



МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение  
высшего образования  
«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ  
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Кафедра метеорологических прогнозов

**ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА**  
(бакалаврская работа)

На тему Анализ и прогноз полей метеорологических величин в Мавритании

Исполнитель Моктар Мохамед  
(фамилия, имя, отчество)

Руководитель кандидат физико-математических наук  
(ученая степень, ученое звание)

Анискина Ольга Георгиевна  
(фамилия, имя, отчество)

«К защите допускаю»  
Заведующий кафедрой

(подпись)

доктор физико-математических наук, доцент  
(ученая степень, ученое звание)

Дробжева Яна Викторовна  
(фамилия, имя, отчество)

6 июня 2018 г.

Санкт-Петербург  
2018

## Содержание

	стр.
Введение.....	4
Цель исследования.....	4
Задачи исследования.....	4
1. Климат Мавритании.....	6
1.1. Температура воздуха.....	6
1.2. Давление воздуха.....	7
1.3. Центры действия атмосферы.....	8
1.4. Внутритропический фронт и типы погоды.....	9
1.5. Сезонное перемещение фронта по широтам.....	11
2. Подходы для изучения апвеллинга.....	13
2.1. Динамический подход.....	13
2.1.1. Определяющая система уравнений для Апвеллинга.....	13
2.1. Упрощающие предположения.....	13
2.1.3. Баланс термического ветра.....	15
2.1.4. Решение уравнений.....	18
2.1.5. Функция тока.....	20
2.2. Модель Экмана.....	21
2.2.1. Влияние широты на апвеллинг.....	23
2.2.2. Циркуляция в апвеллинге: трехмерная структура.....	24
2.3.1. Термический подход к изучению Апвеллинга.....	30
2.3.2. Вычисление показателей прибрежного апвеллинга исходя из данных температуры поверхности моря в Мавритании и в Сенегале.....	35
2.4. Тенденции и соответствующие параметры динамики апвеллинга.....	43
3. Исследование пространственно-временного распределение интенсивности Апвеллинга у берегов Мавритании.....	48
3.1. Постановка задачи.....	48
3.2. Расчёты интенсивности Апвеллинга.....	48

3.3. Влияние наличие Апвеллинга на поле температур.....	55
3.4 Влияние наличие Апвеллинга на поле Давление.....	58
3.5 Сравнение прогностического поле температуры с реально наблюдаемым..	59

## Введение

Апвеллинг явление морское, которое возникает из за наличие определённой конфигурации в поле ветра что позволяет его рассматривать с метеорологической точки зрения как результат действие данного параметра.

У изучения данного явления могут быть различные применения, самым очевидным является выявления периодов года в которых уместно занятие рыболовством и периодов в которых необходимо дать пелагическим ресурсам восстановится.

В области Метеорологии, как будет показано дальше прибрежный апвеллинг приводит к уменьшению температуры поверхности океана, что неизбежно приведёт к увеличению горизонтального градиента температуры у земли а так же взаимное расположение изотерм увеличивая вертикальный градиент температуры и тем самым усиливая бризового ветер.

С другой стороны то же самое уменьшение температуры поверхности океана с учётом того что горячий воздух имеет большой запас влаги, том смысле что имеет большую абсолютную влажность и даже незначительное уменьшение температуры приводит к образованию значительного избытка влажности, что безусловно приведёт к уменьшению дальности видимости, не говоря уже о возможности образования дымок и туманов [8].

Таким образом Апвеллинг можно считать краеугольным для понятия прибрежных процессов и может быть потерянным звеном который обеспечивал бы качественный прогноз погоды.

Цель исследования: Улучить качество прогноза в Мавритании путём изучения и учёта при прогнозе явления апвеллинга.

Задачи исследования:

1. Выявить пространственно-временное распределение интенсивности апвеллинга в морских водах Мавритании.
2. Сопоставить интенсивность апвеллинга с полем давлении воздуха

3. Выявить влияние апвеллинга на изменение барической топографии.
4. Сопоставить интенсивность апвеллинга с полем ветра.
5. Выявить влияние апвеллинга на изменение конфигурации поле ветра.
6. Сопоставить интенсивность апвеллинга с полем температуры у прибрежных районов.
7. Выявить влияние апвеллинга на изменение температуры воздуха в прибрежных районах.
8. Сделать выводы о перспективности дальнейших исследований в данной области.

## 1 Климат Мавритании

Климат Мавритании в основном очень жаркий и очень сухой, что отражается на плотности населения делая её крайне редкой.

Климат становится более мягким в прибрежной полосе открытой на Атлантический океан и в долине реки Сенегал.

Только на юге и на юго-западе страны возможно сельское хозяйство.

Погоду часто определяет харматан который является северо-восточным сухим и горячим пассатом.

Во внутренних регионах страны температура гораздо выше чем в прибрежных районах и часто превышает 50 °С.

### 1.1. Температура воздуха

В приземном слое температуру определяет радиационный баланс на который в основном влияет солярный климат.

Но следует отметить, что в прибрежных районах так же оказывает влияние наличие морского бриза, который значительно смягчает погодные условия.

Так же на радиационный баланс влияет и вид подстилающей поверхности, но это влияние незначительно в силу того что оно в основном песчаное за редкими исключениями.

Так как солярный климат определяют лишь астрономические факторы, климат Мавритании и в частности годовой ход температуры воздуха характеризуется периодичностью.

Таким образом, при наличии океанического влияния годовой ход температуры характеризуется максимумом в конце влажного периода (летом) и минимумом в середине сухого (зимой) [2].

С другой стороны во всех остальных регионах, где царствует континентальный климат наблюдаются два максимума и два минимума температуры: первый максимум наблюдается в начале влажного сезона за которым следует минимум в его середине который возникает из за того что процесс конвекции поглощает большое количество энергии.

В конце влажного сезона наблюдается второй максимум который возникает из-за прекращения конвективных процессов в силу того что тропический фронт мигрировал на юг.

И наконец, второй минимум, который значительно ниже первого, возникает в середине сухого периода.

## 1.2. Давление воздуха

Изменение давления, в основном, носит периодический характер, таким образом, различают полусуточные, суточные, четырёхсуточные волны давления.

Эти волны до сих пор не имеют строгого физического основания, тем не менее, о них важно поговорить.

Полусуточные волны обладают наибольшей амплитудой среди остальных волн давления, их амплитуда в среднем у поверхности земли колеблется от одного до полутора гектопаскаль, с высотой она падает и у тропопаузы не превышает половины гектопаскаля.

У полусуточной волны давления наблюдаются два максимума, которые чаще всего приходятся на 10 и 22 часа по местному времени. Минимумов, в свою очередь, два и приходятся они на 4 и 16 часов местного времени.

У суточной волны наблюдается обратная картина, её минимум наблюдается у поверхности земли и составляет в среднем 0,2 гПа, а с высотой её амплитуда растёт и достигает 1 гПа на уровне 500 гПа [2].

Наблюдаются так же и четырёхсуточные волны давления, амплитуда которых уменьшается в этот раз при приближении к экватору, её средняя амплитуда около 0,8 гПа, её фронт имеет ось симметрии наклонённый под углом  $30^\circ$  к параллелям, её длина волны в среднем около 7000 км.

### 1.3 Центры действия атмосферы

Циркуляция воздушных масс является результатом совместного действия различных факторов.

На климат Мавритании оказывают большое влияние воздушные потоки, начинающие своё движение в широкой термической депрессии, постоянно находящейся над перегретой западной Африкой, называемой Сахарской депрессией. Эта депрессия сильно влияет на окружающие её антициклоны – Азорский антициклон, антициклон северо-восточной Африки или Ливийский и Антициклон острова Святой Елены. Данная система сильно подвержена влиянию солярного режима и следует за максимумом инсоляции.

С северо-запада Азорский антициклон направляет на западное побережье континента морские влажные и холодные воздушные массы. Это атлантический пассат, который участвует в заполнении термической депрессии, перемещение которой на юг постепенно изменяет направление данного пассата с северо-северо-восточного на северо-западное.

Со стороны Ливийского Антициклона фиксируются ветры, достигающие западной Африки через Сахару. Это континентальный сухой пассат, который меняет своё направление с северо-восточного на восточное, следуя экваториальному течению. Для простоты эти пассаты восточных румбов называют одним общим названием харматан.

Харматан из-за прохождения над раскалённым песком образует мощные конвективные токи, которые, в свою очередь, достигают максимума интенсивности в послеполуденные часы, Они не образуют конвективной



облачности из-за низкой влажности, но поднимают большое количество пыли на значительные высоты, которое ухудшает видимость в сухом сезоне.

Со стороны антициклона острова Святой Елены действуют, так называемые, южные пассаты, которые юго-восточное направление постепенно изменяют под влиянием термической депрессии. В своём пути на север, пассаты нагреваются и набираются влажности после прохождения берега Гвинейского залива. Этот пассат чаще всего называют юго-западным муссоном, под воздействием неустойчивости, которая приводит всю его массу в движение, образуются мощные облака вертикального развития.

Таким образом, потоки воздуха, направленные в сторону термической депрессии (ветры северо-западных, восточных и юго-западных направлений), различающиеся температурой и влажностью, входят в контакт друг с другом, образуя на поверхности соприкосновения тропический фронт.

#### 1.4. Внутритропический фронт и типы погоды

Муссон подтекает под харматан и атлантический пассат, образуя очень пологую фронтальную поверхность с уклоном от  $0,2^\circ$  до  $0,3^\circ$ , которая простирается с востока на запад и называется внутритропическим фронтом. Его положение практически совпадает с осью термической депрессии.

Иногда образуется другая фронтальная поверхность, которая называется фронтом морских пассатов. Данный фронт образуется на поверхности раздела Атлантического пассата и харматана.

Оба фронта чаще всего продолжают друг друга, образуя один единственный фронт. При установлении такого фронта погода под ним будет облачной и дождливой.

Зона непосредственно находящаяся перед фронтом называется зоной А, подфронтальная область делится на три зоны обозначаемыми с севера на юг зонами В, С и D. А (Рис 1.1)

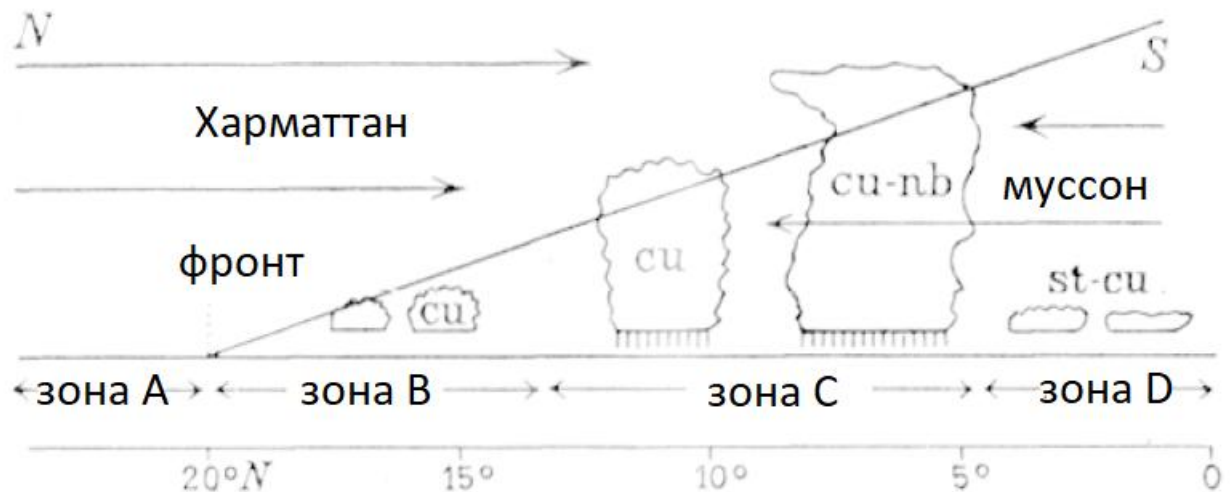


Рисунок 1.1—Типы погоды в западной Африке [1]

Перед фронтом погода в основном безоблачная, кроме в утренних часов, когда наблюдаются редкие облака среднего яруса и перистые облака. Туманы не образуются, но сильная неустойчивость приводит к образованию, так называемых, харматанских дымок в послеполуденные часы.

Зона В, в которой муссонный слой очень тонкий (несколько десятков метров), не обладает достаточным запасом влаги для развития мощной конвективной облачности, но, натекая на раскалённый песок, воздушная масса муссона может стать менее плотным, чем воздух харматана, что приводит к потере устойчивости системы и образованию грозных очагов.

Южнее располагается зона С, которая простирается более, чем на 2000м по вертикали. В этой зоне от подстилающей поверхности образуются мощные конвективные и образуются мощные конвективные облака, сопровождающиеся обильными ливневыми осадками. Эти облака вертикального развития с плоской и невысокой нижней границей, но с большим вертикальным развитием проникают в харматанный слой инверсии и начинают перемещаться в направлении его потока. Этим и объясняется восточно-западный перенос конвективной облачности в этой зоне.

Наконец, в самой южной части под фронтальной области, в зоне D, юго-западный ветер, который ближе всего к своему источнику не полностью перешёл из пассата в муссон, он ещё имеет антициклоническую инверсию в своих верхних слоях, которая препятствует развитию облаков по вертикали, вынуждая их растекаться, образуя нижний ярус слоистых и слоисто-кучевых облаков. Эти облака, несмотря на значительные запасы влаги, дают лишь слабые обложные осадки.

### 1.5. Сезонное перемещение фронта по широтам

Фронт и погода следует за перемещением максимума инсоляции с запаздыванием в полтора-два месяца. Таким образом, когда максимум инсоляции достигнет своего самого южного положения 21 декабря, фронт только в январе достигает 7° с.ш.. В этот период Мавритания находится во фронтальной зоне А. Устанавливается континентальный режим с преобладанием харматана, приводящий к засухе, дымкам и пыльным бурям, достигающим по вертикальной мощности 2000 и 3000м при развитой атмосферной неустойчивости. Распространяясь харматан достигает западного побережья.

Начиная с января, максимум инсоляции начинает своё движение на север вместе с центрами действия и с запаздывающим фронтом. И только когда зона А отодвинется на север и начнут постепенно появляться остальные зоны, возникает сезон дождей.

В марте фронт достигает 8-ю параллель, в июне 15-ю и только в августе достигает своего самого северного положения – 21 параллели. В это время зона А покрывает Сахару, зоны В, С и D покрывают всю западную Африку, в которой господствует влажный муссон, тем более выраженный, чем слабее Ливийский антициклон и чем его центр северней.

При такой конфигурации в Мавритании наблюдаются обильные осадки.

В прибрежной зоне сезон дождей начинается позднее, чем во внутренних регионах на одной и той же широте. Азорский антициклон долго не ослабевает и задерживает распространение муссона.

## 2 Подходы для изучения апвеллинга

### 2.1 Динамический подход

#### 2.1.1 Определяющая система уравнений для Апвеллинга

Из-за действия силы Кориолиса, вода на поверхности океана перемещается направо относительно движение воздуха. Это движение от стороны берега приводит к тому, что вода с глубины поднимается в верх, замещая воду поверхностного слоя. Это и есть апвеллинг.

Апвеллинг приносит жизненно необходимые вещества из глубин прибрежным экосистемам. Апвеллинг так же отвечает за понижение температуры водной поверхности, так как вода в глубоких слоях более холодная. В летнее время, когда эта вода взаимодействует с воздушными массами, это приводит нередко к туманообразованию.

Обратная картина наблюдается во время ветров южных румбов – начинается движение водных масс в сторону берега. По сравнению с апвеллингом это короткий процесс. Продолжительность даунвеллинга около нескольких дней.

В реальности оба явления происходят одновременно, но в данной модели они изучаются по отдельности.

#### 2.1.2 Упрощающие предположения

Несмотря на то, что океан сложная система, можно смоделировать динамику жидкости, как в Апвеллинге, так и в Даунвеллинге точными математическими уравнениями, если сделать подходящие предположения.

Следующие безразмерные уравнения описывают, как Апвеллинг так и Даунвеллинг.

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial \psi}{\partial z} \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial \psi}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial \psi}{\partial z} = \pm 1 \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial \rho}{\partial x} \frac{\partial \psi}{\partial z} - \frac{\partial \psi}{\partial x} \frac{\partial \rho}{\partial z} = 0 \quad (2.2)$$

$$\left(1 + \frac{\partial v}{\partial x}\right) \frac{\partial^2 \rho}{\partial t^2} + 2 \frac{\partial \rho}{\partial x} \frac{\partial^2 \psi}{\partial x \partial z} - \frac{\partial \rho}{\partial z} \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} \quad (2.3)$$

где

$v$  — Составляющая скорости параллельная берегу;

$\rho$  — Плотность;

$\psi$  — функция тока;

$x$  — Координата перпендикулярная береговому склону;

$z$  — Вертикальная координата.

В уравнении (2.1) равенство единице соответствует Апвеллингу, в то время как равенство минус единице соответствует Давнвеллингу.

Уравнение (2.1) представляет собой уравнение сохранения количества движение, уравнение (2.2) представляет собой уравнение сохранения массы, оба уравнения написаны для потока направленного ортогонально берегу в глубоких слоях, где сила трения пренебрежимо мала ниже, так называемого, Экмановского слоя. Экмановский слой это слой с турбулентной водой, эта турбулентность является результатом воздействие ветра.

По отношению к Мавритании направление перпендикулярное берегу соответствует зональному направлению, соответственно параллельное берегу меридиональному.

Данная модель является двумерной, уравнения которой записаны для вертикального разреза в направлении перпендикулярном берегу. И отдельно описывает Апвеллинг и Давнвеллинг.

Таким образом, изучается отдельно каждая плоскость  $XOZ$ . Для получения полной трехмерной картины таких плоскостей должно быть бесконечное множество.

Уравнение (2.3) является нашим требованием к функции тока, для того чтобы сохранялся баланс термического ветра.

### 2.1.3 Баланс термического ветра

Баланс термического ветра основан на геострофическом и гидростатическом балансах.

Система находится в гидростатическом балансе в том случае, когда давление на участок жидкости равно весу столба жидкости над ним. Это показывает уравнение статики.

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g \quad (2.4)$$

где

$P$  — Давление;

$z$  — Глубина;

$g$  — Ускорение свободного падения.

Нередко уравнение (2.4) интегрируют по  $z$ , это выглядит следующим образом.

$$-g \int \rho dz = P \quad (2.5)$$

Уравнение (2.1) описывает состояние жидкости в том случае, когда она неподвижна или находится близко к состоянию равновесия. Таким образом, это

уравнение является хорошим приближением для медленно движущейся жидкости и хорошо описывает океанические процессы в большинстве моделей.

В силу того что система координат, связанная с планетой Земля, не является инерционной системой отчёт, появляется надобность внести дополнительный термин к правилам Ньютона. Этот термин является силой Кориолиса. Сила Кориолиса зависит от скорости движение частицы жидкости и направлена ортогонально к вектору скорости движения. Частица в северном полушарии отклоняется вправо относительно своего первоначального движения под действием силы Кориолиса. В южном полушарии обратная картина, отклонение происходит влево относительно начального направления. Это чрезвычайно важно, когда скорость движения велика или когда движение происходит на продолжительном временном интервале.

Геострофический баланс является равновесием между силой Кориолиса и силой барического градиента. Например, жидкость стремится достичь центра с низким давлением, но в то же время на неё действует ускорение, возникающее из-за наличия силы Кориолиса, которая отталкивает её в правую сторону. Таким образом, возникает кругообразное движение вокруг центра. Примером такой циркуляции является циклон.

Геострофический баланс определяется следующими уравнениями:

$$lv = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (2.6)$$

$$lu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (2.7)$$

где

$u, v$  — Составляющие вектора геострофической скорости;

$l$  — Параметр Кориолиса.

$x$  и  $y$  — Координаты.



Океан может быть представлен, как крупномасштабная система, в которой жидкость стремится к геострофическому равновесию на временных масштабах превышающих сутки.

Удобно пользоваться числом Россби, которое определяет – находится ли система в геострофическом балансе. Число Россби определяется следующим уравнением:

$$R_0 = \frac{U}{l \cdot L} \quad (2.8)$$

где

U — Скорость движение частицы жидкости;

L — Масштаб длины.

В случае, когда число Россби мало, можно пренебречь ускорением в уравнениях движения перед тем, как делать любые предположения. Тогда считается, что система находится в геострофическом балансе.

Данная методика расчёта уникальная в том смысле, что она чисто геострофическая в одном направлении из-за разности скоростей и масштабов длины. Учитывается, что шкала расстояния бесконечна в направлении параллельном берегу и что составляющая скорости параллельная берегу велика.

Дифференцируя уравнения (2.1) по x а уравнения (2.6) по z и приравнивая смешанные производные, получаем следующее равенство для термического ветра.

$$\frac{\partial v}{\partial z} = - \frac{\partial \rho}{\partial x} \quad (2.8)$$

Важно отметить, что под термическим ветром не подразумевается бриз, а математическое дифференциальное уравнение описывающее связь между плотностью и скоростью, которое важно для моделирования подъёма при геострофическом и гидростатическом балансах.

#### 2.1.4 Решение уравнений

Решения получены для идеализированной модели, в которой считается, что морское дно плоское, а береговой склон является вертикальной стеной.

$$\psi(x, z) = \frac{2}{\pi} \tanh^{-1} \frac{\pi x}{2} \cot \frac{\pi z}{2} \quad (2.9)$$

$$\rho(x, z, t) = \frac{1}{\pi} \cos^{-1} \left( \cos \pi z - \frac{\sin^2 \pi z [1 - \exp(-\pi t)]}{\cosh \pi x - \cos \pi z} \right) \quad (2.10)$$

$$v(x, z, t) = t - x - \frac{1}{\pi} \cosh^{-1} \left( \cos \pi x + \frac{\sinh^2 \pi x [\exp(\pi t) - 1]}{\cosh \pi x - \cos \pi z} \right) \quad (2.11)$$

Отметим, что функция тока  $\psi$ , не зависит от времени. Это позволяет рассматривать каждую функцию тока, как меру глубины. Таким образом, решение может быть расширено для учёта семейство глубин  $z_b$ , где каждая глубина является контуром функции тока. Это отражается в следующем решении для апвеллинга.

$$\psi(x, z) = \frac{1}{\mu} \tan^{-1}(\tanh \mu x \cot \mu z) + 1 - \frac{\pi}{2\mu} \quad (2.12)$$

$$\rho(x, z, t) = \frac{1}{2\mu} \cos^{-1} \left( \cos 2\mu z - \frac{\sin^2 2\mu z [1 - \exp(-2\mu t)]}{\cosh 2\mu x - \cos 2\mu z} \right) \quad (2.13)$$

$$v(x, z, t) = t - x - \frac{1}{2\mu} \cosh^{-1} \left( \cosh 2\mu x + \frac{\sinh^2 2\mu x [\exp(-2\mu t) - 1]}{\cosh 2\mu x - \cos 2\mu z} \right) \quad (2.14)$$

$$z_b(x) = \frac{1}{\mu} \tan^{-1}(S \tanh \mu x) \quad (2.15)$$

где  $\mu = \tan^{-1} S$

Соответствующее решение для давнвеллинга получается путём постановки  $t \rightarrow -t$  и  $\psi \rightarrow -\psi$ , что соответствует обратному отчёту времени и направлению течения. Решение для давнвеллинга запишется следующим образом:

$$\psi(x, z) = -\frac{1}{\mu} \tan^{-1}(\tanh \mu x \cot \mu z) - 1 + \frac{\pi}{2\mu} \quad (2.16)$$

$$\rho(x, z, t) = \frac{1}{2\mu} \cos^{-1} \left( \cos 2\mu z - \frac{\sin^2 2\mu z [1 - \exp(2\mu t)]}{\cosh 2\mu x - \cos 2\mu z} \right) \quad (2.17)$$

$$v(x, z, t) = -t - x - \frac{1}{2\mu} \cosh^{-1} \left( \cosh 2\mu x + \frac{\sinh^2 2\mu x [\exp(2\mu t) - 1]}{\cosh 2\mu x - \cos 2\mu z} \right) \quad (2.18)$$

$$z_b(x) = \frac{1}{\mu} \tan^{-1}(S \tanh \mu x) \quad (2.19)$$

где

$S$  — Число Бургера для склона.

Отметим что функция тока в (2.16), остаётся независимой от времени. Значение числа Бургера для склона будет ясно в дальнейших выкладках.

### 2.1.5 Функция тока

Функция тока представляет собой линию течения для частицы жидкости. Уравнения (2.20) устанавливает связь между функцией тока  $\psi$  и составляющей скорости перпендикулярной берегу  $u$ , с одной стороны, и вертикальной составляющей скорости  $w$  с другой

$$u = \frac{\partial \psi}{\partial z}, \quad w = -\frac{\partial \psi}{\partial x} \quad (2.20)$$

Функция тока, в самом общем смысле, является годографом скоростей, её единицей измерения является  $[\text{м}^2/\text{с}]$ . Уравнение (2.16) для функции тока удовлетворяет уравнению Лапласа  $\Delta\psi=0$ , что является общим для моделей жидкости, в которых жидкость переносится на большие расстояния без источников и стоков.

Само по себе численное значение функции тока мало информативно, но её изменение представляет собой объёмный поток. В то время как объём изменяется, масса и количество движения сохраняются.

Функция тока является ключом для учёта зависимости от крутизны берегового склона. Отдельные контуры функции тока могут рассматриваться как различные конфигурации глубины.

Число Бургера для склона является параметром часто используемым в физической океанографии для исследования прибрежных явлений, оно связывает крутизну берегового склона с частотой плавучести. Оно записывается следующим образом

$$S = \frac{N \alpha}{l} \quad (2.21)$$

где

$N$  — Частота плавучести;  
 $\alpha$  — Крутизна берегового склона.

Частота плавучести или частота Брента-Вяйсяля рассчитывается следующим образом для атмосферы.

$$N = \sqrt{\frac{g}{\theta} \frac{d\theta}{dz}} \quad (2.22)$$

Где  $\theta$  — потенциальная температура.

А для океана следующим.

$$N = \sqrt{-\frac{g}{\rho} \frac{d\rho}{dz}} \quad (2.23)$$

Где  $\rho$  — потенциальная плотность.

## 2.2 Модель Экмана

Двигателем прибрежных апвеллингов обычно является ветер, этот случай апвеллингов, встречающихся вдоль побережья западной Африки, от Марокко до Сенегала, где пассаты дуют в направлении, примерно параллельному берегу. Ветер перемещает поверхностные слои океана, которые затем, будут отклоняться силой Кориолиса, результирующий перенос будет направлен вправо по отношению к ветру в северном полушарии. Слой, подвергнутый влиянию ветра, называется Экмановским слоем.

Средняя толщина Экмановского слоя порядка нескольких десятков километров Экмановский транспорт определяется как водяная масса перемещающаяся в Экмановском слое под влиянием ветра.

Таким образом в северном полушарии ветер дующий с севера вдоль береговой линии направленной с севера на юг, приведёт водную массу

находящуюся в Экмановском слое в движение (в том случае если берег находится на востоке по отношению к водной массе). Вертикальный поток вдоль берегового склона будет компенсировать образованное нарушение равновесия у берега (рис. 2.1.).

Эта упрощённая модель физики апвеллингов не отражает сложность структур которые встречаются в природе, так как пренебрегает такими параметрами как топография берега и дна, горизонтальная адвекция и вертикальная стратификация. Тем не менее, она демонстрирует два больших элемента характеризующие апвеллинг:

- Вертикальное движение вдоль берегового склона, которое является основным источником минеральных элементов;
- Перенос в открытое море поверхностного слоя в котором последовательно будут происходить фазы продукции.

Эта модель позволяет, зная ветер оценить интенсивность подъёма в апвеллинге. Действительно Экмановский перенос даёт хорошую оценку переноса водных масс ветром (Smith, 1968) [4], а его составляющая перпендикулярная берегу является показателем количества поднятой воды. Этот параметр может быть представлен как индекс интенсивности берегового апвеллинга (ИБА), он рассчитывается из уравнение дающее Экмановский транспорт (Ekman, 1905) [4], в котором скорость ветра заменена её составляющей параллельной берегу:

$$\text{ИБА} = (\rho \cdot C_d \cdot V^2) / (2 \cdot \omega \cdot \sin(\phi)) \quad (2.24)$$

где

$\rho$  — Плотность воздуха,

$C_d$  — Коэффициент сцепления вода-воздух,

$V$  — Составляющая скорости ветра параллельная берегу,

$\omega$  — Угловая скорость вращения земли,

$\phi$  — Широта места.

Имея данные о ветре (метеорологические станции, наземные и судовые или геострофический ветер, полученный из поля давления), этот индекс позволяет рассчитать хронологии интенсивности апвеллинга.

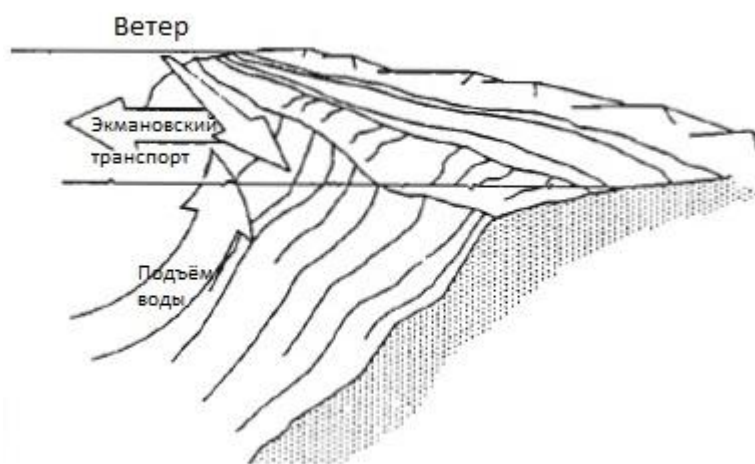


Рисунок 2.1—Упрощенная схема апвеллинга [4]

### 2.2.1 Влияние широты на апвеллинг

Индекс берегового Апвеллинга является функцией квадрата скорости ветра, но этот индекс также обратно пропорционален синусу широты (уравнение 2.22). Для одной и той же скорости ветра, интенсивность апвеллинга не будет той же самой на низких и на высоких широтах. Таким образом, отмечается (рис.2.2), что ветру со скоростью 4 м/с соответствует, в Марокко ( $30^\circ$  С.Ш), Индекс берегового Апвеллинга около  $0,4 \text{ м}^3/\text{с}/\text{м}$ , в то время, как в Берегу Слоновой Кости при таком же ветре достигает  $2,4 \text{ м}^3/\text{с}/\text{м}$ , то есть значение в шесть раз выше. Поэтому скорость ветра не достаточный показатель для сравнения интенсивности двух апвеллингов, расположенных на разных широтах.

Эта картина также показывает, что изменение скорости ветра с одинаковой амплитудой, но на различных широты, приведёт к более значительным изменениям Индекс берегового Апвеллинга на низких широтах, чем на высоких.

Еще одно интересное свойство, получается из предыдущего соотношения, следует отметить:

Энергия, передаваемая ветром поверхности океана вызывает турбулентность в поверхностных слоях. Эта энергия оценивается третьей степенью скорости ветра. Для одинаковых интенсивностей апвеллингов, смешивание ветром будет более интенсивным (так как необходим более сильный ветер) в высоких широтах, чем в низких (рисунок 2.2).

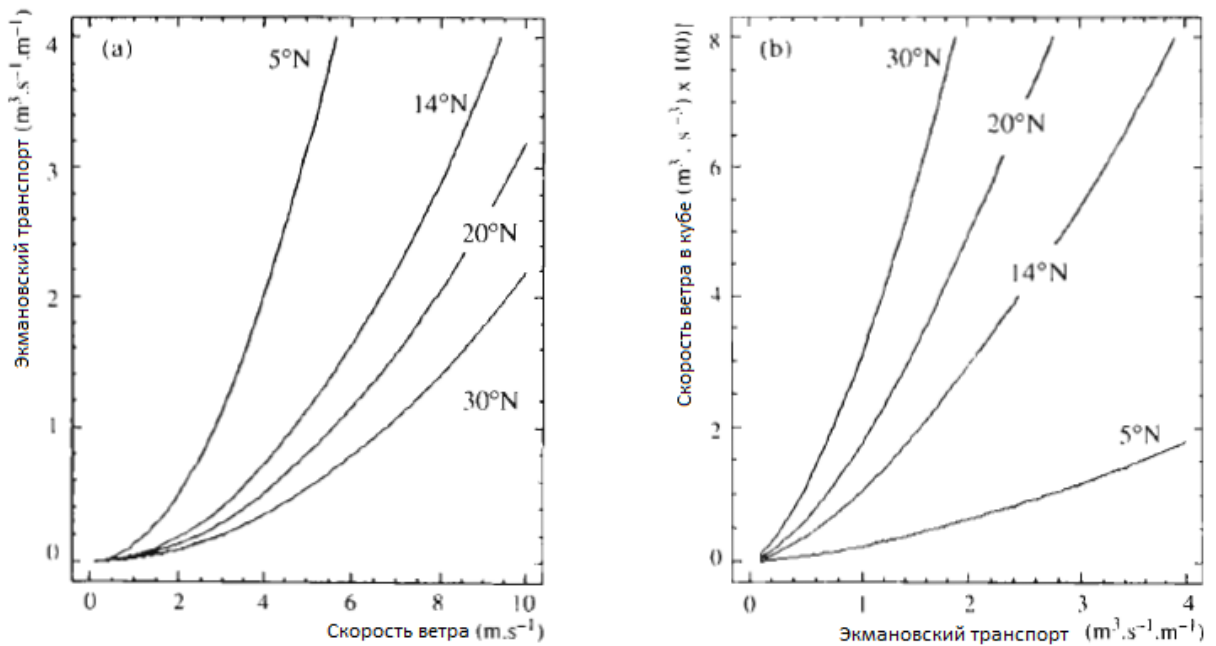


Рисунок 2.2—Теоретическая связь на разных широтах между: а) скоростью ветра и Экмановским транспортом: б) Экмановским транспортом и скоростью ветра в кубе [4]



### 2.2.2 Циркуляция в апвеллинге: трехмерная структура

Вертикальные профили токов, полученные в главных областях апвеллинга показывают, что встречающиеся структуры довольно близки к схеме Экмана (Barber and Smith 1981, Smith 1981) [4]. Поверхностный слой воды подвержен действию ветра, с увеличением глубины, поток отклоняется направо в северном полушарии. Под этим поверхностным слоем, компенсационный поток приводит водные массы с глубины к источнику апвеллинга (рисунок 2.3).

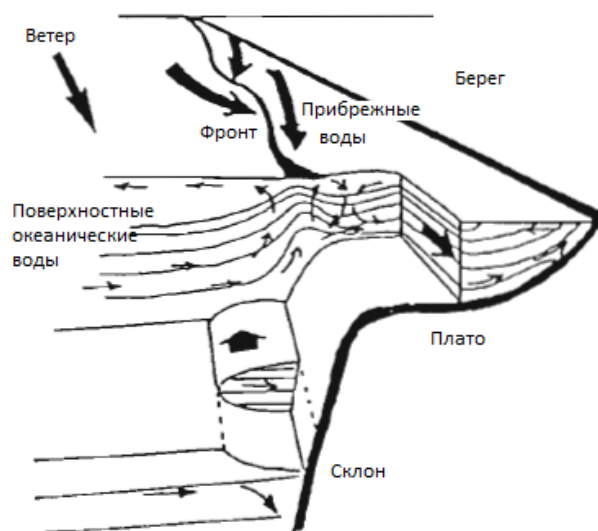


Рисунок 2.3—Упрощенная трехмерная схема циркуляции в прибрежном апвеллинге (Smith, 1968) [4]

Постоянство подводного течения, направленного обратно к ветру в сторону севера также является особенностью, общей для всех апвеллингов (рис. 2.3). Глубина этого подводного тока изменяется из одного региона к другому. Он достигает около 100 м глубины в Сенегале и 300 м к северу от мыса Кап Блан. В регионах, где это подводное течение близко к поверхности, оно является источником поднявшихся вод. Существование двухслойной циркуляции, в противоположных направлениях (к открытому морю и югу у

поверхности и к берегу и северу в глубине) и обмена между этими двумя слоями в виде смешивания или миграции организмов позволяют утилизировать как питательные вещества, так и фитопланктона внутри прибрежной зоны.

Последствия этой утилизации на производстве особенно важно в Берегу слоновой кости и в Сенегало-Мавританских апвеллингах.

Спутниковые изображения демонстрируют сложность структур в апвеллинге. Граница между холодными водами поднятыми и остальными морским водами не описывает чёткий фронт, многочисленные вихри создают много различных структур, которые развиваются во времени и в пространстве. В этих перепутанных фронтальных областях, где удерживаются области холодной воды вблизи более теплых, образуются сложные и гетерогенные структуры, способствующие развитию органического производства. Эти физические структуры могут также быть местом захвата частиц или организмов, присутствующих в толще воды. Мало исследований, кроме тех, которые были проведены у Калифорнии, затронули физическую, химическую и биологическую динамику этих структур, мы все же можем считать их одной из основных составляющих экосистемы апвеллинга [4].

#### *Ориентация ветра относительно континентального шельфа: пример Сенегала*

Интенсивность подъёма является функцией компоненты ветра, параллельной побережью, и поэтому ориентация поля ветра. Эта ориентация может отличаться, как в пространстве, так и во времени.

Вдоль сенегальского побережья, в сезон пассатов, ветры, заключённые между секторами север, северо-запад и север, северо-восток, благоприятные для развития апвеллинга, продолжаются с декабря до мая. Полуостров Кабо-Верде разделяет Сенегальский морской домен на две зоны с разными топографическими характеристиками. К северу от полуострова, континентальный шельф является узким и ориентированным север, северо-

восток. На юге расширяется континентальный шельф, береговой склон расположен между 10 и 30 милями от побережья и ориентирована на север, затем на северо-северо-запад. Поле ветра рассматривается как однородное, интенсивность апвеллинга будет отличаться по обе стороны полуострова Кабо-Верде. Изменения направление ветра в течение сезона апвеллинга также создаст временные колебания, содействуя развитию подъёма поочерёдно к северу, или к югу от полуострова.

Данные ветра с метеостанции в аэропорт Дакар Йофф показали, что [4]:

- В начале сезона пассатов континентальные пассаты (в секторе север, северо-востоке) являются доминирующими, а затем ориентируются на сектор северо-запад, север. Интенсивность апвеллинга сопоставима по обе стороны полуострова до конца февраля. С марта вращение ветра сопровождается увеличением скорости. Апвеллинг к северу от полуострова остается но подъём усиливается к югу от Кабо-Верде, ослабляя температурный градиент по обеим сторонам полуострова. Это подтверждается тепловыми полями, измеренными спутником METEOSAT. Постепенное ослабление пассатов с мая месяца приводит к падению активности апвеллинга в обеих зонах, но с более ранним ослаблением севере;

- Что касается межгодовой изменчивости, период 1963-1985 гг. отличался чередование периодов слабых и сильных пассатов, которые сопровождали синхронную модификация ориентации ветра, при сильных пассатах преобладающими направлениями пассатных ветров являлись север и северо-восток, интенсивность Сенегальского апвеллинга тогда сопоставима с обеих сторон Кабо-Верде. При слабых пассатах преимущественно ориентированных на север, северо-восток, активность апвеллинга более выражена к югу от полуострова.

Результаты океанографической программы CIRSEN [4] проведённой в феврале 1986 года и в марте 1987 демонстрируют влияние флуктуаций в направлении на приход минеральных солей. В феврале 1986 года, сильные

ветры ( $5, 1 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ ) из сектора север, северо-восток (63% наблюдений). Мартовской экспедиция 1987 года предшествовало падение скорости ветра ( $4,2 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ ) сопровождаемое ротацией направления в сектор северо-запад, север (67% наблюдений) [4]. Содержание поверхностного слоя в фосфате вдоль двух линий расположенных одна на севере другой на юге полуострова показывают значительное несоответствие между двумя исследованиями. В феврале 1986 г. Распределение на поверхности питательных веществ сопоставимы в обоих регионах; однако, в 1987, концентрации фосфатов к югу от полуострова значительней, чем к северу.

Это полностью согласуется с предыдущими результатами, которые показали ослабление активности апвеллинг к северу от Кабо-Верде в присутствии ветра в секторе север, северо-запад.

Колебания скорости и направления ветра приводят к значительным изменениям в деятельности апвеллинга в течении времени, несоответствия существуют также от одной области к другой в зависимости от топографии побережья. В результате изменения в питательных веществах, которые не могут влиять кроме как на первые звенья трофической цепи.

### 2.3 Термический подход к изучению Апвеллинга

Ряд данных со спутника Meteosat с высоким временным разрешением позволяют получить пятидневный анализ температуры поверхности моря на картах Западной Африке с пространственным разрешением 6 км. Результирующий ряд данных точно описывает пространственно-временную динамику прибрежного апвеллинга от Мавритании до Гвинеи ( $21^\circ \text{ с.ш.} — 9^\circ \text{ с.ш.}$ ) с 1984 года. В области исследования преобладает сезонный прибрежный апвеллинг, который терпит вариации от года к году. Изучение поверхностного поля температур позволяет связать среднее положение поднятой воды с топографией континентального шельфа. Непрерывный мониторинг

температуры поверхности океана вдоль шельфа позволяет проводить пространственную оценку индекса апвеллинга и характеристики сезонной динамики апвеллинга через такие параметры, как интенсивность, продолжительность переходной фазы и сезонные запаздывания. Пример аномальной миграции *Sardina pilchardus* в Сенегале приводит к гипотезе, что ни средняя сезонная интенсивность, ни раннее начало апвеллинга не достаточны для инициирования аномальной миграции на юг, и что сезонные переходы могут быть ключевым параметром в этом процессе.

Дистанционное зондирование поверхности моря обеспечивает синоптические обзоры с высоким временным разрешением, особенно для крупномасштабного мониторинга климатических параметров. В более мелком временном и пространственном масштабе спутниковые инфракрасные изображения позволяют удовлетворительно наблюдать за прибрежной зоной. Из-за низкого облачного покрытия прибрежные районы апвеллинга могут особенно хорошо контролироваться через температуру поверхности океана, в том временном и пространственном масштабе, адаптированном к их особо высокой динамике. Особый ряд данных был разработан исходя из инфракрасных снимков спутника METEOSAT и некоторых судовых данных. Исследованная зона апвеллинга простирается от Севера Мавритании до Гвинеи и соответствует сезонному зональному изменению пассатов вдоль побережья Западной Африки. Непосредственно в зависимости от этой динамики сезонные изменения температуры поверхности океана достигают 14 °С и являются крупнейшими в мире. Режим высокого давления в антициклоне, который управляет северо-восточными пассатами, ведёт к более слабой облачности (и позволяет лучше дистанционно воспринимать температуру поверхности океана) в холодное время года (с октября по июнь, в зависимости от широты). Обогащение этих прибрежных районов зависит от интенсивности и изменчивости соответствующих апвеллингов.

Значительное колебание численности популяции пелагических рыб, особенно видов сардинелла, являющимися важным ресурсом для Мавритании, были зарегистрированы, несмотря на способность этих видов терпеть некоторые экологические изменения. Неравномерное присутствие видов в зависимости от географических факторов (как и для *Sardina pilchardus*) заметна и может также быть связана с экологическими изменениями.

### 2.3.1 Обработка данных о температуре поверхности океана, полученных со спутниковых снимков METEOSAT в инфракрасном диапазоне

С точки зрения радиометрического и пространственного разрешения точность информации геостационарных спутников (0,5 °C и 5 x 5 км) ниже, чем точность полярными спутниками (0,12 °C и 1 x 1 км для NOAA/AVHRR) [3]. Тем не менее, это низкое разрешение не является проблемой даже в прибрежных районах, если сравнить размеры океанических структур, наблюдаемых на уровне моря, с одной стороны, и сильными температурными градиентами, с которыми имеем дело, с другой стороны. Регулярность сканирование Земли, предоставляемая спутником METEOSAT, позволяет упростить ввод геометрических поправок, в то время как его повторяемость (30 минут) позволяет улучшить распознавание моря от облаков [3].

#### *Предварительная обработка данных*

Предварительная обработка данных начинается с наличия метеорологических спутниковых снимков METEOSAT каждые полчаса [4]. Спутник классически откалиброван (преобразование энергии, излучаемой землей к температуре использованием закона Планка). Затем выполняется извлечение рабочей области и изображение геометрически преобразуется к линейной проекции по широте и долготе.

В тропиках инфракрасные области спектра, измеренные спутниковым датчиком, систематически ниже теплового излучения океана (исключением

является случай наличия большого количества взвешенных частиц) из-за наличия холодного водяного пара в атмосфере. Следовательно, предполагая, что температура поверхности океана постоянна в течение 24 часов, все 48 снимков объединяются в один синтезированный, сохраняя для каждого пикселя один «самый теплый» за сутки.

Облачный покров в Западной Африке может сильно колебаться в течение одного дня, особенно при слабых пассатах. Эффективность «метода максимальной температуры» показана на рисунке 2.3 в течение 27 дней, с 5 по 31 мая 1991 года, путем сравнения непрозрачного облачного покрова в 12:00 UTC (как правило, с низким облачным покровом) и ежедневного расчётного индекса [3].

Преимущество геостационарной орбиты проявляется в повторяемости наблюдений на ней. Это важное преимущество, которое проявляется в том, что используемые пиксели для поиска температуры поверхности моря также будет определять отличия океана от облака.

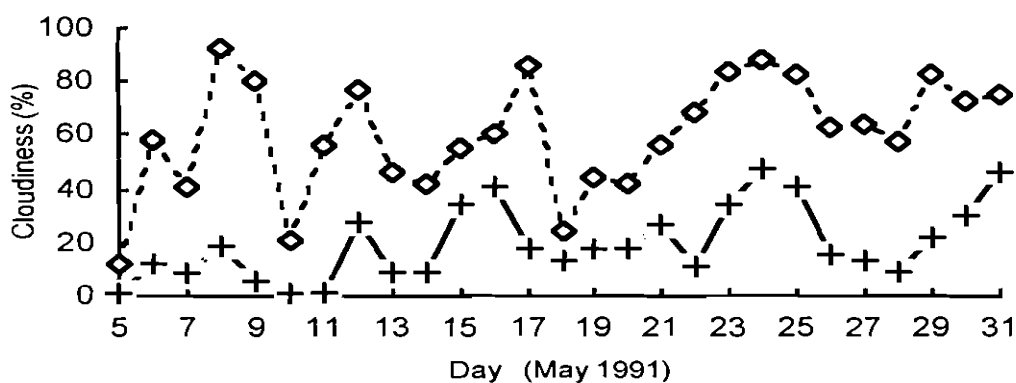


Рисунок 2.3 – Уменьшение облачности (%) при суточном термическим синтезом (сплошная линия с крестами), в сравнении с мгновенным облачным покровом (пунктирная линия с открытыми точками) в 12 часов UTC [3]

### *Различие океана от облаков на снимках*

При обработке с помощью дистанционного зондирования различие океана от облака очень часто основано на сравнении изображений в видимых и инфракрасных диапазонах. Тем не менее, этот метод связан с некоторыми ограничениями. Основным для обработки является большое количество необходимых данных, которых в пять раз больше в случае METEOSAT. Кроме того, некоторые низкие облака сильно поглощают в ИК-канале и прозрачны в видимом. Тогда видимый/инфракрасный алгоритм анализа непригоден.

Метод, который был разработан для отличия океана от облака, основан на сравнении ежедневного синтеза с вероятным "реальным" полем температуры поверхности океана. Это поле предоставляется либо из климатологии температуры поверхности океана, либо чаще всего используется ранее обработанное поле температуры поверхности океана. Для максимальной близости к реальности эта эталонная ситуация выбирается как можно ближе к ежедневному синтезу в терминах пространственной протяженности апвеллинга [3].

Затем выполняется сравнение радиационной температуры (рисунок 2.4а) с этой эталонной, ситуацией и значения с отклонениями температуры, превышающие определенный порог (около 3 °С в зависимости от сходства обоих полей) считаются относящимися к облакам и маскируются (черным на рисунке 2.4b).



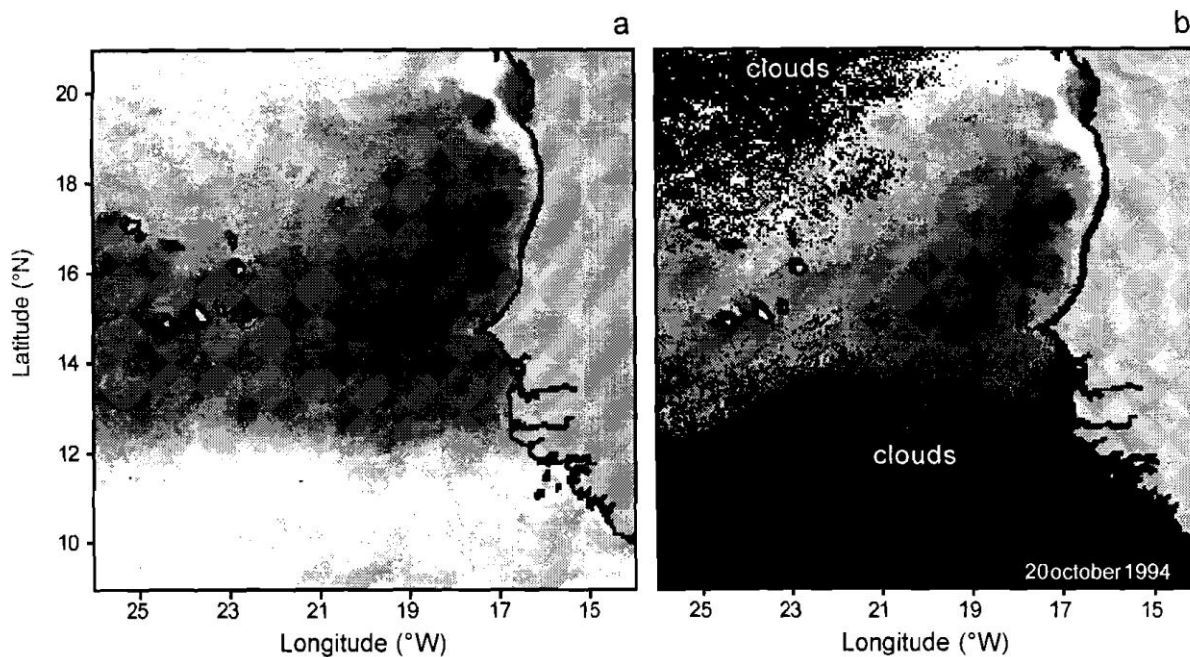


Рисунок 2.4—Суточный инфракрасный синтез 20 октября 1994 года (a) и после скрытия облачности (b) в начале холодного сезона. Температура поверхности океана уменьшается от темно-серого до белого, а область покрытая облаками отображается черным цветом [3]

База данных COADS довольно удобна для этого, предоставляя оптимальную плотность измерений температуры поверхности океана, особенно в Мавритании и Сенегале (рис.2.5). Заметим, что рис. 2.5а. соответствует спутниковой ситуации, показанной на рисунке 2.4, и что данные морских судов не позволят обнаружить присутствие прибрежного апвеллинга в юге Мавритании и севере Сенегала.

Из-за их обычно нерегулярного пространственного распределения (особенно в начале и конце сезона Апвеллинга) полезность данных морских судов для точного описания поля температуры поверхности океана в прибрежных областях апвеллинга, как правило, очень низка.

Подозрительные данные морских судов сначала исключаются из исходного набора данных, первоначально сравнивая их с глобальной климатологической температурой поверхности океана, например, ежемесячная

климатология температуры поверхности океана или с климатологией, собранной с 1984 по 1989 год (Demarcq and Citeau, 1795) [3]. Только значения, отличие которых от климатологических более 5 °С, удаляются с учетом сильных аномалий температуры поверхности океана, которые встречаются в этой апвеллинговой области.

Несмотря на вышеуказанные исключения данных, данные морских судов обеспечивают очень удовлетворительную оценку остаточного атмосферного поля поглощения. Последнее получается путем связывания данных судна с нескорректированными спутниковыми данными (рисунок 2.4b.), чтобы дать исправленное поле температуры поверхности океана: создается поле «атмосферной поправки» затем вычисляется как статистические отклонения спутникового синтеза от температуры поверхности океана. Пример атмосферного поля и полученное исправленное спутниковое поле температуры поверхности океана показаны на рисунке 2.6.

Стандартная обработка температуры поверхности океана применялась на временной основе в течение 5 дней с 1784 по 1995 год. В течение апвеллингового сезона в Сенегале и Мавритании (с октября по июнь) приблизительно 90% ежедневного инфракрасного синтеза METEOSAT может быть использовано.

Этот процент на самом деле сезонно варьируется и зависит от средней прибрежной туманности, которая пропорциональна интенсивности пассатного ветра.

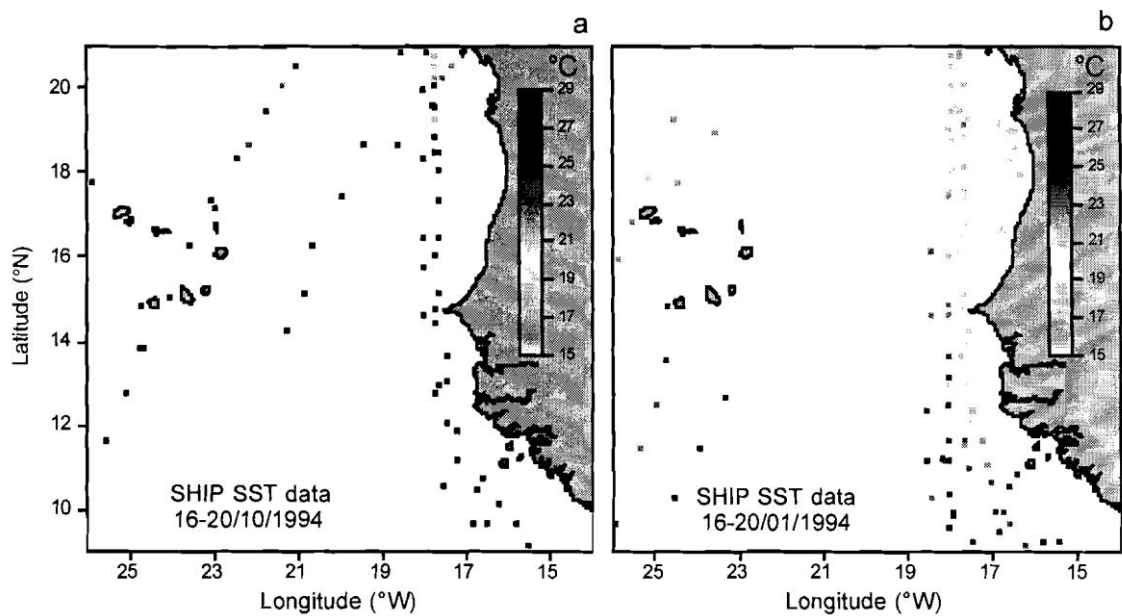


Рисунок 2.5 – Типичные примеры данных судов на шельфе Мавритании и Сенегала в течение 5-дневных периодов в начале (а) и в середине (б) сезона апвеллинга [3]

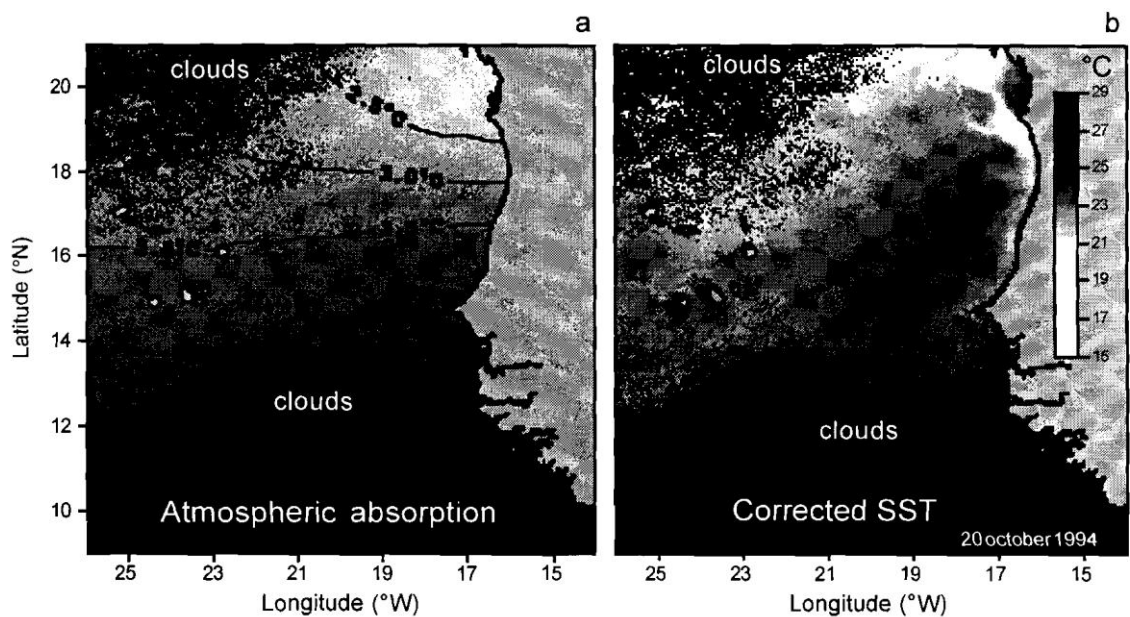


Рисунок 2.6 – Пример атмосферного поглощения участок (а) 20 октября 1994 года (начало апвеллингового сезона) и результирующее скорректированное поле температуры поверхности океана участок (б) [3]

Для каждого ежедневного синтеза облачный покров маскируется, а радиационное температурное поле рассчитывается на 5-ти дневной период.

Затем это поле корректируется значениями температуры поверхности океана полученными из морских судов как описано выше.

### 2.3.2 Вычисление показателей прибрежного апвеллинга исходя из данных температуры поверхности моря в Мавритании и в Сенегале

Структуры апвеллинга, наблюдаемые у Мавритании и Сенегала с октября до июня, представляют собой сложную пространственную динамику, измененную несколькими локальными минимумами температуры поверхности океана, в основном в зависимости от направления ветра и локального строения дна. Контраст температуры поверхности океана с морскими водами зависит в основном от истории апвеллинга в предыдущих нескольких неделях и имеет тенденцию к снижению во время слабых Апвеллинговых эпизодов. Поверхностные апвеллирующие токи, перемещающиеся на шельфе часто наблюдаются и выявляют концентрационный эффект топографии шельфа.

На рисунке 2.7 показаны некоторые часто наблюдаемые особенности. Основные отличия в области температуры поверхности океана связаны с крупными масштабами изменения ветрового поля как по интенсивности, так и по направлению. Согласно теории Экмана, максимум апвеллинга вдоль береговых линий, параллельных ветру. Локализация этого максимума зависит от направления ветра и отчетливо видна в начале апвеллинга (см. рисунки 2.7 а, б.). В течение наиболее интенсивной фазы пассатов, степень охлаждения непрерывна вдоль береговой линии, от  $21^{\circ}$  с. ш. до  $10^{\circ}$  с. ш. приблизительно (рис. 2.7с). Самая южная расширения наблюдается примерно в марте, в согласии с самыми южными широтными позициями системы внутритропической зоны конвергенции, которая происходит в феврале и марте.

Точная локализация максимального потока апвеллированных вод на поверхности моря может определяться непрерывной областью минимальной температуры поверхности океана. Эта область относительно тесно связана с местным строением морского дна (рисунок 2.8). Температура поверхности

океана в этих местах связана с мгновенным ответом системы апвеллинга на форсирование ветра. Этот локальный пространственно-временной сигнал не отражает эффекты разбавления в результате прошлых событий апвеллинга, которые отражались бы в среднем поле температуры поверхности океана, рассчитанном на более крупно масштабную пространственную шкалу.

Индекс апвеллинга на основе температуры поверхности океана рассчитывается путем нахождения разности температур расположенных на линии с минимумом температуры поверхности океана (см. рис.2.8) и контрольной морской температурой на той же широте, чтобы избежать учета крупномасштабных ошибок из-за планетарных климатических аномалий, не отраженных в прибрежных районах. Эта эталонная температура выбрана как климатическая температура поверхности моря (а не текущая), рассчитанная с 1984 по 1994 год в тропической Атлантике из обычного разработанного продукта, рассчитанного по данным METEOSAT и морских судов.

Согласно Жаку и Трегеру (1986) [3], апвеллированная вода из Мавритании и Сенегала состоит в основном из Южной Атлантикой центральной воды. Регулярные береговые измерения на нескольких океанографических станциях в Сенегале показывают, что экстремальные самые холодные ситуации соответствуют очень стабильным значениям температуры поверхности океана между  $14,0^{\circ}\text{C}$  и  $14,5^{\circ}\text{C}$ .

В этом случае соленость апвеллированной воды (между 35,4% и 35,5%) подтверждает её происхождение.

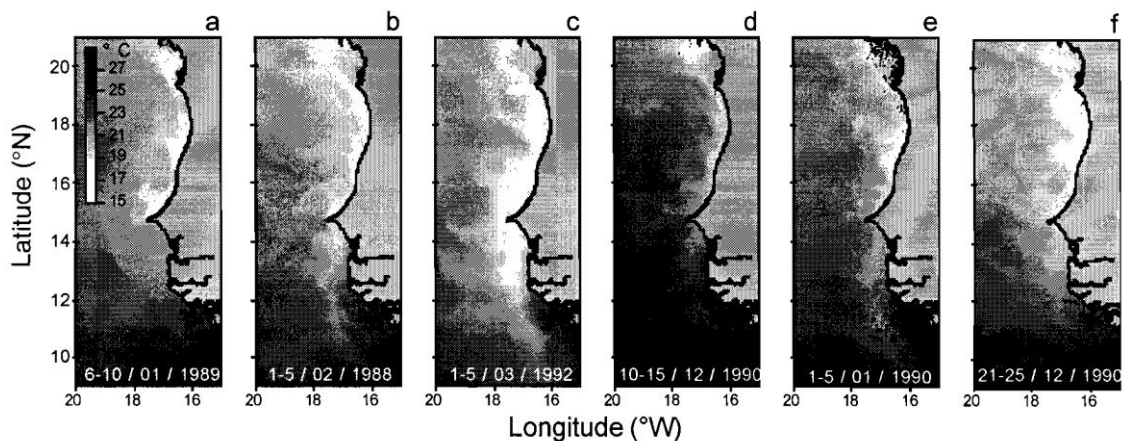


Рисунок 2.7—Наиболее частые поля температуры поверхности океана в сезон апвеллинга у Мавритании и Сенегала [3]

Уменьшение температуры поверхности океана от черного (27 °С) до белого (17 °С) для всех изображений. Многочисленные токи апвеллированных вод, движущихся у побережья хорошо видны.

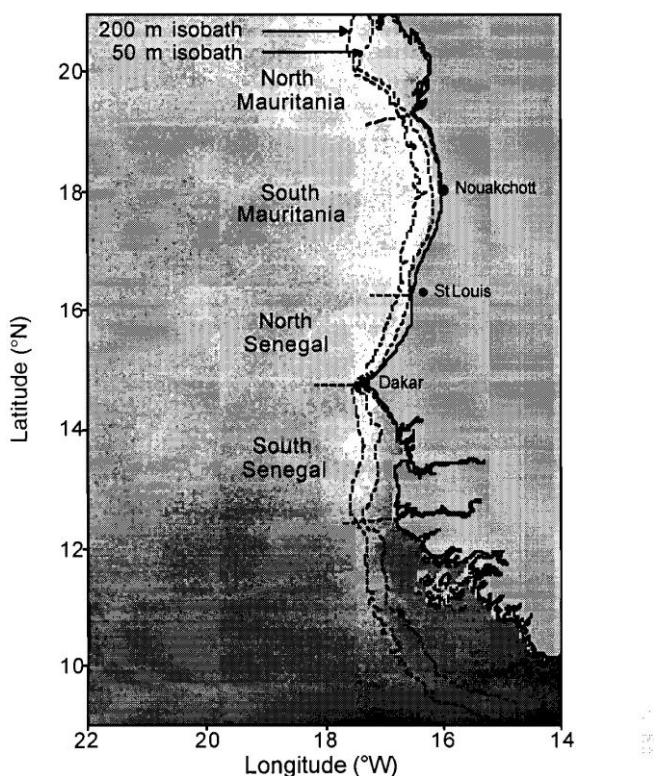


Рисунок 2.8—Локализация максимума поток апвеллированных вод на поверхности по отношению к местному строению дна и локализация прибрежных районов для вычисление индекса апвеллинга [3]

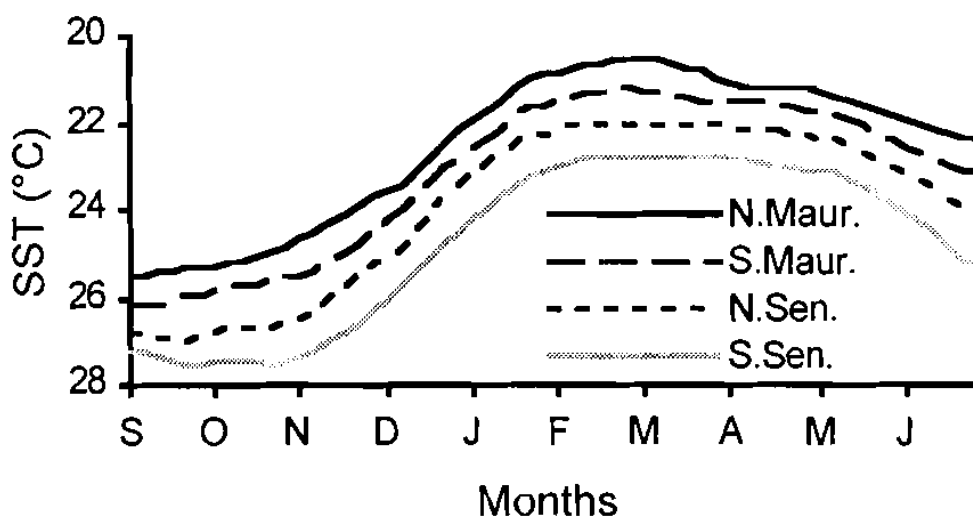


Рисунок 2.9—Прибрежные температуры поверхности океана на 23° ЗД от Мавритании и Сенегала, рассчитанные для Апвеллингового сезона 1984-94 годов по спутниковым данным [3]

С другой стороны, максимальный температуры поверхности океана зарегистрированный в прибрежной зоне в сезон апвеллинга во время очень слабых фаз апвеллинга изменяются сезонно и стремятся к температуре открытого океана на той же широте, где влияние апвеллинга пренебрежимо мало (из-за разбавления вод за счёт ветровой турбулентности).

Минимальное значение температуры поверхности океана, ожидаемое в центрах апвеллинга, отмечено SSTmin, представляет собой температуру южно-атлантических центральных вод, поскольку она достигает поверхности. Максимальная температура, отмеченная SSTmax, выбирается как климатическая температура поверхности открытого океана, зарегистрированного в 23° з.д. На рисунке 2.9 показан этот средний сезонный сигнал, рассчитанный по спутниковой климатологии, разработанной для 1984-1994 годов, в северной части Мавритании до Юга Сенегала. Этот морской сигнал является репрезентативным для морского шельфа. В течение данного

года он отражает «сезонное прошлое» апвеллинга в прибрежной зоне, но не его текущую интенсивность.

Как сообщалось в исследованиях прибрежных океанографических измерений ветра и температуры поверхности океана, сезонные колебания наблюдаемой величины SSTsat указывают на тот факт, что при определенном уровне воздействия ветра охлаждение поверхности океана больше в начале или в конце сезона апвеллинга в относительно теплых условиях, чем в середине сезона в более холодных окружающих водах. Это позволяет сравнить интенсивность апвеллинга в течение всего сезона. Основное отличие от индекса Экмана - пространственно-временной интегрирующий эффект внутренне связанный с индексом на основе температуры поверхности океана и четко отображаемым на рисунке 2.10. [3]

Важные расхождения остаются между этими двумя параметрами (рис.2.10.) частично из-за выбора данных судов, близких к побережью (особенно в южной части Мавритании).

Этот факт четко проявляется во всех различиях в средних значениях, отдельно рассчитанных по данным судов и от спутника по одной и той же прибрежной зоне (рис.2.11). Эта разница приводит к серьезной недооценке интенсивности апвеллинга, рассчитанных по данным судов. Эта недооценка высока в начале (когда морская протяженность апвеллинга обычно слабая, см. например рис. 2.6 и 2.7d. Кроме того, эта переоценка отличается от года к году, в зависимости от изменчивости распределения судов.

Исходя из этих наблюдений, индекс апвеллинга на основе температуры поверхности океана, были рассчитаны по отклонениям наблюдаемой температуры поверхности океана от её экстремальных теоретических значений, соответственно определённых и сезонно меняющихся.

Чтобы принять во внимание влияние пространственного разбавления апвеллированных вод на поверхностном слое, индекс апвеллинга может быть рассчитан по следующей формуле:



$$SSTI = (SST_{SAT} - SST_{MAX}(\phi, \text{месяц})) / (SST_{MIN} - SST_{MAX}(\phi, \text{месяц})) \quad (2.25)$$

где

$SSTI$  — Индекс апвеллинга рассчитан по данным температуры поверхности океана;

$SST_{SAT}$  — Температура поверхности прибрежной части океана по спутниковым данным;

$SST_{MAX}(\phi, \text{месяц})$  — Теоретическая максимальная температура поверхности океана на данной широте в данное время года;

$SST_{MIN}$  — Температура поверхности открытого океана.

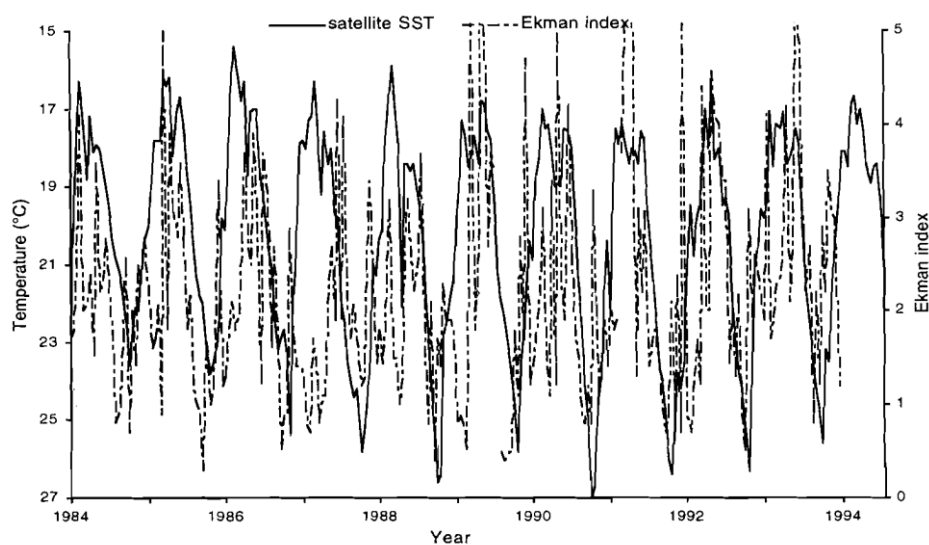


Рисунок 2.10—Прямое сравнение Экмановского индекса и данных спутника [3]

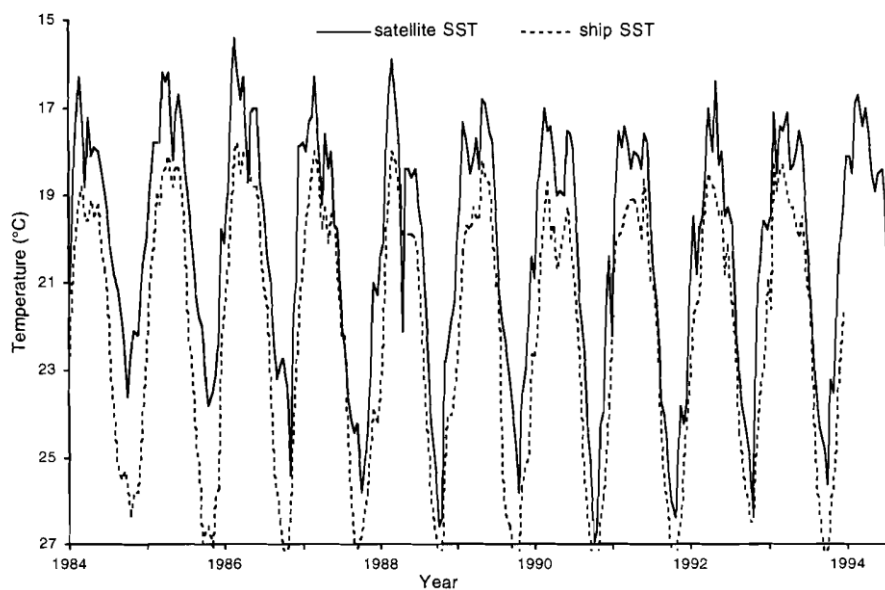


Рисунок 2.11—Сравнение температуры поверхности океана по данным спутника и морских судов [3]

На рисунке 2.12 показана динамика апвеллинга, рассчитанная с использованием этого индекса для 4 областей (см. Также рис. 2.12) из севера Мавритании до юга Сенегала за период 1984-1993 годов. 5-дневная шкала времени воспроизводит краткосрочную динамику интенсивности апвеллинга. Основная предвзятость (кроме систематической) кажется невероятной, учитывая большое количество входных данных и однородности обработки временных рядов.

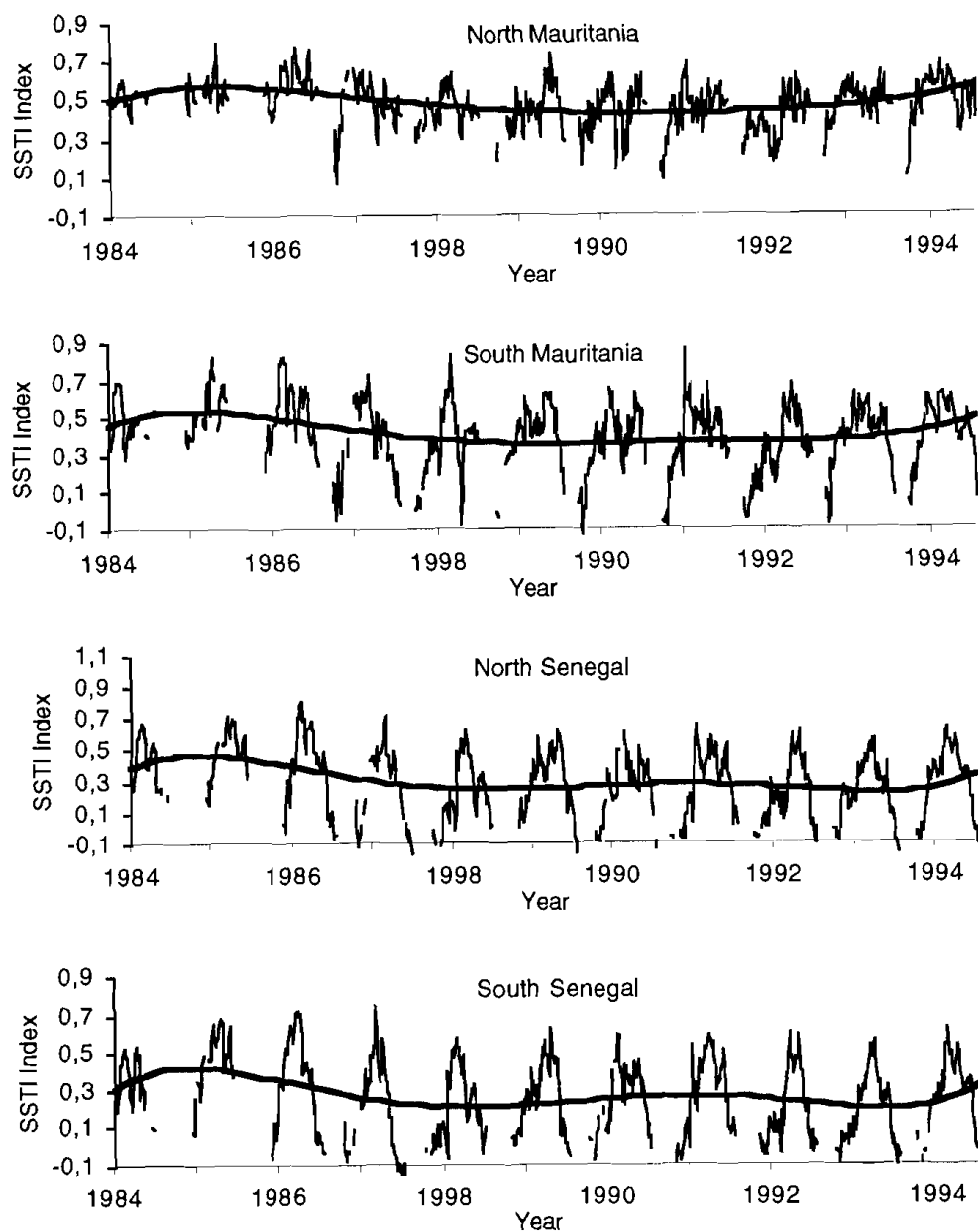


Рисунок 2.12. –Индекс апвеллинга рассчитан по данным температуры поверхности океана с севера Мавритании до юга Сенегала с 1984 по 1993 [3]

#### 2.4 Тенденции и соответствующие параметры динамики апвеллинга

Очень высокая сезонная динамика апвеллинга в Западной Африке четко показана с помощью индекса апвеллинга на основе температуры поверхности океана с 1984 по 1993 год (рис.2.12) и косвенно подтверждается краткосрочной пространственной динамикой, наблюдаемой в серии ежедневных спутниковых

снимках, которые предполагают ежедневный ответ на воздействие ветра, согласно предыдущим береговым измерениям температуры поверхности океана.

Относительное смещение, по-видимому, исключается в таком спутниковом продукте поле температуры, и ни одна линейная тенденция не очевидна с точки зрения изменение интенсивности апвеллинга в течение 11 лет. Тем не менее, группы «холодных» и «теплых» лет выставляются, когда используется полиномиальный сплайн 5-й степени (рис. 2.12), непрерывные линии). 1984 и 1985 годы являются самыми холодными во временном ряде а 1988, 1989 и 1992 годы были самыми теплыми. Интересно отметить, что 1985 год был теплым годом в тропической Атлантике, из-за влияния 1982-83 Эль-Ниньо, и что усиление прибрежного апвеллинга у Мавритании может быть местным эффектом этого потепления.

Общее сходство краткосрочных трендов индекса апвеллинга очевидно для четырех областей (рисунок 2.13). Интересным случаем относительно холодным сезонам 89/90 и 90A1, для которых характерна инверсия тенденций, из теплых годов в Северной Мавритании до холодных в Юге Сенегала. Очень регулярный градиент Север-Юг этого феномена позволяет отвергнуть гипотезу о наличии местного артефакта и считать что было временное изменение в поле ветра которое в течение этих лет действительно имело место. Это наблюдение выражает снижение нормального убывающего зонального градиента благоприятного для появления апвеллинга, от Мавритании до Сенегала. Временная эволюция индекса апвеллинга (рисунок 2.13) показывает, что усиление пассатов в этом регионе иногда находится в одной фазе (в случае периода 85-90) и временами в противоположной фазе (в случае периода 90-94). Было показано в этой области что интенсивность зонального градиента между севером Мавритании и Сенегалом усиливает миграцию нескольких видов рыб [3].

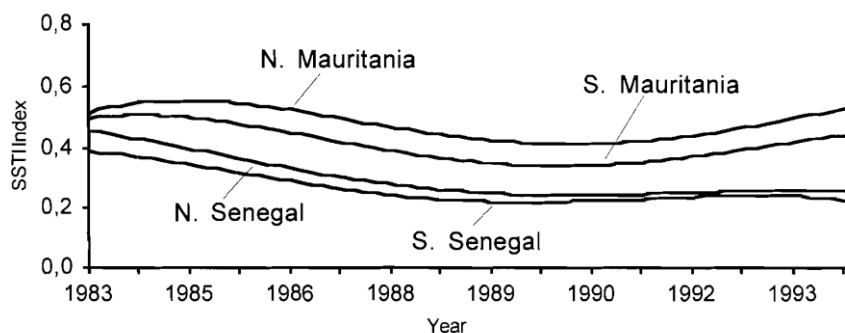


Рисунок 2.13—Зональная структура индекса апвеллинга с севера Мавритании до юга Сенегала (1984 — 1993) [3]

Долгосрочные изменения интенсивности апвеллинга были исследованы с 1964 по 1993 год по данным судов. Экмановский индекс апвеллинга (рисунок 2.14) и температура поверхности океана (рисунок 2.15) показывают слабое увеличение интенсивности апвеллинга. Это увеличение кажется связанным с долгосрочными наблюдениями за интенсивностью пассатов. Тем не менее, снижение потенциального воздействия на популяции прибрежных рыб, уникальной долгосрочной тенденцией из-за глобального потепления были бы ограничительными, поскольку может быть показано, что амплитуда среднесрочных межгодовых изменений в несколько раз больше (и на оборот), чем амплитуда глобального потепления. Кроме того, интенсивность апвеллинга в Сенегале, измеренная по данным дистанционного зондирования, показывает слабое уменьшение интенсивности пассатов на 84-93 период (рисунок 2.14).

Кроме того, уменьшение интенсивности апвеллинга до среднего было бы ограниченным, так как очевидно, что присутствует множество параметров необходимых для описания динамически апвеллинга в разных пространственных и временных масштабах. Среди этих параметров то, что продолжительность Апвеллингового сезона является очень вспомогательным параметром, поскольку никакая связь не может быть показана между

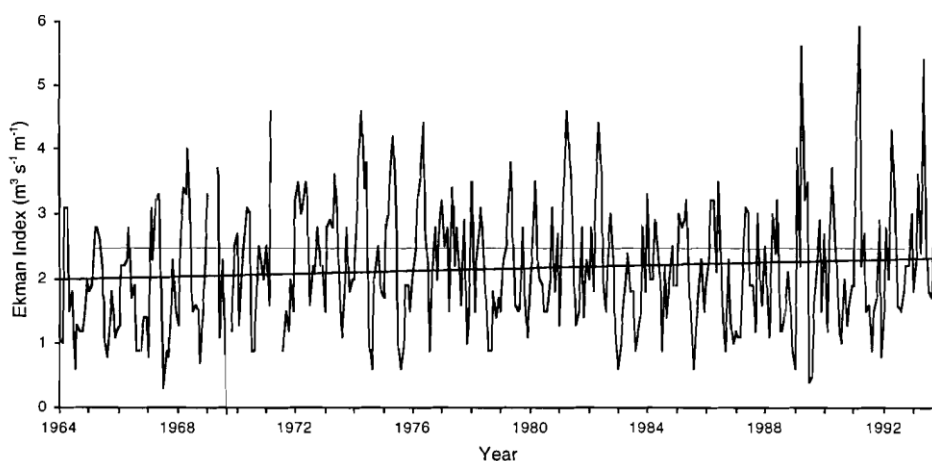


Рисунок 2.14.—Экмановский индекс апвеллинга рассчитан по данным судов в Мавритании с 1964 по 1992 [3]

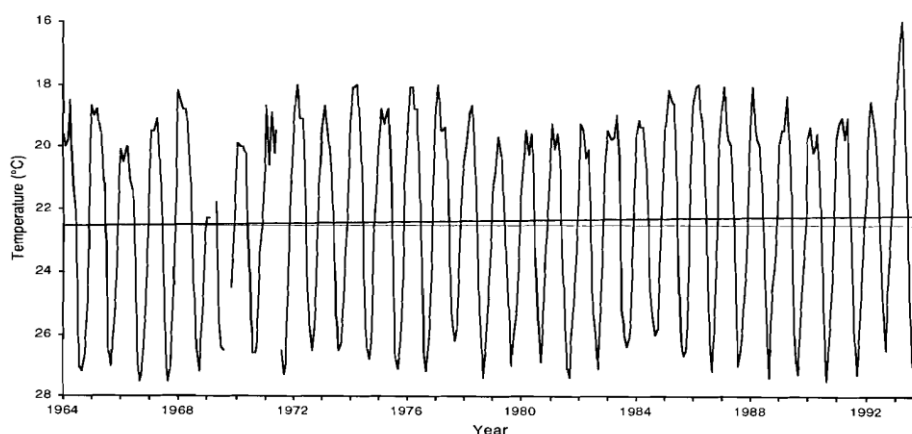


Рисунок 2.15—Температура поверхности океана по данным судов в Мавритании с 1964 по 1993 [3]

интенсивностью апвеллинга, продолжительностью сезона и временем начало сезона, будь то при использовании спутниковых данных или прибрежные океанографические ресурсы.

Подобно этому, важность определения времени гидрологического перехода на местный промысел была показана в Мавритании. В других регионах, например, в Береге Слоновой Кости, тенденция в продолжительности

сезона апвеллинга играет важную роль в восстановлении промысла рыбы “*Sardinella aurita*” в течение последних лет.

### 3 Исследование пространственно-временного распределение интенсивности Апвеллинга у берегов Мавритании.

#### 3.1 Постановка задачи

Как уже указывалось, погода в Мавритании в основном изменяется под влиянием пассатного режима (харматана в основном). Это явление достаточно хорошо изучено. Но существует другое не маловажное явление, от которого будет зависеть качество прогноза, Это явление апвеллинга.

Действительно, наличием огромного водного объекта нельзя пренебречь, и возникает необходимость изучить его влияние на погоду.

Являясь результатом конфигурации полей метеорологических величин, Апвеллинг в свою очередь влияет на те же самые поля, изменяя их.

Как уже указывалось в механизмах образование Апвеллинга, поднятая вода из глубины более холодная, которая взаимодействуя с воздушными массами изменяет их характеристики, в частности температуру, влажность и давление, которые являются ключевыми факторами для прогноза погоды.

Действительно, понижение температуры в горячей воздушной массе приводит к образованию избыточной влажности, что приводит к конденсации и выпадению внутримассовых осадков, а так же к образованию туманов и дымок.

#### 3.2 Расчёты интенсивности Апвеллинга

В качестве примера был выбран ряд данных 2010 года, для которого была рассчитана интенсивность Апвеллинга каждые сутки, для удобства на приводимых рисунках эта интенсивность была умножена на десять.

Для расчётов апвеллинга были использованы ежесуточные данные реанализа ERA-Interim.



Индекс интенсивности рассчитывался по диагностическому уравнению Экмана адаптированному к характеристикам береговой линии Мавритании, что привело к следующей параметрической системе уравнений.

$$V \leq 5\text{м/с} \begin{cases} I = (\rho \cdot 0.01 \cdot \cos^2(197 - v)/2 \cdot \omega \cdot \sin\varphi, & \varphi \leq 18^\circ & (2.27) \\ I = (\rho \cdot 0.01 \cdot \cos^2(170 - v)/2 \cdot \omega \cdot \sin\varphi, & 18^\circ < \varphi \leq 19^\circ & (2.28) \\ I = (\rho \cdot 0.01 \cdot \cos^2(191 - v)/2 \cdot \omega \cdot \sin\varphi, & 19^\circ < \varphi \leq 20^\circ & (2.29) \\ I = (\rho \cdot 0.01 \cdot \cos^2(143 - v)/2 \cdot \omega \cdot \sin\varphi, & 20^\circ < \varphi \leq 21^\circ & (2.30) \\ I = (\rho \cdot 0.01 \cdot \cos^2(189 - v)/2 \cdot \omega \cdot \sin\varphi, & 21^\circ < \varphi & (2.31) \end{cases}$$

$$5\text{м/с} < V < 8\text{м/с} \begin{cases} I = (\rho \cdot 0.0017 \cdot \cos^2(197 - v)/2 \cdot \omega \cdot \sin\varphi, & \varphi \leq 18^\circ & (2.32) \\ I = (\rho \cdot 0.0017 \cdot \cos^2(170 - v)/2 \cdot \omega \cdot \sin\varphi, & 18^\circ < \varphi \leq 19^\circ & (2.33) \\ I = (\rho \cdot 0.0017 \cdot \cos^2(191 - v)/2 \cdot \omega \cdot \sin\varphi, & 19^\circ < \varphi \leq 20^\circ & (2.34) \\ I = (\rho \cdot 0.0017 \cdot \cos^2(143 - v)/2 \cdot \omega \cdot \sin\varphi, & 20^\circ < \varphi \leq 21^\circ & (2.35) \\ I = (\rho \cdot 0.0017 \cdot \cos^2(189 - v)/2 \cdot \omega \cdot \sin\varphi, & 21^\circ < \varphi & (2.36) \end{cases}$$

$$8\text{м/с} \geq V \begin{cases} I = (\rho \cdot 0.0024 \cdot \cos^2(197 - v)/2 \cdot \omega \cdot \sin\varphi, & \varphi \leq 18^\circ & (2.37) \\ I = (\rho \cdot 0.0024 \cdot \cos^2(170 - v)/2 \cdot \omega \cdot \sin\varphi, & 18^\circ < \varphi \leq 19^\circ & (2.38) \\ I = (\rho \cdot 0.0024 \cdot \cos^2(191 - v)/2 \cdot \omega \cdot \sin\varphi, & 19^\circ < \varphi \leq 20^\circ & (2.39) \\ I = (\rho \cdot 0.0024 \cdot \cos^2(143 - v)/2 \cdot \omega \cdot \sin\varphi, & 20^\circ < \varphi \leq 21^\circ & (2.40) \\ I = (\rho \cdot 0.0024 \cdot \cos^2(189 - v)/2 \cdot \omega \cdot \sin\varphi, & 21^\circ < \varphi & (2.41) \end{cases}$$

Этот расчёт показал, что апвеллинг бывает в любой сезон с изменяющейся интенсивностью в зависимости от распространение полей метеорологических величин, без какой либо сезонной закономерности, что приводит к тому, что эту интенсивность нельзя осреднять не по сезонам, не по годам.

Таким образом, в качестве примера максимумы интенсивности наблюдались в январе (5-го), в марте (6-го), в мае (15-го) и во многих других днях (рисунки 3.1, 3.2 и 3.3).

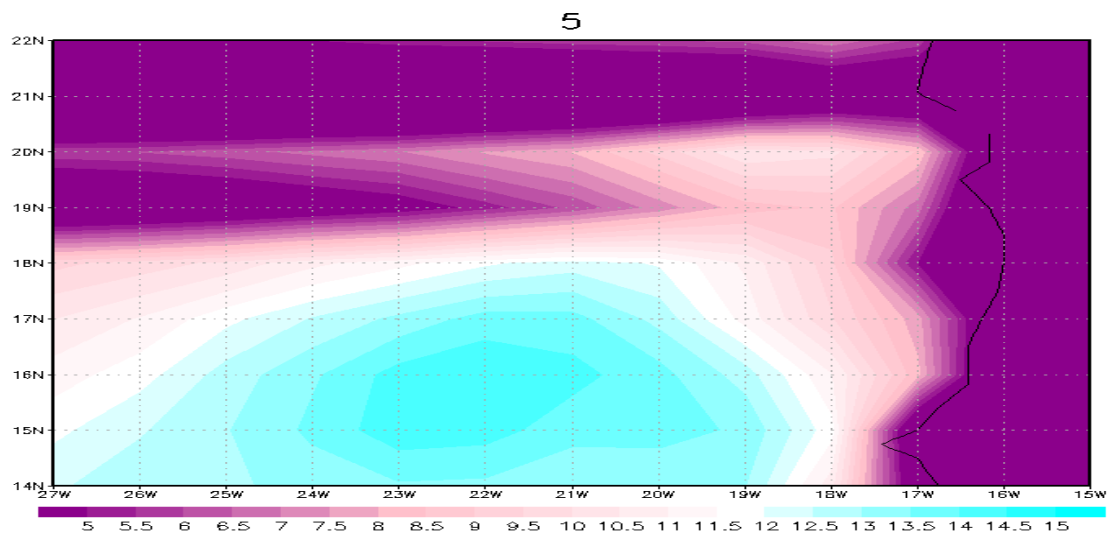


Рисунок 3.1—Интенсивность Апвеллинга 5-го Января

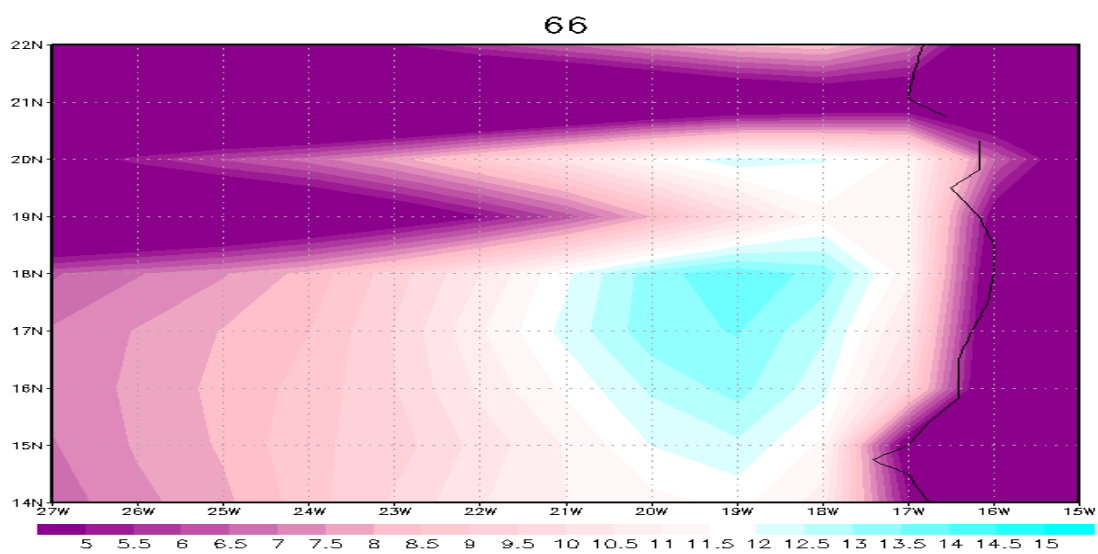


Рисунок 3.2—Интенсивность Апвеллинга 6-го Марта

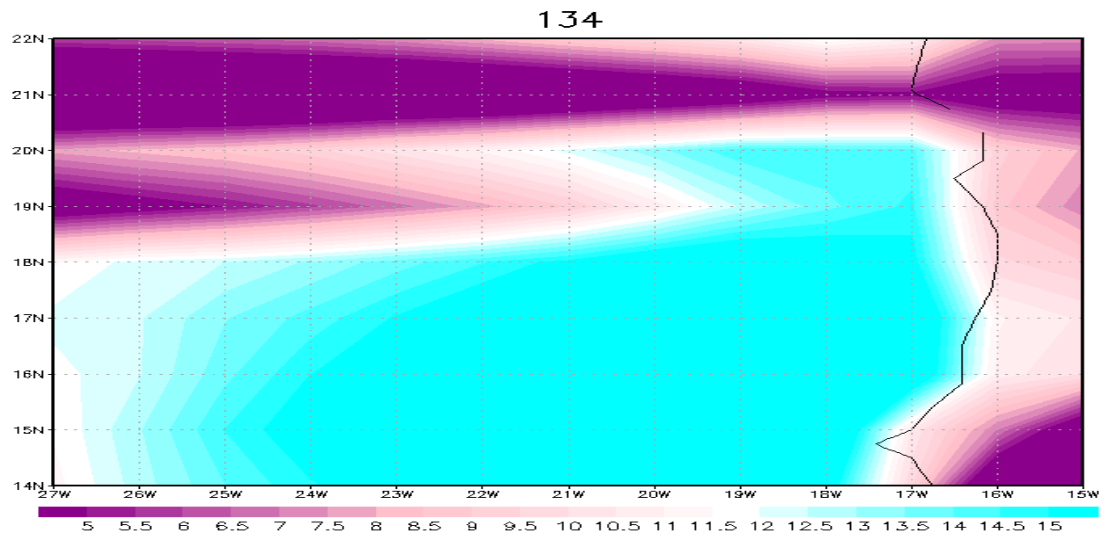


Рисунок 3.3—Интенсивность Апвеллинга 15-го Мая

Следует отметить, что в тех же самых месяцах с максимумом интенсивности наблюдались и минимумы, это показано на рисунках 3.4, 3.5 и 3.6.

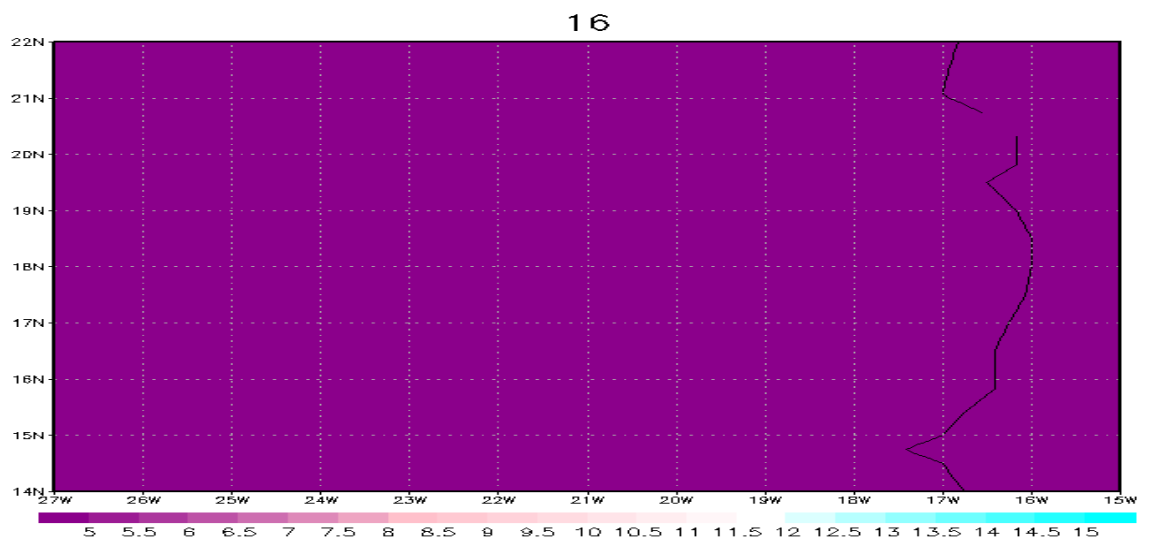


Рисунок 3.4—Интенсивность Апвеллинга 16.01.2010

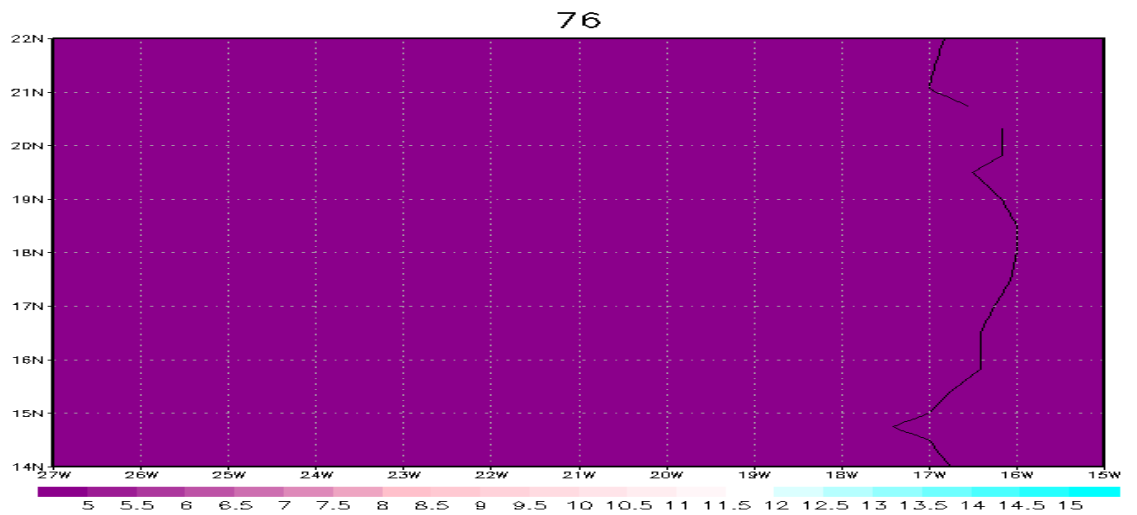


Рисунок 3.5—Интенсивность Апвеллинга 16.03.2010

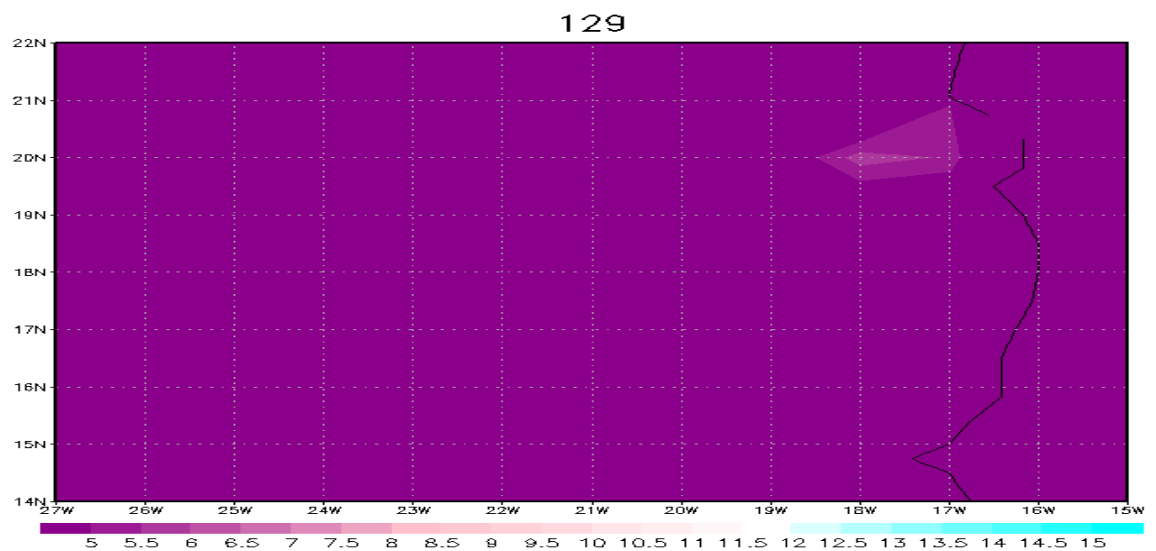


Рисунок 3.5—Интенсивность Апвеллинга 09.05.2010

Соответствующие линии тока в эти же дни с максимальной интенсивностью Апвеллинга показаны на рисунках 3.6, 3.7, 3.8.

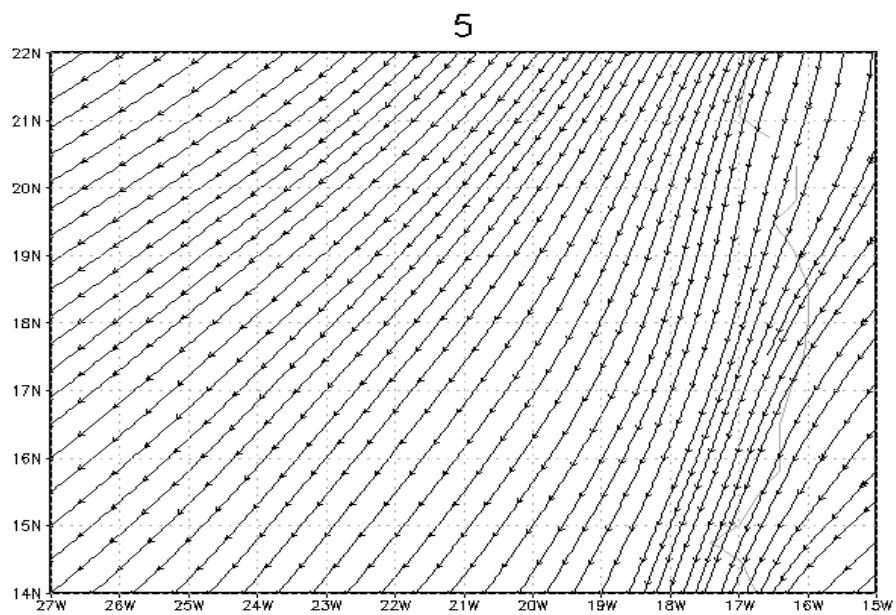


Рисунок 3.6—Линии тока связаны с максимумом Апвеллинга 5-го Января

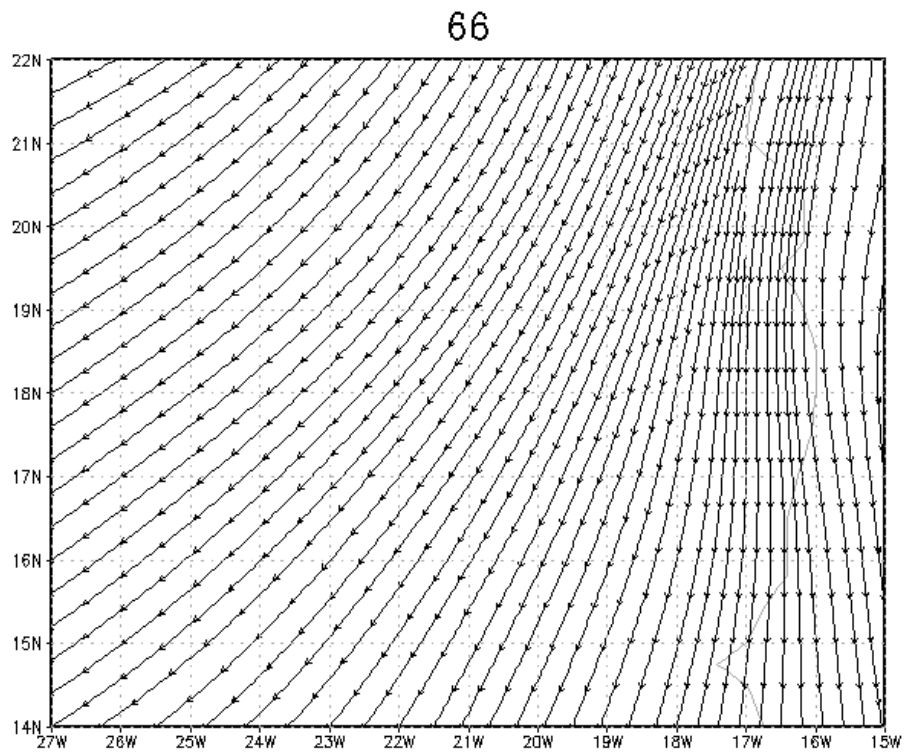


Рисунок 3.7—Линии тока связаны с максимумом Апвеллинга 6-го Марта

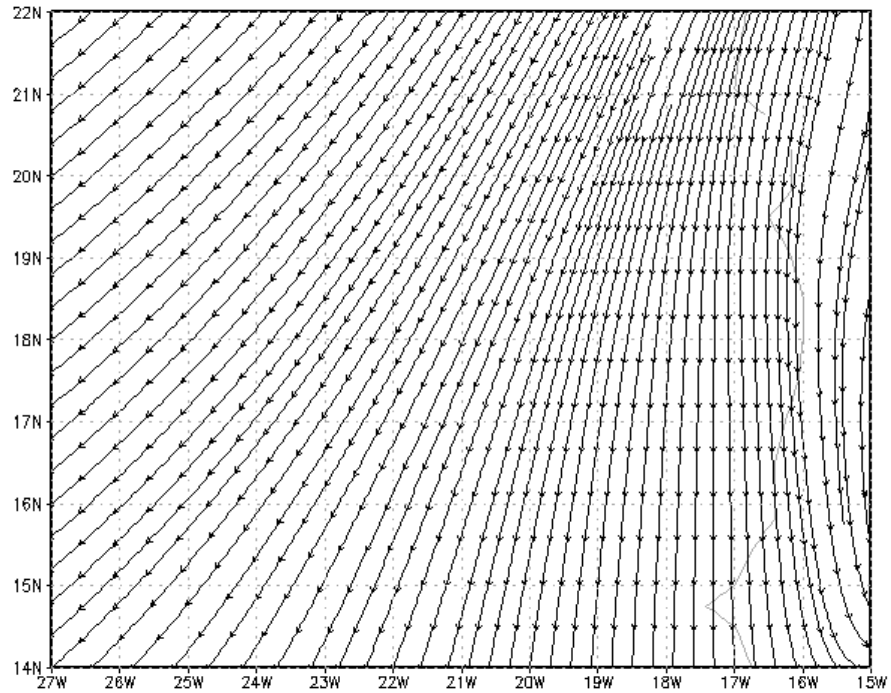


Рисунок 3.8—Линии тока связаны с максимумом Апвеллинга 15-го Мая

### 3.3 Влияние наличия Апвеллинга на поле температур.

Рассмотрим в качестве примера Январь месяц, в этом месяце в 2010 году наблюдался Апвеллинг с 4 по 14, за тем следовало его отсутствие до 23-го числа включительно.

Из анализа полей температуры, приведённых на рисунках 3.9, 3.10 и 3.11 видно, что если 3-го числа (рисунок 3.9) вся береговая линия заключена между изотермами 22-24, то 4-го из за наличие апвеллинга изотерма 20 уже её пересекает (рисунок 3.10), а 9-го числа уже вся береговая линия заключена между изотермами 20 и 22 (рисунок 3.11). То есть температура у берега понизилась на 2 градуса.

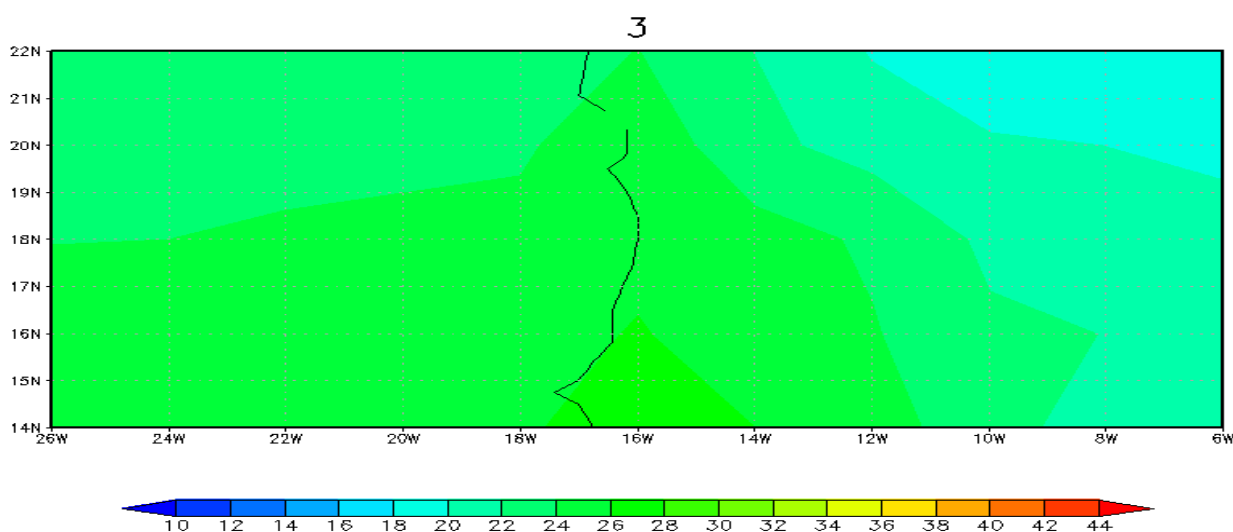


Рисунок 3.9—Распределение температуры 03.01.2010

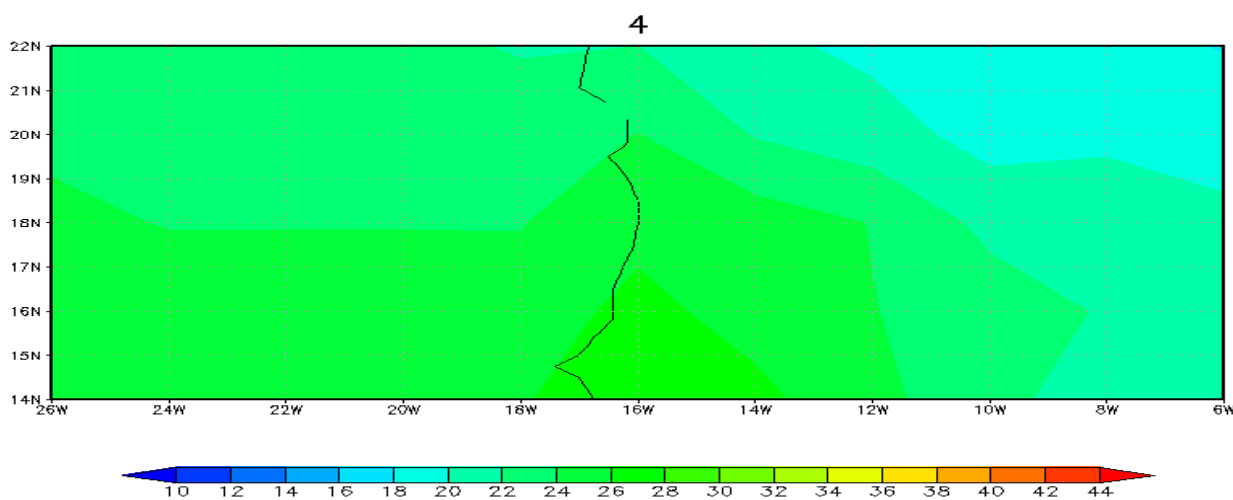


Рисунок 3.10—Распределение температуры 04.01.2010



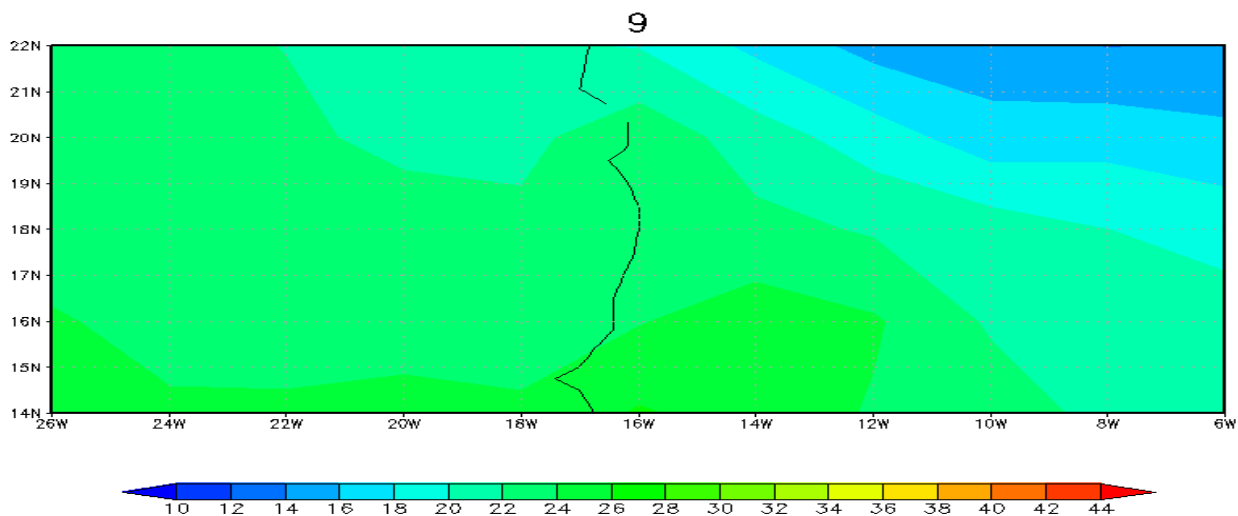


Рисунок 3.11—Распределение температуры 09.01.2010

За тем, из за ослабление Апвеллинга температура прибрежных районов увеличиваться и 15-го числа, когда явление погасло полностью береговая линия снова находится между изотермами 22 и 24 градуса (рис. 3.10).

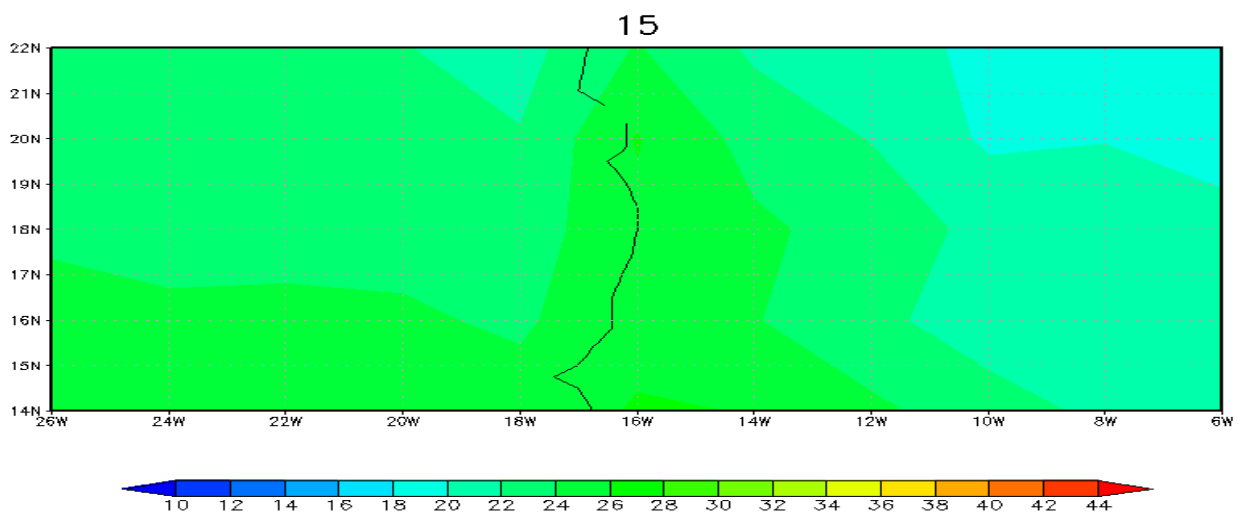


Рисунок 3.12—Распределение температуры 15.01.2010

### 3.4. Влияние наличие Апвеллинга на поле давление.

Следует предположить что в силу того, что температура понизилась давление, в свою очередь являясь обратно пропорциональной величиной будет увеличиваться.

Но, это не совсем так. Действительно, Апвеллинг может привести к увеличению давления. Но, являясь следствием определённой конфигурации полей метеорологических величин, сильное искажение поле барической топографии неизбежно привело бы к исчезновению явления.

Пользуясь тем же примером, 3-го числа поле барической топографии выглядело следующим образом (рис. 3.13).

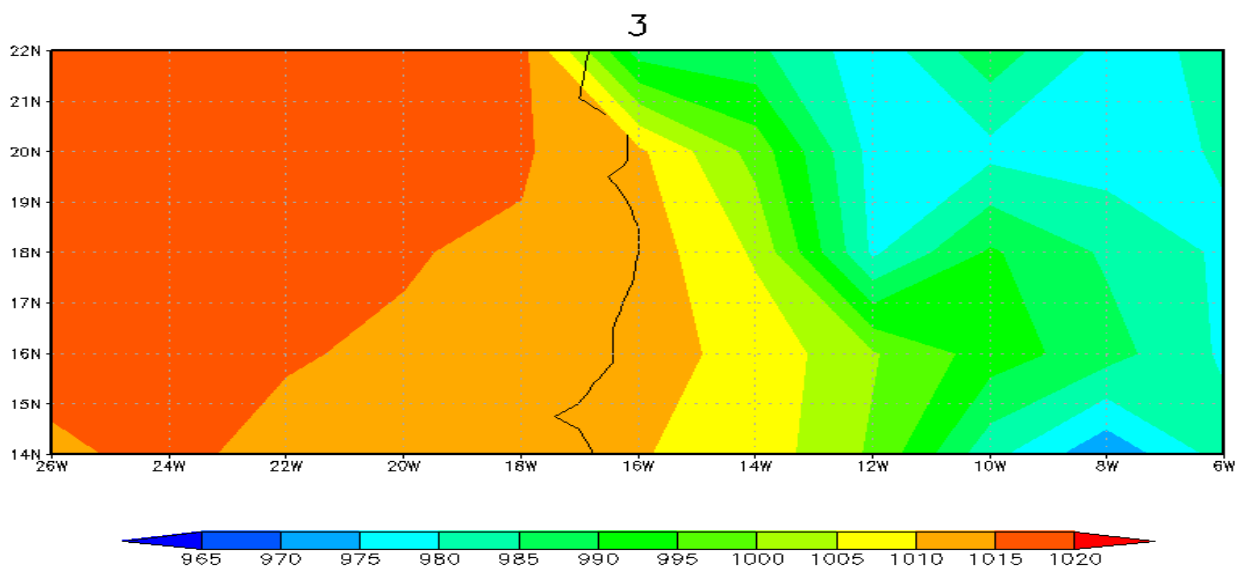


Рисунок 3.13—Поле приземного давление 03.01.2010

Поле, показанное на рисунке 3.11, привело к образованию Апвеллинга, но наличие явления не сильно его исказило, это показано на рисунках 3.14 и 3.15.

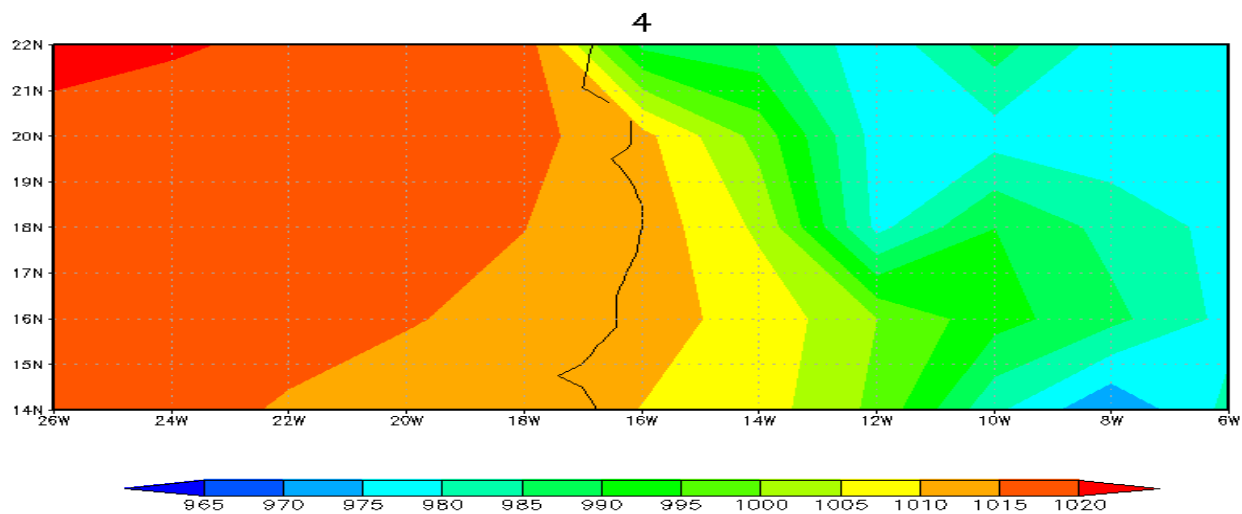


Рисунок 3.14—Поле приземного давление 04.01.2010

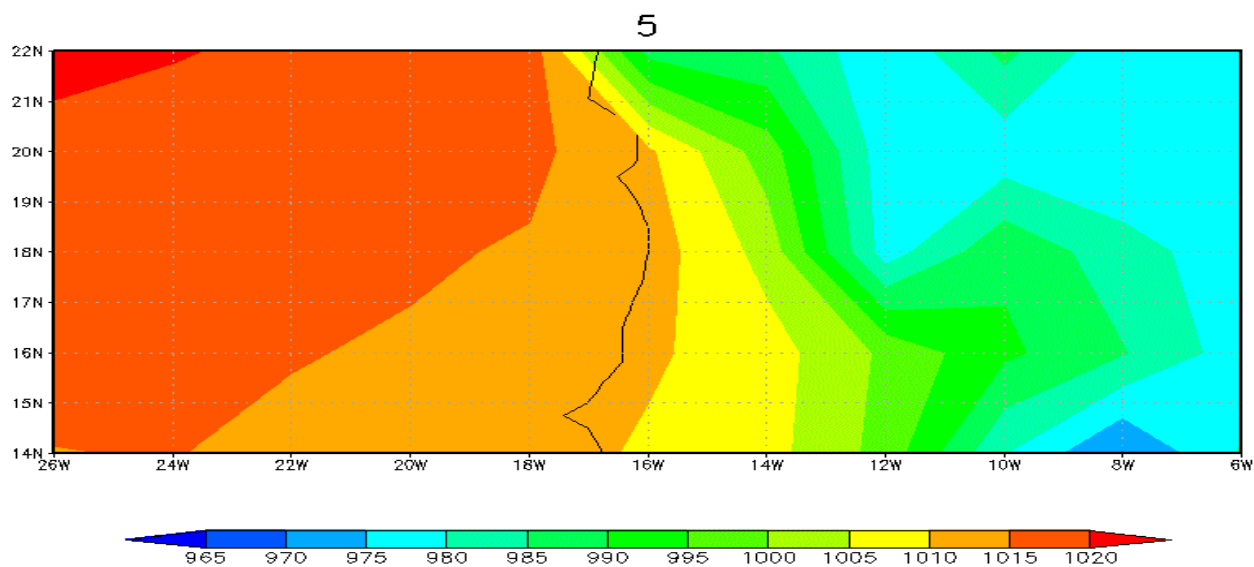


Рисунок 3.15—Поле приземного давление 05.01.2010

### 3.5. Сравнение прогностического поле температуры с реально наблюдаемым

В ходе исследования были проведены численные эксперименты с гидродинамической мезомасштабной моделью WRF. Был создан модельный

домен, на котором были получены поля прогностических Метеорологических величин, в частности, температуры, которую было необходимо осреднить за сутки для того чтобы её можно было сравнить со среднесуточной наблюдаемой и анализированной ранее. Поля прогностических полей приведены на рисунках 3.16- 3.18.

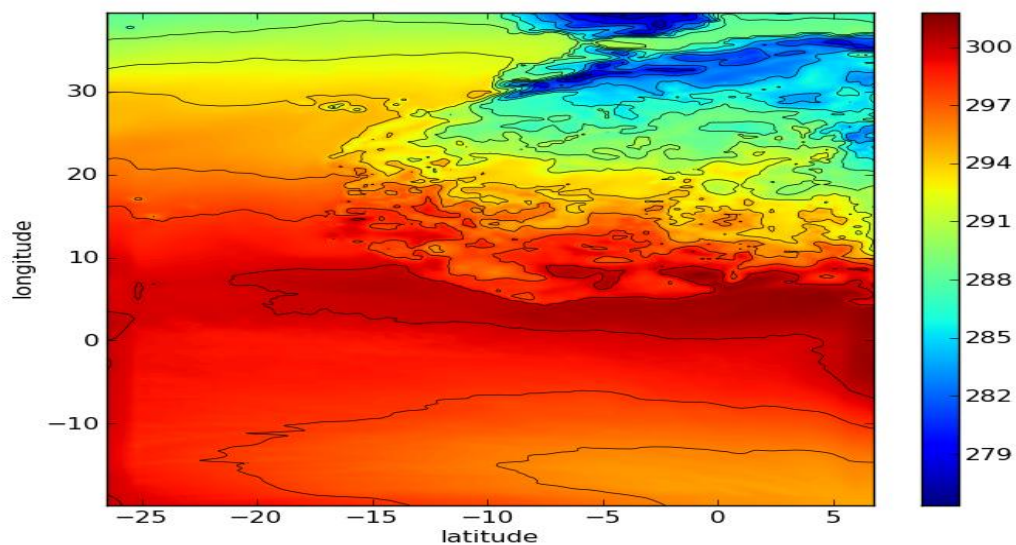


Рисунок 3.16— Модельная температура воздуха 03.01.2010

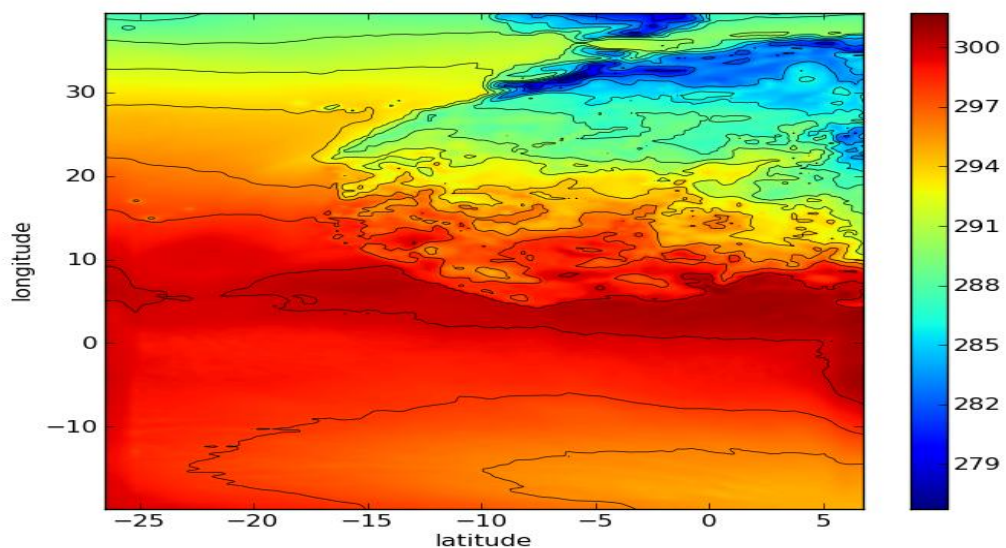


Рисунок 3.17—Модельная температура воздуха 04.03.2010

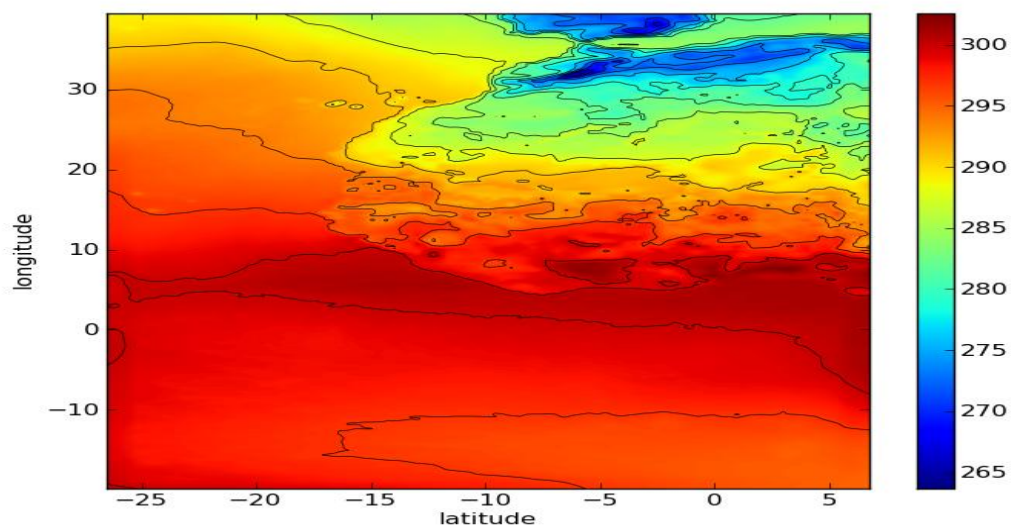


Рисунок 3.18— Модельная температура воздуха 09.05.2010

Сравнительный анализ показывает, что модель температуру завышает, в частности 09.01.2010 прогностическая температура составляет 22-27 °С в то время как реально наблюдаемая 20-22°С, что указывает на тот факт что необходимо ввести температурную поправку и более точно учесть влияние апвеллинга.

## Заключение

В ходе выполнения бакалаврской работы было всесторонне исследовано явление апвеллинга и его влияние на погодный и климатический режим Мавритании.

Проведён анализ полей температуры, ветра и давления для выявления их связи с явлением апвеллинга.

Попытка связать Апвеллинг с прогнозом Метеорологическx величин весьма перспективная, так как он сам является их следствием, следовательно его можно спрогнозировать так как возникает с запаздыванием по отношению к изменению полей давления и линий тока.

Была установлена связь между наличием обратной связи между апвеллингом и ожидаемой температурой воздуха.

Но влияние на давление трудно заметно, что означает то, что оно изменяется в основном из за перемещений центров действия и их стадий жизни в частности Азорского антициклона, от которого зависит погода в прибрежных районах Мавритании.

Проведённый анализ позволил сделать следующие выводы:

1. Явление Апвеллинга наблюдается временами круглый год.
2. От конфигурации линий тока явление зависит очень сильно.
3. Это явление приводит к уменьшению температуры воздуха по сравнению с днями предшествующими его.
4. Апвеллинг мало искажает поле давление.
5. Линии тока, зависящие от поля давление, мало искажаются.
6. Индекс апвеллинга может быть использован для прогноза температуры воздуха.

Кроме этого, выведена система уравнений для описания явления апвеллинга, которая в дальнейшем будет использована для создания гидродинамической модели явления.

Произведён цикл экспериментов по моделирования процессов на территории Мавритании с использованием модели WRF-ARW.

В дальнейшем было бы очень полезно объединить модель WRF с моделью апвеллинга.

## Список источников

1. Isnard Hildebert. Le mécanisme du climat de l'ouest africain. In: L'information géographique, volume 16, n°3, 1952. pp. 98-100
2. Dana Lynn Duke and Paul Derek Sinz. In: Exact Solutions for Wind-Driven Coastal Upwelling and Downwelling over Sloping Bathymetry, 2010
3. Hervé Demarcq In: Spatial and Temporal Dynamics of the Upwelling off Senegal and Mauritania: Local Change and Trend
4. CLAUDE ROY In: Les upwellings : le cadre physique des pêcheries côtières ouest-africaines
5. Тараканов Г. Г. Тропическая метеорология: учебное пособия/ Г. Г. Тарканов; ред. В. М. Радикевич; Гидрометеоиздат.— Л; 1980.— 278(4)с
6. Хромов С. П. Метеорологический словаря: Словарь/ С. П. Хромов, Л. И. Мамонтова; ред. В. И. Кузьменко; Гидрометеоиздат.— 3-е изд .— Л; 1974.— 570(3)с
7. Гейбер И.П. Англо-Русский метеорологический словарь: Словарь/ И. П. Гейбер; ред. В. А. Изакова; Гидрометеоиздат.— Л; 1969.— 457(10)с
8. Гандин Л. С. Основы динамической Метеорологии: Учебник/ Л. С. Гандин; ред. К. В. Котыгтна; Гидрометеоиздат .— Л; 1955.— 650(8)с