

Формирование температурных аномалий в пикноклине прибрежной зоны северо-западной части Японского моря (по измерениям автономного профилографа «Аквалог» и данным дистанционного зондирования)

Трусенкова О.О.<sup>1</sup>, Островский А.Г.<sup>2</sup>,  
Лазарюк А.Ю.<sup>1</sup>, Ладыченко С.Ю.<sup>1</sup>, Лобанов В.Б.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Тихоокеанский океанологический институт  
им. В.И. Ильичева ДВО РАН

<sup>2</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН

*18-я Всероссийская Открытая конференция  
«СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ  
ИЗ КОСМОСА», 16–20 ноября 2020 г., г. Москва, ИКИ РАН.*

СЕКЦИЯ Е: Дистанционные исследования поверхности океана и ледяных покровов. Стендовый доклад

# Введение

Работа продолжает исследования нестационарных процессов, протекающих в пикноклине прибрежной зоны северо-западной части Японского моря.

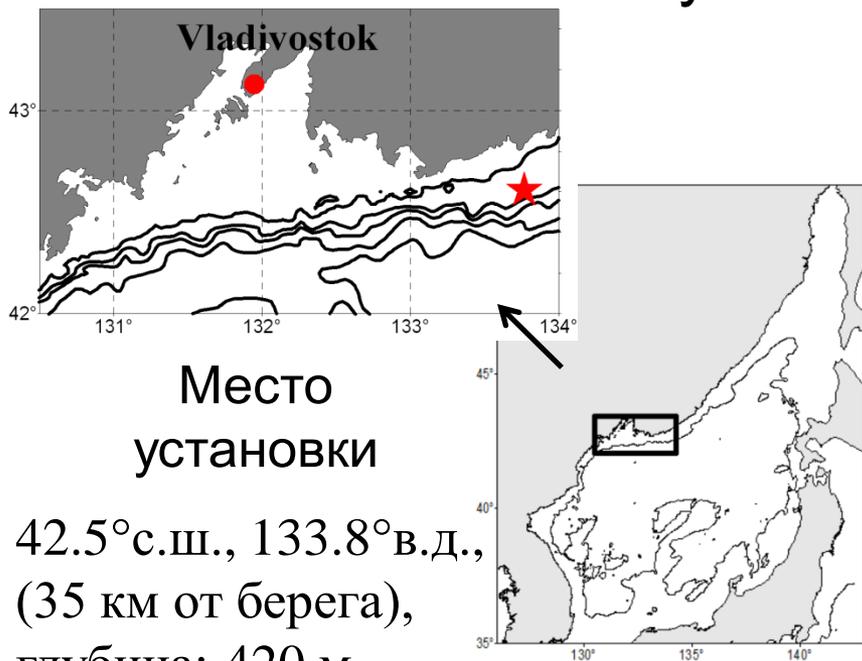
Используются данные сканирующего профилографа «Аквалог», установленного на континентальном склоне у побережья юго-восточного Приморья в апреле – октябре 2015 г. Уникальные для этого района данные с высокой дискретностью во времени (6 час.) и по вертикали (1 м) делают возможным выявление статистических закономерностей.

Ранее было выявлено, что термохалинные аномалии в верхней части профилируемого слоя связаны с прохождением динамических структур синоптического масштаба, в нижней части – с колебаниями пикноклина (Трусенкова и др., 2019).

**Целью работы является**

статистически обоснованная оценка глубины, разграничивающей температурные аномалии разной природы.

# Район исследования: склон у юго-восточного побережья Приморья



Динамически активная зона: на юго-запад следует холодное Приморское течение, в системе которого формируются склоновые антициклонические вихри, с юга и востока переносятся теплые воды.

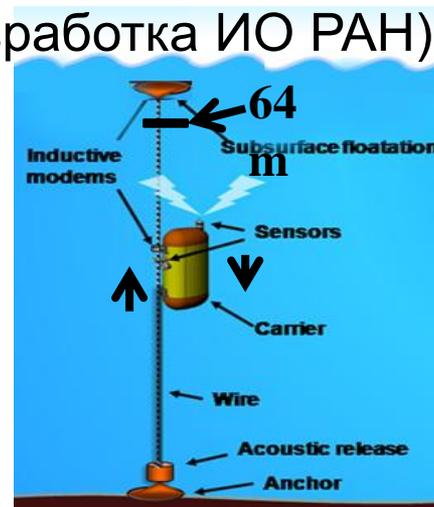
Автономный сканирующий  
профилограф «Аквалог»  
(разработка ИО РАН)

## Данные

Т и S, 18 апреля –  
14 октября 2015 г.,  
1 м по глубине,  
6 час. по времени.

AVHRR/NOAA (1 км);  
VIIRS/Suomi-NPP (375 м).

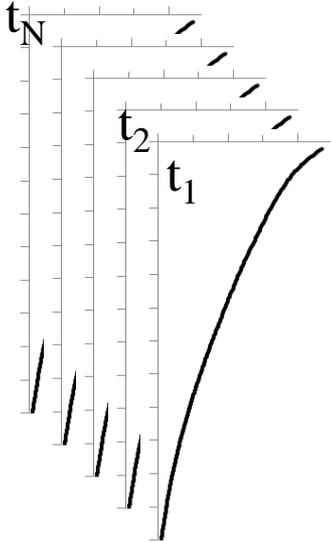
$D_{27.15}$  – глубина поверхности  $\sigma = 27.15 \text{ кг/м}^3$ ,  
индикатор глубины залегания пикноклина.



(Островский и др., 2013)

# Метод

ЭОФ-анализ в осях глубина ( $\Delta h=1$  м) – время ( $\Delta t=6$  час.).



$$X(d_M, t) = \sum A_k(d_M) \cdot B_k(t), \text{ где}$$

$X(d_M, t)$  – набор вертикальных профилей,

$A_k(d_M)$  – ЭОФ (вертикальные профили),

$B_k(t)$  – временные главные компоненты (ГК).

$k=1, 2, \dots, N$  – временные отсчеты,

$d_i$  – профили,  $i = 1, \dots, M$ .

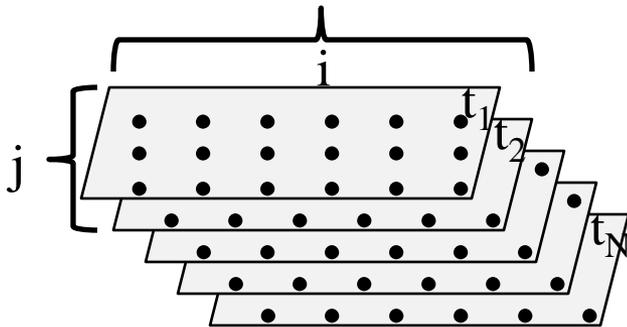
$R_k = \text{corr}(X, B_k)$  – дает оценку значимости,

$N^* = 17-20$  – число степеней свободы,

$R^* = 0.42-0.46$  – 96%-й уровень значимости.

Для сравнения:

традиционный ЭОФ-анализ пространственно-временных полей



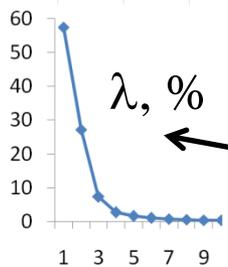
$$X(r_{ij}, t) = \sum A_k(r_{ij}) \cdot B_k(t), \text{ где}$$

$X(r_{ij}, t)$  – исходные поля,  $A_k(r_{ij})$  – ЭОФ,

$B_k(t)$  – временные ГК.

$k=1, 2, \dots, N$  – временные отсчеты,

$r_{ij}$  – точки поля,  $i \times j = M$ .

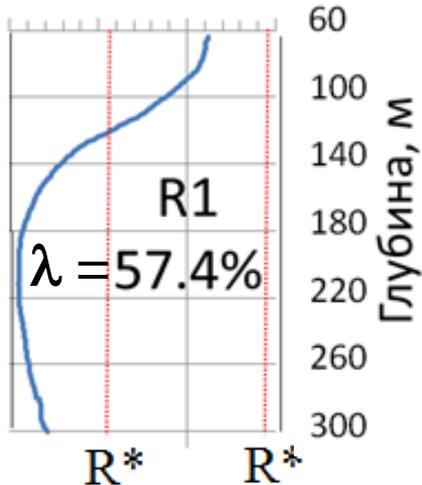


# ЭОФ нормированных аномалий температуры

Значимы 2 старшие моды: ЭОФ1 и ЭОФ2.

R -1.0 -0.5 0.0 0.5

## ЭОФ1

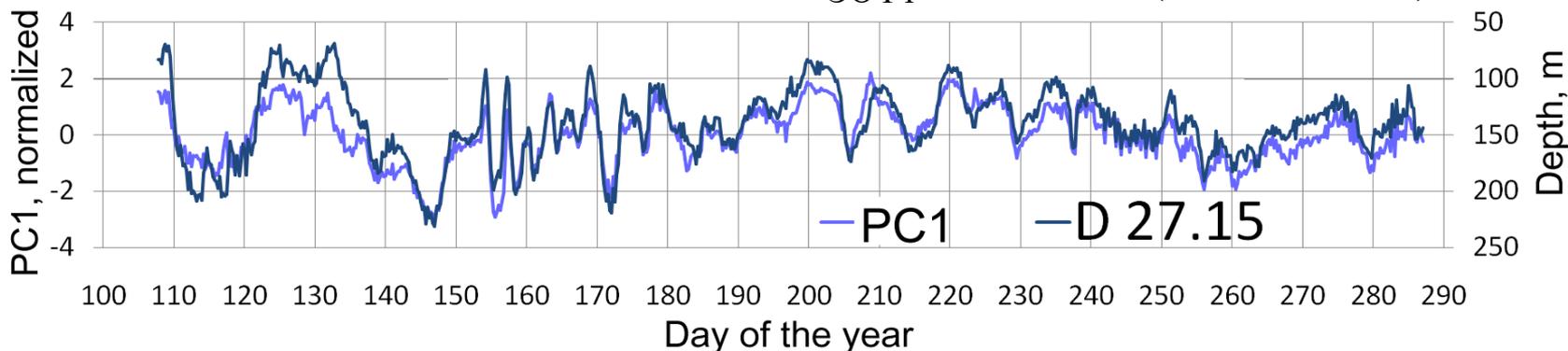


ЭОФ1: значима глубже 120 м, экстремум на 180–220 м, ГК1 соответствует  $D_{27.15}$ :

$$R_{(PC1 - D_{27.15})} = -0.87.$$

$D_{27.15}$  опускается, ГК1 (PC1) < 0 и уменьшается,  $T_{ЭОФ1}$  увеличивается (т.к. ЭОФ1 < 0) и наоборот.

Аномалия  $\Delta T_{ЭОФ1} \sim 0.8-1^\circ\text{C}$  (для ГК1 = 1).



Мода 1: вертикальные смещения: рост  $T$  (и уменьшение  $S$ ) при опускании изопикнических слоев, а при поднятии – обратные изменения.

## ЭОФ2

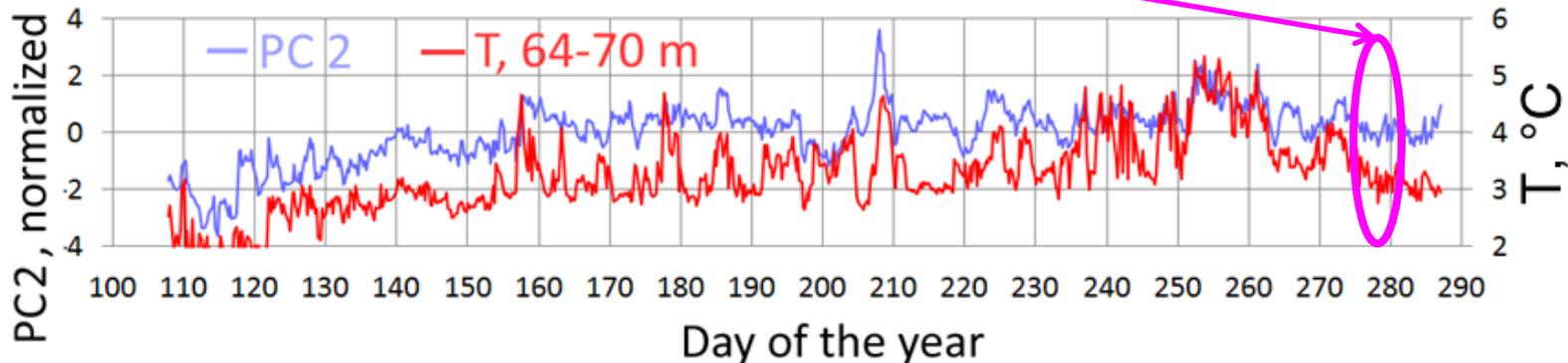
ЭОФ2: значима выше 150 м, максимум на 90–100 м, соответствует T на глубине 64 м:  $R_{(PC2 - T_{64-70})} = 0.77$ .

$T_{64-70}$ , ГК2 (PC2) и  $T_{ЭОФ1}$  увеличиваются/уменьшаются одновременно.

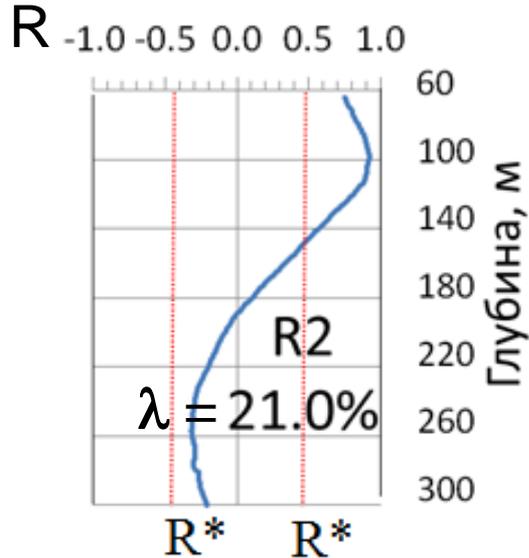
Аномалия  $\Delta T_{ЭОФ2} \sim 0.7-0.9^\circ\text{C}$  (для ГК2 = 1).

Мода 2: адвекция инородных вод в верхнем слое, проявляется как в  $T_{64-70}$ , так и в ГК2.

Исключение: апвеллинг в начале октября (Трусенкова и др., 2019): есть в  $T_{64-70}$ , нет в ГК2, т.к. ядро моды лежит на глубине 90–100.

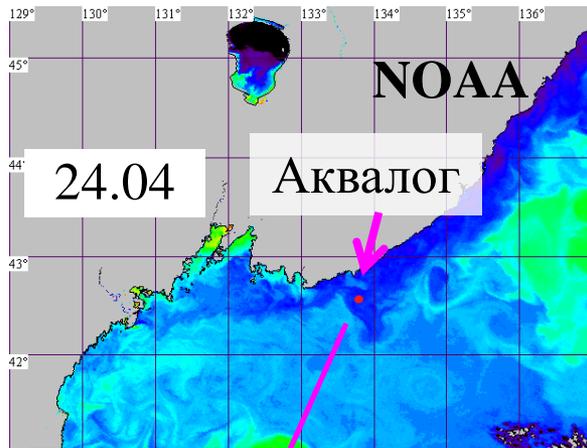


**Граница** между слоями с разным характером изменчивости T: **120–150 м**

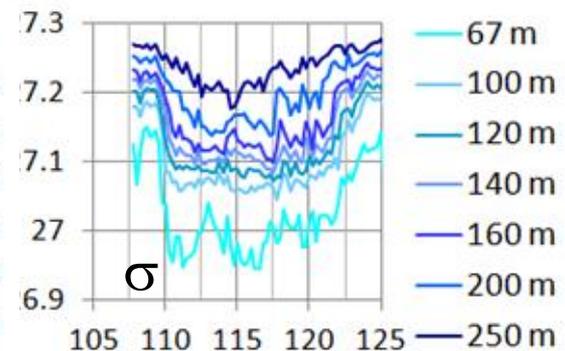
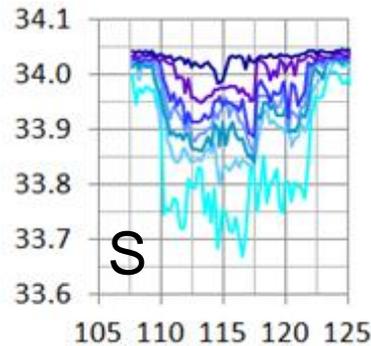


# Динамические структуры по спутниковым данным

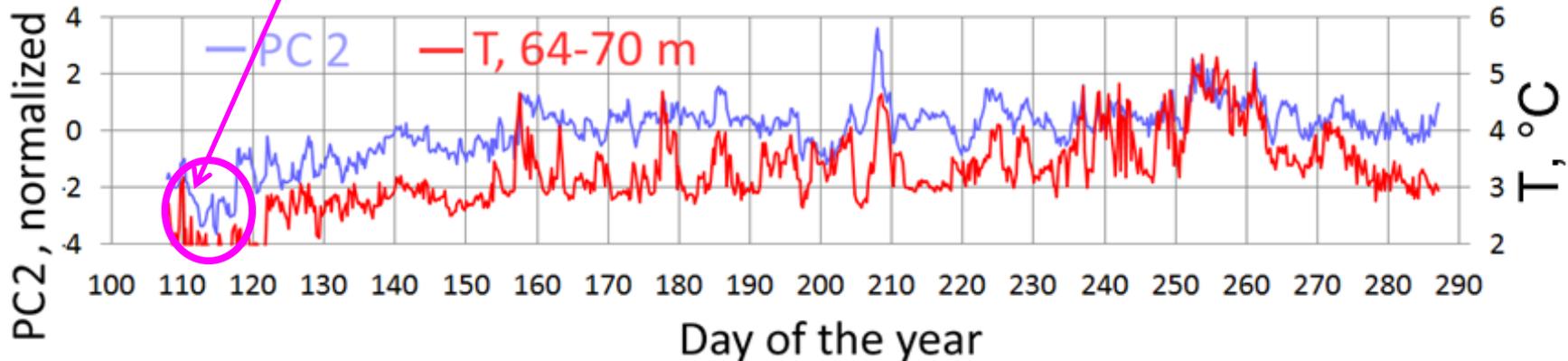
## Вторжение Приморского течения (21 апреля – 1 мая; 111 – 121 сутки)



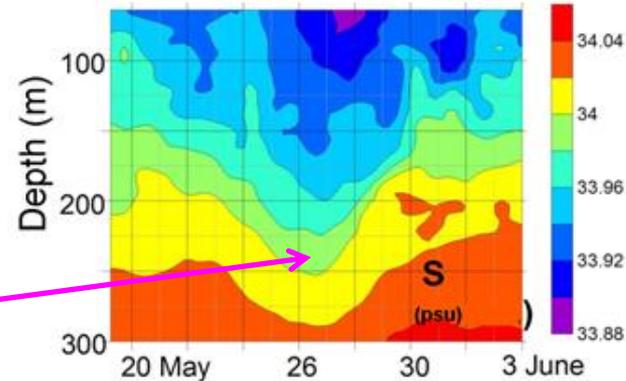
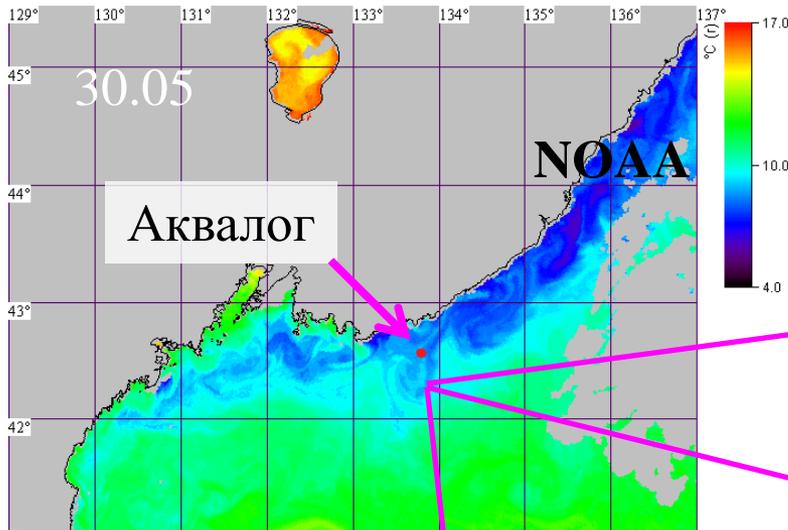
Синим – холодные, голубым и желто-зеленым – теплые воды.



Холодные воды пониженной солености и плотности в верхнем слое (до 150-200 м).



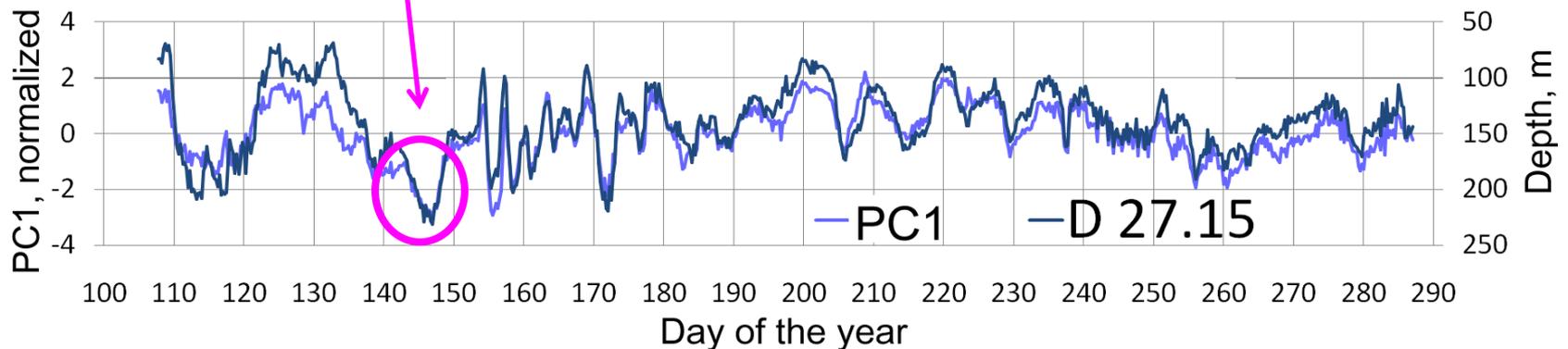
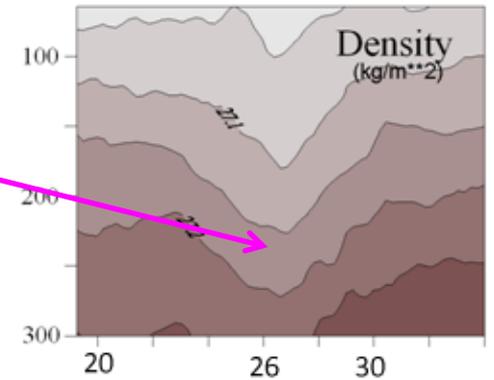
# Крупный АЦ вихрь в конце мая – начале июня



Пониженная  $T$ ,  
 $S$  и  $\sigma$  в вихре.

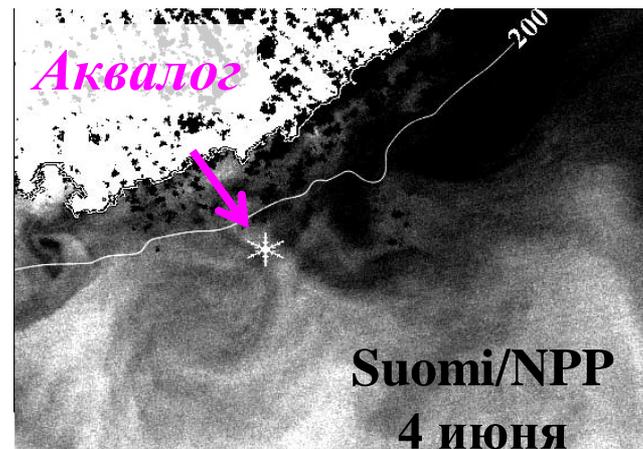
Синим – холодные, голубым, желто-зеленым и красным – теплые воды.

Опускание изопикнических слоев в вихре – ЭОФ1.

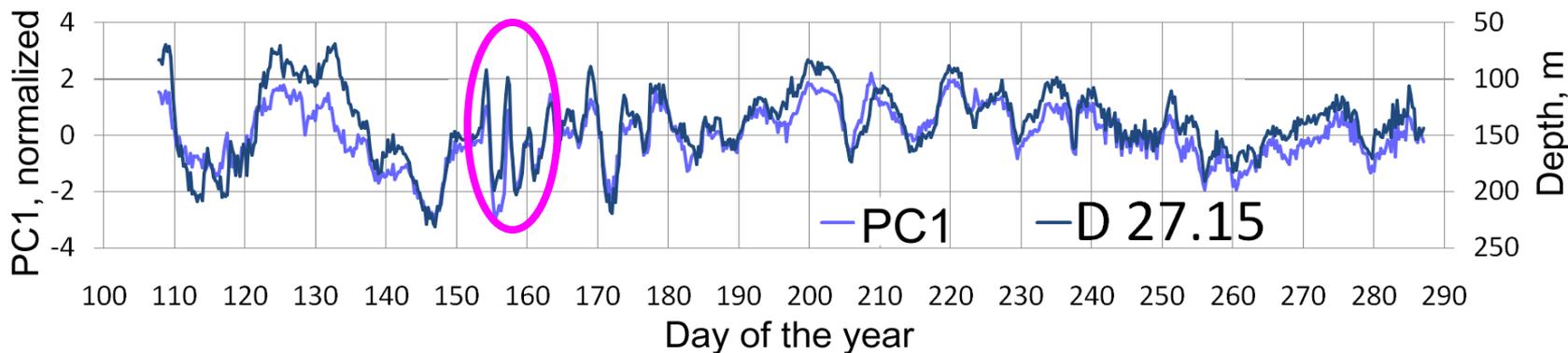


# Мезомасштабные динамические структуры в тылу АЦ вихря (начало июня)

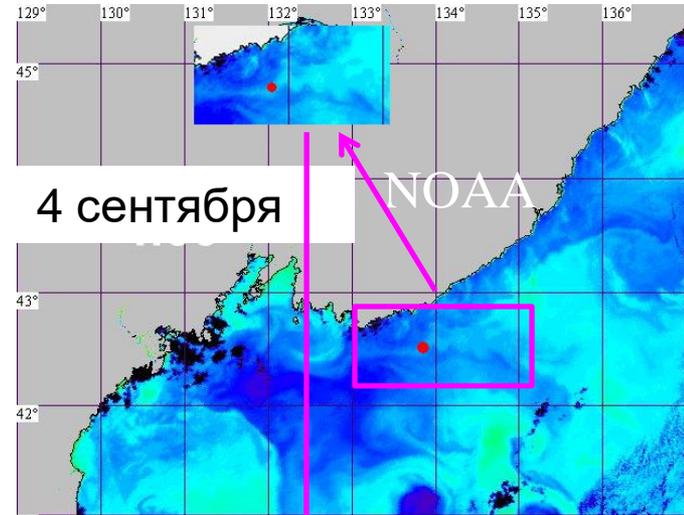
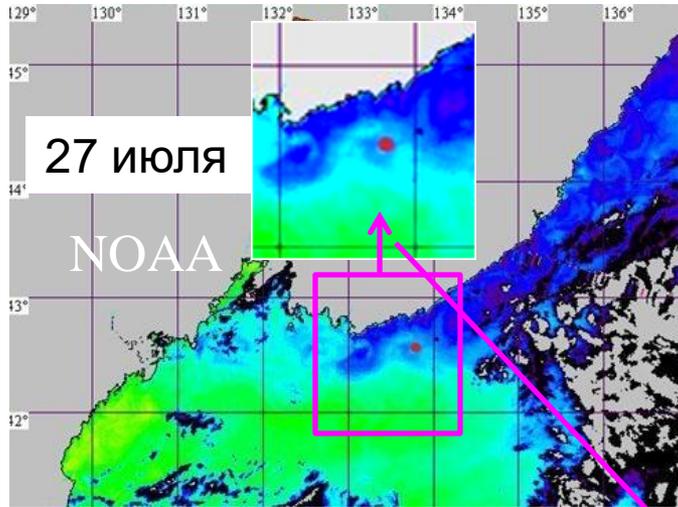
Значительные колебания пикноклина после  
прохождения крупного АЦ вихря:  
3 и 8 июня (154 и 159 сутки) – подъем  
пикноклина, 4 июня (155 сутки) – опускание.



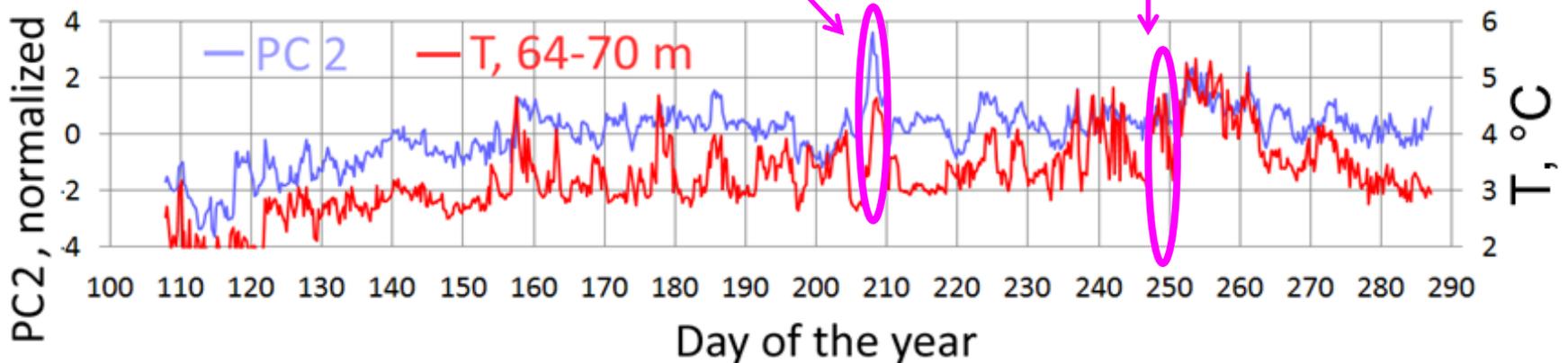
Темным – холодные,  
светлым – теплые воды.



# Адвекция трансформированных субтропических вод с юга (27 июля – 208 сут.) и с востока (4 сентября – 247 сут.)



Синим – холодные, голубым и желто-зеленым – теплые воды.



## Выводы

Аномалии температуры в верхнем слое профилирования связаны с горизонтальной адвекцией инородных вод, о чем свидетельствует анализ спутниковых изображений. Эта изменчивость описывает пятую часть дисперсии данных.

В нижнем слое аномалии температуры связаны с вертикальными колебаниями пикноклина, что подтверждается их соответствием смещению изопикнических слоев. Эта изменчивость описывает более половины дисперсии данных.

Граница между слоями с различным характером температурной изменчивости находится на глубине 120–150 м.

## Публикации по теме:

1. Лазарюк А.Ю., Каплуненко Д.Д., Островский А.Г., Лобанов В.Б., Трусенкова О.О., Ладыченко С.Ю. Экспериментальные исследования изменчивости термохалинной структуры вод над континентальным склоном северо-западной части Японского моря // Океанологические исследования. 2017. № 45. С. 33-51.
2. Трусенкова О.О., Лазарюк А.Ю., Островский А.Г., Лобанов В.Б., Каплуненко Д.Д. Короткопериодная изменчивость вертикальной стратификации вод на континентальном склоне в районе залива Петра Великого (Японское море) // Вестник ДВО РАН. 2018. № 1. С. 49-59.
3. Трусенкова О.О., Лазарюк А.Ю., Островский А.Г., Ладыченко С.Ю., Лобанов В.Б. Короткоживущие неоднородности гидрофизических характеристик в районе к востоку от зал. Петра Великого, Японское море (по данным профилографа «Аквалог») // Океанография залива Петра Великого: сборник научных статей по материалам 4-й региональной конференции, 15–16 мая 2018 г., ДВНИГМИ, Владивосток, Россия. Владивосток, Дальнаука, 2018. С. 126-134.
4. Трусенкова О.О., Островский А.Г., Лазарюк А.Ю., Ладыченко С.Ю., Дубина В.А., Лобанов В.Б. Водообмен у южного побережья Приморья в Японском море по спутниковым данным и долговременным контактными измерениям // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2019. Т. 16. № 2. С. 196-206.
5. Трусенкова О.О., Островский А.Г., Лазарюк А.Ю., Лобанов В.Б. Характер изменчивости термохалинной структуры вод над континентальным склоном северо-западной части Японского моря у побережья Приморья // Океанологические исследования. 2019. Т. 47. № 3. С. 188–205.
6. Трусенкова О.О., Островский А.Г., Лазарюк А.Ю., Лобанов В.Б. Эволюция термохалинной стратификации северо-западной части Японского моря: синоптическая изменчивость и внутригодовые колебания // Океанология (в печати).