tr><td>Knudsen</td><td>4</td><td>–65° – +65°</td><td>1,0° × 1,5°</td></tr>
<tr><td>OMP2</td><td>8</td><td>–66° – +66°</td><td>0,5° × 0,5°</td><td>да</td></tr>
<tr><td>MSET94</td><td>11</td><td>–66° – +66°</td><td>3,0° × 3,0°</td><td rowspan="15">—</td></tr>
<tr><td>RSC94</td><td>60</td><td>–68° – +68°</td><td>1,0° × 1,0°</td></tr>
<tr><td>SR95.0/.1</td><td>5</td><td>–65° – +65°</td><td>1,0° × 1,0°</td></tr>
<tr><td>N34 (OSU)</td><td>4</td><td>–70° – +70°</td><td>1,0° × 1,0°</td></tr>
<tr><td>GSFC94A</td><td>8</td><td>–77° – +69°</td><td>2,0° × 2,0°</td></tr>
<tr><td>AG95.1</td><td>60</td><td>–82° – +82°</td><td>0,75° × 0,75°</td><td>ERS–1, TOPEX/Poseidon</td></tr>
<tr><td>DW95.0</td><td>60</td><td>–66° – +66°</td><td>1,0° × 1,0°</td><td rowspan="3">TOPEX/Poseidon</td></tr>
<tr><td>CSR3.0</td><td>8</td><td>–78° – +90°</td><td>0,5° × 0,5°</td></tr>
<tr><td>GOT99.2b</td><td>8</td><td>–90° – +90°</td><td>0,5° × 0,5°</td></tr>
<tr><td>GOT00.2</td><td>8</td><td>–86° – +90°</td><td>0,5° × 0,5°</td><td>ERS–1/2, TOPEX/Poseidon</td></tr>
<tr><td>CSR4.0</td><td>8</td><td>–90° – +90°</td><td>0,5° × 0,5°</td><td>TOPEX/Poseidon</td></tr>
<tr><td>EOT08a</td><td>10</td><td>–86° – +90°</td><td>0,125° × 0,125°</td><td rowspan="4">TOPEX/Poseidon, Jason–1, ERS–1/2, ENVISAT, GFO–1</td></tr>
<tr><td>EOT10a</td><td>10</td><td>–86° – +90°</td><td>0,125° × 0,125°</td></tr>
<tr><td>EOT11a</td><td>10</td><td>–86° – +90°</td><td>0,125° × 0,125°</td></tr>
<tr><td>DTU10</td><td>12</td><td>–86° – +90°</td><td>0,125° × 0,125°</td></tr>
<tr><td colspan="6">Гидродинамические модели</td></tr>
<tr><td>Sailer91</td><td>10</td><td>–90° – +90°</td><td>1,0° × 1,0°</td><td rowspan="2">—</td><td rowspan="2">—</td></tr>
<tr><td>FES94.1</td><td>8</td><td>–90° – +90°</td><td>0,5° × 0,5°</td></tr>
</table>

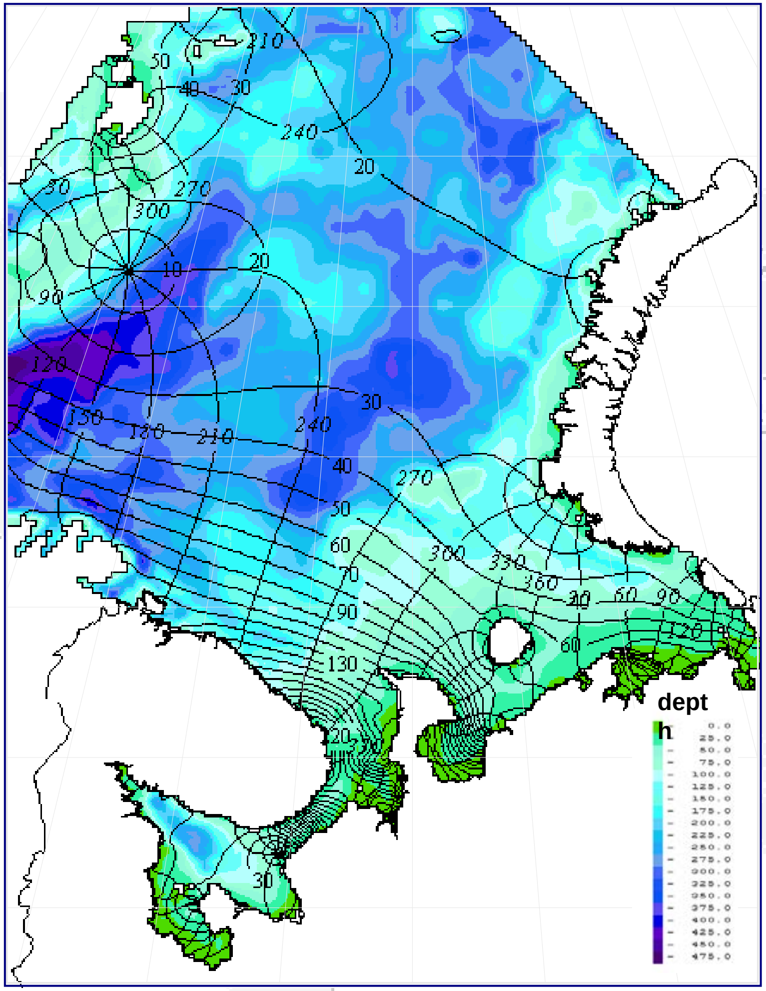
Глобальные модели океанических приливов

<table>
<tr><th rowspan="2">Модель</th><th rowspan="2">Число приливных волн</th><th rowspan="2">Диапазон широт</th><th rowspan="2">Пространственное разрешение по широте и долготе</th><th colspan="2">Используемые данные</th></tr>
<tr><th>Спутниковая альтиметрия</th><th>Уровенные посты</th></tr>
<tr><td colspan="6">Гидродинамические модели с ассимиляцией данных</td></tr>
<tr><td>TRXO.2</td><td>8</td><td>–80° – +70°</td><td>0,58° × 0,70°</td><td rowspan="8">TOPEX/Poseidon</td><td>—</td></tr>
<tr><td>Kantha.1/.2</td><td>8</td><td>–80° – +66°</td><td>0,2° × 0,2°</td><td>да</td></tr>
<tr><td>ORI96</td><td>8</td><td>–90° – +90°</td><td>0,5° × 0,5°</td><td>—</td></tr>
<tr><td>Zahel96</td><td>8</td><td>–90° – +90°</td><td>1,0° × 1,0°</td><td>да</td></tr>
<tr><td>TPXO.3</td><td>8</td><td>–80° – +70°</td><td>0,58° × 0,70°</td><td rowspan="3">—</td></tr>
<tr><td>TPXO.5</td><td>10</td><td>–86° – +90°</td><td>0,5° × 0,5°</td></tr>
<tr><td>FES95.2.1</td><td>8</td><td>–86° – +90°</td><td>0,5° × 0,5°</td></tr>
<tr><td>CCAR4</td><td>8</td><td>–80° – +66°</td><td>0,25° × 0,25°</td><td rowspan="2">да</td></tr>
<tr><td>FES98</td><td>8</td><td>–90° – +90°</td><td>0,25° × 0,25°</td><td>—</td></tr>
<tr><td>NAO.99b</td><td>16</td><td>–83° – +90°</td><td>0,5° × 0,5°</td><td rowspan="3">TOPEX/Poseidon</td><td>—</td></tr>
<tr><td>FES99</td><td>8</td><td>–86° – +90°</td><td>0,25° × 0,25°</td><td rowspan="4">да</td></tr>
<tr><td>TPXO.6.2</td><td>10</td><td>–86° – +90°</td><td>0,25° × 0,25°</td></tr>
<tr><td>TPXO.7.0/.2</td><td>10</td><td>–86° – +90°</td><td>0,25° × 0,25°</td><td rowspan="2">TOPEX/Poseidon, Jason–1</td></tr>
<tr><td>FES2004</td><td>17</td><td>–86° – +90°</td><td>0,125° × 0,125°</td></tr>
</table>

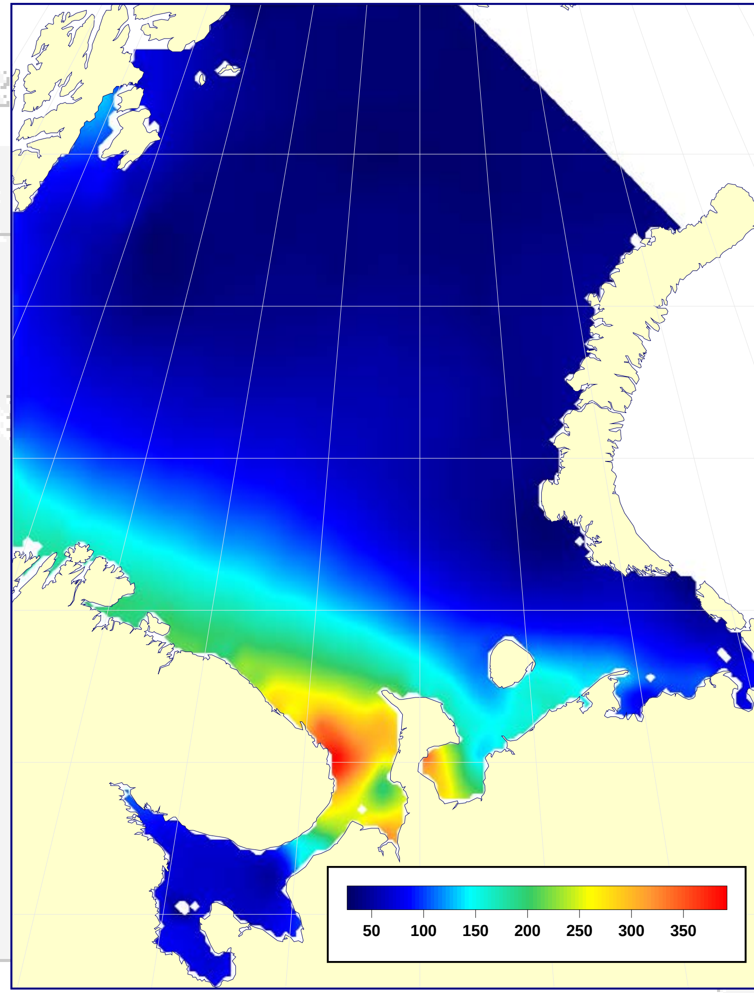





Котидальные карты приливных волн M_2, S_2, K_1 и O_1 Охотского моря.

Региональные модели приливов



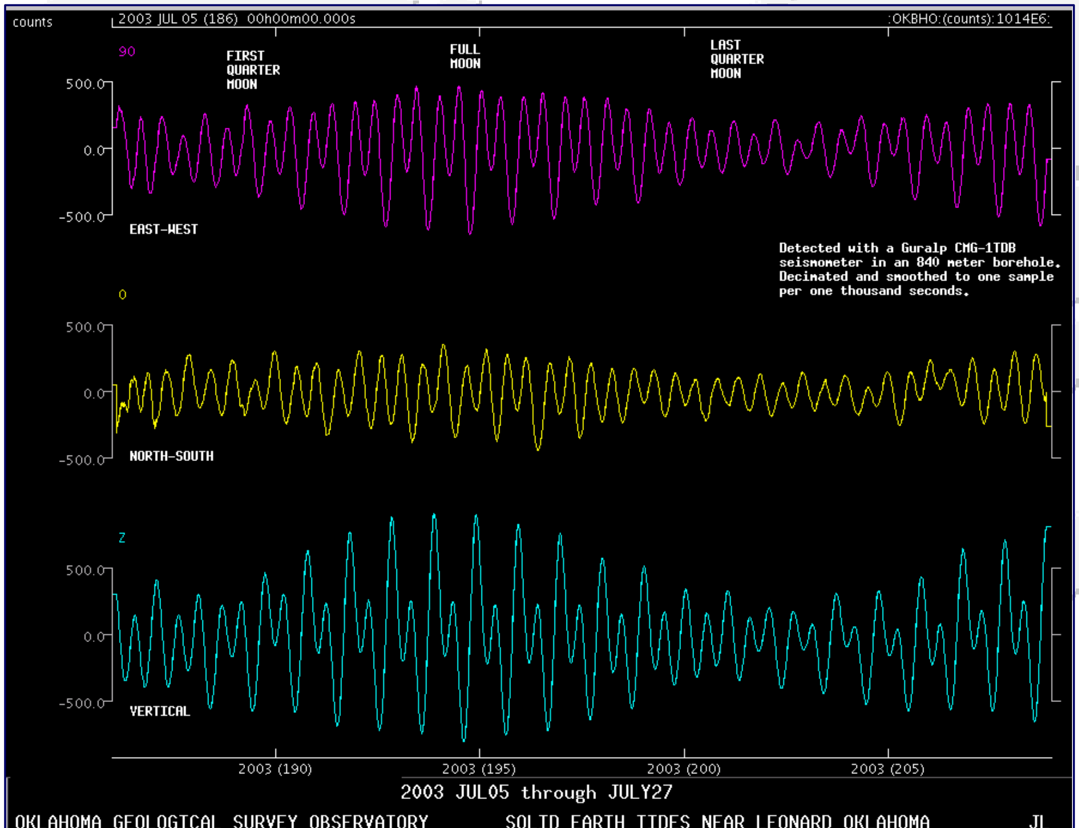
Котидальная карта приливной волны M_2 Белого и Баренцева морей по региональной модели Лаборатории прикладных морских исследований Гидрометцентра РФ.



Разница в высоте приливов (см), рассчитанных по региональной модели Лаборатории прикладных морских исследований Гидрометцентра РФ и глобальной модели приливов GOT00.2.

Земные приливы

Земные приливы – это деформации твердого тела Земли, возникающие под действием гравитационных полей Солнца и Луны. Под действием лунных приливов земная кора совершает упругие, без запаздывания, полусуточные колебания со средней амплитудой порядка 20 см. Солнечный прилив на поверхности Земли примерно вдвое слабее лунного.



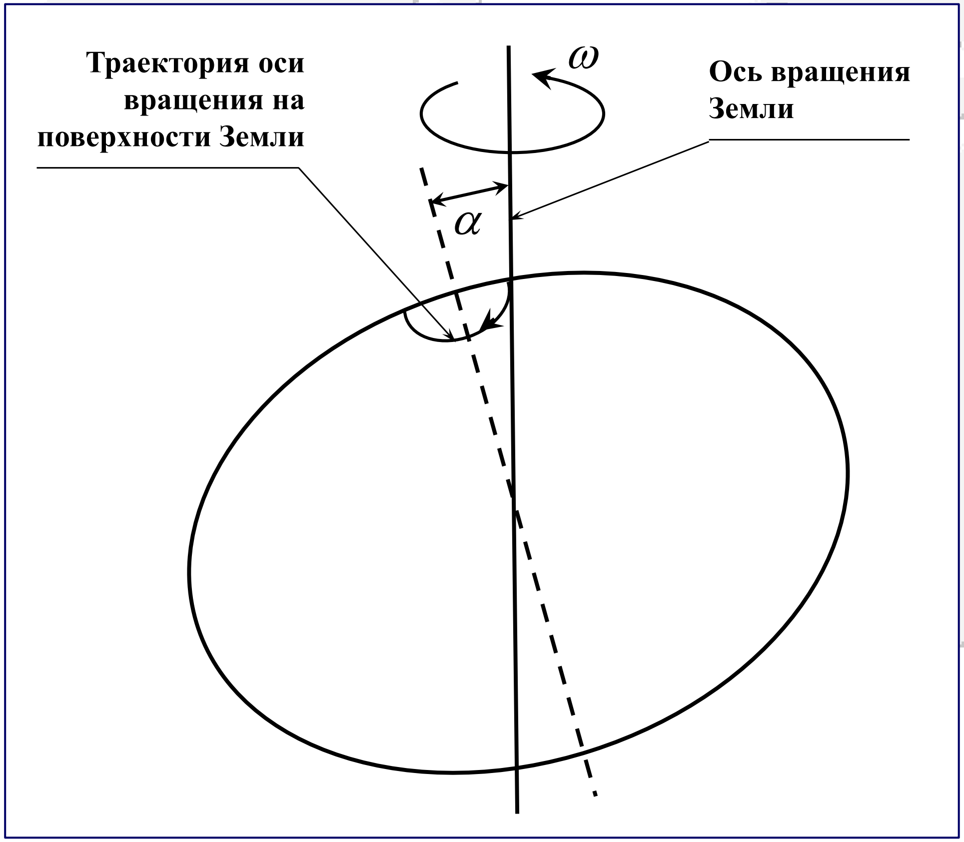
В сизигиях колебания коры на 9 см больше, а в квадратурах на 9 см меньше средних колебаний.

Приливы в земной коре по данным обсерватории Леонардо в штате Оклахома (США).

Поправка на полюсный прилив

Высота полюсного прилива dh_{pole} (мм), которая используется как часть геофизической поправки при обработке данных спутниковой альтиметрии, для местности с широтой φ и долготой λ рассчитывается как

$$dh_{pole} = A\sin(2\varphi)\left[(x-\bar{x})\cos(\lambda)-(y-\bar{y})\sin(\lambda)\right]$$



где x и y – координаты (в угловых секундах) положения полюса на время расчета, а $\bar{x}$ и $\bar{y}$ – координаты его среднего положения, A =-69,435·10^{-3} м – амплитуда полюсного прилива.

Чандлеровское колебание полюса. Периодические изменения широты связаны с тем, что Земля движется как единое целое, и ее ось вращения, оставаясь неподвижной в пространстве, описывает конус с растром 2α вокруг оси наибольшего момента инерции

Нагрузка на ложе океанов и морей

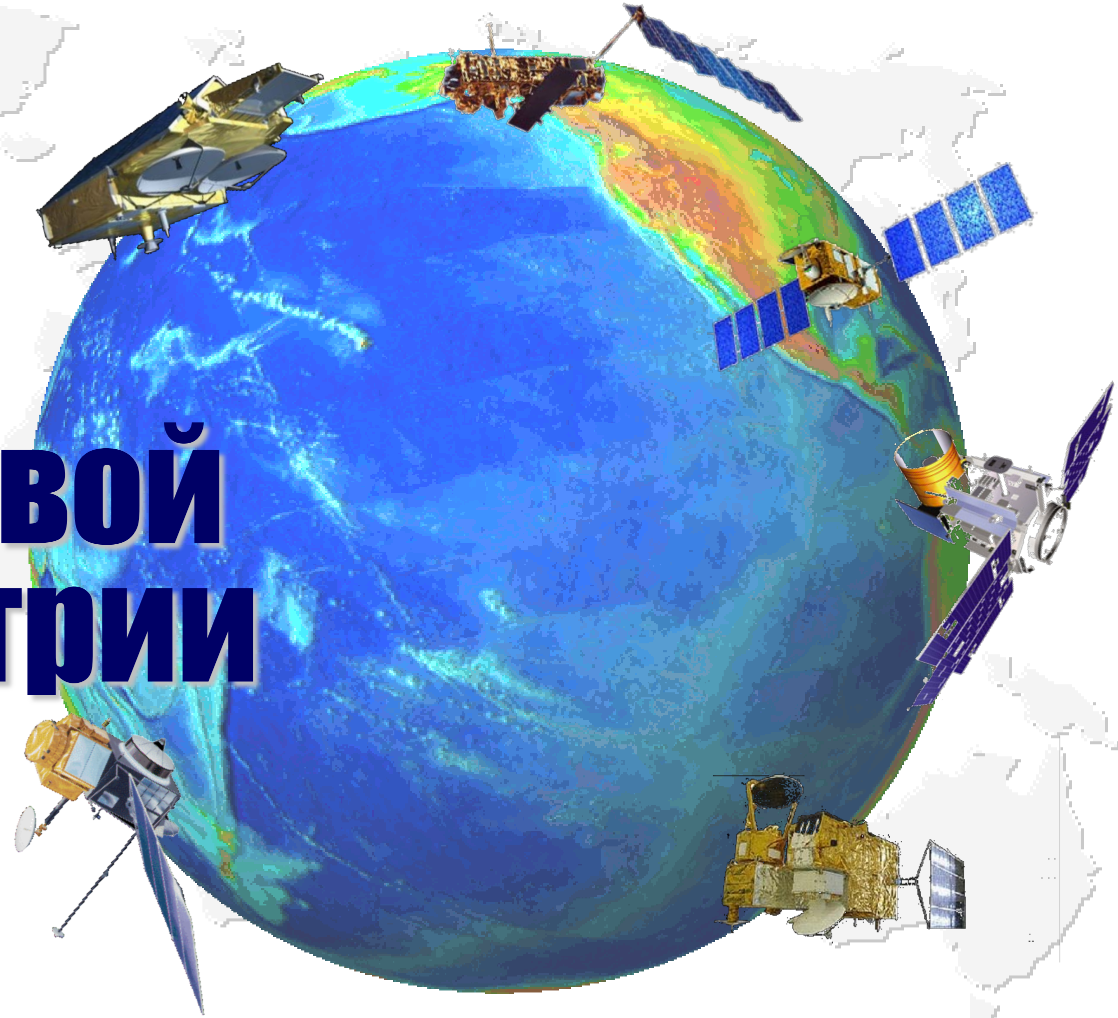
Приливные возвышения уровня океана приводят к возрастанию массы столба воды единичного сечения и, как следствие, к появлению дополнительной нагрузки на дно океана и его прогибу (эффект нагрузки). Кроме того, избыточная масса воды сама притягивает Землю (эффект самопритяжения) и тем самым вызывает дополнительные деформации земной коры.

Поправка на нагрузку на ложе океанов и морей dh_{load} **(мм) рассчитывается как сумма нагрузок для всех рассматриваемых компонент приливных волн (**$i=1, N$**)**

$$dh_{load} = \sum_{i=1}^{N} \left(C_i(\varphi,\lambda)\cos(\varphi) + D_i(\varphi,\lambda)\sin(\varphi) \right)$$

где C_i **и** D_i **– соответственно коэффициенты разложения по сферическим функциям поправки геопотенциала на эффекты самопритяжения и нагрузки, билинейно интерполированные в точку положения альтиметра с широтой** φ **и долготой** λ**.**

Данные спутниковой альтиметрии



Седьмая Международная Школа-семинар «Спутниковые методы и системы исследования Земли»
Таруса, 24– 29 февраля 2016 г.

Оперативные данные

После поступления данных с борта спутника производится прогноз высоты орбиты и расчет поправок по соответствующим моделям. Таким образом, каждые 6–8 часов формируются OSDR данные.

Радиальная составляющая орбитальной ошибки прогноза высоты орбиты спутника ERS-2

День прогноза	Точность прогноза высоты орбиты *(см)*	Среднеквадратичное отклонение прогноза от точной орбиты *(см)*
1	14.6	13.4
2	19.1	17.9
3	24.6	22.9
4	31.5	29.0
5	39.4	35.5

При этом следует учитывать, что прогнозируемая высота орбиты спутника содержит радиальную ошибку по сравнению с точными расчетами с применением данных навигационных систем и систем слежения.

Однако в этих данных могут отсутствовать некоторые поправки. Так OSDR данные не содержат «сухую» тропосферную, ионосферную поправку и поправку обратного барометра.

Данные спутниковой альтиметрии

Данные альтиметрических измерений независимо от спутников разделяются на несколько типов: оперативные, промежуточные и окончательные данные.

Ошибки расчета орбиты и поправок для разных типов данных спутника Jason-2

	Тип данных		
	Оперативные	Промежуточные	Окончательные
Инструментальная ошибка	1.7 см	1.7 см	1.7 см
Поправка на ионосферу	отсутствует	0.5 см	0.5 см
Поправка на состояние подстилающей поверхности	2 см	2 см	2 см
Поправка на отклонение от положения надира	2 см	1 см	1 см
«Сухая» атмосферная поправка	отсутствует	0.7 см	0.7 см
Поправка на влажность	1.2 см	1.2 см	1.2 см
Альтиметр		3.3 см	3.3 см
Высота орбиты	20-30 см	< 4 см	2.5 см
Точность расчета высоты морской поверхности		5 см	4.2 см
Высота волны	10%		
Скорость ветра	2 м/с	1.7 м/с	1.7 м/с

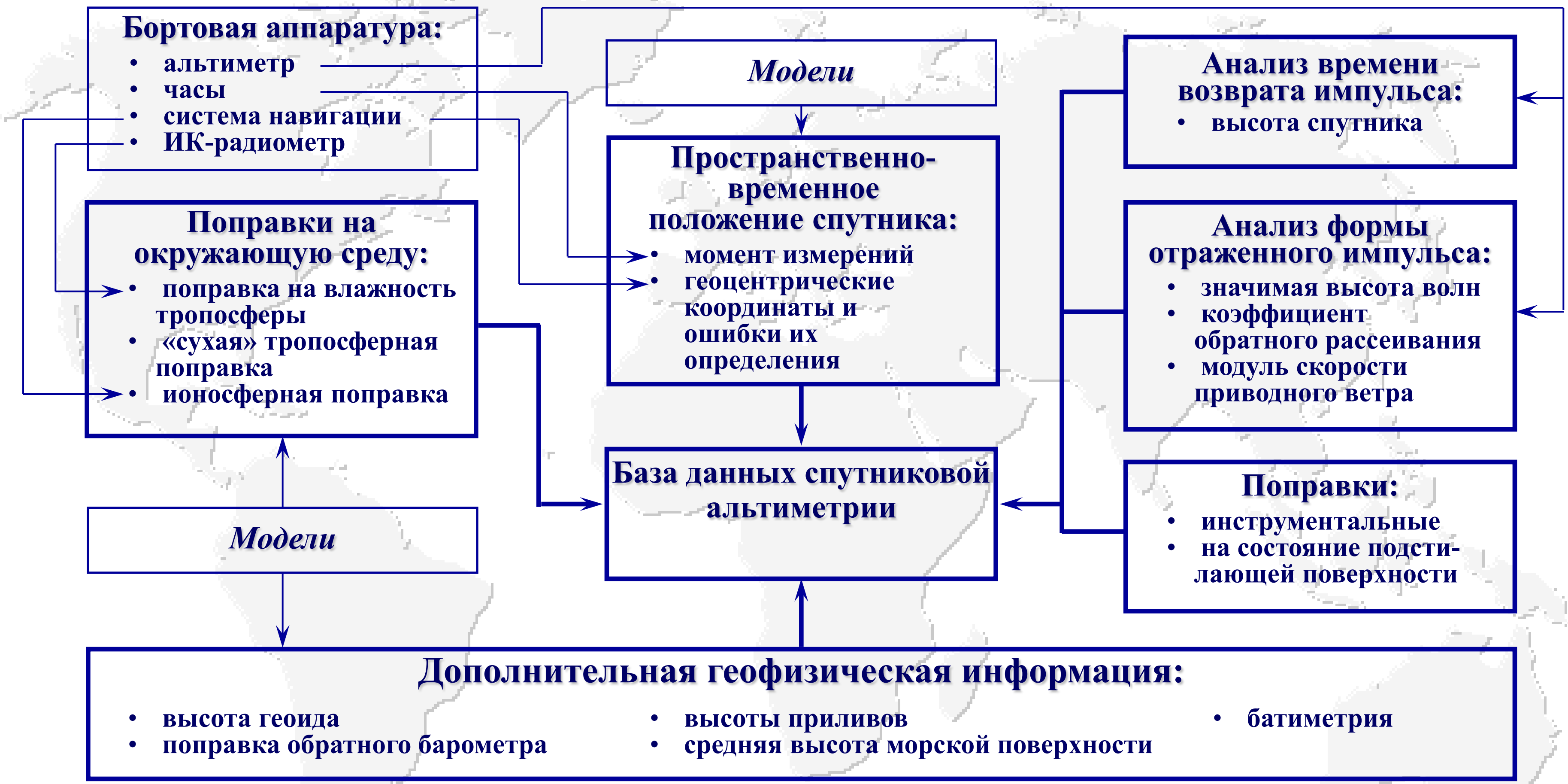
Промежуточные данные

В течение последующих 1–2 недель прогнозируемая высота орбиты уточняется за счет радиальной составляющей, рассчитываемой по точкам пересечения (выравнивание высот орбит), что позволяет сформировать IGDR-данные. Это приводит к уточнению значений высот морской поверхности. Ошибка высоты орбиты в этом случае значительно ниже, что позволяет использовать IGDR-данные для исследования межгодовых аномалий уровня морей и океанов.

Окончательные данные

Окончательный вариант данных (GDR) получается в результате уточнения высоты орбиты по данным вектора положения спутника, полученным с наземных лазерных станций слежения или других спутников. Это повышает точность расчета высоты морской поверхности, что позволяет использовать спутниковую альтиметрию для решения не только океанологических, но и геодезических задач. GDR данные формируются примерно через 1–2 месяца после окончания цикла изомаршрутной программы спутника.

Структура баз данных спутниковой альтиметрии



Седьмая Международная Школа-семинар «Спутниковые методы и системы исследования Земли»
Таруса, 24– 29 февраля 2016 г.

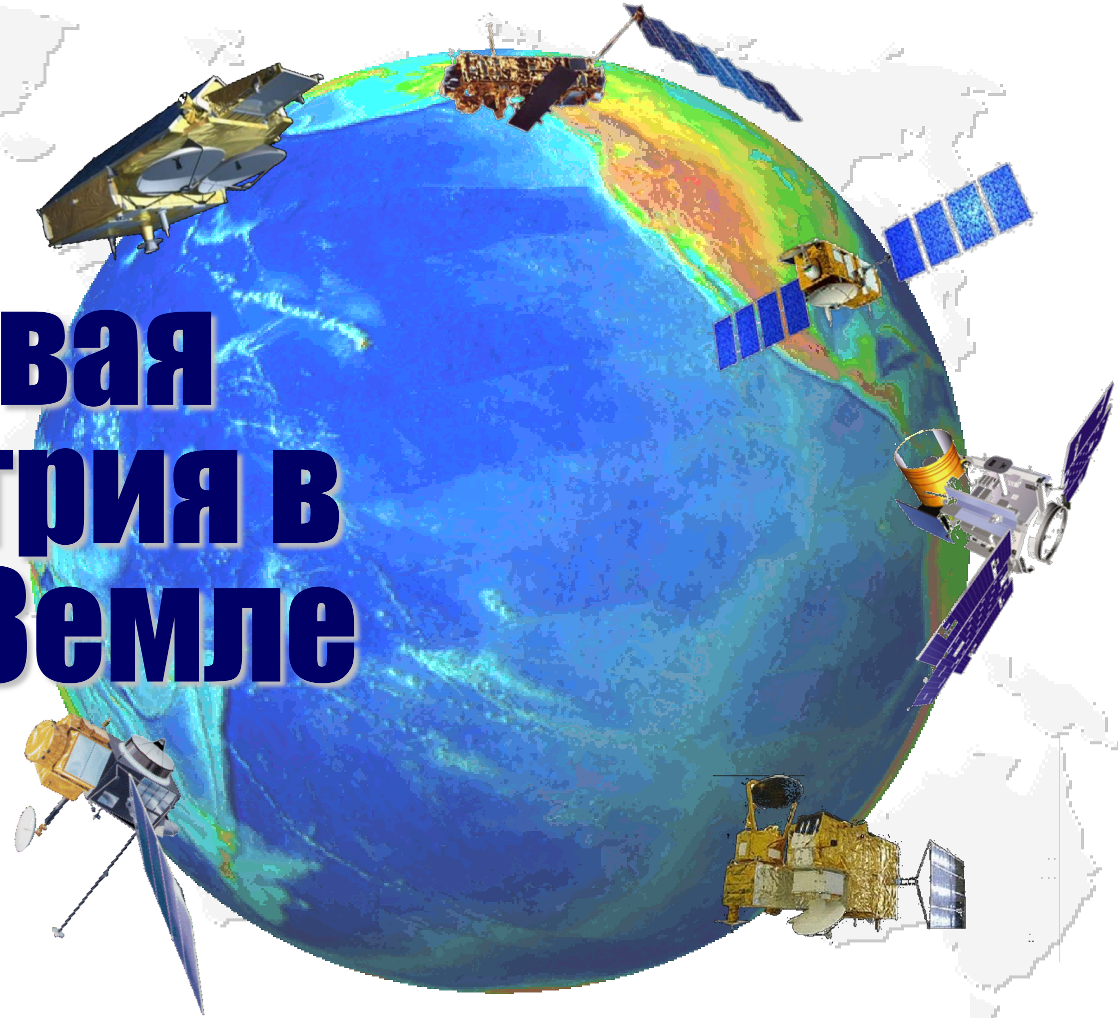
Данные спутниковой альтиметрии

Источник данных	Спутник	Данные	Организация базы данных	Тип данных	Способ получения данных	Доступ к данным
Physical Oceanography DAAC	GEOS-3	высота морской поверхности	вдоль трека	GDR	FTP	свободный
	SEASAT			GDR		
	TOPEX/ Poseidon			IGDR		
				GDR		
				MGDR	FTP, CD	
		аномалии высоты морской поверхности		QLGDR	FTP	
				NRTSSHA		
		аномалии уровня моря		GDR		
	Jason-1	высота морской поверхности		OSDR		
				IGDR		
				GDR		
		аномалии высоты морской поверхности		NRTSSHA		
	TOPEX/ Poseidon	аномалии уровня моря	данные на сетке		FTP, CD	
NASA	GEOSAT	высота морской поверхности	вдоль трека	GDR	CD	платный
	GFO-1				FTP	свободный
	ГЕОИК	высота морской поверхности	вдоль трека	GDR	Интернет, CD	свободный
	GEOSAT					
	TOPEX/ Poseidon			IGDR		
				MGDR		
	Jason-1			IGDR		
				GDR		
	GFO-1			GDR		
CCAR	ERS-2	аномалии высоты морской поверхности	вдоль трека	RGDR	Интернет	свободный
	TOPEX/ Poseidon					
	GFO-1					
	Jason-1					
	ERS-2		карты (изображения)			
	TOPEX/ Poseidon					
	GFO-1					
	Jason-1					

Данные спутниковой альтиметрии

Источник данных	Спутник	Данные	Организация базы данных	Тип данных	Способ получения данных	Доступ к данным
GSFC DAAC	GEOSAT	аномалии уровня моря	вдоль трека	GDR	FTP	свободный
	GFO-1					
	ERS-1 (фазы C и G)					
	ERS-2					
	TOPEX/ Poseidon					
	SEASAT	аномалии уровня моря	данные на сетке		FTP	свободный
	GEOSAT					
	GFO-1					
	ERS-2					
	ENVISAT					
	TOPEX/ Poseidon					
	Jason-1					
aviso ALTIMETRIE	ERS-1	высота морской поверхности	вдоль трека	IGDR	FTP	условно
				GDR		свободный
	ERS-2			IGDR		
				GDR		
	ENVISAT			IGDR		
				GDR		
	TOPEX/ Poseidon			IGDR		свободный
				GDR		
				MGRD	FTP, CD, DVD	
	Jason-1			IGDR	FTP	
				GDR	FTP, DVD	
CLS	ERS-1	аномалии уровня моря			FTP, CD, DVD	
	ERS-2					
	ENVISAT					
	TOPEX/ Poseidon					
	Jason-1					
	ERS-2		данные на сетке		FTP, DVD	
	GFO-1					
	ENVISAT					
	TOPEX/ Poseidon					
	Jason-1					

Спутниковая альтиметрия в науках о Земле

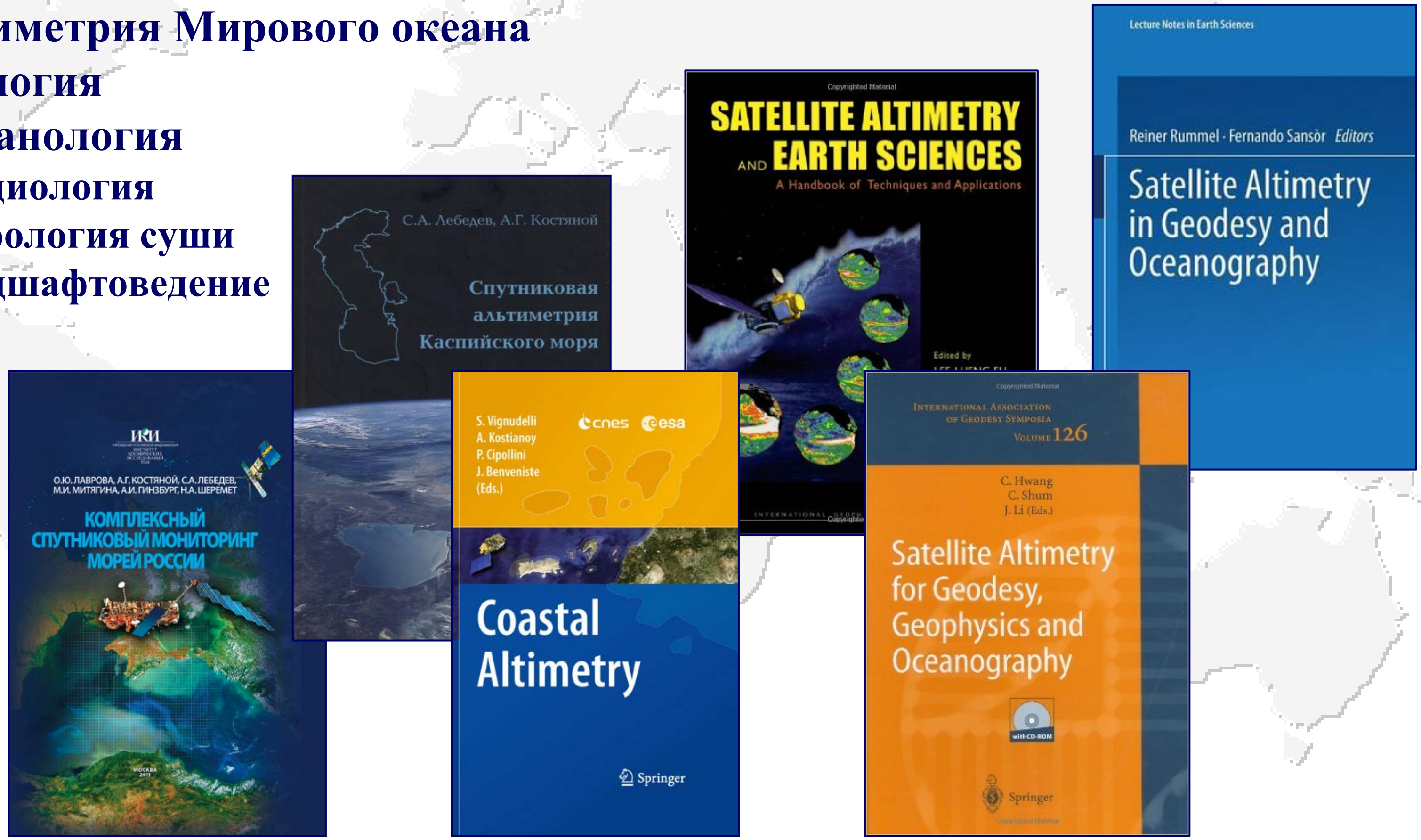


Седьмая Международная Школа-семинар «Спутниковые методы и системы исследования Земли»
Таруса, 24– 29 февраля 2016 г.

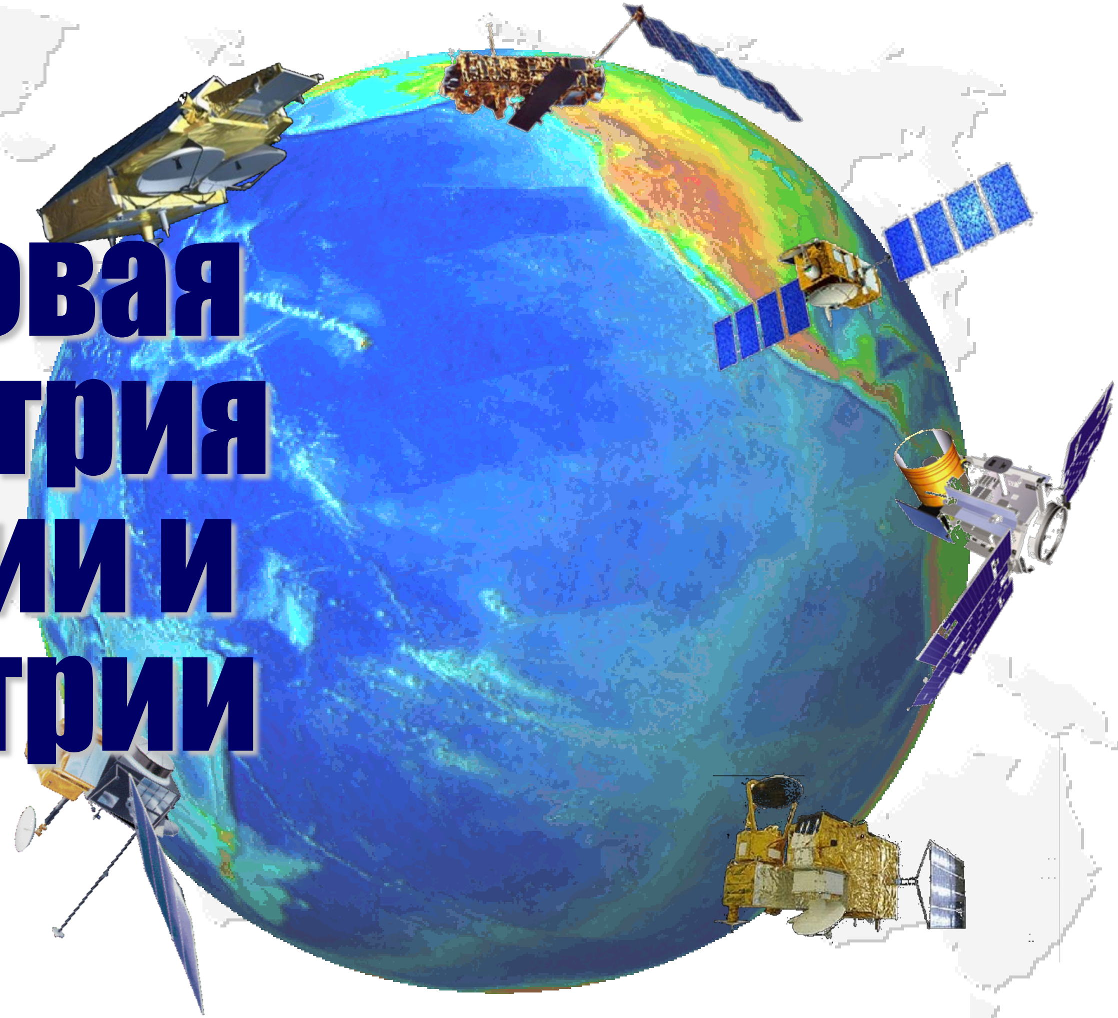
Спутниковая альтиметрия в науках о Земле

В настоящее время спутниковая альтиметрия по праву заняла свое место среди методов дистанционного зондирования Земли из космоса. Область применения спутниковой альтиметрии постоянного растет

- **Геодезия и гравиметрия**
- **Батиметрия Мирового океана**
- **Геология**
- **Океанология**
- **Гляциология**
- **Гидрология суши**
- **Ландшафтоведение**



Спутниковая альтиметрия в геодезии и гравиметрии

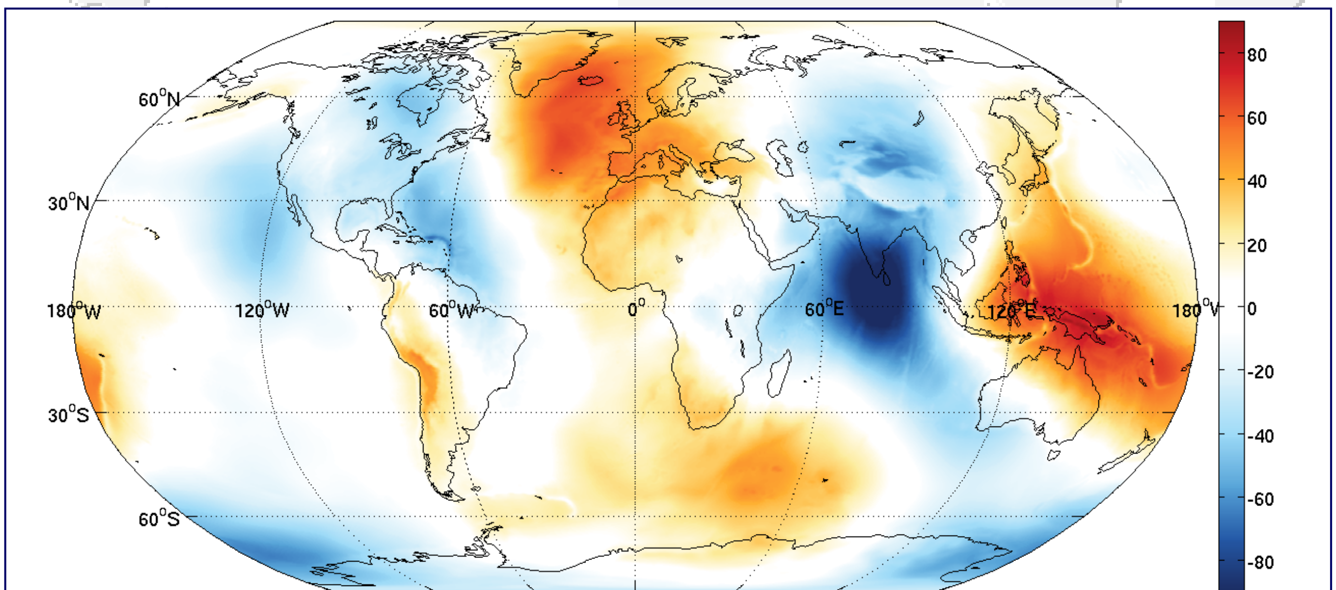


Седьмая Международная Школа-семинар «Спутниковые методы и системы исследования Земли»
Таруса, 24– 29 февраля 2016 г.

Спутниковая альтиметрия в геодезии и гравиметрии

Современное методическое и техническое состояние спутниковой альтиметрии позволяет успешно использовать данные дистанционного зондирования при решении различных геодезических задач. В их число входят:

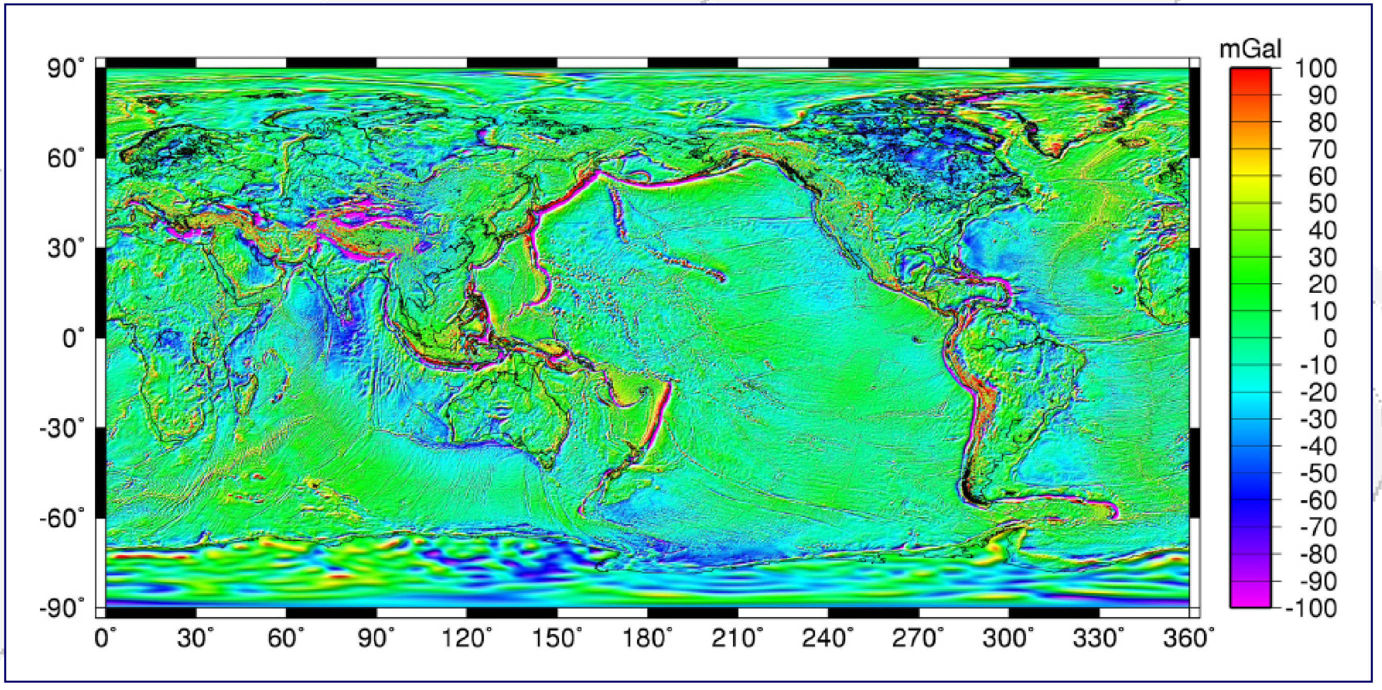
- **уточнение геоцентрической системы координат**
- **вывод глобальных моделей геопотенциала**
- **определение детальных характеристик гравитационного поля Земли в Мировом океане в виде цифровых моделей высот геоида, уклонений отвесных линий, аномалий силы тяжести**
- **установление и поддержание общеземной системы высот**



Высота геоида (м), рассчитанная по модели EGM2008 с разложением на сферические функции до 500 степени.

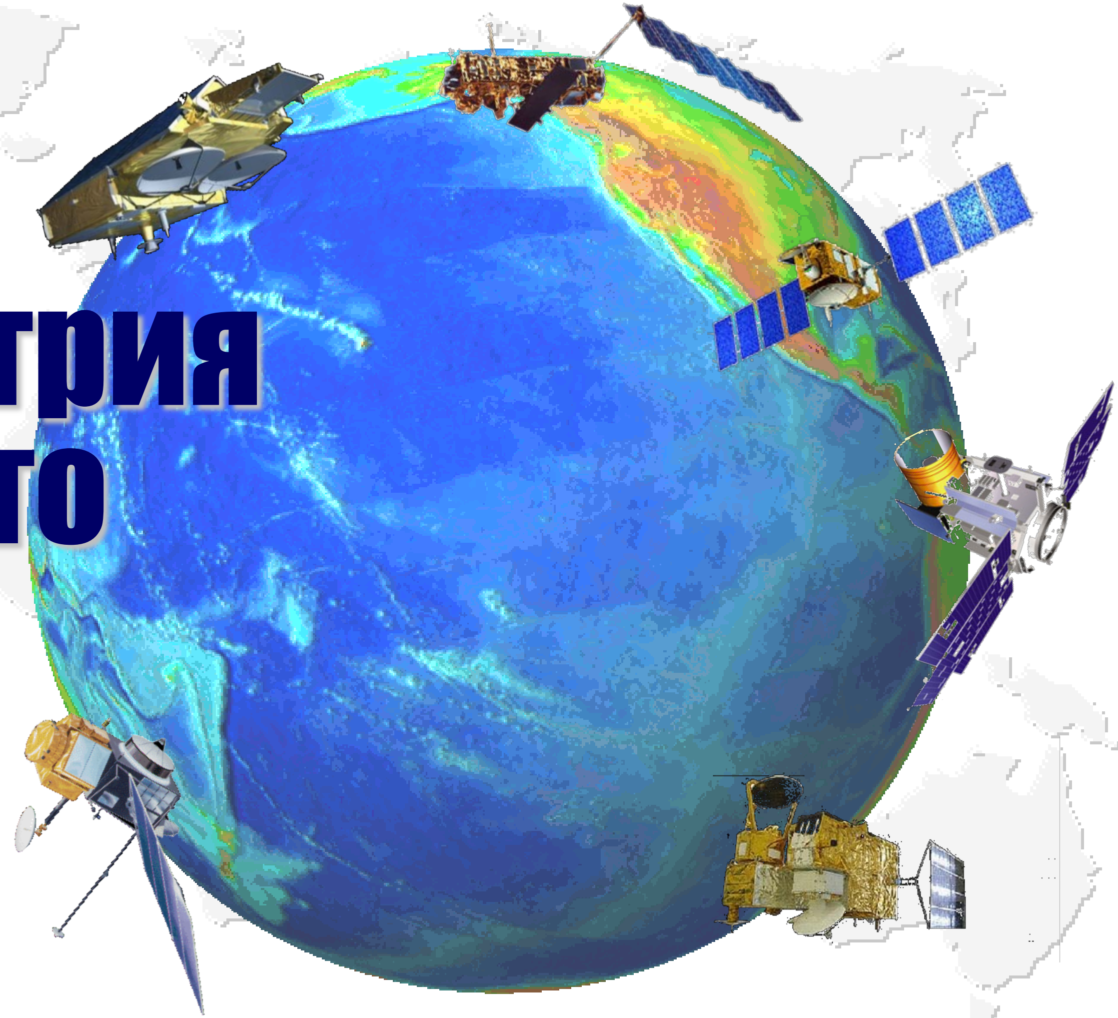
Спутниковая альтиметрия в геодезии и гравиметрии

По теоретическим оценкам спектральных плотностей сигнала и шума, разрешающая способность спутниковой альтиметрии по данным об аномалиях силы тяжести находится на уровне 30 км, а точность составляет 8 мГал. Комплексное использование данных, полученных различными системами спутниковой альтиметрии, потенциально позволяет на значительной части акватории Мирового океана обеспечить определение аномалий силы тяжести с точностью около 5 мГал и разрешением не хуже 20 км.



Аномалии силы тяжести (мГал = 10^{-3} м/с^2), рассчитанные по модели EGM2008

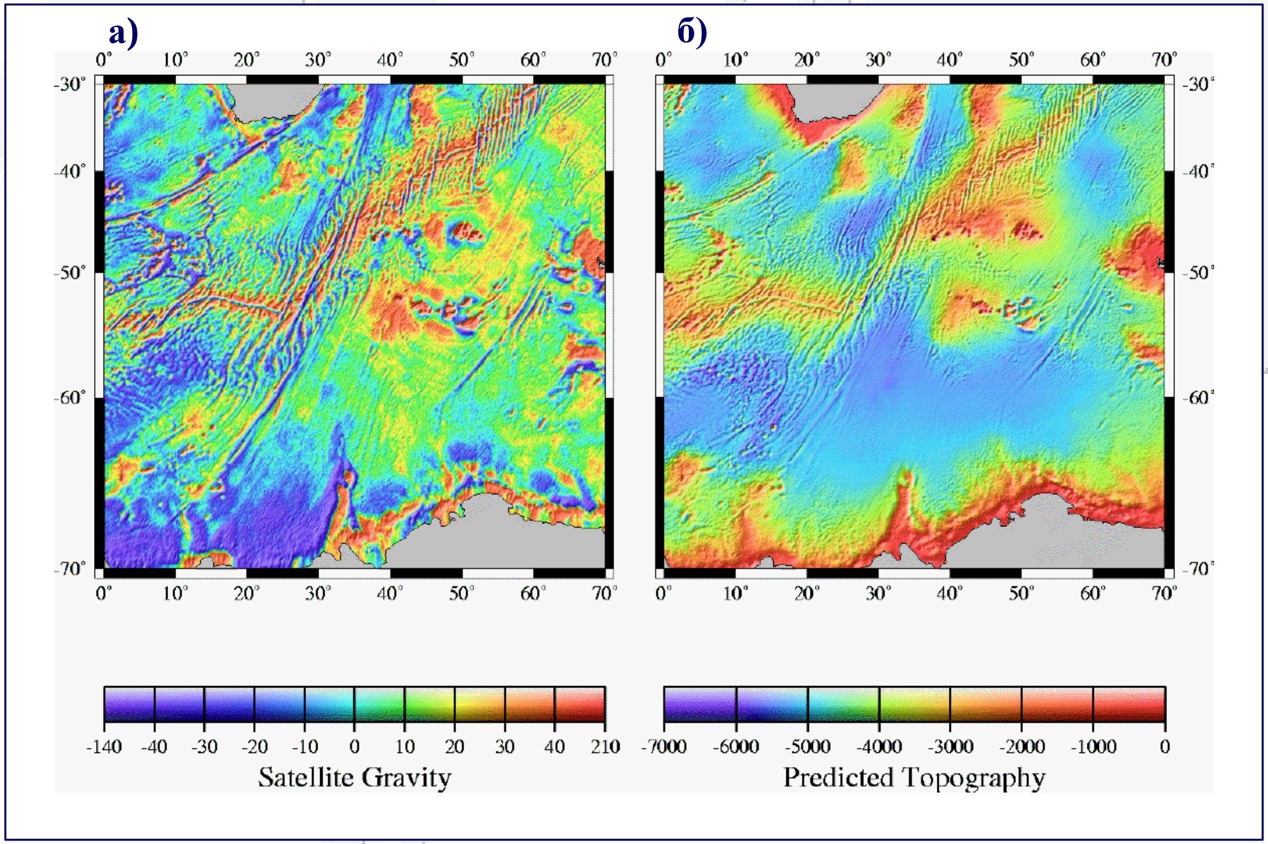
Батиметрия Мирового океана



Седьмая Международная Школа-семинар «Спутниковые методы и системы исследования Земли»
Таруса, 24– 29 февраля 2016 г.

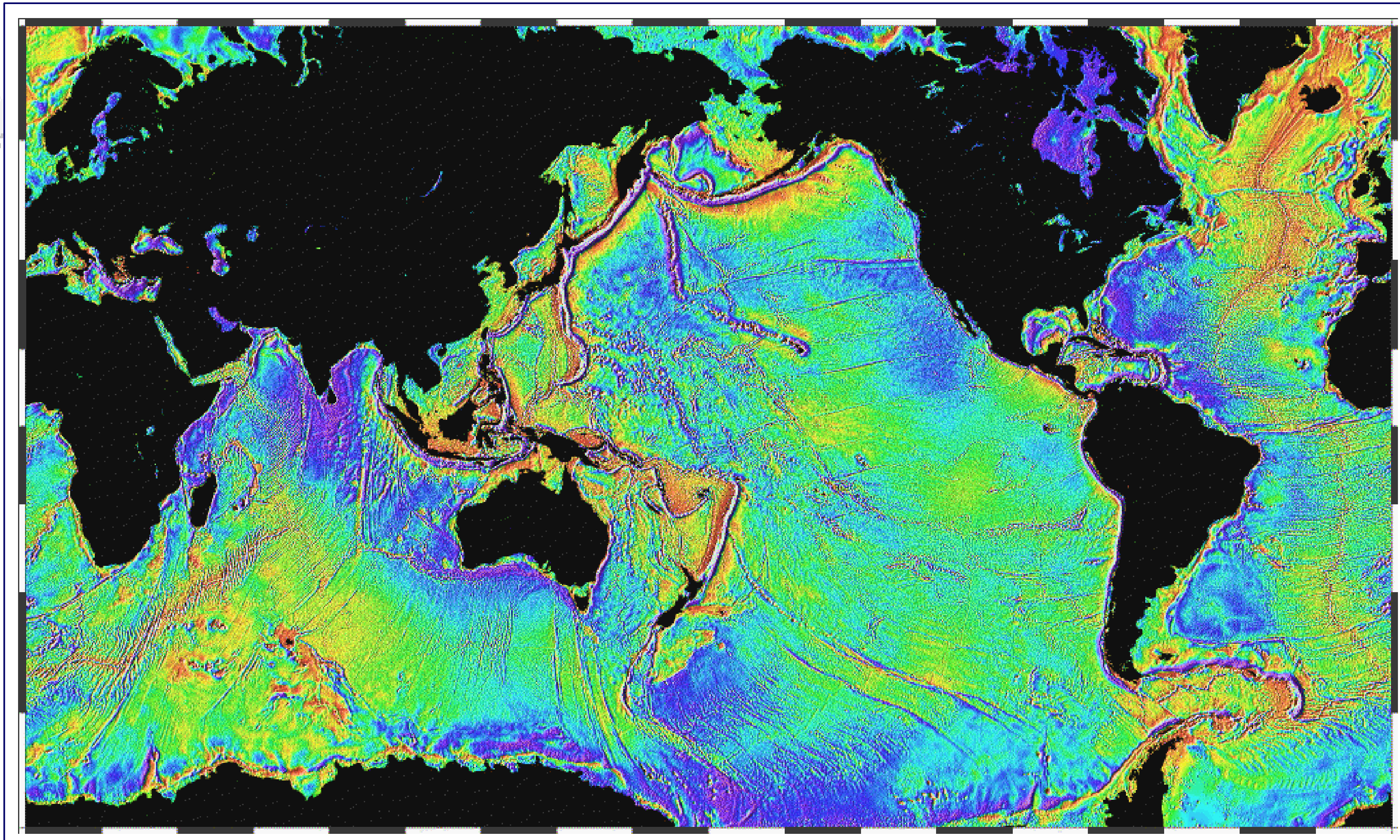
Батиметрия Мирового океана

Метод спутниковой альтиметрии позволил существенно уточнить батиметрию или «топографию» дна Мирового океана, так как аномалии силы тяжести, рассчитанные по данным спутниковой альтиметрии, отображают особенности ре-льефа океанического дна.



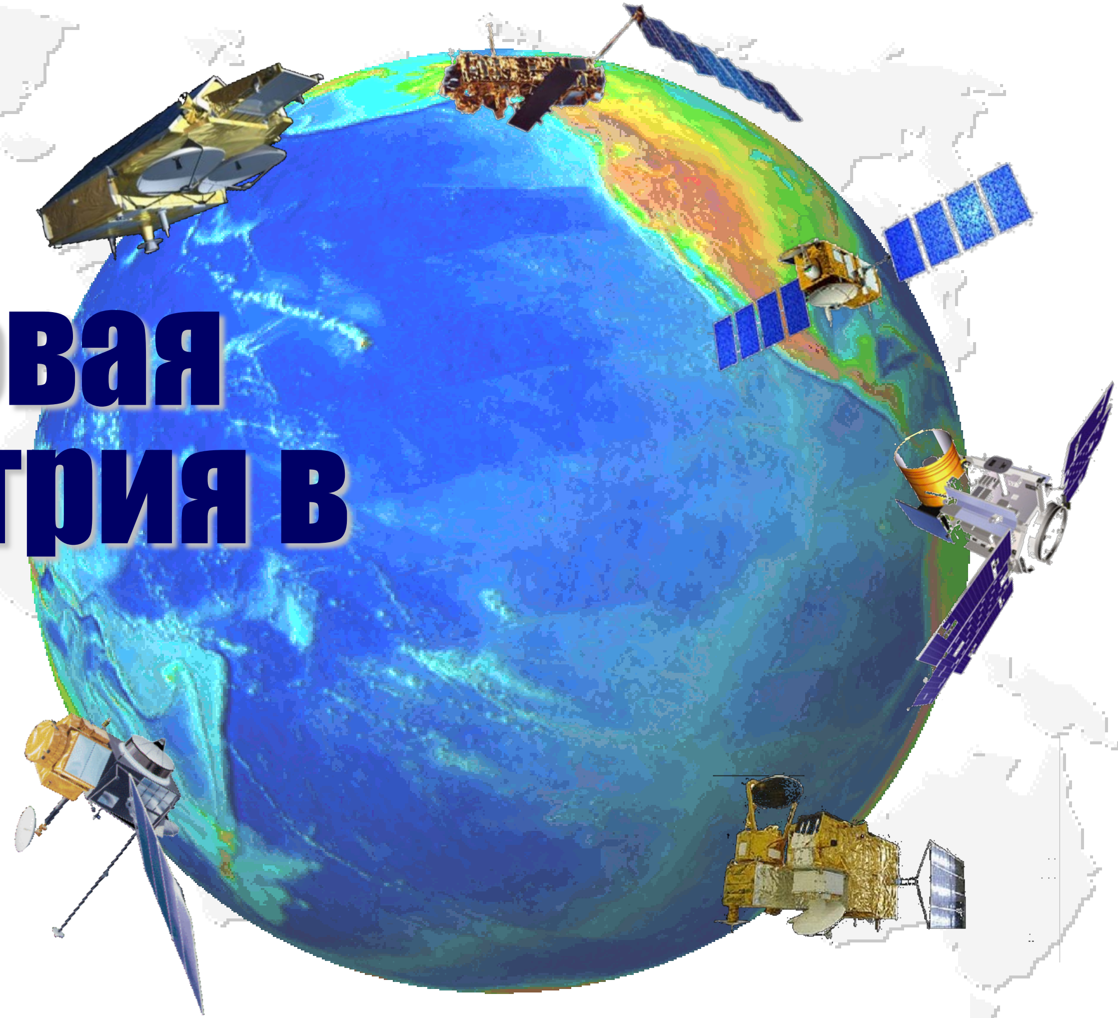
Связь (а) аномалий силы тяжести (мГал), рассчитанных по данным спутниковой альтиметрии, и (б) *предполагаемого* рельефа дна (м) южной части Атлантического и Индийского секторов Южного океана в районе Капской котловины, котловины Агульяс, Африканско-Антарктического хребта и Африканско-Антарктической котловины

Батиметрия Мирового океана



Карта *предполагаемого* рельефа дна Мирового океана, рассчитанного по данным спутниковой альтиметрии

Спутниковая альтиметрия в геологии



Седьмая Международная Школа-семинар «Спутниковые методы и системы исследования Земли»
Таруса, 24– 29 февраля 2016 г.

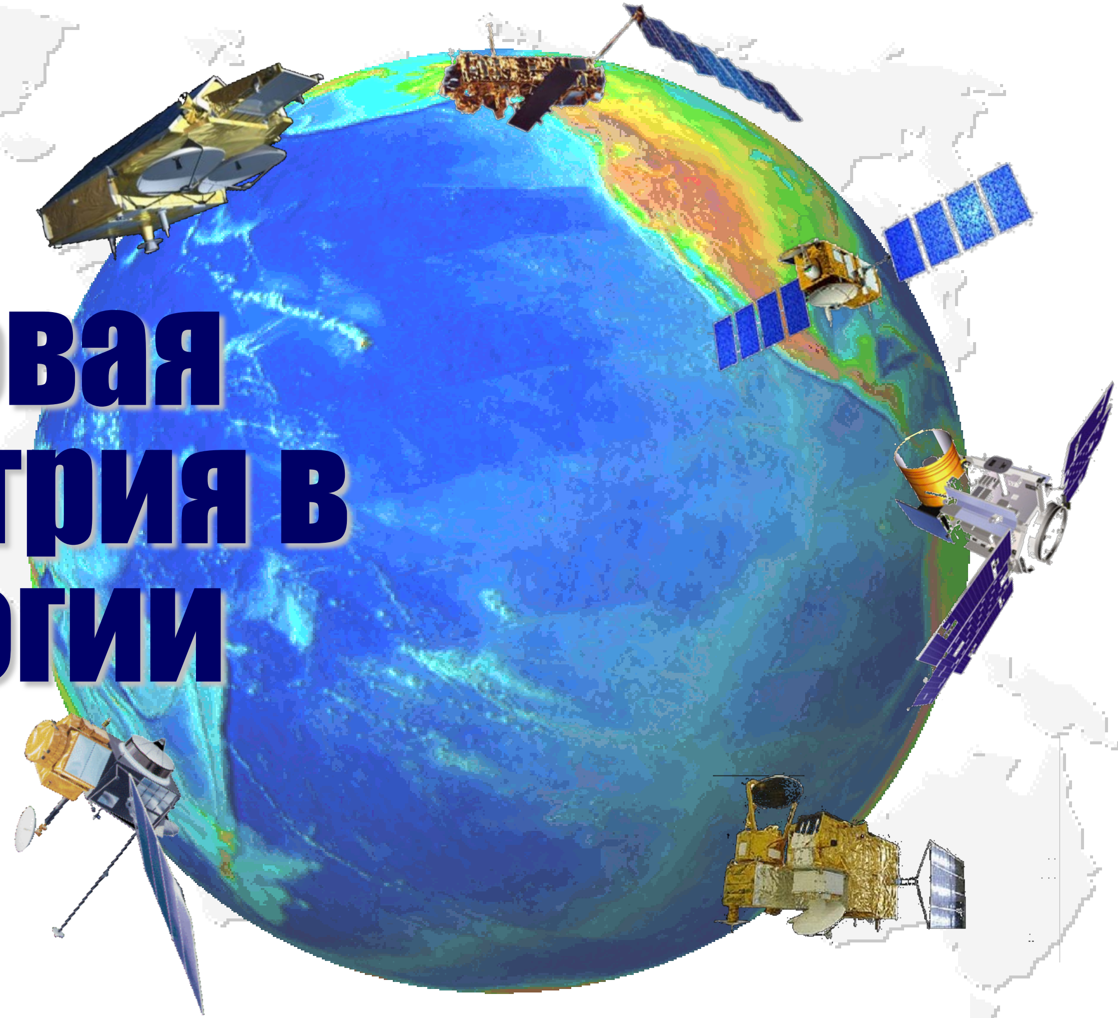
Спутниковая альтиметрия в геологии

Спутниковые альтиметрические измерения стали одним из новых методов в выявлении общих закономерностей геологического строения дна Мирового океана, так как аномалии силы тяжести и высот морского геоида весьма чувствительны к обширным неоднородностям гравитационного поля Земли

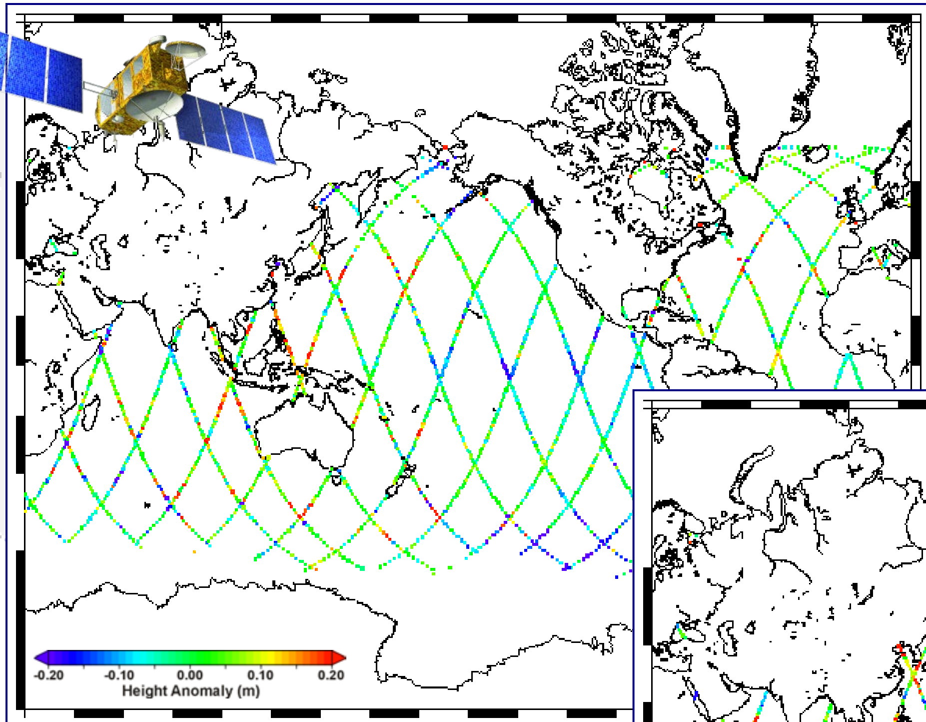
Поле высот геоида на акватории Мирового океана, построенное по данным спутниковой альтиметрии с пространственным разрешением 5´, позволило изучать внутреннее строение Земли по его аномалиям. В основе такой интерпретации лежит частотный анализ. Разложение по сферическим функциям высот геоида отображает:

- **гармоники 2–4 порядка – топографию границы ядро–мантия,**
- **гармоники 4–10 – аномалии плотности в нижних частях мантии**
- **гармоники 10–14 порядка соответствуют аномалиям плотностей средней мантии на глубинах 600–2000 км.**
- **гармоники 14–18 связаны с плотностными изменениями в верхней мантии и на нижней границе литосферных плит, расположенной на глубинах до 300 км**
- **гармоники 18–22 порядка представляют интерес для изучения верхнего слоя земной коры и топографии дна океана**

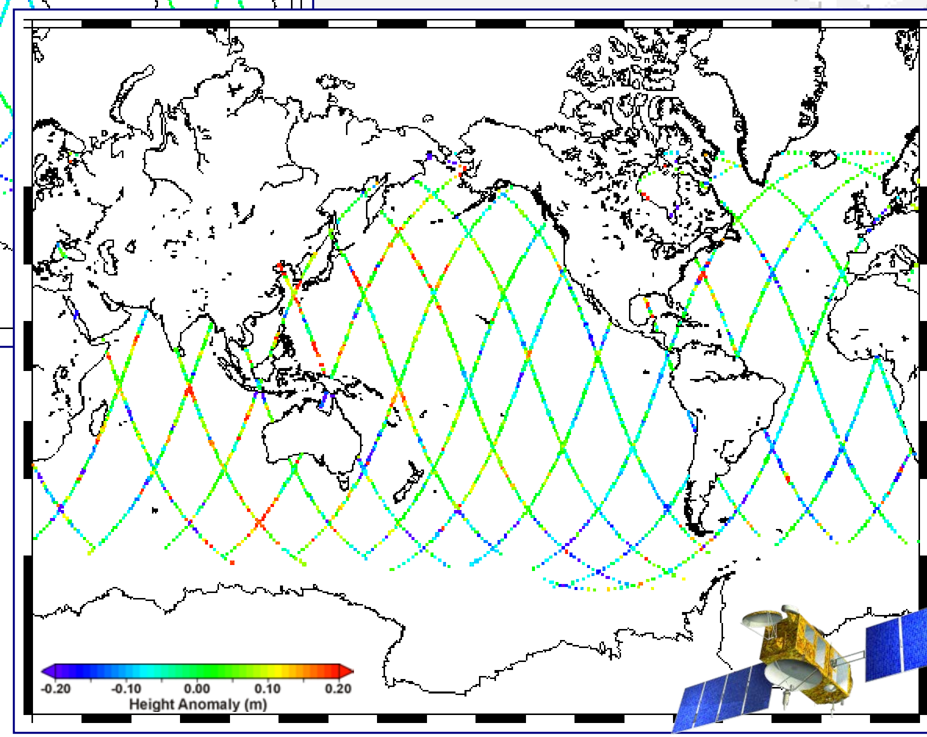
Спутниковая альтиметрия в океанологии



Высота морской поверхности

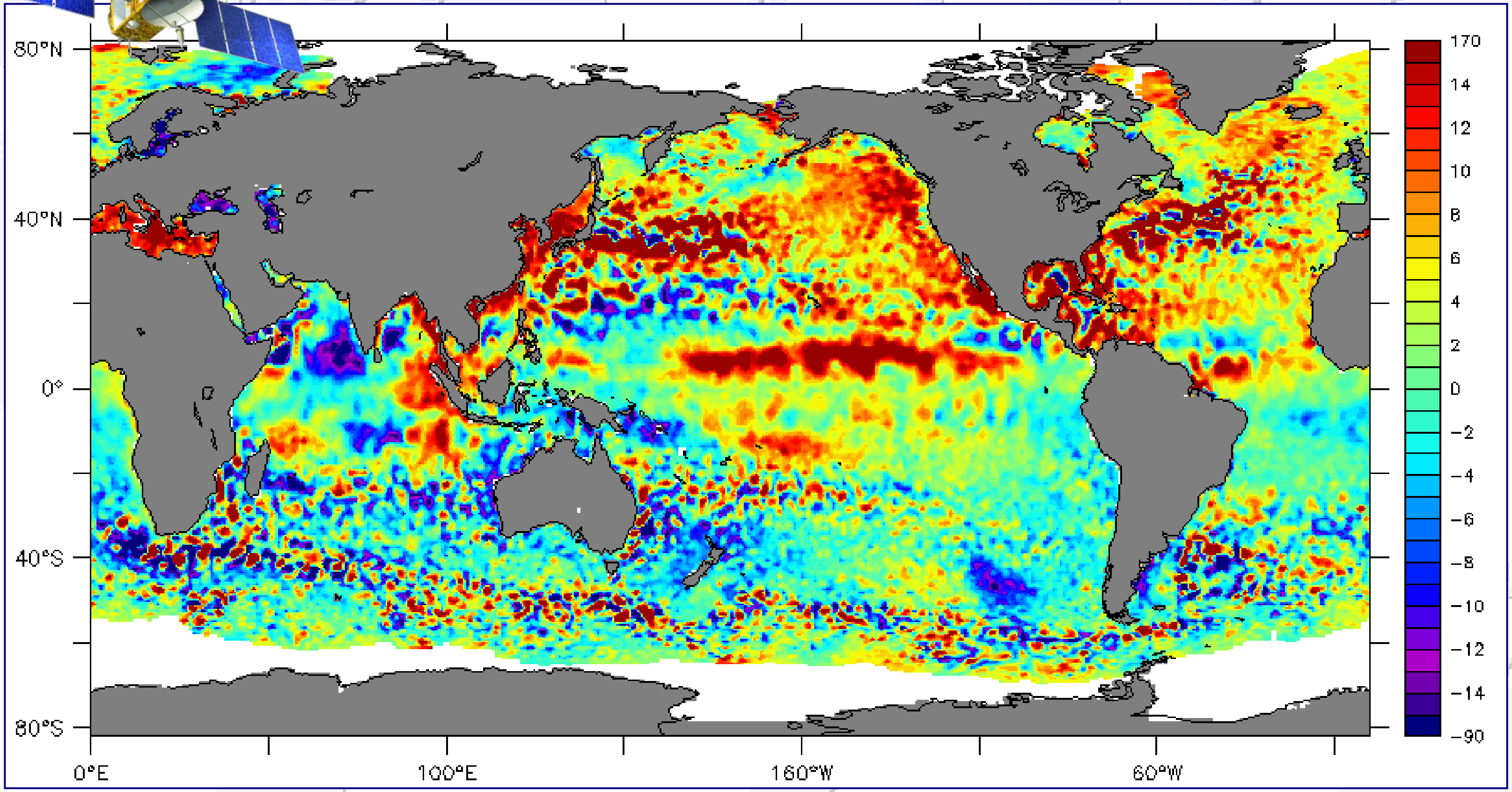


Аномалии высоты морской поверхности по данным альтиметра Posiedon-2 спутника Jason-1 на 13 ноября 2012 года



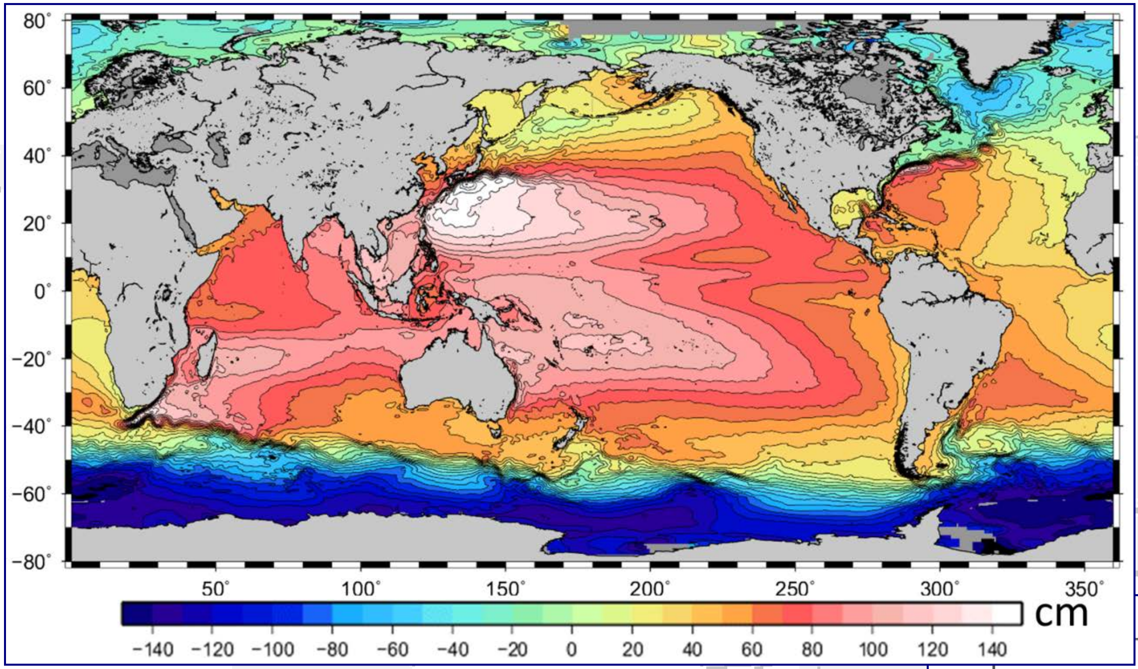
Аномалии высоты морской поверхности по данным альтиметра Posiedon-3 спутника Jason-2 на 13 ноября 2012 года

Аномалии высот морской поверхности

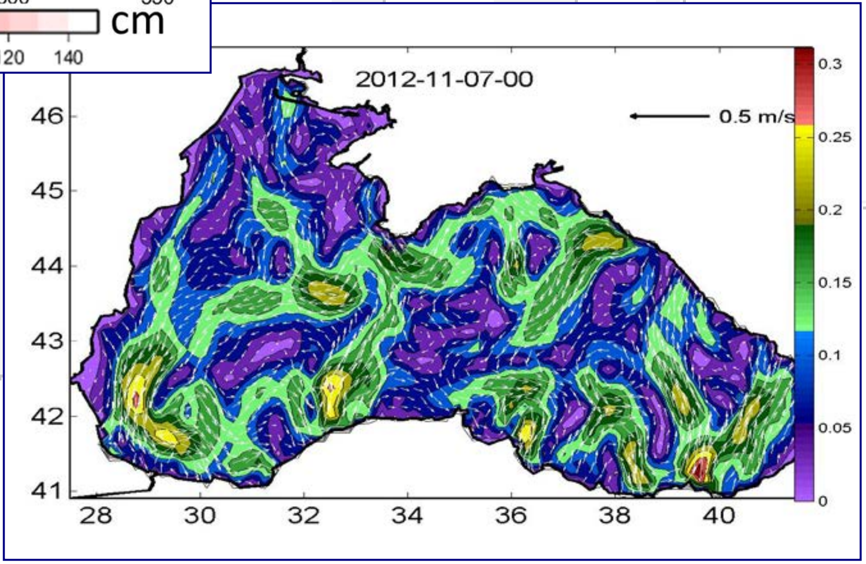


Аномалии высоты морской поверхности по данным альтиметрических измерений спутника Jason-2 за июль 2012 года

Уровень моря. Динамическая топография

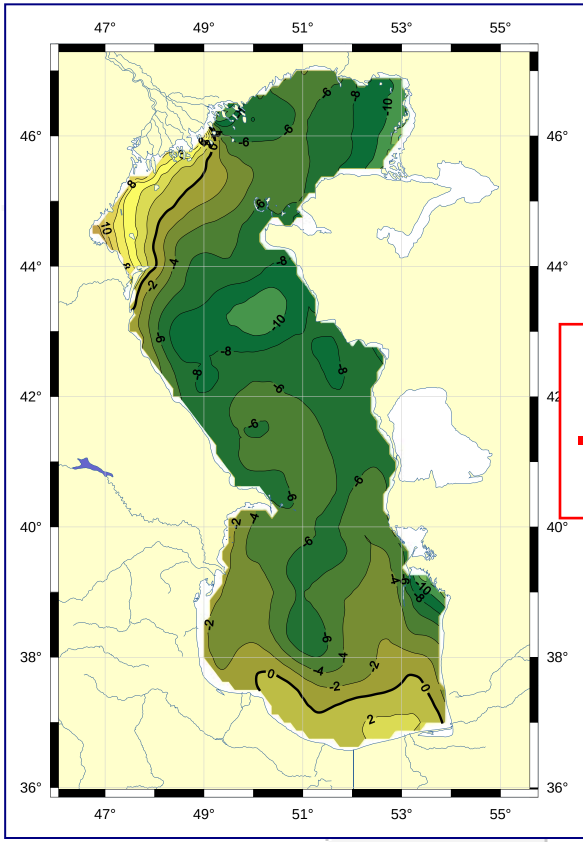


Средняя динамическая топография CNES-CLS09 по данным спутниковой альтиметрии за период 1993–2009

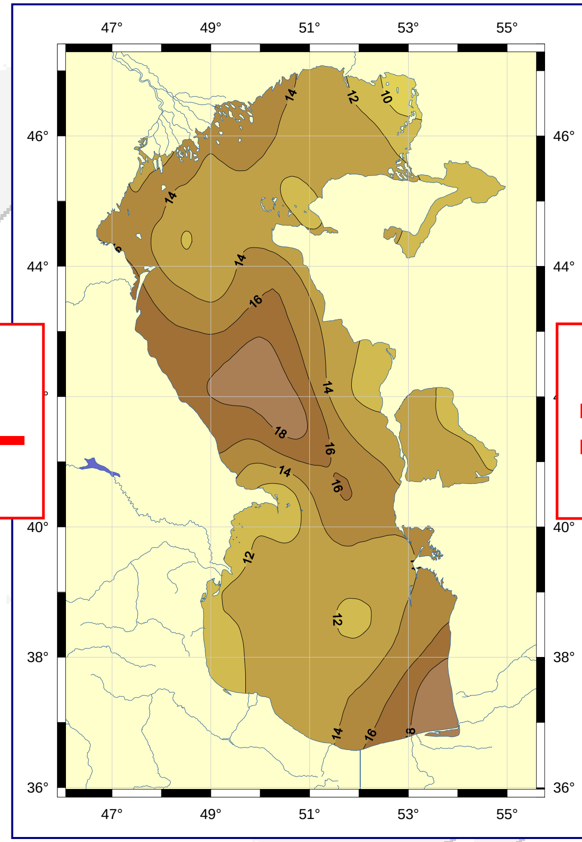


Синоптическая динамическая топография и геострофические скорости поверхностных течений Черного моря, рассчитанные по данным спутниковой альтиметрии на 7 ноября 2012 года

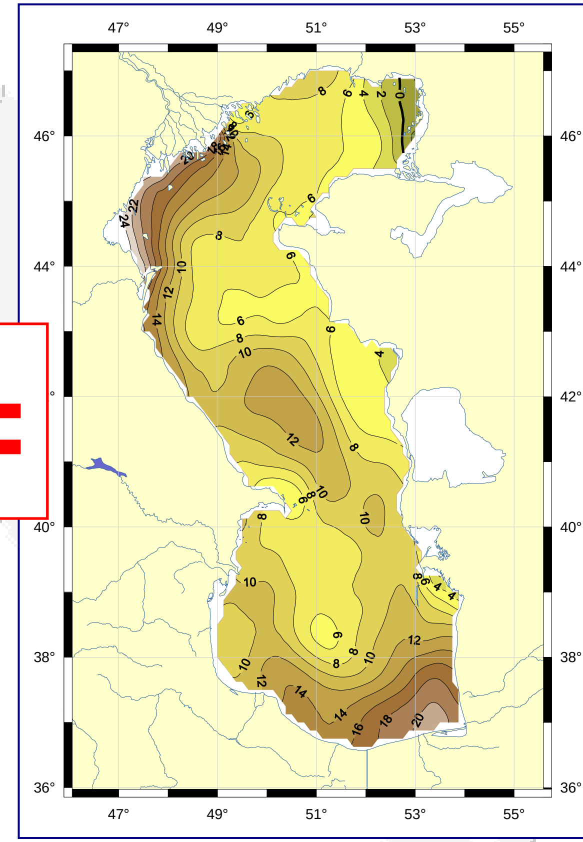
Синоптическая динамическая топография



Среднеклиматическая ДТ (см), рассчитанная по модели ЛМПИ Гидрометцентра России

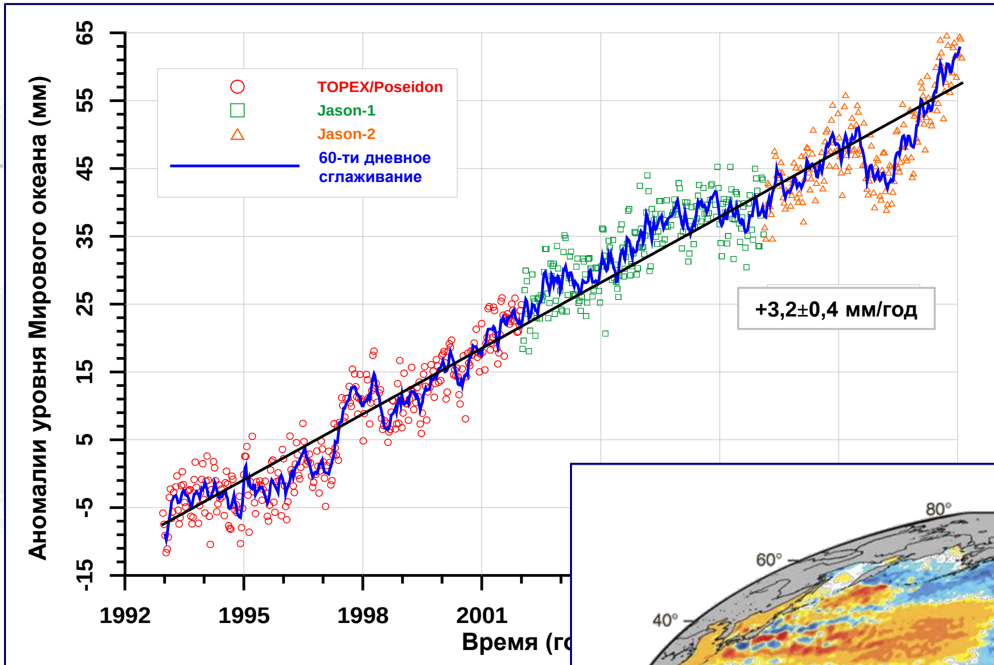


Среднемесячные аномалии уровня Каспийского моря (см) за июль 2005 г.

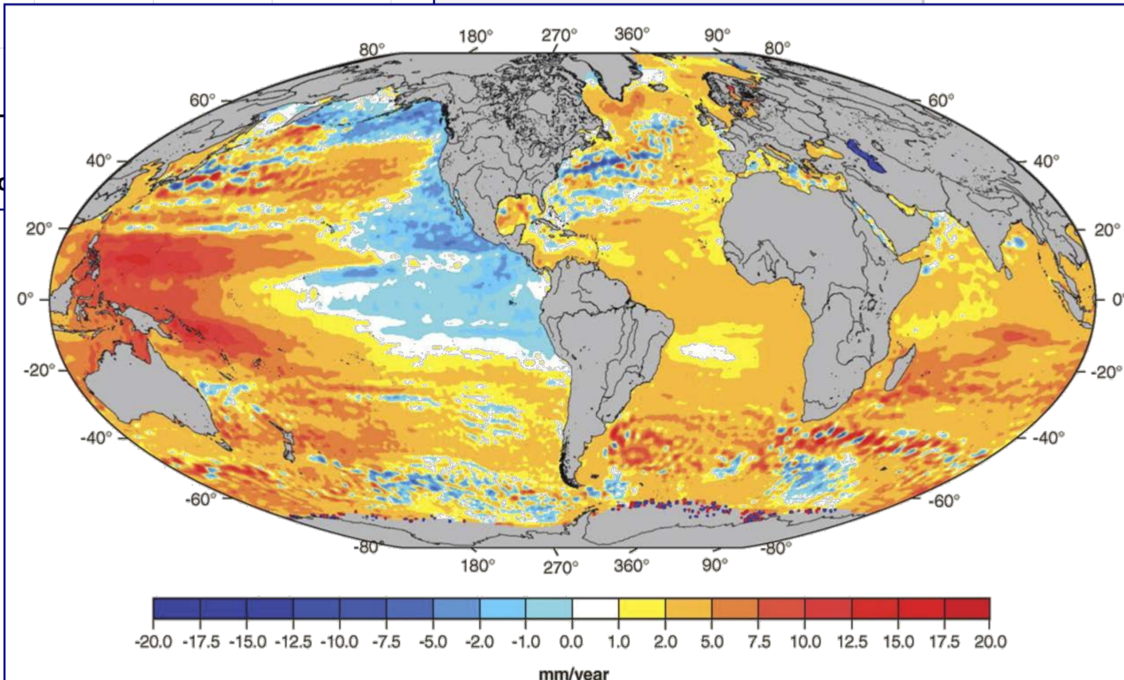


Синоптическая ДТ (см) за июль 2005 г., определяемая как суперпозиция среднеклиматической ДТ и АУМ.

Уровень моря. Климатическая изменчивость

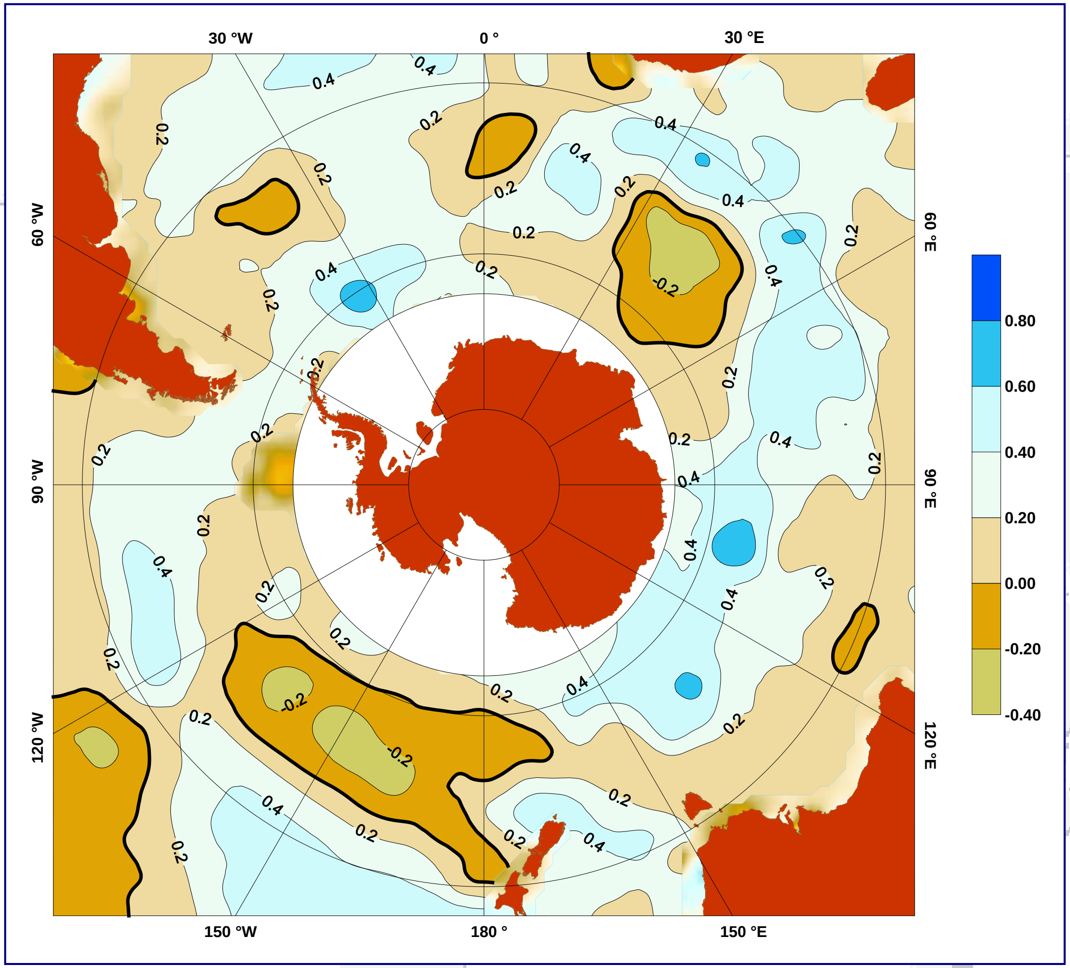


Климатическая изменчивость уровня Мирового океана по данным спутниковой альтиметрии за период 1993–2013



Карта климатической изменчивости уровня Мирового океана по данным спутниковой альтиметрии за период 1993–2011

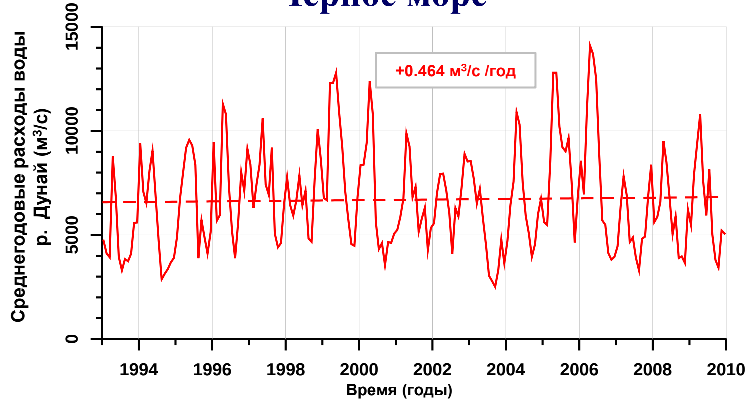
Уровень моря. Климатическая изменчивость



- В целом уровень Южного океана растет со средней скоростью около 0.24±0.026 см/год.
- В районе Южно-тихоокеанского поднятия уровень падает со скоростью -0.21±0.05 см/год.
- В восточной части Африканско-Атлантической котловины уровень океана также падает только с более высокой скоростью -0.19±0.07 см/год.
- В районах северо-восточной части Аргентинской котловины,
юго-восточной части Капской котловины
(на стыке с котловиной Агульяс) и
в центральной части Южно-австралийской котловины наблюдается падение уровня со скоростью более чем -0.11±0.03 см/год.

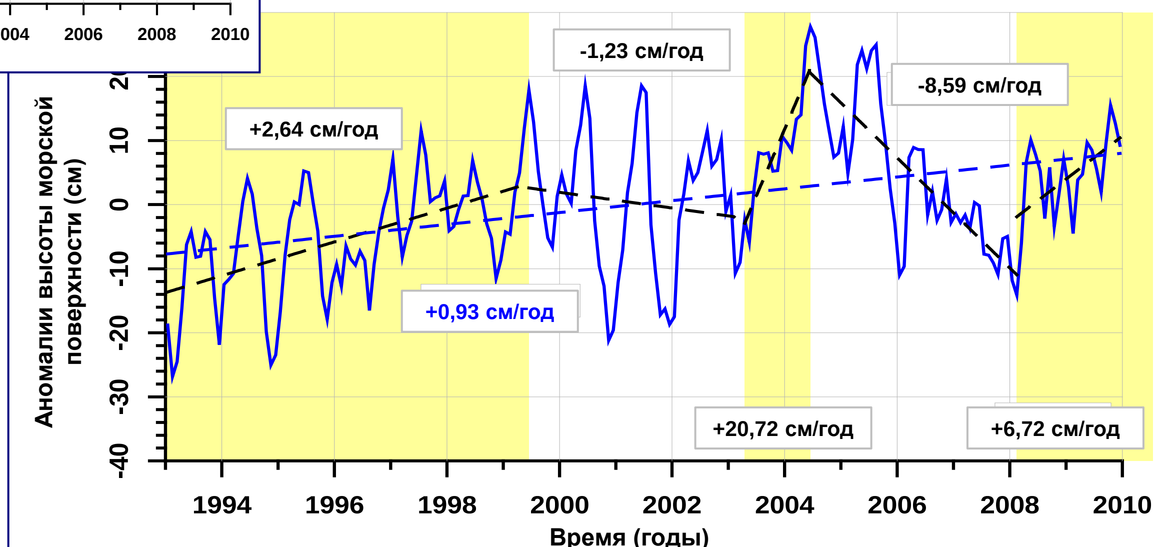
Климатические изменения стока реки Дунай и уровня Черного моря

Среднемесячный сток реки Дунай. Черное море

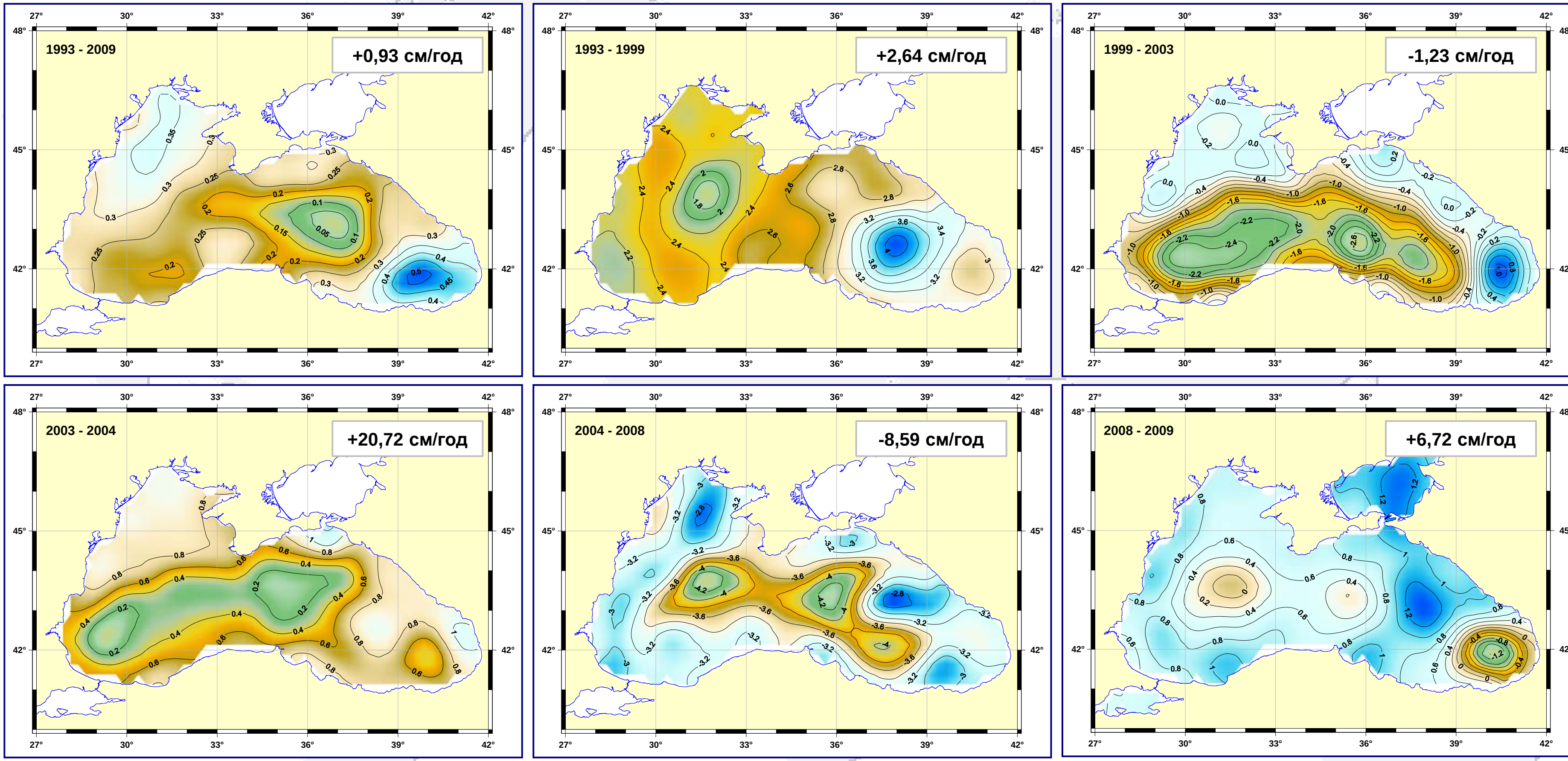


Гидропост «54 миля» в дельте реки Дунай

Уровень. Черное море

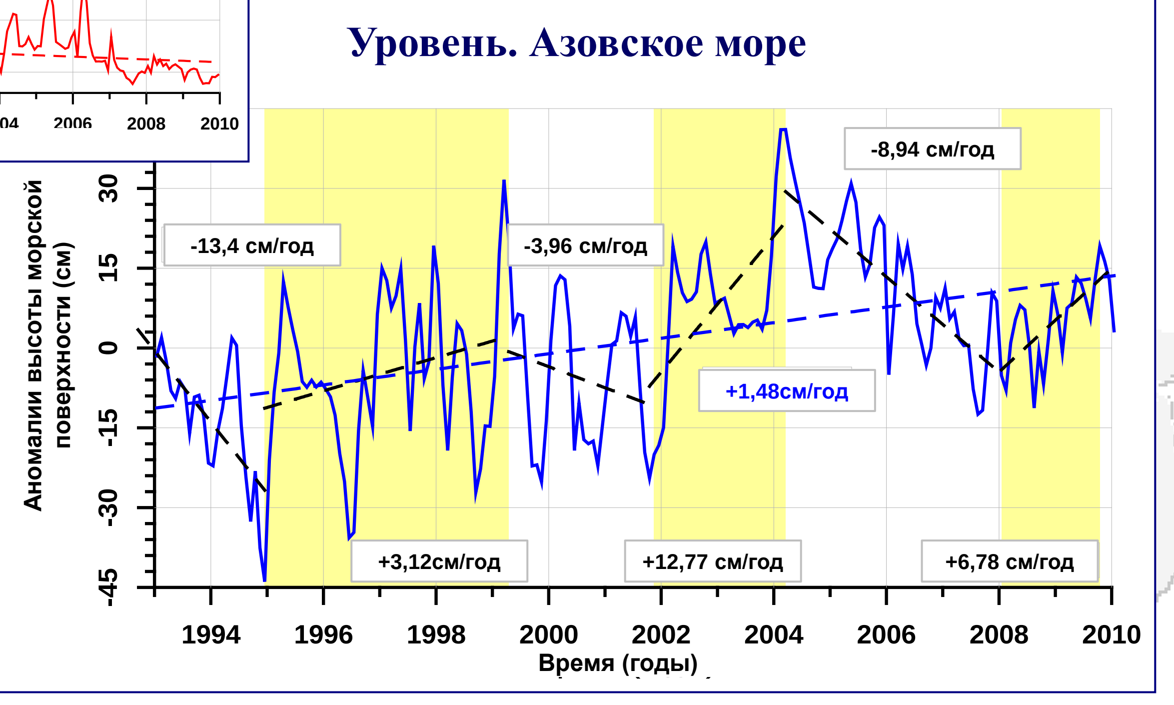


Пространственная изменчивость межгодовой скорости изменения уровня Каспийского моря



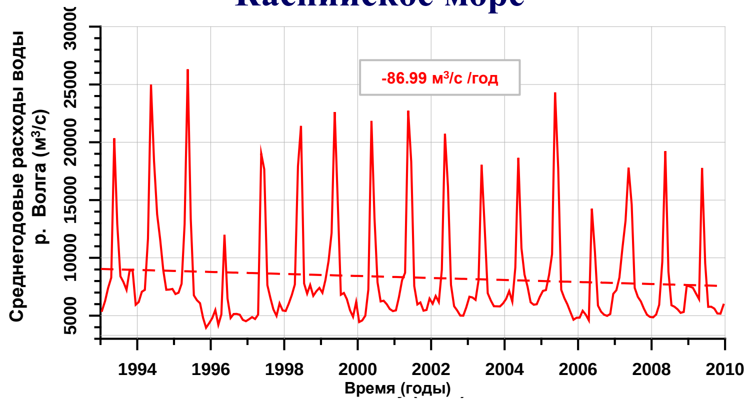
Пространственная изменчивость межгодовой скорости изменения аномалий уровня Черного моря (см/год) по данным альтиметрических измерений спутников T/P и J 1/2 для разных временных интервалов: 1993–1999 гг. - рост уровня, 1999–2003 гг. – понижение уровня, 2003–2004 гг. – рост уровня, 2004–2008 гг. – понижение уровня, 2008–2010 гг. - рост уровня.

Климатические изменения стока реки Дон и уровня Азовского моря

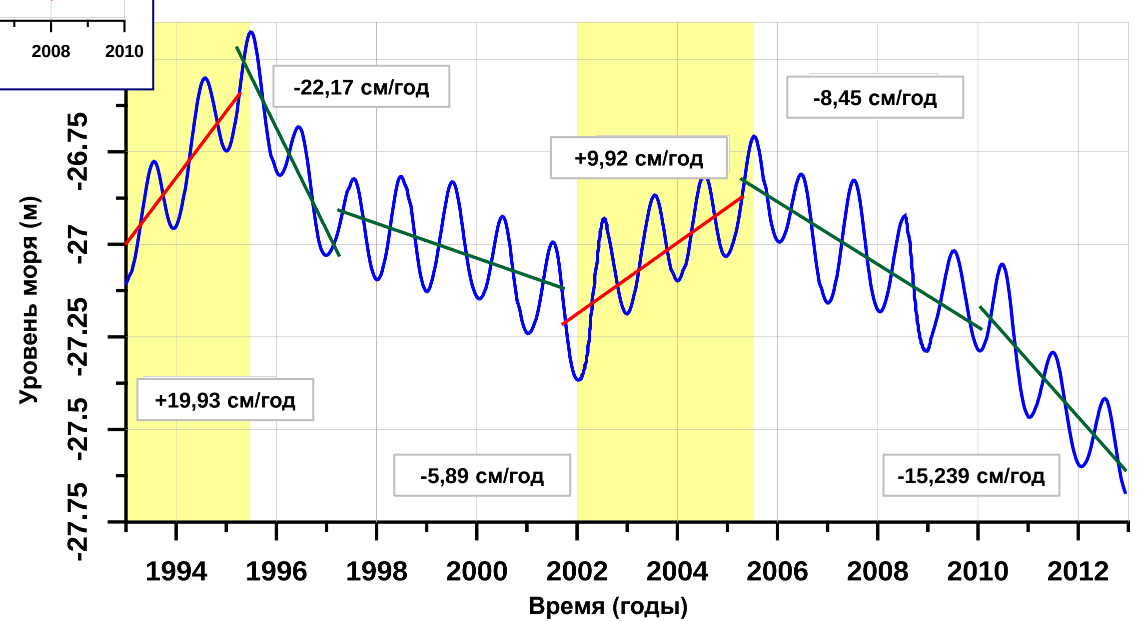


Климатические изменения стока реки Волга и уровня Каспийского моря

Среднемесячный сток реки Волга. Каспийское море



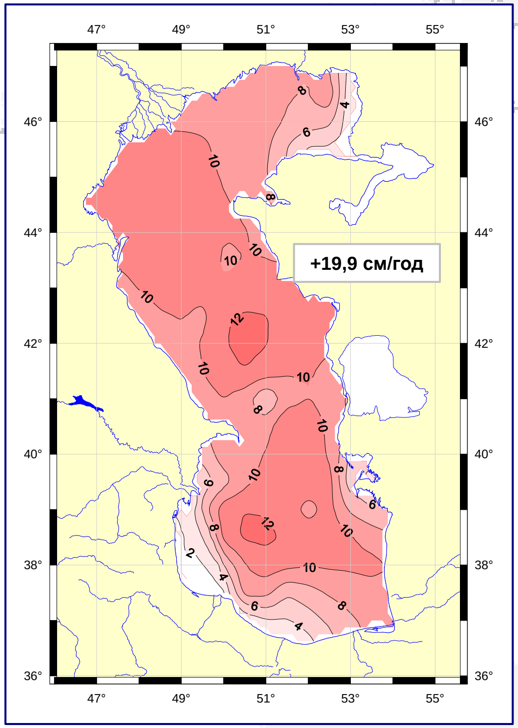
Уровень. Каспийское море

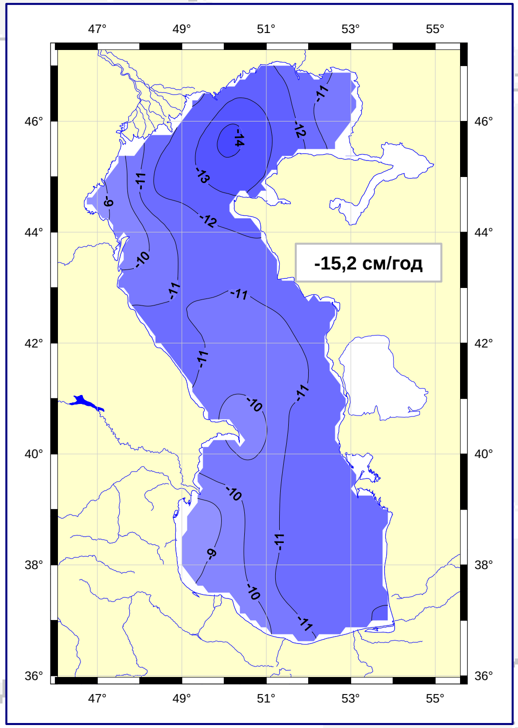


Гидропосты в верховье дельты реки Волга

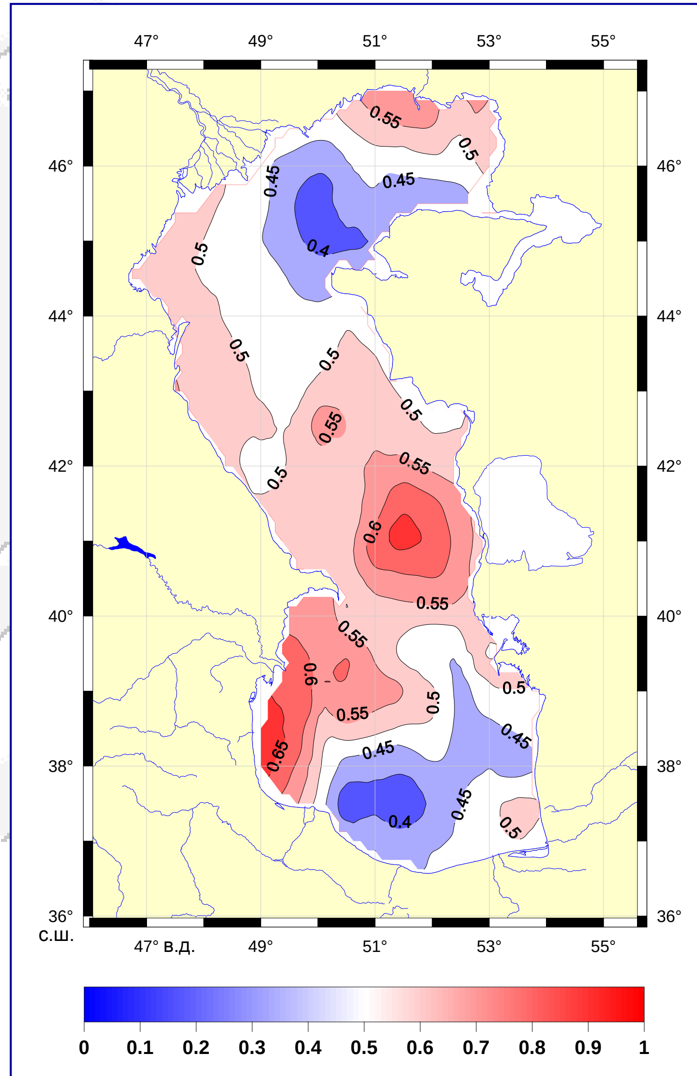
Седьмая Международная Школа-семинар «Спутниковые методы и системы исследования Земли»
Таруса, 24– 29 февраля 2016 г.

Пространственная изменчивость межгодовой скорости изменения уровня Каспийского моря



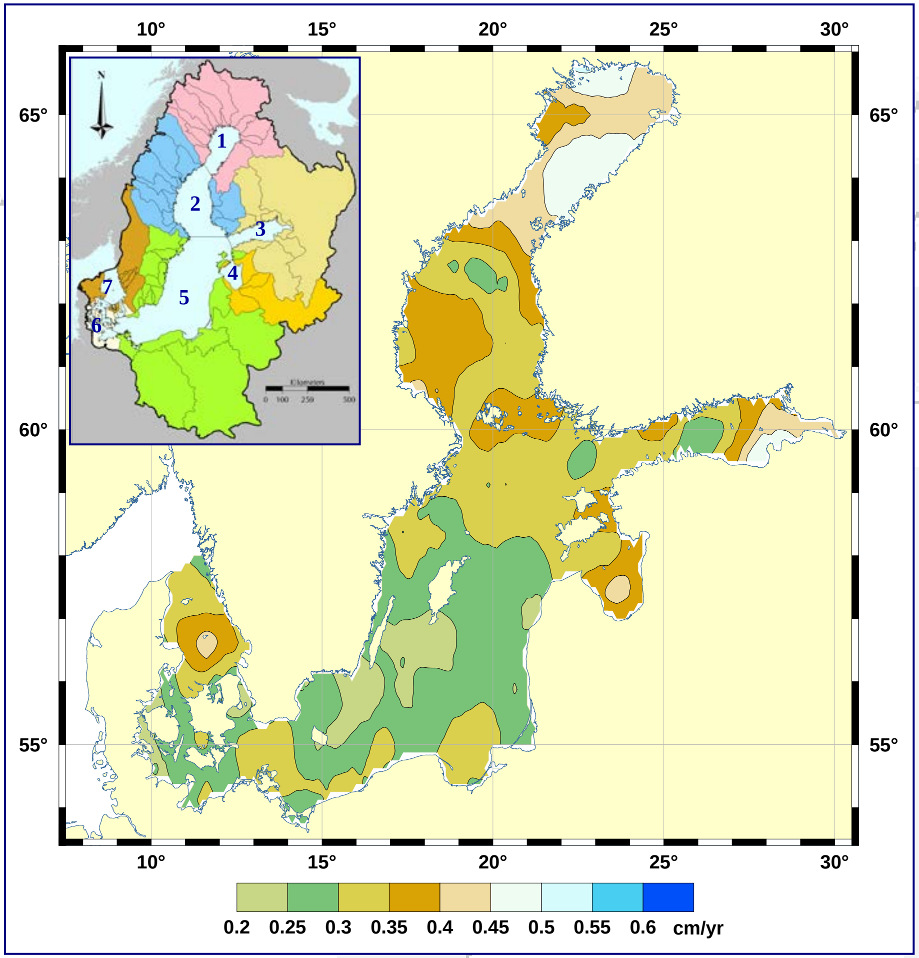


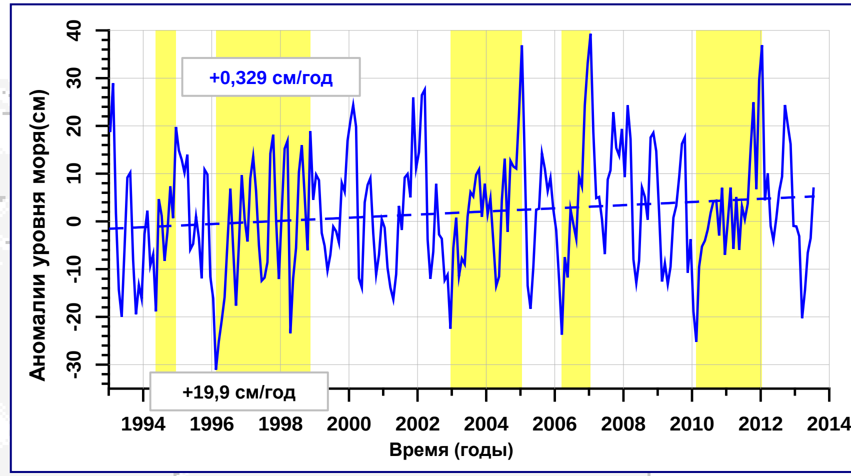
Пространственная изменчивость межгодовой скорости изменения аномалий уровня Каспийского моря (см/год) по данным альтиметрических измерений спутников T/P и J-1/2 для разных временных интервалов: 1993–1995 гг. - сильное повышение и 2009–2012 гг. –сильное падение.



Нормированные скорости межгодовой изменчивости уровня Каспийского моря по данным альтиметрических измерений спутников T/P и J1/2 с января 1993 г. по декабрь 2012 г.

Климатические изменения уровня Балтийского моря

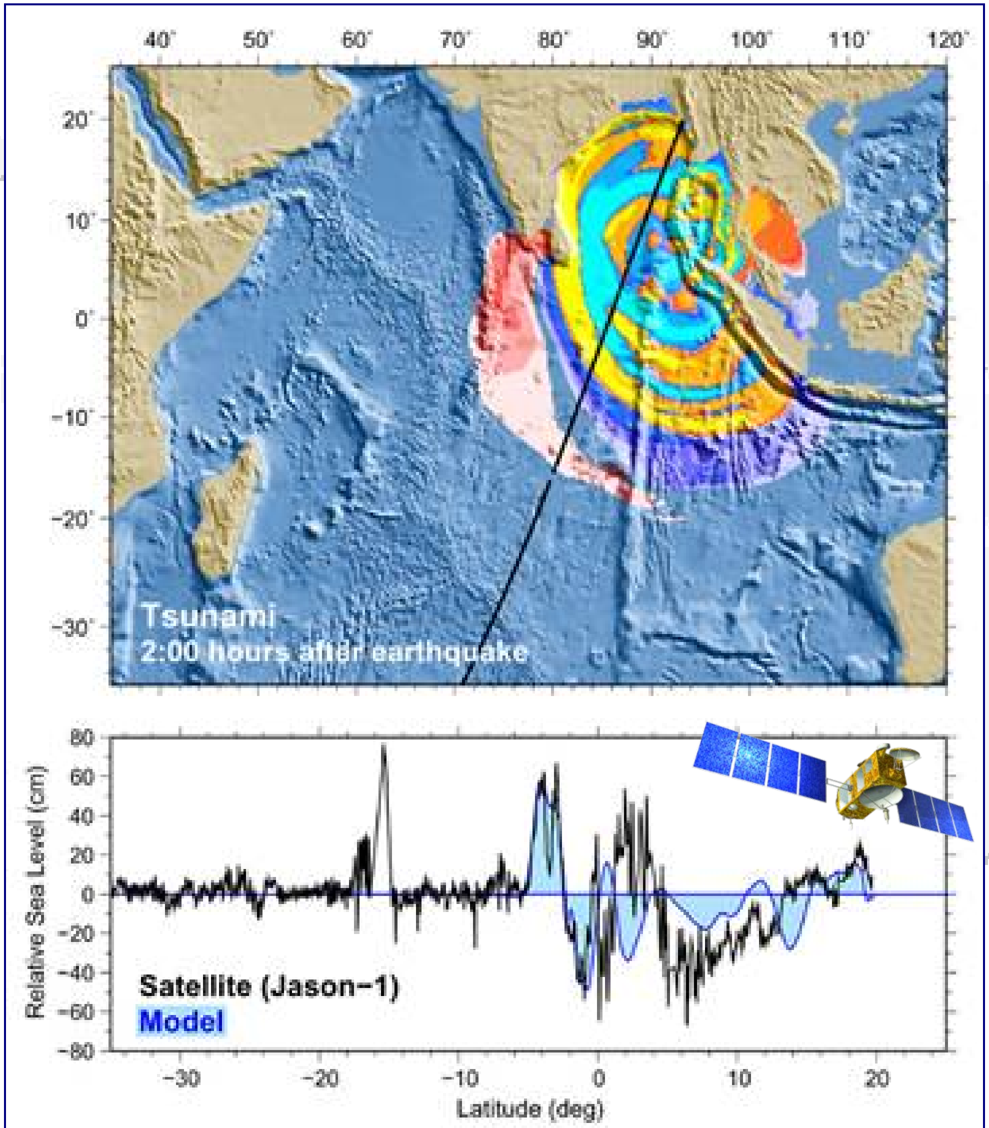




Межгодовая изменчивость уровня (см/год)

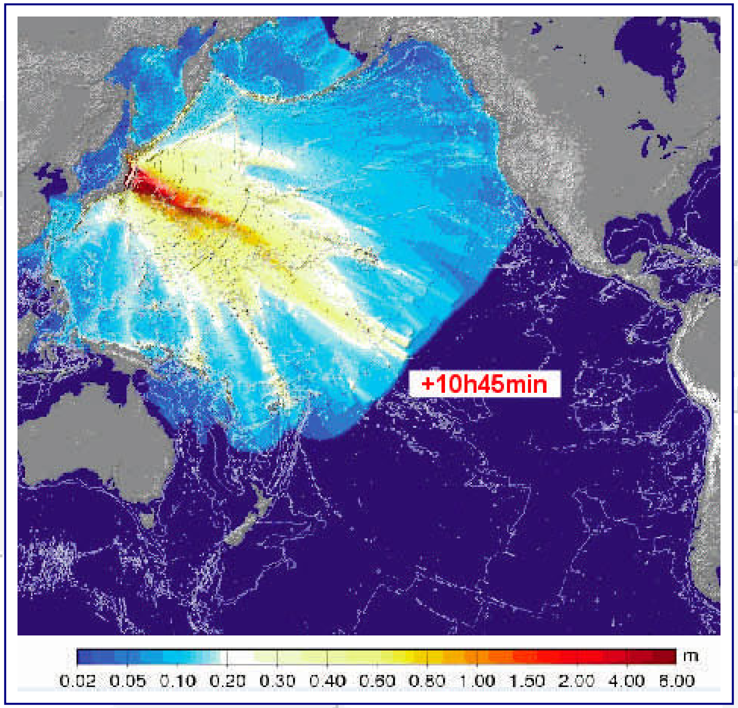
Район	Средняя	Минимальная	Максимальная
1. Ботнический залив	0.44±0.03	0.35	0.51
2. Ботническое море	0.35±0.03	0.28	0.42
3. Финский залив	0.35±0.06	0.26	0.49
4. Рижский залив	0.37±0.03	0.32	0.43
5. Центральная часть	0.28±0.02	0.23	0.38
6. Датские проливы	0.28±0.02	0.21	0.31
7. Пролив Каттегат	0.32±0.05	0.23	0.43

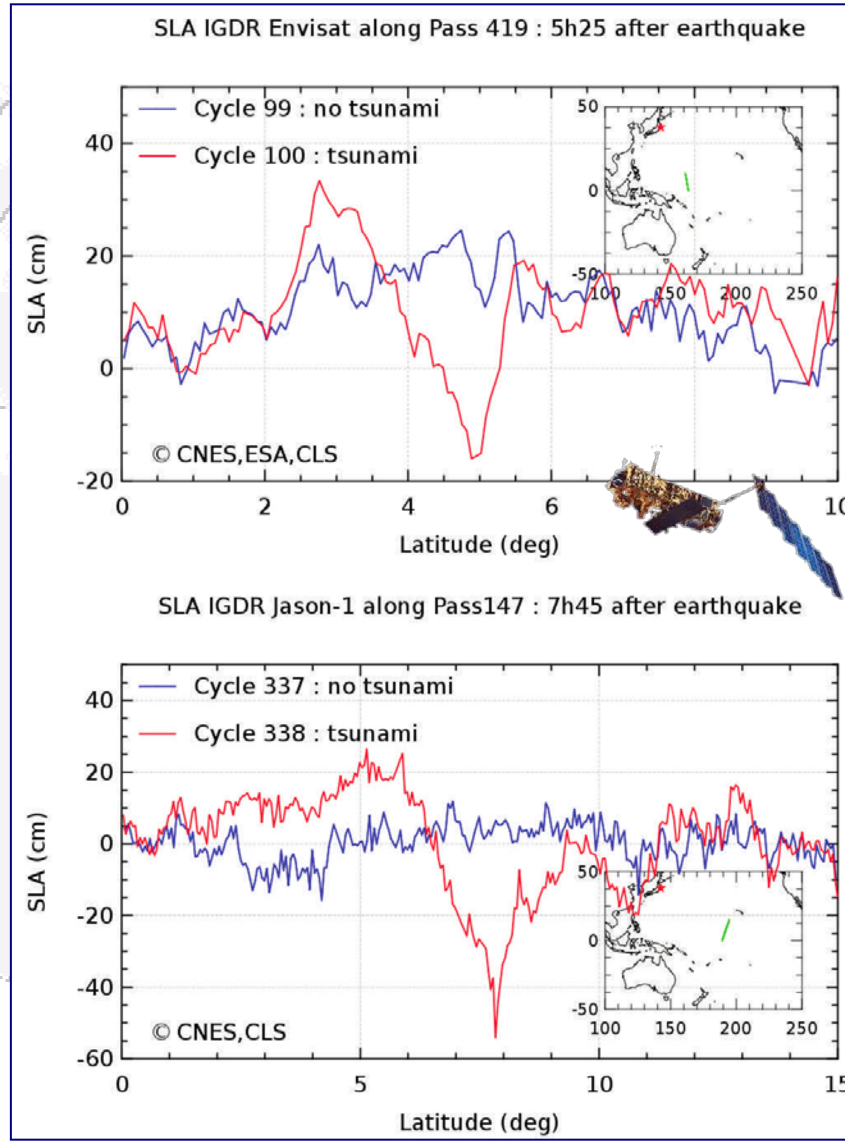
Уровень моря. Цунами



Амплитуда волны цунами, рассчитанная по модели (верхний рисунок) и изменчивость уровня моря вдоль треков спутника Jason-1 (нижний рисунок) после подводного землетрясения в Индийском океане возле северо-западного берега острова Суматры (Индонезия), произошедшего 26 декабря 2004 года

Уровень моря. Цунами

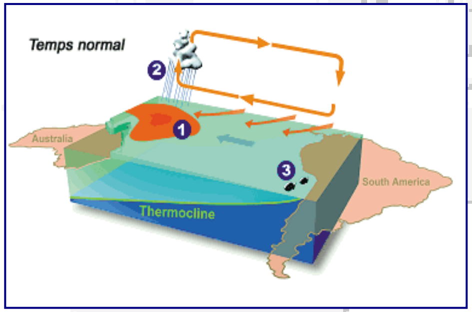


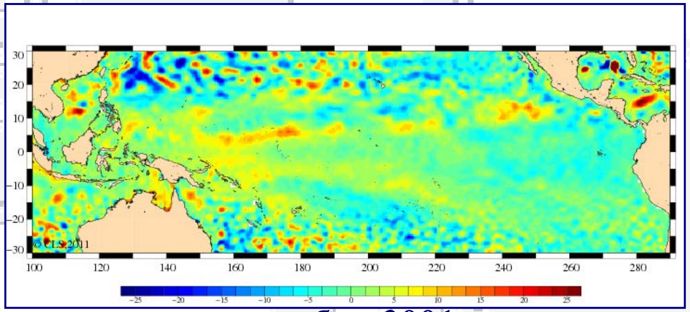


Амплитуда волны цунами, рассчитанная по модели (верхний рисунок) и изменчивость уровня моря вдоль треков спутника Envisat (левый рисунок) после подводного землетрясения в Тихом океана у восточного побережья острова Хонсю (Япония), произошедшего 11 марта 2011 года

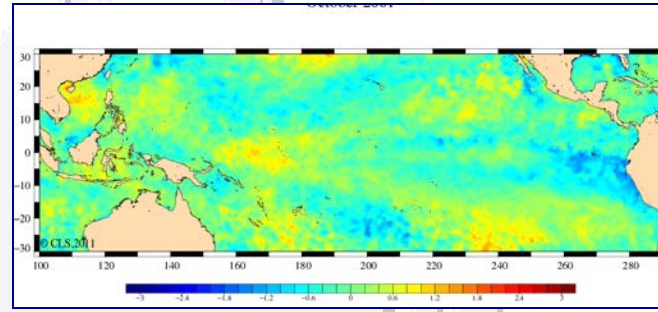
Уровень и температура поверхности моря
Явления *El Niño* and *La Niña*

Аномалии уровня мря — **Температура поверхности океана**

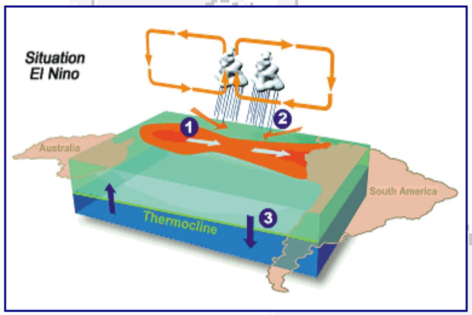


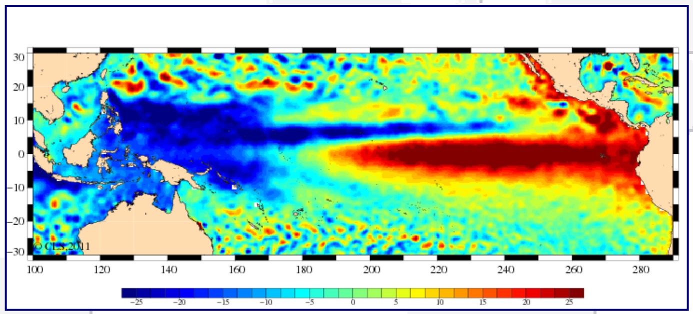


октябрь 2001

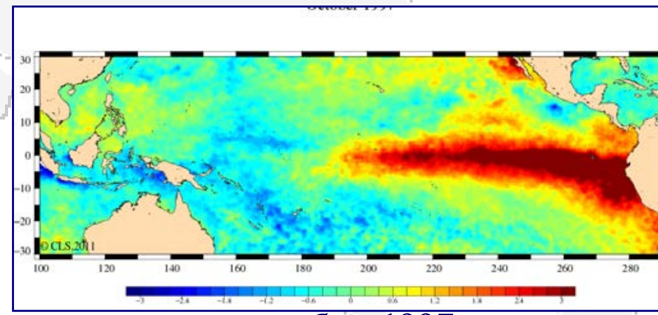


октябрь 2001

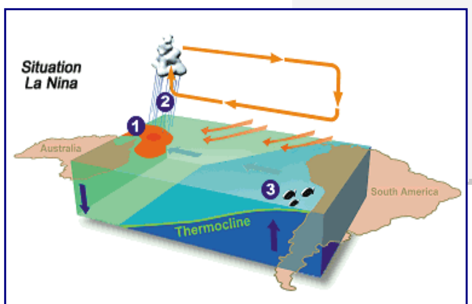


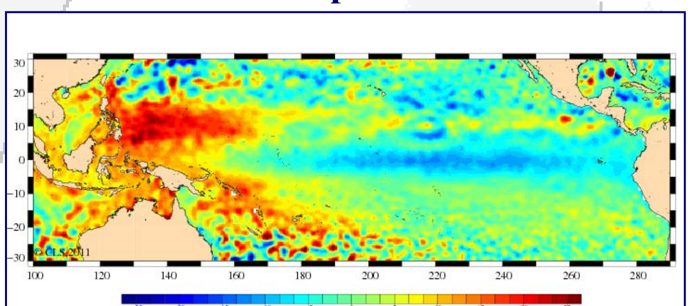


октябрь 1997

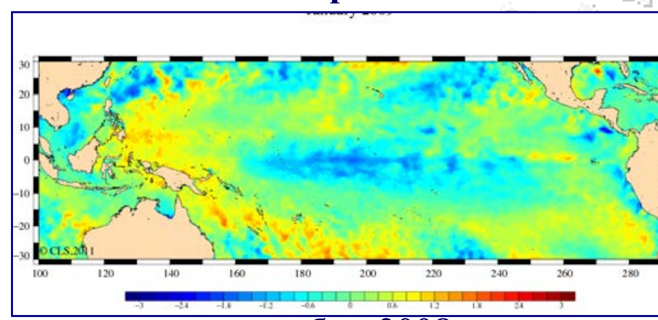


октябрь 1997



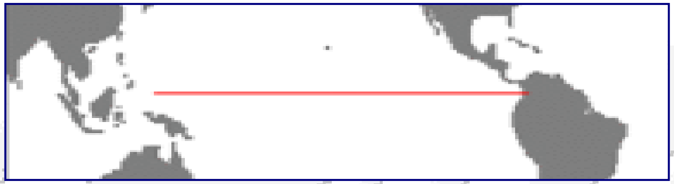


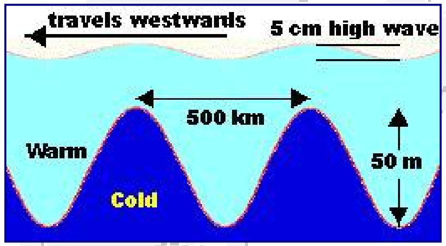
декабрь 2008

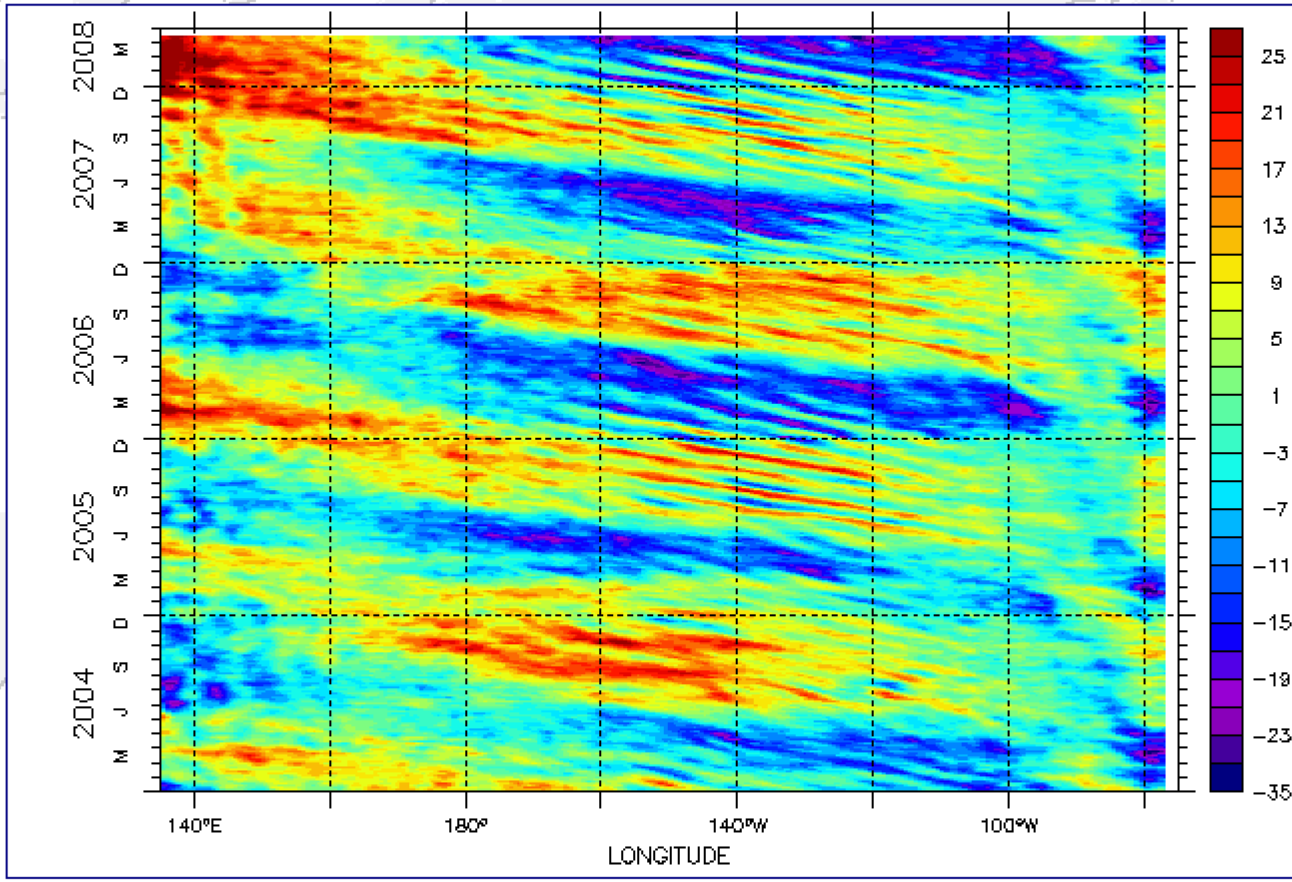


декабрь 2008

Уровень моря. Планетарные волны

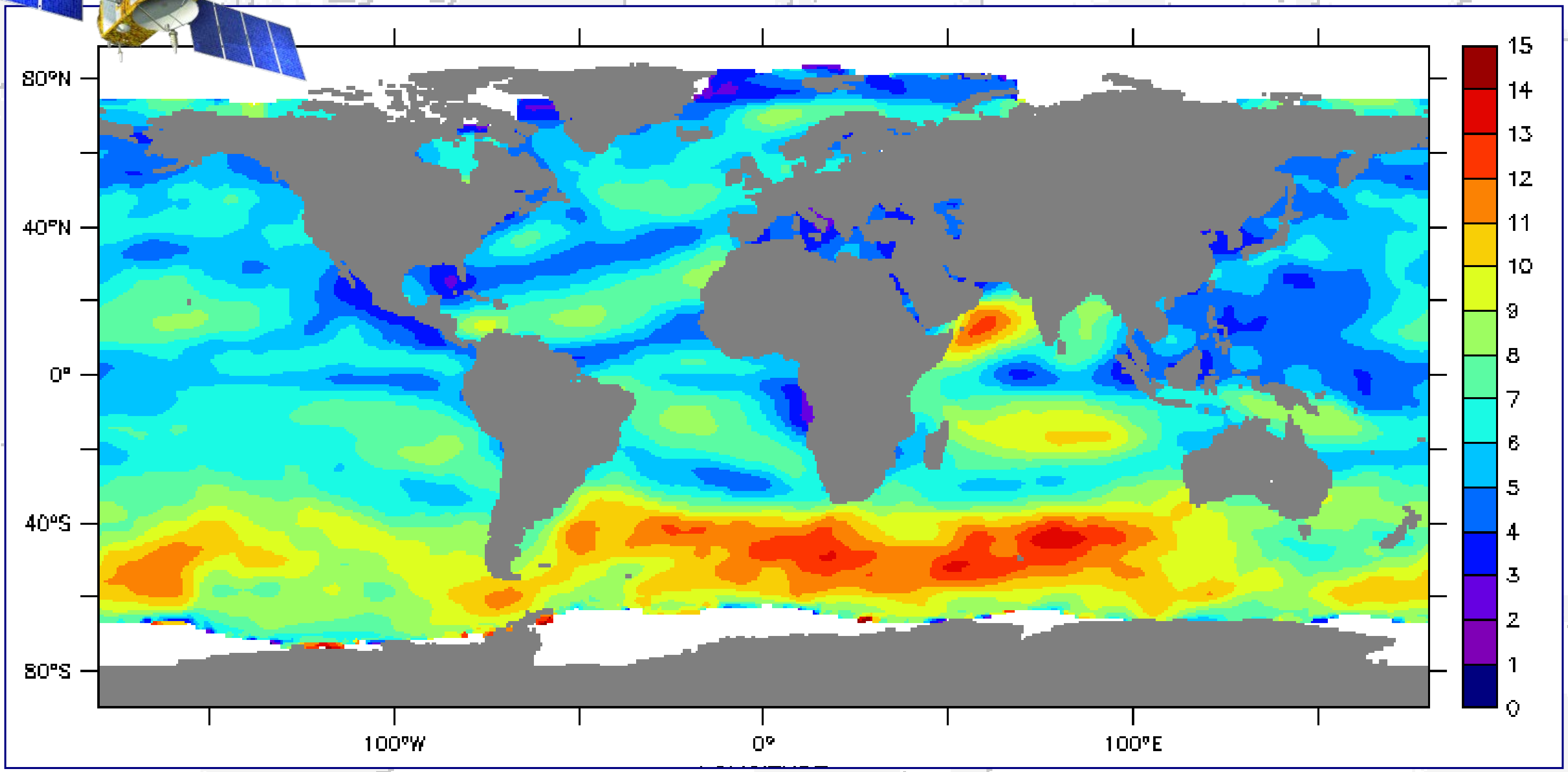






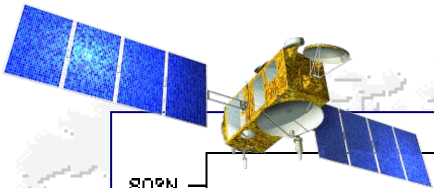
Аномалии уровня моря, рассчитанные по данным альтиметрических измерений спутников TOPEX/Poseidon и Jason-1 вдоль экватора

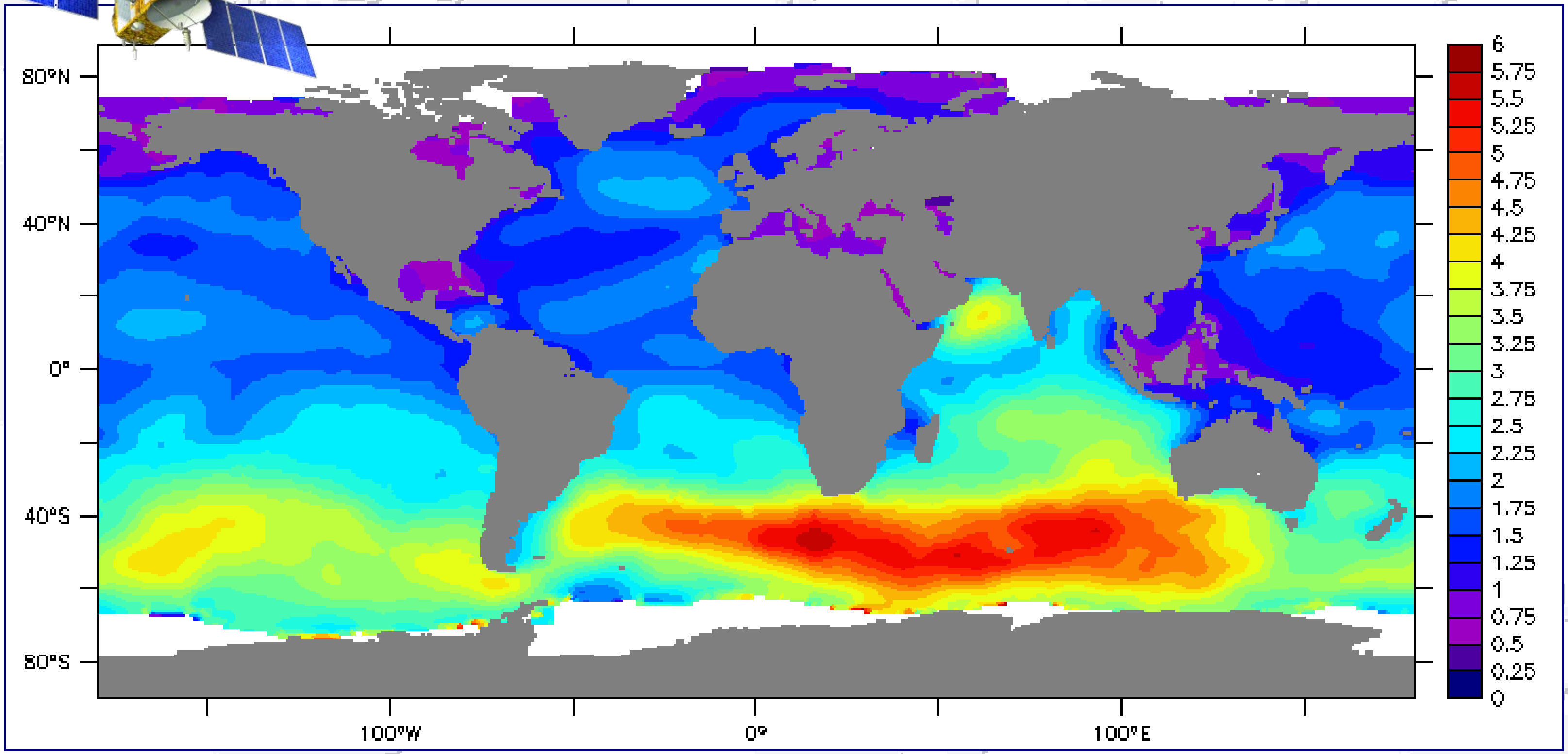
Скорость приводного ветра



Среднемесячная скорость приводного ветра по данным альтиметрических измерений спутника Jason-2 за июль 2012 года

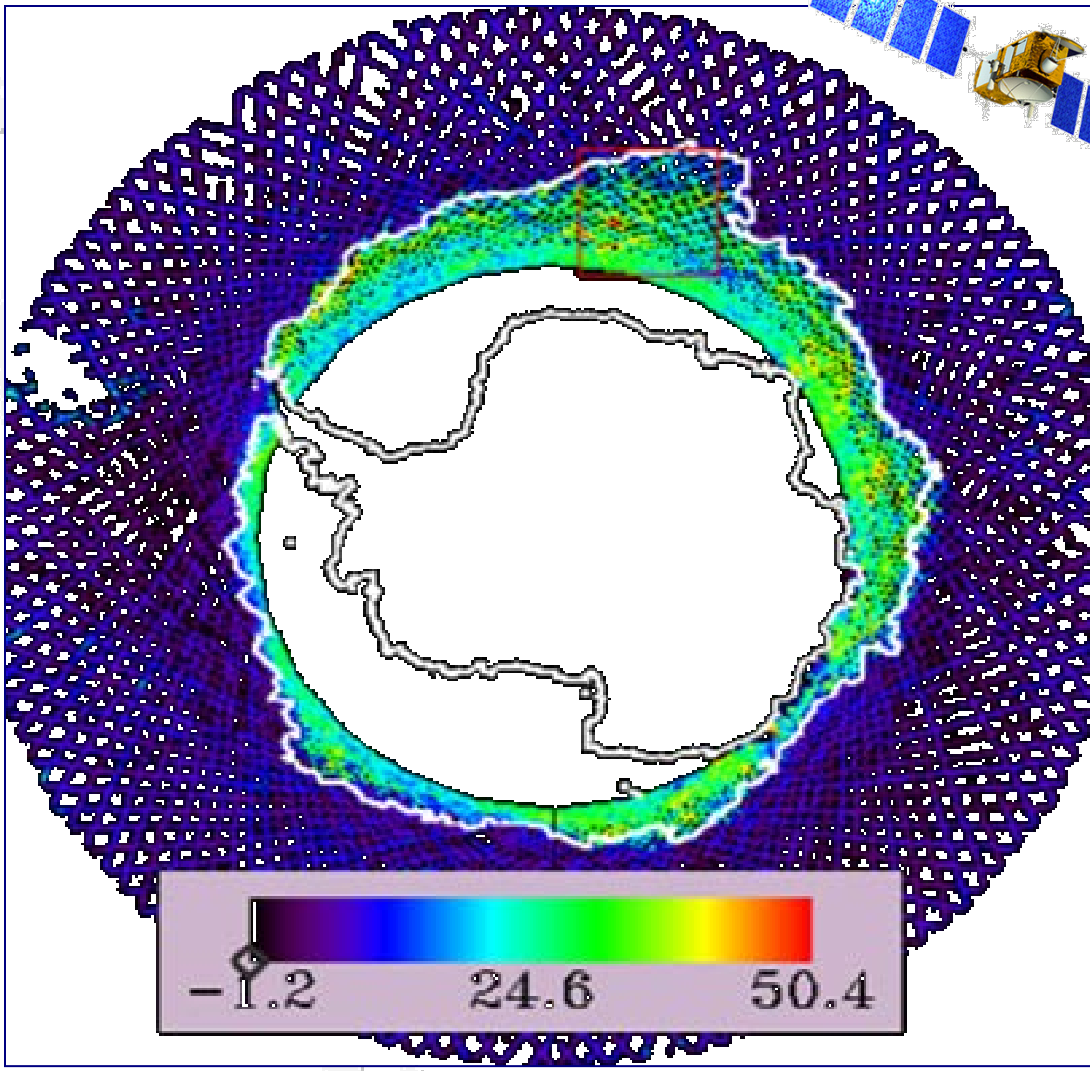
Высоты ветровых волн





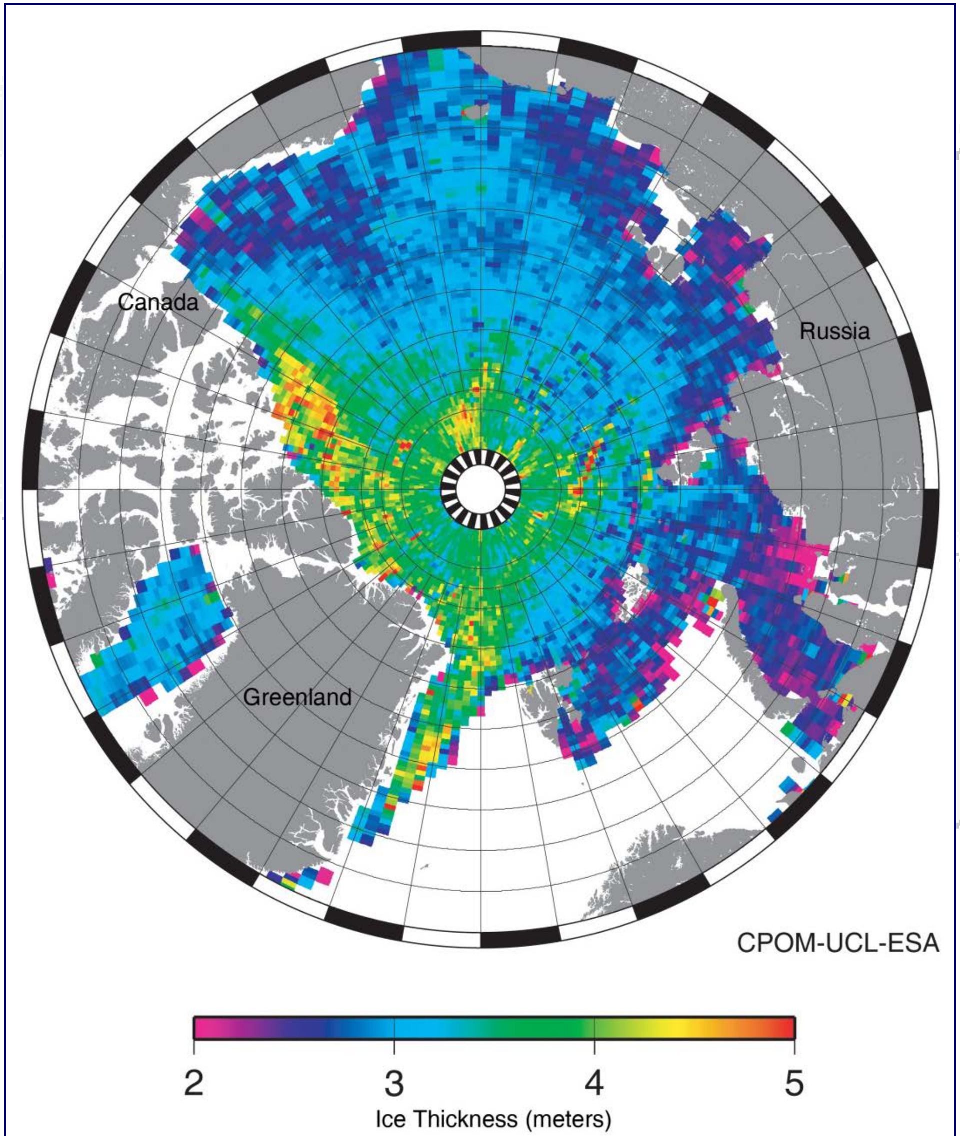
Среднемесячная значимая высота морских волн по данным альтиметрических измерений спутника Jason-2 за июль 2012 года

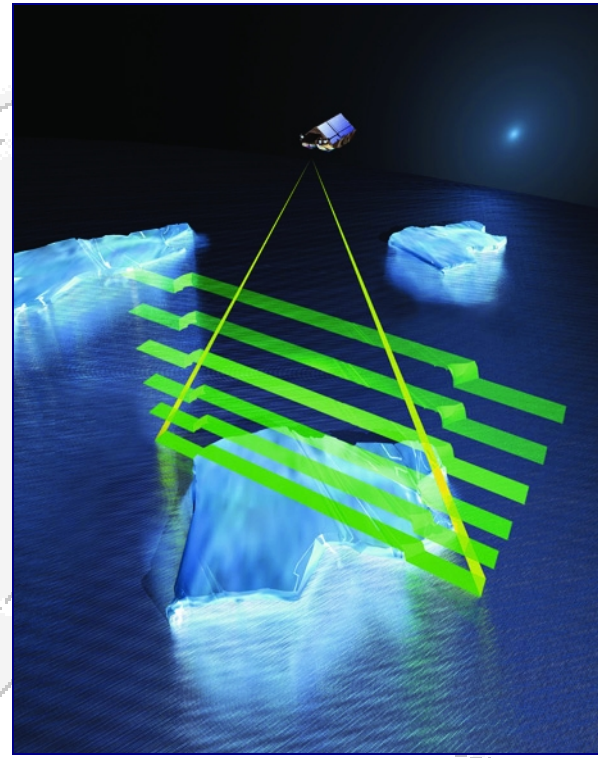
Сплоченность морского льда



Коэффициент обратного рассеяния (Ku диапазон) в Антарктике по данным альтиметрических измерений спутника Jason-2 за 49 цикл (31 октября – 9 ноября 2009 г)

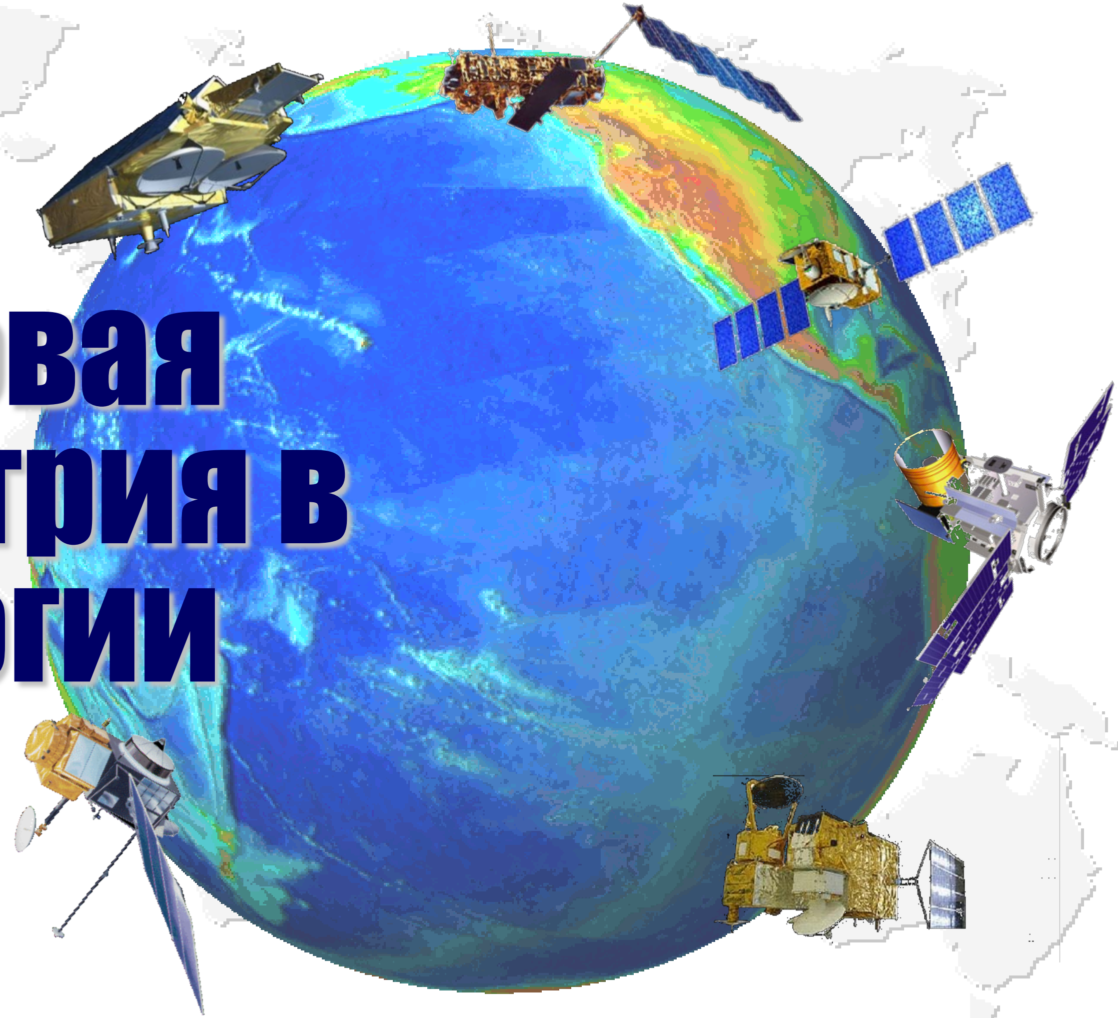
Толщина ледового покрова Арктики





Толщина ледового покрова Арктики в январе-феврале 2011 года по данным Interferometer Radar Altimeter (SIRAL) спутника CryoSat

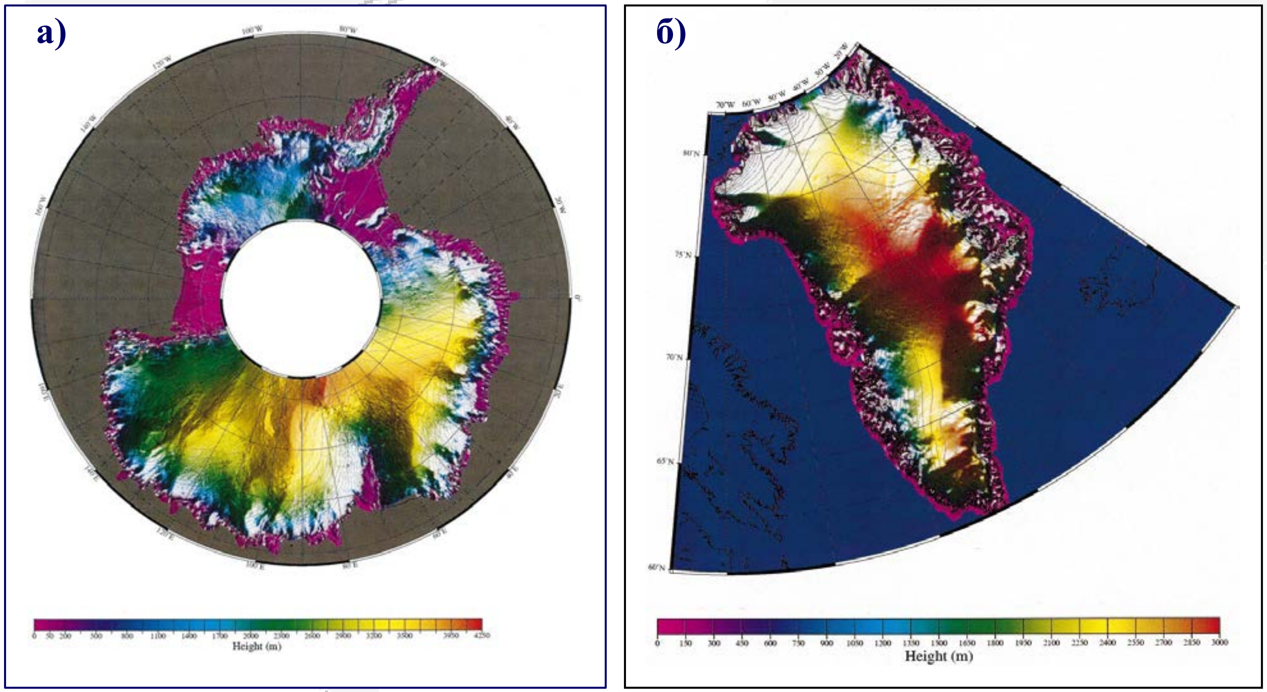
Спутниковая альтиметрия в гляциологии



Седьмая Международная Школа-семинар «Спутниковые методы и системы исследования Земли»
Таруса, 24– 29 февраля 2016 г.

Спутниковая альтиметрия в гляциологии

Точные сведения о топографии ледниковых щитов Антарктиды и Гренландии являются фундаментальной основой для гляциологичесиких исследований. Альтиметрические данные спутника ERS–1 имели большое значение для создания цифровых моделей высот ледникового щита Антарктиды и Гренландии с высоким пространственным разрешением.



Карта ледникового щита Антарктиды (а) и Гренландии (б) с разрешением 2″ по данным геодезической программы спутника ERS–1

В период между 2003 и 2007 гг. ледники Гренландии перемещались быстрее, чем на 100 м в год, утончаясь в среднем на 0,84 м в год

Спутниковая альтиметрия в гидрологии суши

Седьмая Международная Школа-семинар «Спутниковые методы и системы исследования Земли»
Таруса, 24– 29 февраля 2016 г.

Спутниковая альтиметрия в гидрологии суши

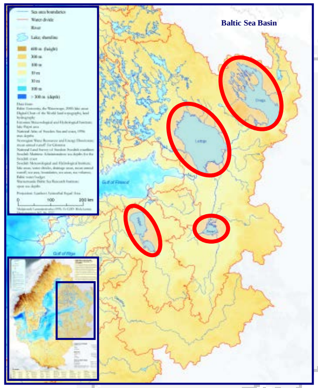
Изучение гидрологического режима крупных озер и рек планеты важно для:

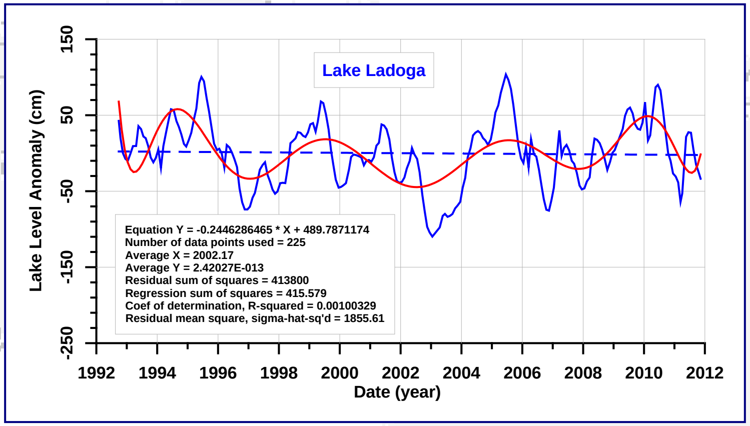
- **оценки запасов пресной воды**
- **изучения водного баланса**
- **анализа климатических и антропогенных изменений**
- **прогноза их гидрологического режима**
- **оценки вероятности природных катаклизмов**

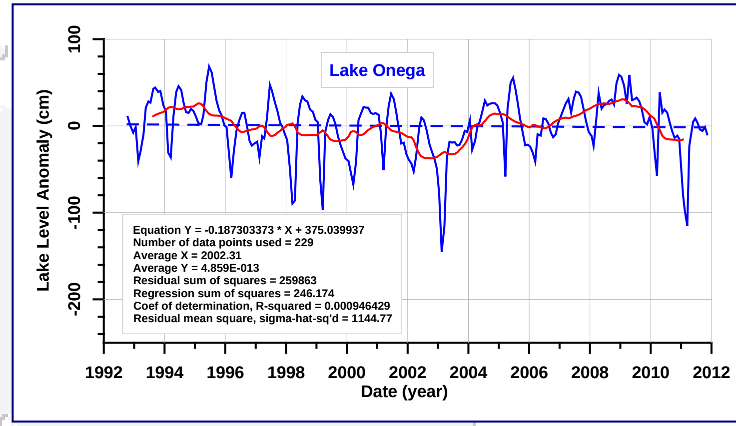
Для некоторых озер и рек гидрологическую информацию об их уровне часто трудно получить из-за недоступности области исследований (бассейн реки Амазонки и некоторых рек Африки, высокогорные озера Тибета и т.д.), малочисленности или отсутствия уровенных постов или запаздывания передачи данных в центр обработки. В этом случае спутниковая альтиметрия имеет огромный потенциал в исследовании временной изменчивости высоты водной поверхности озер, водохранилищ и рек

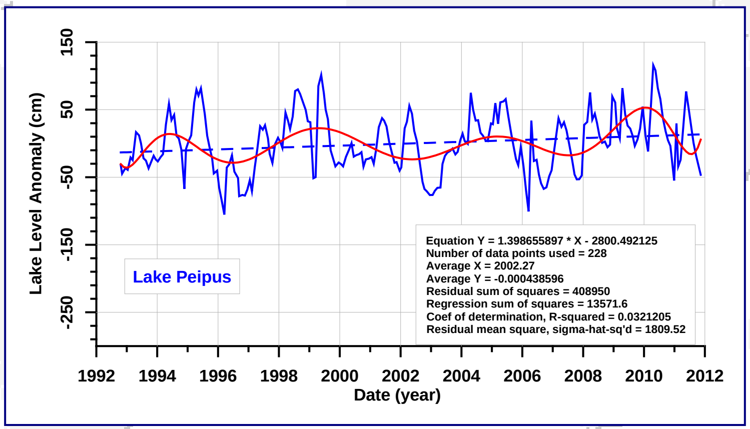
К настоящему времени проведены исследования гидрологического режима более 200 озер , 60 водохранилищ и 25 рек и их бассейнов. Создано три интернет ресурса: «Geodesy, Oceanography et Hydrologie from Space (GOHS)», «USDA Global Reservoir and Lake Monitor» и «River and Lake», на которых собраны результаты исследования временной изменчивости уровня воды по данным спутниковой альтиметрии

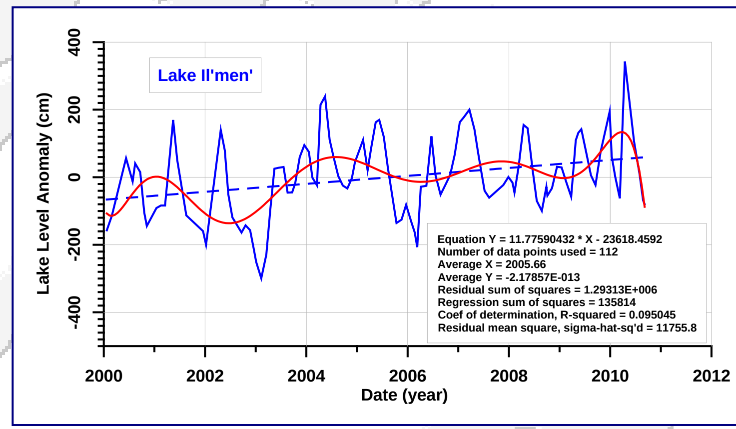
Уровенный режим крупнейших озер северо-запада России











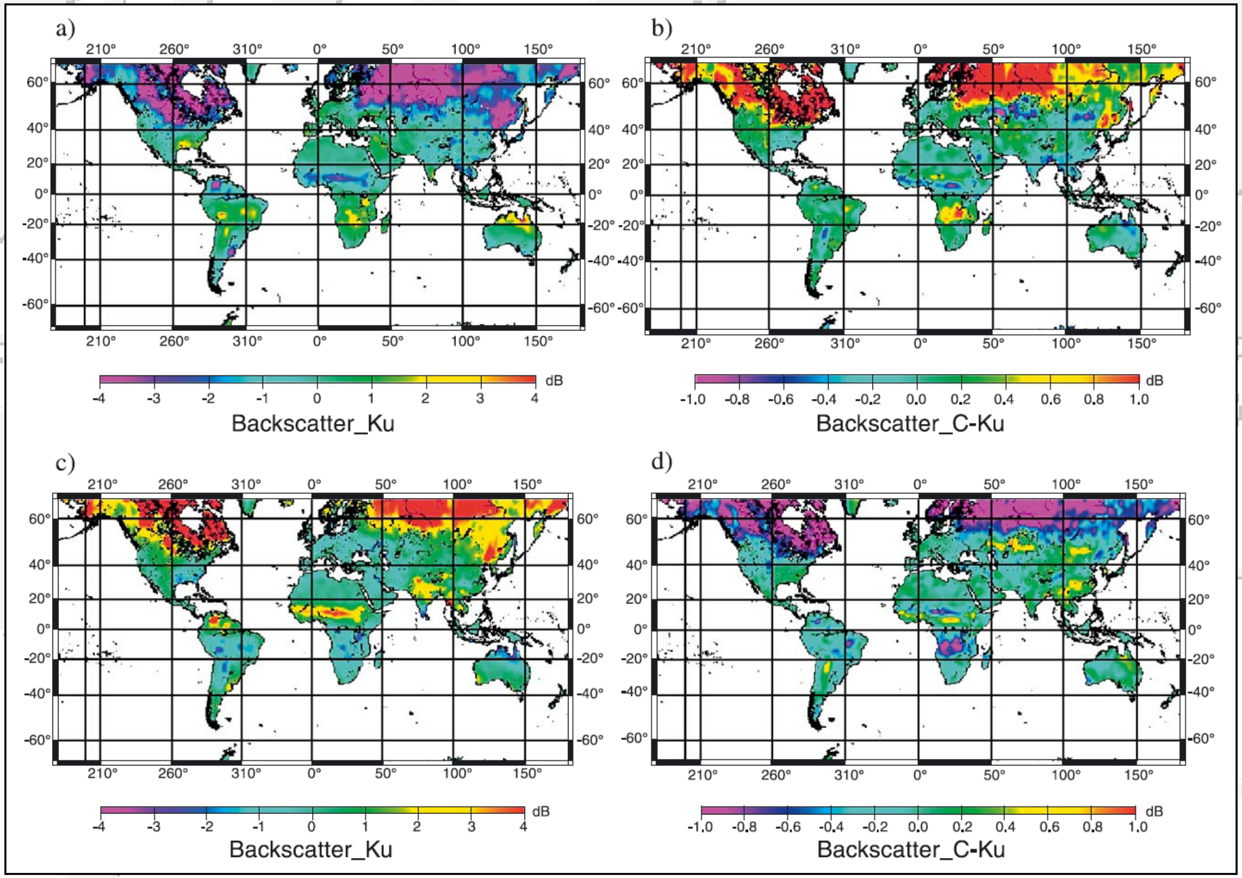
Временная изменчивость уровня крупнейших озер северо-запада России по данным альтиметрических измерений спутников TOPE/Poseidon и Jason-1/2

Спутниковая альтиметрия в ландшафтоведение

Седьмая Международная Школа-семинар «Спутниковые методы и системы исследования Земли»
Таруса, 24– 29 февраля 2016 г.

Спутниковая альтиметрия в ландшафтоведение

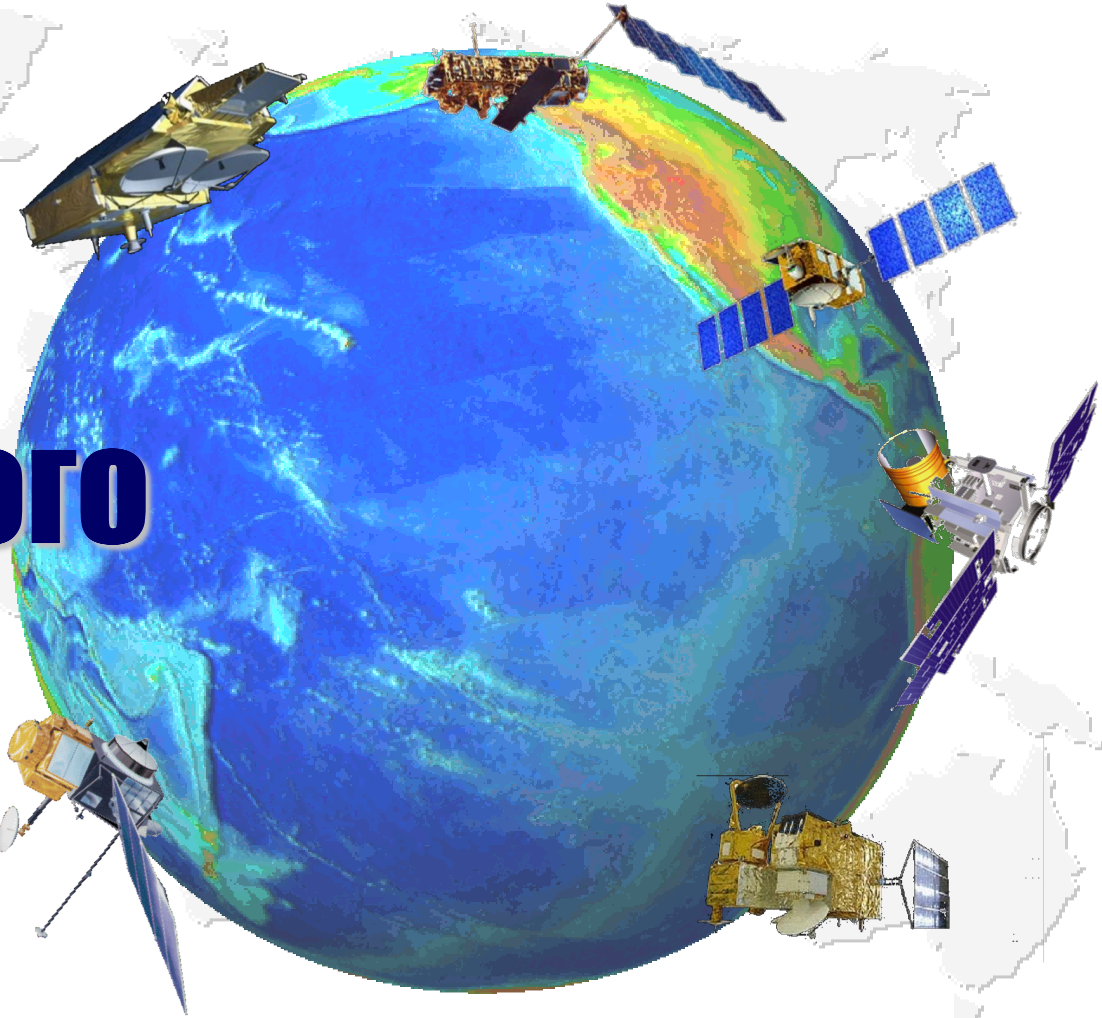
Анализ сезонных аномалий коэффициента обратного рассеяния по данным спутника T/P показал, что значительные колебания наблюдаются в регионах, которые покрыты зимой снегом (выше 55° с.ш).



Карты сезонного сигнала коэффициента обратного рассеяния (дБ) альтиметра спутника TOPE/Poseidon (332 цикла): (a-b) декабрь, январь, февраль и (c-d) июнь, июль, август

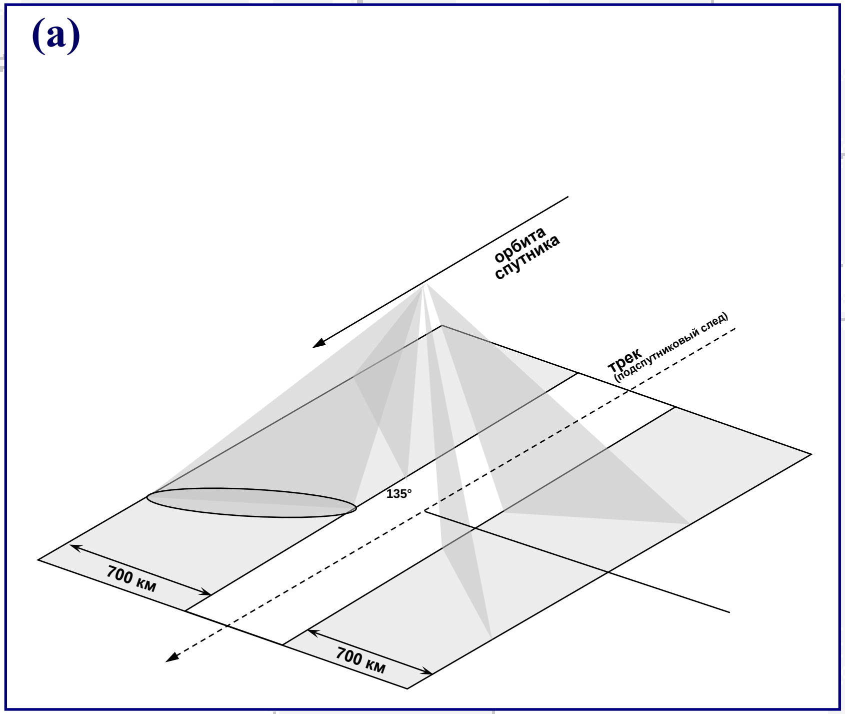
Спасибо за внимание

Скорость приводного ветра

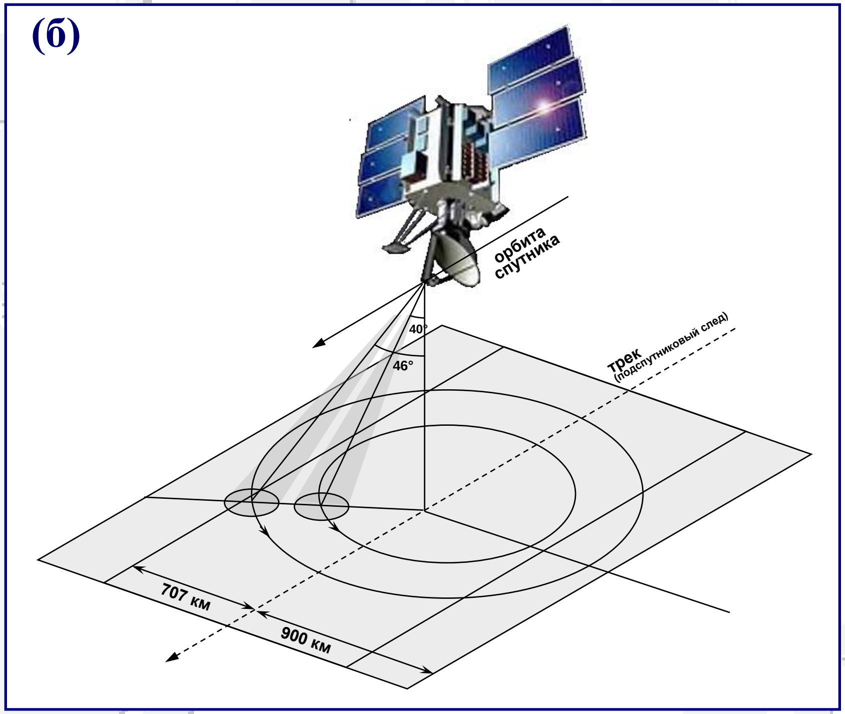


Скорость и направление приводного ветра
Спутниковая скаттерометрия

(а)

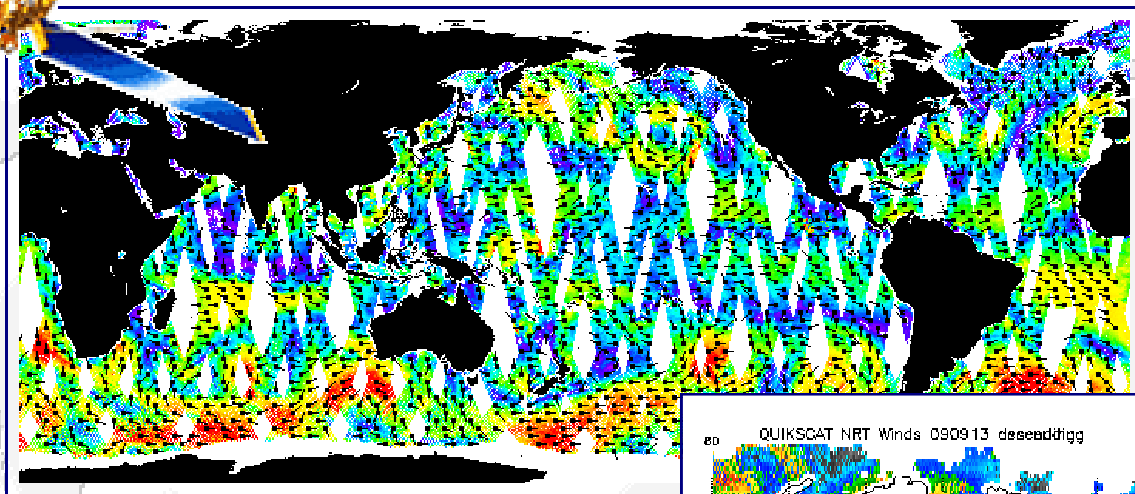


(б)

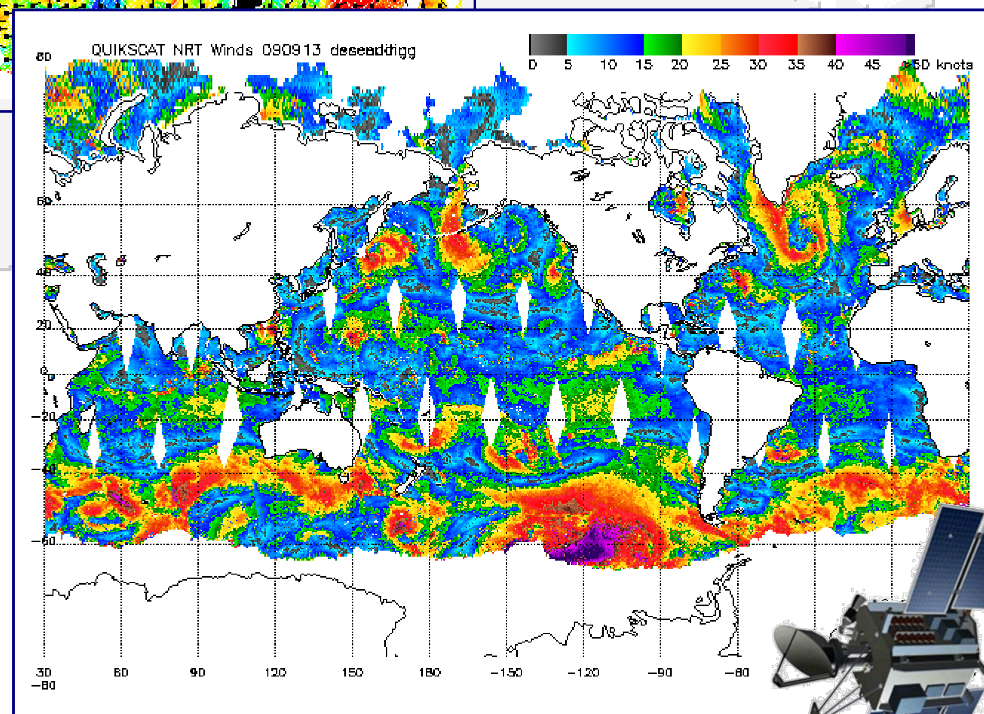


Геометрия обзора: (а) – скктерометра SASS с фиксированным угловым положением антенн относительно направления движения спутника SEASAT и (б) – скктерометра SeaWinds спутников QuikSCAT и ADEOS-II, осуществляющего коническое сканирование двумя узкими лучами

Скорость приводного ветра

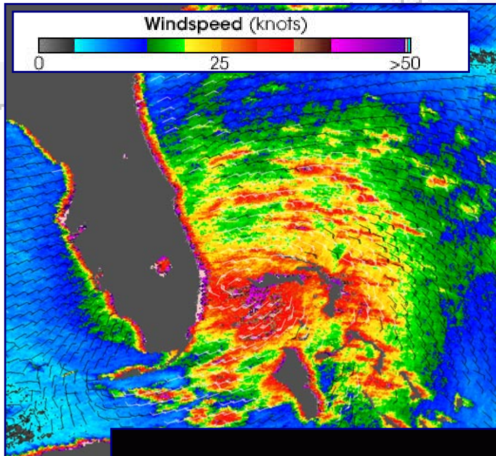


Скорость приводного ветра по данным скаттерометра NSCAT спутника ADEOS-I на 24 мая 1997 года



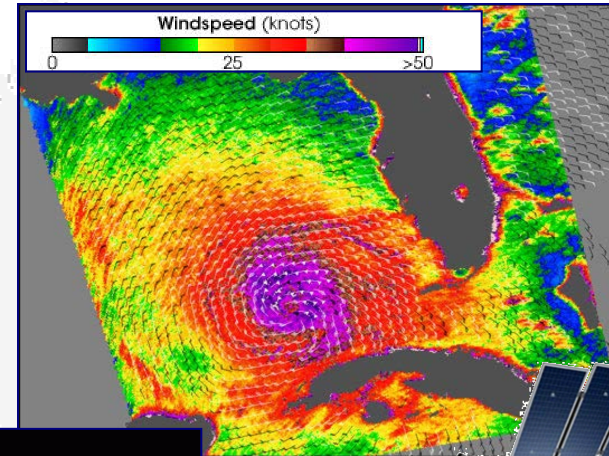
Скорость приводного ветра по данным скаттерометра SeaWinds спутника QuikSCAT на 13 сентября 2009 года

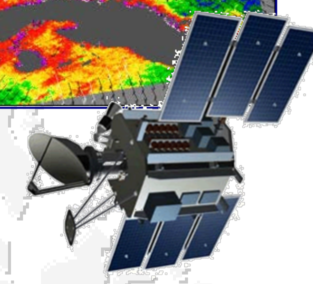
Скорость приводного ветра
Тропические ураганы

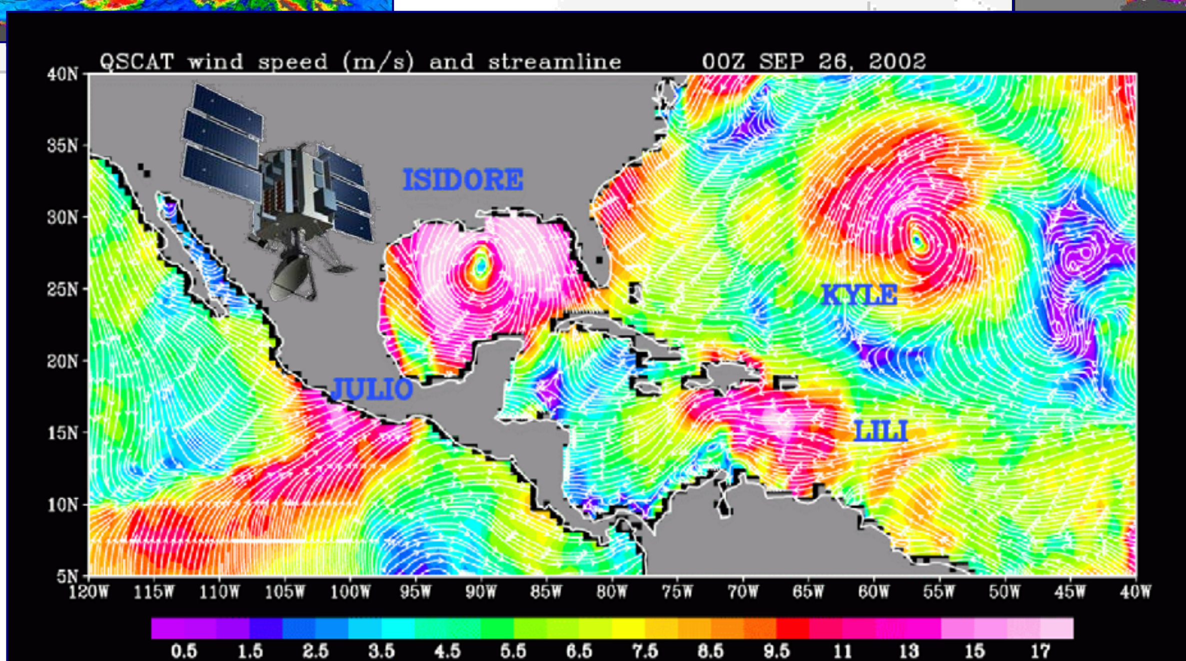


Ураган Катрина по данным скаттерометра SeaWinds спутника QuikSCAT
на 25 августа 2005 года

Ураган Рита по данным скаттерометра SeaWinds спутника QuikSCAT
на 21 сентября 2005 года







Система тропических ураганов (Келли, Исидор, Лили и Хулио) по данным скаттерометра SeaWinds спутника QuikSCAT
на 26 сентября 2002 года

Спасибо за внимание

Седьмая Международная Школа-семинар «Спутниковые методы и системы исследования Земли»
Таруса, 24– 29 февраля 2016 г.