



МОРСКИ ПРОСТРАНСТВЕН ПЛАН НА РЕПУБЛИКА БЪЛГАРИЯ 2021-2035

ХИДРОЛОГИЯ И ХИДРОГЕОЛОГИЯ
проф. д-р Любомир ДИМИТРОВ

3

СЪДЪРЖАНИЕ

СПИСЪК НА ФИГУРИТЕ	ii
СПИСЪК НА СЪКРАЩЕНИЯТА.....	iii
1. Хидрология.....	1
2. Температура и соленост на морската вода.	4
3. Крайбрежни води – речни устия, езера и блата, характеристики и състояние	29
4. Изводи и препоръки.....	47
ИЗТОЧНИЦИ НА ИНФОРМАЦИЯ	48

СПИСЪК НА ФИГУРИТЕ

Фигура 1: Климатично поле на температурата (ляво) и солеността (дясно) на стандартна дълбочина 300 m за февруари.	5
Фигура 2: Карта на изследваната площ, разпределение на станцията за вземане на проби и мрежа за интерполация.	6
Фигура 3: Вертикално разпределение на температурата, солеността и плътността в горния 200 m слой през лятото.....	8
Фигура 4: Вертикално разпределение на температурата, солеността и плътността в горния 200 m слой през зимата.	9
Фигура 5: Летни климатични полета на температура (вляво) и соленост (вдясно) на повърхността, 75 m и 150 m дълбочина.....	10
Фигура 6: Зимни климатични полета на температура (вляво) и соленост (вдясно) на повърхността, 75 m и 150 m дълбочина.....	11
Фигура 7: Зонални разрези на температурата и солеността в горния 300 m слой, за южната (А) 43.2° с.ш. и северната (В) 43.4° с.ш. на изследвания район през лятото.	14
Фигура 8: Зонални разрези на температурата и солеността в горния 300 m слой, за южната (А) 43.2° с.ш. и северната (В) 43.4° с.ш. на изследвания район през зимата.	16
Фигура 9: Сателитно изображение на развита вихрова структура на повърхностната циркулация	18
Фигура 10: Схема на основните характеристики на циркулацията на горния слой, синтез на хидрографски проучвания преди 1990 г. и преработена схема, включваща характеристики, получени от анализа на данни с алтиметър.....	19
Фигура 11: Пространствено разпределение на средната значителна височина на вълната [m].....	23
Фигура 12: Пространствено разпределение на продължителността на действието в [103 h] на вълни с височина 0.3 ÷ 2.0 m	23
Фигура 13: Средна месечна значителна височина на вълната [m]	24
Фигура 14: Рози на вълните за 8 диапазона от посоки и 10 диапазона на височината на вълната с нарастване от 0.5 m.....	25
Фигура 15: Вълнов климат на западния черноморски шелф - месечна средна значителна височина на вълната	26
Фигура 16: Брой бури в периода 1948-2010 г.	28
Фигура 17: Повърхностни морски водни тела по българското черноморско крайбрежие .	29
Фигура 18: Зона с потенциален риск от морски наводнения BG02_APSFR_BS_01 – Черно море – Дуранкулак	36
Фигура 19: BG02_APSFR_BS_02 – Черно море – Шабла.....	37
Фигура 20: BG02_APSFR_BS_03 – Черно море – Балчик.....	38
Фигура 21: BG02_APSFR_BS_04 – Черно море – Варна.....	39
Фигура 22: BG02_APSFR_BS_05 – Черно море – Обзор.....	40
Фигура 23: BG02_APSFR_BS_06 – Черно море – Несебър.....	41
Фигура 24: BG02_APSFR_BS_07 – Черно море – Бургас.....	42
Фигура 25: BG02_APSFR_BS_08 – Черно море – Созопол.....	43
Фигура 26: BG02_APSFR_BS_09 – Черно море – Приморско	44
Фигура 27: BG02_APSFR_BS_10 – Черно море – Царево.....	45
Фигура 28: BG02_APSFR_BS_11 – Черно море – Ахтопол	46

СПИСЪК НА СЪКРАЩЕНИЯТА

БДЧР	Басейнова Дирекция „Черноморски район“
ДВ	Държавен вестник
ЕС	Европейски съюз
ИГГГ	Институт по география, геофизика и геодезия
ИО	Институт по океанология на БАН
МОСВ	Министерство на околната среда и водите
МПП	Морско пространствено планиране
МППРБ	Морски пространствен план на Република България (2021-2035 г.)
МРРБ	Министерство на регионалното развитие и благоустройството
МС	Министерски съвет
ОЧТ	Основно Черноморско течение
ПУРН	План за управление на риска от наводнения
РДВ	Рамкова директива за водите
РДМС	Рамкова директива за морска стратегия
РЗПРН	Райони със значителен риск от наводнения
СМС	Студен междинен слой
NCAR/NCER	Глобален решетен набор от данни, представящ състоянието на земната атмосфера
WAM	Проект за моделиране на вълни

ХИДРОЛОГИЯ И ХИДРОГЕОЛОГИЯ

1. Хидрология

Черно море е разположено в Северното полукълбо между 41,00° и 47,00° с.ш. и между 27,00° и 42,00° и.д. То представлява елипсоиден полузатворен басейн с приблизителни размери – дължина 1000 km и ширина 400 km. Той е свързан със Средиземно море чрез тесния проток Босфор на югозапад и чрез протока Керч с малкото и плитко Азовско море на север. Площта на Черно море 423 000 km² е приблизително една пета от повърхността на Средиземно море. Общият му обем е 547 000 km³ и максимална дълбочина около 2 200 m. С изключение на северозападния и отчасти западния, шелфът на Черно море е тесен, а релефът му се отличава с добре изразени топографски вариации. Северозападният шелф, който заема около 20% от общата площ, е единственото акумулативно тяло, където се вливат трите най-големи европейски реки - Дунав, Днепър и Днестър. Черно море е басейн с положителен воден баланс.

Големият сладководен речен вток на повърхността, както и притокът на солени средиземноморски води, разпространяващи се в дълбоководната част на морето през Босфорския проток, създават условия за **уникална двуслойна термо-халинна водна стратификация**. Оттук се образува остър хало-пикноклин, разположен на дълбочина 50 - 100 m, който разделя повърхностните и дълбоките басейнови слоеве (Özsoy & Ünlüata, 1997; Иванов и Белокопитов, 2013).

Вертикалната биогеохимична структура на Черно море се различава значително от типичната за океана. Рязкото стратифициране по плътност, придружено със слаба вертикална циркулация и смесване, предотвратяват вентилацията на водите под постоянния пикноклин. Това е основната причина, органичната материя, която непрекъснато седиментира и разлага, да води до развитие на **постоянна аноксия и високи концентрации на сероводород под дълбочина 120-150 m** през последните 7 000 години.

Хидроложките условия в Черно море са строго специфични. Той е най-големия аноксен басейн в света, със стабилна вертикална стратификация, причинена от преобладаващия речен вток и валежите. Средната аномалия на повърхностната плътност е 14 kg/m³, докато солеността навсякъде е под 22‰. От друга страна притокът на средиземноморска вода през Босфора е причината солеността в дълбоководните части на басейна да е по-висока от повърхностната. Отличителна черта на Черно море е наличието на **постоянен халоклин - слой с високи градиенти на солеността**, разположен между 120 m и 200 m дълбочина. Дълбочината му отразява баланса между повърхностните разпреснени и дълбоководните сравнително солени слоеве. Наличието на халоклина пречи на смесването и поддържа стабилността на повърхността, разделяща слоя, снабден с кислород, и сероводородния слой.

Дълго време присъствието на сероводородна зона в Черно море се приема като сигурно потвърждение на хипотезата за липса на обмен между повърхностния и дълбокия (под халоклин) воден слой. Причината за тази ситуация е, че докато повърхностните слоеве

редовно се попълват от речния вток и валежите, то по-дълбоките слоеве на Черно море се заемат само от соления вток от придънното Босфорско течение. Така обемът на въвежданата вода е много малък в сравнение с общия обем на водата в басейна, като е изчислено, че водата на по-големи дълбочини се подновява само веднъж на всеки 2 000-3 000 години. Независимо от силно изразения халоклинен “застой” на водите в чашката на басейна, система от различни циклонални и антициклонални вихри на практика заема целия воден стълб, като динамичните процеси продължават със специфична интензивност в различни слоеве.

С изключение на топлинния баланс и изпарението и валежите, общият хидрологичен режим на морето до голяма степен зависи от обема на речния вток и средиземноморския солен воден поток (соленост 34–36‰). Водният баланс на Черно море за периода 1923-1940 г. и 1945-1985 г. въз основа на изчисленията на водното количество от 800–801 km³ е показан в Таблица 1. (Altman and Matushevski, 1987).

Таблица 1: Воден баланс на Черно море

Вток	Обем [km ³ /год]	Загуби	обем [km ³ /год]
Валежи	237.7	Изпарение	395.6
Речен вток	338.0	Вток в Азовско море	33.4
Вток от Азовско море	49.8	Повърхностно босфорско течение	371.0
Придънно босфорско течение	176.0		
Общо	801.5	Общо	800.0

Източник: Altman and Matushevski, 1987.

Водният поток в протока Босфор е сложен. Състои се от повърхностно течение с по-ниска соленост, което отвежда води извън Черно море и придънно течение от мраморноморски води (Средиземно море) с по-висока соленост и плътност, насочено към дълбоководните части на Черно море. И двата потока имат приблизително една и съща скорост от ~ 80 cm/s. Обемът изтичане на водни маси от Черно море е два пъти по-голям от притока на солена вода от Мраморно море.

Водосборната зона на Черно море надхвърля 2 млн. km², като само площта на р. Дунав обхваща една трета от тази зона. Три големи реки се вливат в морето: Дунав, Днепър, Днестър, с общ дебит на сладка вода 269 km³/год. Общият годишен вток на речна сладка вода е около 338 km³, а максималният обем (492 km³) е регистриран през 1970 г. Въпреки това, речният вток намалява през последните няколко десетилетия поради интензивното използване на сладководни води и изменението на климата. Дунав е основната водна артерия, която доставя ежегодно 208 km³ вода. Съществува огромен пространствен дисбаланс на речния вток, тъй като най-големият източник на сладка вода е концентриран в плиткия северозападен шелф.

Една от характеристиките с основно значение е студеният междинен слой между повърхностните и дълбоките води на Черно море. Долната му граница съответства на

постоянния **пикноклин**, докато през втората половина на годината (от юни до декември) горната граница на слоя е ограничена от сезонния термоклин. Традиционно ограничен от изотермата от 8°C, студеният междинен слой съдържа водите с най-ниска температура в целия воден стълб (Oguz и Besiktepe, 1999; Ivanov et al., 2001).

Установено е, че студеният междинен слой се образува както в центровете на циклоналните завихряния, така и при екстремно охлаждане на водите в северозападния шелф и континенталния склон (Ivanov et al., 1997; Станев и Станева, 1997; Stanev et al., 2003), които след това са разпространяват в цялото Черно море между дълбочини от приблизително 50 до 100 m посредством господстващата циклонална циркулация, доминирана от Основното черноморско течение (ОЧТ). Бароклиналните вихри, образувани от двете страни на това кръгово течение, играят важна роля в хоризонталния обмен на топлина и соленост (Staneva et al., 2001; Shapiro et al., 2010; Kubryakov et al., 2016). Вертикалните движения във вихрите изместват изопикничните повърхности, което води до куполообразно вертикално разпределение на термо-халинните и химичните слоеве, които са по-плитки в циклоничния център на басейна и по-дълбоко разположени в антициклоналната периферия (Ginzburg et al., 2008; Иванов и Белокопитов, 2013). През лятото, когато ОЧТ отслабва, над континенталния склон се образуват големи антициклонични вихри в резултат на текущата нестабилност (Kubryakov and Stanichny, 2018), която може да проникне до дълбочина от 500 – 1 000 m и да повлияе на дълбочинната вентилация на басейна (Korotaev et al., 2006). Следователно, ядрото на студения междинен слой може да потъне до повече от 110 m в антициклоналната периферия и да се издигне до 30 m в циклоналния център (Zatsepin et al., 2003; Akpınar et al., 2017) по отношение на средни стойности от 60 – 90 m за континенталния склон. Освен това студените междинни води са изключително важни за екосистемата на Черно море, тъй като са богати на кислород и представляват горната граница на аноксичната зона. Анализът на историческите вертикални профили на кислорода показва дългосрочна тенденция на дезоксигениране на открито Черно море като най-тревожното проявление е изплитняването на долната граница на оксиклина от 140 m (1955 г.) до 90 m (2010 – 2015 г.) (Capet et al., 2016).

В сравнение с класическата концепция за съществуването на два циклонални голямомасштабни вихри в централната част на басейна, изведена от хидрографските данни със слаба разделителна способност, картината, изведена от синоптични изследвания със средна разделителна способност (Oguz et al., 1994; Oguz и Besiktepe, 1999; Besiktepe et al., 2001) и сателитните изображения (Oguz et al., 1992; Sur et al., 1994; Korotaev et al., 2001) показва, че циркулационната система е доминирана от мезомасштабна активност, насложена върху квази-постоянните елементи на басейнов и подбасейнов мащаб. Основните съставни части на циркулацията в горния слой са периферната основна черноморска система от течения, затваряща вътрешната клетка, която включва както двата големи циклонални вихъра, така и серия от взаимосвързани циклонални мезомасштабни завихряния. От външната част на ОЧТ се образуват квази-стабилни (повтарящи се) антициклонални вихри. Тази система на циркулация е придружена допълнително от меандри, нишки, офшорни струи в

крайбрежната зона, както и циклично разпространяващи се много преходни характеристики на ОЧТ.

2. Температура и соленост на морската вода.

Най-изразените характеристики на термо-халинната структура на Черно море са:

- големи вертикални контрасти в солеността (5‰), температурата (20°C) и плътността (7 kg/m^3), като за температурата това е изразено в повърхностния 50-75 m слой, а за солеността в слоя 150-200 m, както и големи вертикални градиенти (1.3°C/m и 0.6‰/m);
- добре изразена вертикална асиметрия на термо-халинната структура на морската вода, която се отличава с тънък повърхностен слой 50-75 m със сравнително по-пресни води и с много по-дебел солен квазихомогенен слой, разделен от термо-халопикно клина.
- съществуване на студен междинен слой през лятото (СМС), разположен в горната част на силно стратифицираните води на постоянния пикноклин, с абсолютен вертикален минимум на температурата, под който се извършва температурната инверсия - постепенно повишаване на температурата с дълбочина;
- основен принос на солеността към плътностната стратификацията, с изключение на повърхностния слой през лятото, когато стратификацията се доминира от температурата.

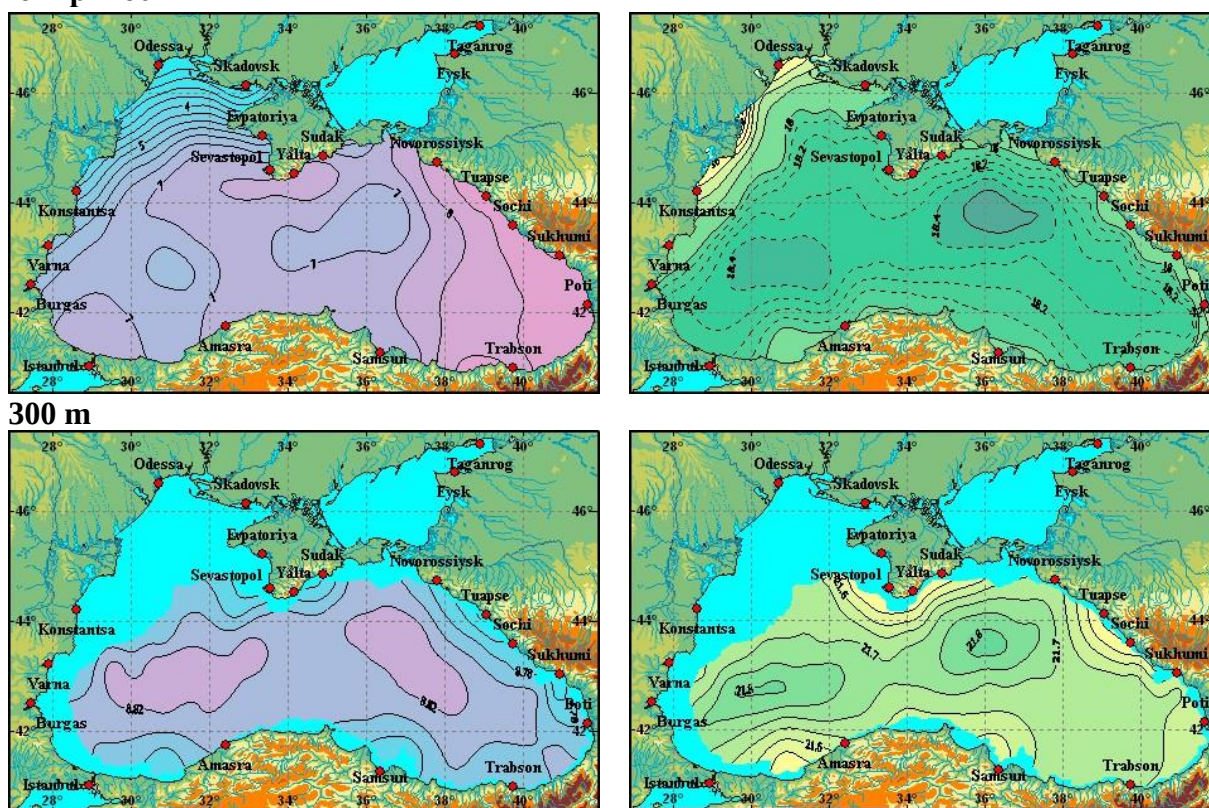
Междинните и дълбоките води под постоянния пикноклин термоклин на дълбочина 120–150 m притежават почти еднакви вертикални характеристики, определени от $T \sim 9^\circ\text{C}$, $S \sim 22\text{‰}$, $\sigma_t \sim 17.0 \text{ kg/m}^3$. Най-дълбоката част на водния стълб, обхващаща цялата дълбочина, приблизително под 1 700 m, включва вертикално хомогенна и хоризонтално равномерна водна маса, образувана за няколко хиляди години чрез конвективно смесване поради геотермалния топлинен поток от около 40 Wm^{-2} от дъното (Murray et al., 1991). Физическите характеристики на Средиземноморския вток, включително неговите обем, скорост, температура и соленост, се променят значително чрез смесване с водите на горния слой, когато преминават през шелфа (Oguz и Rozman, 1991; Latif et al., 1991; Murray et al., 1991; Ozsoy et al., 1993, 2001; Di Iorio and Yuce, 1998; Gregg and Ozsoy, 1999). Изтичащият поток от Босфора първо се транспортира в тесен канал и след това влиза в шелфа с типични стойности $T \sim 12\text{--}13^\circ\text{C}$ и $S \sim 30\text{‰}$. Той последователно следва посока север-северозапад, регулирана от малките мащабни топографски промени в релефа на шелфа (Latif et al., 1991; Ozsoy et al., 2001) и се разпростира като тънък слой по дъното и силно се разрежда поради въвлечане на относително по-студени и по-малко солени води с произход на СМС. След това модифицираната средиземноморска вода прониква на междинни дълбочини под формата на множество слоеве, простиращи се към вътрешността от континенталния склон (Oguz et al., 1990b; Murray et al., 1991; Ozsoy et al., 2002; Kononov et al., 2003). Втока на

средиземноморски води във вътрешните части на басейна най-добре се проследява на дълбочина 500 m (Ozsoy et al., 1993), където времето на пребиваване на потъващата струя варира от ~ 10 години на 100 m дълбочина до ~ 400 години на 500 m (Иванов и Самодуров, 2001; Лий и др., 2002).

Плътността в горния 100 m слой се променя сезонно с около ~ 3–4 kg/m³. През зимата северозападният шелф и повърхностните води в централната циклонална циркуляционна клетка над термохалинните куполи са вертикално еднородни в резултат на силното атмосферно охлаждане, изпаряване и засилено размесване в резултат на действието на вятъра. Горният слой, хомогенизиран до ~50 m дълбочина, се идентифицира с $T \sim 5-6^{\circ}\text{C}$, $S \sim 18.5-18.8 \text{ ‰}$ и $\sigma_t \sim 14.5 \text{ kg/m}^3$ (Oguz et al., 1990b; Krivosheya et al., 2002). Тъй като пролетното затопляне стратифицира повърхностните води, конвективно генерираната студена вода остава затворена под сезонния термоклин и образува СМС. Летният смесен слой с дълбочина под 20 m има типични характеристики $T \sim 25^{\circ}\text{C}$, $S \sim 18 \text{ ‰}$ и $\sigma_t \sim 10.0-11.0 \text{ kg/m}^3$.

Фигура 1: Климатично поле на температурата (ляво) и солеността (дясно) на стандартна дълбочина 300 m за февруари.

повърхност

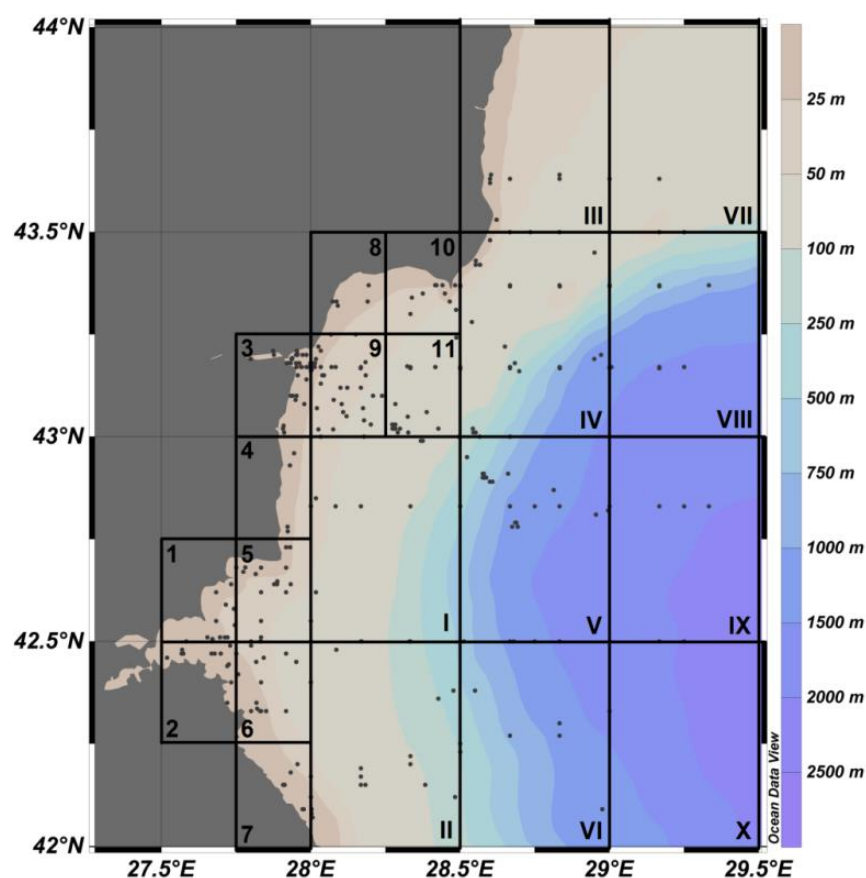


Източник: Korotaev et al., 2001

Резултатите за **вертикалното разпределение на температурата, солеността и плътността** за западната част на Черно море са получени при използване на оптимална интерполация (Barnes, 1973) на дългосрочни T/S сезонни времеви серии, събрани в рамките

на програмата за мониторинг на Института по океанология (Valcheva et al., 2014). Данните са получени чрез CTD данни по време на експедиции на НИК „Академик“ в западната част на Черно море, извършени в периода 1995-2010 г. Планирано е схемата за мониторинг да обхваща както крайбрежната зона, така и част от изключителната икономическата зона на РБ и да предостави ефективен източник на морски данни. Измервателните станции са разположени по протежение на шест трансекта, започващи от крайбрежната зона и достигащи до откритите морски райони. Четири допълнителни станции са добавени през 2004 г., следвайки българските задължения съгласно Рамковата Директивата за водите на ЕС. Измерванията се извършват сезонно, като предоставят информация за сезонната динамика на изследваните морски параметри. Географският домейн попада между 27,5° и.д. и 29,5° и.д. и между 42° с.ш и 43,5° с.ш. Данните за проводимостта и температурата на морската вода са измерени със CTD система Sea-Bird Electronics SBE-911 Plus, снабден с двойни сензори за температура и проводимост.

Фигура 2: Карта на изследваната площ, разпределение на станцията за вземане на проби и мрежа за интерполация.



Забележка: Клетките с разделителна способност 1/2° се означават с римски, а тези с 1/4° - с арабски цифри. Клетките на решетката са номерирани от север на юг.

Източник: Valcheva, 2014.

Западната част на Черно море обхваща райони с разнообразни хидрологични особености - крайбрежие, шелф, открито море (континентален склон), от които са взети проби с различна времева честота и пространствена плътност. Разделителната способност на интерполационната мрежа е ключов елемент, който трябва да бъде решен, за да се оцени правилно регионалният термохалинен режим. От статистическа гледна точка може да се постигне по-висока надеждност чрез използването на възможно най-големи обеми от данни, докато от динамична гледна точка мащабите на процесите са на първо място. С други думи, разделителната способност на мрежата трябва да съответства на броя и плътността на станцията за вземане на проби и количеството на събраните данни, от една страна; и от друга страна, на типичните мезомащабни процеси.

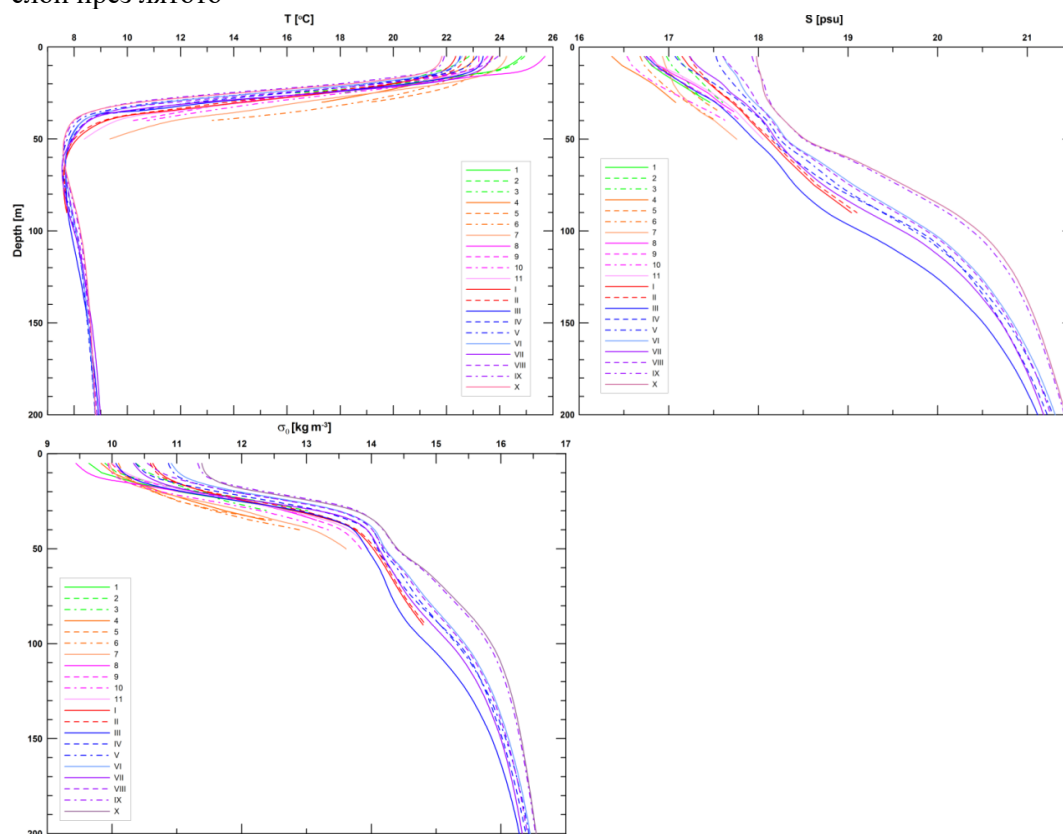
Горните аргументи определят избора на неправилни правоъгълни вложени решетки за интерполация, съставени от единадесет $1/4^\circ$ и десет $1/2^\circ$ решетки (Фиг. 1). За всяка от тези клетки са изготвени климатични профили.

Вертикалното разпределение на температурата, солеността и плътността е представено по отношение на летните и зимните климатични профили, изчислени за всяка клетка от мрежата (Фиг. 1 и 2). Термо-халинната структура през лятото се характеризира с разлика между циклоналните и антициклоналните райони, изразена най-вече в горния 200 m слой и намаляващи с дълбочината. В тънкия изотермичен и изохалинен повърхностен слой с дебелина 15-20 m, разликата в температурата е около 2°C , докато за солеността и плътността е съответно 0.8-1.0‰ и $0.8\text{--}1.0\text{ kg/m}^3$ (Фиг. 1).

Под сравнително хомогенния повърхностен слой лежи слой от бързо променящи се условия на дълбочина около 18 m в заливите и крайбрежните райони, 20 m в антициклоничните и 15 m в циклоничните райони. Този слой, свързан с високи градиенти в сезонния термоклин, е с дебелина 25-35 m. Средната му температура пада до $12\text{--}14^\circ\text{C}$, солеността се увеличава с около 0.5‰, а плътността варира от 11.5 до 14.0 kg/m^3 .

Под сезонния термоклин има още един слой, поддържащ силната температурна стратификация – студеният междинен слой (СМС). Идентифициран чрез температури по-ниски от 8°C , той се простира до 100 m дълбочина (Фиг. 1). Средната температура в сърцевината на СМС е 7.6°C , което представлява абсолютния минимум на вертикалната температура. Ядрото му е разположено на дълбочина 60-70 m, което съответства на изопична повърхност $14.5\text{--}14.8\text{ kg/m}^3$. СМС е придружен от почти линейно увеличаване на солеността и плътността до около 19.5 - 20.3‰ и 15.6 kg/m^3 на долната му граница. Водите в СМС са сравнително по-пресни (с 0,3‰), по-малко плътни (с $0,5\text{ kg/m}^3$), но по-хладни в антициклоналните, отколкото в циклоналните райони, където горната граница на слоя може да се проследи на дълбочина около 40-45 m, и дебелината му е 50 m (Фиг. 1). Тук термоклинът е ограничен до по-малки дълбочини. В антициклоналните зони горната граница на СМС е разположена на 55 m дълбочина с дебелина 55 m. Плътността на горната и долната граница на СМС се определя от изопикнична повърхност 14.2 и 15.4 kg/m^3 съответно (Valcheva et al., 2014).

Фигура 3: Вертикално разпределение на температурата, солеността и плътността в горния 200 m слой през лятото

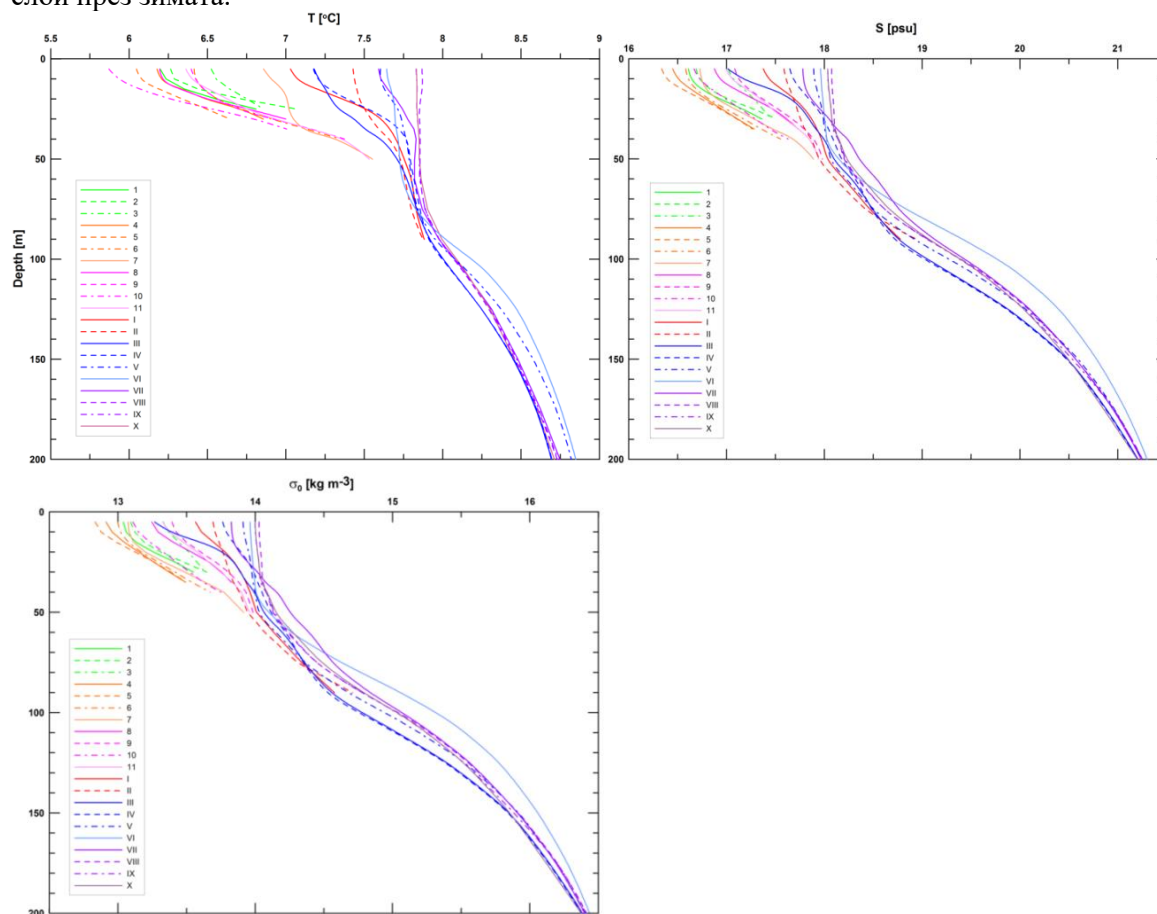


Източник: Valcheva, 2014.

Вертикалната стратификация през зимата се поддържа от термо-хало-пикно-клина, където температурата, солеността и плътността се увеличават до 8.8°C, 21‰ и 16.3 kg/m³ на дълбочина около 200 m (Фиг. 5). Структурата на междинните и дълбоките слоеве остава непроменена в сравнение с лятото. Максималната годишна амплитуда на плътността се наблюдава в горния слой. Това е свързано със сезонните колебания на температурата. Тази амплитуда изчезва с увеличаване на дълбочината, достигайки своя минимум в сърцевината на СМС. Следователно, той представлява инертен елемент от повърхностната й термо-халинна структура.

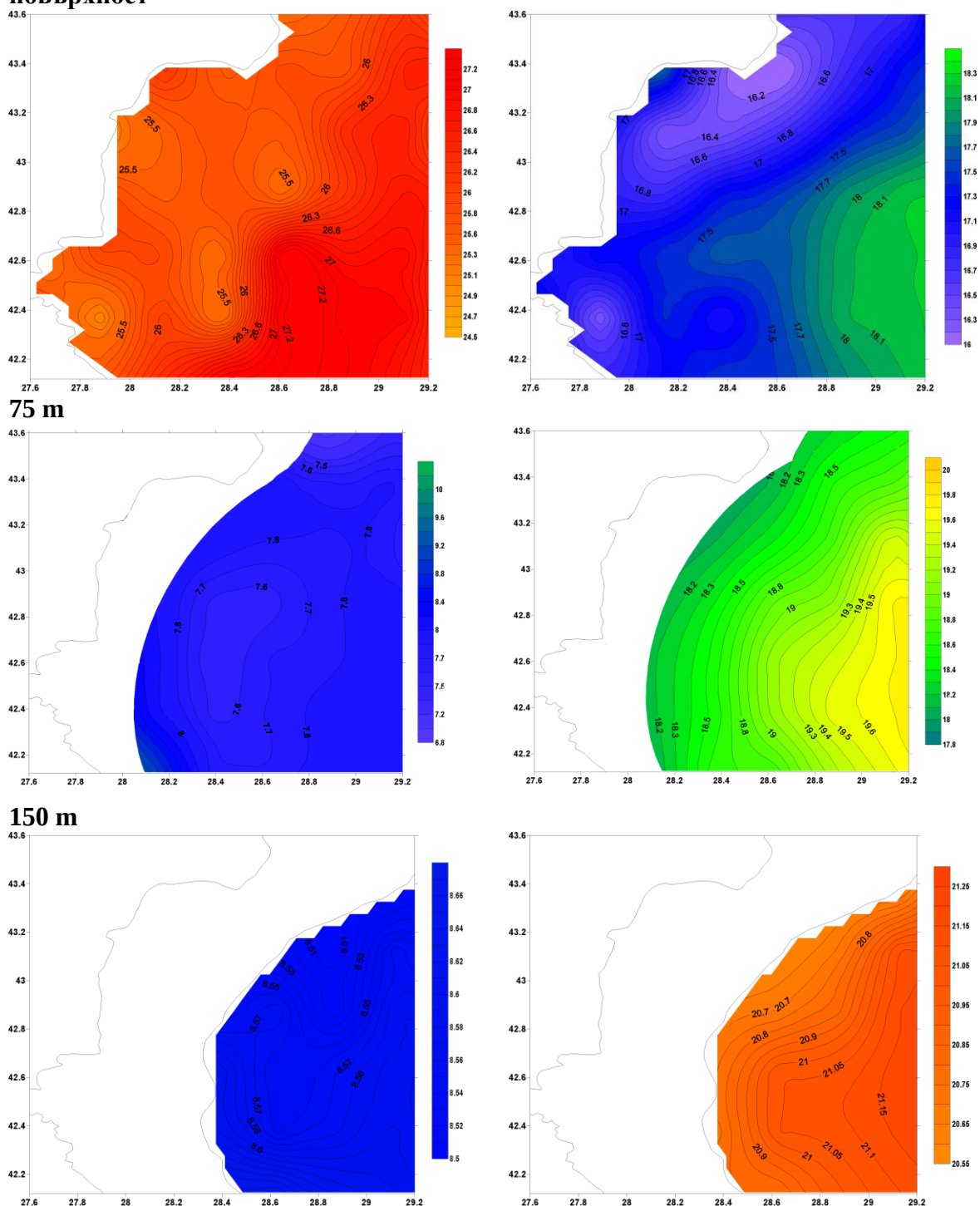
Основните зимни стратификационни маркери, като максимална дълбочина и дебелина на постоянния халоклин (около 185-195 m и 120 m), изпитват слаби вариации по географска дължина - в рамките на 5-10 m, но те са на по-малки дълбочини в сравнение с лятото, поради изостряне на куполообразния модел на стратификация. Средната соленост се увеличава от 19.55‰ на 20.25‰, а максималният положителен вертикален градиент в горната част на халоклина е 0.04-0.06‰/m. Под халоклина солеността монотонно се увеличава до дъното (Valcheva et al., 2014).

Фигура 4: Вертикално разпределение на температурата, солеността и плътността в горния 200 m слой през зимата.



Източник: Valcheva, 2014.

Хоризонталните полета на температурата и солеността на 5 m и 15 m дълбочина разкриват пространственото разпределение на повърхността в смесения слой над сезонния термоклин през лятото (Фиг. 3). Водите в близост до брега и вътрешния шелф са сравнително по-хладни и пресни със соленост около и по-ниски от 17.0‰, докато откритите морски води са по-солени. Това се дължи на влиянието на сладките води с произход от северозападния шелф. Те са маркирани с температура 25.0-25.4°C и соленост 16.0-16.5‰, наблюдавани в северната част на изследваната зона.

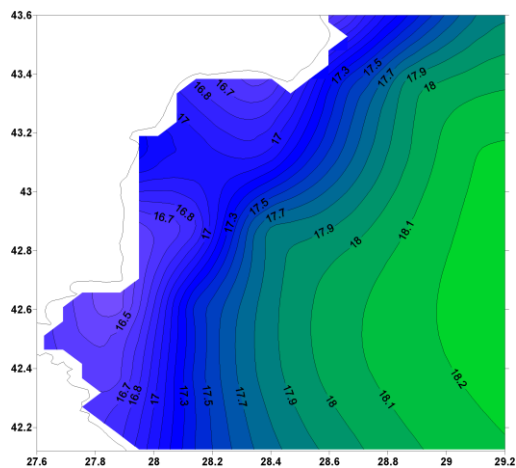
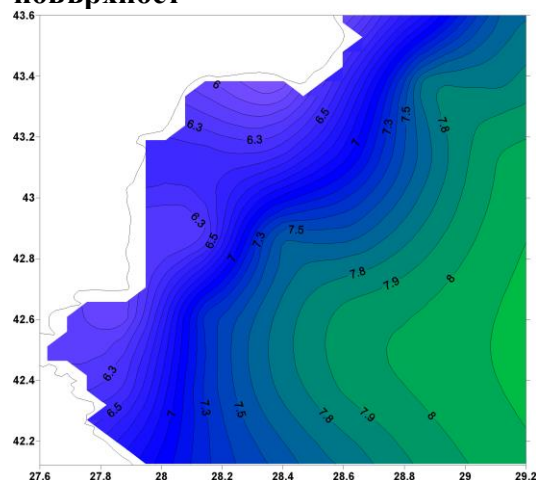


Източник: Valcheva, 2014.

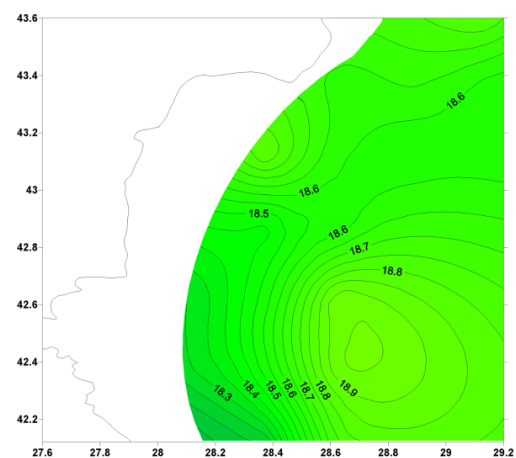
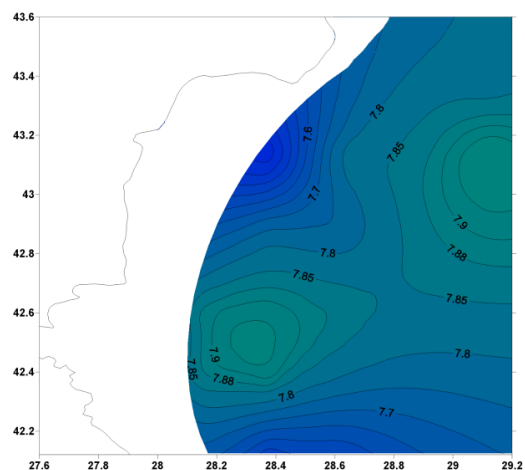
ТОМ 3. ХИДРОЛОГИЯ И ХИДРОГЕОЛОГИЯ

Фигура 6: Зимни климатични полета на температура (вляво) и соленост (вдясно) на повърхността, 75 m и 150 m дълбочина.

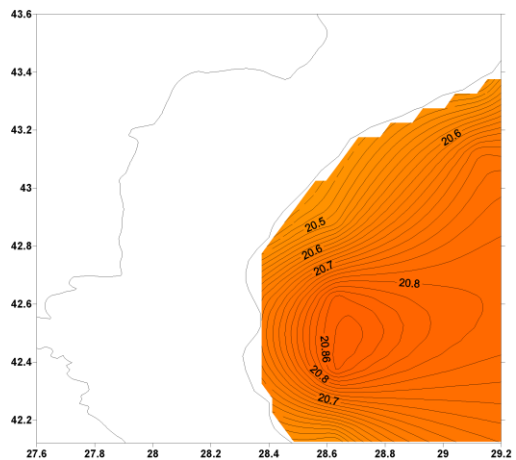
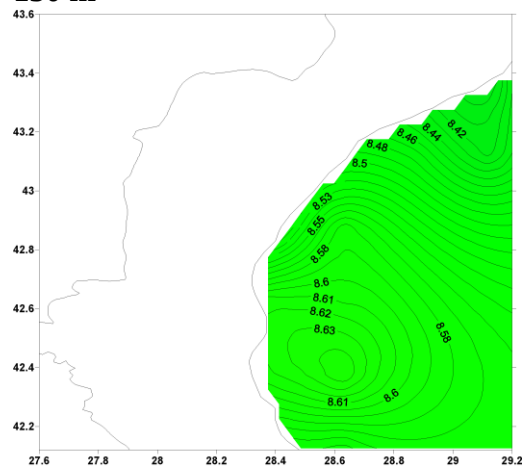
повърхност



75 m



150 m



Източник: Valcheva, 2014.

Влизайки в западния шелф, тези води се трансформират, но тяхното въздействие може да се проследи по цялата дължина на шелфа, особено в разпределението на солеността. Поради бреговата орография, води, образувани в местни условия, се наблюдават в заливите и прилежащите тесни крайбрежни райони. В тези райони температурата на водата е по-висока от 25.4°C, а солеността - по-голяма от 17.0‰.

Наличието на сравнително по-хладни и по-пресни води в крайбрежните райони, от една страна, и по-топли и солени води в открито море ($T > 26.5^{\circ}\text{C}$, $S > 18.0\text{‰}$), от друга, определя съществуването на фронтална зона с ширина 55-75 km, в която температурата се увеличава с $\sim 1.5^{\circ}\text{C}$, а солеността - с $\sim 1\text{‰}$. Хоризонталните градиенти във фронталната зона са $0.02^{\circ}\text{C km}^{-1}$ и 0.015‰ km^{-1} , тоест два пъти по-ниски по отношение на вертикалните градиенти.

От хидродинамична гледна точка фронталната зона определя положението на основното черноморско течение. През лятото скоростта му е по-ниска и потокът се отклонява по ръба на шелфа. Следователно течението обхваща по-голяма площ и може да бъде проследена чрез изотерми 25.8 - 26.6°C и изохалини 17.4 - 18.0 ‰ (Фиг. 6). Нестабилността на кръгово течение през този сезон води до образуване на циклонални мезомасабни вихри, разпространяващи се от ръба на шелфа до отворената граница на изследваната зона, следвайки текущата посока. Антициклоналните вихри, които се формират главно в средната и южната част на западния шелф се разпространяват в обратна посока по протежение на брега (противотечения). Циклоналните вихри носят водни маси, образувани на шелфа, а антициклоналните - по-топли и солени откритоморски води. Това е известен механизъм на хоризонтално смесване в периферната зона. Резултатите подкрепят твърденията за съществуването на квазистационарно Калиакренски вихър. В южната част на Бургаския залив се забелязва друг вихър, който изглежда с постоянни характеристики в целия воден стълб.

Температурното поле на стандартна дълбочина 30 m представя условията в сезонния термоклин. По-нататъшното разпадане във фронталната зона се забелязва с малки разлики в температурата и солеността поради активното смесване. Температурата варира между 12.0°C в антициклоналните и 10.5°C в циклоналните райони, а солеността - между 17.7 и 18.1‰ (Фиг. 6). Гореспоменатите вихрови структури са най-разпознаваемите характеристики, но сега те са по-топли и по-малко солени в сравнение със заобикалящите води: температура около нос Калиакра е 15.0°C, а в южната част на Бургаския залив – 17.0°C. Следователно наблюдаваната картина в антициклоналните области съответства на горния термоклин, докато тази в циклоналните области - на долната му част (Valcheva et al., 2014).

Хоризонталните полета на стандартните дълбочини до дъното показват много по-малки колебания. Температурата при стандартна дълбочина 75 m, която варира в диапазона 7.4-8.0°C, е типична за СМС. Най-ниска е в северната и централната част на изследвания регион. Водите с температура по-висока от 8.0°C все още се проследяват в тясна близост до брега на южния Бургаски залив. Разпределението на солеността се характеризира с

постепенно и равномерно увеличаване към открито море от 17.9 до 19.6, което е характерно за горната част на халоклина.

Зимните климатични хоризонтални полета на температурата и солеността разкриват основните характеристики на типичната сезонна динамика. Фронталната зона на стандартна дълбочина от 5 m е 3-4 пъти по-тясна (~ 20-25 km) по отношение на лятото, което се дължи на засилването на голямомащабната циркулация – ОЧТ е силно притиснато към страничните граници на басейна и основният поток следва 50-60 m изобати.

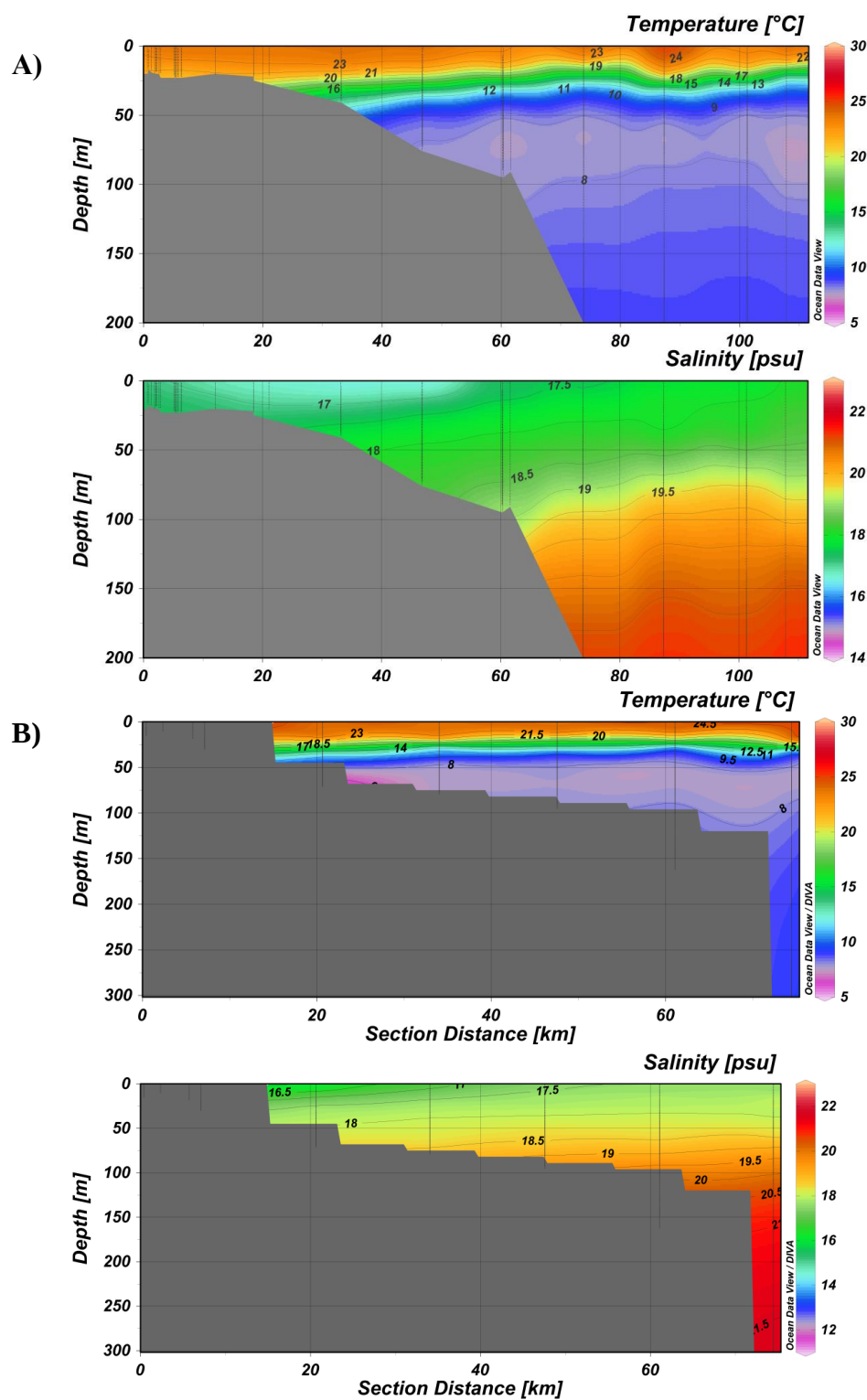
Наличието на крайбрежна водна маса с температура 5.9-6.4°C се дължи на преохлаждане на сравнително пресни води ($S < 17.0\%$) и конвективно смесване. Температурата във фронталната зона се увеличава от 6.4 на 7.4°C, а солеността - от 17.0 на 17.8‰. Температурата на повърхностната вода в открито море е с около 2.2°C по-висока, отколкото в близост до брега. Подобна е картината на стандартна дълбочина от 35 m. Температурата и солеността на крайбрежните води се увеличават, докато тези на откритите морски зони не се променят забележимо (Valcheva et al., 2014).

При стандартна дълбочина от 75 m се наблюдават малки изменения на параметрите: $T = 7.65 \div 7.95^\circ\text{C}$, $S = 18.2 \div 18.9\%$. Условието на стандартни дълбочини от 100 и 150 m са почти еднакви с постепенно повишаване на температурата и солеността с увеличаване на географската дължина. Максималната температура в халоклина е по-висока от 8.2 и 8.6°C, а максимална соленост - съответно 19.8 и 20.8‰. Като се има предвид лекото покачване на температурата поради инверсията в постоянния термоклин, солеността се увеличава с повече от 1‰ (в рамките на 50 m) в постоянния халоклин (Valcheva et al., 2014).

Средните климатични полета на температурата и солеността на повърхността, в СМС и в дълбоководния слой имат различна структура и типична сезонна изменчивост, които се определят от процесите на тяхното формиране. Хоризонталните повърхностни полета на температура и соленост през лятото се отличават с по-голяма хетерогенност. Определя се преди всичко от наличието на широка фронтална зона между шелфовите води и тези на откритите части на района на интерес. Тази челна зона всъщност е част от много по-широка зона между водите в северозападния и западния шелф, от една страна, и от друга, тези във вътрешната част на басейна. Повърхностното температурно поле както през лятото, така и през зимата се определя от преноса на топлина през морската повърхност. Термо-халинната изменчивост на водите в северозападния шелф засяга интересувашата зона поради хоризонталната адвекция на топлина и сол.

Данните ясно показват меандриращо ОЧТ и съществуване на квазистационарни антициклонични вихри, като тези около нос Калиакра и южната част на Бургаския залив. Тези две характеристики се проследяват по целия повърхностен слой. Наблюдават се основните фактори, определящи пространствената структура и сезонната променливост на температурата в 100 m хоризонт и на дълбочина 150-200 m. Под СМС намалява големината на сезонните колебания и хоризонталните контрасти, свързани с куполообразните изоповърхности (Valcheva et al., 2014).

Фигура 7: Зонални разреди на температурата и солеността в горния 300 m слой, за южната (А) 43.2° с.ш. и северната (В) 43.4° с.ш. на изследвания район през лятото.



Източник: Valcheva, 2014

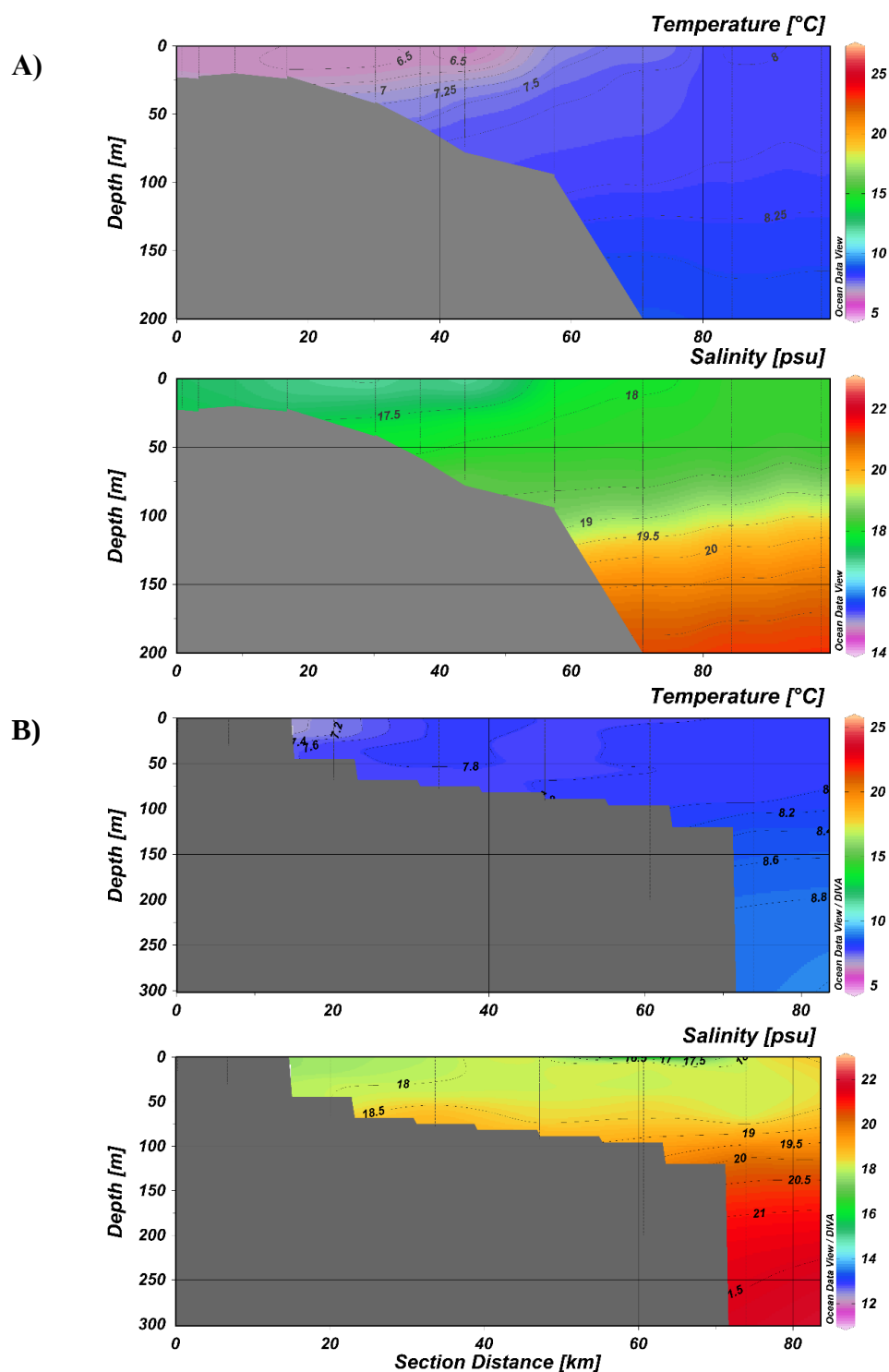
Хоризонталното разпределение на характеристиките на морската вода през зимата показва унищожаване на сезонен термоклин, което води до хомогенност на полетата на стандартни дълбочини 5, 15 и 30 m. Фронталната зона е 3-4 пъти по-тъсна в сравнение с лятото ~ 20-25 km. Кръговото течение е изразено към страничните граници на басейна поради увеличаването на неговата интензивност, а оста му следва 50-60 m изобата. Фронталната зона е почти изцяло разположена в зоната на шелфа, докато през лятото обикновено следва 100 m изобата. Стабилността на потока ясно е свързана с висока скорост. Това води до много по-равномерна термо-халинова структура с изолинии, които практически са сходни с изобатите. Тази картина остава без значителни промени в повърхността 150-200 m.

На Фигури 7 и 8 са представени зонални разрезии на температурата и солеността в горния 300 m слой, представителни за южната (43.2 ° с.ш.) и северната (43.4 ° с.ш.) за лято и зима.

Приливите и отливите на практика не оказват влияние върху водното ниво на Черно море. Средният пролетен диапазон в западната част на басейна е само 8-10 cm. Годишният диапазон на средното морско ниво поради въздействието на атмосферното налягане е приблизително 5 cm, като са регистрирани изключителни случаи на покачване от 15 cm и намаляване от 18 cm. Забелязват се колебания произтичащи от промени в количеството на водния поток, влизащ или излизащ от Черно море от 0.5 m до 1.5 m.

Ветровете влияят значително на морското ниво – северните, североизточните ветрове имат тенденция да повишават, а югозападните ветрове да понижават нивото. Така нивото зависи до голяма степен от местните условия, като е много по-постоянно в заливите, отколкото на по-откритите места и може да бъде до 0.30 m. Сейшите, които се появяват с малко или никакво предупреждение, могат да повишат (или понижат) морското ниво с около 1 m в някои райони. Сейшите възникват в следствие на промените в атмосферното налягане.

Фигура 8: Зонални разреди на температурата и солеността в горния 300 m слой, за южната (А) 43.2° с.ш. и северната (В) 43.4° с.ш. на изследвания район през зимата.



Източник: Valcheva, 2014

Както е с повечето вътрешни морета в Северното полукълбо, основните характеристики на циркулацията на водата в Черно море се характеризира с обща циклонична система от

течения, с подчертана вихрова циркулация в зоните на шелфа и в близост до крайбрежието. Основният динамичен фактор за Черно море (т.нар. кръгово течение, ОЧТ) е сравнително мощно циклонално течение, чийто главен поток и меандрите му покриват цялата периферия на басейна (Фиг. 10). Ширината на това кръгово течение е няколко десетки километра, а средната скорост в центъра му достига до 40-70 cm/s, а понякога дори и повече (особено при по-силни, устойчиви ветрове). Скоростта обикновено намалява с дълбочината, особено под 100 m. Антициклоналните вихри се изявяват по бреговата му граница, а циклоналните - по вътрешната граница. Движението запазва циклоничния си характер до 800–1 000 m дълбочина, а понякога и до морското дъно. Приетата схема на голямомасщабната (обща) циркулация на Черно море предполага, че тя се определя от устойчива циклонална завихреност в централната част на басейна, резилтираща в ОЧТ, което е ограничено до ръба или външната част на шелфа. В централната циркуляционна клетка се различават два (източен и западен спрямо полуостров Крим) или три голямомасщабни циклонални вихъра (макар че нямат онази правилна симетрична форма, показвана често на карти с глобален тираж) (Фиг. 10). Потокът разделя зоната на шелфа от централната част на морето. Според тази схема може да се получи само много ограничено хоризонтално смесване.

Сателитните изображения на Черно море предоставят доказателства за висока мезомасщабна вихрова активност в цялата зона на Черно море, включително зоната на кръговите течения, която вероятно е източник на енергия за такава променливост. Сателитните данни показват, че циркулацията в повърхностните слоеве на Черно море и свързаните с тях физически и биологични процеси са по-сложни от тези, очаквани само от усреднените движения (Фиг. 9). Концентрацията на различни примеси и доставката на хранителни вещества в еуфотичния слой отдолу се определят от хоризонтални и вертикални водни вихрови структури като вихри, вихрови диполи и мултиполи, нишки и струи. Тези структури проникват през зоната на кръговите течения и поддържат обмен между района на шелфа и централната част на морето. По този начин може да се спекулира, че кръговите течения не са постоянни в пространството и времето и че повечето водни площи не само участват в затворена масщабна циклонична циркулация, но имат и сложни траектории на движение.

Общ за всички набори от данни е бимодалният характер на циркулацията през годината. Зимната циркулация упорито е доминирана от вихрова система в западния и източния басейни, обградена от слабо меандрираща, силна струя на кръговото течение. През пролетния и летния сезон тази система се преобразува в една композитна циклонова клетка, състояща се от многоцентрични циклонични групи, заобиколена от по-слаба, но по-широка и по-променлива зона на кръговото течение. През есента циркулацията на горния слой достига най-дезорганизираната си форма, идентифицирана от поредица от циклонални вихри във вътрешността си и ярко изразена периферна изменчивост, определена от големи крайбрежни антициклонални вихри. От друга страна, северозападният шелф има силно променлива и динамична циркуляционна структура през цялата година. Той се формира като комбинация от оттока на Дунав, действието на вятъра и основната циркуляционна система, разположена по протежение на откритоморската страна.

Фигура 9: Сателитно изображение на развита вихрова структура на повърхностната циркуляция



Източник: [www.earthobservatory.nasa](http://www.earthobservatory.nasa.gov)

На юг посоката на кръговите течения се очертава като преобладаващ път на потока от пресни води в рамките на вътрешния шелф по западното крайбрежие. Той може да бъде отклонен от време на време на север като образува антициклонална циркуляционна клетка, затворена в северната част на шелфа. Крайбрежният поток на юг до голяма степен намалява при такива случаи. Близко четиригодишната хронологична поредица от данни на SeaWIFS за хлорофил а от септември 1997 г. до края на декември 2000 г. дава примери за различни форми на северозападния шелф на циркуляцията и на нейните мезомасштабни и подмезомасштабни структури (Oguz et al., 2002).

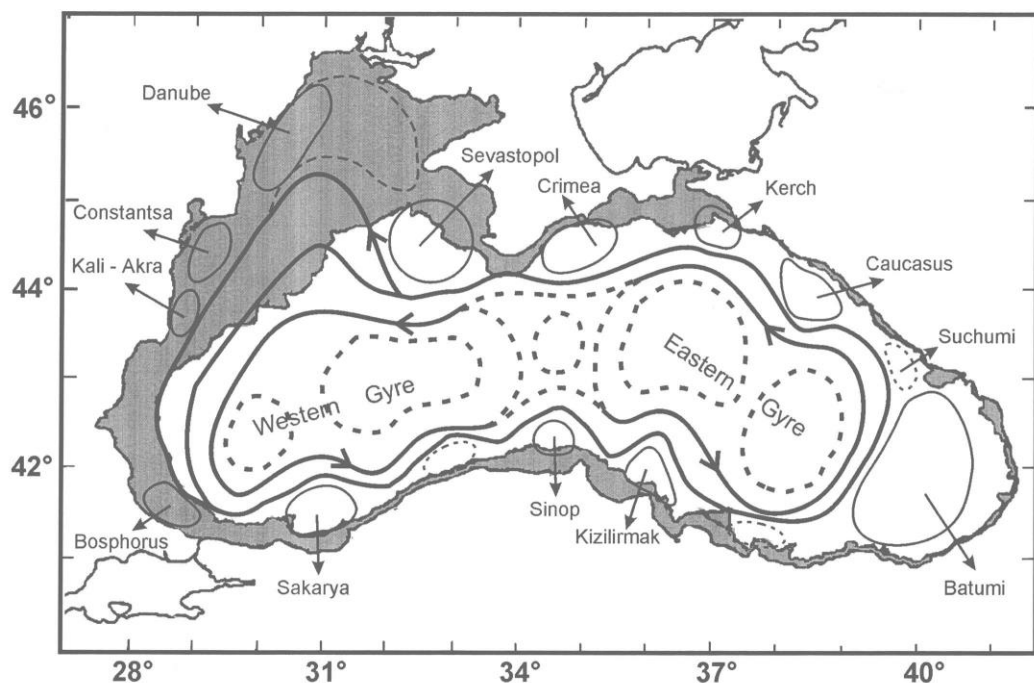
Зимната циркуляционна структура почти не се различава от тази на средната циркуляция и включва двувихрова централна система, отделена една от друга от тясна зона, приблизително около 33° - 34° и.д. Източният вихър се простира на югоизток до източното крайбрежие и е почти два пъти по-голям от западния. Връзката на тези вихри по северното и южното крайбрежие води до непрекъснатата периферна циркуляция. По-силната циклонална циркуляция обикновено е придружена от еднакво силни крайбрежни рециркуляционни зони от антициклонален тип. Зимните условия обикновено се запазват през януари, февруари и март, след което циркуляционната структура се развива до следващата си пролетна фаза през април, май и юни.

През лятото (юли, август, септември) режимът на вътрешната циркуляция подлежи на допълнително отслабване. Августските модели на ДМН предполага разбиване на вътрешната клетка в серия от по-малки циклонални вихри с типични размери от порядъка на 100 km. Тази структура е обект на известна междугодишна изменчивост. Например, доминираните от по-слаби и по-малки вихри системи през 1993, 1994 и 1997 г. се различават от сравнително по-композитните и по-силни системи през 1995 и 1996 г. Следователно,

структурата на кръговите течения около вътрешната клетка е подложена на по-изразени мезомащабни колебания през лятото в сравнение със зимните месеци. Батумският вихър продължава да се запазва през летните месеци (Korotaev et al., 2003).

Лятната циркулация на вътрешния басейн продължава да намалява и да се разпада на по-малките циклонални вихри през есента (октомври, ноември и първата половина на декември). Тогава циркулационната система демонстрира най-неорганизираната си структура, която е напълно противоположна на зимния случай. Кръговото течение достига най-слабата си интензивност през годината и е обект на голяма странична изменчивост. Най-екстремните случаи на подобни събития се наблюдават през 1993, 1994 и 1998 г. Батумският вихър отслабва през този сезон. Този тип турбулентна система с преобладаващи вихрови потоци след това се превръща в напълно организирана и по-интензивна структура в рамките на следващите няколко месеца, започвайки от средата на декември.

Фигура 10: Схема на основните характеристики на циркулацията на горния слой, синтез на хидрографски проучвания преди 1990 г. и преработена схема, включваща характеристики, получени от анализа на данни с алтиметър



Източник: Oguz et al. 1993 и Korotaev et al., 2003

Системата на потока в северозападния шелф, която пряко засяга интересуващата ни област, се управлява както от навлизане на кръговото течение, така и от зауствания от реките Дунав, Днепър и Днестър; изходът от първия е почти четири пъти по-силен от сумата от други два. Типичният регионален режим на потока в рамките на вътрешния шелф се изразява в наличието на течение, насочено на югозапад. От друга страна, външният шелф се характеризира с високо динамични и сложни взаимодействия между вътрешния шелф и системата на кръговото течение. Крайбрежната система от течения, определен от наличието

на пресни води, включва някои мезомасщабни антициклонални вихри, един от които е разположен точно извън зоната на заустване на Дунав. Най-ясно се проследява в есенните карти на ДМН, които отразяват по-слабата крайбрежна система поради значително намаляване на речния вток. Тази характеристика се нарича дунавски антициклонален вихър. Другият вихър се намира на юг, близо до нос Калиакра, в най-тесната част на северозападния шелф. Антициклоналният Калиакренски вихър също се появява през късните летни и есенни месеци.

Анализите предполагат, че енергията на мезомасщабните образувания е концентрирана основно по протежение на струята на кръговото течение. Установено е, че типичните времеви мащаби на меандрите на кръговото течение е между 50 и 150 дни (Stanev et al., 2000; Korotaev et al., 2001). Северозападният шелф се управлява постоянно от антициклоналната вихрова динамика, следствие на действието на вятъра. За около 55% от периода на наблюдение антициклоналният вихър е ограничен в тясна ивица по крайбрежието между Одеса и Констанца. Това се нарича Дунавски вихър и понякога се разширява и заема почти целия регион на Северозападния шелф. Антициклоните на Констанца и Калиакра по на юг се наблюдават през 190 дни от годината със средна продължителност от около 50 дни.

Цялостната циркулационна система притежава набор от квази-устойчиви (повтарящи се) крайбрежни „прикрепени“ антициклонални вихри. Устойчивостта им варира регионално и сезонно в зависимост от мащабното форсиране на циркулацията, както и от вътрешните процеси, контролиращи мезомасщабната динамика. Най-забележителните характеристики включват (i) слабо меандриращата система на кръгово течение, циклично обграждаща басейна, (ii) две циклонални клетки, образувани от четири вихри, разпределени във вътрешността, (iii) антициклонални вихри в близост до Босфора, Батуми, Сухуми, Кавказ, Керч, Крим, Севастопол, Дунав, Константа и Калиакра от крайбрежната страна на зоната на кръгово течение; (iv) бифуркация на кръгово течение близо до южния край на Крим (единият клон, изтичащ на югозапад, по протежение на зоната на топографския наклон, а другият клон, вливащ се във вътрешния шелф и образуващ или допринасящ за южната система на вътрешния шелф); (v) сближаване на двата клона на първоначалното кръгово течение по българския и турския бряг, (vi) наличие на голям антициклонален вихър в северната част на северозападния шелф.

Както се вижда от приложените карти и таблици, основният поток претърпява качествени сезонни промени, особено през пролетта, когато основният текущ поток е изместен към морския център. Течението по протежение на българския бряг обикновено е насочено от север или североизток. Най-силно е изразено през зимата. Потокът му обикновено е широк 40-80 km; средната му скорост е около 0.50 m/s, а максималната скорост може да достигне 1.00-1.50 m/s, а понякога и повече. Счита се, че кръговото течение е разположено приблизително над континенталния склон, но това не винаги е така. С дълбочината скоростта леко намалява в горния 100 m слой, основните градиенти се концентрират в

100 – 200 m слой. Обикновено под тази дълбочина модулът за скорост рязко отслабва. В някои случаи максималната скорост не е на повърхността, а на 10-25 m хоризонти. По правило основният поток в дълбочина е силно изразен като фронтална зона, която отделя разпреснените крайбрежни води от сравнително по-солени дълбоки води. Прието е, че на дълбочина 100 m кръговото течение се идентифицира с местоположението на изохалината 20‰. Типичните хоризонтални размери на вихровите образувания варират от 30-35 до 100 km, като формата им обикновено е неправилна (Фиг. 9). Отклоненията в местоположението на хидрологичните слоеве, които са свързани с тях, са добър показател за идентифициране на вихрите. Трябва да се има предвид, че в центъра на вихрите има особени вертикални движения към повърхността и към дъното, съответно при циклоните и антициклоните. На дълбочина под 800-1 000 m течението се променя, което води често до качествени промени в посоката му, в сравнение с тези на повърхността.

Таблица 2: Посока и средна скорост на морските течения, изчислена на базата на дълговременни измервания на морските течения в различни сезони и в различни обекти

№	Координати		Сезон	Посока °	Скорост
	и.д.	с.ш.			
1	43°33'	28°48'	Зима	228	0.92
2	43°20'	28°35'		146	0.31
3	43°06'	29°10'		237	0.58
1	42°57.3'	28°5'	Пролет	28	0.20
2	42°57.3'	28°23.5'		220	0.18
1	43°09'	28°51'	Лято	217	0.35
2	43°09'	29°15'		240	0.72
3	42°57.8'	28°3'		312	0.23
1	43°38'	28°39.8'	Есен	176	0.1
2	43°31.4'	28°53'		201	0.37
3	43°11'	28°25'		205	0.21
4	42°52.8'	28°18'		222	0.14
5	42°57'	28°27'		3	0.47
6	42°57.3'	28°5'		261	0.08
7	42°57.3'	28°15'		225	0.19
8	43°0'	28°10'		246	0.45
9	42°54'	28°10'		227	0.23
10	42°54'	28°27'		226	0.51

Източник: Български научни публикации

Представените данни за текущите параметри на морските течения са изчислени на базата на дългосрочните измервания. Основният поток в района на Варна претърпява качествени сезонни промени, особено през пролетта, когато той се измества. Основното течение е добре изразено близо до нос Калиакра, в рамките на българското крайбрежие. Специфична синоптична ситуация в морето може да има значителни отклонения от описаното по-горе.

Състоянието на морето е общото състояние на свободната повърхност на голямо водно тяло по отношение на ветровите вълни в определено място и момент от времето. То се характеризира със статистически данни, включително височина на вълната, период и спектър. Морското състояние варира с времето, тъй като вълнообразуващите фактори се променят. Морското състояние зависи преди всичко от вложената енергия на вятъра (големина и посока на скоростта на вятъра), продължителността на действието на вятъра и дължината на морската повърхност, която изпитва ветровото въздействие.

Вълновият климат е уникална комбинация от мезомасщабни атмосферни процеси и влияние на местните геоморфни условия. Климатът може да бъде оценен въз основа на систематични и непрекъснати измервания, прилагане на цифрови модели или съвместно използване на двата подхода. Резултатът е поредица от представителни данни за състоянието на морето, чиито реализации се характеризират със специфични спектрални и вероятностни разпределения.

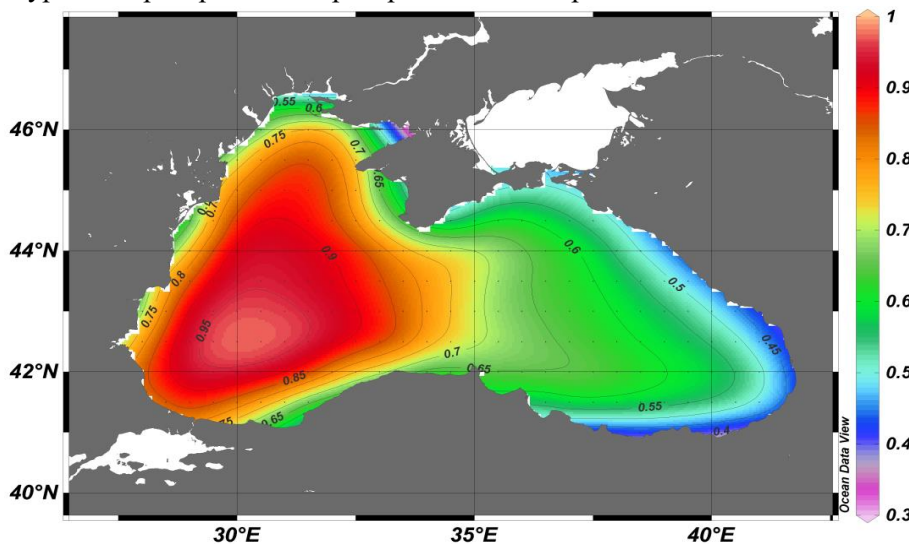
До морското състояние може да се стигне или чрез директни измервания на издигането на водната повърхност (*in situ* или *дистанционно измерване*) или чрез моделиране на състоянието на вятъра и вълните в различни области. Настоящата оценка е базирана на моделни изследвания на ветровото вълнение в Черно море. Динамичното моделиране на регионалните атмосферни и вълнови полета е алтернатива на използването на разпръснати в пространството и често нехомогенни наблюдения и представлява крачка напред в разбирането на климатичните промени. Пример за това е динамичният даунскейлинг на глобалния реанализ на NCEP/NCAR към европейския регион, което доведе до генериране на набор от данни чрез регионалния атмосферен модел REMO (Feser et al., 2001).

Вълновите условия са моделирани, като се използва свързана система от спектрално вълнови модели от трето поколение. Моделът WAM (Günther et al., 1992) се изпълнява на регулярна сферична мрежа, покриваща целия басейн на Черно море с пространствена разделителна способност 0.5° . Моделът SWAN Cycle III, версия 40.72 (SWAN Team, 2008) е използван за симулация на вълни в зоната на западния шелф. Той е вложен в WAM, тъй като неговият изход осигурява условия по отношение на значителна височина на вълната, среден период на вълната и средна посока на разпространение на вълната в редица точки по външната граница. SWAN е числен модел, който предоставя реалистични оценки на параметрите на вълната (Booij et al., 1999). Моделът се основава на уравнението на баланса на вълновото действие. Честотното пространство, генерирано в числовите симулации, има 32 честоти между 0.0521 Hz и 1 Hz и 36 посоки. Домейнът на модела обхваща площта между 27.5°E - 28.5°E и 41.4°N - 43.4°N с разстояние между решетките $1/30^\circ$, което води до около 1 000 точки на морската мрежа. Валидирането на моделите показва добро съответствие между резултатите от модела и наблюденията, направени в няколко офшорни измервателни платформи.

Карта на средната значителна височина на вълната е представена на Фигура 11. Пространственият модел показва няколко важни характеристики. Основната констатация е,

че значителната височина на вълната намалява от запад на изток. Басейнът олицетворява две контрастни части на вълновата енергия - западна и източна. Значителната височина на вълната има своя максимум в западната част, където достига 1m.

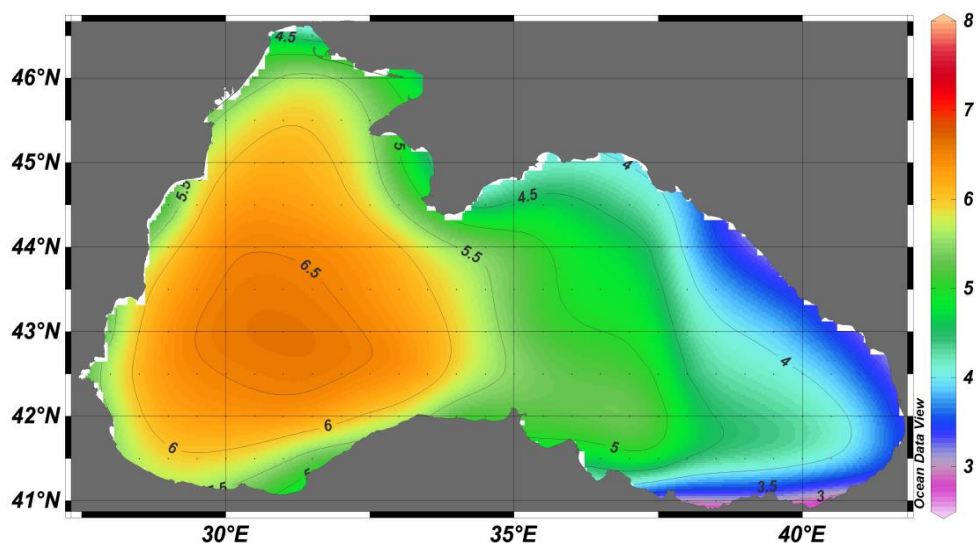
Фигура 11: Пространствено разпределение на средната значителна височина на вълната [m].



Източник: Valchev et al., 2014b

Продължителност на действието на вълни с височина $0.3 \div 2.0$ m в рамките на статистическа година е представена Фигура 12. Съответните периоди на вълна варират между $1.5 \div 5.5$ s. Логично тази характеристика разкрива подобен на височината на вълната пространствен модел. Площта с най-голяма продължителност повече от 5 500 часа, заема почти цялата западна част на морето, докато в източната не надвишава 5 000 часа и пада до около 3 500 часа по-далеч на изток. (Valchev et al., 2014)

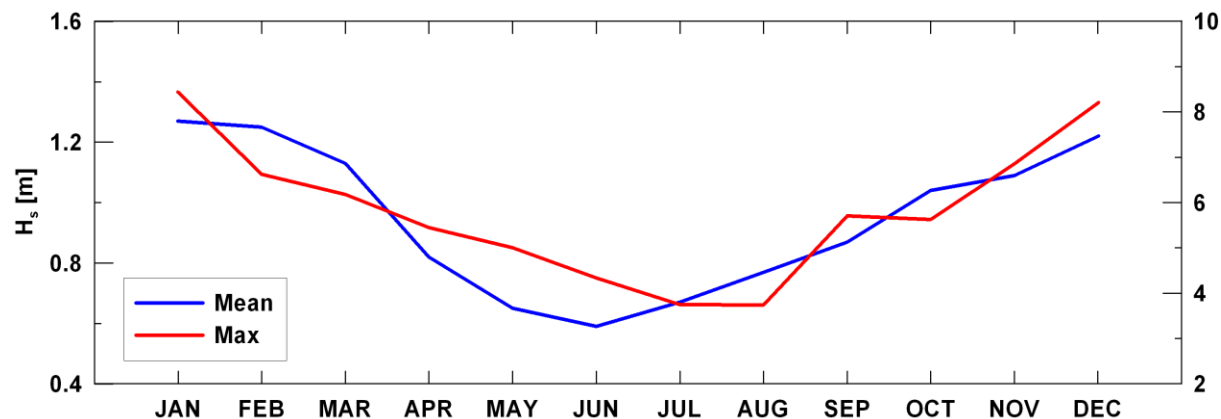
Фигура 12: Пространствено разпределение на продължителността на действието в [103 h] на вълни с височина $0.3 \div 2.0$ m



Източник: Valchev et al., 2014b

Средната и максималната месечна значителна височина на вълната са представени на Фигура 13. Сезонната изменчивост е добре изразена с минимум в топлия период и максимум в студения. Най-високата средна SWH е през януари – 1.3 m, а най-ниската - през юни – 0.6 m. Най-високата максимална SWH е отново през януари – 8.5 m, а най-ниската през юли и август – 3.7 m.

Фигура 13: Средна месечна значителна височина на вълната [m]

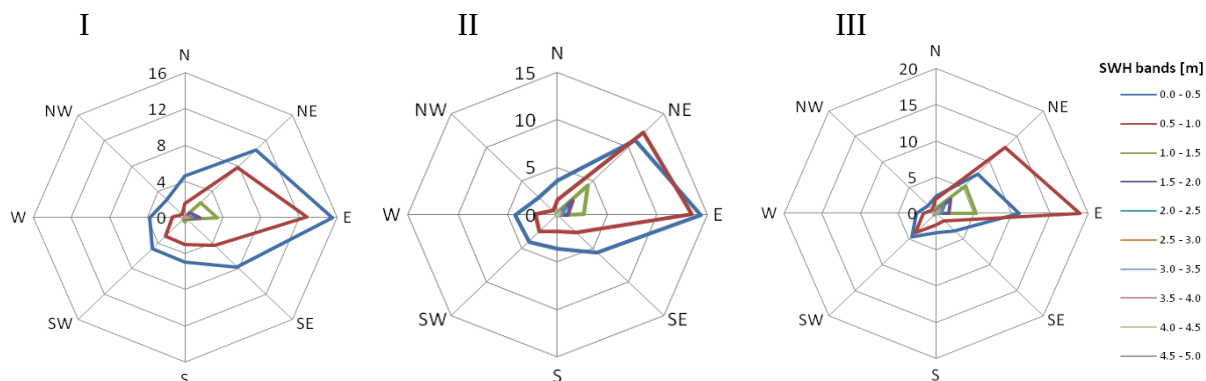


Източник: Valchev et al., 2012.

Диференциалното и кумулативно честотно разпределение на значителна височина на вълната показват, че най-често наблюдаваните вълни са с височина по-малка от 1.0 m, което е повече от 65% от всички случаи. Вълните с височина по-големи от 5 m представляват по-малко от 0.2% и се разпространяват от изток и североизток.

Следвайки модела на вятъра, вълните се разпространяват най-често от изток, североизток и югоизток. Източните вълни преобладават в цялата шелфова зона, като вероятността за поява варира между 30% и 40%. Приносът от североизточните вълни остава почти постоянен (30%), с изключение на най-северната част, поради предпазващия ефект, който оказва нос Калиакра. Североизточните вълни засягат най-вече централната и южната част на шелфа. Значението на югоизточните вълни се увеличава на север: тяхната вероятност за поява нараства от 5% в южната част до повече от 10% в северната (Valchev et al., 2010). Вълните от западната половина имат пренебрежимо тегло както по отношение на вероятността за поява, така и поради височината на вълната. Първият показва средно 5.5%, докато последният рядко надвишава 1,0 m. Вълните от тези посоки се отличават поради ограничените условия за растеж в западния шелф и нямат значение за крайбрежните процеси.

Фигура 14: Рози на вълните за 8 диапазона от посоки и 10 диапазона на височината на вълната с нарастване от 0.5 m



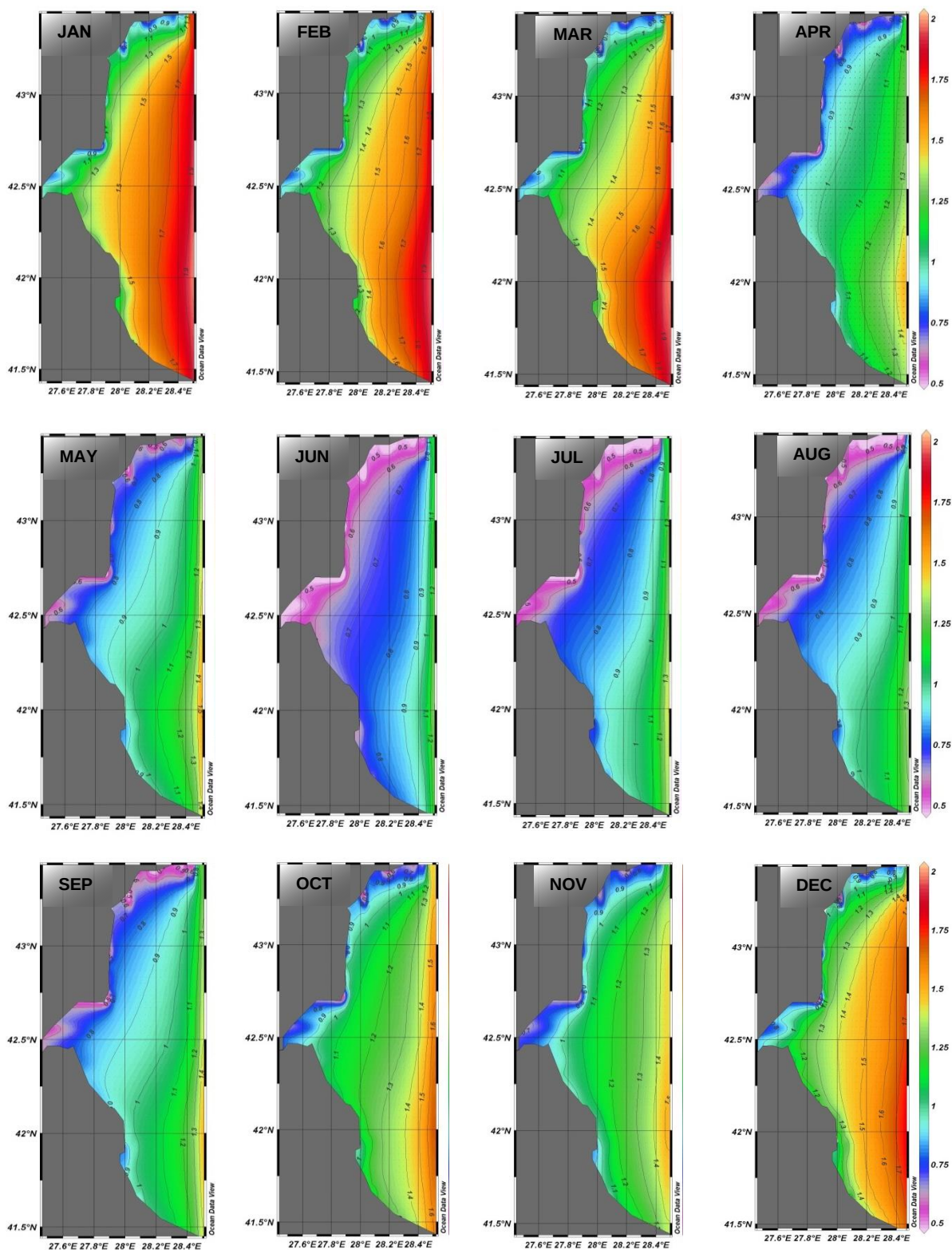
Източник: Valchev et al., 2010.

Най-чести са вълните със значителна височина < 1.0 m. Вероятността за поява на вълни с височина в диапазона 0.5 – 1.0 m, се увеличава на юг, а в южната част на шелфа достига 43%, като по този начин надвишава вероятността за най-ниските вълни, поради увеличаване на линейната дължина на развитие на вълновите процеси. Най-високите вълни (значителна височина > 3.0 m) се разпространяват само от североизток и изток. Екстремни вълни, по-големи от 4.5 m, се разпространяват изключително от североизток и могат да се появят само в южната част.

Вълновият климат на западния черноморски шелф е оценен чрез картографиране на средно поле на значителната вълна. Средномесечните карти, представляващи пространствено климатично разпределение на вълни с различна височина, са показани на Фиг. 15 (Valchev et al., 2010).

Всички карти представляват класически пример за трансформация на вълната при постепенно намаляване на дълбочината. Западният шелф се отличава с добре изразено изплитняване, което е най-силно изразено между 50 m и 20 m изобати. На тези дълбочини скоростта на дисипация на енергията на компонентите на вълните с по-висока честота е по-голяма по отношение на други части на шелфа. В картите на вълновото поле този ефект може да се забележи при компресиране на изолинии с еднаква височина на вълната. Най-големият градиент на намаляване на височината на вълната съвпада с рязката промяна на дълбочината. Забележително е влиянието на нос Калиакра и нос Емине, които до известна степен предпазват намиращите се на юг от тях акватории от североизточните ветрове. Следователно вълновият климат е по-мек в най-северната част и частично в средните части на шелфа, включително и в Бургаския залив (Valchev et al., 2010).

Фигура 15: Вълнов климат на западния черноморски шелф - месечна средна значителна височина на вълната



Източник: Valchev et al., 2010.

В южната част изплитняването е много по-рязко и се осъществява много по-близо до брега, което позволява по-малко трансформирани вълни да пристигат на около 5-10 km до брега. Тук се проявяват най-тежките вълнови условия поради факта, че североизточните ветрове, които са най-важният местен климатичен фактор, имат най-голям разгон. Те усилват ефекта на източните ветрове, чието въздействие е почти постоянно по целия западен шелф. Поради тази причина максималната значителна височина на вълната преди трансформацията може да достигне и надмине 10 m. Изводът е, че меридионалната изменчивост на вълновите условия се изразява в постепенно влошаване от север на юг.

По отношение на сезонната изменчивост, вълновият климат е най-суров през януари и февруари, като средната височина на вълната варира между 1.7 m и 1.9 m във външната част и между 1.2 m и 1.4 m във вътрешната част на шелфа. От януари до март вълновите условия в горната част на шелфа стават малко по-меки, въпреки факта, че остават подобни в долната. През април средната височина на вълната спада доста бързо и във външния шелф е около 1.4 m, докато във вътрешната част не надвишава 1 m. Подобно е положението и през май. Най-мек е климатът на вълните през юни и юли със средна височина на вълната между 1.3 m и 0.8 m. Към този момент е очевидно преобладаването на североизточни и източни вълни. През есента влиянието на югоизточните вълни става забележимо и условията по протежение на шелфа са почти еднакви. Средната значителна височина на вълната достига максимални стойности - 1.7 m и 1.4 m във външната и вътрешната част на рафта, съответно през декември. Вълновите условия през ноември са малко по-леки от тези през октомври.

Таблица 3: Десетте най-силни морски бури (щормове), възникнали в периода 1948-2010 г., класирани според максимумите на значителната височината на вълната

Щорм	Max SWH [m]	Max WV [m.s ⁻¹]	Продължителност на щормовите фази [час]			Енергия на фазите x10 ⁻⁶ [J.m ⁻²]			E_{spf}
			I	II	III	I	II	III	
Jan 1981	10.97	27.2	13	66	21	0.14	3.11	0.11	336
Jan 1977	10.81	24.3	24	58	27	0.12	2.74	0.26	263
Dec 1991	10.57	27.6	12	94	54	0.04	2.94	0.24	126
Jan 2004	9.68	27.8	7	36	15	0.02	1.16	0.09	379
Dec 1961	9.56	26.3	13	51	25	0.05	1.44	0.09	200
Feb 1954	9.51	25.2	21	48	34	0.09	1.32	0.31	162
Dec 1997	9.5	23.2	10	60	34	0.04	2.16	0.19	221
Jan 1969	9.46	24.7	28	78	37	0.29	2.65	0.42	164
Feb 1979	9.36	21.8	24	119	47	0.12	2.85	0.19	88
Dec 1996	9.17	25	12	72	26	0.08	2.82	0.19	255

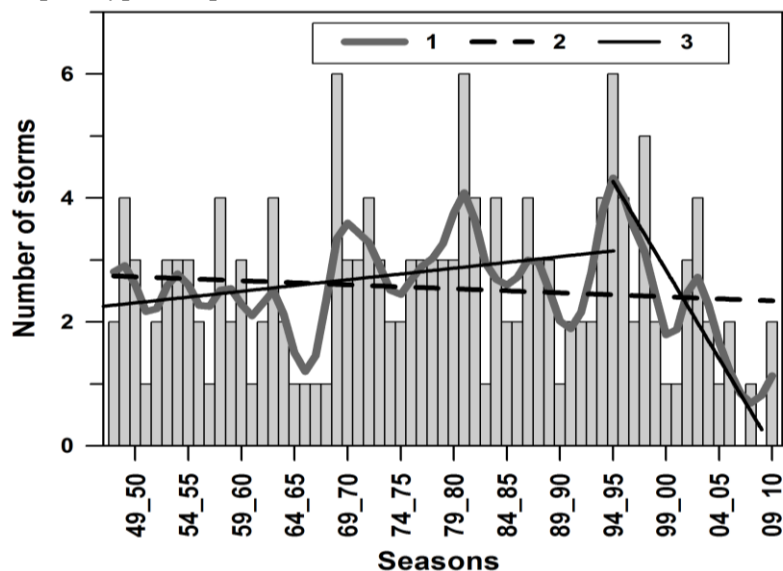
Легенда: SWH - значителна височина на вълната, WV – скорост на вятъра, E_{spf} – специфична вълнова енергия

Източник: Valchev et al., 2012

Общата линейна тенденция предполага намаляване на броя на бурите (Фиг. 16). По-подробният анализ разкрива съществуването на три добре маркирани подпериода с приблизително еднакъв брой бури, разделени от сравнително спокойни условия: до 1964 г.,

1968-1989 г. и от 1993 г. През първия подпериод общият брой от бурите е 42 средно с 2.5 бури на сезон; по време на втората те са били 67 съответно с около 3.2 бури; а за последния подпериод данните показват 40 бури с около 2.3 бури средно за сезон. Периодите с по-малко на брой щормове обхващат 4 години всеки – 1964-1967 и 1989-1992 – само с 1-2 бури във всеки. Докато първите два бурни подпериода са сравнително наситени и еднообразни по отношение на количеството на бурята, третият е доста разнообразен с много добре изразена низходяща тенденция – от 6 до 1 буря на сезон. В два сезона 2006-2007 и 2008-2009 няма бури, отговарящи на критериите. Тези наблюдения предполагат, че няма хомогенна отрицателна тенденция в количеството на бурята през изследвания период, а по-скоро нарастваща тенденция от началото на периода до средата на 90-те години и противоположна тенденция след това (Valchev et al., 2012).

Фигура 16: Брой бури в периода 1948-2010 г.



Легенда: 1. LPF апроксимация 2. Глобална линейна тенденция (-0.06 бури на десетилетие, $R^2 = 0.008$) 3. Локални линейни тенденции - възходяща (0.19 бури/десетилетие, $R^2 = 0.04$), низходяща (2.9 бури/десетилетие, $R^2 = 0.51$)

Източник: Valchev et al., 2012.

През първия подпериод особено бурни сезони са 1948-1949, 1957-1958 и 1962-1963 с 4 бури на сезон, докато през втория - 1968-1969, 1980-1981 с 6 бури във всеки, но и 1971-1972, 1981-1982, 1983-1984, 1986-1987 с 4 бури. Третият подпериод се описва с интензивен старт на 4 сезона на бурите, сред които най-бурните са сезон 1994-1995 (6 бури) и 1997-1998 (5 бури). Вторият пик е белязан от сезон 2002-2003 с 4 бури. След това се наблюдава рязък спад, който предизвиква значителната тенденция на спад.

Изчислено е, че продължителността на бурята варира между 56 часа (~ 2.3 дни) и 151 часа (~ 6.3 дни), а средната продължителност е 95 часа (~ 4 дни). Екстремните бури имат кратка фаза на растеж, фазата на пълно развитие е по-съществена, докато фазата на затихване е най-дълга. Средно продължителността ѝ е 61 часа и е по-дълга от първата и втората фази

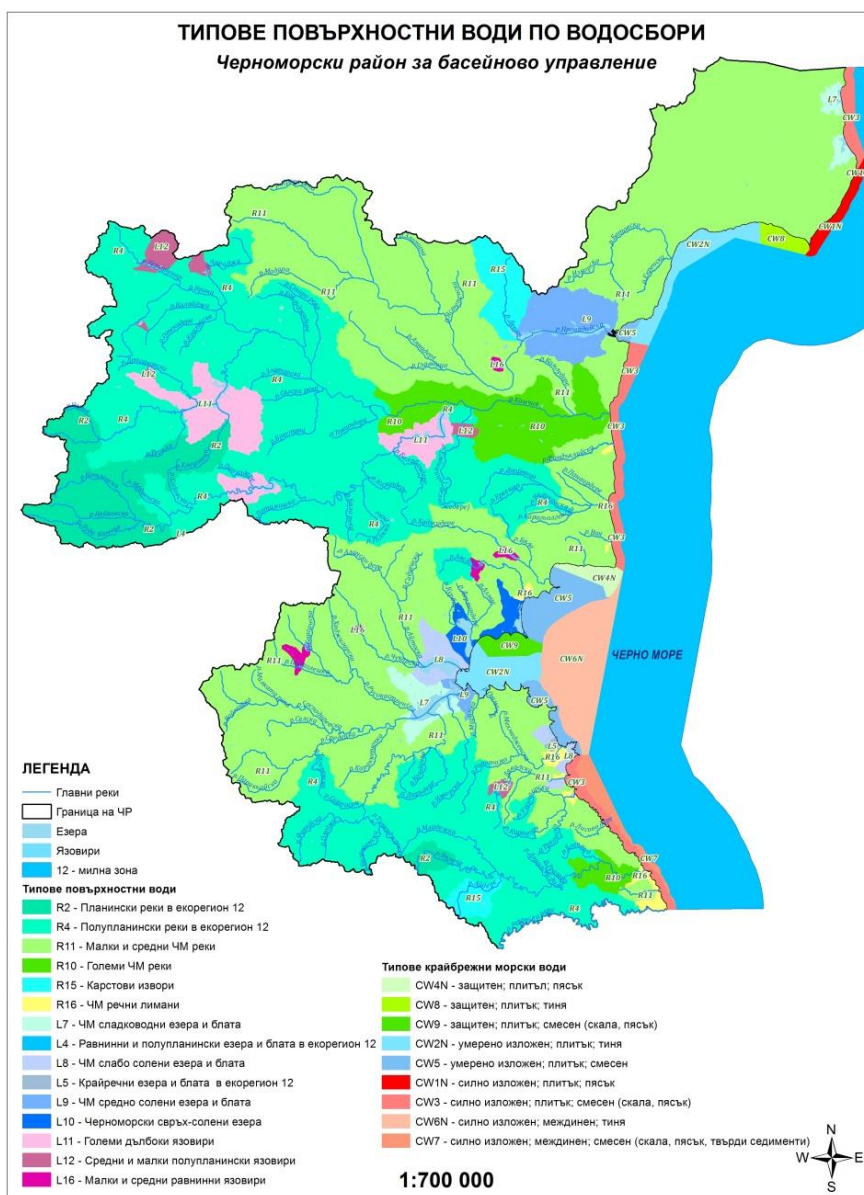
взети заедно, които продължават съответно 18 и 41 часа. Следователно, типичният модел на бурята се характеризира с бърз растеж, доста трайна фаза на енергийно развитие и сравнително продължително затихване (Valchev et al., 2012).

3. Крайбрежни води – речни устия, езера и блата, характеристики и състояние

По смисъла на § 1, т. 54 от допълнителните разпоредби на Закона за водите в обхвата на крайбрежните води попадат преходните води и крайбрежните морски води.

Преходните води са представени от Черноморски езера и блата и естуарите на вливащите се в Черно море реки, лимани и лагуни.

Фигура 17: Повърхностни морски водни тела по българското черноморско крайбрежие



Източник: БДЧР, ПУРБ 2016-2021 г.

Крайбрежните морски води обхващат акваторията от Черно море в границите на една морска миля от брега, включително и до външната граница на вътрешните морски води. На база на актуализирана типология и резултатите от анализа на антропогенното въздействие са идентифицирани 17 водни тела. Те подлежат на ежегоден мониторинг, както по РДВ, така и по РДМС, като се следят биологични и физико-химични елементи за качество, специфични замърсители и приоритетни вещества. Мониторингът, както и оценката на екологичното състояние на крайбрежните морски води се извършват от Институт по океанология – БАН, чл. 171, ал. 2, т. 3 от Закона за водите. През последните няколко години се наблюдава подобрене на екологичното състояние на крайбрежните морски води, като се отчита умерено до добро състояние по наблюдавани параметри и само някои от водните тела, подложени на силен антропогенен натиск, не постигат добро състояние.

Крайморските езера разположени по Черноморското крайбрежие са главно от два типа - лиманни и лагунни. Лиманните езера са формирани в резултат на преграждане с пясъчни коси на потънали и залети с морски води речни устия, а лагунните - вследствие на преграждане на плитки морски заливи. Повечето от езерата са съсредоточени около двата най-големи залива - Варненски и Бургаски. Няколко малки езера са разположени по добруджанския бряг и на юг от гр. Созопол - по странджанското крайбрежие. Като се изключат временните водоеми, по крайбрежието се намират 18 големи езера и блата, както и няколко речни разливи (*Иванов и Сотиров, 1964*). Според Попов и Мишев (1974) крайбрежните езера наброяват 26 лимана и 5 лагуни, включително устиевите участъци на почти всички черноморски притоци на наша територия. В зависимост от солевия си състав и режим те биват сладководни, слабосолени и свръхсолени. Коцев и кол. (2019) генерализират крайбрежните езера според генезиса им: 28 лимана, 5 лагуни и 2 езера, с общ обем от 223 млн. куб. м и площ приблизително 291 кв. км.

Таблица 4: По-големи естествени езера и речни устия от лиманен тип в обхвата на Българското черноморско крайбрежие (*по Иванов и др., 1961; Попов и Мишев, 1974; Мишев и Данева, 1979; Върбанов, 2002; Коцев и кол., 2019*)

Наименование	Тип	Крайбрежен район	Площ (км ²)
Карталийско (Орлово) блато	Лиман	Северен	<0,10
Дуранкулашко езеро	Лиман	Северен	4,90
Шабленско-Езерецки комплекс	Лиман	Северен	4,11
Шабленска тузла	Лагуна	Северен	0,57
Наневска тузла	Свлачищно	Северен	0,10
Устие на Болата дере	Лиман	Северен	0,11
Балчишка тузла	Свлачищно	Северен	0,10
Устие на р. Батова	Лиман	Северен	13,00
Варненско-Белославски езерен	Лиман	Северен	41,80
Лиман (устieto на р. Паша дере)	Лиман	Северен	5,20
Устие на р. Камчия	Лиман	Централен	37,70

Наименование	Тип	Крайбрежен район	Площ (км ²)
Устие на р. Фъндъклийска	Лиман	Централен	0,40
Устие на Кара дере	Лиман	Централен	<0,10
Устие на Двойница-Перпери дере	Лиман	Централен	2,99
Устие на р. Вая	Лиман	Централен	0,10
Устие на р. Хаджийска	Лиман	Южен	19,20
Устие на р. Ахелой	Лиман	Южен	0,14
Поморийско ез.	Лагуна	Южен	8,50
Атанасовско ез.	Лиман	Южен	25,00
Бургаско и Мандренско езеро, (заедно с езеро Узунгерен)	Лиман	Южен	108,60
Устие на р. Маринка	Лиман	Южен	1,10
Устие на р. Герена	Лиман	Южен	3,45
ез. Алепу	Лагуна	Южен	0,14
ез. Аркутино	Лагуна	Южен	<0,10
Устие на р. Ропотамо	Лиман	Южен	2,20
ез. Стомопло	Лагуна	Южен	<0,10
Устие на р. Дяволска	Лиман	Южен	6,54
Устие на р. Караагач	Лиман	Южен	4,20
Устие на р. Потурнашка	Лиман	Южен	0,36
Устие на Лисово дере	Лиман	Южен	0,49
Устие на р. Папийска	Лиман	Южен	<0,10
Устие на р. Велека	Лиман	Южен	0,15
Устие на р. Бутамята	Лиман	Южен	<0,10
Устие на р. Силистар	Лиман	Южен	0,10
Устие на р. Резовска	Лиман	Южен	0,17

Източник: (по Иванов и др., 1961; Попов и Мишев, 1974; Мишев и Данева, 1979; Върбанов, 2002; Коцев и кол., 2019).

Към лиманните езера спадат Дуранкулашкото, Езерецкото, Шабленското, Варненското, Белославското, Бургаското, Мандренското езеро. По настоящем повечето са подложени на активно обрастване и заблатяване – Дуранкулашко, Езерецко, Шабленско. Те заемат лиманните устия на добруджански суходолия, образувани в дълбоко окарстени сарматски варовици (Попов и Мишев, 1974). От морето са отделени с тесни и ниски пясъчни коси, през които по време на вълнение преливат солени морски води (Върбанов, 2002). За ниските стойности на солеността способства подхранването им с карстови води от извори, разположени основно по западните и южните брегове. Солеността им варира обикновено от 1 до 4‰, като максималните стойности се регистрират през лятото и есента, когато намалява притокът на валежни и подземни води.

Варненското и Белославското езеро са типични лимани, образувани в устиевите части на реките Провадийска и Девня. В исторически план, те са представлявали единен лиман, дълбоко врязан във вътрешността. Постепенно, вследствие на затлачвания от наноси и

намаляване на речният приток, се обособяват като самостоятелни езера. Белославското езеро има дължина около 4.6 km и максимална ширина -1.2 km (*Lambev et al., 2020*). То е свързано първоначално (1909 и 1923 г.) с Варненското езеро посредством плавателен канал, а по-късно (1975 г.) е прокопан нов канал във връзка с изграждането на пристанище Варна-запад. До прокопаването на канала езерото е било сладководно. След това, поради нахлуване на морски води и изпускането на отпадъчни води от Девненския химически комбинат, солеността се повишава до около 5‰ (през лятото). Изземването на води от Девненските карстови извори за промишлени нужди намалява притока в езерото, а оттам и обемът му. Бреговете са ниски и заблатени.

Варненско-белославския езерен комплекс, заедно с прокопаните свързващи ги канали (Канал №1 и Канал 2) представлява най-големият плавателен комплекс свързващ Черно море с редица търговски (включително и фериботно) и две кораборемонтни и корабостроителни пристанища разположени по бреговете им. Това го прави плавателна артерия от национално значение.

Към момента плавателните канали са с дълбочина от 12,5 м, което възпрепятства навлизането на модерни и по-високо тонажни кораби в езерния комплекс. В тази връзка, за подобряване на транспортната достъпност, в началото на 2020 г., е внесено инвестиционно предложение от ДП „Пристанищна Инфраструктура“ за удълбочаване на Канал №1 и Канал 2, Пристанище Варна. То е съобразно с бъдещите потребности на пристанищните оператори на терминалите и пристанищата, разположени в района, като е предвидено удълбочаване на двата канала, заедно с езерната част на навигационното трасе на подхода и обръщателния кръг на пристанищен терминал Варна Запад. С изпълнението на проекта трябва да се осигури достигане на плавателна дълбочина от 14.50 м.

Обезпокоителен е факта, че очакваните над 7 мил. куб. м драгажна маса е предвидено да бъдат депонирани в рехабилитираното подводно депо за драгажни маси „Налбанка“, намиращо се във Варненското езеро, а както е добре известно, повърхностния слой дънни утайки (съвременни, тъмnochерни мазни тини с дебелина от 30 до 50 см) са силно замърсени с биогени (Дончева, 2010; Doncheva, 2010).

Най-голямото по площ (27,6 кв.км) лиманно езеро по Българското Черноморие е Бургаското езеро. То е разположено в Бургаската низина, в устиевата част на р. Айтоска. Отделено е от морето с тясна пясъчна коса и има ниски и заблатени брегове. Дължината му е 9,5 км, а средната дълбочина е около 1 м. Солеността на езерото е значително по-висока от останалите големи лиманни езера и варира от 16 до 22‰ (маловодни години). В западната част на езерото се вливат реките Айтоска, Сънърдере (Батаклията) и Чукарска (Чакърлийска). Езерното дъно е покрито от дебел пласт глинеста тиня, примесена с пясък и черупчест материал.

Мандренското езеро представлява езеро-лиман, разположено в югоизточната част на Бургаската низина. То има продълговата форма с дължина 11 км и максимална ширина 1,3 км. Средната му дълбочина е 1,1 м, а обемът - 11 млн. куб. м. Бреговете са хълмисти,

невисоки и обрасли с тръстика. Солеността на езерото е ниска, тъй като в западната му част се вливат едни от най-големите реки, протичащи в Бургаската низина - Русокастренска, Средецка и факийска. За нуждите на напояването и промишленото водоснабдяване от 1963 г. е превърнато в язовир.

Водният режим на повечето лиманни езера е сходен. Според *Върбанов (2002)* максимумът на водното ниво се наблюдава през май като интегриран резултат от увеличения речен приток и обилните валежи над водното огледало. Разлика се наблюдава при Шабленското езеро, където максимумът настъпва месец по-рано поради обилното подхранване с карстови води. На юг, в Бургаското езеро, максимумът се регистрира през декември вследствие на значителните валежи, обусловени от средиземноморското климатично влияние. Минимумът на езерните нива се наблюдава в края на лятото и началото на есента поради високите стойности на изпарението и минималното постъпление на валежни и подземни води *Върбанов (2002)*.

Към групата на лагунните езера спадат Атанасовско и Поморийско езеро, заблатените езера Алепу, Аркутино, Стомопло по Странджанското крайбрежие, добруджанските - Шабленска тузла, Наневска и Балчишка тузла. Трите добруджански езера (тузли) представляват свръхсолени лагуни, малки по размери (площ и дълбочина). Водното им ниво е по-ниско от морското и през лятото тази разлика нараства. Подхранването на водоемите се осъществява чрез преливане на морска вода през ниските пясъчни коси по време на бури, просмукването и през пясъка или чрез изкуствено прокопани канали към морето. Притокът от сладководни извори и валежи е слаб. Солеността намалява през пролетта и се увеличава силно през лятото, когато достига 150-200‰ и повече. Наневска и Балчишка тузла могат да се разглеждат и като свлачищни езера, доколкото заемат малки, плитки, понижени участъци на крайбрежни свлачища. Дъната на добруджанските лагуни са покрити с черна сероводородна лечебна кал, която се използва за различни балнеоложки процедури. Поморийското езеро, разположено северно от гр. Поморие, е свръхсолено. Обхваща голяма част от Поморийския залив и се простира успоредно на морето, от което е отделено с дълга (6 км) и тясна пясъчна коса. Има издължена на север овална форма, нивото му се намира на около 0,5-0,8 m под морското равнище и е много плитко. Подхранва се изключително от просмукани през пясъчната коса морски води и през лятото солеността му се покачва над 100‰. Тъй като изпарението превишава неколkokратно притока в езерото, обемът му се регулира изкуствено. Дъното е покрито с лечебна сероводородна кал. Свободната повърхност през лятото често обрасва със соленолюбиви водорасли. Понастоящем в езерото се извършва добив на морска сол.

Атанасовското езеро представлява свръхсолена лагуна, образувала се в резултат на преграждане на плитък залив с пясъчна коса. Разположено е северно от Бургас и е разделено от изкуствен насип на два басейна. Езерото е много плитко (дълбочина до 1 m) и получава води от морето чрез изкуствен канал. Бреговете му са ниски и обрасли с блатна растителност. Солеността през засушливи лета достига до 250‰.

На юг по Странджанското крайбрежие се локализируют езера-блата Алепу, Аркутино и Стомопло представляват малки плитки лагуни с активни процеси на обрастване и запълване. Общата им посока на простиране е северозапад-югоизток, успоредно на брега, от който са отдалечени на не повече от 1 км. Водоемите са плитки, с тинесто дъно и силно обрасли брегове. Подхранването им се осъществява главно от валежи, поради което през лятото тяхната площ силно намалява.

Към групата на крайморските езера могат да се причислят и няколко речни разливи, които при пълноводие придобиват формата на блатата. Като такива се определят Камчийските блатата (в устието на р. Камчия - Лонгоза), малкото Дяволско блато (нар. Дяволска, южно от гр. Приморско), Батовското блато (в устието нар. Батова) и др. Те имат лиманен характер, през лятото силно намаляват площта си и дори пресъхват. Разливите представляват всъщност мочурища, обрасли с папур, сладководни водорасли и друга влаголюбива растителност. Солеността им е ниска (около 6‰), като през лятото и есента достига до около 14‰. Крайморските езера са важни местообитания на ценни, редки и застрашени от изчезване растителни и животински видове. Особено богата е гнездовата орните фауна, в която присъстват и световно застрашени видове. Повечето от тези езера са и "станции" на прелетни птици по пътя "Via Pontica". Всичко това е предопределило обявяването на повечето от тях за защитени територии, някои от които с международно значение (рамсарски места) - Атанасовско езеро, Аркутино, Дуранкулашко и Шабленско езеро, Вая, Пода, Алепу и други.

Зони за защита по План за Управление на Риска от Наводнения

Оценката и управлението на риска от наводнения за Р. България е предмет на Европейската Директива за наводненията (ДН), която е в сила от 26.11.2007 г. и е транспонирана в националното законодателство с изменението на Закона за водите през месец август 2010 г. Директивата изисква от държавите членки да приложат подход на дългосрочно планиране за намаляване на риска от наводнения, като се направи оценка на риска от наводнения, която се транспонира в карти на заплахата и риска от наводнения и се направят планове за управление.

С утвърждаването на Плана за управление на риска от наводнения (ПУРН) се очертават дългосрочните цели за защита от вредното въздействие на водите. ПУРН са задължителни за отговорните институции и бизнеса в страната и изпълнението му ще допринесе за намаляване на възможните неблагоприятни на последици за човешкото здраве, околната среда, културното наследство, техническата инфраструктура и стопанската дейност, свързани с наводненията.

Отговорни за разработването и изпълнението на ПУРН за черноморското крайбрежие е Басейнова Дирекция „Черноморски район“ (БДЧР). През 2016 г. БДЧР разработва ПУРН за Черноморски район за басейнова управление, който е приет с Решение на МС №1103/29.12.2016 г.

ПУРН разглежда всички аспекти на управлението на риска, като се съсредоточава върху предотвратяването, защитата, подготвеността, включително прогнозите за наводнения, системите за ранно предупреждение и отчита характеристиките на Черноморския район за басейново управление на водите за период от шест години – от 2016 до 2021 година включително. Той включва Програма от конкретни мерки или комбинация от мерки за решаване на установените проблеми и постигане на поставените цели за всеки един от определените 45 района със значителен потенциален риск от наводнения. В 34 от тях се съдържат данни за местоположения на минали речни наводнения (включително езерни), а в 11 - с морски наводнения, както следва:

1. Река Провадийска: 7 броя с дължина 124 km
2. Река Камчия: 13 броя с дължина 325 km
3. Севернобургаски реки: 6 броя с дължина 100 km
4. Мандренски реки: 6 броя с дължина 88 km
5. Южнобургаски реки: 2 броя с дължина 11 km
6. Морски наводнения: 11 броя с дължина общо 267 km

За разработването на морския пространствен план интерес представляват 11-те морски района:

- ✓ BG02_APSFR_BS_01 – Черно море – Дуранкулак
- ✓ BG02_APSFR_BS_02 – Черно море – Шабла
- ✓ BG02_APSFR_BS_03 – Черно море – Балчик
- ✓ BG02_APSFR_BS_04 – Черно море – Варна
- ✓ BG02_APSFR_BS_05 – Черно море – Обзор
- ✓ BG02_APSFR_BS_06 – Черно море – Несебър
- ✓ BG02_APSFR_BS_07 – Черно море – Бургас
- ✓ BG02_APSFR_BS_08 – Черно море – Созопол
- ✓ BG02_APSFR_BS_09 – Черно море – Приморско
- ✓ BG02_APSFR_BS_10 – Черно море – Царево
- ✓ BG02_APSFR_BS_11 – Черно море – Ахтопол

В тях влизат местоположения с висок и среден риск, разположени на приблизително 267 линейни километра РЗПРН, които са изследвани и картирани, съгласно одобрена Методика.

Съгласно утвърдения от Министъра на околната среда и водите списък на реките, подлежащи на изследване на заплахата от морски наводнения, в него попадат:

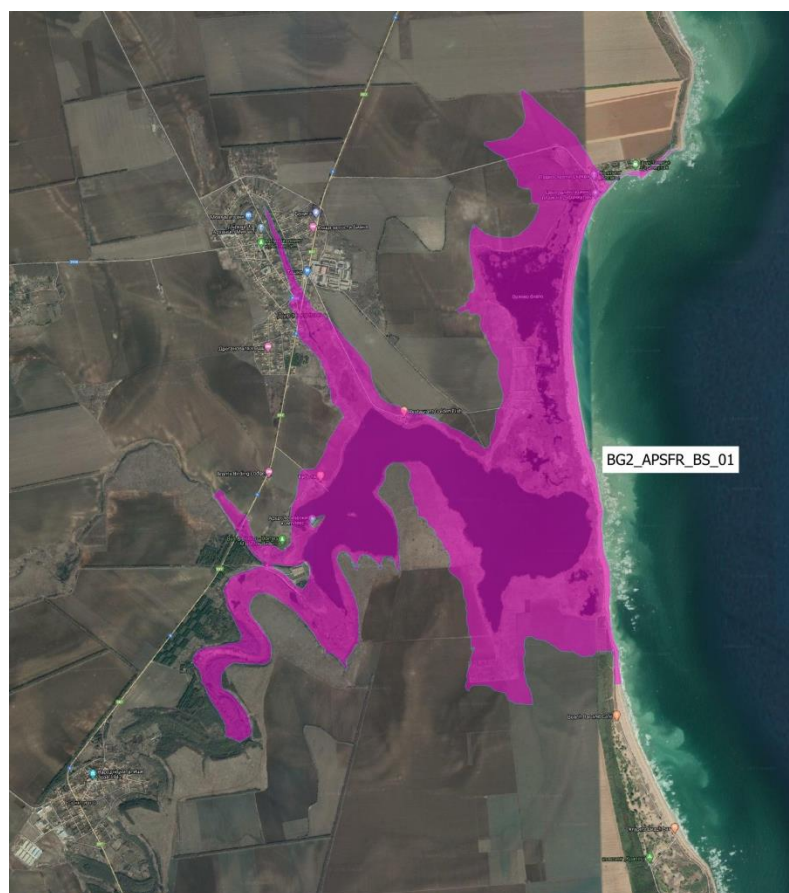
- ✓ р. Батовска - BG2_APSFR_BS_03

- ✓ р. Панаирдере - BG2_APSFR_BS_05
- ✓ р. Двойница - BG2_APSFR_BS_05
- ✓ р. Хаджидере - BG2_APSFR_BS_06
- ✓ р. Ахелой - BG2_APSFR_BS_06
- ✓ р. Дяволска - BG2_APSFR_BS_09
- ✓ р. Караагач - BG2_APSFR_BS_09;
- ✓ р. Лисово дере - BG2_APSFR_BS_10

Заплахата от езера, намиращи се в пряка хидравлична връзка с морето е определена за *Варненското и Бургаското езеро* при шестте характерни за РЗПРН максимални морски нива, в оптимистичен и песимистичен сценарий на климатична промяна

Заплахата от езера без пряка хидравлична връзка с морето е картирана за четири от крайбрежните езера: *Дуранкулашко, Шабленско, Атанасовско и Поморийско*.

Фигура 18: Зона с потенциален риск от морски наводнения BG02_APSFR_BS_01 – Черно море – Дуранкулак

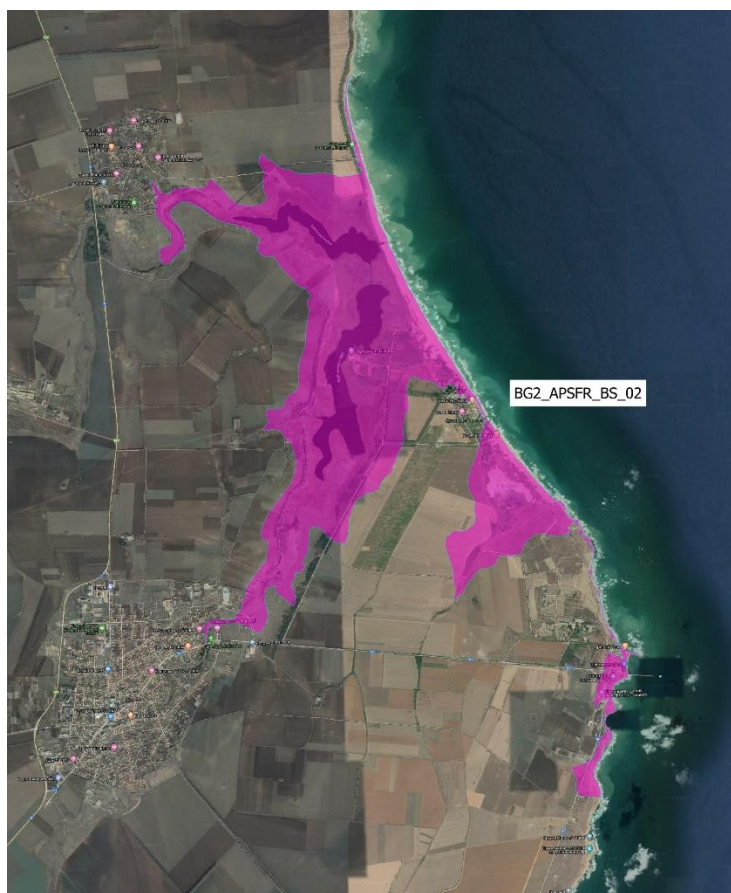


Източник: БДЧР, ПУРН (2016-2021 г.)

Разглежданият участък от РЗПРН с обща дължина 14 km обхваща Дуранкулашкото суходолие, с. Дуранкулак, Дуранкулашкото езеро и участък от морския бряг. Моделирането на потенциалната заплаха от наводнение в този РЗПРН показва, че особено уязвимо е с. Дуранкулак. Заплаха е установена и за ресторант до брегозащитна каменно-насипна дамба защитаваща къмпинг „Дуранкулак“ от абразия. И трите блата „Блатата“, „Карталийско“ и „Дуранкулашко“ са хидравлично свързани с морето и въздействието на солената вода в случай на наводнение не би оказало неприемливо екологично въздействие.

Показаната на фигурата заливна територия е с вероятност 1000 г. (малка) при песимистичен сценарий на хидравлично моделиране. Морското наводнение в тази зона може да бъде комбинирано с речно и дъждовно, което повишава заплахата и увеличава водните нива. Отчитайки и дълбочината на езерото максималната водна дълбочина би достигнала повече от 4 m, като съществува риск и за Европейски път E89 (Одеса – Анталия).

Фигура 19: BG02_APSFR_BS_02 – Черно море – Шабла



Източник: БДЧР, ПУРН (2016-2021 г.)

Разглежданият участък от РЗПРН с обща дължина 15 km обхваща Шабленското суходолие, гр. Шабла, Шабленското езеро и участък от морския бряг. Блатото е хидравлично свързано с морето и въздействието на солената вода в случай на наводнение не би оказало неприемливо екологично въздействие.

Моделирането на потенциалната заплаха от наводнение в този РЗПРН показва, че особено уязвимо населено място е гр. Шабла. Установена е заплаха за резиденция и две двуетажни вили край плажа. Засягат се зелени територии край „Шабленско езеро“.

Показаната на фигурата заливна територия е с вероятност 1000 г. (малка) при песимистичен сценарий на хидравлично моделиране. Морското наводнение в тази зона може да бъде комбинирано с речно и дъждовно, което повишава заплахата и увеличава водните нива. Отчитайки и дълбочината на езерото максималната водна дълбочина би достигнала повече от 5 m. Важни обекти засегнати в този обхват са: резиденция Шабла, фар Шабла, къмпинг „Добруджа“, комплекс Шабленски фар и намиращите се в близост археологически разкопки.

Фигура 20: BG02_APSFR_BS_03 – Черно море – Балчик



Източник: БДЧР, ПУРН (2016-2021 г.)

Разглежданият участък от РЗПРН с обща дължина 31 km обхваща р. Батовска и р. Екренска, населените места гр. Балчик, к.к. „Албена“, с. Кранево и участък от морския бряг. Река Батовска е некоригирана, а р. Екренска е коригирана в населеното място с трапецовидно бетоново корито.

Моделирането на потенциалната заплаха от наводнение в този РЗПРН показва, че особено уязвими населени места са гр. Балчик, к.к. „Албена”, с. Кранево. Цялото крайбрежие на Балчик е защитено с брегозащитна и вълнозащитна каменно-насипна дамба и система от буни. Това изключва необходимостта от изграждане на нови съоръжения.

Показаната на фигурата заливна територия е с вероятност 1000 г. (малка) при песимистичен сценарий на хидравлично моделиране на изцяло морско наводнение.

Фигура 21: BG02_APSFR_BS_04 – Черно море – Варна

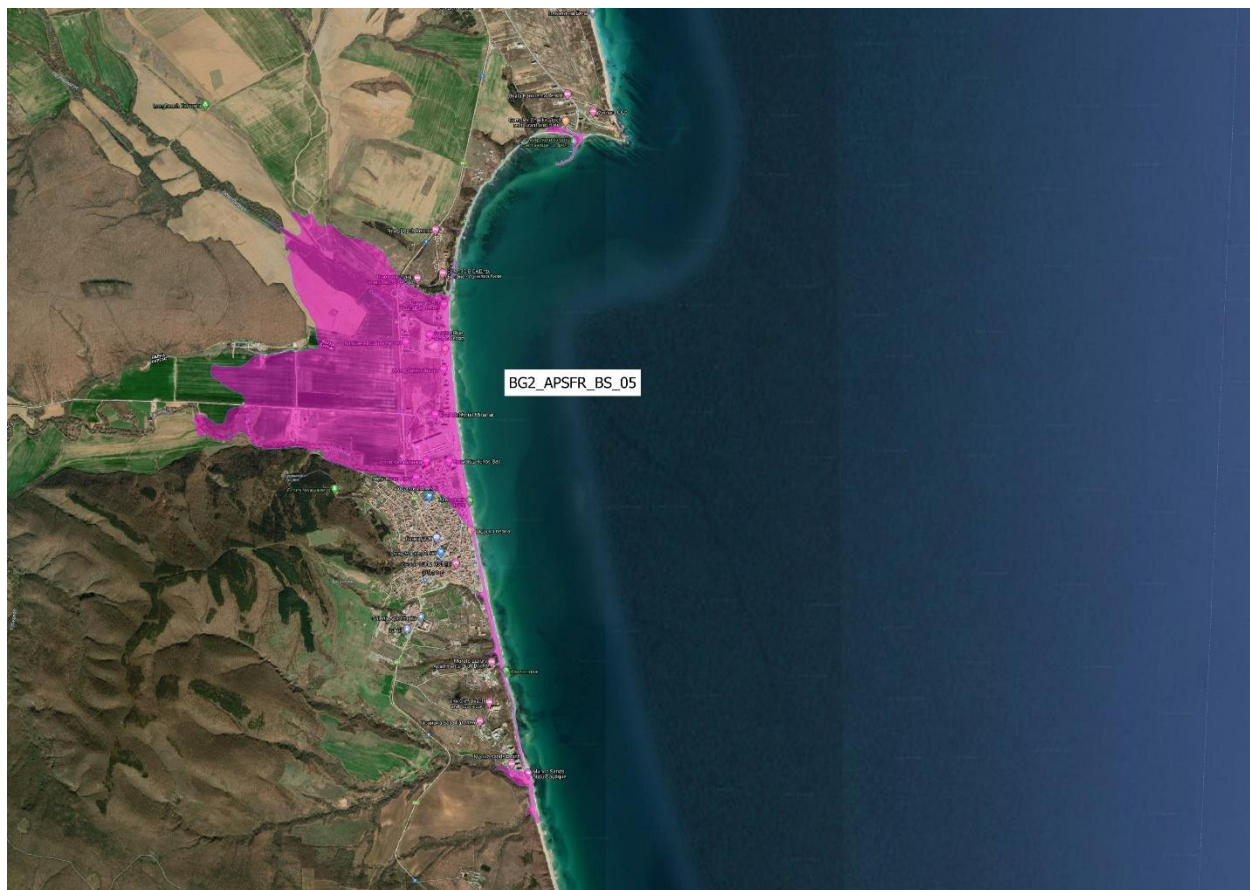


Източник: БДЧР, ПУРН (2016-2021 г.)

Разглежданият участък от РЗПРН с обща дължина 36 km и обхваща населените места гр. Варна, с. Казашко, с. Езерово и с. Страшимирово, Варненското езеро и участък от морския бряг. Моделирането на потенциалната заплаха от наводнение в този РЗПРН показва, че особено уязвими населени места са места гр. Варна, с. Казашко, с. Езерово и с. Страшимирово.

Показаната на фигурата заливна територия е с вероятност 1000 г. (малка) при песимистичен сценарий на хидравлично моделиране на изцяло морско наводнение с повишаване морското ниво с почти 5 m. Засегнати биха били жилищни, промишлени територии с голям икономически принос.

Фигура 22: BG02_APSFR_BS_05 – Черно море – Обзор

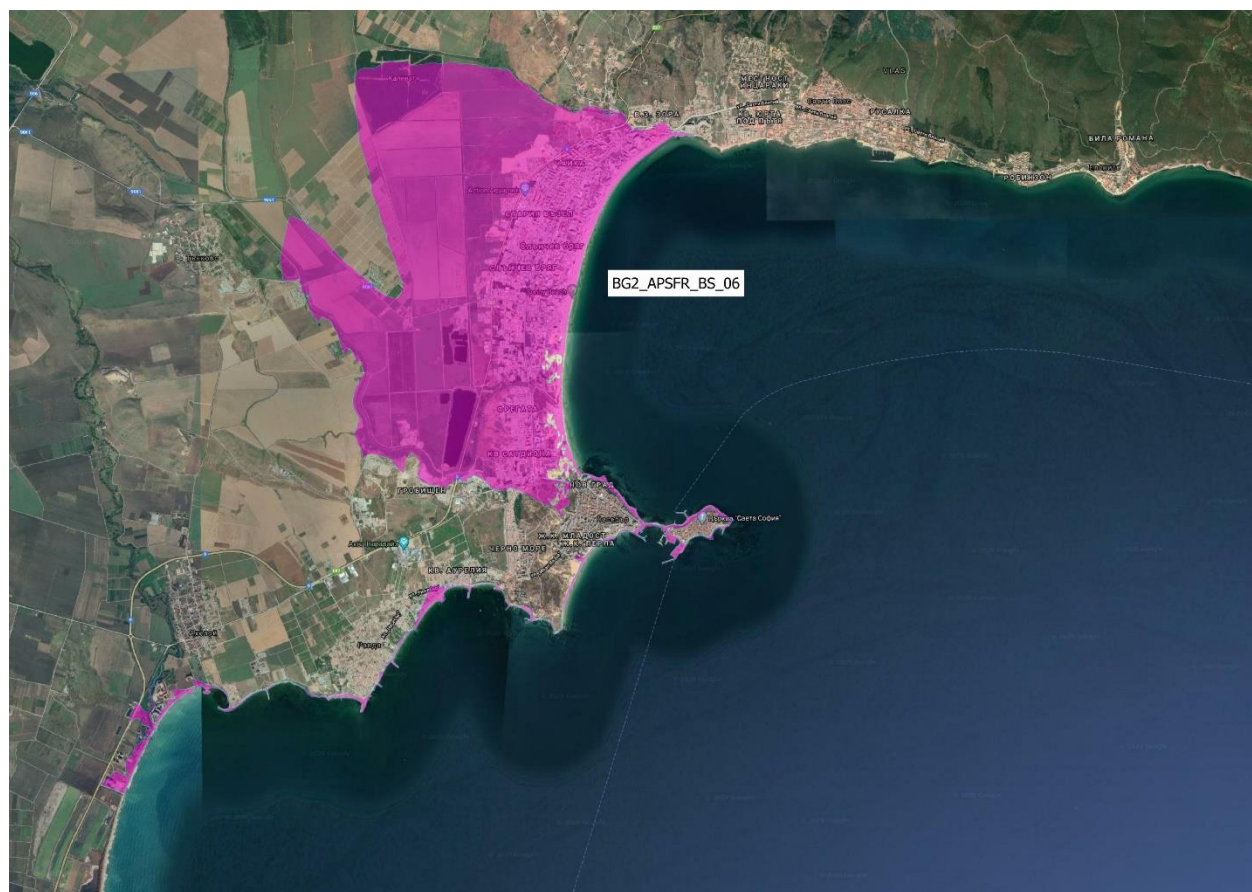


Източник: БДЧР, ПУРН (2016-2021 г.)

Разглежданият участък от РЗПРН с обща дължина 18 km обхваща р. Панаирдере, р. Двойница, дерета, вливащи се в морето, населеното място гр. Обзор и участък от морския бряг. Реките Панаирдере и Двойница са некоригирани. Деретата, вливащи се в морето, са некоригирани и обрасли с дървета и храсти. Моделирането на потенциалната заплаха от наводнение в този РЗПРН показва, че особено уязвимо населено място е гр. Обзор.

Показаната на фигурата заливна територия е с вероятност 1000 г. (малка) при песимистичен сценарий на хидравлично моделиране на изцяло морско наводнение с повишаване морското ниво с почти 5 m. Застрашени от потенциално наводнение са жилищни и туристически територии.

Фигура 23: BG02_APSFR_BS_06 – Черно море – Несебър

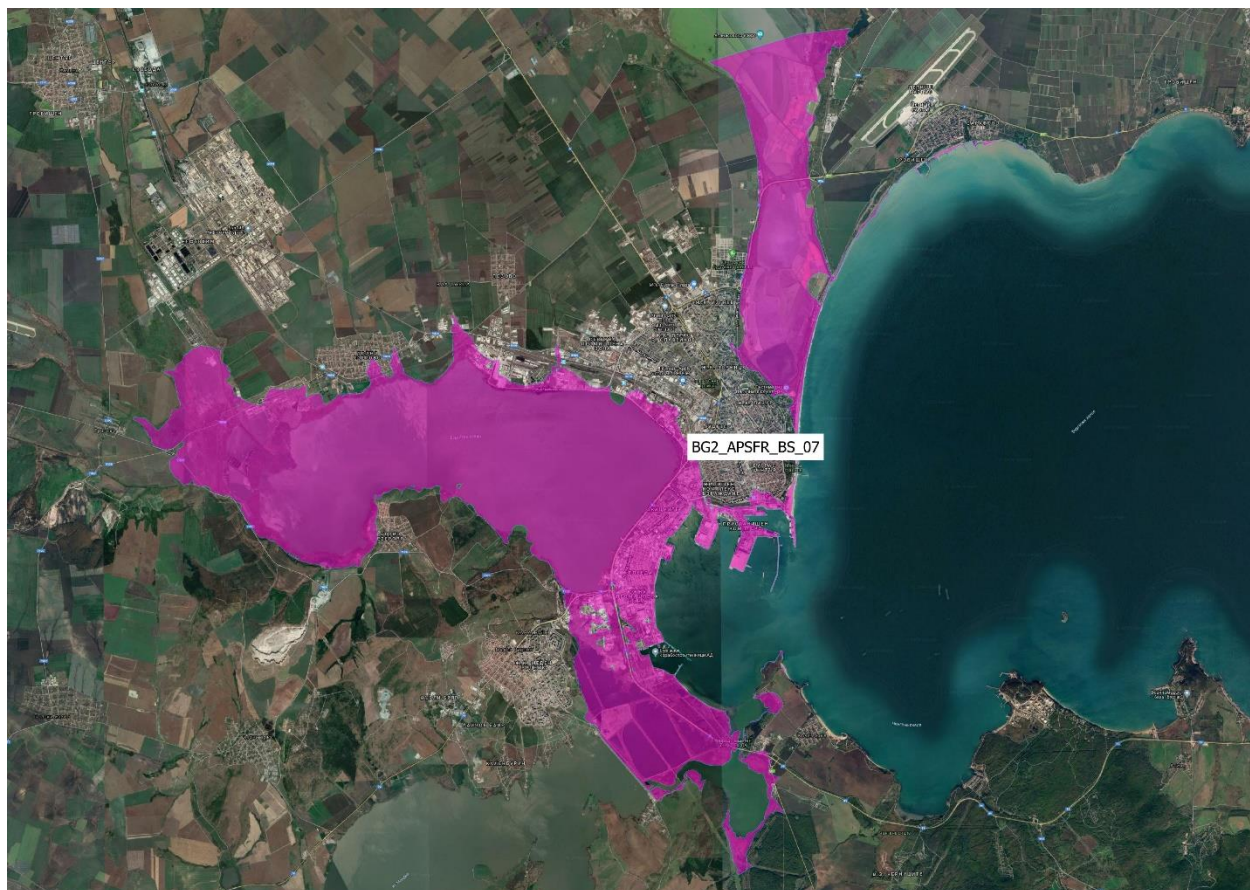


Източник: БДЧР, ПУРН (2016-2021 г.)

Разглежданият участък от РЗПРН с обща дължина 27 km обхваща р. Ахелой, р. Хаджидере, населените места к.к. Слънчев бряг, гр. Несебър, с. Равда и с. Ахелой и участък от морския бряг. Реките Ахелой и Хаджидере са некоригирани. Моделирането на потенциалната заплаха от наводнение в този РЗПРН показва, че особено уязвими населени места са к.к. Слънчев бряг, гр. Несебър, с. Равда и с. Ахелой.

Показаната на фигурата заливна територия е с вероятност 1000 г. (малка) при песимистичен сценарий на хидравлично моделиране на изцяло морско наводнение с повишаване морското ниво с почти 5 m. Застрашени от потенциално наводнение са голям брой туристически и жилищни обекти с висок икономически принос. Ниският равнинен терен западно от населеното място, периодично изпитва трудности с високи подпочвени води, които допълват заплахата от наводнение.

Фигура 24: BG02_APSFR_BS_07 – Черно море – Бургас

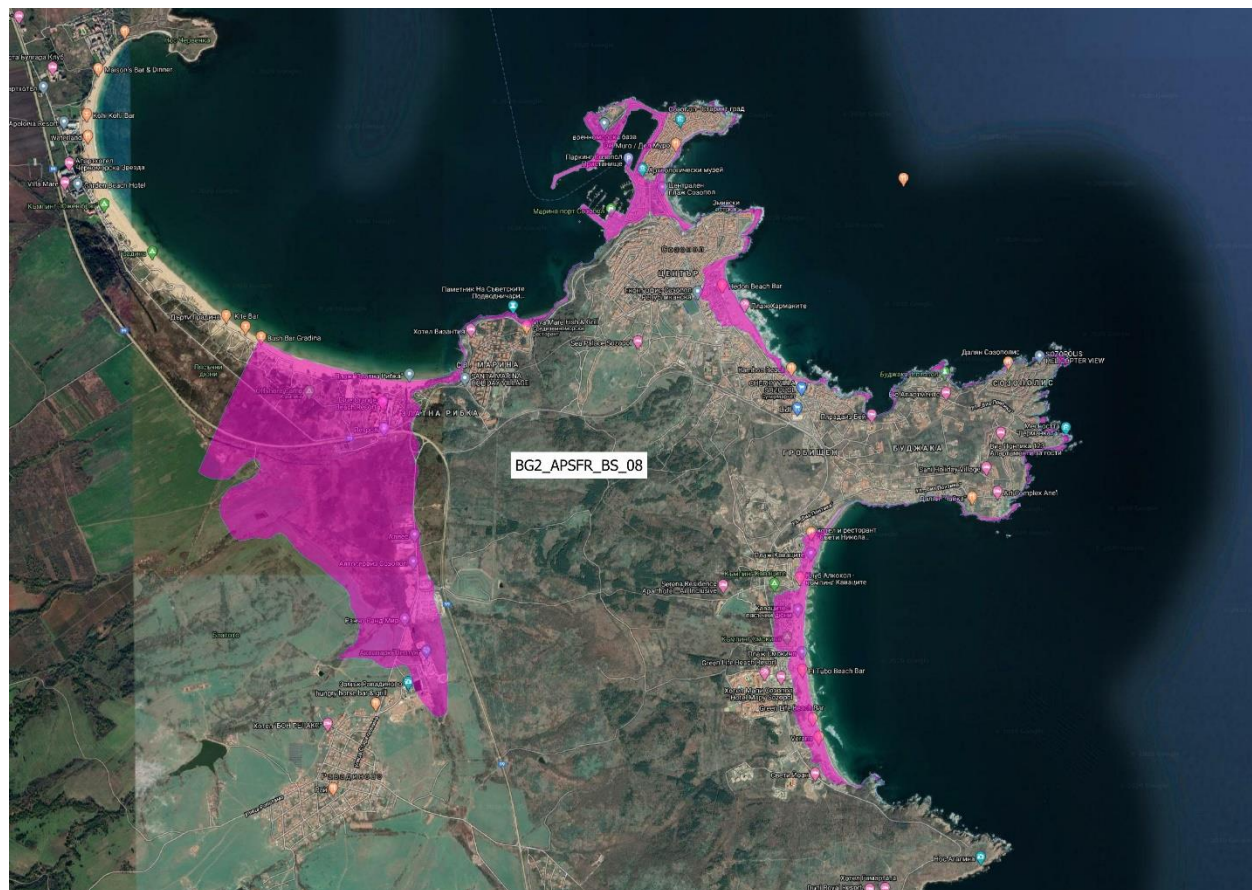


Източник: БДЧР, ПУРН (2016-2021 г.)

Разглежданият участък от РЗПРН с обща дължина 73 km обхваща р. Айтоска, населените места гр. Поморие и гр. Бургас, Поморийско езеро, Атанасовско езеро, Бургаско езеро и Мандренско езеро и участък от морския бряг. Река Айтоска е некоригирана. Моделирането на потенциалната заплаха от наводнение в този РЗПРН показва, че особено уязвими населени места са гр. Поморие и гр. Бургас

Показаната на фигурата заливна територия е с вероятност 1000 г. (малка) при песимистичен сценарий на хидравлично моделиране на изцяло морско наводнение с повишаване морското ниво с почти 5 m. Засегнати биха били предимно промишлени територии с голямо икономическо значение.

Фигура 25: BG02_APSFR_BS_08 – Черно море – Созопол

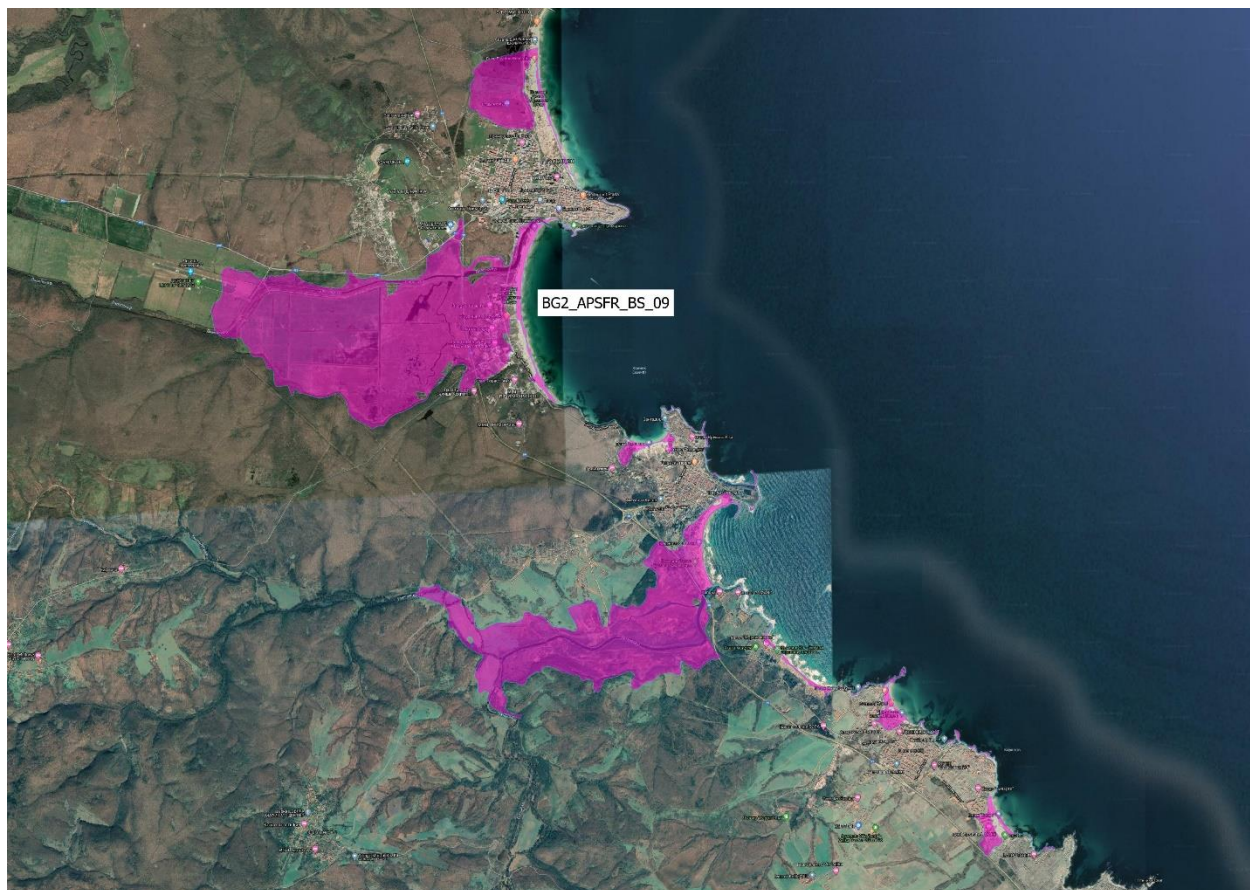


Източник: БДЧР, ПУРН (2016-2021 г.)

Разглежданият участък от РЗПРН с обща дължина 16 km обхваща населеното място гр. Созопол и участък от морския бряг. Моделирането на потенциалната заплаха от наводнение в този РЗПРН показва, че особено уязвимо населено място е гр. Созопол.

Показаната на фигурата заливна територия е с вероятност 1000 г. (малка) при песимистичен сценарий на хидравлично моделиране на изцяло морско наводнение с повишаване морското ниво с почти 5 m. Застрашени от наводнение са жилищни, туристически, археологически, културно-исторически, земеделски и горски територии.

Фигура 26: BG02_APSFR_BS_09 – Черно море – Приморско

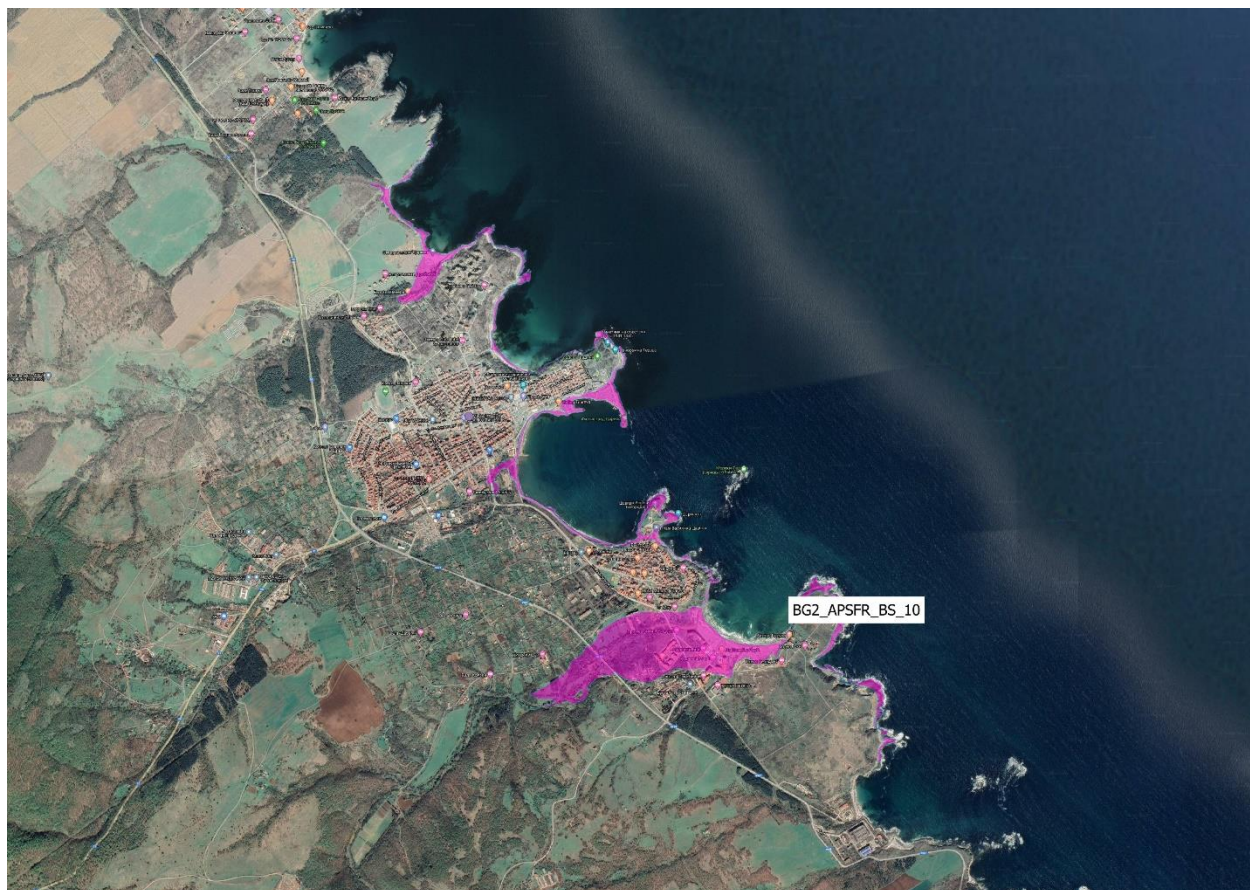


Източник: БДЧР, ПУРН (2016-2021 г.)

Разглежданият участък от РЗПРН с обща дължина 14 km обхваща р. Дяволска, р. Караагач, населените места гр. Приморско, гр. Китен и с. Лозенец и участък от морския бряг. Река Дяволска е андигирана от дясната страна, река Караагач не е коригирана. Моделирането на потенциалната заплаха от наводнение в този РЗПРН показва, че особено уязвими населени места са гр. Приморско, гр. Китен и с. Лозенец.

Показаната на фигурата заливна територия е с вероятност 1000 г. (малка) при песимистичен сценарий на хидравлично моделиране на изцяло морско наводнение, с повишаване морското ниво с почти 5 m. Застрашени от наводнение са жилищни, туристически, земеделски и горски територии, както и едно летище Приморско.

Фигура 27: BG02_APSFR_BS_10 – Черно море – Царево



Източник: БДЧР, ПУРН (2016-2021 г.)

Разглежданият участък от РЗПРН с обща дължина 9 km обхваща р. Ливсово дере, гр. Царево и участък от морския бряг. Река Лисово дере е некоригирана. Моделирането на потенциалната заплаха от наводнение в този РЗПРН показва, че особено уязвимо населено място е гр. Царево.

Показаната на фигурата заливна територия е с вероятност 1000 г. (малка) при песимистичен сценарий на хидравлично моделиране на изцяло морско наводнение с повишаване морското ниво с почти 5 m. Застрашени от наводнение са жилищни, туристически, земеделски и горски територии.

Фигура 28: BG02_APSFR_BS_11 – Черно море – Ахтопол



Източник: БДЧР, ПУРН (2016-2021 г.)

Разглежданият участък от РЗПРН с обща дължина 4 km обхваща населеното място гр. Ахтопол и участък от морския бряг. Моделирането на потенциалната заплаха от наводнение в този РЗПРН показва, че особено уязвимо населено място е гр. Ахтопол.

Показаната на фигурата заливна територия е с вероятност 1000 г. (малка) при песимистичен сценарий на хидравлично моделиране на изцяло морско наводнение с повишаване морското ниво с почти 5 m. Застрашени от наводнение са жилищни, туристически, земеделски и горски територии. Това РЗПРН е с най-малко възможно засегнати територии от потенциално наводнение.

Съществуващият План за управление на риска от наводнения е с действие до края на 2021 г., като в момента се осъществява проект за актуализирането на Плановите за управление на риска от наводнения, в който се предвижда комбинирано моделиране на морско с речно и дъждовно наводнение с цел прецизиране границите на заливане и конкретизиране на рисковите обекти при отчитане влиянието на изменението на климата.

4. Изводи и препоръки

Черно море, като най-големия хипоксен басейн в света, е с ясно изразена плътностна стратификация, характерна голямомащабна циклонална в централната част на морето и мезомащабна антициклонална периферна циркулация. Климатичните промени представляват заплаха за крехкия термохалинен баланс на басейна и следователно и на Черноморската екосистема. Тя може да се прояви в трайни промени във вертикалната стратификация на басейна и в интензивността на теченията в резултат на повишаване на температурата на морската вода. В резултат на това вентилацията на активния слой на Черно море може да се окаже неефективна, което да доведе до промяна в характеристиките на студения междинен слой, неговото изтъняване и дори изчезване. Наред с това намалява и дълбочината, до която прониква кислорода, а нивата на сероводородния слой се издигат.

От друга страна, климатичните промени могат да доведат до покачаване на морското ниво, както в резултата на действието на вятъра, така и от топенето на ледовете. Прогнозира се и промяна на динамиката и интензивността на крайбрежните вълнови и седиментационни процеси и увеличаване на вероятността от наводнения с морски произход в изложените на риск рецептори в крайбрежната зона.

Независимо от сравнително добрата изученост на хидрологичните процеси в Черно море, проблема за недостига на данни за морската среда е недостатъчната времева честота и пространствено покритие на мониторинга на основните хидроложки характеристики. В резултат, липсват достатъчно данни за извеждане на многогодишни тенденции, за да се отчетат и прогнозират надеждно промените в климата. Недостатъчен е и капацитета за моделиране и прогнозиране на хидродинамичните процеси в морската среда.

Настъпилите многобройни промени в крайбрежната зона поставя проблема за нейната недостатъчна изученост особено що се отнася до влиянието на съществуващите и новопланираните хидротехнически съоръжения върху бреговата динамика, с цел нейното устойчиво използване и съхраняване. Промяната на динамиката на процесите в крайбрежната зона и използването на недостатъчни иновативни брегозащитни стратегии увеличава вероятността от наводнения с морски произход, както и все по-интензивна брегова ерозия и абразия. Препоръчително е да има постоянен мониторинг на доказано уязвими брегови участъци, както и развитие на системи за прогнозиране и ранно предупреждение за бедствия с морски произход.

ИЗТОЧНИЦИ НА ИНФОРМАЦИЯ

- Батиметрия. Доклад оценка на екологичното състояние на морските води (РДВ). 2013. Договор № 0-33-18/12.06.2013, Научен фонд на Институт по Океанология „Фритьоф Нансен”- БАН, гр. Варна, с. 6-41;
- Бончев, Ек. 1986. Балканидите - геологотектнско положение и развитие, София, 273 с.
- Вълчев, Н., Андреева, Н., Трифонова, Ек., Проданов, Б., Христова, Д., 2013. 1.3. Вълнова експозиция на Българското Черноморско крайбрежие. В Доклад оценка на екологичното състояние на морските води (РДВ). Договор № 0-33-18/12.06.2013, Научен фонд на Институт по Океанология „Фритьоф Нансен”- БАН, гр. Варна, с. 43-76 (достъпна на <http://bsbd.org>);
- Географски терминологичен речник. 2011. Акад. Изд. "Марин Дринов", 294;
- Данева, М., Мишев, К. 1979. Българското черноморско крайбрежие. Изд. на Българска академия на науките, София;
- Желев, В. 2006. Геоложки феномени - Силистар. Геология и минерални ресурси, 5, 2-9;
- Иванов, А.И., 2017. Обработка и анализ на мареографни измервания за мониторинг нивото на Черно море. Автореферат на дисертация за присъждане на научно-образователната степен „доктор“, НИГТГ – БАН, 68 стр.;
- Йонин, А., Пырличев, Д., Маловицкий, Я., Юркевич, М., Крыстев, Т., 1979. Основные особенности геоморфологии дна. В Геология и гидрология западной части Черного моря, С., БАН, Научен фонд на Институт по Океанология „Фритьоф Нансен” - БАН, гр. Варна, с. 44-59;
- Канев, Д. 1960. Морфология на Медноридското черноморско крайбрежие. Год. на Соф. университет. БГГ факултет, 1 III, 3, География. Изд. Наука и изкуство. С., 28-35.
- Костичкова, Р.К., З.К. Белберов, Е.В. Трифонова, Д.И. Грудева, 2001. Максимални морски нива в Бургаския залив. Трудове на Института по океанология, т.3, стр. 3-12;
- Коцев и кол., 2019. Анализ и картографиране на чувствителността на Българската черноморска крайбрежна зона, с.216;
- Крыстев, Т., Михова, Е., 1990. Релеф и тектоника на българския шелф. В Крыстев, Т. (ред.). Геологическая эволюция западной части Черноморской котловины в неоген-четвертичное время, БАН, София, с. 392-431;
- Михова, Е. 1998. Колебания на морското ниво и палеоекологични условия за развитието на човешкия живот край бреговете на Черно море. В Сб. Брегоукрепване и дълготрайно стабилизиране на склоновете на Черноморското крайбрежие “. С., Акад. издателство „Проф. М. Дринов, 64-69;

- Попов, В., Стефанов, П. Основни термини по карстова морфология Проблеми на Географията, София, 2, 32-42 с.;
- Попов, Вл., Мишев, К., 1974. Геоморфология на Българското Черноморско крайбрежие и шелф, Изд. на Българска Академия на Науките, София, 379 с.;
- Пърличев, Д., Петров, П., 1974. Опит за геоморфоложко райониране на Българския черноморски шелф. В Проблеми на географията в България, т. IV, с. 69-80;
- Трифенова, Ек., 2014. Числено моделиране на деформациите на подводния брегови склон. Автореферат за придобиване на образователна и научна степен „Доктор“, Научен фонд на Институт по Океанология „Фритьоф Нансен“-БАН, гр. Варна, с. 30;
- Чешитев, Г., Кънчев, И., Вълков, В., Маринова, Р., Шиляфова, Ж., Русева, М., Илиев, К. 1989. Геоложка карта на България в мащаб 1:500 000. Издание на Комитета по геология – Предприятие за геофизични проучвания и геоложко картиране, София;
- Чешитев, Г., Чонтова, Ц., Попов, Н., & Коюмджиева, Е. 1992. Геоложка карта на България, М 1: 100 000. Картен лист Шабла-Балчик с обяснителна записка;
- Dimitrov, L., Prodanov, B., Doncheva, V., Berov, D., & Trifonova, E. 2019. Seabed Mapping of the Bulgarian Coastal Zone between Sozopol and Tsarevo (Southern Bulgarian Black Sea). *Comptes rendus de l'Académie bulgare des Sciences*, 72(5);
- Dove, D., Bradwell, T., Carter, G., Cotterill, C., Gafeira Goncalves, J., Green, S., ... & Westhead, K. 2016. Seabed geomorphology: a two-part classification system;
- Filipova-Marinova, M. 2007. Archaeological and paleontological evidence of climate dynamics, sea-level change, and coastline migration in the Bulgarian sector of the Circum-Pontic Region. In Yanko-Hombach, V., Gilbert, A. S., Panin, N., Dolukhanov, P. M. (Eds.) *The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate and Human Settlements*, 453-481. Publ. house Springer, Dordrecht;
- Filipova-Marinova, M., Pavlov, D., Coolen, M., Giosan, L. 2013. First high-resolution marinopalynological stratigraphy of Late Quaternary sediments from the central part of the Bulgarian Black Sea area. *Quaternary International*, 293: 170-183;
- Georgiev, G., 2012. Geology and Hydrocarbon Systems in the Western Black Sea. *Turkish J. Earth Sci.*, Vol. 21, pp. 723–754. doi:10.3906/yer-1102-4;
- Ignatov, E. I. 2008 Coastal and bottom topography. In Kostianoy, A. G., Kosarev, A. N. (Eds.) *The Black Sea Environment*, Publ. house Springer, Heidelberg, 47-62;
- Kenderova, R., Tcherkezova, E., Sarafov, A. 1999. Geomorphological research of the coastal strip between the Cape Humata and the Cape Kaja. In *Annuaire de L'Universite de Sofia "St. Kliment Ohridski"*, tome 89, 59-68 p.;
- Khrishev, Kh., V. Georgiev, S. Chochov. 1980. Geological evidence on salt production in ancient Ankhialo. – *C. R. Acad. bulg. Sci.*, 33, 6, 825–827;

- Marine ecology, 2013. In South Stream Gas Pipeline Project Surveys Report, p. 203 (<http://www.south-stream-offshore.com>);
- Valchev, N., Andreeva, N., Prodanov, B., 2014. Study on wave exposure of Bulgarian Black Sea coast, In Proc. 12th Int. Conference on Marine Science and Technology „Black Sea" 2014, Varna, pp. 175-182, ISSN 1314-0957.