

**Maria – Emanuela MIHAILOV**

---

**DINAMICA MASELOR DE APĂ ÎN  
NORD-VESTUL MĂRII NEGRE**



**Maria – Emanuela MIHAILOV**

**DINAMICA MASELOR DE APĂ ÎN  
NORD-VESTUL MĂRII NEGRE**



**EX PONTO**

**Constanța - 2017**

**Descrierea CIP a Bibliotecii Naționale a României**

**MIHAILOV, MARIA – EMANUELA**

**Dinamica maselor de apă în nord-vestul Mării Negre / Maria-Emanuela Mihailov. -**

Constanța : Ex Ponto, 2017

ISBN 978-606-598-552-0

55

**ISBN 978-606-598-552-0**

© Ex Ponto 2017



## Mulțumiri

Pentru a ajunge să cunoști *marea*, să îi înțelegi „șoaptele” e nevoie de timp și răbdare. Chiar dacă ai ajuns să cunoști un proces sau un fenomen, marea este asemeni unui cub Rubik. Cel mai greu e să găsești calea de a explora și a înțelege „metodele” mării pentru a rezolva enigmatică punte de legătură - prima linie.

Am avut șansa de a înțelege tainele proceselor și a ecuațiilor care stau la baza înțelegerii oceanelor și mărilor ca studentă a Facultății de Fizică, Universitatea din București, datorită intuiției unei doamne extraordinare, **prof. univ. dr. Sabina ȘTEFAN**, care cu răbdare mi-a dezvoltat abilitatea de a vizualiza și de a rezolva enigmele interacției dintre două medii diferite: atmosferă și ocean. Aceasta a fost prima linie a cubului, care a fost rezolvată în perioada 1999 - 2002.

În 2003, a urmat rezolvarea următoarei linii când am avut norocul de a începe activitatea de fizician în cadrul *Institutului Național de Cercetare – Dezvoltare Marină „Grigore Antipa” Constanța* și mulțumesc comisiei de examinare condusă de domnul **dr.ing. CS I. Simion NICOLAEV**, director, pentru încrederea oferită de dânsii și de șansa de a continua rezolvarea următorilor pași alături „lupii de mare ai Mării Negre” din Departamentul de Oceanografie. De atunci încerc să rezolv și să înțeleg enigmatică noastră mare, Marea Neagră.

În România nu există o Școală Superioară dedicată studiului oceanografiei fizice iar cei care au fost „aleși de mare” au descoperit tainele sale în mare parte pentru că au fost autodidacți. Așa cum am menționat anterior, inițierea ca oceanograf fizician a început datorită **prof. univ. dr. Sabina ȘTEFAN** în prezent și, coordonator al prezentei lucrări, căreia îi mulțumesc că mi-a acordat în permanență sprijinul său, m-a îndrumat pentru a deveni un mai bun cercetător într-un domeniu unde oceanografia fizică are puțini specialiști.

Mulțumesc din suflet „lupului de mare” CS II fizician **Vasile DIACONU** că mi-a încredințat secretele Mării Negre pe care dânsul le-a dobândit cu greu în toată perioada de activitate ca om de știință. **Mulțumesc!**

La început am comparat Marea Neagră cu acel cub Rubik. Fiecare linie rezolvată reprezintă de fapt o multă muncă, din partea multor specialiști din diferite domenii ale științei unificate de aceeași iubire: *Marea*. Nu aș fi ajuns aici fără colegii, prietenii, din cadrul INCDM cărora le mulțumesc pentru toată încrederea acordată de a participa în activitățile științifice (proiecte, studii) unde Institutul este coordonator sau partener. Mulțumesc „sirenelor” (Luminița, Valentina, Andra, **Daniela**, Paula, Aneta) din Laboratorul de Chimie a INCDM, prietenia lor sinceră am dobândit-o pe perioada doctoratului. Mulțumesc colegilor din „Laboratorul de Oceanografie” (Luminița, Viorel, Răzvan, Alina, *nașului de botez pe mare* Virgil, Laurențiu).

„Lupilor de mare” care, de la înființarea INCDM, și-au dedicat viața și încrederea unei doamne capricioase: *Marea Neagră* pentru a realiza și a duce la bun sfârșit măsurătorile și prelevările de probe de apă, lor le mulțumesc în mod deosebit. Fără munca lor nu am fi existat.

Fără frumoasa mea familie nu aș fi avut puterea de a ajunge până aici. Mulțumesc Auricăi și lui Cornel pentru susținerea morală. Mulțumesc soțului extraordinar și copiilor mei, Teodor și Daniel, care au dat dovadă de o gândire matură, care m-au înțeles și care m-au încurajat să merg înainte. Sper astfel să fiu un model de urmat pentru-că ei mi-au arătat ca orice enigmă nu poate fi rezolvată fără suflet și iubire.



**Motto**

*În acele vremuri [homerice], Marea nu era navigabilă și era numită "Axenos" [neospitalieră] din cauza furtunilor sale hibernale și a ferocității triburilor care trăiau în jurul ei, mai ales a scților, care obișnuiau să sacrifice străini...dar mai târziu a fost numită "Euxeinos" [prietenosă cu străinii], când ionienii au înființat cetăți la malul mării.*

Strabo, *Geografia*

## INTRODUCERE

Importanța apelor pentru om datorită sursei de hrană dar și influența acestora asupra regimului climatic, au determinat investigarea proceselor hidrobiologice ce au loc atât la suprafață cât și în adâncime. Se manifestă o preocupare deosebită, în prezent, pentru problemele ecologice create prin acțiunile umane asupra mediului. Zonele de coastă marine reprezintă principala arie de interes, fiind caracterizate în general de o populație densă dar și de dezvoltarea activităților economice.

Importanța maselor de apă pentru înțelegerea circulației oceanice nu a fost întotdeauna pe deplin apreciată. Evoluția cercetării, din ultimul deceniu, în oceanografie și climatologie readuc în atenție necesitatea studierii maselor de apă, datorită rolului oceanelor (rezervoare de căldură, sare și gaze dizolvate) în variabilitatea și schimbările climatice (Tomczak, 1999).

Aceste modificări recente ale condițiilor climatice conduc la schimbări ale stării oceanului planetar, ca efect al variațiilor bilanțului termic la suprafața apei și ale aportului de apă dulce. Evaluarea corectă a amplitudinii acestora necesită analiza informațiilor oceanografice pe o perioadă lungă de timp, pentru a se putea separa tendințele de oscilații. Detectarea acestor modificări se realizează cu măsurători tip asupra variației în timp a parametrilor fizici ca: direcția și viteza curentului combinate cu evoluția temperaturii și salinității apei la diferite adâncimi.

Evoluția subsistemului fizic al mediului marin este determinată de interacțiunile care au loc la limita sa cu atmosfera și cu țărmul. Fluxurile de substanță, radiație, căldură și energie mecanică la interfața atmosferă – mare, distribuite spațial neuniform, cât și aportul de apă dulce fluvială plus volumul și concentrația diferitelor substanțe variabile în timp, determină apariția unor neomogenități în repartiția parametrilor de stare. Modificările din punct de vedere al proprietăților termosaline a maselor de apă, sunt datorate schimburilor termice cu atmosfera dar și de evoluția distribuției lor influențată de fenomenele dinamice de mezoscală.

Bazin semi-închis, Marea Neagră este unul din cele mai mari bazine meromictice anoxice din lume. Haloclina permanentă este caracteristică acestui tip de bazin (stratificarea puternică datorită gradientilor de densitate), care limitează amestecul maselor de apă în timpul convecției de

iarnă. Coordonatele geografice 40°54' - 46°38' latitudine și 27°27' - 41°42' longitudine, o situează în emisfera nordică, zona temperată. Cu un schimb restrâns de apă cu Oceanul Planetar, prin Marea Mediterană, Marea Neagră poate fi considerată ca fiind o mare continentală. Legătura cu Marea Mediterană se face prin strâmtoarea Bosfor, cu Marea Marmara prin strâmtoarea Dardanele și, în final, Marea Egee. Suprafața bazinului este de 413.490 km (fără Marea Azov) și o adâncimea medie estimată la 1.280 m (adâncimea maximă este evaluată la 2.245 m și este atinsă în partea central-sudică a bazinului) (Muntean, 2005).

Particularitatea și importanța economică a Mării Negre a determinat investigații științifice începând cu secolul 18, cu studiul amiralului – hidrograf S. Makarov în 1890 despre curenții de suprafață (cu direcție predominantă nord-sud) și evidențierea unui curent de adâncime (direcție sud-nord) (Vyazilov și Mikhailov, 1999; Sorokin, 2002). În urma expediției ruse (*Russian Deep Sea Expedition*) din 1890, au fost obținute informații privind originea și morfologia bazinului, bilanțul de apă, caracteristicile hidrochimice și zoologia Mării Negre de către I. Spindler și F. Wrangel. Prezența hidrogenului sulfurat semnalată de A. Lebedintsev în 1891, în straturile de adâncime (Zelinsky, 1893; Egunov 1900-1901; Andrusov, 1892; Donilchenko și Chigirin, 1926), este rezultat al metabolismului bacteriilor anaerobe care utilizează oxigenul din sulfați pentru mecanismul de chemosinteză așa cum a concluzionat chimistul N. Zelinsky în 1893 (Volkov, 1991; Vyazilov and Mikhailov, 1999; Sorokin, 2002).

Modelul conceptual al circulației generale pentru întregul bazin al Mării Negre ca o mișcare ciclonică datorată rotației vântului la interfața atmosferă-mare de tip ciclonică cât și a debitelor de apă dulce, a fost dezvoltat la sfârșitul secolului 19 de către F.F. Wrangell, I.B. Spindler, N. Andrusov, S. Zernov. Pe baza cercetărilor din anii 1920-1930, N.M. Knipovitsch a realizat o diagramă schematică a circulației, argumentând faptul că distribuția sub formă de cupolă a proprietăților hidrologice este adaptarea câmpului de densitate la mișcarea generală ciclonică, formulă general acceptată până în prezent (Knipovitsch, 1932). De atunci, sistemul general de circulație al Mării Negre a fost doar rafinat (Neumann, 1942; Leonov, 1960; Filippov, 1968; Blatov et al, 1984; Oguz et al, 1993; Korotaev et al, 2003).

Începutul oceanografiei fizice în România, este reprezentat de observații asupra curentului de suprafață, regional, cu direcție predominantă de la nord la sud, realizate în cadrul *Comisiei Europene a Dunării* între anii 1860 și 1864, pentru determinarea acțiunii acestuia în transportul și acumularea de aluviuni la Gurile Dunării. Componentele curenților marini și a vânturilor (direcție și viteză) din zona Sulina – Portița au început a fi studiate de către *Direcția Hidrografică a Marinei Militare*, din anii 1885 și 1886 (Enăchescu, 1976; Șelariu, 2011).

Primele mențiuni referitoare la stratificarea apelor în Marea Neagră sunt făcute de către cercetătorii ruși în urma expedițiilor din 1890 – 1891 (Spindler și Wrangel) și din expedițiile din 1922 – 1926 în urma cărora s-au realizat o serie de „secțiuni hidrografice și hidrobiologice”, profile verticale în Marea Neagră și Marea de Azov (Knipovitsch, 1933; Antipa, 1941). Anii 1893 – 1895 reprezintă o etapă importantă în cunoașterea condițiilor biotei din bazinul Mării Negre odată cu expediția de cercetare în care au fost efectuate măsurători ale temperaturii aerului și apei marine, a densității, salinității și curenților, rezultate publicate în prima monografie de oceanografie (Antipa, 1941).

Importanța circulației caracteristice zonei de vest a Mării Negre, pentru navigație, geologie marină, economie (Ciocârdel, 1932 – 1936), interdependența între curenți și variațiile salinității dar și acțiunea vântului ce determină caracterul instabil al mișcării apelor în zona de mică adâncime pentru partea de nord – vest și vest a bazinului au fost intens studiate (Șerpoianu, 1964; Șerpoianu și Chirilă, 1965; Lateș și Bondar, 1965; Roventă, 1967; Bondar et al., 1967, 1970, 1974, Șerpoianu et al., 1977, 1990; Gavrilesco și Popescu, 1962; Nae și Postolache, 1978, 1979; Diaconu, 1988; Bondar, 1993). Studiul privind curenții totali în Marea Neagră, folosind distribuția plană a presiunii atmosferice, elaborată de V.M. Zemleakov și folosind teoria lui Munk, au pus în evidență faptul că cercetarea teoretică a curenților totali este în concordanță cu circulația generală a Mării Negre (Roventă, 1967; Muntean, 2005).

Influența fluviului Dunăre asupra regimului hidrologic al Mării Negre, în zona de contact dintre apele dulci și marine, au determinat evidențierea unui curent anticiclonic în partea de vest care se formează în perioadele de debit mare, datorită configurației țărmului și a reliefului submarin (Șerpoianu, 1961; Șelariu, 1965; Marinescu, 1965; Bondar, 1966, 1968, 1977; Bondar și State, 1977).

Temperatura apei, parametru intens studiat încă din anii '40, a evidențiat faptul că pe durata unui an există un "salt" în variația acestui factor climatic în zona litorală: de la înghețul apei în sezonul rece până la valori de +28°C vara. Astfel, s-a evidențiat stratificarea termică pe verticală a apelor marine (Șerbănescu, 1957; Bulgăr și Diaconu, 1973; Șerpoianu, 1977; Nae și Smocov, 1984), a fenomenului de upwelling în sezonul cald, structura termoclinei dar și a variațiilor zilnice ale acesteia în apele litorale și de larg (Șerpoianu, 1965; Smocov și Diaconu, 1976).

Preocupările studierii pătrunderii penei de apă sărată din Marea Marmara în Marea Neagră, prin Strâmtoarea Bosfor, încep din anul 1907 (Sevastos, 1907) continuând cu măsurători și studii care au pus în evidență bilanțul de apă prin Strâmtoarea Bosfor (Șerpoianu, 1967, 1973, 1985; Bondar, 1986).

Începând cu 1960, numeroase expediții ale U.R.S.S. (actual *Federația Rusă*), apoi ale Institutelor de Cercetare Românești, Ucrainiene, Ruse, Georgiene, Bulgare, iar mai târziu Turcești au început studierea comună a distribuției spațiale pe termen lung a caracteristicilor hidrologice, cu ajutorul navelor de cercetare, în stații care au acoperit întreg platoul Mării Negre (Vinogradov, 1967; Băcescu et al., 1971; Sorokin, 2002).

Expedițiile oceanografice în partea de vest a platoului continental, începând în 1958, (Șerpoianu et al., 1958, 1960, 1969, 1983, 1990) au fost continuate din 1971 odată cu înființarea *Institutului de Cercetări Marine* în Constanța (actual *Institutul Național de Cercetare – Dezvoltare Marină „Grigore Antipa” Constanța - INCDM*).

Numărul mare de factori care determină stratificarea verticală a Mării Negre face ca înțelegerea acestui fenomen să fie complicată. Există două idei extrem de importante care au fost folosite în studiul acestei probleme. Prima a aparținut oceanografilor Spindler și Wrangel. După afirmațiile lui Filippov (1968), cei doi au presupus că apa relativ grea din Marea Mediterană se scufundă sau se răspândește într-un canion submarin îngust. Apa din Marea Mediterană nu suferă un proces de amestec substanțial cu apa din Marea Neagră, aflată în zona de contact. După ce atinge fundul, apa Mării Mediterane se răspândește orizontal și, abia apoi, se amestecă treptat cu apa Mării Negre. O mișcare generală în sus compensează scufundarea.

Conform celei de-a doua idei, după Skalowski (analizată de același Filippov), apa provenind din Marea Mediterană nu se scufundă până aproape de fund, dar după ce atinge o anumită adâncime, se răspândește orizontal, de-a lungul suprafețelor izopicnice (suprafețe de densitate constantă).

Pentru straturile aflate la peste 300m adâncime s-au făcut nenumărate măsurători, dintre care unele suficient de exacte, pentru a putea avea încredere în rezultatele obținute în urma analizării lor. În 1984 a fost publicat un studiu privind distribuția orizontală a temperaturii și salinității (Blatov et al., 1984).

În ciuda eforturilor semnificative din partea cercetătorilor din zona Mării Negre, problema formării *Stratului Intermediar Rece* (SIR) rămâne un subiect de cercetare intens dezbătut (Ovchinnikov și Popov, 1984, 1987; V.N. Eremeev et al., 1994; Ivanov et al., 1997, 1998b).

Observații asupra regimului valurilor au început în zona canalului Sulina în 1866 de către *Comisia Europeană a Dunării*, starea de agitație a mării fiind apreciată după o scară cu trei grade - mare liniștită, mare practicabilă și mare furtunoasă - valabilă până în 1943 când s-a trecut la o scară din 10 grade (0 - 9), sistem aplicat la Constanța începând cu anul 1937 (Bondar et al., 1965). Cercetări pentru caracterizarea stării de agitație a mării datorată acțiunii vântului (Stănescu, 1963; Bondar și Emanoil, 1963), dezvoltarea unei metode indirecte de determinare a vitezei vântului în

zona de larg a mării (Roventă și Șelariu, 1965), analiza înălțimii și periodicității valurilor, potențialul energetic și prognoza acestora au fost de asemenea realizate de specialiști români (Lateș, 1965; Bondar, 1975, 1984; 1987, 1988, 1992; Rusu, 2009)

Din 1980 până în prezent, monitorizarea, analiza influenței condițiilor meteo – hidrologice asupra dinamicii maselor de apă prin studii de „Interacțiune ocean – atmosferă”, modelare matematică a proceselor de upwelling și a evoluției termoclinei (Popa și Diaconu, 1977, 1980, 1981, 1986; Popa și Ioana, 1986; Popa, 1990) sunt realizate de colectivul de cercetători din cadrul *Laboratorului de Oceanografie Fizică al Institutului Național de Cercetare Dezvoltare Marină "Grigore Antipa" Constanța (INCDM)*.

Din 1991, cercetări asupra parametrilor de stare au fost realizate în cadrul unor proiecte internaționale, în colaborare cu țările riverane Mării Negre și Mării Mediterane, cu scopul de a se realiza o bază comună de date oceanografice, dar și dezvoltarea unei rețele de observații meteo – oceanografice. Din 2001 până în prezent, la propunerea INCDM începe programul de *Monitoring*, elaborat anual, având ca obiective principale determinarea modificărilor țărmului, evaluarea și identificarea fenomenelor caracteristice prin analiza parametrilor fizico – chimici, biologici și de ecologie marină dar și monitorizarea ariilor protejate din zona de vest a Mării Negre.

În țările riverane Mării Negre, și nu numai, din necesitatea de a contribui la o mai bună observare a ecosistemelor, cât și dezvoltarea, implementarea unui sistem de prognoză a parametrilor fizici (temperatură, salinitate, curenți) s-a realizat adaptarea a diferite variante de modele matematice: unele plecând de la modelul Princeton (POM) și adaptându-l pentru condițiile existente, iar altele fiind modele proprii ale Instituțiilor de Cercetare (Resnyansky și Zelenko, 1992; Kubriakov, 2012). Totodată, concomitent cu modelul de circulație sau separat de acesta, mai există și alte tipuri de modele: de valuri (Kortcheva A. et al., 1996; Kortchev A. et al., 1998; Dimitrova M. et al., 2006; Galabov et al., 2012), al ecosistemului (Oguz et al. 2001, 2002) și de dispersie a penei de petrol (Galabov et al., 2013).

Între anii 2002 – 2005 a fost dezvoltată varianta 1998 a modelului de circulație oceanică POM, pentru întreg bazinul Mării Negre în colaborare cu specialiști din cadrul Institutului de Vulcanologie din Bologna – Italia (Mihailov et al., 2004), iar din 2004 – 2006, în cooperare cu Institutul Marin de Hidrofizică - Ucraina (în cadrul Proiectelor *ARENA*, *ASCABOS*) modelul regional bazat pe modelul POM, varianta OzPOM, pentru zona de Vest a Mării Negre (Ștefănescu, et al., 2004) fiind operațional din 2006 (Mihailov, 2011; Kubryakov, 2012).

Rezultatele caracteristicilor parametrilor fizici în zona de NV a Mării Negre, din cadrul lucrării, sunt considerate importante pentru ”*Determinarea stării ecologice bune pentru apele românești ale Mării Negre*” (\*\*\*, \*\*\*\*) și descrierea descriptorului *Caracteristici hidrologice în*

*coloana de apă* (D7) conform Directivei-Cadru „Strategia pentru mediul marin” (2008/56/CE) și a Deciziei Comisiei Europene din 1 septembrie 2010 (2010/477/UE) privind criteriile și metodologiile pentru determinarea stării ecologice bune. Proceduri importante de evaluare a stării mediului s-au realizat și în cadrul directivelor precum Directiva-Cadru “Apă”, Directiva “Habitat” sau Convenția pentru Protecția Mării Negre (Convenția de la București).

Structurată în cinci capitole, lucrarea începe cu capitolul 1 ce reprezintă o scurtă descriere a bazei teoretice ale maselor de apă tip, a ecuațiilor proprietăților termodinamice ale apei de mare (temperatură, salinitate, densitate) cât și a factorilor dinamici care determină mișcarea acestora. În procesele de amestec ale maselor de apă rezultat al interacției mare – atmosferă, este important a se prezenta ecuațiile de bază, care sunt prezentate în cadrul aceluiași capitol, utilizate în oceanografia fizică (pentru valuri, curenți marini, curenți inerțiali, geostrofici, unde interne) dar, nu în ultimul rând, a circulației de adâncime (termosalină).

Contribuțiile la cunoașterea și evaluarea maselor de apă și a dinamicii acestora în partea de nord – vest a Mării Negre, încep cu **capitolul 2** în care sunt descrise ipotezele de lucru ce reprezintă baza rezultatelor cercetării din lucrare. Din punct de vedere istoric, cele mai multe măsurători oceanografice au fost realizate pe nave de cercetare în urma cărora s-au dezvoltat principii și metode de măsurare specifice, pentru a descrie caracteristicile hidrologice ale oceanului: viteza curenților, salinitatea și temperatura apei, etc. Odată cu dezvoltarea și inventarea a noi tehnologii și teorii, măsurătorile au fost făcute pentru înțelegerea dinamicii oceanelor și a efectelor interacțiunii geo-fizico-chimic-biologic (exemplu: productivitatea biologică). Astăzi, avem încă nevoie de a preleva probe de apă de la adâncimi mari pentru analiză, dar multe dintre măsurătorile fizice sunt electronice datorită aparaturii performante (CTD, ADCP, etc), având la bază ecuațiile lui Euler, Ekman, Munk, Sverdrup, Knudsen, Bjerknes, Sandström, Navier, Stokes, Coriolis și mulți alții. Astfel, este necesar a se descrie instrumentele și metodele de măsurare, specifice, necesare pentru prelevarea datelor hidrologice, în vederea caracterizării maselor de apă și a dinamicii acestora în mediul marin.

Evaluarea și variabilitatea decenală a maselor de apă tip, a bilanțului de apă și sare în Marea Neagră, dar și a influenței debitului de apă dulce asupra proprietăților fizico – chimice din partea de vest este detaliată în **capitolul trei**. Bilanțul hidrologic are un rol important pentru bazinele marine semi-închise, determinând distribuția pe verticală a salinității, gradul de stratificare a maselor de apă, intensitatea schimbului de căldură pe verticală, cantitatea de sare cât și asupra dezvoltării proceselor de convecție hibernală (de iarnă).

Tot în capitolul 3, se evidențiază particularitatea proprietăților fizico – chimice a straturilor active (0 – 200m adâncime) pe platforma continentală de vest a Mării Negre. Din straturile active



ale apei marine se acordă o atenție deosebită *Stratului Intermediar Rece*, situat la 50-120 m adâncime și delimitat convențional de izotermele de 8°C, care se formează de-a lungul frontierei pantei continentale de vest-nordvest și transportată apoi de către Curentul Principal (RIM), de-a lungul bazinului.

Caracteristicile fizico-chimice ale apelor marine, în general din partea de nord-vest a bazinului Mării Negre, sunt determinate de procesele de amestec între apele dulci (fluviale) și cele sărate (mediteraneene). De aceea, **ultimele două capitole** sunt dedicate proceselor dinamice ce determină circulația regională dar și a efectelor acestora asupra mediului marin. Aici sunt analizate și procesele de interacție mare – atmosferă ce generează circulația de suprafață (vânt, val) dar și a circulației de scară mică și medie.

Lucrarea își propune evaluarea stării apelor litoralului românesc și a maselor de apă specifice zonei de Nord-Vest a Mării Negre. În acest sens, se vor identifica caracteristicile straturilor apelor de mică și mare adâncime dar și evoluția sezonieră a straturilor active (Strat Superior Cvasiomogen, Strat Intermediar Rece, Picnoclina) pentru perioada de referință (1971 – 2010) în funcție de starea actuală (2011 – 2013).

Studierea caracteristicilor fizico-chimice și a dinamicii maselor de apă, analiza tendințelor actuale de evoluție și dezvoltarea modelelor fizico-matematice adecvate prezintă o importanță deosebită, nu numai din punct de vedere științific, cât și practic, pentru a se putea adopta soluții adecvate de protecție și, eventual, de refacere a echilibrului ecosistemului marin.

Analiza evoluției fiecărui parametru în cadrul acestei lucrări s-a realizat, pe cât posibil, în interdependență cu ceilalți, sintetizându-se caracteristicile care-l particularizează în contextul regimului mediu multianual și sezonier.

Originalitatea lucrării este dată de contribuția personală la cunoașterea și evaluarea maselor de apă în zona de Nord – Vest a Mării Negre prin analiza, unică, pe termen lung (40 ani) folosind datele hidrologice din această zonă, de o importanță deosebită, deținute de *Institutul Național de Cercetare – Dezvoltare Marină „Grigore Antipa” Constanța* (INCDM). Rezultatele obținute sunt rezultatul participării directe la unele cercetări desfășurate ca membru al echipei de cercetare INCDM în cadrul studiilor, proiectelor naționale și internaționale (2010 – 2013).



## CAPITOLUL 1. MASE DE APĂ ȘI DINAMICA ACESTORA

Prin conceptul împrumutat din meteorologie, similar cu *masele de aer* din atmosferă, se pot clasifica diferitele mase de apă după caracteristicile lor. Ca și masele de aer, masele de apă se formează în anumite regiuni ale oceanului prin convergență, advectionate de sistemele regionale. Fronturile dintre masele de apă pot fi asociate cu o creșterea în intensitate a curentului, turbulență și amestec intens pe verticală.

### 1.1. PROPRIETĂȚILE FIZICE ale maselor de apă

Conform lui Sverdrup, Johnson și Fleming (1942) o *masă de apă* este definită de un segment al curbei T / S. Astfel, o curbă T / S este alcătuită dintr-un număr infinit de „tipuri de apă” (Worthington, 1981). Descrierea maselor de apă oceanice este încă considerată o referință esențială pentru activități de cercetare de astăzi (Warren, 1992, Tomczak, 1999). Descrierea circulației Oceanului Atlantic ca o analiză calitativă, detaliată, a maselor de apă (Wüst, 1936; Emery, 1977, 1982), diagrama Wüst a maselor de apă precum și circulația Oceanului de Sud, pot fi găsite în aproape fiecare carte introductivă de oceanografie.

Odată cu introducerea în analiza maselor de apă a *diagramei volumetrice T / S* (Montgomery, 1958; Cochrane, 1958; Pollack, 1958), a fost realizat avansul cel mai important în oceanografie. Cu ajutorul diagramei volumetrice s-a putut estima volumul de  $1369 \times 10^6 \text{ km}^3$  al tuturor maselor de apă, incluzând și mările adiacente, de pe întreaga planetă (Worthington, 1981).

Diagrama T / S, ca metodă grafică, a fost introdusă de către Jacobsen în anul 1927 pentru determinarea coeficienților de amestec a maselor de apă iar în 1935 a fost dezvoltată metoda "core-layer" ca instrument pentru studierea circulației oceanice de către Wüst (Wüst, 1978).

*Analiza multiparametru* se realizează prin adăugarea valorilor concentrațiilor oxigenului și substanțelor nutritive dizolvate ca parametri cvasi-conservativi suplimentari în diagrama T / S, presupunând că modificările biogeochimice ale acestora sunt neglijabile, a fost introdusă în 1980 (Tomczak, 1981).

Pentru formarea maselor de apă sunt cunoscute trei procese fizice: convecția, subducția, amestecul în adâncime.

Convecția (proces non-hidrostatic cu viteze pe orizontală și pe verticală de același ordin de mărime iar scală spațială mică – de câteva sute de metri) este procesul de formare al unui strat nou de suprafață, în care densitatea este ridicată datorat răcirii sau evaporației ce conduce la scufundarea acestuia la adâncimea unde stabilitatea statică este din nou atinsă. După pătrunderea în adâncime,

masa de apă nou formată este transportată departe de zona de formare de către curentul de adâncime. O masă de apă formată prin convecție este complet saturată în oxigen.

Subducția este procesul de formare a unei mase de apă sub acțiunea combinată a vântului și a scăderii temperaturii rezultând un curent de suprafață în domeniul de convergență (transport Ekman) care împinge apa în straturile de adâncime de-a lungul suprafeței isopicnice. Această mișcare descendentă este extrem de lentă (Tomzak, 1999).

Amestecul în adâncime este singurul proces de formare în care nu există schimb de proprietăți dintre atmosferă și ocean. În cazul în care acesta se produce, părți din două sau mai multe mase de apă sunt reunite și se amestecă, astfel încât pe o adâncime considerabilă a regiunii în care se produce amestecul, apa prezintă proprietăți bine definite, distincte de cele ale maselor de apă care contribuie la formarea lor (Tomzak, 1999).

Pentru mările marginale, ca Marea Mediterană sau Marea Neagră, un proces important de formare a maselor noi de apă este aportul de mase de apă din alte bazine oceanice.

Identificarea maselor de apă și a proceselor de amestec se face cu ajutorul diagramelor temperatură – salinitate, realizate în sistemul de coordonate  $x = S$  și  $y = T$ . Diagrama T / S este o metodă reprezentativă pentru distribuția maselor de apă în oceane deoarece:

- curba T / S normală caracterizează zonele cu mase de apă uniforme;
- erorile de măsurare se pot detecta prin abaterea valorilor de la curba normală a diagramei, reprezentativă pentru zona oceanică;
- se poate determina originea masei de apă;
- se poate evalua amestecul tipurilor de mase de apă.

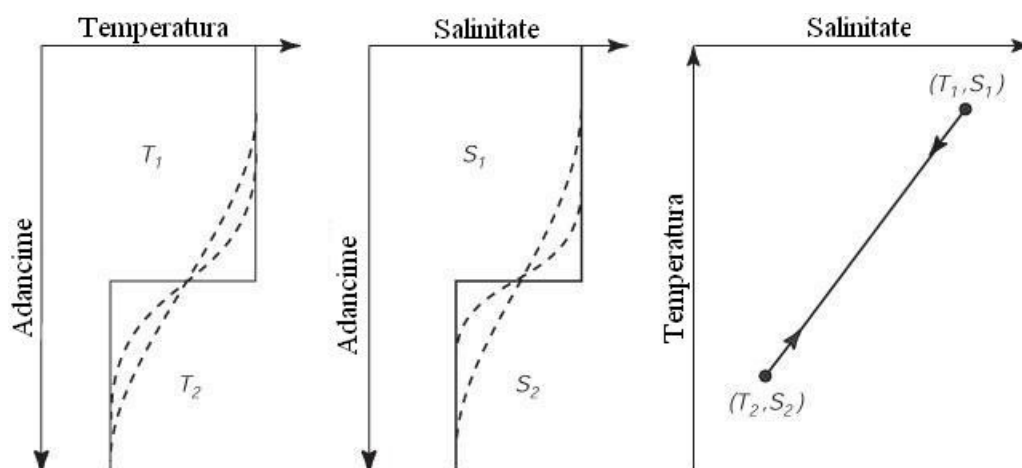


Figura 1.1. Identificarea a două tipuri de mase de apă (după Tolmazin, 1985)

În cazul a două mase de apă suprapuse (Figura 1.1), caracteristicile apelor rezultate prin amestec, sunt dispuse pe dreapta care unește punctele corespunzătoare celor două mase inițiale.

În cazul a trei mase de apă dispuse orizontal cu cea intermediară de grosime finită, iar celelalte două infinite, masele de apă de la diferite adâncimi, într-un anumit stadiu al amestecului, vor fi reprezentate prin punctele situate pe o curbă. Aceasta are ca asimptote drepte care unesc punctul figurativ al masei de apă intermediare cu cele corespunzătoare celorlalte mase de apă (Figura 1.2). După un timp de amestec suficient de lung, masa de apă intermediară va dispărea, iar situația va fi similară cazului cu două mase de apă.

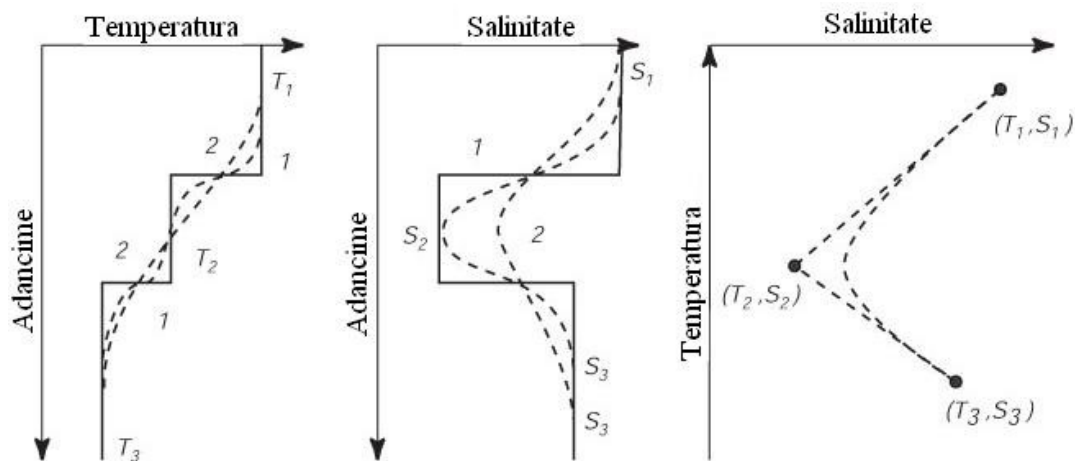


Figura 1.2. Identificarea a trei tipuri de mase de apă (după Tolmazin, 1985)

Tipul de amestec în adâncime a maselor de apă se poate produce a) isopicn (amestec de-a lungul isohalinelor - tip I) și b) diapicn (amestec transversal – tip II) (Figura 1.3).

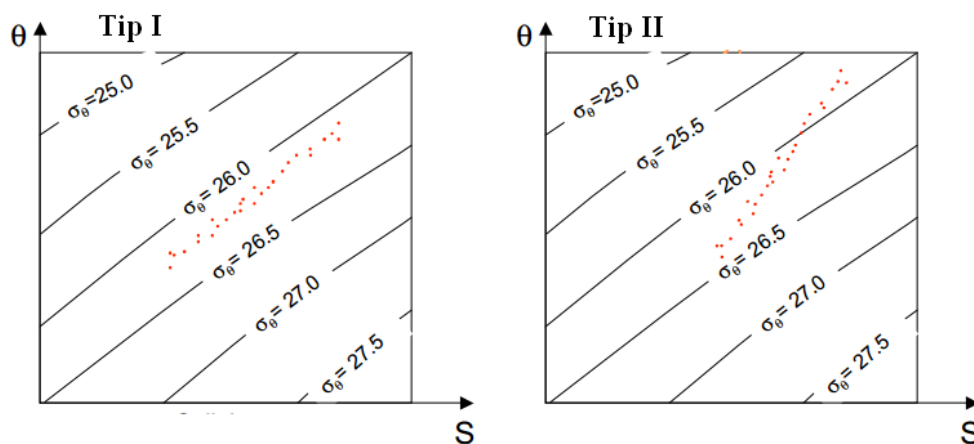


Figura 1.3. Caracteristicile maselor de apă (imagine preluată : \*\*\*\*\*fvcom.smast.umassd.edu)

Pentru calculul proprietăților termodinamice ale apei de mare, este suficient să se cunoască parametrii de stare: temperatura, salinitatea și densitatea.

a) *Temperatura*, definită ca măsură a cantității de căldură, reprezintă unul dintre primii parametri studiați și cea mai observată variabilă în oceanografie.

Prima scară de temperatură utilizată pentru apa marină, *IPTS-68* a fost înlocuită de *ITS-90*. Conversia între cele două scări este dată de formula temperaturii apei marine (Saunders, 1990):

$$(t_{68} / ^\circ C) = 1.00024 / (t_{90} / ^\circ C), \quad (1.1)$$

unde  $t_{90} / ^\circ C$  reprezintă multiplicarea ITS-68 cu 0,99976.

Temperatura apei marine variază de la punctul de îngheț, aproximativ  $-1,7^\circ C$  (depinde de valoarea salinității) la maxim  $30 - 31^\circ C$  la Tropice.

Punctul de îngheț al apei de mare  $t_i$  ( $^\circ C$ ) este calculată conform ecuației (Millero, 1978):

$$t_i(S, p) = -0,0575S + 1,710523 \cdot 10^{-3} S^{\frac{3}{2}} - 2,154996 \cdot 10^{-4} S^2 - 7,53 \cdot 10^{-3} p \quad (1.2)$$

b) În anul 1902 *Consiliul Internațional pentru Exploatarea Mării* a definit *salinitatea* drept: *cantitatea totală, în grame, de reziduuri solide conținute într-un kilogram de apă de mare, când toți carbonații au fost transformați în oxizi, bromul și iodul înlocuiți cu clor și toată materia organică a fost complet oxidată* (Knudsen, 1901) :

$$S \text{ (PSU)} = 0,03 + 1,805 \text{ Cl (PSU)} \quad (1.3)$$

În 1966, asocierea salinității cu clorinitatea (pentru  $S = 35$ ) a fost redefinită (Wooster, Lee și Dietrich, 1969):

$$S(\text{‰}) = 1,80655 \cdot Cl \quad (1.4)$$

Din 1970, măsurătorile de conductivitate electrică a impus reevaluarea scării prin asocierea conductivității cu salinitatea (acuratețe de aproximativ  $\pm 0,003$ ) definită conform *Scalei de Salinitate Practică 1978* (exprimat în g/l, ‰ sau unități PSU – *Unitate Practică de Salinitate*):

Formula care permite calculul salinității folosind doar conductivitatea la orice presiune (Millero, 1996):

$$S = -0,08996 + 28,2929729R_T + 12,80832R_T^2 - 10,67869R_T^3 + 5,98624R_T^4 - 1,32311R_T^5 \quad (1.5)$$

unde  $R_T = C(S, T, 0) / C(KCl, T, 0)$  reprezintă raportul dintre  $C(S, T, 0)$  - conductivitatea probei de apă de mare la temperatura  $T$  și presiunea atmosferică standard și  $C(KCl, T, 0)$  - conductivitatea soluției de clorură de potasiu ( $KCl$ ) la temperatura  $T$  și presiunea atmosferică standard.

Salinitatea Practică de 35, în noile ecuații termodinamice TEOS-10, este asociată cu salinitatea de referință 35,16504 (g/kg) (Millero et al., 2008a) și de relația  $S = 1.80655 \cdot C / (g \cdot kg^{-1})$ , folosind următoarea formulă de conversie (IOC et al., 2010a,b):

$$S_R \approx u_{PS} S_P, \text{ unde} \quad (1.6a)$$

$$u_{PS} \equiv \left( \frac{35,16504}{35} \right) g / kg^{-1}, \text{ pentru } 2 < S_P < 42 \quad (1.6b)$$

c) *Densitatea*, se calculează cu ajutorul valorilor măsurate ale temperaturii, conductivității sau salinității și presiunii, legate prin ecuația de stare a apei de mare. În general, densitatea crește proporțional cu creșterea salinității, presiunii sau a adâncimii și scăderea temperaturii.

Densitatea apei de mare la o atmosferă  $\sigma_0$  (Knudsen, 1901) a fost determinată având la bază măsurători de densitate în Marea Baltică și Oceanul Atlantic de Nord (cu o precizie de  $\pm 3$  ppm sau  $3 \times 10^{-6}$ ) pe 24 eșantioane de apă de mare de la temperatura de  $0^\circ$  la  $30^\circ\text{C}$  și salinitate de la 5 până la 40 (Forch et al., 1902):

$$\sigma_0 = -0,093 + 0,8149S - 0,000482S^2 + 0,0000068S^2, \quad (1.7a)$$

Tabelele hidrografice ale lui Knudsen au fost utilizate pentru includerea efectelor temperaturii asupra densității (Forch et al., 1902),  $\sigma_t$  fiind calculată din  $\sigma_0$  cu ajutorul unei funcții empirice complicate D (date în tabelele hidrografice ale Knudsen, 1901):

$$\sigma_t = \sigma_0 - D, \quad (1.7b)$$

Acțiunea presiunii asupra densității,  $\rho_{S,t,p}$ , la diferite salinități și temperaturi a fost stabilit mai întâi de Ekman (1908). Din aceste relații au fost calculați termenii de corecție care sunt aplicați lui  $\sigma_t$ , pentru a se ajunge la o densitate măsurată,  $\rho_{S,t,p}$  (Bjerknes și Sandström, 1910) ulterior simplificată astfel încât  $\sigma_{S,t,p}$  poate fi calculată din  $\sigma_t$  (Hesselberg și Sverdrup, 1914).

Ecuația de stare acceptată a densității (Millero și Poisson, 1981):

$$\begin{aligned} \rho - \rho_0 &= AS + BS^2 + CS^2 \\ A &= 8,24493 \cdot 10^{-1} - 4,0899 \cdot 10^{-3}t + 7,6438 \cdot 10^{-5}t^2 - 8,2467 \cdot 10^{-7}t^3 + 5,3875 \cdot 10^{-9}t^4, \\ B &= -5,72466 \cdot 10^{-3} + 1,0227 \cdot 10^{-4}t - 1,6546 \cdot 10^{-6}t^2 \\ C &= 4,8314 \cdot 10^{-4} \end{aligned} \quad (1.8)$$

$\rho_0$  densitatea absolută (Bigg, 1967); A, B și C coeficienții funcție de temperatură ( $^\circ\text{C}$ ) și salinitate iar deviația standard a ecuației (1.8) de  $3,66 \cdot 10^{-3} \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$ .

*Anomalia densității sau Sigma (S,T,p):*

$$\sigma(S, T, p) = \rho(S, T, p) - 1000 \text{kg} / \text{m}^3 \quad (1.9)$$

unde presiunea este egală cu presiunea atmosferică, iar valorile S și T sunt cunoscute.

## 1.2. ECUAȚIILE DE BAZĂ ÎN DINAMICA MASELOR DE APĂ

*Dinamica fluidelor* studiază comportarea fluidelor în timpul curgerii și interacția lor cu frontierele solide, ținând cont de forțele active care întrețin starea de mișcare și de forțele care se opun curgerii.

Conservarea masei și a conținutului de sare, impulsului și energiei duc la ecuațiile de bază specifice folosite în oceanografie. Ecuațiile care guvernează circulația oceanică într-un fluid stratificat sunt legile de mișcare ale lui Newton plus termodinamica căldurii și sării. În primul rând, vom discuta despre alte două principii, conservarea volum (sau masă) și conservarea sării.

### 1.2.1. Conservarea volumului (masei de apă) și a conținutului de sare. Bilanț termic

Principiul de conservare a volumului (sau ecuația de continuitate cum este adesea numit) rezultă din faptul că, compresibilitatea apei este mică.

Masa de apă care intră este  $\rho_i V_i$ , dacă volumul apei nu își schimbă proprietățile, rezultând ecuația de conservarea masei (exemplu Figura 1.4):

$$\rho_i V_i = \rho_o V_o, \quad (1.10)$$

unde  $V_{i,o}$  reprezintă volumul curgerii care intra (i) și iese (o) iar  $\rho_{i,o}$  densitatea apei.

În cazul în care la suprafața bazinului există precipitație (P), evaporație (E) și debit râu (D), atunci (1.10) devine:

$$V_i + D + P = V_o + E \text{ [km}^3\text{]}, \quad (1.11)$$

Pentru  $(V_o - V_i)$  ecuația (1.11):

$$V_o - V_i = (D + P) - E \text{ [km}^3\text{]}, \quad (1.12)$$

Datorită faptului că sarea nu este depozitată sau dizolvată, ecuația de conservare a sării este:

$$\rho_i V_i S_i = \rho_o V_o S_o, \quad (1.13)$$

unde  $\rho_i$ ,  $S_i$  reprezintă densitatea și salinitatea masei de apă care intră respectiv  $\rho_o$ ,  $S_o$  a masei de apă care iese.

Principiul poate fi exprimat prin ecuația pentru transportul de sare:

$$V_i \cdot \rho_i \cdot S_i = V_o \cdot \rho_o \cdot S_o \quad (1.14)$$

unde partea stângă a (1.14) este rata la care sarea este transportată în centrul bazinului, iar în partea dreaptă rata de transport a apei care iese. Deoarece cele două densități vor fi la fel în interiorul bazinului, de cel mult 3% (diferența dintre ocean și de apă dulce)  $\rho$  este în practică aproape nulă, ecuația (1.14) devenind:

$$V_i \cdot S_i = V_o \cdot S_o \quad (1.15)$$



care combinată cu ecuația de conservare a volumului (1.12) rezultă ecuațiile Knudsen (Knudsen, 1901):

$$\begin{aligned} V_i &= F \cdot \frac{S_o}{S_i - S_o} \\ V_o &= F \cdot \frac{S_i}{S_i - S_o} \end{aligned} \quad (1.16a)$$

unde  $F = D + P - E$ .

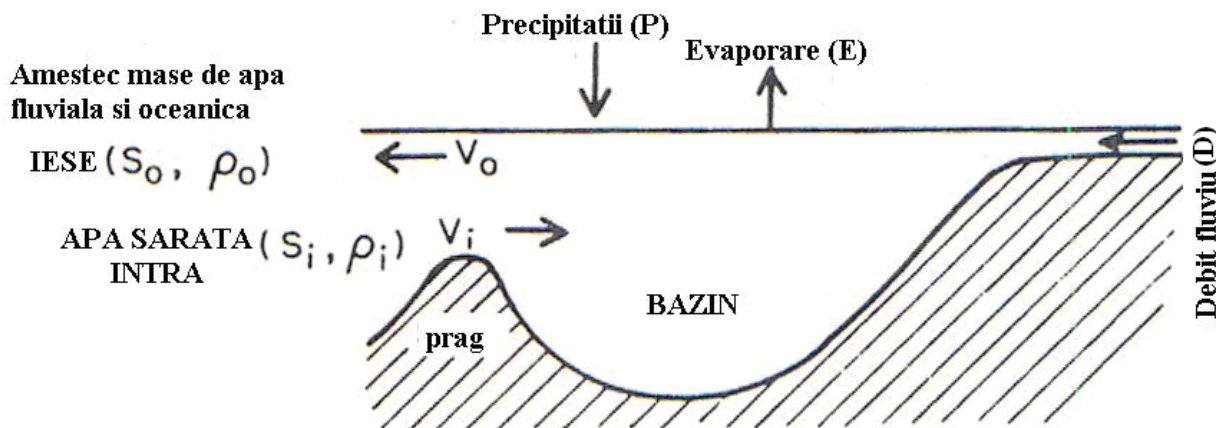


Figura 1.4. Diagrama schematică a curgerii din / în bazin (după Talley et al., 2011)

Principiul conservării sării se bazează pe presupunerea că masa totală de săruri dizolvate în ocean este constantă.

Ecuația transportului de apă devine:

$$\begin{aligned} F &= V_i \cdot \left( \frac{S_i}{S_o} - 1 \right) \\ F &= V_o \cdot \left( 1 - \frac{S_o}{S_i} \right) \end{aligned} \quad (1.16b)$$

Ecuațiile (1.16a) și (1.16b) se pot aplica pentru orice regiune inclusiv pentru mările marginale, estuare unde valorile salinităților care intră și ies din bazin sunt ușor atribuite. Dacă  $F$  este pozitiv (cantitatea de precipitații și mase de apă care intră în bazin este mai mare decât evaporația) atunci mările marginale sunt considerate „pozitive” (ex: Marea Neagră). Dacă  $F$  este negativ (cantitate mai mare de evaporație) atunci marea este considerată bazin negativ (ex: Marea Mediterană).

Deși mare adiacentă Mediteranei, Marea Neagră (Figura 1.5) este un bazin "pozitiv", în care există un câștig net de apă dulce din atmosferă și din debitul apelor fluviale. Valoarea salinității stratului de adâncime (de intrare) este de aproximativ 35 PSU iar salinitatea stratului superior (de ieșire) de 17 PSU. Raporturile de salinități în ecuațiile (1.16), sunt 1 și respectiv 2, indicând faptul

că transportul de apă dintre Marea Neagră cu Marea Mediterană ( $V_i$  și  $V_o$ ), sunt de același ordin ca și fluxul de apă dulce  $F$ .

Valorile măsurate sunt pentru:

$$V_i = 6 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$$

$$V_o = 13 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$$

Rezultând un flux net de apă dulce în Marea Neagră de:

$$F' (R+P)-E = 6,5 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$$

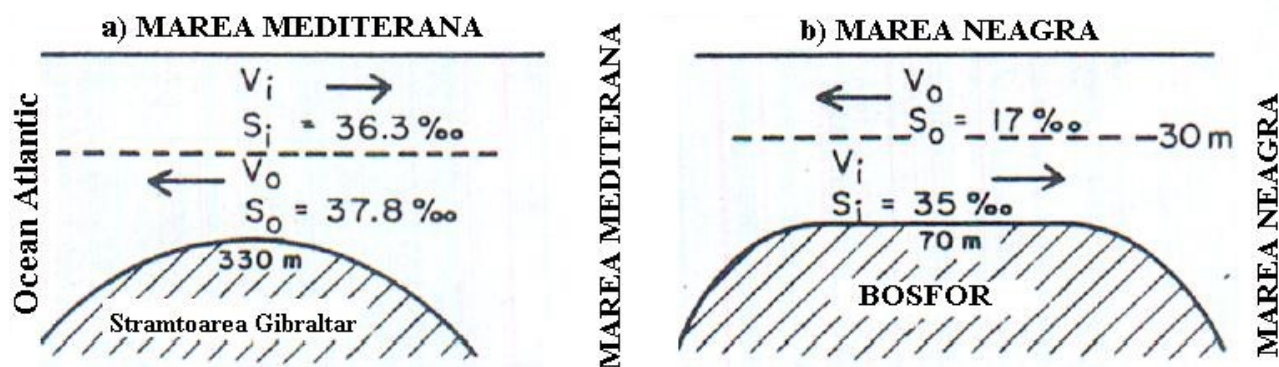


Figura 1.5. Diagrama schematică a curgerii din / în: a) Marea Mediterană și b) Marea Neagră (după Talley et al., 2011)

**Bilanțul termic** reprezintă totalitatea schimburilor de căldură din interior / exterior într-un volum de apă. Pentru o zonă limitată, bilanțul termic al oceanelor se poate scrie sub forma:

$$Q_T = Q_{sa} + Q_{La} + Q_s + Q_L + Q_V \quad [\text{W}/\text{m}^2] \quad (1.17)$$

unde  $Q_T$  reprezintă fluxul de căldură pierdută sau câștigată,  $Q_{sa}$  fluxul radiației solare pe unitatea de arie orizontală (insolația),  $Q_{La}$  fluxul net al radiației infraroșii reflectată și reiradiată spre exterior de mare (radiația infraroșie netă),  $Q_s$  fluxul de căldură prin suprafața mării datorat convecției (fluxul de căldură sensibilă),  $Q_L$  fluxul de căldură datorat evaporării de la suprafața apei (flux de căldură latentă) și  $Q_V$  fluxul de căldură transportat de curenți (advecția).

### 1.2.2. Conservarea impulsului și energiei

Gravitația, forța ascensională care apare datorită diferențelor în densitatea apei, vânturile, pseudo-forțele și forța Coriolis sunt importante în oceanografia fizică.

Ecuția de mișcare, sub formă vectorială, rezultată din a doua lege de mișcare a lui Newton (transformarea impulsului unui fluid datorat unei forțe externe):

$$\frac{d(mV)}{dt} = \vec{F} \rightarrow \frac{d\vec{V}}{dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla p - 2\vec{\Omega} \times \vec{V} + \vec{g} + \vec{F}_f, \quad (1.18)$$

unde:

$F$  reprezintă forța,  $m$  masa,  $F_f$  forța de frecare, accelerația gravitațională  $g$  iar

$$\Omega = \frac{2\pi}{24h} = \frac{2\pi}{zi\_siderala} = 0,76 \cdot 10^{-4} s^{-1} \text{ reprezintă viteza unghiulară a Pământului.} \quad (1.18a)$$

Pentru o porțiune de apă, echilibrul de forțe în ocean pot fi descrise matematic ca:

$$\frac{d\vec{V}}{dt} = \vec{f} \times \vec{V} - \frac{1}{\rho} \nabla p + \vec{g} + \nabla \phi + \frac{\vec{F}_f}{\rho} \text{ pentru un fluid incompresibil} \quad (1.19)$$

unde:

$\vec{V}$ , este vectorul viteză cu componentele  $u$  (viteza pe direcția  $x$ ),  $v$  (viteza pe direcția  $y$ ) și  $w$  (viteza pe direcția  $z$ ),

$\frac{d\vec{V}}{dt}$ , derivata totală a vitezei, reprezintă termenul *accelerație* ( $a$ ),

$\vec{f} \times \vec{V}$ , reprezintă accelerația *Coriolis* (datorată accelerației inerțiale care apare într-un sistem de coordonate care se rotește) unde parametrul Coriolis  $f$  este  $f = 2\Omega \sin \varphi$ , (1.20)

$\frac{1}{\rho} \nabla p$ , presiunea

$\nabla \phi$ , reprezintă potențialul undelor gravitaționale,

iar  $\frac{\vec{F}_f}{\rho}$ , forța de frecare este egală cu componenta tensorului vânt la suprafața mării ( $\tau$ ).

Ecuatiile de mișcare, în sistem de coordonate carteziene, care descriu circulația atmosferei și a oceanului:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + 2\Omega v \sin \varphi + F_x \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - 2\Omega u \sin \varphi + F_y \\ \frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + 2\Omega v \cos \varphi + F_z - g \end{aligned} \quad (1.21)$$

Ecuatiile (1.21) mai sunt cunoscute și ca ecuații Navier – Stokes, prin adăugarea componentelor ( $x, y, z$ ) a forței de frecare de către C.L.M.H. Navier (1822). Acestea sunt extensii ale ecuațiilor lui Euler dar care includ efectele vâscozității în curgerea fluidelor. Partea stângă a ecuației (1.21) reprezintă variația locală a impulsului iar termenul  $2\Omega v \cos \varphi$  din (a 3-a ecuație din 1.21) este mic comparativ cu  $g$  dar nu poate fi ignorat.

*Ecuția de continuitate* pentru un fluid compresibil reprezintă conservarea masei. Ecuatiile de conservare a energiei, impulsului și masei, ecuațiile Euler, sunt corespunzătoare ecuațiilor Navier-Stokes cu termenii nuli ai vâscozității și conductivității căldurii:

$$\frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dt} + \frac{\partial}{\partial x_i} (\rho v_i) = 0, \quad (1.22)$$

unde primul termen este variația locală a masei în unitatea de timp iar  $\rho v_i$  impulsul fluidului reprezintă fluxul de substanță pe unitatea de arie.

Aproximația Boussinesq este echivalentă cu ipoteza că apa de mare este incompresibilă. Coeficientul de compresibilitate este:

$$\beta \equiv -\frac{1}{V} \frac{\partial V}{\partial p} = -\frac{1}{V} \frac{dV/dt}{dp/dt}, \quad (1.23)$$

dar pentru curgere incompresibilă  $\beta = 0$  iar  $\frac{1}{V} \frac{\partial V}{\partial t} = 0$ , ecuația (1.21) devine ecuația de continuitate pentru curgeri incompresibile:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad (1.24)$$

Turbulența rezultă din termenii neliniari din ecuația impulsului ( $u \frac{\partial u}{\partial x}$ , etc din ecuațiile 1.21). Importanța acestor termeni este dată de un număr adimensional, numărul Reynolds,  $Re$ , care reprezintă raportul dintre termenii neliniari și termenii de vâscozitate (Stewart, 2002). Dacă  $L$  este caracteristica de scală a unei mișcări particulare iar  $U$  viteza caracteristică curgerii, rezultă că fluxul impulsurilor a vitezelor continuumului ar fi de ordinul  $\rho V^2$  în timp ce contribuția vitezelor curgerii va fi  $\frac{\rho v V}{L}$  (Ștefan, 1996).

$$Re = \frac{VL}{\nu}, \quad (1.25)$$

Regimul curgerii pentru o valoare mare a numărului  $Re$  ( $Re \gg 1$ ) este cel al unui fluid nevâscos, indiferent de vâscozitate. Vâscozitatea este importantă în zone unde scările de lungimi și viteze sunt suficient de mici ca numărul  $Re$  să fie mai mic ca unitatea ( $Re \ll 1$ ) (Ștefan, 1996). În oceanografie,  $\nu$  este substituit cu  $A_z$  vâscozitatea curenților turbionari.

Ecuația de stabilitate a coloanei de apă (Stewart, 2002) este:

$$E \equiv -\frac{a}{g \delta z} \quad (1.26)$$

unde  $a$  viteza de deplasare a unei părți de apă.

Ecuația (1.26) poate fi scrisă și ca funcție de temperatură și salinitate măsurate în coloana de apă, neglijând anumiți termeni:

$$E \approx -\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dz} \quad (1.27)$$

Influența stabilității este exprimată în oceanografie prin frecvența de stabilitate sau de stratificare  $N$  (frecvența Brunt-Väisälä).  $N$  este definită ca frecvența pe verticală exercitată de o

deplasare în adâncime a unei părți de apă.  $N$  reprezintă frecvența maximă a undelor interne din ocean:

$$N^2 \equiv -gE \quad (1.28)$$

Importanța relativă a stabilității statice și a instabilității dinamice este exprimată prin numărul Richardson  $R_i$ :

$$R_i \equiv \frac{gE}{\left(\frac{\partial V}{\partial z}\right)^2} \quad (1.29)$$

unde numărătorul reprezintă intensitatea stabilității statice iar numitorul fracției este forța efortului tangențial al vitezei.

În comparație cu viteza sunetului, vântul și curenții oceanici au viteze mici. Deoarece energia cinetică a vitezei este prea mică pentru ca presiunea dinamică să determine variații semnificative, conversia energiei se obține mecanic (pe scară relativ mare) și prin disiparea energiei cinetice prin vâscozitate (scară mică) (Ștefan, 1996; Dima și Ștefan, 2008).

*Ecuatia energiei mecanice* poate fi obținută prin multiplicarea scalară a ecuației Navier-Stokes (1.21) cu vectorul impuls  $\rho \vec{v}_i$ , produsul scalar eliminând vorticitatea și accelerația Coriolis (vector perpendicular pe viteză) (Dima și Ștefan, 2008).

O particularitate se distinge puternic fizicii oceanului de cea a atmosferei. Caracteristica este *stratificarea stabilă oceanică aproape universală*.

Energia cinetică la echilibru pentru un element fluid fix este:

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho E) + \nabla \cdot [(p + \rho E)\vec{u} - \mu \nabla E] = -\rho \vec{u} \cdot \nabla \phi + p \nabla \cdot \vec{u} - \rho \varepsilon, \quad (1.30)$$

unde:

$\mu$  este vâscozitatea dinamică a moleculelor de apă,  $\vec{u}$  reprezintă vectorul viteză orizontală cu, componentele  $u$  și  $v$  pe direcțiile  $x$  și  $y$  iar  $\nabla$  reprezintă operatorul vectorial.

Energia este definită de relația  $E = \frac{1}{2} \vec{u} \cdot \vec{u}$  iar viteza de dispersie a moleculelor în mediul vâscos  $\varepsilon$ :

$$\varepsilon = \frac{\mu}{g} \left[ \left( \frac{\partial u}{\partial x} \right) \cdot \left( \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \left( \frac{\partial u}{\partial y} \right) \cdot \left( \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right) \cdot \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right) \right], \quad (1.31)$$

Termenul de compresie  $p \nabla \cdot \vec{u}$  reprezintă conversia dintre energia internă și cinetică  $\rho \varepsilon$ .

Potențialul gravitațional  $\phi$  include atât geopotențialul Pământului,  $gz$ , și potențialul undelor interne dependente de timp  $\phi_{unda}$ :

$$\phi = gz + \phi_{unda}(x, y, z, t), \quad (1.32)$$

Energia internă ( $U$ ):

$$\frac{\partial(\rho U)}{\partial t} + \nabla \cdot \left[ \rho \cdot U \cdot u + F_{rad} - \rho \cdot c_p \cdot k_T \cdot \nabla T - \frac{\partial h_E}{\partial S} \rho \cdot k_S \cdot \nabla S \right] = -p \nabla \cdot u + \rho \varepsilon, \quad (1.33)$$

Unde termenii ecuației (1.33) reprezintă:

$\rho \cdot c_p \cdot k_T \cdot \nabla T$  fluxul ireversibil al energiei interne antrenat de gradientii de temperatură (difuzia de căldură);

$c_p$  este căldura specifică a apei de mare la presiune constantă;

$\frac{\partial h_E}{\partial S} \rho \cdot k_S \cdot \nabla S$  termenii difuziei salinității descriu conversia energiei soluției în căldură (generare de

energie internă datorită entalpiei diferite dintre apa pură și apa marină  $h_E = U + \frac{p}{\rho}$  )

$F_{rad}$  reprezintă radiația la suprafață din sau către atmosferă.

Raportul de schimb a energiei potențiale pe unitatea de masă:

$$\frac{\partial(\rho \phi)}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \phi u) = \rho u \cdot \nabla \phi + \rho \frac{\phi_{unda}}{\partial t}, \quad (1.34)$$

Se pot identifica doar un număr mic de forțe care acționează asupra oceanului capabile să genereze o sursă de energie fluidului: (a) vânt, (b) încălzirea și răcirea la interfața ocean - atmosferă, (c) schimbul de apă cu atmosfera, (d) încălzire geotermală prin fundul mării, (e), marea și (f) presiunea atmosferică.

### 1.3. CIRCULAȚIA MARINĂ ACTIVATĂ DE VÂNT

Studiul fizic al oceanului arată că există două procese care acționează asupra circulației marine:

1. tensiunea tangențială la suprafața oceanului datorat sistemelor de vânt care transferă impuls către ocean – circulația activată de vânt și
2. convecție, care determină scufundarea apelor de suprafață până la adâncimea de ventilație circulația termosalină.

Această delimitare în circulația generată de vânt și cea termosalină este oarecum artificială, deoarece cele două procese interacționează puternic pentru a determina fluxul net și transportul căldurii în ocean (Ștefan S., 1996), dar oferă o simplificare conceptuală utilă.

Transferul energetic dintre masele de aer și de apă este predominant unidirecțional. Energia cinetică este transferată semnificativ numai de la aer la mare iar fluxul de vapori de apă și căldură sunt în cea mai mare parte direcționate de la mare la aer (Ștefan S., 1996).

Din impulsul transferat de circulația atmosferică maselor de apă, numai o parte cantitativ redusă este utilizată direct în crearea curenților marini; cea mai mare parte formează undele gravitaționale de suprafață (Ștefan, 1996).

### 1.3.1 Generarea și propagarea valurilor

Valurile pot fi caracterizate, ca orice sistem dinamic, de un câmp de unde, printr-o serie de parametrii dinamici și energetici: viteză, energie, impuls, putere, acțiune etc. În cele ce urmează vor fi prezentate succint principalele metode de calcul utilizate în determinarea undelor marine.

#### 1.3.1.1. Teoria Liniară (Valuri Sinusoidale)

Ridicarea suprafeței mării ( $\eta$ ) a unui val care se deplasează pe direcția x este dată de relația:

$$\eta = a \sin(kx - \omega t) \quad (1.35)$$

unde

$$\omega \text{ reprezintă frecvența valului (rad/s) definită de relația } \omega = 2\pi\omega_0 = \frac{2\pi}{T}, \quad (1.36)$$

$\omega_0$  este frecvența valului (Hz);  $T$  – perioada valului reprezentând intervalul de timp dintre trecerea a două creste succesive printr-un punct fix;

$$a \text{ este amplitudinea valului definită de } a = \frac{H}{2}, \quad (1.37)$$

$$k = \frac{2\pi}{L} \text{ este numărul de undă,} \quad (1.38)$$

$L$  – lungimea de undă reprezintă distanța pe orizontală dintre două creste succesive de val, măsurată de-a lungul direcției de propagare (Figura 1.6).

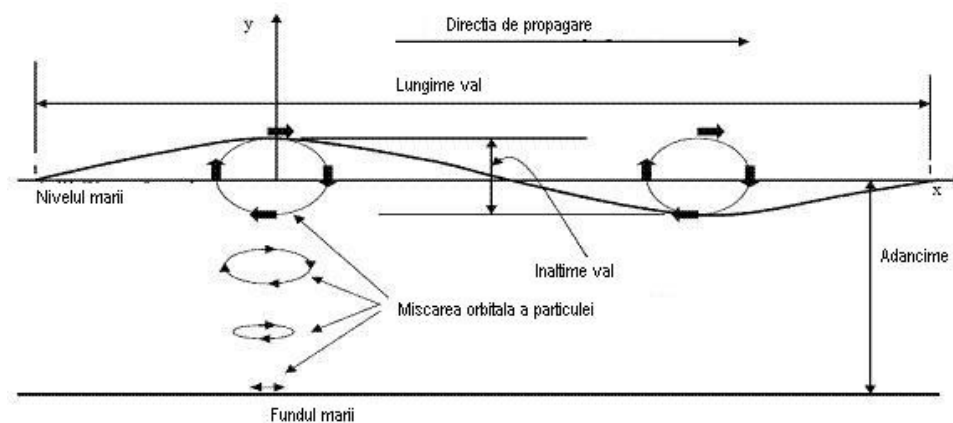


Figura 1.6. Descrierea teoriei valurilor liniare a mării (adaptare după Holmes P., 2001)

Frecvența valului  $\omega$  este raportată la numărul de undă prin *ecuația de dispersie*:

$$\omega^2 = gk \tanh(kd), \quad (1.39)$$

unde  $d$  este adâncimea apei.

Viteza ( $C$ ) cu care deplasează valul este dată de raportul:

$$C = \frac{L}{T} \equiv \frac{\sigma}{k}. \quad (1.40)$$

Viteza de fază pentru:

$$\text{- apa adâncă: } C = \sqrt{\frac{g}{k}} = \frac{g}{\sigma}, \quad (1.41a)$$

$$\text{- apă cu adâncime mică } C = \sqrt{gd}. \quad (1.41b)$$

Iar în funcție de lungimea de undă, viteza valului:

$$\text{- în apă adâncă } (d \gg \lambda) \rightarrow C = \sqrt{g} \left(\frac{\lambda}{2\pi}\right)^{\frac{1}{2}}, \quad (1.41c)$$

$$\text{- în apă de adâncime mică } (\lambda \gg d) \rightarrow C = \sqrt{gd}^{\frac{1}{2}}. \quad (1.41d)$$

Mișcarea individuală este determinată de condițiile de frontieră. În acest caz, condițiile de frontieră specifice depind de suprafața liberă (aer și vânt) și de suprafața fixă (batimetria zonei).

Soluția funcției de potențial pentru condițiile la frontieră, satisface ecuația Laplace

$$\left(\frac{\delta^2 \phi}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 \phi}{\delta y^2} = 0\right):$$

$$\phi = \left(\frac{ga}{\sigma}\right) \cdot \frac{\cosh(y+d)}{\cosh kd} \cdot \sin(kx - \sigma t) = \left(\frac{gHT}{4\pi}\right) \cdot \frac{\cosh\left[\left(\frac{2\pi}{L}\right)(y+d)\right]}{\cosh\left(\frac{2\pi d}{L}\right)} \cdot \sin 2\pi\left(\frac{x}{L} - \frac{t}{T}\right), \quad (1.42)$$

$$\eta = a \cos(kx - \sigma t) = \left(\frac{H}{2}\right) \cos 2\pi\left(\frac{x}{L} - \frac{t}{T}\right), \quad (1.43)$$

$$\sigma = ((gk) \tanh(kd))^{\frac{1}{2}}, \quad (1.44)$$

$$L = \left(\frac{gT^2}{2\pi}\right) \tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right), \quad (1.45)$$

$$C = \left(\frac{gL}{2\pi}\right) \tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right)^{\frac{1}{2}}, \quad (1.46)$$

Aproximând (1.44) pentru:

a) apa adâncă:

$$\frac{d}{L} \gg 0,5, \quad \text{rezultă că pentru } L_{\text{apa-adanca}} = \frac{gT^2}{2\pi} = 1,56T^2, \quad (1.47a)$$

$$\tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right) \approx 1,0$$



b) apa de adâncime mică:

$$\frac{d}{L} \ll 0,04$$

$$\tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right) \approx \frac{2\pi d}{L}, \text{ de unde rezultă că } L = T(gd)^{\frac{1}{2}}, \quad (1.47b)$$

$$C = \sqrt{gd}$$

c) toate adâncimile, lungimea valului (L) poate fi dedusă din:

$$\frac{d}{L_{adancimeapa}} = \frac{d}{L} \tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right). \quad (1.47c)$$

Derivând ecuația Laplace pentru curgerea irotațională:

$$u = \frac{\delta\phi}{\delta x} \text{ și } v = -\frac{\delta\phi}{\delta y}. \quad (1.48)$$

Astfel încât vitezele pe orizontală și verticală sunt date de:

$$u = \left(\frac{\pi H}{T}\right) \cdot \frac{\cosh\left[\frac{2\pi(y+d)}{L}\right]}{\sinh\frac{2\pi d}{L}} \cdot \cos 2\pi\left(\frac{x}{L} - \frac{t}{T}\right) \quad (1.49)$$

$$v = \left(\frac{\pi H}{T}\right) \cdot \frac{\sinh\left[\frac{2\pi(y+d)}{L}\right]}{\sinh\frac{2\pi d}{L}} \cdot \sin 2\pi\left(\frac{x}{L} - \frac{t}{T}\right) \quad (1.50)$$

Ecuațiile (1.49) și (1.50) se reduc pentru apa cu adâncime mare la:

$$u = \left(\frac{\pi H}{T}\right) \cdot \exp\left(\frac{2\pi y}{L_{apa\_adanca}}\right) \cdot \cos 2\pi\left(\frac{x}{L} - \frac{t}{T}\right) \quad (1.51)$$

$$v = \left(\frac{\pi H}{T}\right) \cdot \exp\left(\frac{2\pi y}{L_{apa\_adanca}}\right) \cdot \sin 2\pi\left(\frac{x}{L} - \frac{t}{T}\right) \quad (1.52)$$

Pentru definirea conceptului de viteză de grup ( $C_G$ ), este important a se lua în calcul viteza la care un grup de valuri traversează marea și viteza la care energia valului se propagă, (Whitham, 1974) astfel încât viteza de grup pentru două dimensiuni:

$$C_G = \frac{\partial \sigma}{\partial k} \quad (1.53)$$

de unde folosind aproximațiile pentru viteza de dispersie rezultă:

$$\text{- pentru apă adâncă: } C_G = \frac{g}{2\sigma} = \frac{C}{2}, \quad (1.54)$$

$$\text{- pentru apă cu adâncime mică: } C_G = \sqrt{gd} = C. \quad (1.55)$$

Pentru un sistem dinamic conservativ cu oscilații mici, energia potențială este egală cu energia cinetică ( $E$ ) în  $\frac{J}{m^2}$ , având ca punct de referință variația de deplasare a suprafeței mării:

$$E = \rho_{apa} g \langle \eta^2 \rangle \equiv \frac{\rho g H^2 L}{8}, \quad (1.56)$$

cu o densitatea de energie ( $W$ ) pe unitatea de suprafață a unui val:

$$W = g\rho\left(\frac{h}{2}\right)^2, \quad (\text{unitatea de măsură } \frac{J}{m^2}), \quad (1.57)$$

iar puterea asociată pe unitatea de lungime de creastă ( $P$ ):

$$P = \frac{C_g \rho g H^2}{8}, \quad (\text{u.m. } \frac{W}{m}) \quad (1.58)$$

Înălțimea semnificativă a valului ( $H_s$ ) reprezintă media înălțimii mai mari de o treime (33%) de valuri, care apar într-o anumită perioadă de timp, de obicei 30 minute, ce ar trebui raportate de către observator:

$$H_{\frac{1}{3}} = 4\langle\eta^2\rangle^{\frac{1}{2}}, \quad (1.59)$$

Ecuțiile înălțimii semnificative ( $H_s$ ) și perioada semnificativă ( $T_s$ ) raportate la viteza vântului ( $U_A$ ) și distanța de acțiune a vântului unde valul este generat și primește energie de la vânt (*fetch* -  $F$ ):

- pentru condiții de formare de fetch limitat:

$$H_S = 1,616 \cdot 10^{-2} U_A F^{\frac{1}{2}} \quad (1.60a)$$

$$T_S = 6,238 \cdot 10^{-1} (U_A F)^{\frac{1}{3}}. \quad (1.61b)$$

Pentru vântul care bate pe o durată de:

$$t = 8,93 \cdot 10^{-1} \left(\frac{F^2}{U_A}\right)^{\frac{1}{3}} \quad (1.62c)$$

- mare complet dezvoltată:

$$H_S = 2,4821 \cdot 10^{-2} U_A \quad (1.63a)$$

$$T_S = 0,83 U_A \quad (1.63b)$$

$$t = 2,027 U_A \quad (1.63c)$$

$$\text{unde } U_A = 0,71 U_{10}^{1,23} \quad (1.64)$$

reprezintă viteza corectată a vântului,  $U_{10}$  – viteza vântului (m/s) la 10m altitudine deasupra apei sau deasupra țărmlui.

### 1.3.1.2. Teoria neliniară (valuri trohoidale și cnoidale)

Presupunând că amplitudinea unui val, care se formează la suprafața mării, este infinit mică,  $ka = O(0)$ , se pot deduce proprietățile acestuia. Condițiile pe frontieră folosite în teoria liniară au fost utilizate pentru a obține o soluție pentru suprafața liberă a apei. Soluția neliniară a fost dată de Stokes în 1847 pentru  $ka \ll 1$ :

$$\eta = a \cos(\theta) + b \cos(2\theta) + c \cos(3\theta) + d \cos(4\theta) + e \cos(5\theta) \dots \quad (1.65)$$

unde:  $\theta = kx - \sigma$ .

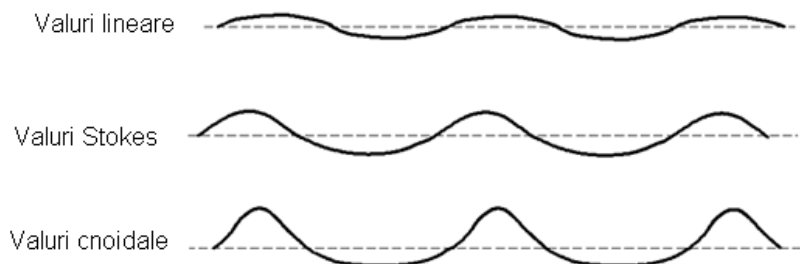


Figura 1.7. Comparație valuri (adaptare după Holmes P., 2001)

Teoria valurilor cnoidale se aplică pentru apele de adâncime mică (Figura 1.7) descrisă în detaliu de către Korteweg and de Vries (1895), Keulegan and Patterson (1940), Keller (1948), Wiegel (1960).

Valurile cnoidale au formă permanentă și sunt periodice. Din ecuația (1.40) se deduce o perioadă a valului exprimată de relația:

$$T \left( \frac{g}{d} \right)^{\frac{1}{2}} = \left( \frac{16d}{3H} \right)^{\frac{1}{2}} \left[ \frac{kK(k)}{1 + \frac{H}{dk^2} \left( \frac{1}{2} - \frac{E(k)}{K(k)} \right)} \right] \quad (1.66)$$

Folosind viteza de propagare a valului (folosind a doua definiție Stokes pentru viteza valului, care reprezintă viteza de propagare a unui val format când momentul lichidului este redus la zero prin adunarea mișcării uniforme):

$$C = (gd)^{\frac{1}{2}} \left[ 1 + \frac{H}{d} \frac{1}{k^2} \left( \frac{1}{2} - \frac{E(k)}{K(k)} \right) \right] \quad (1.67)$$

$$\text{sau } C = \frac{16d^3}{3L^2H} K^2(k) = \frac{1}{k^2}, \quad (1.68)$$

- pentru lungimea valului:

$$\frac{L}{d} = \frac{4}{\sqrt{3}} K(k) \left( 2\bar{L} + 1 - \frac{y_t}{d} \right)^{-\frac{1}{2}}, \quad (1.69)$$

unde  $k$  și  $\bar{L}$  (Wiegel, 1960):

$$k^2 = \frac{\frac{y_c}{d} - \frac{y_t}{d}}{2\bar{L} + 1 - \frac{y_t}{d}}$$

$$(2\bar{L} + 1 - y_t)E(k) = (2\bar{L} + 2 - \frac{y_c}{d} - \frac{y_t}{d})K(k). \quad (1.70)$$

În privința formării valurilor există mai multe teorii, cea mai durabilă fiind teoria **valurilor trohoidale** (*trochoid* - trohoidă, curbă descrisă de un punct a unui cerc care se deplasează pe o suprafață plană), a lui Gerstner (1802). Modelul de val Gerstner nu este un model perfect, admitând o anumită formă dată valului, elaborată pentru un volum de lichid ideal de adâncime nelimitată, fără frecare, cu densitate constantă, în care se formează valuri cu mișcare de translație gravitațională și liberă. Concluziile acestei teorii sunt că în mișcarea lor particulele de apă urmăresc o orbită închisă, într-un interval de timp egal perioadei valului. Orbita valului trohoidal este ușor deformată pe direcția valului.

### 1.3.2. Curenți inerțiali

Curgerea inerțială este tipul de mișcare care se presupune a fi exclusiv accelerată de forța Coriolis pe unitatea de masă, fără a fi afectată de forța de frecare.

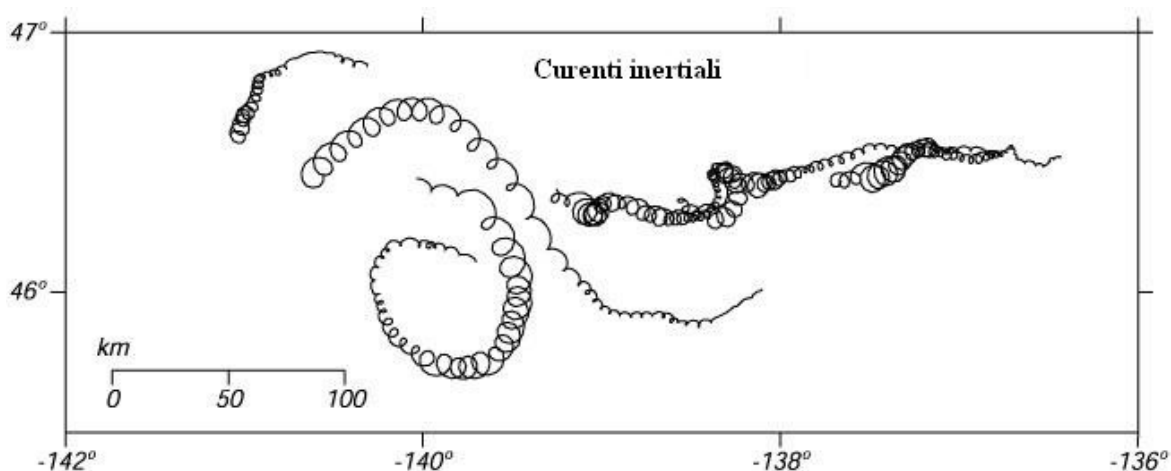


Figura 1.8. Exemplu de curenți inerțiali, măsurăți cu ajutorul unor geamanduri ancorate la o adâncime de 15 metri adâncime în Oceanul Pacific de nord, Octombrie 1987 (adaptare după Stewart, 2002)

Considerăm o soluție simplă a ecuațiilor de mișcare și răspunsul oceanului la un impuls (exemplu: vânt puternic pentru o perioadă de câteva ore). *Mișcările inerțiale* se dezvoltă după terminarea impulsului generator ce determină deplasarea apei sub influența forței Coriolis și gravitație.

Din ecuațiile mișcării (1.21), în cazul în care forțele care acționează asupra apei sunt gravitația și accelerația Coriolis:

$$\frac{\partial p}{\partial x} = \frac{\partial p}{\partial y} = 0. \quad (1.71)$$

Deoarece direcția de propagare a curenților are aproximativ aceeași direcție cu cea a vântului iar, viteza este aproximativă cu viteza tangențială a impulsului generator, ecuațiile de mișcare se reduc pentru curgerea pe orizontală:

$$\begin{aligned} \frac{du}{dt} &= 2\Omega v \sin \varphi = fv \\ \frac{dv}{dt} &= -2\Omega u \sin \varphi = -fv \end{aligned} \quad (1.72)$$

Ecuțiile (1.72) descriu doar accelerațiile ce au fost modificate de către forța Coriolis unde  $\varphi$  reprezintă latitudinea iar soluția sistemului de ecuații este:

$$\begin{aligned} u &= V \sin ft \\ v &= V \cos ft, \\ V &= u^2 + v^2 \end{aligned} \quad (1.73)$$

ecuații ce reprezintă ecuațiile de mișcare pentru un cerc cu diametrul  $D_i = 2V/f$ , iar perioada inerțială ( $T_i$ ):  $T_i = \frac{2\pi}{f} = \frac{Tsd}{2 \sin \varphi}$ . (1.74)

Curenții inerțiali fiind mișcări libere apei într-un plan rotativ, perioada inerțială reprezintă jumătate din timpul necesar pentru rotirea unui plan de pe suprafața Pământului. Sensul de rotație este pentru emisfera nordică în sensul acelor de ceasornic și invers acelor de ceasornic în sud. Perioada inerțială la poli este de 12 ore deoarece accelerația Coriolis este maximă. Perioada  $T_i$  crește spre Ecuator. Astfel că la latitudinea de  $30^\circ$  este egală cu 24 ore iar la  $45^\circ$  de 17 ore.

### 1.3.3. Stratul Ekman

Interacția vântului de intensitate mare pe suprafața apei marine determină formarea unui strat pe orizontală numit *strat Ekman*.

Conform teoriei lui Ekman (1905), se presupune o curgere orizontală omogenă, în echilibru, cu frecare în planul de rotație al Pământului. Astfel încât derivatele pe direcție orizontală în funcție de timp sunt nule:

$$\frac{\partial}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial y} = 0, \quad (1.75)$$

coeficientul vâscozității mișcării turbulente pe verticală se presupune constant (în ecuația

$$-\langle u'w' \rangle = \tau_{xz} = A_z \frac{\partial V}{\partial z}) \text{ rezultă că:}$$

$$\begin{aligned}\tau_{xz} &= \rho A_z \frac{\partial u}{\partial z} \\ \tau_{yz} &= \rho A_z \frac{\partial v}{\partial z},\end{aligned}\tag{1.76}$$

unde  $\tau$  este viteza tangențială a vântului iar componentele descompuse pe direcțiile x și y sunt  $\tau_{xz}$  și  $\tau_{yz}$ .

Înlocuind (1.76) în ecuația ce reprezintă ecuațiile de mișcare pe direcțiile x și y pentru un strat turbulent, omogen și în stare de echilibru:

$$\begin{aligned}\rho fV + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} &= 0 \\ \rho fV - \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z} &= 0,\end{aligned}\tag{1.77}$$

rezultă ecuațiile de mișcare pentru componentele x și y sub formă simplificată:

$$\begin{aligned}fv + A_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} &= 0 \\ -fu + A_z \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} &= 0,\end{aligned}\tag{1.78}$$

iar soluția ecuației (1.78) este:

$$\begin{aligned}u &= V_0 e^{az} \sin\left(\frac{\pi}{4} - az\right) \\ v &= V_0 e^{az} \cos\left(\frac{\pi}{4} - az\right).\end{aligned}\tag{1.79}$$

Constantele pentru cazul în care vântul are direcție nordică ( $\tau = \tau_{yz}$ ):

$$\begin{aligned}V_0 &= \frac{\tau}{\sqrt{\rho_{apa}^2 f A_z}} \\ a &= \sqrt{\frac{f}{2 A_z}}.\end{aligned}\tag{1.80}$$

Soluția pentru constanta Ekman a fost dedusă pornind de la:

$$\tau = \rho_{aer} \cdot C_D \cdot U_{10}^2,\tag{1.81}$$

$\rho_{aer}$  – densitatea aerului,  $C_D$  – coeficientul de curgere,  $U_{10}$  – viteza vântului la 10m deasupra mării.

$$V_0 = \frac{0.0127}{\sqrt{\sin|\varphi|}} \cdot U_{10} \text{ pentru } |\varphi| \geq 10.\tag{1.82}$$

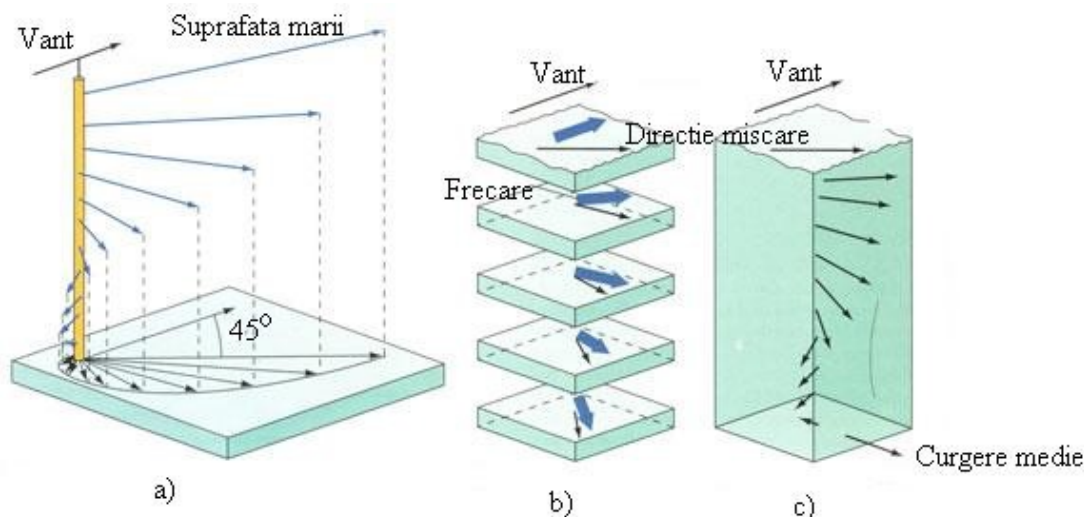


Figura 1.9. Reprezentarea distribuției pe verticală a curentului generat de viteza tangențială a vântului pe suprafața mării (imagine adaptată după [\\*\\*\\*\\*\\*http://www.gvc.gu.se](http://www.gvc.gu.se))

Grosimea stratului Ekman ( $D_{Ek}$ ) este arbitrară, iar adâncimea unde viteza curentului este opus curentului la suprafață poate fi calculată din ecuația:

$$D_{Ek} = \frac{\pi}{a} = \sqrt{\frac{2\pi^2 \cdot A_z}{f}}. \quad (1.83)$$

Pentru valori ale  $\rho_{ap\grave{a}} = 1027 \text{ kg/m}^3$ ;  $\rho_{aer} = 1,25 \text{ kg/m}^3$  și un coeficient de curgere pentru  $C_D = 2,6 \cdot 10^{-3}$ , Ekman a găsit o valoare a adâncimii stratului aproximativ egală cu:

$$D_{Ek} = \frac{7.6}{\sqrt{\sin|\varphi|}} \cdot U_{10}, \quad (1.84)$$

iar viteza curentului la suprafață este la jumătate față de (1.82) (Stewart, 2002):

$$V_0 = \frac{0.0068}{\sqrt{\sin|\varphi|}} \cdot U_{10}. \quad (1.85)$$

Numărul Ekman ( $Ek_z$ ) reprezintă adâncimea la care forța de frecare este egală cu accelerația Coriolis:

$$Ek_z = \frac{A_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}}{f\bar{u}} = \frac{A_z \frac{\bar{u}}{d^2}}{f\bar{u}} = \frac{A_z}{fd^2}, \quad (1.86)$$

unde  $d$  este adâncimea caracteristică care se poate determina din ecuația (1.87):

$$d = \sqrt{\frac{A_z}{fEk_z}}. \quad (1.87)$$

Egalând ecuațiile (1.83) și (1.87) rezultă un număr Ekman:

$$Ek_z = \frac{1}{2\pi^2} = 0,05, \quad (1.88)$$

astfel încât, Ekman a ales o adâncime unde forțele de frecare sunt mult mai mici decât forța Coriolis.

Stratul de adâncime Ekman cu o viteză  $V$  pe direcție  $x$  poate fi determinat din ecuațiile:

$$\begin{aligned} u &= V(1 - e^{-az} \cdot \cos az) \\ v &= V(e^{-az} \cdot \sin az) \end{aligned}, \quad (1.89)$$

unde pentru viteza la margine  $u = v = 0$  la suprafața mării rezultă o direcție de curgere a curenților de suprafață de  $45^\circ$  în dreapta vântului.

Pentru a determina transportul de masă de apă în stratul Ekman ( $M_{Ek}$ ):

$$M_{Ek} = \int_{-d}^0 \rho U_{Ek} dz, \quad (1.90)$$

$U_{Ek}$  reprezintă vitezele Ekman cu componentele  $u_{Ek}$  și  $v_{Ek}$ , de la suprafață la adâncimea  $d$  (1.87).

Caracteristicile și dimensiunea domeniului masei de apă pe verticală Ekman ( $w_{Ek}$ ) determinat de viteza tangențială a vântului, se poate calcula prin integrarea ecuației de continuitate pentru fluid incompresibil (1.24), peste stratul de Ekman, presupunând o curgere geostrofică nedivergentă:

$$\nabla_h \cdot \vec{M}_{Ek} = -\rho w_{Ek}(0) \rightarrow w_{Ek} = \frac{1}{\rho} \left( \frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y} \right), \quad (1.91)$$

unde  $\nabla_h$  este operatorul de divergență orizontal.

De exemplu pentru o viteză tangențială a vântului ce variază de la  $-0,1 \frac{N}{m^2} \leq \tau \leq 0,1 \frac{N}{m^2}$  pentru  $\varphi = 20^\circ$  rezultă un transport Ekman de mase de apă pe verticală:

$$w_{Ek} \approx \frac{1}{10^3 \frac{kg}{m^3}} \cdot \frac{0,2 \frac{N}{m^2}}{10^{-4} s^{-1} \cdot 2 \cdot 10^6 m} \approx 32 \frac{m}{an}, \quad (1.92)$$

#### 1.3.4. Curgerea geostrofică

Sub stratul Ekman, curgerea este în echilibru geostrofic. În straturile inferioare ale mărilor influența vântului este aproape inexistentă. În aceste condiții, principalele cauze ale mișcării apei din aceste straturi sunt gradientii orizontali de presiune și forța Coriolis. Curenții generați datorită acestor două forțe reprezintă curgerea geostrofică (Lacombe, 1965).

În meteorologie se utilizează “metoda dinamică”, introdusă de Bjerknes și transpusă pentru oceanografie de către Sandstrom și B. Helland-Hansen (1903). Această metodă ia în considerare doar gradientul orizontal de presiune, datorat repartiției densităților (forțe interne) și forța Coriolis (Muntean, 2005).

Ecuațiile ce descriu echilibrul componenteii orizontale a forței de presiune cu forța Coriolis de-a lungul liniilor de nivel ale suprafeței izobare, derivate din ecuațiile de mișcare (1.21) sunt:



$$\begin{aligned} -fv &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \\ fu &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \end{aligned} \quad (1.93a)$$

$$p = p_0 + \int_{-h}^{\eta} g(\varphi, z) \rho(z) dz, \quad (1.93b)$$

unde  $p_0$  este presiunea atmosferică la nivelul mării ( $z = 0$ ).

În hidrologie, ecuațiile geostrofice sunt des utilizate pentru calculul curenților în adâncime folosind datele măsurate de temperatură, salinitate, presiune. Densitatea calculată (1.17), este aceeași ca în ecuația (1.93b) unde este folosită pentru determinarea câmpului de presiune internă. Curenții geostrofici sunt apoi calculați folosind ecuațiile:

$$\begin{aligned} u &= -\frac{1}{f\rho} \frac{\partial}{\partial y} \int_{-h}^0 g(\varphi, z) \rho(z) dz - \frac{g}{f} \frac{\partial \eta}{\partial y} \\ v &= \frac{1}{f\rho} \frac{\partial}{\partial x} \int_{-h}^0 g(\varphi, z) \rho(z) dz + \frac{g}{f} \frac{\partial \eta}{\partial x} \end{aligned} \quad (1.94)$$

Pentru descrierea curgerii în zonele neafectate de viteza tangențială a vântului (la mediere) sau de frecarea cu relieful submarin, se fac următoarele presupuneri:

- pentru starea staționară se neglijează accelerația locală,
- mișcarea liniară ( $Ro \ll 1$ ) ignoră termenii de advecție din curgerea tangențială. Numărul

$$\text{Rossby: } Ro = \frac{V}{Lf}, \quad (1.95)$$

- frecarea este neglijabilă,
- echilibru hidrostatic pe verticală,

rezultând o curgere geostrofică constantă, menținută de gradientul forței de presiune pe unitatea de masă, care acționează în direcție opusă.

## 1.4. UNDE INTERNE

Mișcările oscilatorii din interiorul fluidelor stratificate au fost identificate mai întâi ca soluții matematice ale unor probleme de hidrodinamică. Astfel, în cazul unui lichid incompresibil cu două straturi orizontale care au densități diferite, suprafața de separație, în repaos, este orizontală. Pentru menținerea echilibrului, densitatea stratului superior trebuie să fie mai mică decât cea a stratului subiacent, în caz contrar apare o instabilitate de tip Rayleigh-Taylor. În cazul în care cele două

fluide sunt în mișcare laminară în același sens, dacă diferența de viteză depășește o anumită valoare critică apare o instabilitate de tip Kelvin-Hemholtz (Georgescu, 1976).

Undele formate la interfață sunt generate prin mecanisme similare celor care produc valurile de suprafață, iar ecuațiile sunt similare. Pentru undele interne care se propagă pe suprafața de separare a două fluide cu densitățile  $\rho'$  (superior) și  $\rho$  (inferior), accelerația gravitațională este înlocuită cu “gravitația redusă”:

$$g' = g(\rho - \rho') / \rho \quad (1.96)$$

Dar undele interne nu sunt limitate la cazul a două fluide. Dacă există trei straturi, undele se propagă pe ambele interfețe și, dacă stratul intermediar este suficient de subțire, amplitudinea poate depăși grosimea acestuia și se produce un transfer de energie între straturi. La limită, în cazul unei stratificații continue, există un număr infinit de moduri de oscilație, direcția de propagare având atât componente orizontale cât și o componentă verticală.

În absența rotației, într-un mediu infinit, ecuațiile mișcării pot fi scrise folosind o descompunere a densității de forma:

$$\rho(x, y, z, t) = \rho_0 + \bar{\rho}(z) + \rho'(x, y, z, t) \quad (1.97)$$

unde  $\rho_0$  este densitatea de referință,  $\rho(z)$  este stratificarea medie, iar  $\rho'$  este fluctuația densității produsă de deplasarea verticală.

Se impun restricțiile  $|\rho| < \rho_0$  pentru valabilitatea aproximației Boussinesq și  $|\rho'| < \rho_0$ , pentru liniarizarea ecuațiilor. Presiunea se descompune în mod similar și ecuațiile de mișcare devin:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial x} \\ \frac{\partial v}{\partial t} &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial y} \\ \frac{\partial w}{\partial t} &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial z} - \frac{1}{\rho_0} g \rho' \\ \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} &= 0 \\ \frac{\partial p'}{\partial t} + w \frac{\partial \rho}{\partial z} &= 0 \end{aligned} \quad (2.98)$$

Factorul  $\partial p' / \partial z$  din ultimul termen poate fi transformat prin utilizarea frecvenței Brunt-Väisälä (1.28). Pentru o soluție ondulatorie cu frecvența și vectorul de undă (cu componentele l, m și n) de forma  $\exp[-i(lx + my + nz - \omega t)]$ , sistemul se transformă într-un sistem de ecuații algebrice omogene și condiția necesară pentru a avea o soluție netrivială este ca determinantul să fie nul.

Rezultă relația:

$$\omega^2 = N^2 \frac{l^2 + m^2}{l^2 + m^2 + n^2}, \quad (1.99)$$

numită relația de dispersie a undelor interne într-un mediu cu stratificare continuă a densității. Din această formulă este evident că există o limită superioară a frecvenței,  $\omega \leq N$ , și că frecvența depinde de unghiul pe care vectorul de undă îl face cu planul orizontal,  $\omega = \pm N \cos \theta$ . Pentru frecvențe foarte joase, propagarea este aproape verticală.

## 1.5. CIRCULAȚIA TERMOSALINĂ

Masele de apă de adâncime formate prin convecție sunt caracterizate de parametrii caracteristici regiunii de formare T și S (împreună cu alți indicatori sau marcatori, cum ar fi oxigenul dizolvat).

Studiile cu marcatori au arătat că circulația de adâncime este foarte lentă iar recircularea acestora necesită mai mult de 500 de ani (Ștefan S., 1996).

De exemplu, pentru circulația generală oceanică, estimările privind stabilitatea sursei majore, *apa de adâncime a Atlanticului de Nord* este de aproximativ 14Sv. Folosind această valoare, putem face mai multe estimări ale parametrilor care indică stabilitatea circulației ținând cont și de suprafața Oceanului Atlantic de  $10^{14} \text{ m}^2$ . Presupunând că suprafața de amestec este de aproximativ 3 km rezultă un timp necesar de recirculare:

$$T(\text{ani}) = \frac{\text{Volumocean}}{\text{Flux\_de\_volum}} = \frac{10^{14} \text{ m}^2 \cdot 3 \cdot 10^3 \text{ m}}{1,4 \cdot 10^7 \text{ m}^3/\text{s}} \approx 700, \quad (1.100)$$

iar viteza pe orizontală a fluxului net, în adâncul oceanului trebuie să fie de aproximativ:

$$v = \frac{\text{Flux\_de\_volum}}{\text{adancime} \cdot \text{latime\_bazin}} = \frac{1,4 \cdot 10^7 \text{ m}^3/\text{s}}{3 \cdot 10^3 \text{ m} \cdot 5 \cdot 10^6 \text{ m}} \approx 10^{-3} \text{ m/s}. \quad (1.101)$$

În cazul în care procesul de upwelling de compensare ocupă aproape tot bazinul oceanului, viteza de ridicare a apelor de adâncime trebuie să fie de aproximativ:

$$w = \frac{\text{flux\_de\_volum}}{\text{Supraf\_ocean}} = \frac{1,4 \cdot 10^7 \text{ m}^3/\text{s}}{10^{14} \text{ m}^2} \approx 4 \text{ m/an}, \quad (1.102)$$

valoare de zece ori mai mică decât cea a vitezei tipice Ekman indusă de vânt ( $w_{Ek}$ ).

## CONCLUZII

Oceanografia fizică studiază dinamica unui fluid folosind metode și rezultate obținute din ecuațiile de bază specifice: conservarea masei și a conținutului de sare, impulsului și energiei.

Masele de apă oceanice se formează prin convergență, advectionate de sistemele regionale. Fronturile dintre masele de apă pot fi asociate cu o creștere în intensitate a curentului, turbulență și

amestec intens pe verticală. Metoda reprezentativă pentru distribuția maselor de apă și a proceselor de amestec este diagrama Temperatură – Salinitate, introdusă ca metodă grafică de Jacobsen în 1927.

Parametrii fizico-chimici ai apei sunt calculați conform standardelor adoptate începând cu reuniunea din 1899 a Consiliului  *Internațional pentru Explorarea Mării* (International Council for the Exploration of the Sea - ICES) când Knudsen a propus o serie de tabelele hidrografice. Publicate în 1901, tabelele standard - "Tabele Knudsen" – descriu relațiile dintre clorinitate, salinitate, densitate și temperatură. Necesitatea unui standard de apă sau „apă normală” pentru a se face comparații cu măsurătorile de salinitate au dus la înființarea Laboratorului hidrografic pentru ICES în Copenhaga de unde și numele actual: "apa de Copenhaga".

Ecuatiile care exprimă densitatea apei de mare în funcție de salinitatea practică, temperatură și presiune, numite *Ecuatiile Internaționale de Stare - sau EOS-80* (Lewis și Perkin, 1981, Fofonoff, 1985, Millero, 2010) includ *Scala Salinității Practice 1978* (SSP-78; UNESCO, 1981), *Ecuatia Internațională a Stării Apei de Mare 1980* (EOS-80, UNESCO, 1981) cât și algoritmi de calcul pentru alte proprietăți importante apei de mare (Fofonoff și Millard, 1983).

Din 2009, pe baza unor noi cercetări, oamenii de știință au adoptat noi ecuații termodinamice a apei de mare, denumite "*Ecuatia termodinamică a apei de mare - 2010*" sau "*TEOS-10*", scală ce descrie proprietățile termodinamice ale apei și gheții marine, adoptată în Iunie 2010 care înlocuiește scala practică EOS-80 (IOC, 2010a,b).

În noile standarde (*TEOS – 10*), salinitatea nu mai este descrisă ca "*salinitate practică*" ( $S_p$ ), ca în *Scala Salinității Practice 1978* (PSS-78), introducându-se noțiunea de "*salinitate absolută*" ( $S_A$ ) în [g/kg] (IOC, 2010a,b). În *TEOS-10*, este păstrată continuitatea cu salinitățile determinate prin metoda de titrare Knudsen dar, sunt raportate ca fracții masice reale, în conformitate cu practicile din alte domenii științifice (McDougall et al., 2010a; IOC, 2010; Millero et al., 2009; Pawlowicz et al., 2011).

În stratul de suprafață și de adâncime, circulația marină este determinată de: mișcările maselor de aer (vânt) ce generează valurile și curenții superficiali de suprafață dar, și de efectul rotației Pământului prin forța Coriolis (curenți inerțiali).

Valurile reprezintă un câmp de unde format datorită impulsului transferat de circulația atmosferică maselor de apă de suprafață, unde marine, ce sunt caracterizate de parametri energetici și dinamici.

În straturile de adâncime, influența vântului este aproape inexistentă iar circulația apei este determinată de gradientii de densitate.

## CUNOAȘTEREA, EVALUAREA ȘI DINAMICA MASELOR DE APĂ ÎN PARTEA DE NORD – VEST A MĂRII NEGRE

Oceanografia fizică reprezintă studiul și măsurarea proprietăților fizice ale mării și a variației lor spațio - temporale, cu investigarea teoretică a proceselor care controlează starea acestor proprietăți fizice (Ross D.,1976).

Dinamica maselor de apă este un studiu complex, care poate fi evaluat în special prin procesele care au loc la: interfața atmosferă-mare (acțiunea vitezei tangențiale și transferul de impuls a vântului prin crearea valurilor, curenților de suprafață, procesele de upwelling) și în special în *procesele din interiorul* bazinului (gradientii de densitate ce determină stratificarea maselor de apă, circulația regională, curenți inerțiali).

Abordarea din acest punct de vedere în zona de Nord Vest a Mării Negre, presupune evaluarea interdisciplinară pe baza analizei parametrilor fizico-chimici (temperatură, salinitate, curenți și valuri) dar și a indicatorilor care integrează cauzele și efectele ținând cont de parametrii chimici și biologici (pH, nutrienți și clorofilă).

### CAPITOLUL 2. ECHIPAMENTE FOLOSITE ÎN DETERMINAREA PROPRIETĂȚILOR MASELOR DE APĂ

Starea actuală a stratificării apelor în zona de vest a Mării Negre se va evalua pe baza analizei comparative a evoluției indicatorilor generali de mediu (meteorologici - temperatură aer, vânt care influențează puternic stratul activ - și hidrologici – temperatura apei și salinitate) și transferul de energie dintre mediul marin și atmosferă prin analiza caracteristicilor de valuri și curenți în zona de coastă și de larg, în perioada de referință (1971 – 2010).

Realizarea unui studiu amplu de ansamblu și o înțelegere corectă interacției dintre două medii cuplate și interactive: mare – atmosferă dar și a proceselor din interiorul bazinului marin, importante prin amploarea efectelor sale asupra ecosistemului marin.

În această parte aplicativă s-a avut în vedere:

- Cunoașterea datelor istorice – analiza și interpretarea datelor;
- Integrarea datelor recente, din perioada 2011-2012 în șirul de date istorice;
- Evaluarea stării actuale și localizarea (2011-2012) *Stratului Intermediar Rece* din partea de Vest a Mării Negre,

- Caracteristicile valurilor,
- Curenții din zona de Nord - Vest a Mării Negre.

Atât în faza inițială, cât și pe parcursul elaborării lucrării, s-au avut în vedere următoarele obiective specifice:

- Analiza stadiului cunoașterii dinamicii maselor de apă, valurilor, curenților în bazinul Mării Negre (Introducere),
- Descrierea principalilor indicatori a masei de apă (temperatură, salinitate, densitate) (Capitolul 2),
- Descrierea caracteristicilor maselor de apă în zona de larg (Capitolul 3),
- Descrierea distribuției pe orizontală a maselor de apă în zona de NV a Mării Negre (Capitolul 3),
- Stabilirea caracteristicilor generale a maselor de apă din zona analizată (Capitolul 3),
- Analiza influenței factorilor meteorologici asupra parametrilor fizici oceanografici: variațiile sezoniere ale temperaturii și salinității în stratul activ (1971 – 2010) și compararea cu datele recente (2011 – 2012) (Capitolul 3),
- Descrierea elementelor de bilanț hidric și termic în Marea Neagră (Capitolul 4),
- Descrierea elementelor valurilor și curenților în Marea Neagră (Capitolul 4),
- Analiza acțiunii vântului asupra apelor de suprafață prin descrierea caracteristicilor valurilor în apele de mică adâncime, analiza pe 40 ani (Capitolul 4),
- Analiza proceselor de scară medie și mică (Capitolul 4)
- Analiza curenților în zona de NV a Mării Negre (Capitolul 4),
- Analiza fenomenului de upwelling și efectele procesului asupra producției primare (clorofila – *a*) în zona litoralului românesc pentru perioada 2006 – 2012 (Capitolul 5),
- Studiul fenomenelor de hipoxie recent înregistrate în zona litoralului românesc (2010) (Capitolul 5),
- Evaluarea stării actuale, anul 2012, a maselor de apă pe platoul continental de NV a Mării Negre (Capitolul 5).

## 2.1. IPOTEZE DE LUCRU PENTRU STUDIAREA MASELOR DE APĂ PE PLATOUL CONTINENTAL ROMÂNESC AL MĂRII NEGRE

Dintre toate bazinele oceanice, Marea Neagră prezintă caracteristici unice datorită stratificării puternice a maselor de apă și a gradientilor de densitate puternici care inhibă amestecul pe verticală. Ca rezultat, 87% din volumul de Mării Negre prezintă caracter anoxic permanent, fiind cel mai mare bazin de acest tip din oceanele planetare.

Lucrarea își propune evaluarea caracteristicilor straturilor apelor de mică și mare adâncime; evoluția sezonieră decenală a straturilor active pentru perioada 1971 – 2010 (Strat Superior Cvasiomogen, Strat Intermediar Rece, Pycnoclina); caracterizarea stării actuale (2011 – 2013) a maselor de apă specifice zonei de Nord-Vest a Mării Negre; analiza influenței apelor dulci asupra caracteristicilor saline la zona de confluență (Gurile Dunării) dar și asupra zonei de vest a Mării Negre; descrierea circulației și a undelor generate la interfața mare-atmosferă de viteza tangențială a vântului; analiza pe termen lung a caracteristicilor valurilor și rezultate recente privind circulația marină de pe platoul continental de vest cât și evidențierea proceselor dinamice și efectele asupra ecosistemului.

Rezultatele caracteristicilor parametrilor fizici în zona de NV a Mării Negre, din cadrul lucrării, sunt considerate importante pentru ”*Determinarea stării ecologice bune pentru apele românești ale Mării Negre*” (\*\*\*, \*\*\*) conform Directivei-Cadru „Strategia pentru mediul marin” (2008/56/CE) și a Deciziei Comisiei Europene (2010/477/UE) privind criteriile și metodologiile pentru determinarea stării ecologice bune.

## 2.2. REȚEA DE STAȚII OCEANOGRAFICE

Evaluarea maselor de apă și a proceselor de interacție s-a realizat pe întreg platoul continental de NV al Mării Negre, împărțit în: ape costiere, ape tranzitorii și ape marine, incluse atât în *Directiva Cadru Ape* cât și în *Directiva Strategie Marină*, astfel (Figura 2.1):

- ape tranzitorii - 8 stații (Sulina, Mila9, Sf. Gheorghe, Portița, - până la izobata de 20m inclusiv) – apele din nordul litoralului românesc, Gurile Dunării și Portița;
- ape costiere -18 stații (Gura Buhaz, Est Constanța, Cazino Mamaia, Constanța Nord, Constanța Sud, Eforie, Costinești, Mangalia, Vama Veche - până la izobata de 20m inclusiv);
- ape marine - 10 stații (toate stațiile din rețea care se situează pe izobatele de 30m-50m).

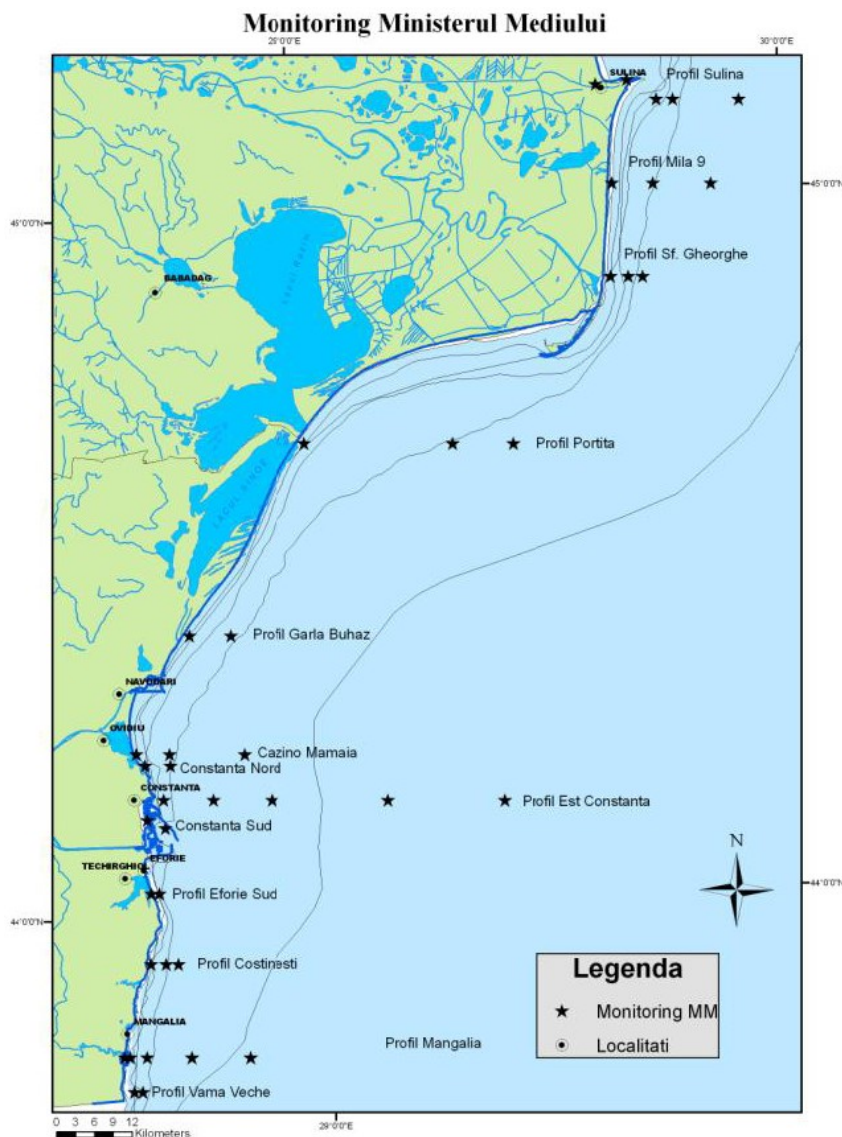


Figura 2.1.- Rețeaua de monitoring a I.N.C.D.M. 2001 - 2013 (sursa: INCDM „Grigore Antipa” Constanța)

Stabilirea evoluției pe termen lung și a intervalelor de variație ale diferiților parametri fizici (caracteristicile valurilor, curenților, temperaturii și salinității) precum și evaluarea maselor de apă pe baza valorilor determinate în perioada de studiu, 2011-2013 s-au realizat datorită șirurilor de date istorice existente atât din zona litoralului românesc cât și a apelor de pe platoul continental de NV al Mării Negre, ce aparțin I.N.C.D.M. „Grigore Antipa”:

- 1971-2010 – probe zilnice prelevate din același punct începând cu anul 1959, punctul Cazino Mamaia (Figura 2.2), la capătul pontonului din dreptul Cazino Mamaia, deoarece permite colectarea zilnică a probelor de la 1m adâncime, la 100m distanță de țărm, indiferent de starea mării iar zona este ferită de influența apelor dulci deversate din lacurile litorale (Chirilă, 1965).
- Pentru evidențierea variabilității pe termen lung a structurii maselor de apă în zona platformei continentale de vest a Mării Negre, s-au realizat profilele verticale ale parametrilor fizico –



chimici: temperatură, salinitate și densitate, pentru perioada 1971 – 2010, pe secțiunea Est – Constanța ( $44^{\circ} 10'N$ ) – media decenală.



Figura 2.2. Locația stației –prelevare probe zilnice Cazino Mamaia ( $44^{\circ}14'N$ ,  $28^{\circ}38'E$ ), hartă realizată cu ajutorul \*\*\*\*\*<https://maps.google.ro/>

Numărul total de date folosite este de aproximativ 16.600, pentru analiza variabilității pe termen lung corespunzătoare perioadei menționate, date de temperatură a apei, salinitate și densitate. Datele utilizate, provin din baza de date a *Institutului Național de Cercetare – Dezvoltare Marină „Grigore Antipa” Constanța*, rezultate în urma expedițiilor oceanografice, date colectate cu nava de cercetare „*Steaua de Mare I*”.

În perioada 1971 – 1980, expedițiile oceanografice s-au realizat lunar iar, din 1981 până în prezent efectuate sezonier (Februarie, Mai, August, Noiembrie). Stațiile standard pentru profilul Est – Constanta sunt: Constanța1 -  $28^{\circ}41'E$  cu adâncime de 14m; Constanța2 -  $28^{\circ}47'E$ , 28m adâncime, Constanța3 -  $28^{\circ}54'E$ , 36m adâncime; Constanța4 -  $29^{\circ}08'E$ , 47m adâncime și Constanța5 -  $29^{\circ}22'E$  de 54m adâncime (Figura 2.3).

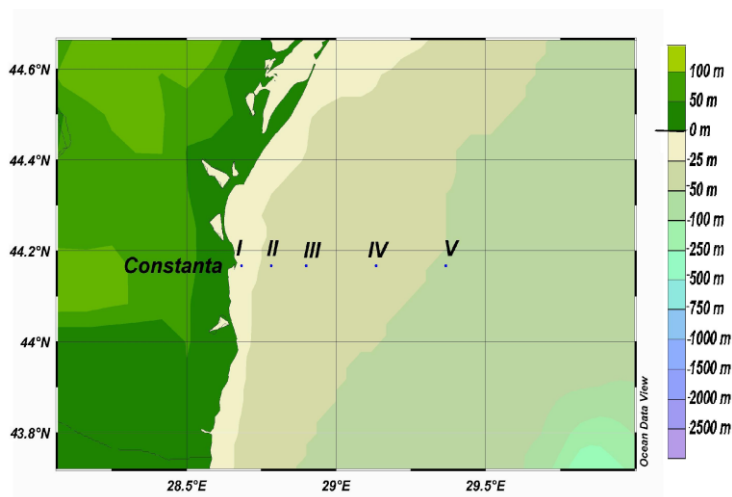


Figura 2.3. Stațiile oceanografice pentru profilul Est – Constanța (Mihailov et al., 2012)

- Pentru analiza detaliată a maselor de apă de mică adâncime, s-au utilizat datele colectate în perioada 1971 – 2010, la stația Constanța ( $44^{\circ}14' N$ ,  $28^{\circ}38' E$ ), datele provenind din baza de date a INCDM “Grigore Antipa” Constanța. Temperatura apei marine s-a măsurat cu termometre reversibile iar densitatea apei marine ( $\sigma$ ) a fost calculată conform *Fofonoff, P. et al., 1983*. Salinitatea a fost determinată prin metoda Mohr-Knudsen.
- Depresiunea punctului de îngheț, variază liniar cu salinitatea și conform calculelor de temperatură la 10kPa (folosind standardele oceanografice și definițiile IPTS-68 dar și standardele pentru calculul salinității PSS-78), punctul de îngheț al apei de mare de  $-0.819^{\circ}C$  este corespunzător valorii medii ale salinității la stația fixă Constanța, de 15PSU (ecuația 1.2).
- *Diagramele T / S*: temperatura apei ( $^{\circ}C$ ) este reprezentată pe axa verticală iar salinitatea (PSU – *unități de salinitate practică* care este numeric echivalent cu părți la mie ‰) de-a lungul axei orizontale. Densitatea apei de mare ( $g/cm^3$ ) este indicată pe diagramă prin linii curbe de densitate constantă. Pe diagrama T-S fiecare probă de apă este reprezentată ca punctul stabilit de temperatură și salinitate (Figura 1.3).
- Pentru variabilitatea pe termen lung a maselor de apă și influența apei dulci asupra salinității pe întreg platoul de vest a Mării Negre, au fost reprezentate grafic, ca medii decenale pentru perioada 1971 – 2010, profile verticale și orizontale de temperatură a apei și de salinitate. Pentru evoluția lunară și anuală a principalilor parametri fizici, s-au realizat profilele verticale de-a lungul curentului principal regional orientat nord - sud: stațiile Sfântu Gheorghe, Constanța și Mangalia (stațiile de larg). Un număr total de 14.893 date de temperatură și salinitate au fost utilizate, măsurate în rețeaua de stații oceanografice (Figura 2.4) de către INCDM "Grigore Antipa" Constanța, în perioada mai sus menționată.

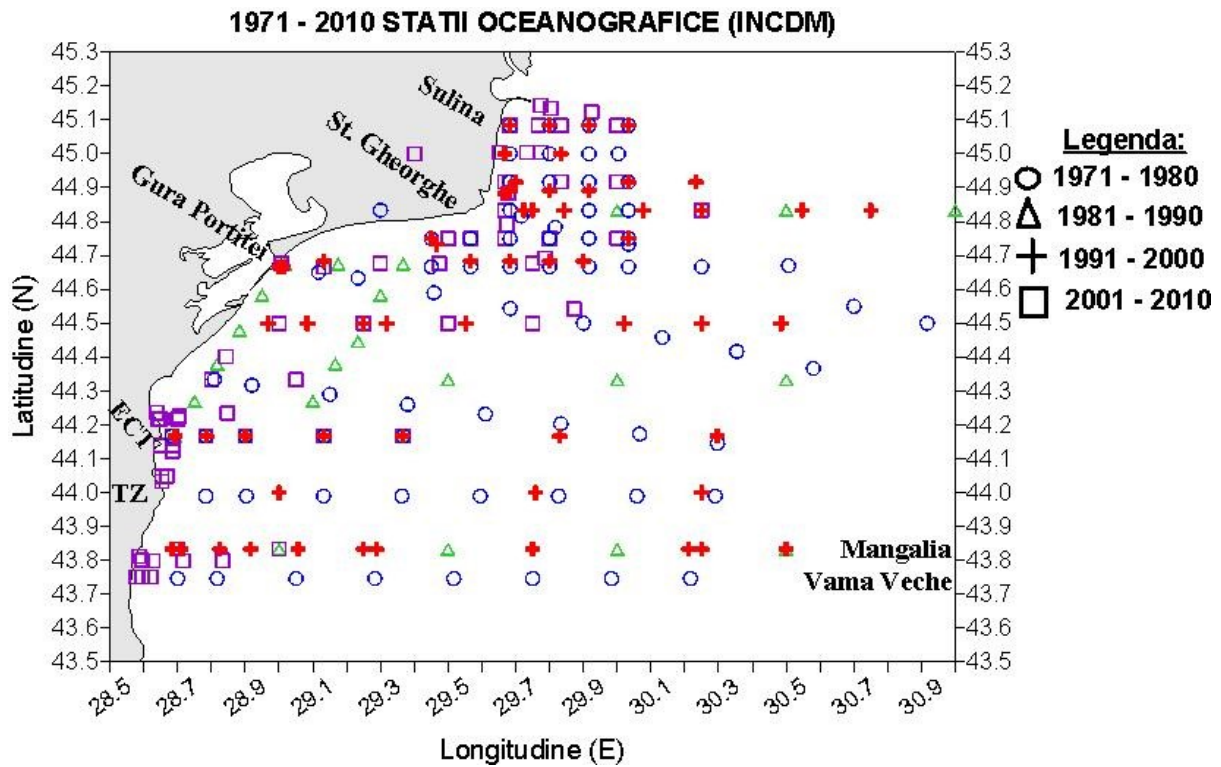


Figura 2.4. Rețeaua de stații oceanografice efectuate în perioada 1971 – 2010 de-a lungul platformei continentale de vest a Mării Negre (Mihailov et al., 2013a)

- 1971 – 2010 – pentru analiza statistică a caracteristicilor valurilor din zona de mică adâncime s-au folosit date măsurate cu ajutorul Perspectometrului și măsurători vizuale realizate în două locații: în zona Farului Genovez ( $44^{\circ}10'19''N$  și  $28^{\circ}39'52''E$ ) situat în apropierea Portului Constanța (Figura 2.5) și la Mangalia ( $43^{\circ}48'39''N$  și  $28^{\circ}35'5''E$ ) - Hotel Simens (actual *Paradiso*) (Figura 2.6).



Figura 2.5 – Locația Perspectometrului de valuri, tip Ivanov – zona „Farul Genovez” Constanța, hartă realizată cu ajutorul [\\*\\*\\*\\*\\*https://maps.google.ro/](https://maps.google.ro/)



Figura 2.6 – Locația Perspectometrului de valuri, tip Ivanov – zona „Hotel Simens” Mangalia, hartă realizată cu ajutorul [\\*\\*\\*\\*\\*https://maps.google.ro/](https://maps.google.ro/)

- Analiza variațiilor anuale ale temperaturii aerului, la Constanța, este realizată cu ajutorul datelor *Administrația Națională de Meteorologie (A.N.M)*, pentru lucrarea *Mihailov et.al, 2012*, care acoperă perioada de timp 1971 – 2010 iar pentru perioada 2011 – 2012 date MERRA (*Modern Era-Retrospective Analysis for Research and Applications*) produse cu sistemul de date on-line Giovanni, dezvoltat și menținut de către NASA GES DISC ([\\*\\*\\*\\*\\*http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni](http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni)).
- Analiza caracteristicilor regimului eolian s-a făcut pe baza datelor meteorologice disponibile: direcția și viteza vântului la Constanța pentru perioada 1971 – 2010, parametrii mășurați zilnic la stația meteorologică Constanța la orele 1, 7, 13 și 19 (parametrii mășurați de către A.N.M., disponibile sub formă grafică pentru lucrarea *Mihailov et.al, 2012*). Pornind de la acest set de date, au fost calculate frecvența, viteza medie pe fiecare din cele 16 direcții luate în considerare convertindu-se apoi rezultatul la 8 direcții, conform regulilor uzuale. Deoarece datele hidrologice de larg nu sunt disponibile pe durata unui întreg an, parametrii meteorologici au fost calculați atât anual cât și pentru o lună caracteristică unui sezon.

Pentru a exista date uniforme între parametrii meteorologici și hidrologici, se va defini un sezon astfel:

- Iarnă: se ia în considerare luna februarie (datorită fenomenului, rar, de îngheț al apelor litorale),
- primăvara - luna mai (lună caracteristică procesului de upwelling),

- vara – luna august (perioadă a anului caracterizată de valori crescute de temperatură a apei) iar,
- sezonul de toamnă – luna noiembrie.

## 2.3. METODE DE MĂSURARE, DETERMINARE ȘI ANALIZĂ A PARAMETRILOR FIZICO-CHIMICI

Pentru determinarea proprietăților tipurilor de mase de apă și dinamica acestora, este necesară măsurarea parametrilor fizico-chimici (temperatură, salinitate, presiunea apei, direcția și viteza curenților, componentele valurilor) cu instrumente și aparate specifice.

### 2.3.1. TEMPERATURA

#### 2.3.1.1. Termometre cu mercur

Acest tip de termometru este cel mai utilizat pentru măsurarea temperaturii apei mării la suprafață (în special termometre cu mercur protejate cu, carcasă metalică). Măsurarea temperaturii apei marine se realizează fie scufundând direct termometrul (legat de o sfoară, în apă la 15 cm sub oglinda apei pentru o perioadă de 7 minute) dacă marea este calmă. În cazul în care marea este agitată (ex: pe timp de furtună) pentru evitarea distrugerii termometrului, se afundă în apă nu mai mult de 0,5m. o căldare (tip Buket) și apoi se introduce termometrul.

În prezent, mercurul din termometrele utilizate este înlocuit cu o substanță non – toxică.

#### 2.3.1.2. Termometre reversibile

Temperatura apei în adâncime nu se poate măsura cu termometre obișnuite deoarece pe măsura ridicării lor la suprafață își modifică indicațiile, de aceea se folosesc termometrele

reversibile, atașate la batometre sau butelii Nansen care, datorită construcției păstrează neschimbată valoarea temperaturii apei de la adâncimea prelevării.

Termometrul reversibil este alcătuit din două termometre: principal și secundar, unite între ele cu centuri metalice. Ambele termometre sunt fixate cu ajutorul unui dop într-un tub de sticlă cu pereți groși (Figura 2.7)

Termometrul principal măsoară temperatura apei iar cel secundar este folosit pentru găsirea corecției

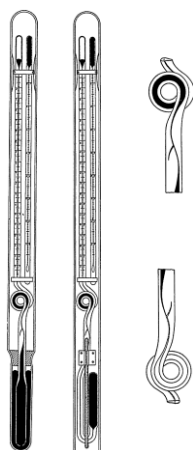


Figura 2.7. Termometru reversibil (INMH, 1965)



indicațiilor termometrului principal în momentul citirii.

Termometrul principal (gradat de la  $-2^{\circ}$  la  $28^{\circ}\text{C}$ ) este alcătuit dintr-un rezervor și un tub capilar. De la tubul capilar se ramifică așa-zisul apendice, la baza căruia în timpul răsturnării termometrului cu rezervorul în sus, coloana de mercur care se găsește în tubul capilar mai sus de ramificare, se rupe.

Termometrul secundar este montat răsturnat față de cel principal astfel încât rezervorul de mercur să fie la același nivel cu recipientul tubului capilar al termometrului principal.

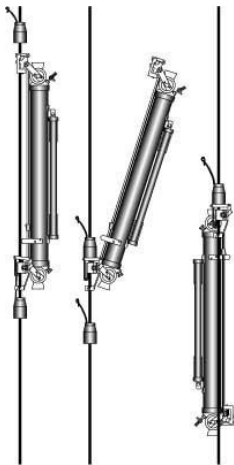


Fig. 2.8. Batometru sau Butelie Nansen (preluare Dietrich et. al., 1980)

Cunoscând volumul recipientului (exprimată în grade) notată pe spatele fiecărui termometru este calculată corecția temperaturii indicate (INMH, 1965).

## 2.3.2. SALINITATEA

### 2.3.2.1 Metoda Mohr

Salinitatea este determinată în laborator pentru determinarea conținutului de Clor cu săruri de argint, după metoda Mohr (titrare), din probele de apă colectate în timpul expedițiilor oceanografice.

Probele de apă de adâncime, necesare pentru determinarea proprietăților fizico – chimice ale apei dar și a conținutului de materii organice sau neorganice, sunt colectate cu ajutorul batometrelor sau buteliilor Nansen (Figura 2.8).

Batometrul, cu o capacitate de 1 litru, reprezintă un cilindru de alamă cu robinete conice la ambele extremități iar declanșarea mecanismului se face prin lansarea pe cabul de susținere a unei greutate (mesager).

În figura 2.8 sunt reprezentate cele trei poziții caracteristice batometrului oceanografic: I - în poziție inițială cu robinetele deschise; II – imediat după lovirea mesagerului; III – în poziție răsturnată cu robinetele închise.



Figura 2.9. CTD SeaBird 9plus - unitatea subacvatică (imagine preluată: www.seabird.com)

### 2.3.2.2. Metoda conductivității

O altă metodă de determinare a salinității este măsurarea conductivității, prin metoda inducției. În apa de mare, bun conducător de curent, conductivitatea va fi proporțională cu concentrația de sare. Pentru a estima

salinitatea din conductivitate sunt folosite ecuațiile (1.5), care reprezintă și dependența de temperatură a conductivității.

Metodele clasice de măsurare în adâncime a parametrilor fizico - chimici au fost compensate de instrumente electronice, CTD (*Conductivity Temperature Depth Profiler* – Figura 2.9), care măsoară conductivitatea, temperatura și presiunea apei. Temperatura este măsurată de obicei de către o rezistență termovariabilă, conductivitatea prin inducție iar presiunea de către un cristal de cuarț.

### 2.3.3. CURENȚI MARINI



Figura 2.10. Curentometru Ekman  
[1] (preluare:<http://www.photolib.noaa.gov/>)

De-a lungul secolului trecut, numeroase dispozitive au fost inventate pentru a se realiza măsurători Euleriene, toate numite colectiv "curentometre." Acestea variază în complexitate de la dispozitive mecanice simple (coborâte în mare, pentru perioade scurte de timp, pe cabluri hidrografice), la complexe (dispozitive electronice ancorate care măsoară curenții în întreaga coloana de apă, pentru perioade lungi de timp).

În funcție de forțele principale care provoacă mișcarea maselor de apă, curenții se clasifică în curenți de vânt, curenți gradienti, curenți de densitate și curenți de maree. Observațiile de curenți constau în determinarea direcției și vitezei lor cu ajutorul flotorilor (curenți de suprafață) și cu ajutorul moriștilor, curentometre sau ADCP (*Acoustic Doppler Current Profiler*) pentru curenții de adâncime.

Primul aparat realizat pentru măsurarea curenților este curentometrul Ekman, Figura 2.10 (Ekman, 1932). Instrumentul era coborât pe o parte a vasului la o adâncime specifică, inițiat de un mesager și după lăsat câteva minute înainte de a fi oprit de către un al doilea mesager. Viteza curentului este determinată prin citirea cadranului care a înregistrat numărul de rotații ale unui rotor iar direcția determinată de distribuția bilelor de cupru care au căzut într-o cutie a busolei.

#### 2.3.3.1. Măsurători de curenți de suprafață

Metoda, până în 1990, pentru determinarea curenților de suprafață (0,5 – 1,0 m adâncime) s-a realizat cu ajutorul flotorilor cu aripi, astfel:

- viteza curentului după lungimea saulei (funie subțire) și timpul în care s-a întins saula flotorului;
- direcția se determina după unghiul format între saulă și direcția navei.

### 2.3.3.2. Măsurători de curenți de adâncime

#### 2.3.3.2.1. Morișca marină de tip rusesc V.M.M.

În cadrul expedițiilor oceanografice în Marea Neagră pentru măsurarea curenților de adâncime s-a folosit morișca marină de tip rusesc V.M.M. (având la bază principiul de funcționare a instrumentului Ekman), formată din 6 părți distincte (cadru, elice, mecanism de declanșare cu mesageri, ampenaj de direcție, contor înregistrare și busolă).

Elicea moriștii era folosită pentru măsurarea vitezei curenților, deoarece numărul de rotații într-o unitate de timp este proporțional cu viteza curentului. Mesagerii, greutate cilindrică introdusă pe cablu, erau utilizați ca declanșatori ai contorului.

Contorul de rotație, ce arăta numărul de rotații ale elicei în timpul observațiilor, prezenta trei ace indicatoare fixate pe capetele axelor roțițelor contorului indicând zecile, sutele și miile de rotații ale elicei. O altă funcție a acestuia, era aceea de a regla transmiterea periodică în cutia busolei a bilelor de alamă care se așezau în tubul depozit al contorului.

Cutia busolei, cu mecanismul de cădere al bilelor, și contorul de rotații serveau pentru determinarea direcției curentului.

#### 2.3.2.2. Curentometre acustice – efect Doppler

Instrumentele acustice de măsurare a curenților oceanici prin efect Doppler (ADCM), măsoară viteza și direcția curentului prin transmiterea undelor sonore de înaltă frecvență și apoi determină schimbările de frecvență Doppler a semnalului de întoarcere împrăștiat prin ansamblurile de "drifters" în coloana de apă (Figura 2.11). Tehnica se bazează pe faptul că: 1) sunetul este reflectat și/sau risipit atunci când întâlnește modificări marcante ale densității și 2) frecvența sunetului reflectat este crescută (scăzută) direct proporțională cu rata la care reflectoarele se apropie (îndepărtează de la) instrument.

Deoarece diferitele întârzieri de timp a fiecărui impuls corespund diferitelor distanțe de la convertori, instrumentul oferă estimări a componentele pe orizontală ( $u$ ) și verticală ( $v$ ) ale vitezei medii ce variază cu adâncimea corespunzătoare ("bin").

Pentru adâncimea corespunzătoare unui "bin", ecuațiile de conversie care se aplică în prezenta lucrare, după extragerea datelor din ADCP, sunt:



$$\text{De la: } ad.ADCP + (nr.bin * lungime\_bin) - \frac{lungime\_bin}{2}, \quad (2.1)$$

$$\text{Până la: } ad.ADCP + (nr.bin * lungime\_bin) + \frac{lungime\_bin}{2}, \quad (2.2)$$



Figura 2.11. RD Instruments ADCP: a) Sentinel ADCP pentru măsurare în timpul expedițiilor oceabigrafice și b) Workhorse Monitor ADCP pentru monitorizare timp – real fixat pe fundul mării (imagini preluate [http://www.rdinstruments.com/mm\\_products.aspx](http://www.rdinstruments.com/mm_products.aspx))

#### 2.3.4. VALURI

*Perspectometrul de valuri de tip IVANOV* are aspectul unui teodolit (Figura 2.12) și elementele valurilor sunt măsurate cu ajutorul unei rețele reticulare cu două scări (Figura 2.12b):

- scara distanțelor (pentru măsurarea distanțelor) situată vertical în centrul câmpului,
- scara înălțimilor (pentru măsurarea înălțimii valurilor)– scara verticală imediat în dreapta scării distanțelor,
- scara de măsurare a lungimii valurilor – liniile oblice.

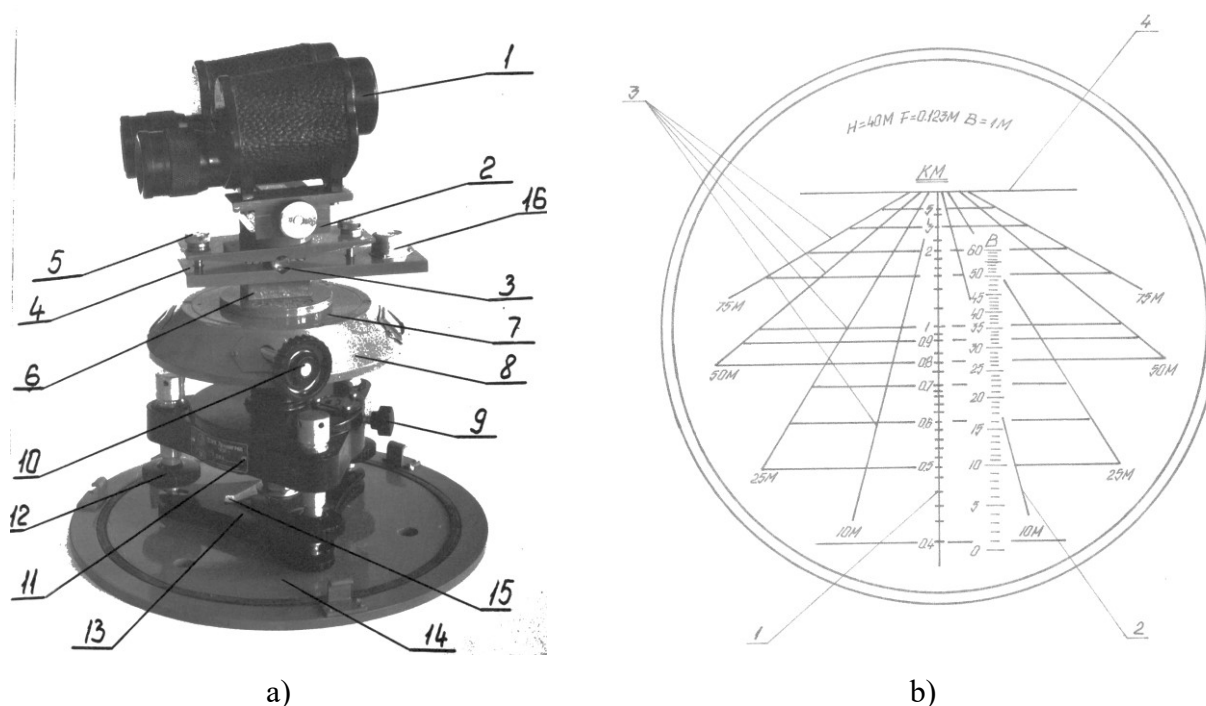


Figura 2.12. a) Perspektometrul de valuri de tip IVANOV, b) rețeaua reticulară a perspektometrului (sursa: arhiva INCDM)

**Observații vizuale.** Observațiile de valuri se realizează numai pe durata de strălucire a soarelui (pe lumină) la trei termene (orele 07, 13 și 19) iar în perioada de iarnă termenele de dimineață și seara se efectuează decalat.

Pentru determinarea înălțimii valurilor se observă cinci valuri maxime și se va nota înălțimea constantă cea mai mare.

Perioada valului se determină prin cronometrarea intervalului de timp în care prin fața observatorului se succed zece valuri. La fiecare observație se fac trei serii de măsurători (a câte zece valuri).

### 2.3.5. TRANSPARENȚA APEI

Observațiile se realizează cu ajutorul discului Secchi (Figura 2.13), care constă dintr-un disc metalic greu, cu diametrul de 20-30 cm, alb sau cu sectoare vopsite alternativ în alb și negru, suspendat de centru cu o sfoară de 4-20 m lungime ce prezintă marcaje din 10 în 10 cm.



Figura 2.13 Disc SECCHI

Scala standard Forel – Ule 22 culori (Figura 2.14) este folosită în determinarea tipului de culoare a apei (Hutchinson, 1957) comparând scala de culori și culoarea coloanei de apă sub discul Secchi la  $\frac{1}{2}$  din adâncimea sa vizibilă.

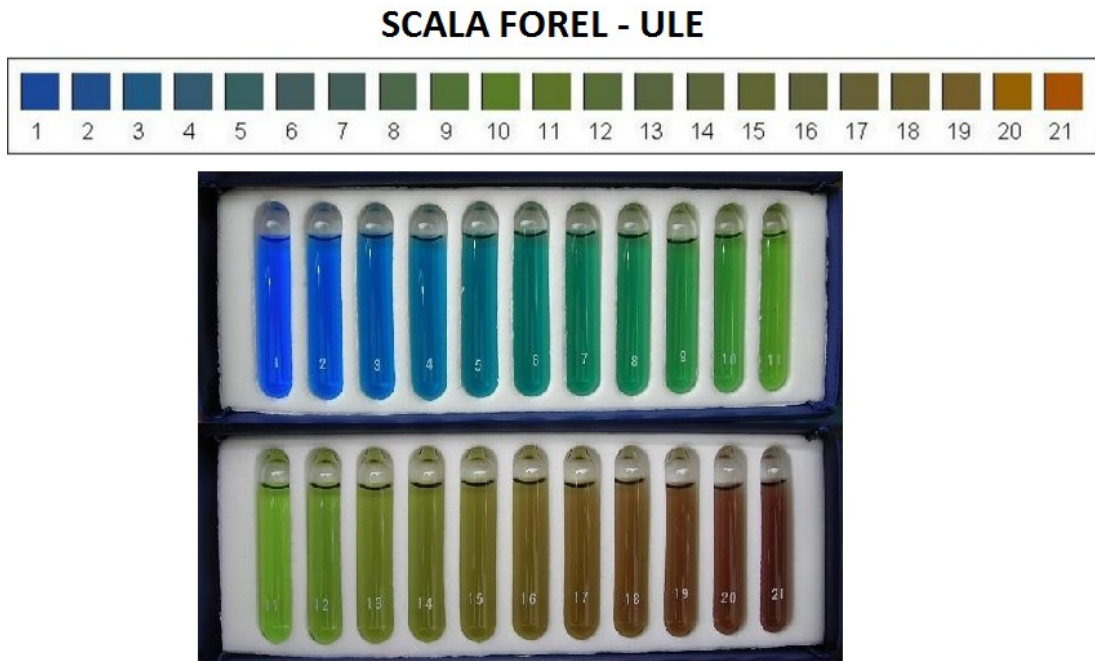


Figura 2.14. Scala standard Forel – Ule (22 culori) (imagine INCDM)

## CONCLUZII

Scopul de bază al cercetărilor hidrologice marine este de a stabili trăsăturile caracteristice, de a studia variația și frecvența lor care să permită caracterizarea fenomenelor în timp și explicarea cauzele ce le produc. Din acest punct de vedere, este necesar a se realiza observații și măsurători cu

instrumente specifice în puncte de observații atât în zona de coastă cât și pe profiluri hidrologice standard de larg.

Astfel, măsurarea parametrilor (temperatură, salinitate, curenți, valuri, transparența), cu aparatură de specialitate, sunt necesare pentru studierea regimului hidrologic, mai ales pentru a se evidenția zonele și sezoanele din an cu agitație intensă datorită efectului de eroziune asupra zonei de coastă (valuri, curenți) dar și asupra navigației, etc. Observațiile privind transparența apei marine sunt importante, reprezentând un indicator al transformării ecosistemului datorat evoluției proceselor de eutrofizare.

### CAPITOLUL 3

## CARACTERISTICI TERMOSALINE ALE MASELOR DE APĂ ÎN NV MĂRII NEGRE

Masele de apă sunt identificate prin două caracteristici esențiale: temperatura și salinitatea. Ambele proprietăți sunt considerate conservative datorită faptului că nu se generează și nu dispar prin procese interne iar modificările se produc numai prin schimbul de flux de la interfețele cu alte medii. Pe baza acestor parametrii se pot determina apele – tip iar prin analiza gradului de amestec (mai intens sau mai slab) se pot identifica caracteristicile masei de apă inițiale. Din acest motiv, analiza acestor parametrii prezintă o importanță deosebită chiar și în cazul în care sunt variații importante ca efect al unor surse cum ar fi: încălzirea datorată energiei solare sau amestecul cu apele dulci, fluviale. Ambele fenomene afectează considerabil masele de apă de pe platoul continental românesc al Mării Negre.

Stratul de suprafață în Marea Neagră are o temperatură apropiată de cea a aerului, cu mici diferențe datorat inerției mediului acvatic, în procesul de acumulare și de cedare a energiei calorice. Astfel, temperatura medie anuală este de 11°C în nord-vest (golful Odessa) și de 16°C în sud-est la Batumi. Cea din luna februarie ajunge în partea de nord-vest și la 0°C, atunci când iernile sunt mai aspre determinând formarea gheții marine pe când în partea de sud-est este de aproximativ 8°C. În luna august crește de la 19 - 20°C în nord-vest până la 24°C în sud-est.

Conform evoluțiilor mediilor de regim multianuale, în perioada 1971–2010, temperatura aerului la Constanța este caracterizată de o pronunțată periodicitate (Figura 3.11). Minimele temperaturii medii ale aerului au fost înregistrate în 1985 (10,5°C) și 1987 (10,4°C). În acești ani au fost înregistrate valori negative pentru întregul sezon rece astfel încât minimele temperaturii zilnice în februarie 1985 a fost de -16,7°C și în prima jumătate a lunii martie 1987 de -12,6°C. Valorile negative prelungite au determinat și scăderea temperaturii apei marine până la punctul de îngheț. La Constanța, media multianuală este de 11,91°C.

În ceea ce privește salinitatea, caracteristicile acesteia pentru Marea Neagră sunt determinate, în mod esențial, de faptul că această mare a avut perioade în care a fost izolată de Oceanul Planetar. Legarea bazinului Mării Negre cu Oceanul Planetar a influențat sensibil atât compoziția sărurilor cât și valoarea absolută a salinității. Concomitent s-au schimbat și caracteristicile distribuției spațiale ale salinității.

Principala sursă de salinizare a apei Mării Negre o constituie apa sărată, care provine din Marea Mediterană, prin strâmtoarea Bosfor. Procesul de interschimb de ape cu Marea Mediterană se face, la suprafață, prin curgerea apelor dulci spre Marea Mediterană, iar la adâncime prin aflusul, în Marea Neagră, a apelor sărate (din Mediterană). Se apreciază că procesul de salinizare care a adus apa la concentrația actuală, terminat cu aproximativ 1.000 de ani în urmă, a durat în jur de 6.000 ani (Muntean, 2005).

Important în analiza maselor de apă, după caracterizarea stratificării acestora pe întregul bazin, este analiza volumului total și a conținutului total de sare cât și a influenței aportului fluvial în partea cea mai productivă a mării: *partea de nord – vest*.

Estimările adecvate ale debitelor de apă dulce este importantă pentru bazinele mici, precum Marea Neagră, unde curgerea râului afectează în mod semnificativ echilibrul de sare și a fluxurilor de apă care menține stratificarea stabilă în Marea Neagră (Oguz și Besiktepe, 1999; Stanev et al, 2003; Kara et al., 2008). În plus, există multe incertitudini referitor la fluxul de căldură climatologic existente datorită observațiilor regionale rare, cu o acoperire spațio – temporală slabă (Schrum et al., 2001).

### 3.1. STRUCTURA MASELOR DE APĂ ÎN MAREA NEAGRĂ

Caracteristic pentru masele de apă din Marea Neagră este faptul că, sub adâncimea de 200 m, temperatura rămâne, practic, constantă (8 - 9°C), cu tendință slabă de creștere spre fund.

Stratul de peste 200m este împărțit în mai multe substraturi: stratul mixt (stratul superior quasiomogen), stratul intermediar rece (SIR sau în engleză *CIL- Cold Intermediate Layer*), termoclina sezonieră, haloclina permanentă, stratul suboxic și chemoclina iar sub 200m adâncime: stratul anoxic și stratul bental de fund (Figura 3.1):

***Stratul superior quasiomogen (SSQ)***, parte a stratului activ, este supus variațiilor sezoniere ale radiației solare și ale bilanțului termic global la suprafața mării. Evoluția temperaturii și salinității este caracterizată de un pronunțat ciclu anual. Adâncimea stratului, este determinată de echilibrul dintre energia potențială a stratificării datorată densității și energiei cinetice turbulente generate de tensiunea tangențială produsă de vânt cât și de convecția datorată răcirii superficiale (Mihailov et al., 2012).

***Stratul intermediar rece (SIR)*** este un efect al convecției de iarnă deasupra platoului continental din vestul mării (și/sau deasupra domului picnolinei din centrul zonelor halistatice ale celor două circuite principale ciclonice) (Mihailov et al., 2012). Generat prin convecția datorată

bilanțului termic negativ la suprafața mării, SIR este delimitat convențional de izotermele de 8°C (Mihailov et al., 2016). Limita inferioară, relativ stabilă, coincide cu limita superioară a picnolinei permanente. În perioada de formare, limita superioară se află la suprafață, întrucât temperatura întregului strat este mai mică de 8°C. Odată cu începerea încălzirii stratului superior, densitatea acestuia se reduce, ceea ce limitează schimburile pe verticală. Energia termică absorbită se redistribuie, prin amestec turbulent, numai în interiorul QSL, care devine omogen din punct de vedere termic și salin. Separat de SSQ prin termoclina sezonieră, SIR este advectionat în jurul întregului bazin de către curentul principal al Mării Negre (*RIM current*). Miezul sau stratul minimului temperaturii este situat la 50-120m adâncime, în funcție de sezon, regiune și circulația locală de scară medie.



Fig. 3.1 - Stratificarea maselor de apă pe verticală

În Marea Neagră acest strat este mai pronunțat decât în alte bazine marine, datorită gradientului mare pe verticală al densității (amestec al maselor de apă pe verticală lent) (Sorokin, 2002).

Înainte de anii 1960, formarea SIR s-a presupus a fi rezultatul apei reci remanente după sfârșitul convecției de iarnă la limita superioară a picnolinei, conservându-se apoi din încălzirea ulterioară a termoclinei noi formate (Knipovich, 1933; Zubov, 1938).

Mai târziu, Kolesnikov (1953) a formulat o nouă ipoteză a advecției pornind de la caracteristicile hidrologice ale zonei de NV. Ipoteza, conform căreia apele stratului rece se formează în cel mai rece loc al Mării Negre – la frontiera platformei continentale de vest – nordvest în sezonul de iarnă datorită convecției pe verticală până la 80 – 100m, a fost sprijinită mai târziu de

alți cercetători (Georgiev, 1967; Filippov, 1968; Blatov et al., 1984; Murray et al., 1991). Aceste ape reci, cu încălzirea ulterioară a stratului de suprafață, s-a presupus a circula în restul bazinului cu ajutorul Curentul Principal (RIM), care reîmprospătează treptat apele “vechi” ale stratului rece. Studiile au demonstrat faptul că iarna, apa rece zonală (locală) într-adevăr se formează de-a lungul frontierei pantei continentale de vest-nordvest, înlocuită primăvara de către ape mai calde (Georgiev, 1967,1972).

Pornind de la rezultatele din mai multe observații in-situ, Ovchinnikov în 1984 a arătat faptul că, apele stratului intermediar rece se formează în zona centrală a curentului ciclonic general al mării, datorită răcirii în timpul sezonului rece și a convecției (Ovchinnikov și Popov, 1987; Isaeva et al., 1987). Gradul de reînnoire a apei reci, în fiecare an, s-a găsit a fi dependent de severitatea iernii.

În-afară de curenții ciclonici principali centrali, procesul de formare a stratului, poate continua în timpul iernilor severe, în centrele curenților ciclonici pe mezoscală (Latun 1989a, 1990).

Studiile realizate din datele colectate în timpul expedițiilor oceanografice **COMSBLACK**, 1991 – 1992, care a cuprins o rețea de stații ce a acoperit întregul bazin, au determinat următoarele:

- a) masele de apă rece (SIR) au parametrii diferiți în zonele cu tipuri de circulație diferită ;
- b) în zona centrală, masele de apă se formează local, la periferia lor, în zona curentului RIM principal și în zonele periferice cu circulație anticiclonică, au origini advective;
- c) mecanismele de formare, distribuția advectivă și conservarea stratului, poate fi diferită de la caz la caz ( Ivanov, 1993; Ivanov et al., 1997, 1998ab; Staneva and Stanev, 1997). Studiile ulterioare, care au analizat rezultatele din cadrul expedițiilor COMSBLACK (Oguz și Besiktepe, 1999), au evidențiat faptul că, apele SIR, se formează în zona de nord - vest a Mării Negre și este transportată de către Curentul Principal, de-a lungul bazinului.

Caracteristicile temperaturii și salinității apelor SIR asigură existența sa în diferite părți ale Mării Negre (Oguz et al., 1994).

Diagramele volumetrice T / S ale apelor stratului rece, au determinat prezența a patru tipuri de ape: apele din zona ciclonică centrală a regiunii de divergență (*CR – cyclonic region*), apele curentului principal RIM (*MRC – Main Rim Current*), apele din regiunea de convergență periferică anticiclonică (*ARC – Anticyclonic Convergence Region*) și apele din zona de conservare - în interiorul anticiclonului quasi-permanent Batumi (*EACR – Eastern Anticyclonic Convergence Region*) (Figura 3.2). În conformitate cu aceste tipuri, masa de apă a Stratului Intermediar Rece (SIR), cu valorile cele mai mari ale salinității (18,3 – 18,7 PSU) și ale densității de 14,4 – 14,7g/cm<sup>3</sup>



se află în miezul său, este ocupată de regiunile din zona centrală de mare adâncime, cu circulație ciclonică, în interiorul căreia se formează, se răspândește și se păstrează (Figura 3.3, Figura 3.4).

Mecanismul de formare, în cele din urmă, se bazează pe creșterea cinematică a limitei picnolinei în centrul curentului ciclonic principal datorită răcirii în perioada de iarnă, astfel încât permite convecția cu stratul superior de amestec superficial (Ovchinnikov and Popov, 1987). Acest mecanism este responsabil pentru completarea anuală a 2700 – 3000 km<sup>3</sup> a apelor SIR, în zona ciclonică centrală regiunii de divergență.

Volumul stratului, are temperatura de 7°C și salinitate de 18,55 PSU, este corespunzător a 35% din totalul de reînnoire a stratului intermediar rece pe sezon. Cea mai mare parte a întregii ape reci – 4000 km<sup>3</sup> sau 55% - este completată iarna, în interiorul zonei de convergență periferică anticiclonică, cu temperatura de 5,5°C și salinitate de 18,25PSU (Sorokin, 2002, Figura 3.3, Figura 3.4).

Procesul de formare a apelor SIR în această zonă este diferită și are la bază intruziunea apelor reci de suprafață costiere, în centrele curenților anticiclonici de-a lungul pantei zonelor de coastă de nord și sud a Mării Negre. Salinitatea și densitatea acestor ape, cresc în timpul iernii când aportul de apă dulce de la râuri / fluvii este minim, facilitând convergența și downwelling-ul convecțional în zonele centrale ale curenților anticiclonici, cât timp intensitatea zonei de turbulență ciclonică din zonele periferice, iarna, este la maxim datorită creșterii intensității curentului principal RIM (Ivanov et al., 1997; Staneva și Stanev, 1997).

Răcirea maselor de apă, în perioada de iarnă, este factorul important al convecției sezoniere și a formării SIR, la fel ca intensitatea și adâncimea de pătrundere a circulației anticiclonice (Andrianova și Ovchinnikov, 1991).

A 3-a sursă, importantă, de reînnoire a SIR (25%) este apa ce se formează în partea platformei continentale de vest - nordvest, zona cea mai rece și cu valori ale salinității reduse, în aceeași regiune în care s-a presupus inițial a fi principala zonă de formare a stratului. Masele de apă rece, cu salinități de 16,6 – 17,5PSU, coboară prin convecție ajungând la periferia curentului principal și transportată apoi în interiorul curentului RIM, de-a lungul zonei de coastă până la Strâmtoarea Bosfor. Pe parcurs, aceste mase de apă rece coboară de-a lungul pantei continentale de vest a Mării Negre, tranzitând zona de convergență, sprijinită de circulația anticiclonică din zonă (Andrianova și Kholoptzev, 1992).

În zona Bosforului, o parte din aceste ape reci sunt antrenate împreună cu apele provenite din Marea Mediterană, circulând în interiorul zonei de transfer lateral, către zona de nord – nordest iar altă parte, răspândindu-se de-a lungul zonei de coastă la 50 – 150m adâncime. Pe parcurs,

salinitatea apelor crește la 18,2 – 18,4PSU, datorită amestecului cu ape mai saline mediteraneene, care în partea de sud-est a Mării Negre, sunt captate și depozitate în interiorul celui mai întins curent anticiclonic - Batumi.

Curentul anticiclonic Batumi, acumulează în fiecare an aproximativ 1800 km<sup>3</sup> de apă (Figura 3.4) din SIR și are o grosime de 120 - 140m.

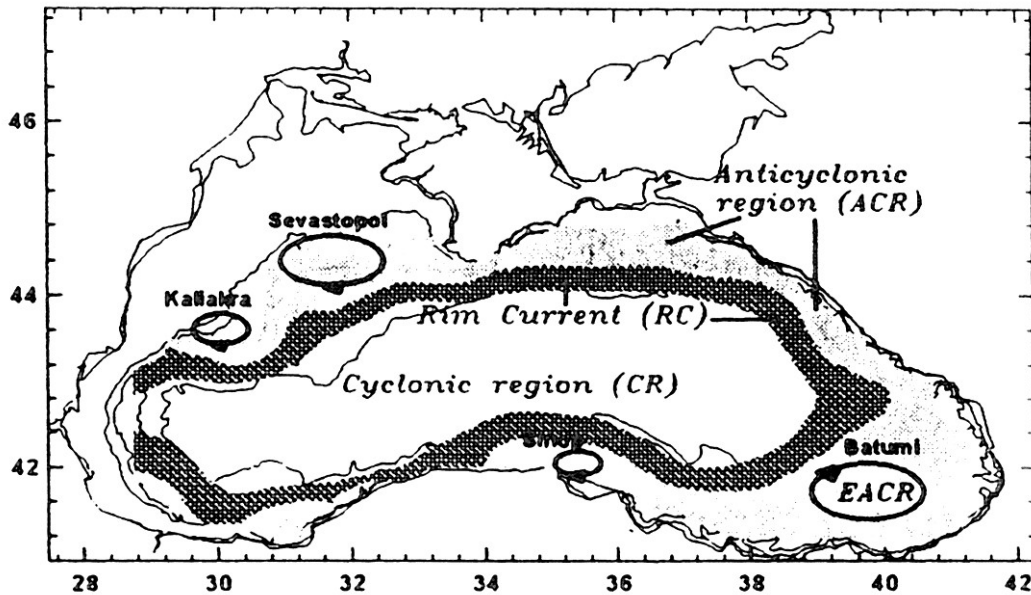


Figura 3.2. Circulația în Marea Neagră cu indicarea zonelor, în raport cu principalele tipuri de masă de apă rece (SIR), (Ivanov et. al., 1997)

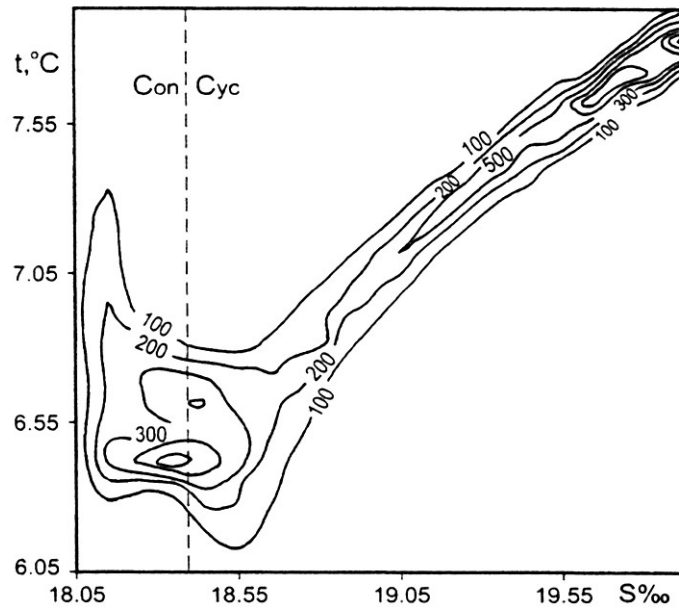


Figura 3.3. Diagrama volumetrică T/S (km<sup>3</sup>) a întregului bazin al Mării Negre pentru Stratul Intermediar Rece (SIR), Iulie 1992: - Con – convergența MRC și zonele periferice, Cyc – zonele centrale ciclonice (Ivanov et. al., 1994)

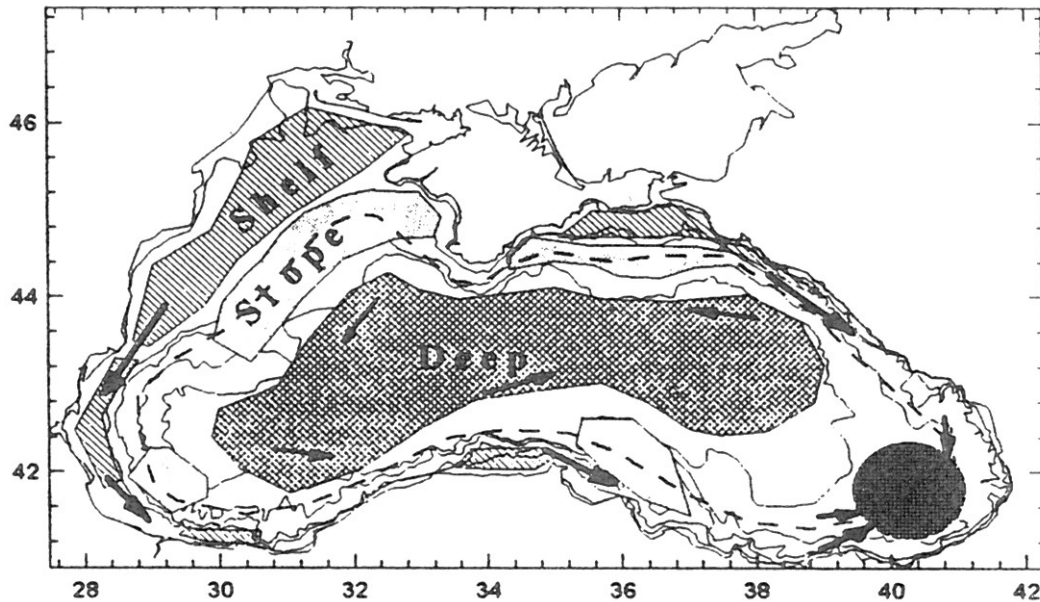


Figura 3.4. Formarea SIR cu indicarea sursei de formare , a zonelor de răspândire și acumulare în funcție de circulația generală - Figura 3.2 - (Ivanov et al., 1997)

Al patrulea tip de apă rece (RC), (Figura 3.2) situată în zona curentului principal (MRC), este formată de către zona dinamică de amestec (a apelor din zona ciclonică centrală regiunii de divergență – CR - și cele din regiunea de convergență periferică anticiclonică – ACP CIL), separate de către zona frontală a curentului principal dintre zonele de divergență ale Mării Negre (Figura 3.2, Figura 3.3, Figura 3.4). Volumul SIR care se formează în acest fel, este de aproximativ  $600 \text{ km}^3$  (Sorokin, 2002).

Stanev et al. (2003), folosind date in-situ și rezultate ale modelului matematic MOM (*Modular Ocean Model*), au analizat formarea stratului, indicând faptul că masele de apă rece se formează în întregul bazin iar timpul de rezidență este de aproximativ 5,5 ani.

La baza CIL se formează *termoclina sezonieră*, un strat cu o grosime de ordinul câtorva metri, în care gradientii verticali ai temperaturii pot depăși  $10^\circ\text{C}/\text{m}$ . În acest fel, se produce o izolare a SIR, evoluția parametrilor săi termosalinici devenind independentă, guvernată de procesele de amestec turbulent și de fenomenele dinamice la scară medie.

*Haloclina*, un strat cu gradienti puternici de salinitate ( $0,02 \text{ PSU}/\text{m}$ ), se situează la baza SIR, reprezentând tranziția de la stratul activ, afectat de evoluția temperaturii și salinității, la apa profundă, relativ stabilă (temperatura și salinitatea cresc lent cu adâncimea, până la aproximativ  $8-9^\circ\text{C}$  respectiv  $22,2 \text{ PSU}$  și densitatea  $\sigma_t \geq 14,5$ ). Ea este, de asemenea, limita superioară a zonei hidrogenului sulfurat (stratul anoxic).

**Stratul suboxic (SL)** se individualizează ca un strat foarte stabil între partea inferioară a oxicleinei, cu o limită superioară situată la 55 – 60m adâncime și o limită inferioară situată la 120 – 180m adâncime. Este stratul în care cantitatea de oxigen scade, fără să dispară, iar cantitatea de hidrogen sulfurat crește. **Chemoclina - Zona Redox (ZR)**, mai este cunoscut ca „strat de coexistență” sau „strat C” – reprezentând stratul la suprafața de separație dintre oxic și anoxic.

**Stratul anoxic** este situat sub 200 m adâncime, până de curând fiind considerat ca o masă de apă stabilă, inertă, fără activitate dinamică.

Totuși, cercetări recente (Karakas et al., 2002) au dovedit existența unei stratificații dinamice evidente în bazinul adânc al Mării Negre care afectează stratul anoxic:

- între suprafață și 100 m curge Curentul Principal al Mării Negre (RIM), cu direcție ciclonală, care se resimte până la 500 m adâncime;
- între 500 – 1.800 m adâncime curge un curent anticiclonic lent;
- sub 1.800 m se află un curent ciclonic foarte lent.

Sub 1700m adâncime, există un **strat bental (BBL – bottom benthic layer)**, unde valorile temperaturii potențiale și ale salinității sunt uniforme până la fund și pe întreg bazinul ( $T = 8,9057 \pm 0,0012^{\circ}\text{C}$ ;  $S = 22,3212 \pm 0,0020\text{PSU}$ ). Granița superioară este caracterizată de un „salt” al temperaturii potențiale de  $0,002^{\circ}\text{C}$ .

### 3.2. BILANȚUL DE APĂ ȘI SARE

Cercetările efectuate privind bugetul de apă și sare au fost sintetizate sub forma unor tabele (Tabel 3.1). Determinarea valorilor componentelor bilanțului hidrologic este dificilă ceea ce explică diferențele întâlnite în literatura de specialitate.

Estimările privind volumul de precipitații totale și de evaporare în Marea Neagră (Figura 2.5) sunt numeroase (Ivanov și Belokopytov, 2011), incluzând și reanaliza atmosferică, cum ar fi ECWMF, NCEP, NOGAPS, HOAPS (Schrum et al, 2001; Kara, 2005, 2008; Romanou et al., 2010).

Pentru mările semi-închise unde schimbul de apă este limitat, bilanțul hidrologic are un rol important iar ecuația de echilibrului a apei de mare folosită este (1.12). Bilanțul hidrologic determină în mare măsură structura hidrologică marină, în primul rând distribuția verticală a salinității, gradul de stratificare în coloana de apă, asupra circulației apei, intensitatea schimbului de căldură pe verticală, cantitatea de sare cât și asupra dezvoltării proceselor de convecție hivernală.

Aportul de apă dulce (> 70%) se află în partea de nord-vest a mării, pe când partea de sud-est - coasta din Georgia - primește aproximativ 13%, iar pe coasta Turciei în general, aproximativ 10% din debitul total. Aproape jumătate din totalul de debit fluvial se varsă în mare în perioada de primăvară (martie – iunie), pe când în sezonul de toamnă (septembrie-noiembrie) debitul este minim.

Tabel 3.1. Bilanțul de apă și sare în bazinul Mării Negre (Ivanov, 2011)

| Referință bibliografică                  | Precipitații (Km <sup>3</sup> /an) | Aport fluvial (Km <sup>3</sup> /an) | Evaporație | Bilanț apă dulce (Km <sup>3</sup> /an) | Aport Bosfor | Aport Azov | Ieșire Bosfor | Ieșire Azov |
|--|------------------------------------|-------------------------------------|------------|--|--------------|------------|---------------|-------------|
| <i>Unluata et al (1990)</i>              | 300                                | 352                                 | 353        | 299                                    | 312          |            | 612           |             |
| <i>Ejmov, Timofeev (1990)</i>            |                                    |                                     | 441        |  |              |            |               |             |
| <i>Simonov și Altman (1991)</i>          | 236                                | 338                                 | 396        | 178                                    | 176          | 50         | 371           | 33          |
| <i>Oguz et al. (1995)</i>                | 226                                |                                     | 384        |  |              |            |               |             |
| <i>Goriachkin, Lipchenko (2000)</i>      | 662                                |                                     |            |  |              |            |               |             |
| <i>Goriachkin, Ivanov (2006)</i>         | 241                                |                                     |            |  |              |            |               |             |
| <i>Repetin et al., 2006</i>              | 292                                |                                     |            |  |              |            |               |             |
| <i>Schrump et al (2001) ECWMF</i>        | 188                                |                                     | 292        |  |              |            |               |             |
| <i>Kara et al (2005) ECWMF</i>           | 221                                |                                     | 270        |  |              |            |               |             |
| <i>Kara et al (2005) NOGAPS</i>          | 178                                |                                     | 266        |  |              |            |               |             |
| <i>Kara et al (2005) NCEP</i>            | 255                                |                                     | 335        |  |              |            |               |             |
| <i>Kara (2008) RivDIS</i>                |                                    | 287                                 |            |  |              |            |               |             |
| <i>Matsoukas et al. (2007)</i>           |                                    |                                     | 400        |  |              |            |               |             |
| <i>Vardavas and Taylor, (2007) ERA40</i> |                                    |                                     | 291        |  |              |            |               |             |
| <i>Mikhailov, Mikhailova (2008)</i>      |                                    | 355                                 |            |  |              |            |               |             |
| <i>Ilyin et al. (2009)</i>               |                                    |                                     |            |  |              | 75         |               | 55          |
| <i>Timofeev, Jurowski (2009)</i>         | 240                                |                                     |            |  |              |            |               |             |
| <i>Romanou et al (2010) HOAPS3</i>       | 198                                |                                     | 272        |  |              |            |               |             |
| <i>Romanou et al (2010) NCEP</i>         | 274                                |                                     | 335        |  |              |            |               |             |
| <i>Romanou et al (2010) ERA40</i>        | 189                                |                                     | 300        |  |              |            |               |             |
| <i>Romanou et al (2010) ERA-Interim</i>  | 204                                |                                     | 341        |  |              |            |               |             |

### **Echilibrul termic**

Referitor la bilanțul termic al Mării Negre (Tabelul 3.2) pe baza estimărilor valorilor medii publicate, se poate spune că echilibrul radiațiilor  $R_n \approx 100\text{W/m}^2$  corespunde practic valorilor  $R_n$  din oceanele de la latitudini înalte. Legătura cu schimbul de căldură (curgere turbulentă de căldură sensibilă)  $H \approx 13\text{W/m}^2$ , corespunde, de asemenea cu cele mai multe dintre apele oceanice, cu excepția anumitor zone cum ar fi Gulf Stream. Pierderea de căldură prin evaporare (flux turbulent

de căldură latentă)  $LE \approx 64 \text{ W/m}^2$  de 1,5 - 2 ori mai mic decât în restul mărilor, care este mai mult tipic pentru regiunile sub-arctice (Ivanov, 2011).

Echilibru radiațiilor  $R_n$ , sau diferența dintre  $Q_n$  radiația solară incidentă și eficiența radiației lungi  $F_n$ , are un maxim în iunie (Simonov, Altman et al, 1991; Schrum et al, 2001; Kara et al, 2005) și iulie (Efimov și Timofeev, 1990) iar cea minimă în luna decembrie. Totalitatea schimbului de căldură cu atmosfera  $H$  și  $LE$ , depinde în mare măsură de viteza vântului care este minimă în luna aprilie (Simonov, Altman et al, 1991), în mai (Efimov și Timofeev, 1990; Efimov și Pososhkov, 2001) și determină scăderea valorii de 5 - 7 ori toamna. Din martie până în august, marea este caldă iar din septembrie-februarie pierde căldură în atmosferă.

Tabel 3.2. Estimările de bilanț termic al Mării Negre,  $\text{W/m}^2$  (Ivanov, 2011)

| Referință bibliografică           | $Q_n$ | $F_n$ | $R_n$ | $H$  | $LE$  |
|-----------------------------------|-------|-------|-------|------|-------|
| <i>Makerov (1961)</i>             | 140   | 66,2  | 73,8  | 10,4 | 62,5  |
| <i>Golubeva (1987)</i>            |       |       | 85,6  | 13,9 | 71,8  |
| <i>Efimov, Timofeev (1990)</i>    |       |       | 105,1 | 19,7 | 83,3  |
| <i>Simonov, Altman (1991)</i>     | 149,8 | 64,4  | 85,4  | 13,7 | 69,7  |
| <i>Staneva et al (1995)</i>       | 141   | 62.2  | 78.8  | 12.7 | 67.5  |
| <i>Schrum et al (2001) ECWMF</i>  | 145.8 | 70.7  | 75.1  | 13.7 | 55.4  |
| <i>Kara et al (2005) ECWMF</i>    | 141.3 | 63.9  | 77.4  |      |       |
| <i>Kara et al (2005) NOGAPS</i>   | 174.1 | 66.5  | 107.6 |      |       |
| <i>Kara et al (2005) NCEP</i>     | 171.2 | 72.8  | 98.4  |      |       |
| <i>Matsoukas et al (2007)</i>     | 139   | 50    | 89    | 14   | 60–75 |
| <i>Timofeev, Jurowskiy (2009)</i> |       |       | 101,9 |      |       |

### 3.3. VARIABILITATEA MASELOR DE APĂ PE TERMEN LUNG

Distribuția verticală a temperaturii apei depinde de regimul termic al atmosferei și de factorii dinamici ai mării (curenți și valuri), care produc amestecul maselor de apă. Amestecul intens al apei atinge, în general, adâncimea de 100-150m și, foarte rar, 200m. Masele de apă intermediare și de mare adâncime (88% din volumul bazinului mării), deși sunt într-un schimb continuu, dar lent, cu păturile superioare, sunt supuse unor variații foarte mici.

Caracteristic pentru zona românească a Mării Negre, conform diagramei T / S specifică pentru sezonul cald se pot evidenția masele de apă tip: strat superior, strat intermediar rece și stratul de apă profundă. Diagrama pune în evidență și procesele de amestec, de la limitele SIR, precum și creșterea aproape liniară a temperaturii și salinității cu adâncimea (Figura 3.5). În perioada de iarnă, stratul superior dispare iar diagrama reprezintă amestecul a numai două mase de apă, iar în stațiile cu adâncime mică apare o singură masă de apă – rece (Figura 3.7).

Aria acoperită și potrivirea în timp au fost alese pentru a se observa schimbările semnificative în variabilitatea sezonieră și distribuția spațială a parametrilor investigați, temperatură și salinitate. În acest fel, pot fi subliniate diferențele pe termen lung din șirul de date.

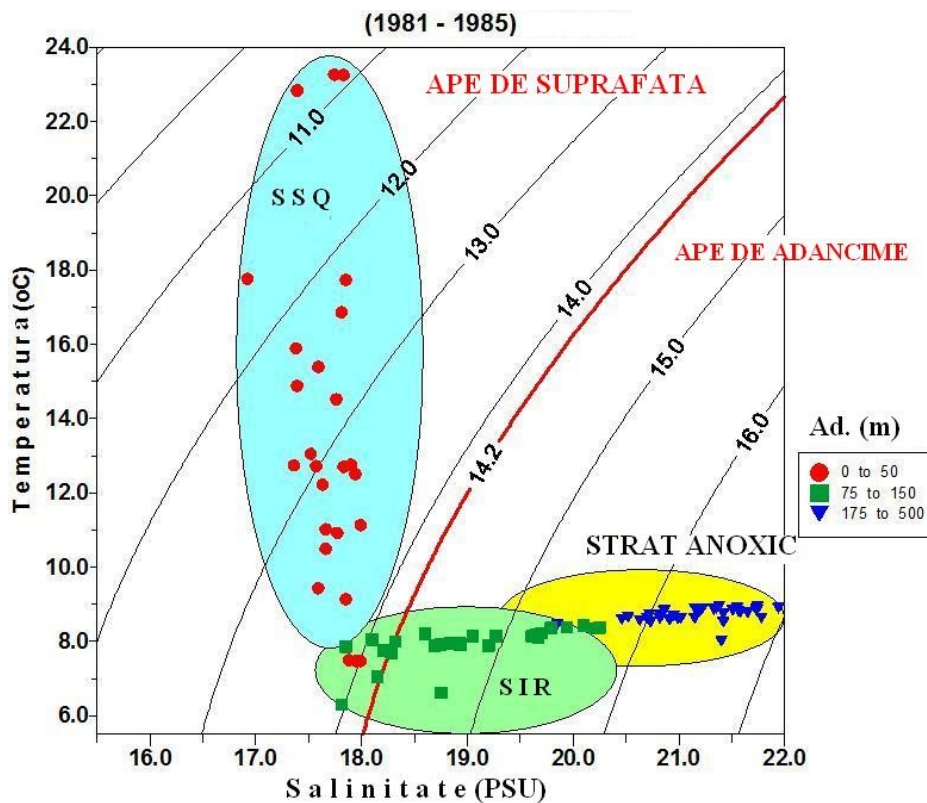


Figura 3.5. Diagrama T / S caracteristică maselor de apă tip din NV Mării Negre (Mihailov et al., 2016)

Masa de apă rece continentală – grosime, miez, media temperaturii și salinității – este puternic dependentă nu numai de severitatea iernii (temperaturi scăzute și viteze mari ale vântului), dar și de debitul Dunării. În interiorul platformei continentale din zona românească a Mării Negre, masa de apă rece este formată ca parte a stratului activ de suprafață. La începutul iernii se poate forma așa – zisa “temoclină inversă” datorită influenței debitelor râurilor asupra salinității stratului activ a SIR. În cele mai multe cazuri, pentru apele mai puțin adânci (sub 50m adâncime), convecția de iarnă atinge fundul care devine limita inferioară a stratului rece.

Masa de apă rece de adâncime de pe platoul continental, este definită ca, corpul de apă situat sub stratul de amestec până la fund, caracterizată de densitatea  $\sigma = 14,2 \text{ kg/m}^3$  (Ivanov et al., 1997, 2000, 2001; Ozsoy and Unluata, 1997). Amestecul pe verticală este limitat de către stratificarea intensă în timpul sezonului de vară.

Izohalina de 18 marchează, la suprafața apei, frontul dintre apele de coastă și cele centrale (Figura 3.5). Iarna, această izolinie se deplasează spre coastă, pe când în celelalte anotimpuri se poate observa o creștere a ariei apelor de mică adâncime (Figura 3.6). Deplasarea zonei frontale către coastă în timpul iernii este însoțită de o creștere a salinității în zona centrală. Vara, salinitatea atinge valori minime, datorită creșterii aportului fluvial și precipitațiilor din timpul primăverii (Mihailov et al., 2016).

Schimbările sezoniere ale salinității sunt foarte pronunțate atât în straturile de suprafață, cât și în cele situate imediat sub ele. Acest fapt este rezultatul răspândirii pe verticală a haloclinei. Datorită creșterii forței vântului în timpul iernii, haloclina se mărește în ariile centrale, afundându-se în zonele de coastă. Aceasta produce o creștere a energiei potențiale disponibile.

Tipurile de apă cu, caracteristici specifice în partea de vest a Mării Negre pot fi descrise cu ajutorul diagramelor T / S (Figura 3.6, Figura 3.16, Figura 3.18).

Particularitățile desfășurării procesului de formare a apei reci continentale, depind de starea inițială (stratificarea de la sfârșitul toamnei) și de severitatea iernii (Figura 3.7, Figura 3.8). Combinarea acestor factori duce la rezultate net diferite (Figura 3.9).

În cazul unei ierni reci (în 2003, media temperaturii aerului a fost de  $-0,6^\circ\text{C}$ ), temperatura apei coboară mai mult (aproximativ  $5,6^\circ\text{C}$ ), amestecul vertical antrenând mase de apă cu salinitate ceva mai mare (de 18,1PSU).



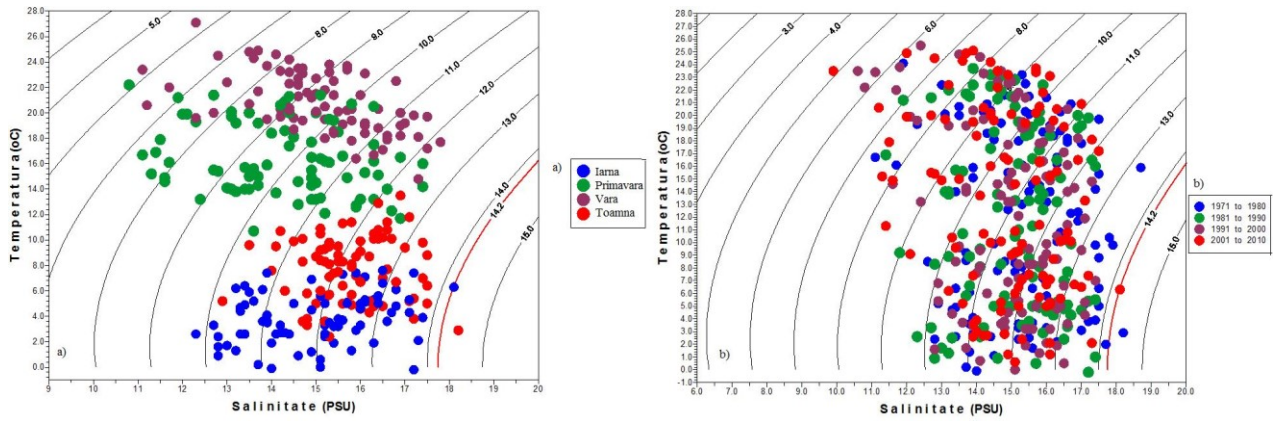


Figura 3.6. Diagrama T/S, profilul Constanța: a) medii sezoniere multianuale (1971-2010), b) medii decenale (1971-2010)

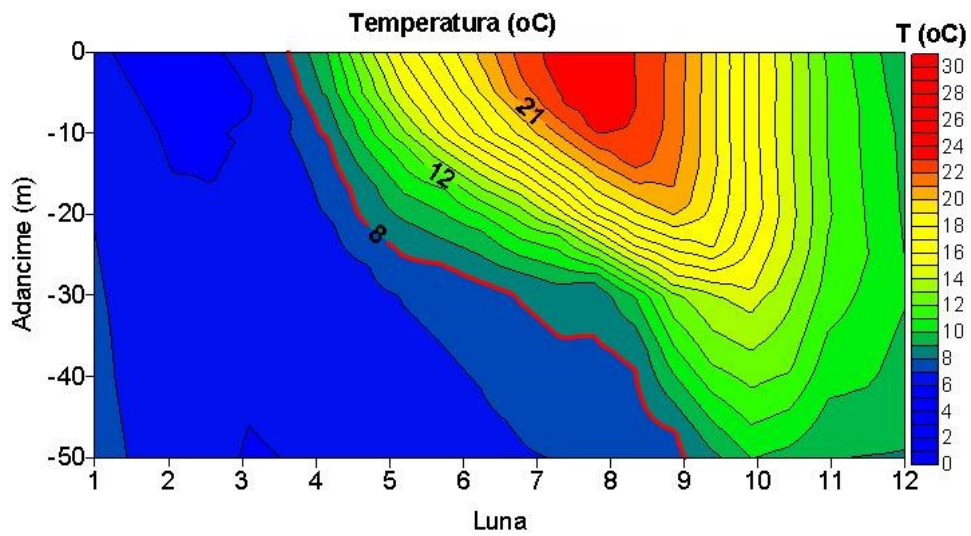


Figura 3.7. Evoluția anuală pe verticală, a temperaturii apei (°C), pe profilul Constanța (44°10'N) (Mihailov et al., 2016)

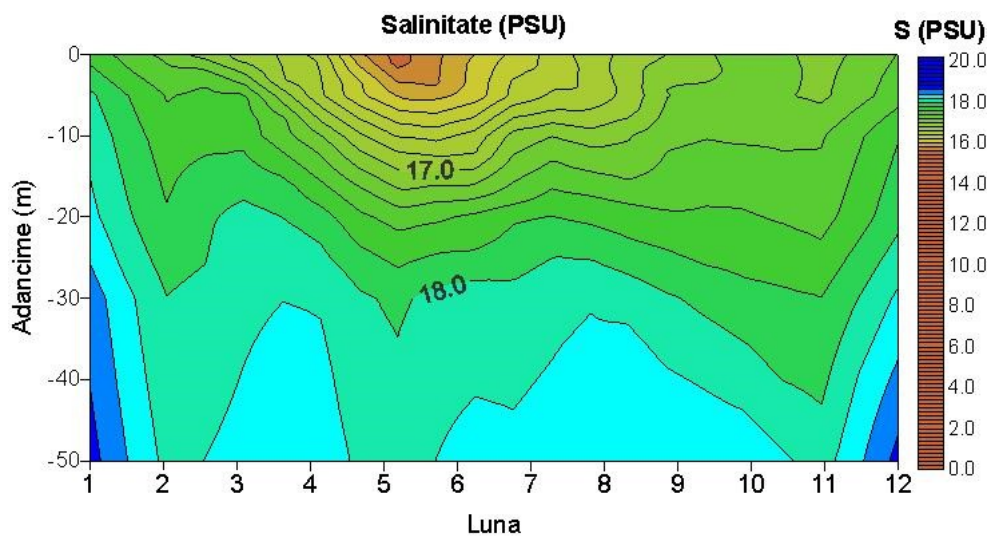


Figura 3.8. Evoluția anuală pe verticală, a salinitatii (PSU), pe profilul Constanța (44°10'N) (Mihailov et al., 2016)

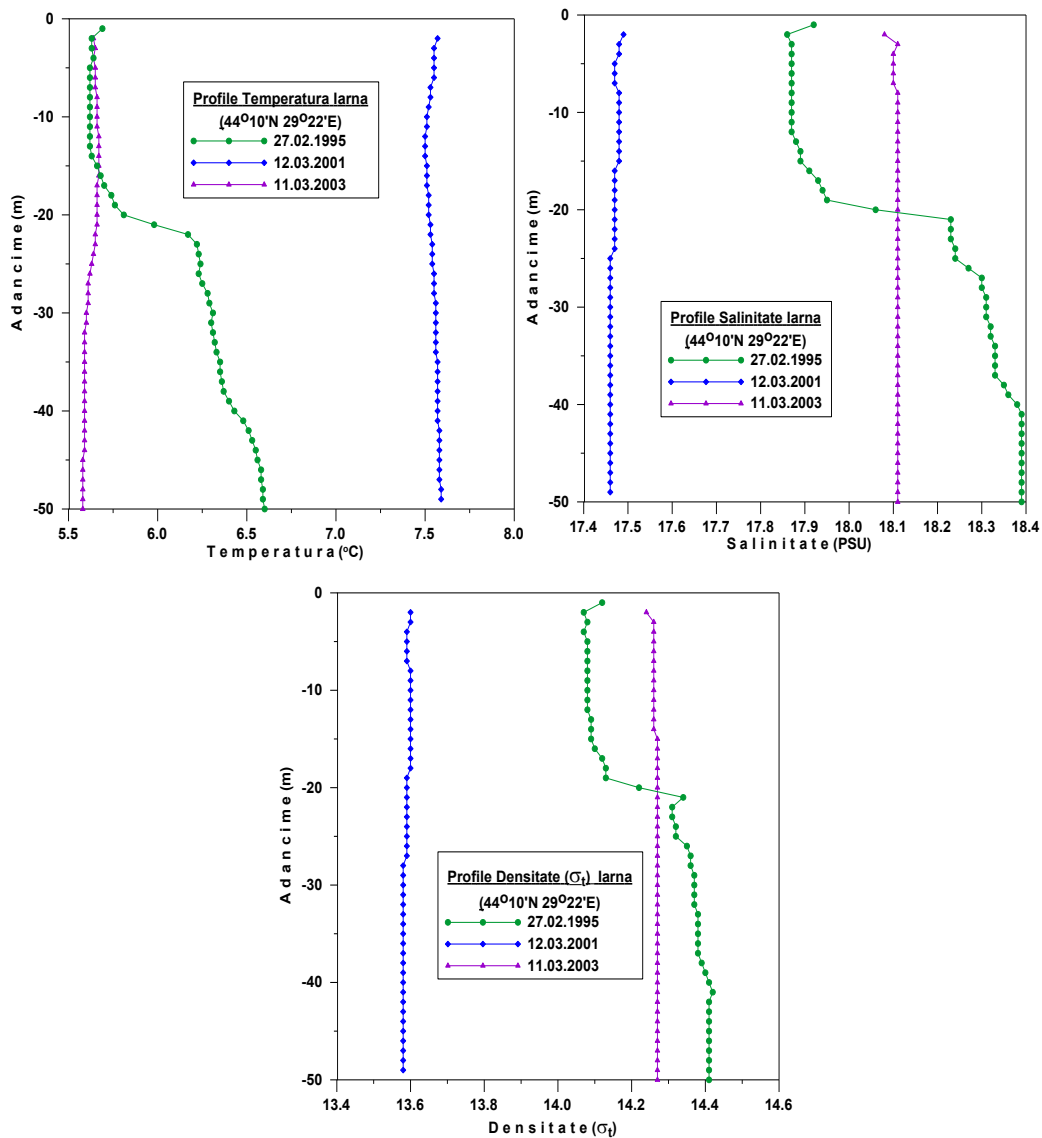


Figura 3.9. Distribuția pe verticală a temperaturii, salinității și densității (profile CTD) în sezonul rece (iarna) pe profilul ECT5 (Mihailov et al., 2016)

Astfel, în condițiile unei ierni moderate (media temperaturii aerului în lunile ianuarie și februarie 1995 a fost de  $+3,7^{\circ}\text{C}$ ) răcirea afectează stratul superior, gros de 20m, a cărei temperatură devine mai mică decât a masei de apă rece din anul precedent. Apariția unei termocline inversate (gradient vertical de  $+0,2^{\circ}/\text{m}$ ) păstrează însă stratificarea după densitate, datorită salinității ceva mai ridicată a apelor de fund (Figura 3.9).

În zona centrală a platoului continental, convecția hivernală poate atinge fundul (50m) chiar și în iernile calde, dacă salinitatea este relativ mică. În 2001, când media temperaturilor celor două luni de iarnă a fost de  $+8,2^{\circ}\text{C}$  în coloana de apă, cu salinități de aproximativ 17,5PSU care se omogenizează la temperaturi de  $7,6-7,9^{\circ}\text{C}$  (Figura 3.9).

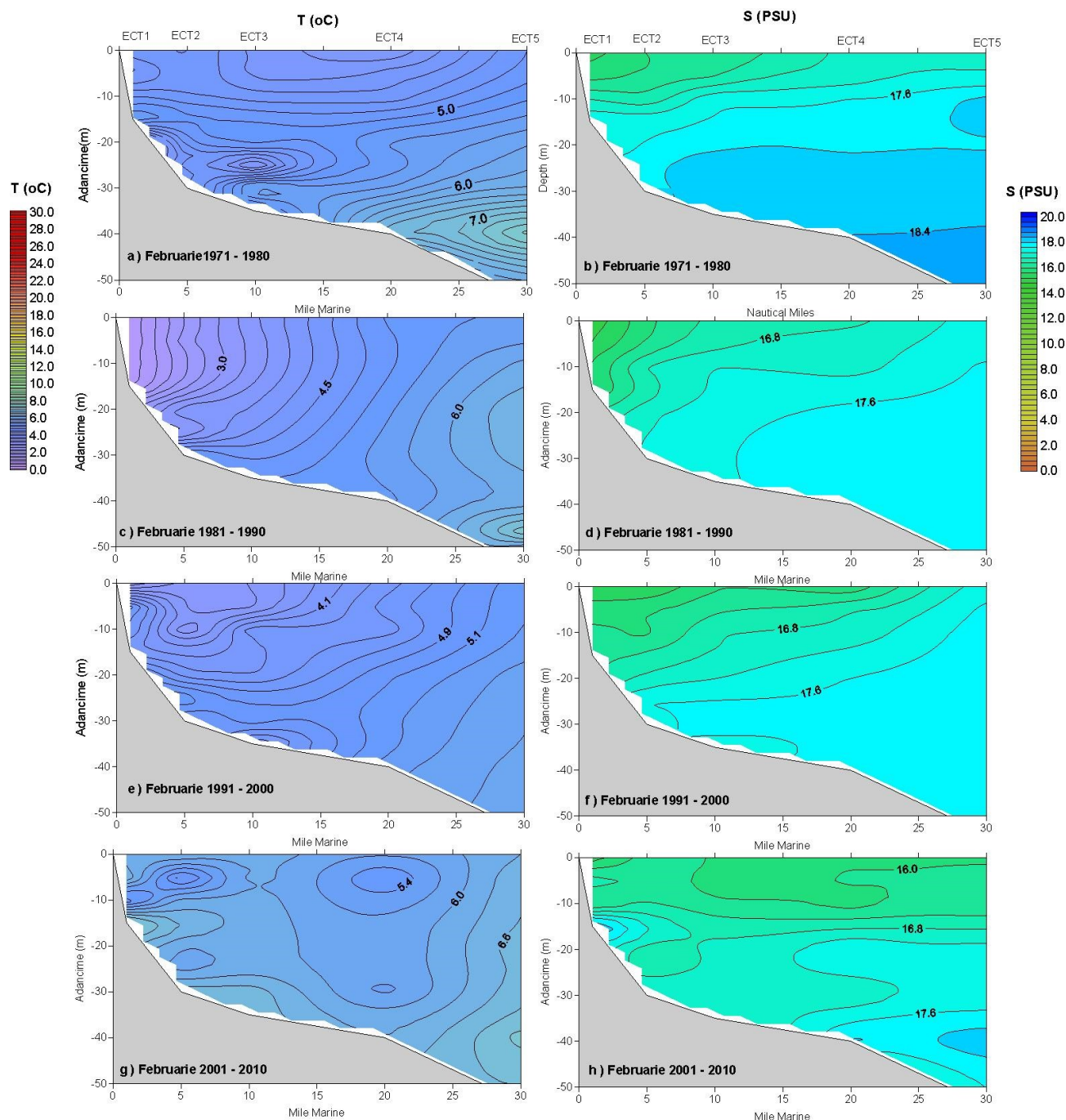


Figura 3.10. Distribuția temperaturii, medii decenale (în sezonul rece) a apei marine, în stațiile oceanografice Constanța (1971 - 2010) (Mihailov et al., 2016)

În perioada de iarnă (februarie) limita superioară a stratului rece, se află la suprafață (Figura 3.7), temperatura apei fiind mai mică de  $8^{\circ}\text{C}$ . În decada 1981 – 1990 și 1991 – 2000 (Figura 3.10c,e) valorile medii decenale în zona de coastă (0–8 km) sunt semnificativ mai scăzute decât în decada 1971 – 1980 și 2001 – 2010 (Figura 3.10a,g). Stratul superior este puternic influențat de condițiile meteorologice, când are loc amestecul intens pe verticală. Condițiile meteorologice din zona de Vest a Mării Negre, cu valori ale temperaturii aerului (media zilnică) de la  $-10^{\circ}\text{C}$  până la -

15°C, în iarna 1985 – 1986, au favorizat înghețul apelor marine costiere, în zona de larg temperatura apei la 0m, în februarie 1986, între 0,61°C la Constanța1; 0,88°C – Constanța 2; 2,20°C – Constanța 3; 2,0°C – Constanța 4 și 4,96°C – Constanța 5. În zona de larg (30–55 km) valorile temperaturii apei în straturile de adâncime (sub 30m) au variat de la 3,15°C (Constanța 3- 30 m) la 5,05°C (Constanța 5 – 50m) (Mihailov et al., 2016).

Pentru perioada 1971 – 2010, următoarele temperaturi ale apei marine sunt tipice pentru favorizarea apariției fenomenului de îngheț în zona litorală a Mării Negre:

- în Ianuarie, temperatura medie a înregistrat valori sub 1°C (când minima zilnică a fost negativă) în 3 ani (1987, 1992, 1997) ;
- în Februarie, temperatura medie a înregistrat valori negative în 2 ani (1972, 1985) și sub 1°C în 4 ani (1976, 1987, 1996, 2003);
- în Martie, temperatura medie a fost negativă doar în 1985 (-0.7°C) și temperatura medie lunară a scăzut sub 1°C in 1987.

În perioada analizată, temperatura stratului superior a apelor de mică adâncime înregistrată la stația fixă Constanța, a atins punctul de îngheț în 7 ani (1985, 1986, 1987, 1996, 2003, 2006, 2010) – Tabel 3.3 - dar doar în 3 ani s-a înregistrat fenomenul de îngheț a apelor marine (1985, 2006, 2010).

În general, fenomenele de îngheț sunt destul de rare și ele sunt limitate la o fâșie îngustă din vecinătatea țărmului românesc. Din 1929 până în prezent au avut loc 15 de astfel de evenimente, majoritatea în luna februarie (luna cu temperaturi minime ale aerului și ale apei mării), favorizate, în multe cazuri, de dizlocarea ghețurilor pe Dunăre și transportul sloiurilor spre zona litoralului vestic al Mării Negre. Lățimea fâșiei afectate a variat de la câteva sute de metri la peste zece mile, forma banchizei variind între aglomerare de sloiuri neregulate, de grosime mare (de natură fluvială, compactate ulterior la țărmul mării) și poline de formă aproape circulară, cu marginile supraînălțate, formate local și sudate. În acest ultim caz, grosimea gheții este mică, formarea sa reducând drastic pierderile de căldură la suprafața mării. Nu există o periodicitate a acestor procese, intervalul dintre două evenimente variind până la 12 ani (Mihailov et al., 2016).



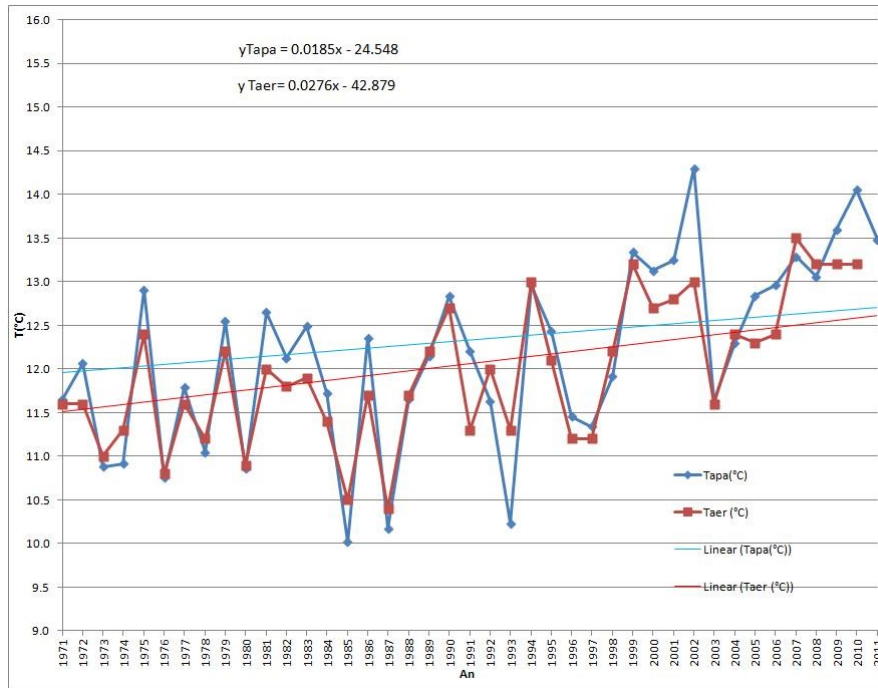


Figura 3.11. Temperatura medie anuală măsurată la stația de adâncime mică Constanța (1971 - 2010) (\*\*\*)

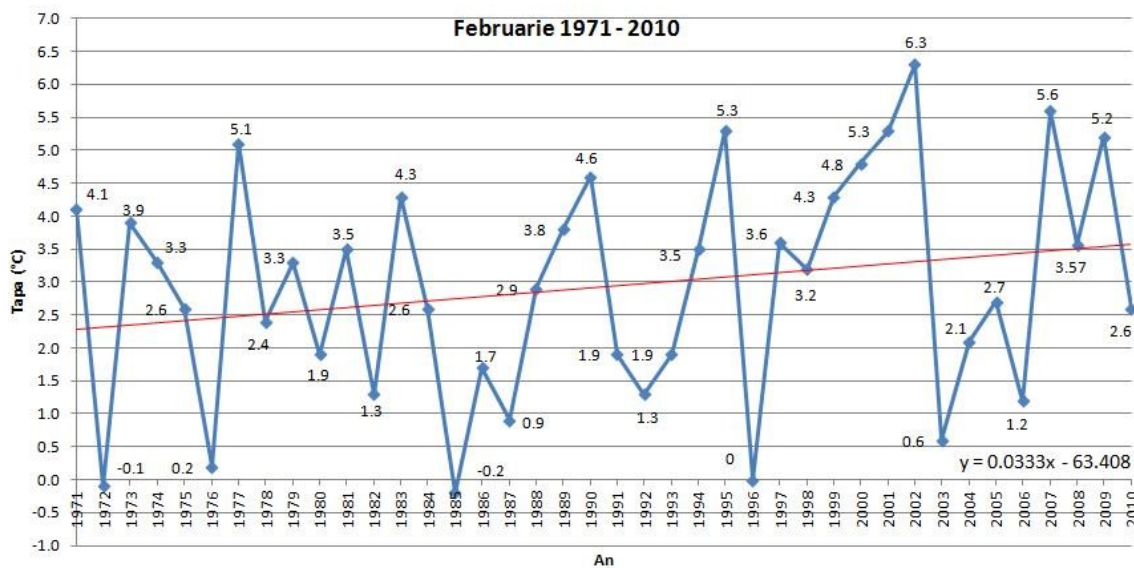


Figura 3.12. Temperatura medie (Februarie) măsurată la stația de adâncime mică Constanța (1971 - 2010)

Coloana de apă are două straturi evidente în colțul de vest a Mării Negre, unde adâncimea maximă este de 50m și salinitatea este tipică unei zone marine similară unui estuar (Figura 2.1, Figura 3.7). În stratul de suprafață, distribuția spațială a salinității este variabila care depinde de circulația locală și variațiile debitului Dunării (Figura 3.8, Figura 3.13). În perioada de iarnă, salinitatea prezintă o distribuție omogenă (Figura 3.10b,d,f,h), valorile sunt mai mari față de restul sezoanelor, datorită aportului scăzut de ape dulci de la Dunăre dar, și datorită antrenării apelor mai

sărate de la 40 – 50m adâncime la suprafață (convecția de iarnă), în zona platoului continental românesc. Variațiile sezoniere înregistrate la 0m, au valori cuprinse între 14,6 - 15,1PSU și 17,0 – 19,0PSU la 50m adâncime (Figura 3.8, Figura 3.10b,d,f,h).

Tabel 3.3. Apariția fenomenului de îngheț în zona litorală (44°14' N, 28°38' E) (\*\*\*)

| An   | Durata              |      | Taer minim (°C) | Grosime gheață (m) | Distanța observată (mile marine) |
|------|---------------------|------|-----------------|--------------------|----------------------------------|
|      | Data                | Zile |                 |                    |                                  |
| 1929 | 1 Ian. - 28 Feb.    | 58   | - 25,0          | 2,0                | Până la orizont                  |
| 1933 | 1 Feb. - 15 Feb.    | 15   | - 17,5          | -                  | -                                |
| 1938 | 1 Feb. - 15 Feb.    | 15   | - 19,7          | 0,6                | 4                                |
| 1942 | 1 Feb. - 15 Feb.    | 15   | - 24,7          | 0,8                | 9                                |
| 1948 | 20 Ian. - 10 Feb.   | 20   | - 10,2          | 1                  | -                                |
| 1954 | 2 Ian. - 20 Feb.    | 48   | - 18,8          | 2                  | 15                               |
| 1956 | 3 Feb. - 12 Feb.    | 9    | - 9,2           | -                  | 1                                |
| 1963 | 1 Ian. - 20 Ian.    | 28   | -16,1           | 0,5                | 1                                |
|      | 6 Feb. - 14 Feb.    |      | -1,4            |                    |                                  |
| 1972 | 6 Ian. - 29 Ian.    | 23   | - 5,0           | 0,7                | 1                                |
| 1985 | 14 Ian. - 24 Ian.   | 47   | - 13,5          | 0,7                | 0,15                             |
|      | 11 Feb. - 16 Feb.   |      | - 16,7          | 1,0                | 2,7                              |
|      | 28 Feb. - 31 Martie |      | - 13,3          | 1,0                | 3,0                              |
| 1987 | 20 Ian – 28 Ian.    | 11   | -6,0            | 1,0                | 1                                |
|      | 4 Martie – 7 Martie |      | -12,6           | 0,5                | 0,15                             |
| 1996 | 31 Ian. - 16 Feb.   | 16   | - 11,9          | 0,75               | Până la orizont                  |
| 2003 | 13 Feb. - 28 Feb.   | 16   | - 11,6          | 0,5                | 0,5                              |
| 2006 | 19 Ian. - 16 Feb.   | 29   | - 17,5          | 0,7                | 1,2                              |
| 2010 | 24 Ian – 05 Feb.    | 13   | -17,8           | 0,3                | 0,16                             |

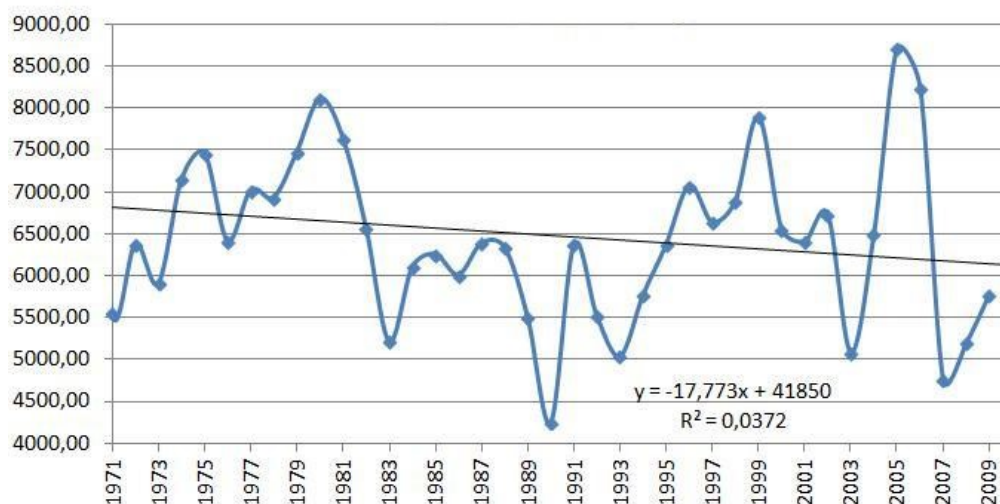


Figura 3.13. Debitul mediu anual al Dunării (m³/s) în perioada 1960 – 2009

Odată cu înaintarea în sezonul cald, limita superioară a masei de apă rece continentală coboară la adâncimi mai mari de 10m în perioada 1971 – 1980 (Figura 3.14a). La stația de mică adâncime, aflată în apropierea țărmlui (Constanța1 – 1 milă marină), în anul 1976, temperatura

specifică stratului rece ( $8^{\circ}\text{C}$ ) s-a înregistrat la suprafață (0m) pe când în stația de larg Constanța 5 (30 mile marine) este situată la adâncimea de 25m.

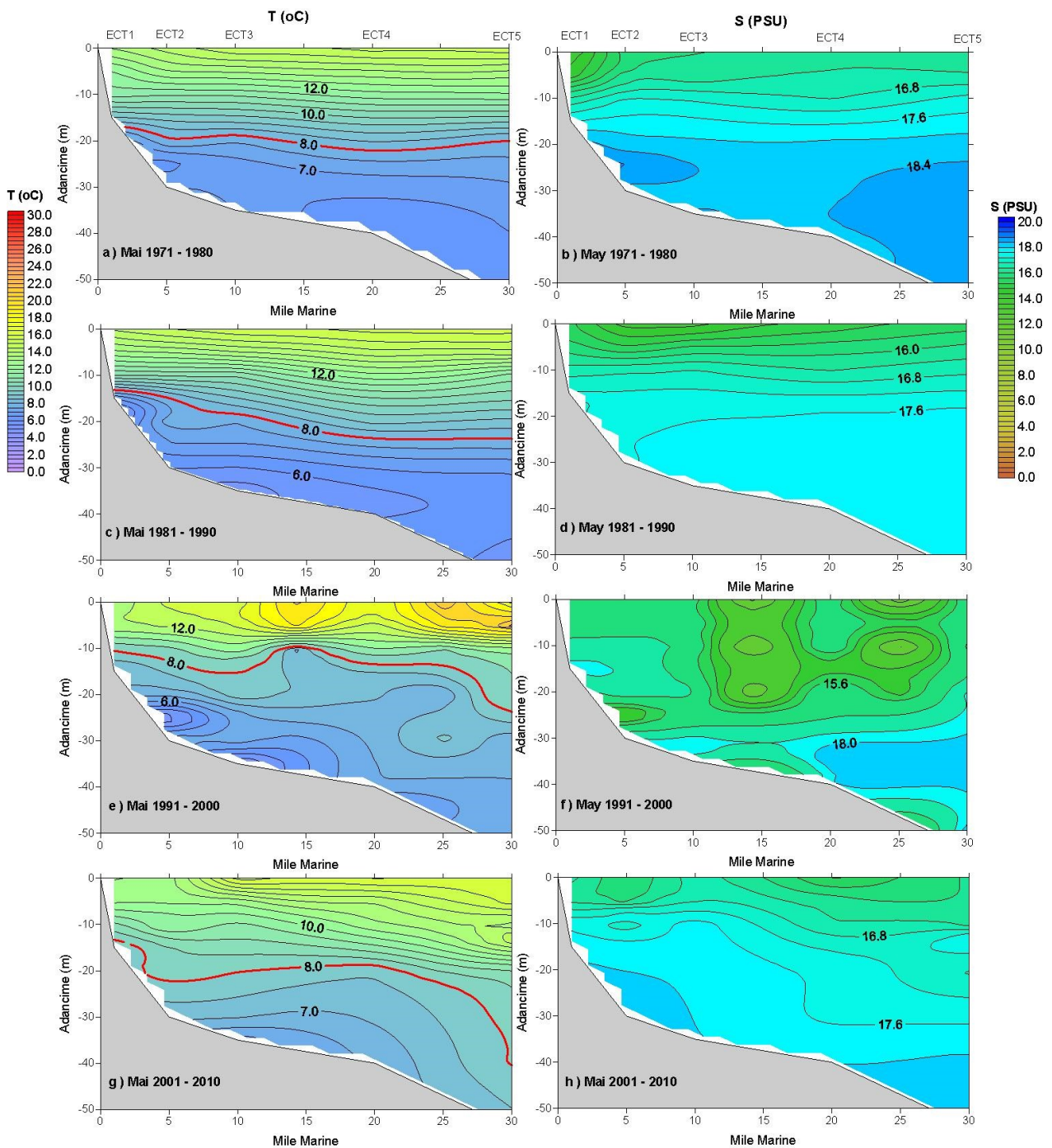


Figura 3.14. Distribuția salinității (medii decenale sezon de primăvară) a apei marine în stațiile oceanografice Constanța (1971 - 2010) (Mihailov et al., 2016)

Distribuția sezonieră inter-decenală a temperaturii apei este relativ mică, limita superioară a stratului rece continental, în zona de larg, se situează la adâncimi cuprinse între 12 și 24m. Temperatura maximă a apei, la 0m, înregistrată pe toată perioada, a fost la stația Constanța3 în anul 1981 cu o valoare de 21,11°C (temperatura stratului de fund de 6,41°C la 30m). Perioada 2001 – 2010 este caracterizată printr-o medie a temperaturii stratului rece sub 20m, în stațiile din interiorul platformei continentale românești (distanța de la 5 la 25 mile marine) pe când, în zona de larg (Constanța5) limita superioară a stratului rece se adâncește sub 40m (Figura 3.14g).

Distribuția pe verticală a salinității este omogenă (Figura 3.8, Figura 3.14c), valorile variind de la 10,61PSU (la adâncimea de 0m) până la 18,08PSU (la 50m). Debitul Dunării (Figura 3.13) și curenții de suprafață (induși de vânt), influențează caracteristica salină a apelor marine din zona de larg, de la suprafață până la 10m adâncime.

În perioada 1991 – 2000 (Figura 3.14f) distribuția salinității la suprafață este mult mai complexă, valoarea minimă medie nu este înregistrată în apropierea zonei de coastă ci la 10 mile marine depărtare (12,07PSU la Constanța2 și 12,55PSU la stația Constanța4). La 20 mile marine depărtare de coastă, cu toate că valoarea salinității la stratul de suprafață este ridicată (16,8PSU) se află aici un gradient întins în stratul de la 5 m la 25 m adâncime. Aceasta este rezultatul așa numitei structuri „dom” (calota) din zona centrală a secțiunii (Figura 3.14f). În anul 1996 și în 1997, datorită aportului de apă dulce dunărene și a circulației generale locale, apele mai puțin sărate s-au înregistrat până în zona de larg, 10,62 PSU – Constanța2 până la 50m adâncime iar la stația Constanța5:  $S_{0m}=11,11\text{PSU}$  și  $S_{-50m}=14,57\text{PSU}$ ).

Conform diagramei T/S pentru luna Mai, tendința salinității apelor marine, pe profilul Est – Constanța (44°10'N), este de scădere (Figura 3.16) iar volumul limitei superioare a apei reci continentale crește.

Temperatura apei în straturile de amestec de suprafață în timpul perioadei de încălzire (primăvară – luna Mai) prezintă valori medii lunare scăzute de 10,7 – 14,0°C, datorită procesului de upwelling (Figura 3.15). Acest proces de upwelling litoral, sub acțiunea vânturilor din vest și sud – vest, are drept consecință scăderea valorilor salinității sub 13 PSU și favorizează fenomenul de înflorire algală datorită aportului de nutrienți din apele de adâncime.



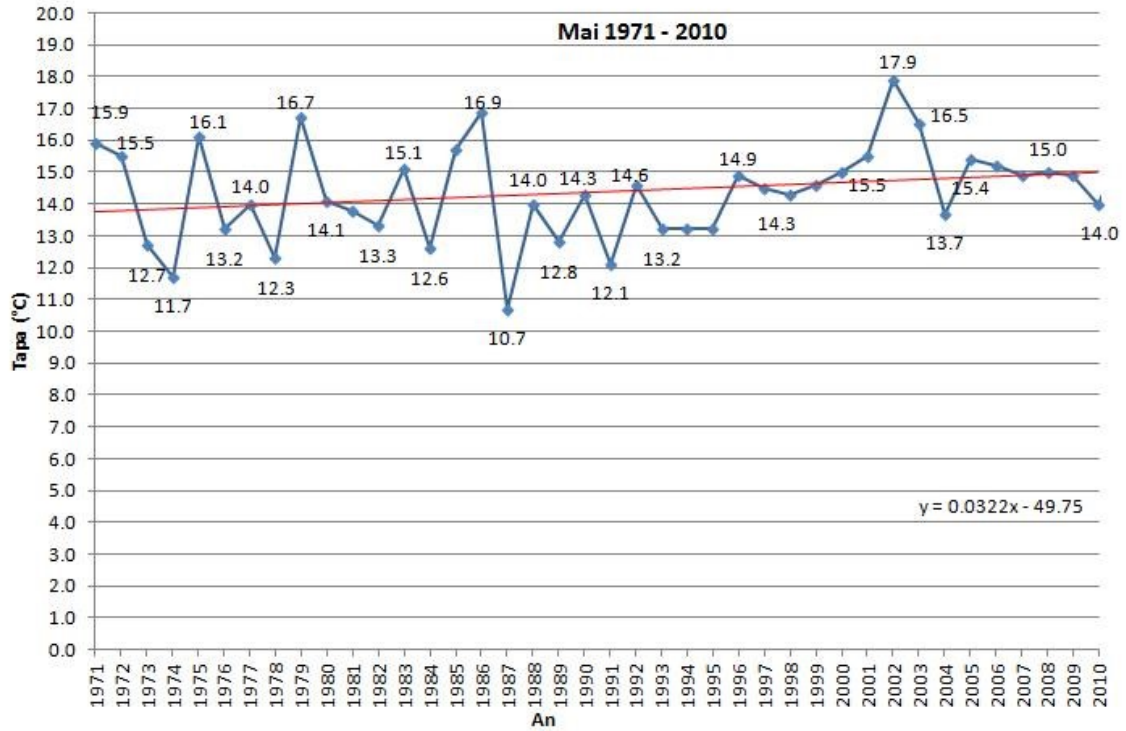


Figura 3.15. Temperatura medie lunară (Mai) măsurată la stația de țărm Constanța (1971 – 2010)

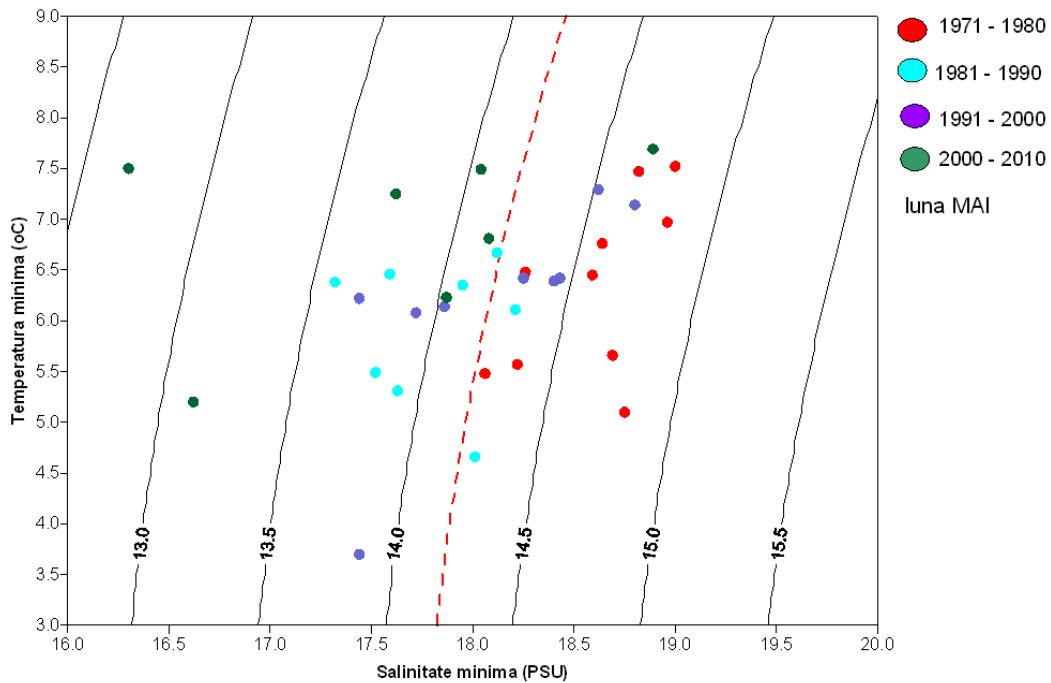


Figura 3.16. Diagrama T / S în luna Mai, 1971 – 2010

Stratul superior de amestec în perioada de vară (Figura 3.7, Figura 3.23), sensibilă la temperaturi ale aerului ridicate specifice sezonului, se încălzește iar distribuția temperaturii este omogenă pe tot platoul continental (Figura 3.17b,d,f,h) dar cu valori ridicate până la adâncimea de 10m (temperatura apei > de 20°C). Limita superioară a stratului rece, variază decenal (Figura 3.6 b, Figura 3.17a, c, e, g) dar tendința este de scădere în adâncime - de la 30m la 40m în zona de larg (Constanța5):

- în perioada 1971 – 1980 (Figura 3.17b) și 1981 – 1990 (Figura 3.17d) - se situează la adâncimi de 20m (Constanța2) ajungând la 30m (Constanța5);
- 1991 – 2000 (Figura 3.17e) - la adâncimea de ~25m (Constanța2) până la 30m (Constanța5);
- 2001 – 2010 (Figura 3.17g), limita superioară a stratului rece continental, se situează în apropierea fundului, la stațiile de mică adâncime (Constanța2 - la adâncimea de 15m) până la 30 - 40m în stațiile de larg cu adâncime mare (Constanța5).

În August, media salinității în stratul de fund este cu aproximativ 0,5PSU mai mică decât media de iarnă (Februarie), valorile situându-se între 17,8 – 18,4PSU (Figura 3.23) iar temperatura medie sezonieră decenală (Figura 3.24) înregistrează valorile cele mai mari (între 14,58 – 16,06°C) .

Caracteristicile procesului de încălzire a stratului superior și de formare a temoclinei sezoniere depinde nu numai de intensitatea schimburilor termice la interfața aer-apă, ci și de particularitățile regimului eolian.

Pe de o parte, absorbția exponențială a radiației solare și bilanțul pozitiv al transferului de căldură, duc la acumularea de energie potențială în stratificarea densității. Pe de altă parte, energia cinetică generată de gradientii verticali ai curenților, distrug această stratificare și omogenizează stratul superior.

În general, vânturile au viteze reduse în sezonul cald, iar schimbările frecvente ale direcției se datorează brizelor marine. Această instabilitate, face ca termoclina sezonieră să nu fie întotdeauna foarte pronunțată, cu gradienti foarte mari (Figura 3.19).

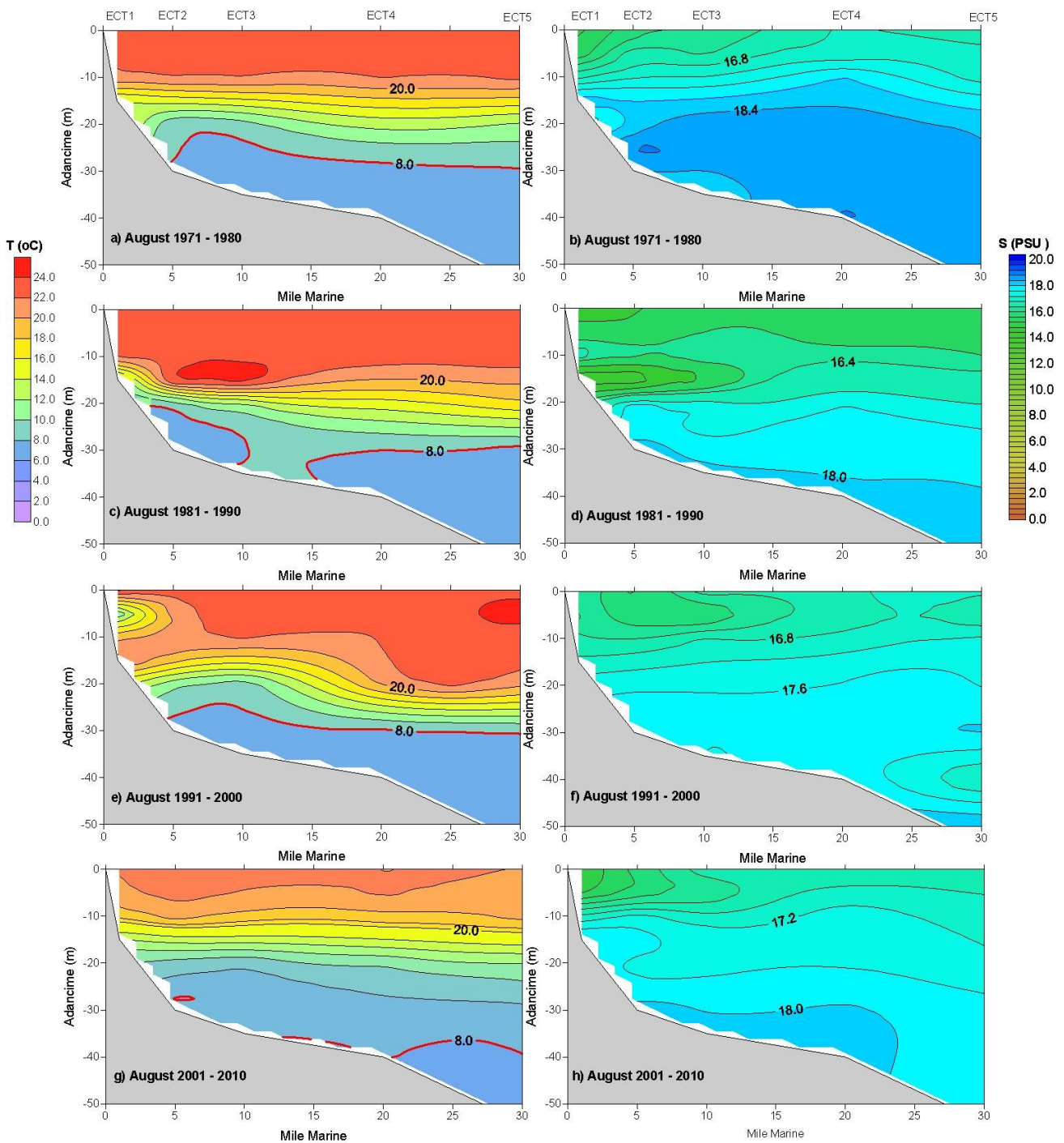


Figura 3.17. Distribuția salinității (medii decenale - sezon de vară) a apei marine în stațiile oceanografice Constanța (1971 - 2010) (Mihailov et al., 2016)

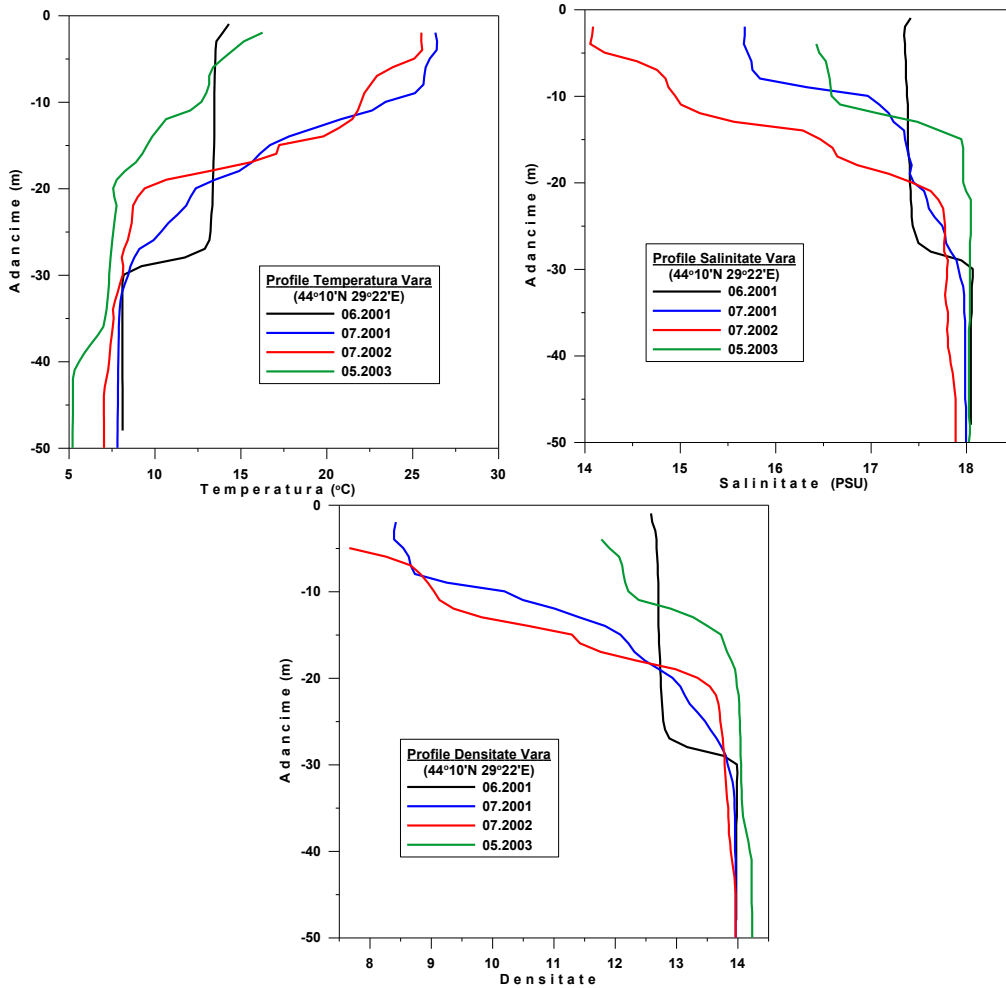


Figura 3.18. Distribuția pe verticală a temperaturii, salinității și densității (profile CTD) în sezonul cald (vara) (Mihailov et al., 2016)

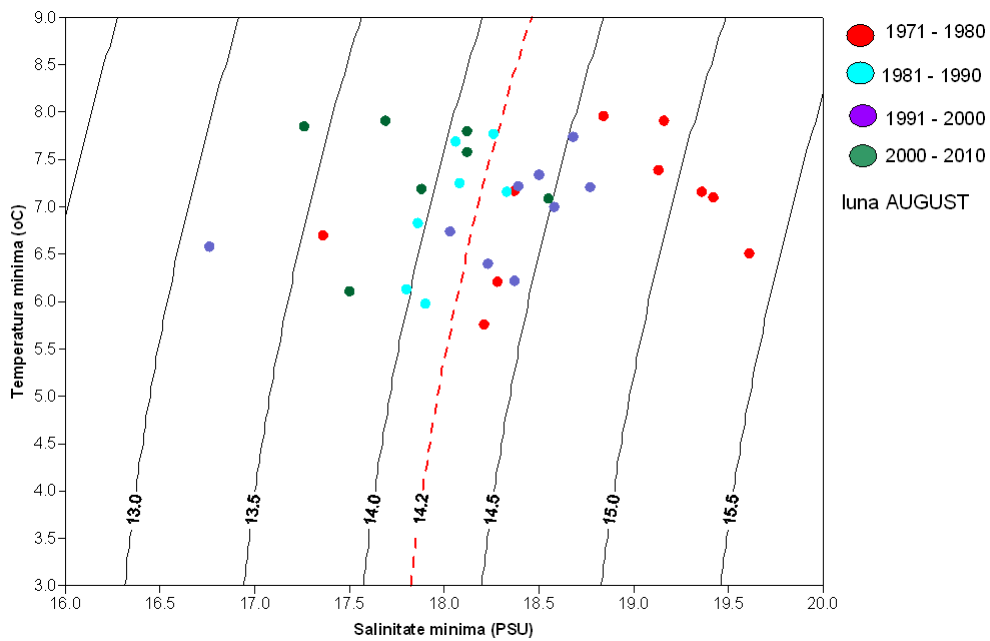


Figura 3.19. Diagrama T / S în luna August, 1971 – 2010

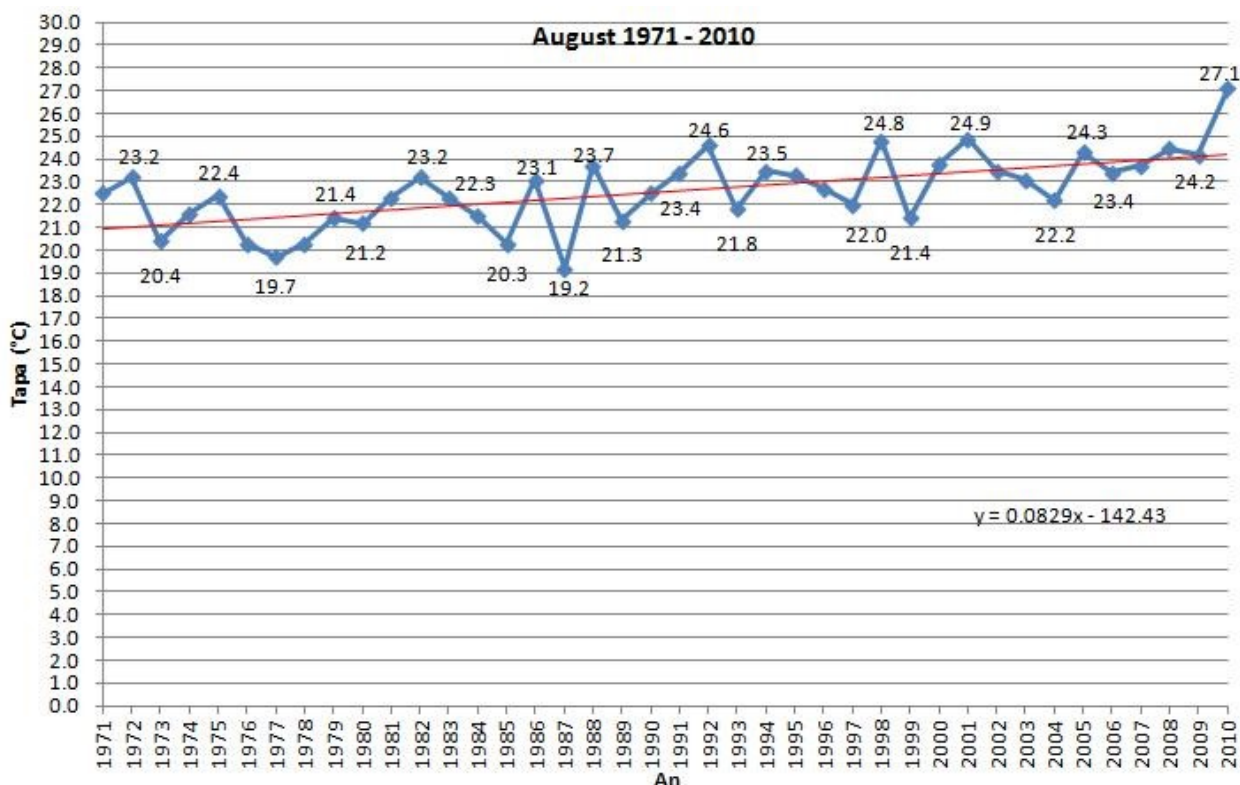


Figura 3.20. Temperatura medie lunară (August) măsurată la stația de țărm Constanța (1971 – 2010)

Mai târziu (în Noiembrie), scăderea aportului de apă dulce de la Dunăre, și continuarea perioadei de răcire duce la adâncirea termoclinei. Stratul de apă rece este omogen în sezonul de toamnă, atingând adâncimi mai mari de 50m în ultima decadă (2001 – 2010) dar valorile medii ale temperaturii stratului superior de amestec (0 – 20m) în perioada 1991 - 2010 sunt mai mari comparativ cu 1971 – 1990 (Figura 3.6, Figura 3.7, Figura 3.21a,c,e,g, Figura 3.23).

Sunt înregistrate valori mici ale salinității la suprafață de 14,0PSU în anul 1974; 11,8PSU în 1984; 14,8PSU în 2000; 15,1PSU în 2003, în apropierea zonei de coastă. Ape mai puțin saline sunt observate până la 10 mile marine distanță față de țărm (Figura 3.17b,d,f,h).

Efectele combinate ale modificărilor debitelor Dunării, schimbărilor în bilanțul termic și modelul circulației de tranziție, generează transformări sezoniere și de scurtă durată a distribuției maselor de apă de-a lungul platformei continentale, cu influențe importante în evoluția ecosistemului marin.

Pe verticală, salinitatea crește progresiv până la 20m unde apele se omogenizează în jurul valorii de 17-18PSU. Apele mai dulci plutesc la suprafața mării într-un strat cu 1-5m grosime (Figura 3.17b,d,f,h).

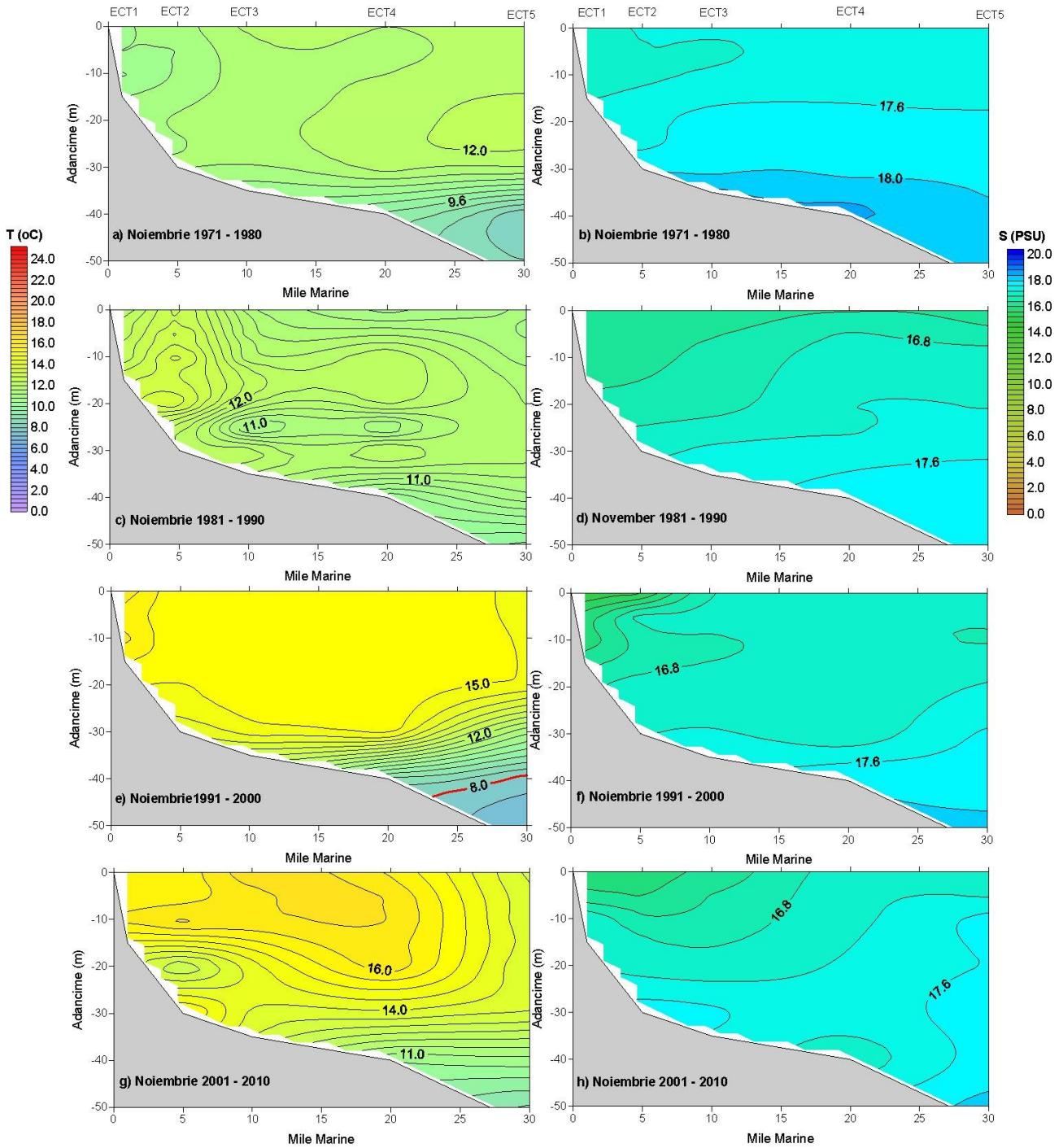


Figura 3.21. Distribuția salinității (medii decenale sezon de toamnă) a apei marine în stațiile oceanografice Constanța (1971 - 2010) (Mihailov et al., 2016)



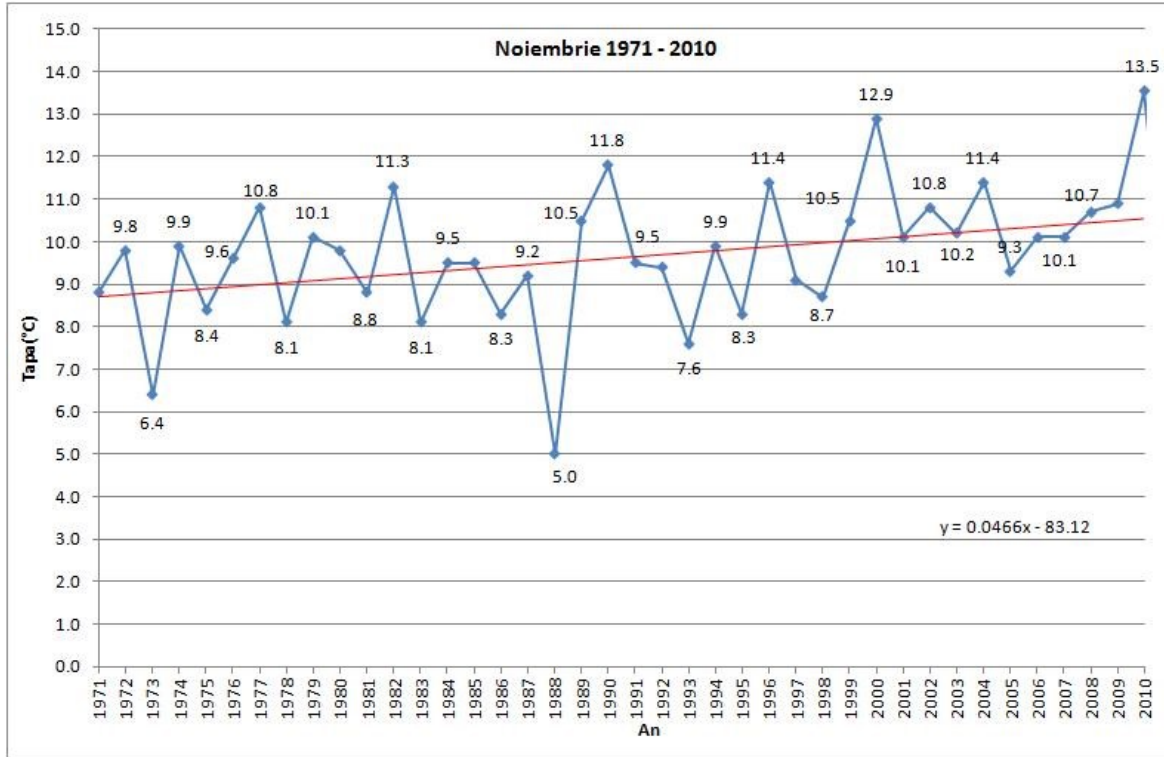


Figura 3.22. Temperatura medie lunară (Noiembrie) măsurată la stația Constanța (1971 – 2010)

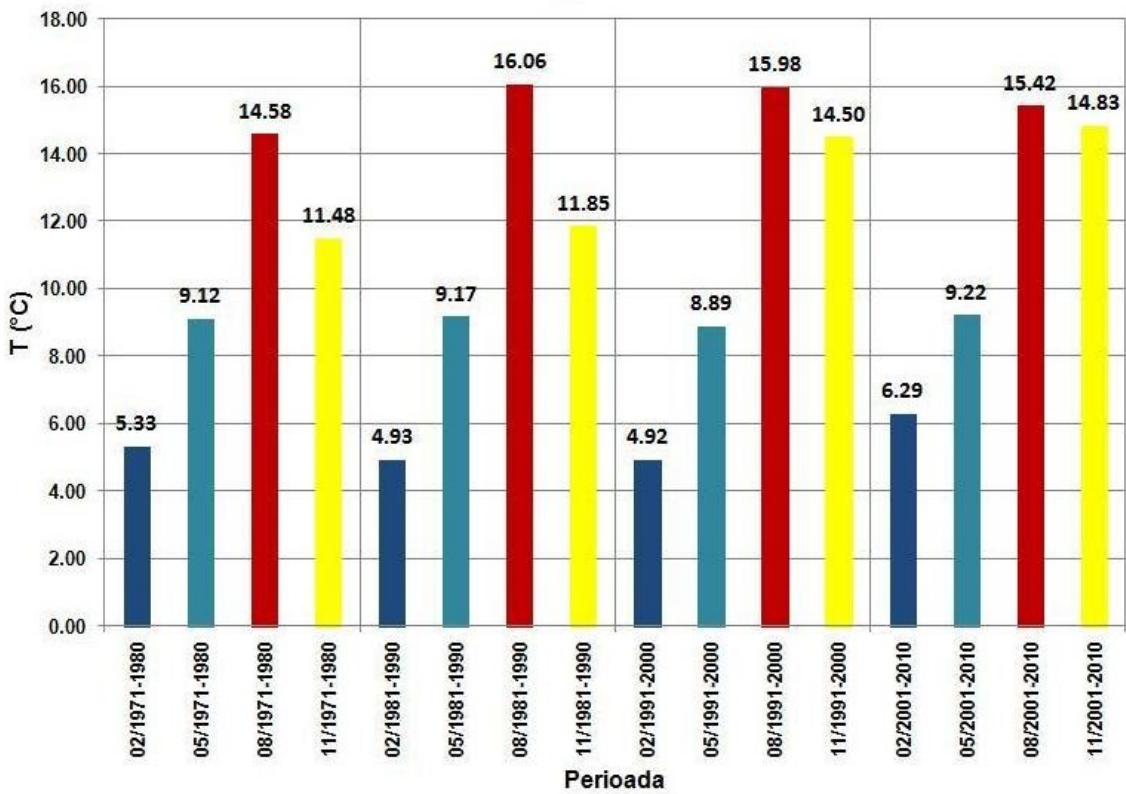


Figura 3.23. Media decenală sezonieră a temperaturii apei (1971 – 2010)

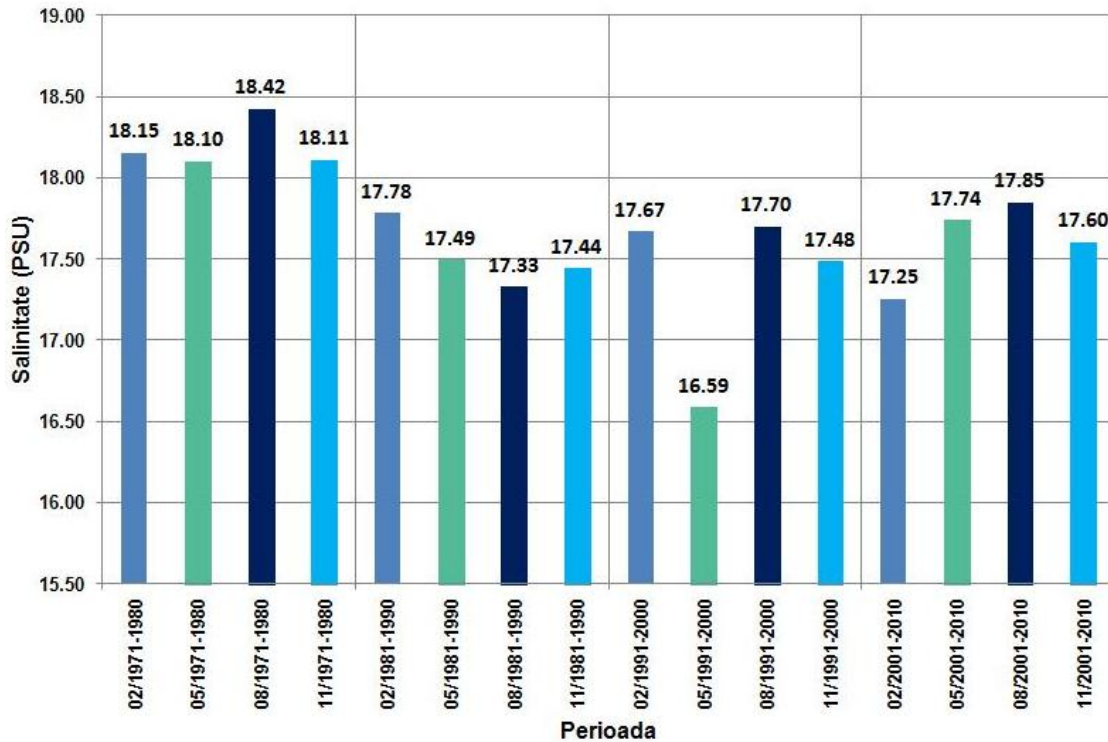


Figura 3.24. Media decenală sezonieră a salinității apei (1971 – 2010)

Pentru fiecare stație de larg din partea de vest a Mării Negre s-a determinat caracteristica termică a stratului rece: așa numita „anomalie de temperatură a stratului rece”, reprezentând integrala diferențelor dintre temperatura apelor în strat și valoarea de 8°C:

$$Q = \int_i^s (8^\circ\text{C} - T(z)) dz, \quad (\text{Ivanov, 2001}) \quad (3.1)$$

unde  $i$  reprezintă temperatura limitei inferioare și  $s$  temperatura limitei superioare a SIR.

Distribuția spațială corespunzătoare „anomaliilor de temperatură a stratului rece” realizată pentru perioada 1971 – 2010 (medie decenală), pentru întreg platoul continental de vest (Figura 3.25a) evidențiază faptul că, în zona de larg - în centrul și la marginea platoului continental, „densitatea anomaliei de temperatură a stratului rece” cu valori scăzute corespund unei creșteri a grosimii stratului rece, concomitent cu o micșorare a temperaturii acestuia (Figura 3.25b).

Pentru analiza variabilității s-au utilizat rezultatele obținute în sezonul cald. Valorile obținute sunt foarte diferite, dar sunt corelate suficient de bine cu volumul stratului (Figura 3.25). Valorile „densității anomaliei de temperatură a stratului rece”, definită ca raportul dintre „densitatea anomaliei de temperatură a stratului rece” și grosimea stratului, pentru stația de larg CT5, au o distribuție afectată atât de adâncimea apei, cât și de condițiile specifice convecției de iarnă.



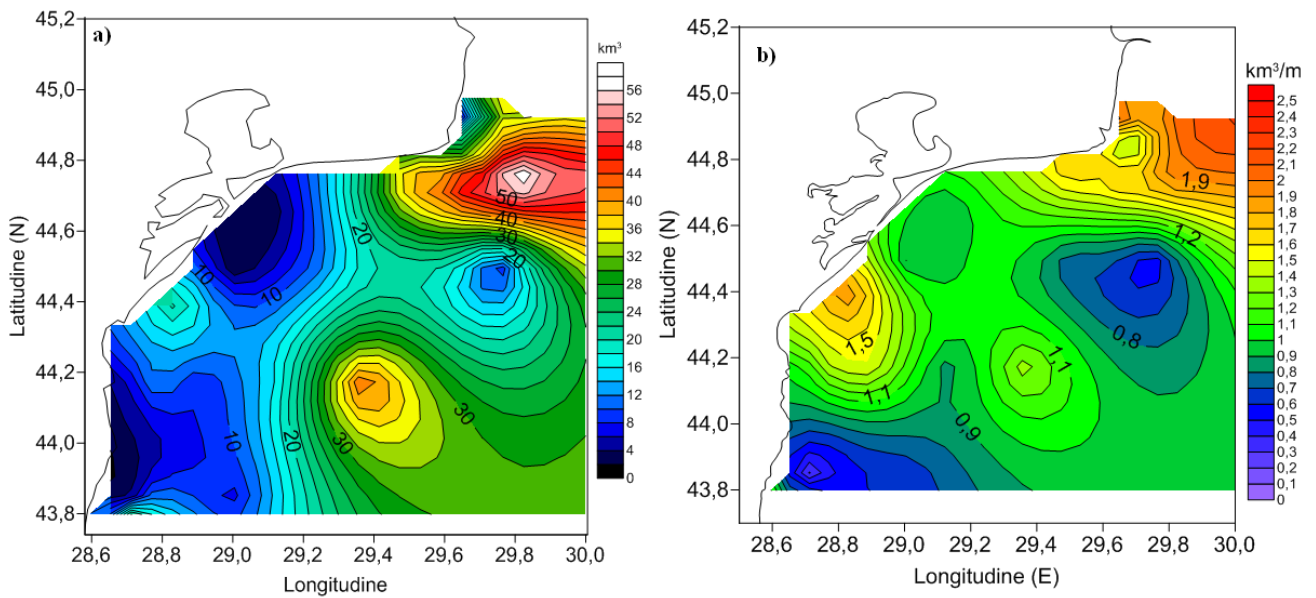


Figura 3.25. Distribuția spațială a valorilor mediane corespunzătoare: a) „anomaliei de temperatură a stratului rece” în SIR (km<sup>3</sup>) și b) „densității anomaliei de temperatură a stratului rece” (km<sup>3</sup> /m), pentru luna Mai a perioadei 1991 – 2010 (Km<sup>3</sup>)

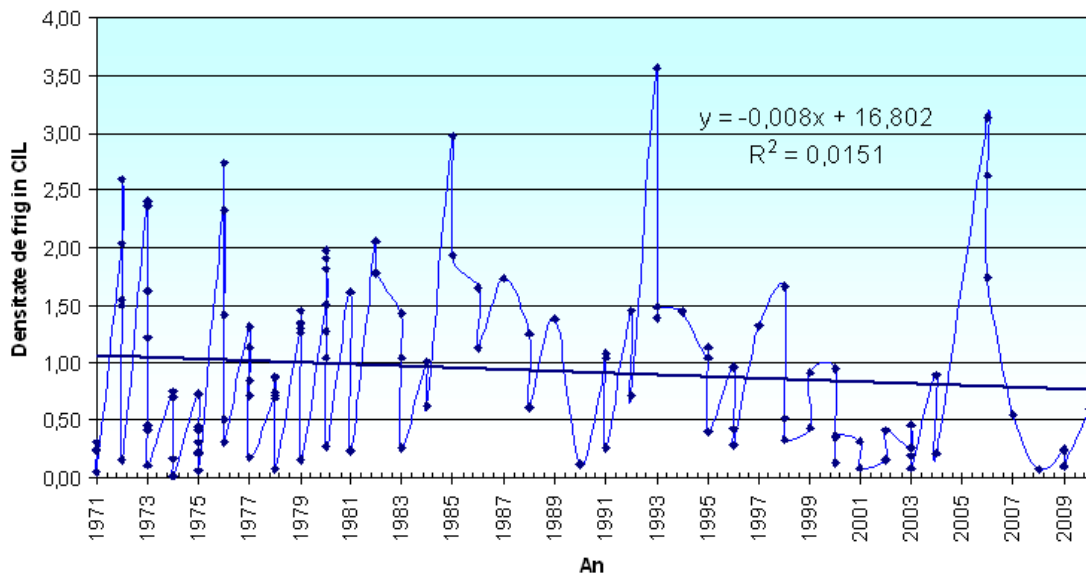


Figura 3.26. Distribuția „densității anomaliei de temperatură a stratului rece” în SIR și tendința pentru perioada 1991 – 2010, la stația de larg CT5 (Km<sup>3</sup>/m)

Pe termen lung, tendința temperaturii stratului superior este de creștere (cu aproximativ 0,1°C/an) în timp ce temperatura masei de apă rece rămâne constantă (Figura 3.27):

- la adâncimea de 0m: temperatura apei cu +0.095°C/an și salinitatea cu -0.022PSU/an;
- la adâncimea de 50m: temperatura apei cu - 0.002°/an și salinitatea cu –0.027PSU/an.

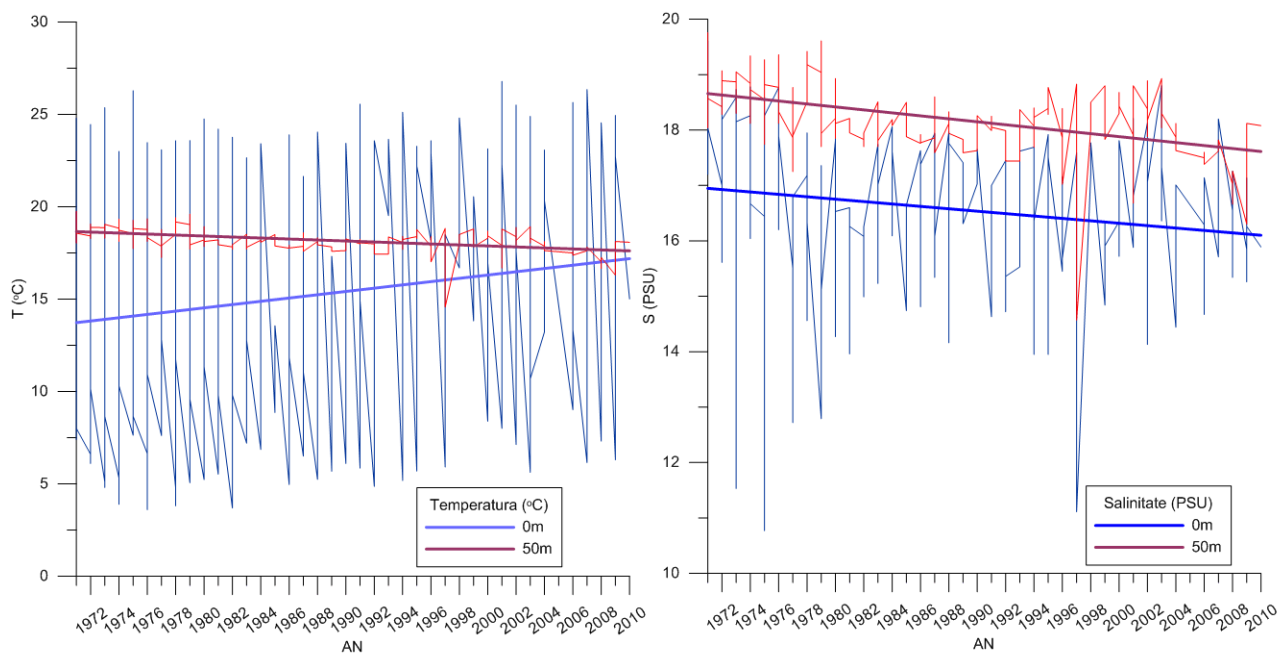


Figura 3.27. Variația anuală și tendința apelor marine la suprafață și 50m adâncime, a temperaturii și salinității pentru profilul Constanța, 1971 - 2010

### 3.4. INFLUENȚA DUNĂRII ASUPRA CARACTERISTICILOR SALINE

Platforma continentală românească reprezintă 40% din zona de nord-vest a Mării Negre, caracterizată în nord de un maxim la adâncimii de 70m, la Sulina (45°10'N), și în sud unde panta este abruptă, la Mangalia (43°50'N) un maxim de 200m, la 70 mile marine de țărm. Caracteristicile fizico-chimice ale platoului de vest sunt descrise de procesele de amestec între apa dulce (Dunăre) și sărate (Marea Mediterană).

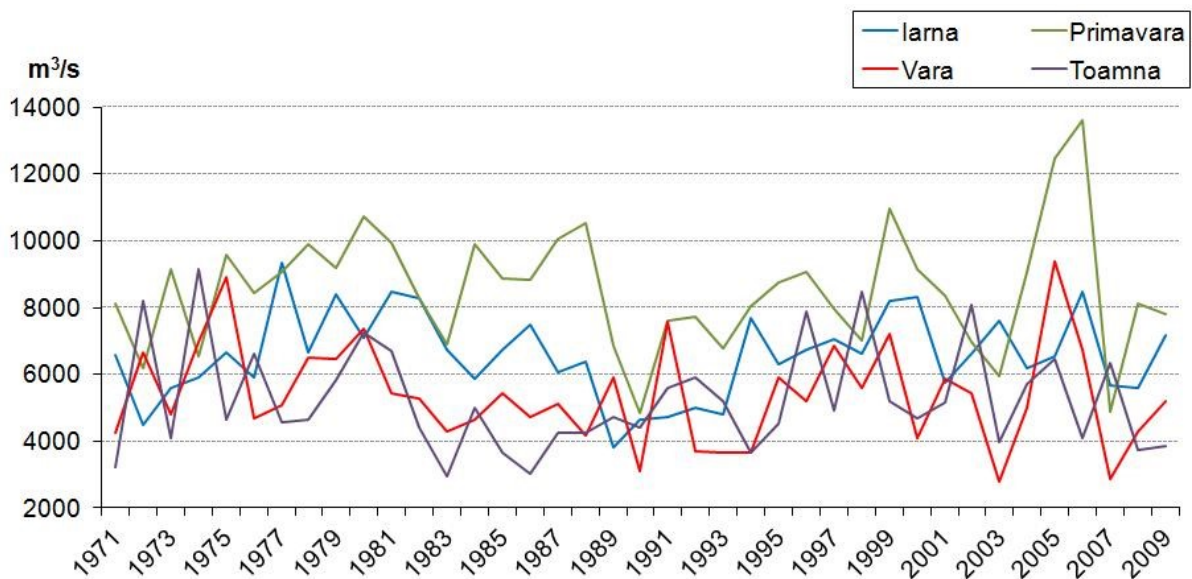


Figura 3.28. Debitul sezonier al Dunării (m<sup>3</sup>/an) în perioada 1971 – 2009 (Mihailov et al., 2013a)

Variabilitatea și influența Dunării asupra apei este analizată și descrisă în raport cu principalii parametri fizici: temperatura apei, salinitate și debit de apă dulce. Adâncimea corespunzătoare temperaturii și salinității, media, abaterea standard și mediana pentru perioada timpul 1971 - 2010 sunt prezentate în tabelul 3.4.

Apele în zona de larg sunt condiționate de procesele de amestec și de difuzie turbulentă care au loc în apele de mică adâncime: viteza curenților și influența Dunării. Debitul sezonier al Dunării (Figura 3.28), precum și corelarea circulației cu distribuția salinității la suprafața mării pentru condiții de aport fluvial scăzut (toamna), cât și ridicat (Figura 3.13) sunt discutate în primul rând.

În condițiile de debit mare (10.190 m<sup>3</sup>/s) în luna mai 1973, salinitatea la Sfântu Gheorghe, la suprafața mării prezintă gradienti puternici de la nord spre vest, ceea ce relevă faptul că amestecul avut loc în apropierea țărmului, sub influența curenților caracteristici (Figura 3.29a). Lângă gurile Dunării când a fost înregistrat debit scăzut (de exemplu în timpul toamnei 1973 cu 4.093,3 m<sup>3</sup>/s)

salinitatea a fost de aproximativ 16,0 PSU datorită influenței puternice a apelor marine de larg, aflate sub influența vântului și a circulației regionale, orientată de la nord la vest (Figura 3.29b).

Tabel 4.4. Statistica descriptivă a parametrilor fizico – chimici în partea de vest a Mării Negre, pe perioada 1971 – 2010 (Mihailov et al., 2013a)

| Parametru | Decada      | Min /<br>lună /An<br>măsurat | Stație/<br>Adâncime      | Max /<br>lună /An<br>măsurat | Stație/<br>Adâncime       | media | Dev.<br>Std. | Mediana | Nr.date |
|-----------|-------------|------------------------------|--------------------------|------------------------------|---------------------------|-------|--------------|---------|---------|
| T (°C)    | 1971 – 1980 | 0,32<br>III 1972             | Portița<br>5m            | 26,2<br>VIII 1970            | ECT<br>(Constanța)<br>0 m | 10,21 | 5,10         | 8,59    | 3221    |
|           | 1981 – 1990 | 0,84<br>II 1987              | ECT<br>(Constanța)<br>0m | 27,06<br>VIII 1984           | Gurile Dunării<br>5 m     | 12,31 | 6,36         | 10,58   | 1778    |
|           | 1991 – 2000 | 1,9<br>II 1994               | Portița<br>0 m           | 26,12<br>VIII 1992           | Portița<br>0 m            | 10,66 | 6,33         | 7,73    | 1316    |
|           | 2001 - 2010 | 0,8<br>II 2010               | Sf. Gheorghe<br>0m       | 28,5<br>VIII 2006            | Eforie<br>0 m             | 12,53 | 6,84         | 10,40   | 1136    |
| S (PSU)   | 1971 – 1980 | 0,38<br>V 1979               | Gurile Dunării<br>0 m    | 20,73<br>VIII 1971           | Vama Veche<br>75 m        | 17,53 | 1,978        | 18,17   | 3213    |
|           | 1981 – 1990 | 2,81<br>V 1985               | Gurile Dunării<br>0 m    | 21,94<br>V 1981              | TZ (Tuzla)<br>500 m       | 16,73 | 2,01         | 17,23   | 1782    |
|           | 1991 – 2000 | 0,53<br>V 1992               | Gurile Dunării<br>0 m    | 22,15<br>V 1991              | Mangalia<br>400 m         | 16,55 | 2,34         | 17,32   | 1309    |
|           | 2001 - 2010 | 0,12<br>V 2008               | Sulina<br>0 m            | 19,64<br>V 2009              | ECT<br>(Constanța)<br>0 m | 15,57 | 2,91         | 16,41   | 1138    |

În timpul sezonului de iarnă, apa continentală rece nou formată în apropierea Gurilor Dunării, cu o temperatură a apei mai mică, de 6°C de la suprafață până la 35m adâncime, și cu salinități reduse (la suprafață 2,52PSU), au influențat distribuția termică și salină în adâncime, pe tot platoul de vest a Mării Negre (Figura 3.30). Caracteristica circulației, orientată de la nord la sud, și vânturile puternice predominante pentru acest sezon, determină un transport al apelor reci și mai puțin saline în sudul platoului (cu adâncimea maximă de 50m în partea centrală) (Figura 3.30c, d, e, f).

Primăvara, distribuția salinității este un rezultat al două acțiuni opuse: convecție termică și de debit al Dunării (Figura 3.29, 3.31). Influența convecției termice influențează amestecul omogen pe verticală a maselor de apă, cu salinități ridicate, și aportul de apă dulce afectează stratul superior determinând o stratificare puternică în apele de adâncime mică. Valorile mari ale salinității în apele marine cu adâncime mare, înregistrate la Constanța și Mangalia, sunt efectul proceselor de advecție din zona de larg, ca efect al dinamicii pe mezoscală care combină circulația ciclonică din vestul bazinului și cea regională (Figura 3.31d, f).

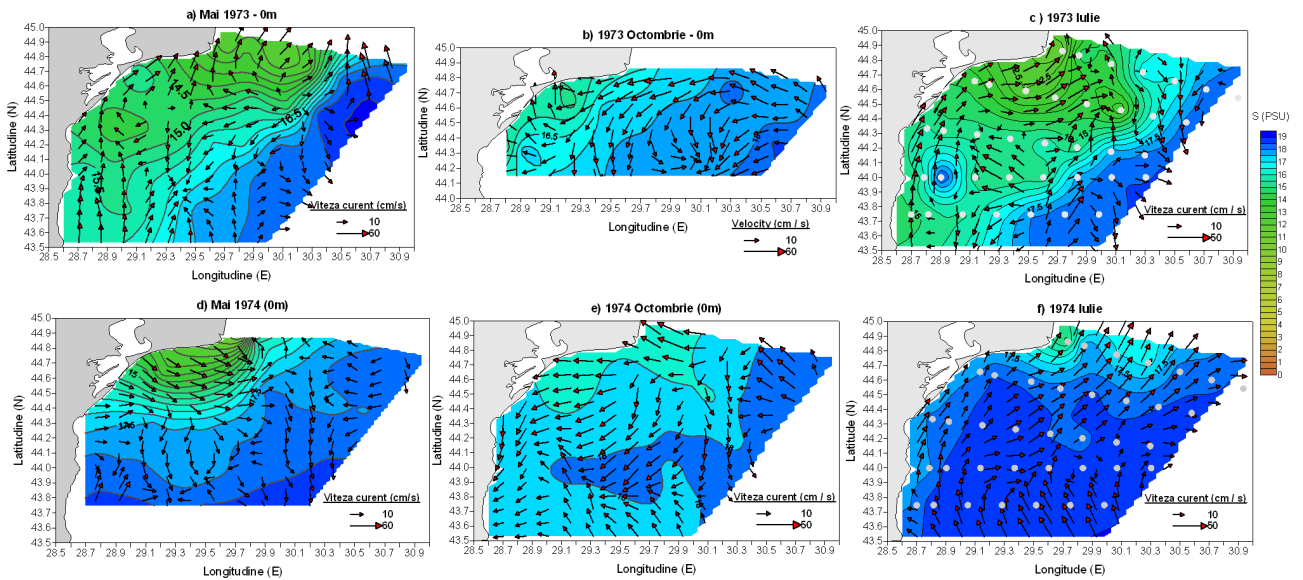


Figura 3.29. Influența circulației regionale asupra distribuției salinității pe platoul continental de vest al Mării Negre, corespunzător: primăvara și vara – debit mare al Dunării (a,c) sau scăzut (d, f) și toamna – debit scăzut (b, e) (Mihailov et al., 2013a)

Densitățile ridicate ale apei de mare în stratul superior (cu temperaturi scăzute și salinități mari) cât și influența Dunării este limitată cu adâncimea dar spre sud cu o extindere mare, pe orizontală, în luna aprilie (Figura 3.31 d, f). În luna mai, salinitățile înregistrate pe întreg platoul de vest, sunt relativ mari sub 20m depășind valorile caracteristice maselor de apă de adâncime (18,00PSU). Această distribuție este un indicator de terminare al fenomenului de upwelling.

În timpul sezonului cald, salinitățile maselor de apă profunde variază între 17,0 – 19,0PSU. Comparând distribuția verticală a isohalinelor, precum și pentru izoterme, pe profilele selectate se observă că la Gurile Dunării a persistat o stratificare puternică la adâncimea de 0 - 10m, în timp ce masele de apă s-au amestecat pe întreaga coloană de apă, de la Constanța și Mangalia. Stratificarea puternică și amestecul pe verticală a maselor de apă sunt explicate de forma isohalinelor sau izotermelor de la suprafață în adâncime.

Caracteristic pentru sezonul de toamnă este debitul relativ scăzut al Dunării (Figura 3.13, Figura 3.31) și suprapunând cu activitatea dinamică a curentului predominant de la nord la sud, rezultă distribuția termică omogenă pe verticală în stratul superior, format prin convecție, și distribuția uniformă a salinității pe verticală, de 18,00PSU în apele adânci (Figura 3.30 b, d, f).

Subiect principal al proceselor de eutrofizare în timpul anilor '70-'90, ca urmare a aportului mare de nutrienți cât și de concentrațiile organice de la râurile tributare din partea de nord-vest a Mării Negre, au favorizat o creștere a frecvenței și a magnitudinii înfloririlor algale, urmate de hipoxie și de scăderea biomasei benthice (Gomoiu, 1985; Cociașu et al., 1998). Distribuția anuală a temperaturii și salinității corespunzătoare perioadei de eutrofizare menționate anterior, corespund cu

evenimentele de upwelling, proces ce favorizează înflorirea algală cât și a fenomenului de hipoxie în anii '80, în sudul zonei de coastă românești al Mării Negre (Mihailov et al., 2013a).

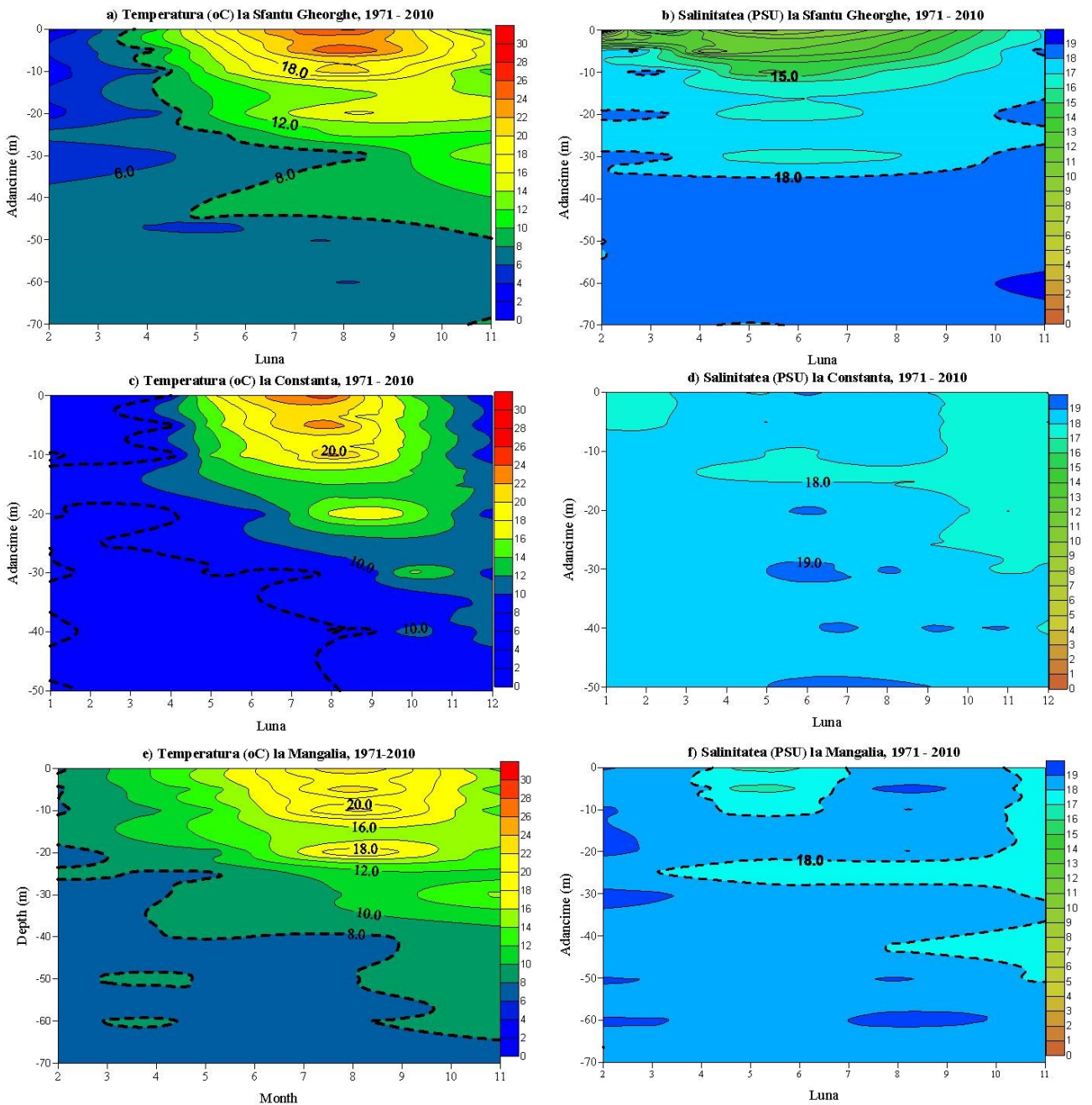


Figura 3.30. Evoluția medie multi-anuală (1971 – 2010) a temperaturii și salinității apei marine la stațiile de larg, în partea de vest a Mării Negre: a) Sfântu Gheorghe (stația 3), b) Est-Constanta (stația 5) și Mangalia (stația 3) (Mihailov et al., 2013a)



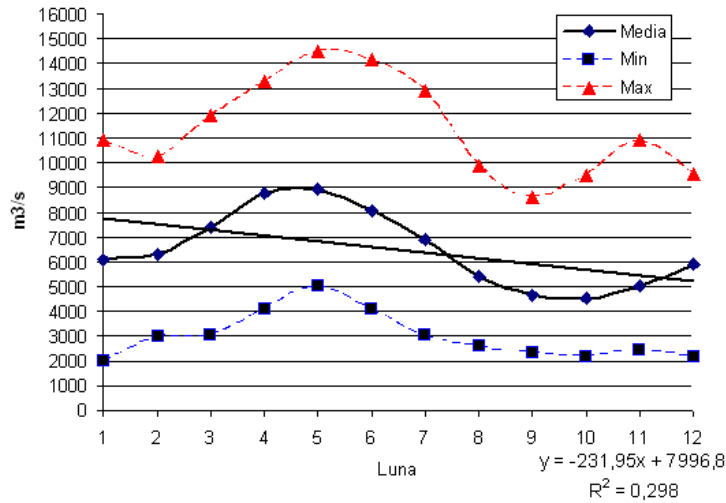


Figura 3.31. Distribuția debitului mediu, minima și maxima lunară al fluviului Dunăre, măsurat la stația Ceatal Ismail, 1971 – 2009 (Mihailov et al., 2013a)

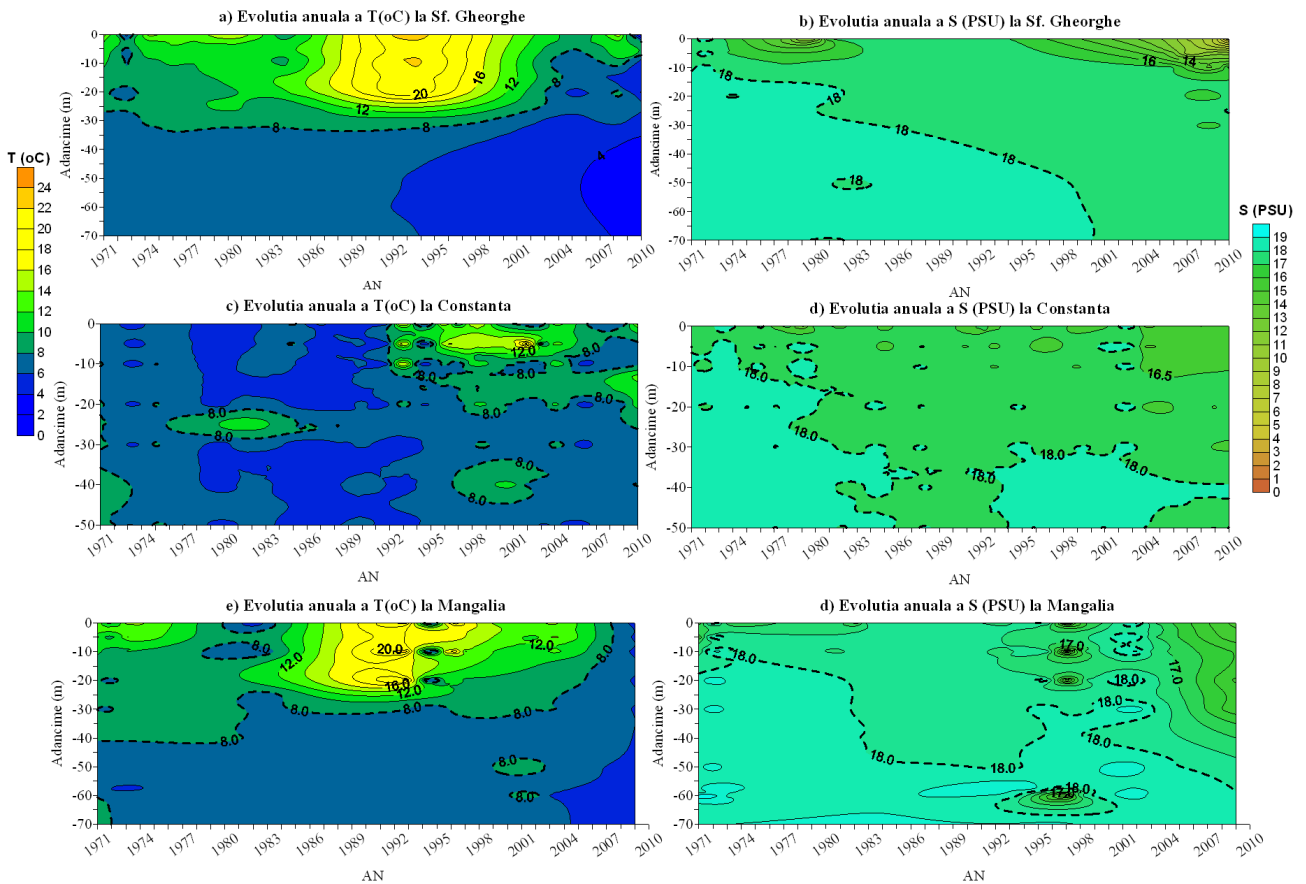


Figura 3.32. Evoluția medie multi-anuală (1971 – 2010) a temperaturii și a salinității apei marine la stațiile de larg, în partea de vest a Mării Negre: a) Sfântu Gheorghe (stația 3), b) Est-Constanta (stația 5) și Mangalia (stația 3) (Mihailov et al., 2013a)

Pentru partea centrală și de sud a platoului, schimbările anuale nu prezintă o regularitate aparentă, temperatura mării la adâncimea de 0-5m crescând cu aproximativ  $0,1^{\circ}\text{C}/\text{an}$  în perioada 1971-2010 (Figura 3.11; Figura 3.27) urmând tendința temperaturii aerului (de aproximativ  $0,2^{\circ}\text{C}/\text{an}$ ) în timp ce, în apele de adâncime temperaturile medii au fost constante. Valorile salinității au scăzut cu aproape  $0.03\text{PSU}/\text{an}$  în întreaga coloană de apă, cu excepția stratului superficial (de suprafață), puternic dependent de debitul anual al Dunării, variind cu  $0,02\text{ PSU}/\text{an}$ . Variația debitului anual al apelor dunărene nu prezintă o tendință vizibilă pe perioada 1971 - 2009 (Figura 3.13) iar o maximă a mediei a fost înregistrată în sezonul de primăvară (Figura 3.31), perioadă a anului ce corespunde cu evenimentele de upwelling înregistrate în zonele de coastă .

În mod obișnuit, fronturile fluviale pot fi identificate vizual, întrucât zona de convergență este marcată de prezența unei linii de spumă sau de acumulare a deșeurilor plutitoare, sau de o diferență marcată de transparența și culoarea maselor de apă superficiale (Figura 3.33).



Figura 3.33. Zona de convergență a apelor marine (culoare albastru marin închis) cu apele dunărene (culoare albastru deschis), zonă marcată și de spuma vizibilă la contactul celor două tipuri de apă (imagine personală, surprinsă în la Sulina în 15 mai 2003 în timpul expediției la bordul R/V *Steaua de mare I* a INCDM)



În zona gurilor Dunării, structura fronturilor este afectată de trei particularități: (a) prezența celor trei pene fluviale (corespunzătoare celor 3 guri de vărsare ale Dunării în Marea Neagră) conduce, uneori, la suprapunerea efectelor acestora; (b) variabilitatea regimului eolian modifică frecvent poziția penelor, ceea ce face ca parametrii mediului să nu prezinte caracteristicile mediului marin ci a celor rezultați din acțiunea anterioară a proceselor de amestec; (c) extinderea penelor fluviale este dependentă de debitul Dunării, care are variații considerabile.

### 3.5. STRATIFICAREA MASELOR DE APĂ ÎN ANUL 2012

Coloana de apă are trei straturi evidente în colțul de vest a Mării Negre, unde adâncimea maximă este de 50m și salinitatea este tipică unei zone marine similară unui estuar (Figura 3.34a,b.). În stratul de suprafață quasiomogen (SSQ), distribuția spațială a salinității este variabilă care depinde de circulația locală și de variațiile debitului Dunării (Figura 3.34a,b, Figura 3.13).

În sezonul rece, perioada de formare a stratului rece continental, se evidențiază creșterea aproape liniară a temperaturii și salinității cu adâncimea când, stratul superior dispare și diagrama T / S reprezintă amestecul a numai două mase de apă (Figura 3.34a).

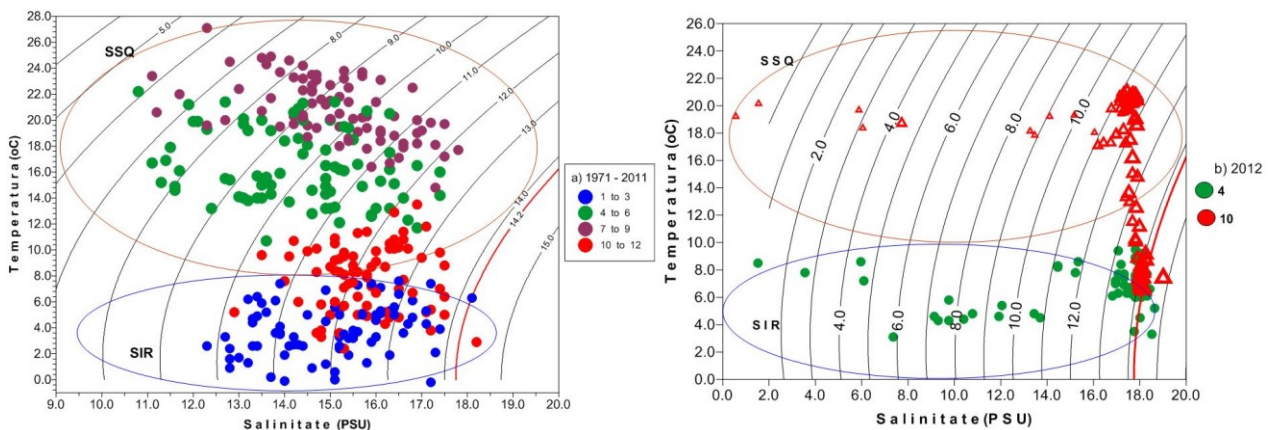


Figura 3.34. Diagrama T / S sezonier în zona de Vest a Mării Negre: a) 1971 – 2011; b) 2012 (Nicolaev et al., 2013)

Încălzirea ulterioară separă apele stratului superior de apele reci (SIR) printr-un strat cu gradienti mari de densitate (termoclina sezonieră) care împiedică amestecul și izolează termic apele de fund, care rămân cu temperaturi scăzute (Figura 3.35).

Izohalina de 18 marchează, la suprafața apei, frontul dintre apele de coastă și cele centrale (Figura 3.34ab, Figura 3.35). Conform diagramei T / S, în perioada de primăvară (luna a 4-a), tendința salinității apelor marine, pe tot platoul românesc, este de scădere (Figura 3.34b) iar

volumul limitei superioare a apei reci continentale crește (Figura 3.35 aprilie). Temperatura apei în straturile de amestec de suprafață în timpul perioadei de încălzire (primăvară) prezintă valori medii lunare scăzute de 7,4°C (Figura 3.15).

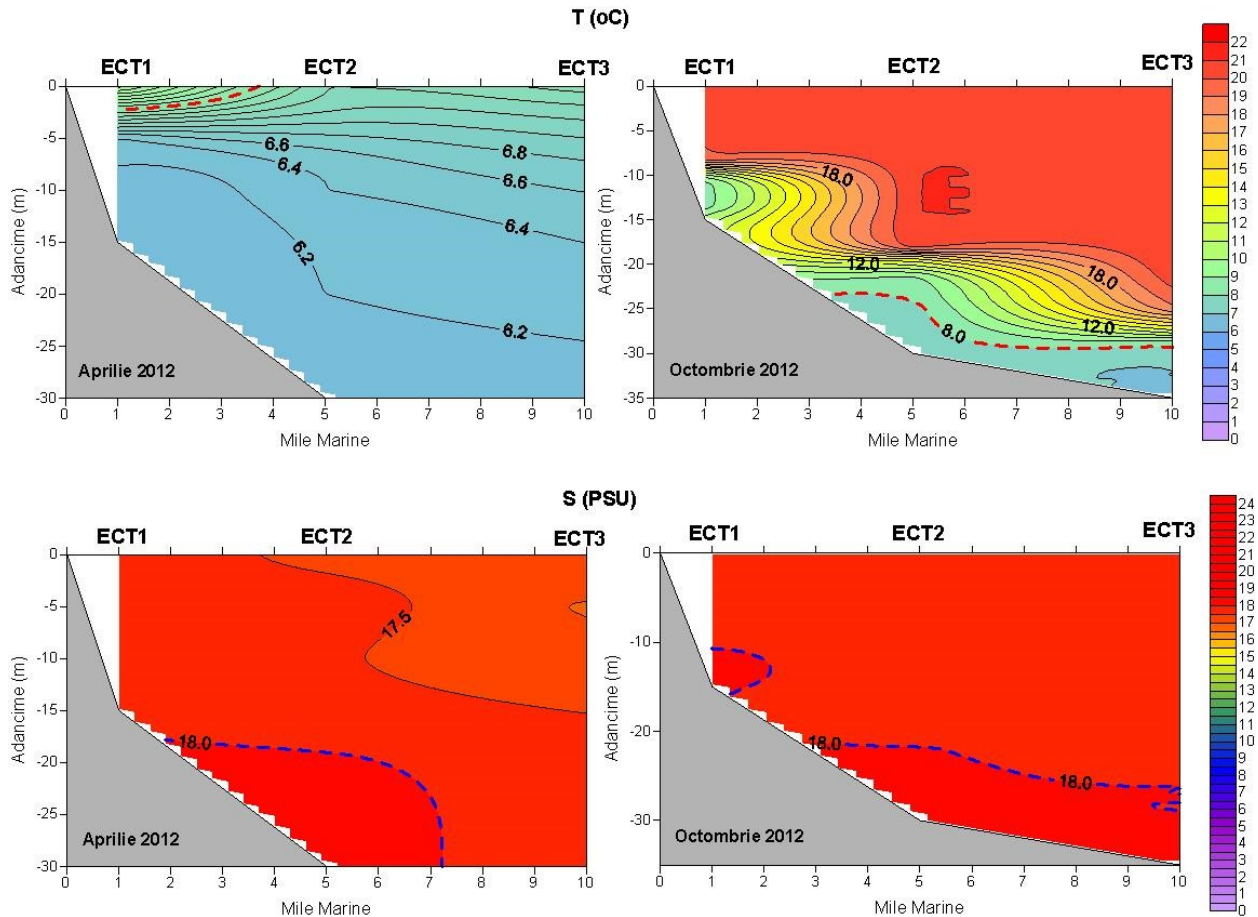


Figura 3.35. Distribuția pe verticală a maselor de apă în 2012, profil Est – Constanța (Nicolaev et al., 2013)

Tabel 4.5. Principalele valori ale temperaturii apelor de la litoralul românesc în anul 2012 (Nicolaev et al., 2013)

| Tipologie corp apă | Nr. de probe | Min. (°C) | Stația                | Luna    | Max. (°C) | Stația             | Luna      | Mediana (°C) | Dev. St. (°C) |
|--------------------|--------------|-----------|-----------------------|---------|-----------|--------------------|-----------|--------------|---------------|
| Ape tranzitorii    | 60           | 3,1       | Portița 20m (10m)     | Martie  | 20,4      | Portița 20m (0m)   | Octombrie | 13,1         | 6,2           |
| Ape costiere       | 74           | 6,0       | Constanța S 20m (20m) | Aprilie | 20,87     | Costinești 20 (0m) | Octombrie | 9,5          | 6,5           |
| Ape marine         | 88           | 3,3       | Portița 30m (10m)     | Martie  | 21,0      | Portița 40m (20m)  | Octombrie | 8,7          | 6,9           |

\*Valorile din paranteză reprezintă adâncimile din coloana de apă

Mai târziu (în octombrie), scăderea aportului de apă dulce dunărean, și continuarea perioadei de răcire duce la adâncirea termoclinei. Stratul de apă rece (Tapă=8°C) este omogen în sezonul de toamnă, atingând adâncimi mai mari de 25m dar valorile medii ale temperaturii stratului superior de

amestec (0 – 20m) sunt mai mari comparativ cu perioada de referință 1971 – 2011 (Figura 3.35, Tabel 4.5).

## CONCLUZII

Particularitățile hidrologice și bio-chimice ale Mării Negre o deosebește de majoritatea mărilor. Aceste caracteristici sunt determinate de debitul de apă dulce pe care Marea Neagră o primește de la fluviile / râurile tributare din partea de nord – vest dar și de schimbul de ape care are loc prin Strâmtoarea Bosfor.

Analiza particularităților proceselor legate de formarea și evoluția maselor de apă specifice zonei românești a Mării Negre este importantă pentru înțelegerea transformărilor pe care le suferă întreg ecosistemul marin. În perioada de formare a Stratului Intermediar Rece, apele sale reci înglobează sărurile nutritive și oxigenul din stratul superior. Adâncimea până la care extinde procesul de convecție depinde de caracteristicile termice ale sezonului rece și de regimul vântului. Ulterior, la baza acestui strat se produce interacția cu zona anoxică a mării, intensitatea reacțiilor de oxido-reducere fixând limita superioară a apelor de adâncime îmbogățite în hidrogen sulfurat.

Datorită amestecului de ape pe verticală, în partea de vest - nordvest a Mării Negre se găsesc mase de apă cu caracteristici saline diferite: unul inferior, cu ape ce provin din Marea Mediterană având o salinitate de 21-22 PSU și altul superior, cu ape mai puțin saline având o salinitate medie între 15-18 PSU.

Aportul de apă dulce influențează hidrochimia Mării Negre până la o distanță în larg de 50-100 km față de țărm și până în dreptul localității Vama Veche. În apropierea țărmului deltaic apele marine au o salinitate de 2,0 -3,0PSU, la 1-2 km în larg atingând 12,0PSU, iar 17,5PSU atinge marginea externă teritorială a platformei continentale de vest. Pe verticală, apele fluviale se află la suprafața mării într-un strat cu 1-3 m grosime, salinitatea acestora crescând progresiv până la 10-15m unde apele se omogenizează în jurul valorii de 17,0 – 18,0PSU.

Stratificarea pronunțată a temperaturii se produce în sezonul cald când stratul de suprafață, cu grosimi de 25 - 50 cm (stratul activ) se încălzește puternic. La adâncimi mai mari de 100-150m temperatura apei rămâne constantă tot timpul anului (8,1 - 9,1°C).

Limita superioară a *Stratului intermediar rece (SIR)*, format în partea de nord-vest a Mării Negre ca rezultat al convecției hibernale, se află la suprafață în sezonul rece (cu valori mai mici de 8°C) puternic influențată de condițiile meteorologice (temperaturi scăzute ale aerului și viteze mari ale vântului).





Figura 3.37. Imagine îngheț Marea Neagră în zona Mamaia – Constanța (27 Ianuarie 2006, imagine Departament Oceanografie - INCDM)



Figura 3.38. Imagine îngheț Marea Neagră în zona Mamaia – Constanța (29 Ianuarie 2006, imagine Departament Oceanografie - INCDM)





Figura 3.39. Imagine îngheț Marea Neagră în zona Mamaia – Constanța (25 Ianuarie 2010, imagine Departament Oceanografie – INCDM)



Figura 3.40. Imagine îngheț Marea Neagră - Mamaia (23 Februarie 2012, imagine Departament Oceanografie - INCDM)



Figura 3.41. Imagine îngheț Marea Neagră în zona de nord a litoralului românesc – Chituc (22 Februarie 2012, imagine Departament Oceanografie - INCDM)

## **CAPITOLUL 4**

### **DINAMICA MASELOR DE APĂ**

Procesele hidrodinamice care au loc în mediul marin sunt generate de fenomenele complexe de interacție dintre mare și atmosferă.

Schimburile de energie cinetică dintre cele două medii determină formarea curenților marini și a valurilor. În ambele cazuri, mișcarea este furnizată de tensiunea tangențială a vântului la suprafața mării ce se transformă în circulație cvasiuniformă în straturile active și în mișcare ondulatorie la suprafața apei.

Curenții marini influențează puternic modificările condițiilor fizico-chimice și hidrobiologice ale bazinului. Cauza principală a formării curenților o constituie vânturile care dau naștere așa - numiților “curenți de derivă”. A doua cauză importantă o reprezintă diferențele de densitate, datorită cărora se produc curenții superficiali din zonele de densitate redusă către zonele cu densitate ridicată, fapt ce la rândul său provoacă curenți de adâncime de direcție opusă numiți “curenți de convecție” (Șerpoianu, 1964; Muntean, 2005).

Din acest punct de vedere, este important a se discuta întâi despre influența caracteristicilor meteorologice (vântul) care influențează dinamica de suprafață și de adâncime a maselor de apă în nord-vestul Mării Negre.

#### **4.1. REGIMUL VÂNTULUI**

Situată la latitudini boreal-subtropicale, la frontiera dintre Europa și Asia, Marea Neagră este influențată de masele de aer nordice și izolat, de circulația subtropicală (mediteraneeană). În sezonul rece bazinul hidrografic al Mării Negre este expus permanent influențelor marilor arii de presiune maximă din zona polară și vara de cea de presiune minimă din zona ecuatorială (cicloul islandez, anticicloul Azore din Oceanul Atlantic).

Poziția geografică între circulația atlantică și siberiană dar și întinderea sa pe latitudine, determină instabilitatea meteorologică în diferite părți ale bazinului. Datorită configurației țărmului și a reliefului, sistemul circulației maselor de aer este intens variabil în zonele de coastă și mai puțin stabil în largul mării.

Stratul limită atmosferic de la suprafața mării are proprietăți particulare față de cel de deasupra uscatului.

Vânturile predominante în bazinul hidrografic sunt: austrul, care bate de la vest la est și Crivățul de la nord-est spre sud-vest, producând viscole iarna și secetă primăvara și vara.

Direcția și puterea vântului deasupra bazinului sunt determinate de tipul de circulație produs de procesele sinoptice, care corespund în general unui câmp baric întins asupra Europei.

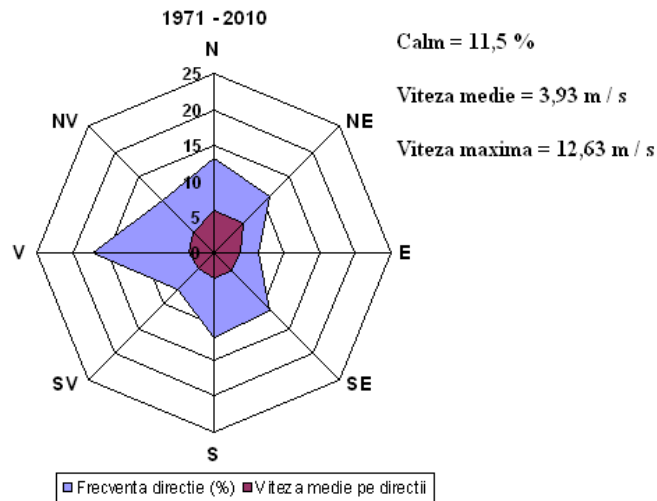


Figura 4.1. Distribuția pe direcții a frecvenței și vitezei medii la Constanța (1971 – 2010)

Analiza datelor existente pentru întreaga perioadă (1971 – 2010) a scos în evidență dominanța vânturilor din direcție vestică, care reprezintă 17% din total iar cea mai mică frecvență (6,4%) o au vânturile din direcția opusă, est (Figura 4.1).

În timpul sezonului rece predomină, în partea de vest și nord-vest a Mării Negre, vânturile din direcțiile nord, nord-est și vest (Figura 4.2a) cu viteze medii lunare de până la 7m/s. În sezonul cald, în regiunile vestice dar și centrale ale mării, vânturile dominante sunt din nord-vest, vest și sud-est (Figura 4.2.c).

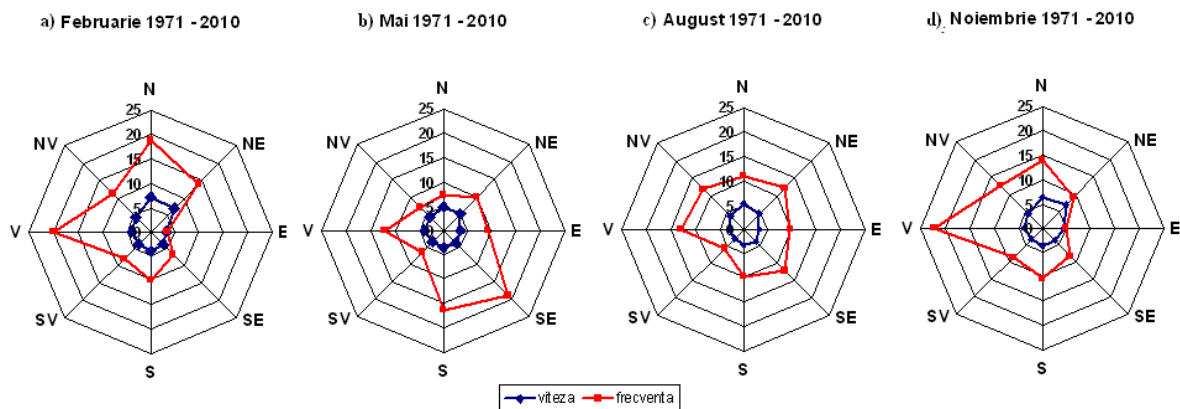


Figura 4.2. Viteza și frecvența vântului la Constanța, medii sezoniere (1971 – 2010)



O trăsătură importantă a vânturilor tari în zona litoralului românesc o constituie furtunile marine, cu viteze ce depășesc 10m/s iar durata furtunilor din NE ating în medie 107 ore, din care aproximativ 47 ore cu viteze la apogeu de peste 28m/s (Bondar et al., 1963).

Vânturile locale sunt caracterizate de activitatea brizei care se dezvoltă în zonele de coastă în timpul sezonului cald. Brizele se formează datorită încălzirii diferențiate a uscatului și a mării, susținute de topografia zonei.

Pe litoralul românesc, briza atinge viteze de 4 – 7m/s, briza marină fiind mai puternică decât cea de la uscat. În unele situații, briza este foarte importantă în determinarea condițiilor de vreme locală, în special vara, când influențează declanșarea și dezvoltarea convecției și, în consecință, se pot înregistra cantități importante de precipitații în zona costieră.

## 4.2. VALURILE

Valurile generate de vânt pot fi clasificate în trei tipuri: valuri de vânt (în lb. engleză: *sea*), hulă (*swell*) și brizanți (Ross, 1976; Ștefan, 1996). Vântul local generează *valurile de vânt*, cu următoarele caracteristici: aspect neregulat, perioade și înălțimi diferite (creste scurte cu perioade de 0,25 – 10,0s) care se deplasează în direcții variate.

Valurile care s-au deplasat în-afara ariei de generare (unde se aflau sub influența imediată a vântului), prezintă o formă mai regulată (uniforme) - cu creste mai lungi și bine definite - având perioadele cuprinse între 10 – 30s, numite valuri de *hulă* .

Valurile brizante sau de resacă apar în apropierea țărmului când viteza valului se reduce, iar crestele care se apropie între ele cad înainte prin deferlare (Ștefan, 1996). Acestea se deosebesc de valurile de vânt și de hulă prin faptul că particulele de apă nu mai au o mișcare orbitală ci au o direcție de deplasare dirijată spre țărm ca rezultat al eliberării de energie orientată spre zona de surf (plajă).

În momentul când valurile ajung pe fundurile mici din dreptul coastelor întinse are loc fenomenul numit *deferlare*. Prin deferlare se înțelege ridicarea, aplecarea în față, îndoirea și prăbușirea crestei.

O cantitate importantă a energiei valurilor este disipată în zona din apropierea țărmului și de aceea este necesară cunoașterea proceselor fizice fundamentale care duc la propagarea valurilor, a forțelor exercitate de acestea asupra construcțiilor din zona de coastă (Rusu, 2009, 2011).

Datorită configurației variate a țărmului, vânturile formează câmpuri diferite de valuri în porțiunile Jibrieni - Sfântu Gheorghe, Sfântu Gheorghe – Chituc și Capul Midia – Vama Veche, astfel că sub acțiunea vânturilor de SV, zona dintre Sfântu Gheorghe și Portița devine o zonă foarte agitată în timp ce restul litoralului românesc (datorită orientării generale a țărmului NS) este ferit de acțiunea vântului. Sub acțiunea vânturilor de nord întreg litoralul din partea de vest a Mării Negre devine foarte agitat, cu excepția Băii Portița (Bondar et al., 1963).

Datorită variabilității considerabile a regimului vânturilor, caracteristicile câmpurilor de valuri existente în zona studiată se modifică semnificativ în decursul unui an și prezintă mari diferențe interanuale.

Deși direcția vântului este foarte variabilă în decursul unui an, orientarea generală nord-sud a liniei coastei și a curbelor batimetrice, precum și distanța mică de la punctul de observație față de țărm, distorsionează puternic distribuția direcțiilor de propagare a valurilor (Tabelul 4.1). Asimetria distribuției acestora în zona de mică adâncime se datorează, pe de o parte, limitării fetch-urilor pentru vânturile din sector vestic și, pe de altă parte, efectului de refracție care face ca crestele valurilor să devină paralele cu linia țărmului. Astfel, 92% din valurile observate se propagă din sectorul NE-E-SE (Mihailov et al., 2013b).

Valorile medii ale parametrilor sunt determinate de cauze diferite: cea mai mare valoare medie a înălțimii din direcție nord (1,8 m) este cauzată de vânturile puternice dominante din această direcție, mai ales în sezonul rece, în timp ce, perioada medie maximă a valului pe direcția est (5,3s), rezultă din dominanța hulei cu incidența normală la țărm. Perioada maximă înregistrată a fost de aproximativ 11s, pentru un val de hulă din această direcție (Mihailov et al., 2013b).

Tabel 4.1. Distribuția tipului de val în funcție de direcția de propagare (medii multi-decadale 1971 – 2010) la Constanța (Mihailov et al., 2013b)

| Direcție  | Val de vânt |                      | Hulă  |                      | Total |                      |
|-----------|-------------|----------------------|-------|----------------------|-------|----------------------|
|           | F (%)       | H <sub>med</sub> (m) | F (%) | H <sub>med</sub> (m) | F (%) | H <sub>med</sub> (m) |
| <b>N</b>  | 6,50        | 1,11                 | 1,53  | 0,61                 | 4,86  | 1,06                 |
| <b>NE</b> | 38,51       | 1,71                 | 15,12 | 1,45                 | 30,77 | 1,67                 |
| <b>E</b>  | 32,03       | 1,70                 | 56,13 | 1,45                 | 40,00 | 1,58                 |
| <b>SE</b> | 20,02       | 1,25                 | 25,39 | 1,30                 | 21,90 | 1,27                 |
| <b>S</b>  | 2,93        | 0,90                 | 1,53  | 0,70                 | 2,47  | 0,86                 |

Valorile medii lunare pentru perioada cu mare calmă, valuri de vânt și de hulă, calculate pentru întreaga perioadă, reflectă ciclul anual de evoluție a stării de agitație marină în apele din apropierea țărmului. În concordanță cu schimbările sezoniere în regimul vântului, în sezonul rece (octombrie - martie), pot apare valuri cu înălțimi mai mari de 0,2m în mai mult de 50% din timp iar

în luna iunie frecvența acestora este mai mică de 30%. În consecință, înălțimea medie depășește 1,0m în perioada rece și este de doar 0,7m în iunie (Figura 4.3). Dacă înălțimile medii lunare sunt calculate incluzând și situațiile de mare calmă, ultima valoare nu depășește 0,2m (Mihailov et al., 2013b).

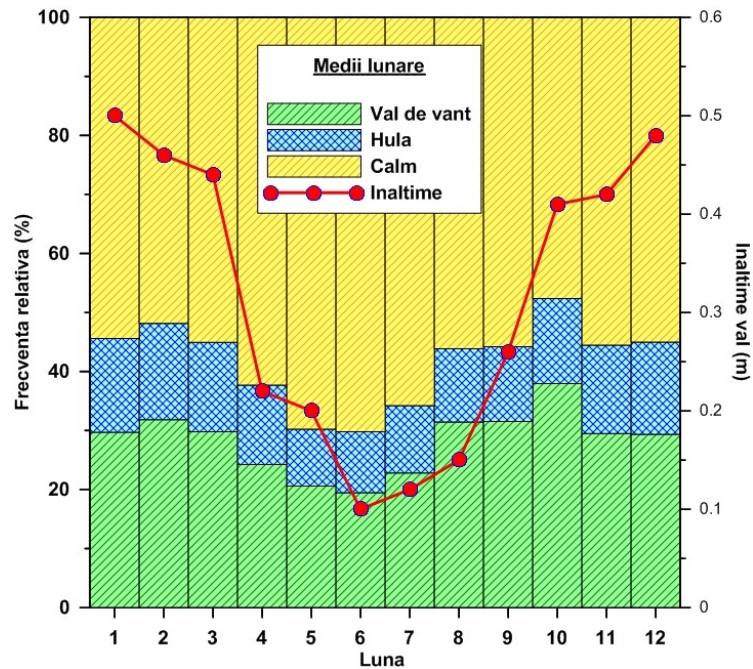


Figura 4.3. Frecvența medie lunară a valorilor de vânt, hulă și calm înregistrate la Constanța (1971 – 2010) (Mihailov et al., 2013b)

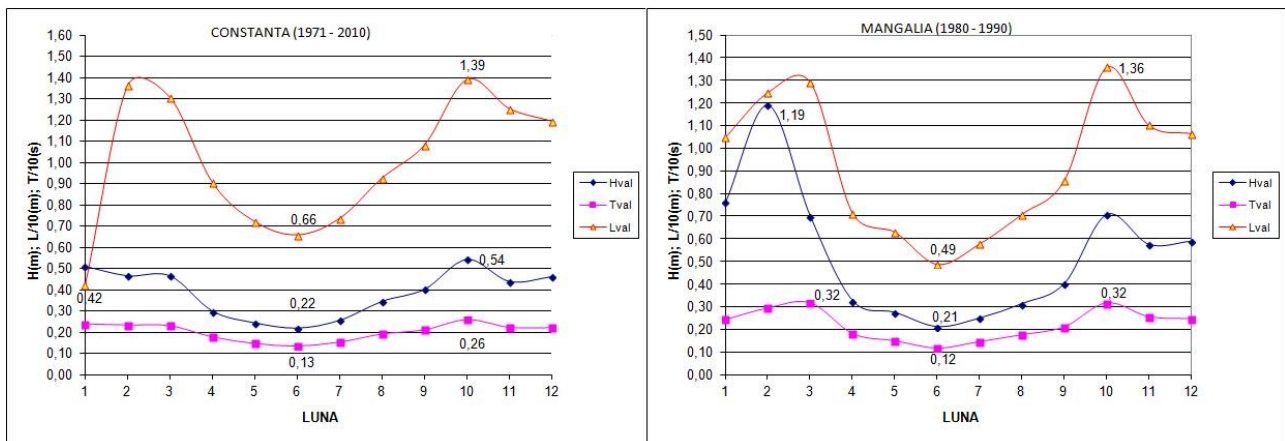


Figura 4.4. Distribuția mediilor lunare a parametrilor de val măsurați la Constanța (1971 – 2010) și Mangalia (1980 – 1990)

Evoluția mediilor lunare ale elementelor valurilor, la Constanța și Mangalia, are caracteristici asemănătoare cu cea a frecvenței acestora (Figura 4.4) astfel că, se înregistrează cele mai mari medii lunare ale înălțimii, perioadei și lungimii în octombrie și în februarie pentru ambele stații iar minimele în sezonul cald.

Pentru perioada 1971-1995, pentru care au fost disponibile datele standard de vânt de la stația meteorologică Constanța, a fost dedusă o corelație empirică între viteza vântului și înălțimea valurilor (Figura 4.5). Cele două polinoame de interpolare au aproximativ același grad de concordanță dar curba de gradul trei ar putea fi un indicator al spargerii valurilor înalte la adâncimea punctului de observație (Mihailov et al., 2013b).

Datorită faptului că seria de date de la Constanța este neomogenă și întrucât nu există date disponibile pentru a calcula o corelație satisfăcătoare între parametrii valurilor observate vizual (1996- 2010) și cei mășurați cu ajutorul instrumentelor specifice (1966 – 1995), au fost comparate doar densitățile empirice de repartiție (frecvențele relative) pentru cele două serii diferite și pentru seria integrală de date din perioada analizată (1966 – 2010) (Figura 4.6).

Forma curbelor este destul de asemănătoare, dar clasa inferioară ( $H < 0,5\text{m}$ ) are o frecvență de două ori mai mare în datele vizuale decât în seria celei instrumentale, în detrimentul valurilor cu înălțimi mai mari. Nu au fost raportate valuri mai mari de 3,5m pentru perioada 1996 - 2010, în principal datorită faptului că zona de observare este mult mai aproape de țărm și deferlarea valului are loc la înălțimi mai mici. Având în vedere că duratele celor două serii sunt în raport de 1:2, distribuția totală a frecvenței reflectă, în principal, de proprietățile datelor instrumentale (Mihailov et al., 2013b). Astfel, se poate calcula funcția de repartiție (distribuția cumulativă) precum și funcția complementară, numită funcția de asigurare (Figura 4.7), folosită pentru a stabili forma analitică a distribuției de probabilitate (Nerzic et al., 1997; Sterle A. și Caires, 2005).

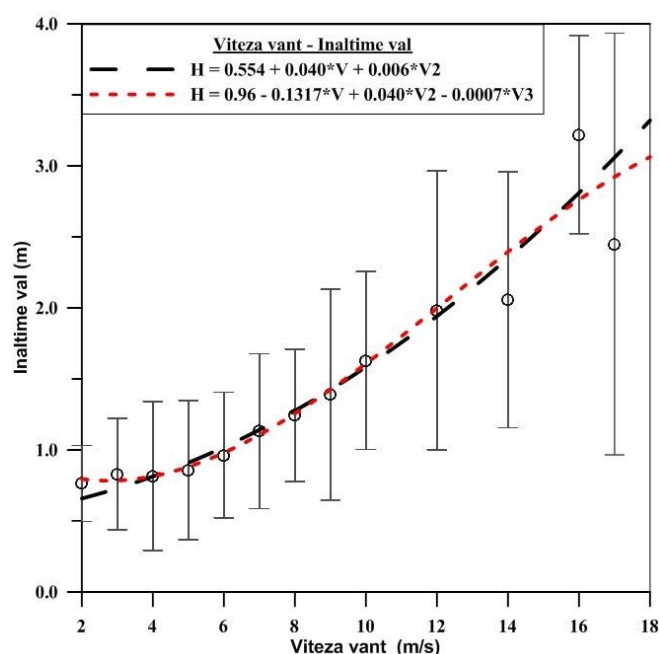


Figura 4.5. Corelația dintre înălțimea valului și viteza vântului la Constanța (1971 – 1995) (Mihailov et al., 2013b)

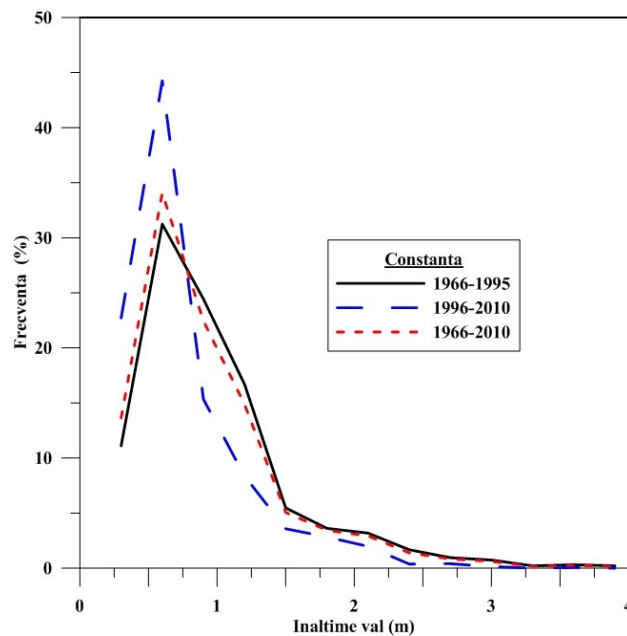


Figura 4.6. Comparație între distribuția frecvențelor și a înălțimii valurilor măsurate instrumental și vizual la Constanța (Mihailov et al., 2013b)

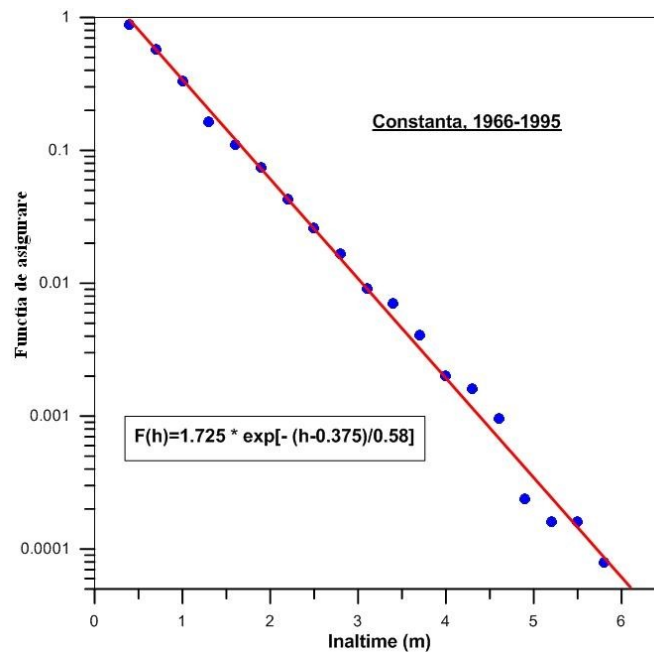


Figura 4.7. Forma analitică a distribuției de probabilitate pentru stația Constanța (Mihailov et al., 2013b)

Datorită datelor neomogene de la stațiile de observații (Constanța, Gloria și Mangalia) și pentru-că nu există pentru sudul litoralului românesc date disponibile decât pentru 10 ani, pentru a calcula o corelație satisfăcătoare între parametrii valurilor, au fost comparate doar densitățile empirice de repartiție (frecvențele relative) pentru cele trei serii comparabile - pentru Constanța și Mangalia (perioada 1980 – 1990) iar pentru stația Gloria anul 2003 (Figura 4.8). Distribuția de repartiție a înălțimii valurilor pentru cele trei stații, este asemănătoare pentru intervalul 0,2 – 1,5m.

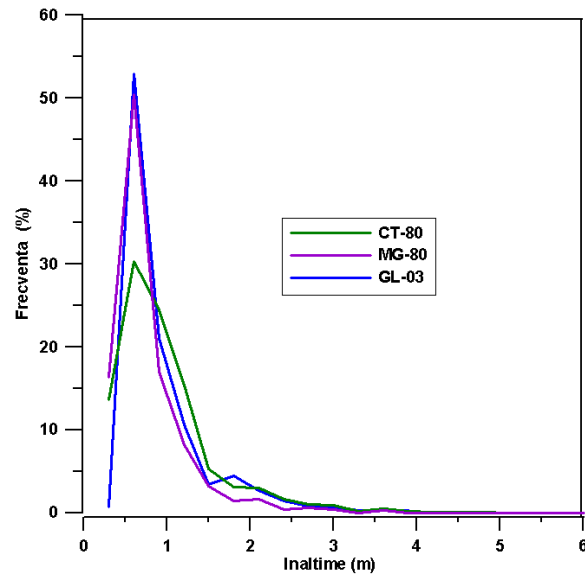


Figura 4.8. Comparație între distribuția frecvențelor și a înălțimii valurilor măsurate la Constanța, Gloria și Mangalia

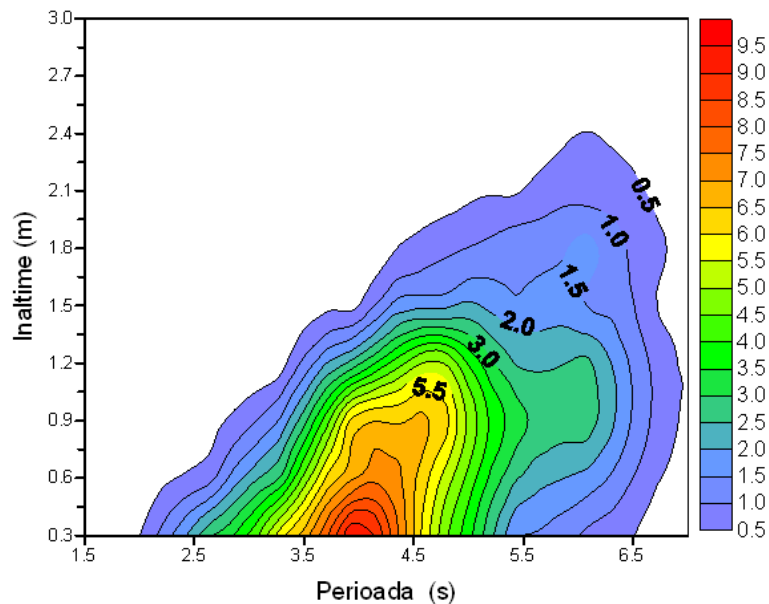


Figura 4.9. Distribuția bidimensională a înălțimii și perioadei la Constanța (1966 – 1995) (Mihailov et al., 2013b)

Distribuția combinată a înălțimilor și perioadelor a fost evaluată folosind un tabel de contingență cu clase de 0,3m și respectiv 0,7s (Figura 4.9). Modul repartiției (frecvența maximă) este localizat în celula 0,5 - 0,7m și 3,7 - 4,3s, care coincide cu cea a distribuției valurilor de vânt, în timp ce cea obținută pentru hula este în celula învecinată, cu perioadele în intervalul 4,4 - 5,0s (Mihailov et al., 2013b). Distribuțiile marginale pot fi ajustate cu diferite formule analitice, dar ele sunt diferite pentru diferite seturi de date (Athanasoulis et al., 1994).

Distribuția teoretică a înălțimilor într-un câmp de valuri se presupune a fi de tip Rayleigh, în ipoteza că înălțimile individuale au o distribuție Gauss. Pentru seria de timp a parametrilor de undă

individuale au fost propuse mai multe formule și distribuții pentru date experimentale în diferite regiuni ale oceanului pentru valori mari de înălțime a valurilor. De asemenea, pentru a descrie mai bine datele s-au propus și o combinație de distribuție Rayleigh pentru valurile mari și Weibull pentru înălțimi mici de val (Warren, 1992; Emery și Dewar, 1982; Montgomery, 1958).

Pentru seria 1966 - 1995, o distribuție Weibull a avut ca rezultat un exponent  $k = 1,45$  dar cea mai bună interpolare a fost cea dată de legea exponențială. Întrucât distribuția Weibull este un intermediar între Rayleigh (cu parametrul de formă  $k = 2$ ) și exponențială (pentru  $k = 1$ ), a fost selectată metoda cea mai simplă. (Figura 4.10). Aplicând metoda celor mai mici pătrate pentru funcția de asigurare, s-a obținut o relație liniară între  $\ln[-\ln(1-F)]$  și  $\ln(H)$ , cu un coeficient de corelație  $R^2 = 0,994$ , astfel încât densitatea de repartiție are forma (Mihailov et al., 2013b):

$$f(H) = 1.725 \cdot \exp\left[\frac{-(H - 0.38)}{0.58}\right]. \quad (4.1)$$

Valabilitatea ecuației (4.1) este limitată la domeniul datelor pe care a fost calculată. Aplicarea acesteia pentru a evalua o înălțime a valului cu asigurarea (perioada de revenire) de o dată la 50 ani duce la o valoare de 6,9m, care este însă irelevant ca urmare a procesului de deflurare (Mihailov et al., 2013b).

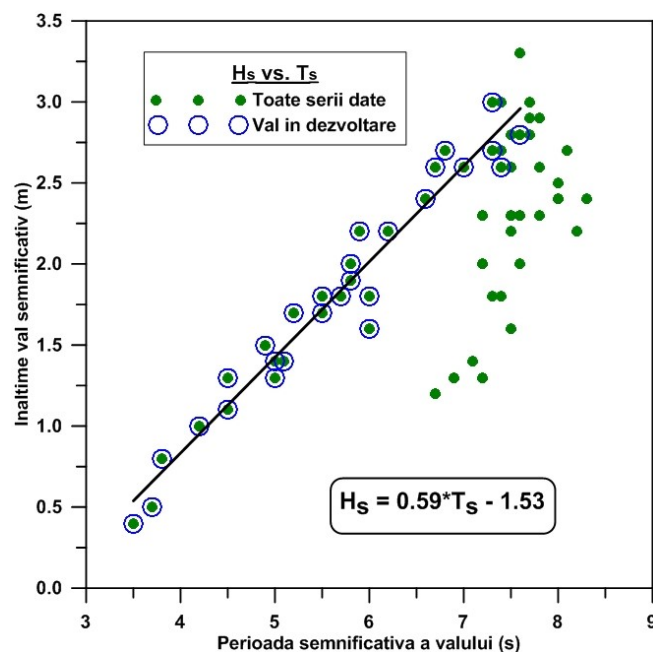


Figura 4.10. Corelație  $H_s / T_s$  val la stația Mamaia (Mihailov et al., 2013b)

Regimul furtunilor în zona românească de coastă a fost investigat atât din punct de vedere meteorologic cât și oceanografic din cauza efectelor negative considerabile (Bondar C., Podani,

1979; Chitoroiu, 1997, 1999; Cordoneanu, 2004; Rusu, 2009; Chitoroiu și Tomescu, 2009; Mateescu, 2009; Valcev N. N. și Trifonova, 2012).

Din setul de date de la stația Mamaia, a fost realizat un inventar de furtuni, utilizând diferite criterii de selecție: praguri pentru  $H_{1/10}$  sau  $H_s$ . Un studiu de caz a fost făcut cu ajutorul a două seturi de date de val (golful Mamaia și platforma Gloria) pentru furtuna din noiembrie 2007, cea mai lungă și cea mai intensă în perioada 2007-2009. Perioada 17 – 20 noiembrie 2007 a fost caracterizată de vânturi constante puternice din sectorul de nord-est (Mihailov et al., 2013b).

Schimbările lente în direcția vântului (rotație ENE-NE-NE-N) sunt tipice pentru trecerea spre nord-est a unui ciclon de iarnă de origine mediteraneeană, concomitent cu pătrunderea masivă de aer rece din nord-vestul Europei. Evoluția parametrilor valurilor este specifică pentru debutul furtunii și dezvoltarea sa ulterioară spre o mare complet dezvoltată, urmată de o atenuare lentă a valurilor - Figura 4.11) (Mihailov et al., 2013b).

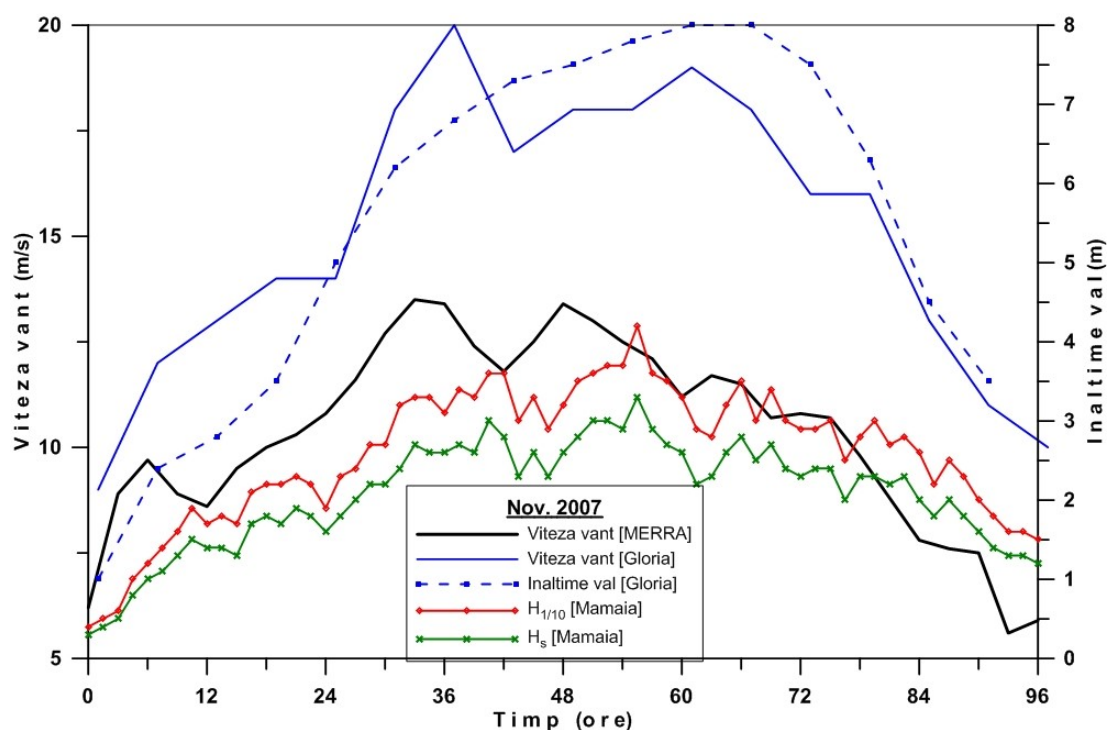


Figura 4.11. Studiu de caz de furtună (17 – 20 noiembrie 2007) (Mihailov et al., 2013b)

În prima parte a intervalului investigat, parametrii valului au crescut constant în timp. Corelația înălțimii valurilor cu viteza vântului a fost semnificativă (Figura 4.11). În acest interval, înălțimea și perioada valurilor au fost, de asemenea, puternic corelate cu  $R^2 > 0,8$ . Aceeași valoare a coeficientului de corelație a rezultat, de asemenea, pentru relația liniară dintre pătratul vitezei vântului și înălțimea a valurilor, sugerând un echilibru permanent între tensiunea vântului și energia



câmpului valurilor (Cristescu și Diaconu, 1980; Ștefan, 1996; Thorpe , 2009; Mihailov et al., 2013b).

În cea de a doua parte a intervalului, când valurile își pierd din intensitate, aceste corelații nu mai există. Întrucât viteza vântului rămâne ridicată și relativ constantă, acest proces poate fi explicat prin schimbările în fetch-ul vântului în raport cu punctul de măsurare, ținând cont de configurația liniei de coastă în partea de nord-vest a Mării Negre sau prin efectul diferenței dintre direcția vântului și a valului. Nu poate fi făcută nici o deducere privind deplasarea spre larg a liniei de deferlare odată cu creșterea înălțimii și lungimii valului (Mihailov et al., 2013b).

Pe parcursul dezvoltării furtunii, valorile individuale ale înălțimii și perioadelor valurilor au fost, de asemenea, puternic corelate, dar această relație dispare în fazele ulterioare (Figura 4.11). În zona de larg (stația Gloria), viteza vântului a ajuns la 20m/s, iar înălțimea maximă a valului observată a fost 8,0m cu corelații similare în prima parte a perioadei analizate (Mihailov et al., 2013b).

Distribuția bidimensională a înălțimii și perioadei valurilor a fost analizată cu ajutorul a aproximativ 17 mii de înregistrări făcute în zona Mamaia (Figura 4.12). Rezultatul este similar cu cel obținut pe datele pe termen lung (Figura 4.10), cu un lob mai îngust, indicând o corelație strânsă (Mihailov et al., 2013b).

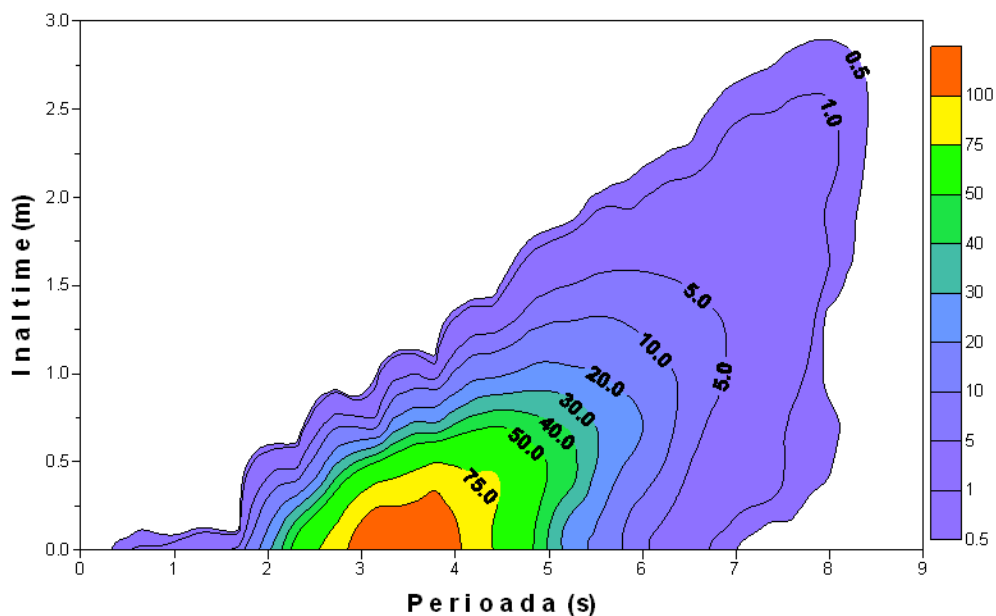


Figura 4.12 Distribuția bidimensională a înălțimii și perioadei de val la stația Mamaia (2006 – 2010)

Starea de agitație marină pentru anul 2012 este evaluată pe baza observațiilor realizate la Constanța (494 observații), comparativ cu perioada de referință (1971 – 2011). Agitația marină

poate fi caracterizată ca slabă în iunie (7,53%) și martie (9,68%) cu valuri de vânt și moderată în celelalte luni (excepție în luna iulie cu maxima de 43,01%) când frecvența valurilor nu a depășit 27%. Aprecierea are în vedere și înălțimea valurilor observate care au depășit 1,25m (Nicolaev et al., 2013).

Maximul gradului de agitație al mării, pe scara Beaufort, a fost de grad 5 - 7 (înălțime val de 6,5 m) înregistrându-se în luna februarie (Figura 4.14, Tabel 4.2). În această lună, deși viteza medie a vântului a fost de doar 2,48 m/s, a existat o perioadă de furtună (7 - 8 februarie 2012) în care viteza vântului la Constanța a atins 12 - 20m/s din direcția nord-est și rafale de până la 30m/s la platforma Gloria. Comparativ cu perioada de referință, un maxim de ~ 6m al înălțimii valului a fost înregistrat în ianuarie 1981 (Nicolaev et al., 2013).

Se poate observa că înălțimea valurilor la Constanța, în perioada 7 - 8 februarie 2012, corespunde cu predicția modelului de valuri SWAN, operațional în Bulgaria – Institutul Național de Meteorologie și Hidrologie cât și cu datele de altimetrie satelitare (imaginea realizată utilizând software-ul Google Earth – Figura 4.13).

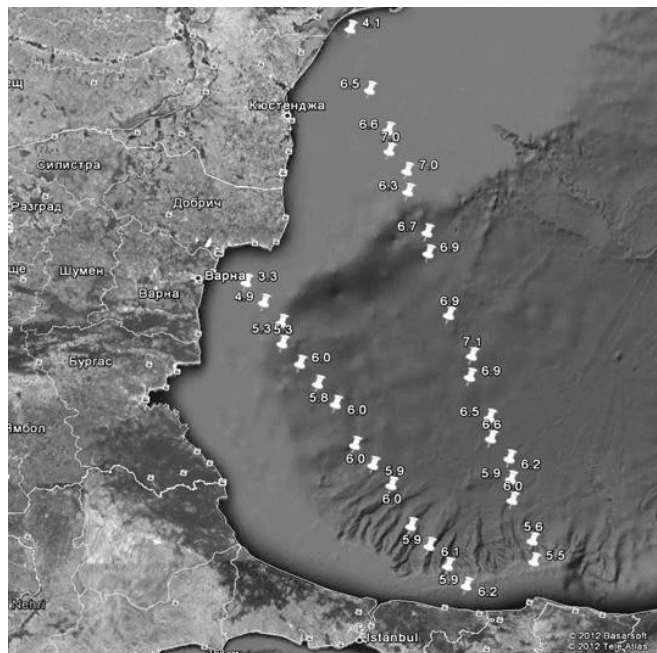


Figura 4.13. Înălțimea valurilor (m), satelit ENVISAT la 07.02.2012 21h-UTC (dreapta) și 08.02.2012 de JASON1 (stânga) (Galabov et al., 2012)

Repartiția acestora pe direcții de propagare este determinată de distribuția vânturilor dominante și, respectiv, orientarea generală a țărmului. Astfel, 43,83% din valurile de vânt se propagă din N, NNE și NE (sezonul rece), în timp ce, datorită refracției mai puternice la lungimi de

undă mari, 9,6% din hulă (aprilie) se propagă predominant din SSE (Figura 4.15) (Nicolaev et al., 2013).

Evoluția medie anuală a perioadelor de calm (înălțimea valurilor mai mică de 0,1m), relevă că durata perioadelor de calm este maximă în luna martie, iunie și octombrie, iar minima observată în iulie (Tabel 4.2) (Nicolaev et al., 2013).

Tabel 4.2. Caracteristicile valurilor la Constanța, în perioada ianuarie – decembrie 2012 (Nicolaev et al., 2013)

| Luna             | 01    | 02    | 03    | 04    | 05    | 06    | 07    | 08    | 09    | 10    | 11     | 12    |
|------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|
| <i>Hmax (m)</i>  | 5,0   | 6,5   | 0,6   | 1,7   | 1,2   | 0,7   | 2,0   | 1,0   | 1,5   | 1,0   | 2,00   | 5,50  |
| <i>Hmin (m)</i>  | 0,4   | 0,5   | 0,4   | 0,4   | 0,5   | 0,5   | 0,3   | 0,5   | 0,4   | 0,4   | 0,50   | 0,50  |
| <i>Hmed. (m)</i> | 1,84  | 2,04  | 0,54  | 0,65  | 0,76  | 0,53  | 0,81  | 0,71  | 0,74  | 0,63  | 0,99   | 2,00  |
| <i>Tmax (s)</i>  | 6,2   | 8,90  | 5,3   | 7,2   | 4,4   | 3,8   | 4,7   | 4,1   | 5,2   | 6,5   | 7,00   | 7,80  |
| <i>Tmin (s)</i>  | 3,2   | 3,3   | 3,2   | 3,2   | 3,3   | 3,3   | 3,3   | 3,3   | 3,3   | 3,4   | 3,50   | 3,90  |
| <i>Tmed (s)</i>  | 4,41  | 4,85  | 3,62  | 3,88  | 3,78  | 3,41  | 3,73  | 3,64  | 3,87  | 4,44  | 4,67   | 5,87  |
| 0-0,1m (%)       | 40,86 | 35,63 | 60,22 | 43,33 | 46,24 | 58,06 | 27,96 | 52,69 | 38,71 | 59,14 | 37,63  | 34,41 |
| Val de vânt (%)  | 26,88 | 20,69 | 9,68  | 19,36 | 21,51 | 7,53  | 43,01 | 18,28 | 23,66 | 13,98 | 23,66% | 17,20 |
| Hulă (%)         | 1,08  | 2,30  | 1,08  | 2,22  | 0,00  | 0,00  | 0,00  | 0,00  | 2,15  | 1,08  | 4,30   | 5,38  |
| No Data (%)      | 31,18 | 42,53 | 29,03 | 34,44 | 32,26 | 34,41 | 29,03 | 29,03 | 35,48 | 25,81 | 34,41  | 43,01 |

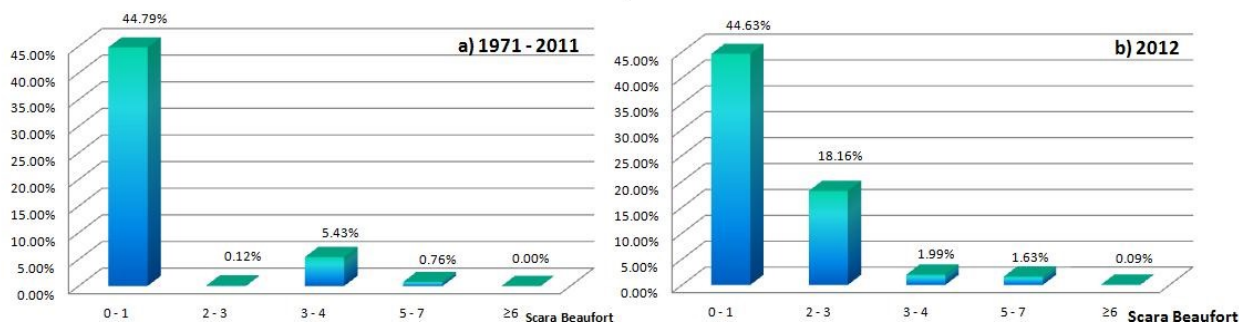


Figura 4.14. Starea de agitație a mării în perioada ianuarie – octombrie 2012 (scara Beaufort) (Nicolaev et al., 2013).

Pentru setul de date din intervalul 1971 – 1994 prin utilizarea formulei (1.27) s-a putut calcula distribuția energiei medii a câmpului de valuri dar inconvenientul este acela că formula de calcul este exactă doar pentru valurile sinusoidale cu aceeași amplitudine și cu creste de lungime infinită. De aceea, pentru a se putea aplica formula pentru un câmp de valuri real (tridimensional, stochastic) s-a considerat că  $h$  este înălțimea medie în câmp (înălțimea semnificativă) deoarece înălțimea măsurată cu perspectometrul nu este înălțimea medie nici înălțime semnificativă de aceea s-a stabilit că:  $h = 1,953 \cdot h_m$  (Mateescu, RD, 2009).

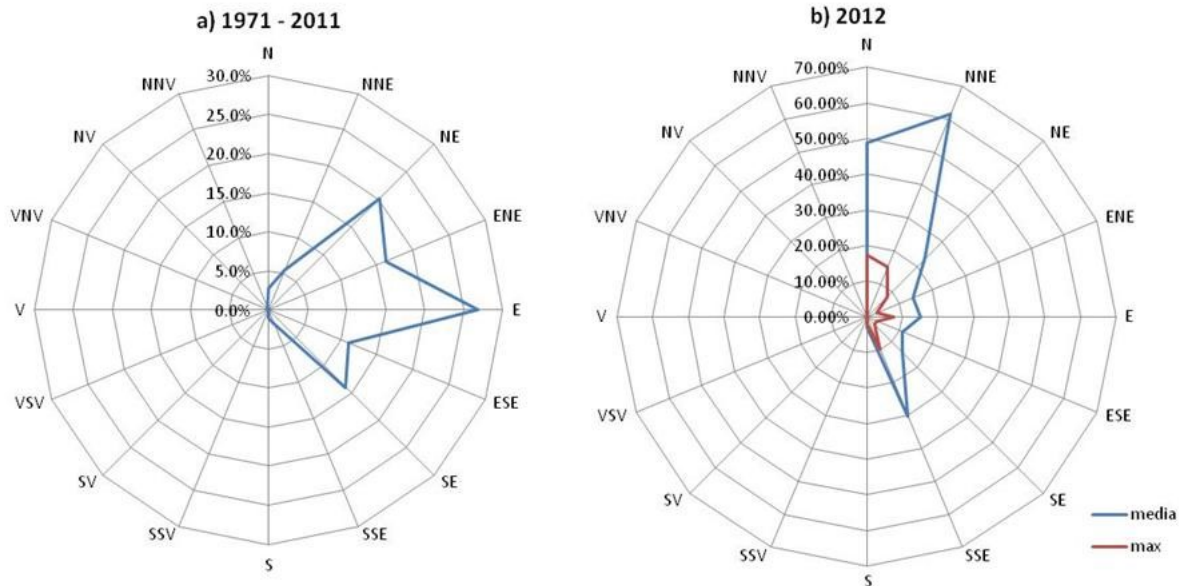


Figura 4.15. Distribuția frecvențelor direcției de propagare a valurilor la Constanța în a) perioada de referință (1971 – 2011) și b) 2012 (Nicolaev et al., 2013).

### 4.3. CURENȚI

Componenta majoră a circulației generale o constituie curențul principal al Mării Negre (curențul periferic, Rim current), care se deplasează în sens ciclonic la marginea platformei continentale și înconjoară întregul bazin (Figura 4.16) (Filippov, 1968; Blatov et al., 1984; Stanev, 1988; Oguz et al., 1994; Sorokin, 2002; Ivanov și Belokopytov, 2011). În interiorul acestuia există alte două circuite ciclonice, în fiecare jumătate a bazinului. La periferie se formează diferite circuite anticiclonice de scară medie, cu caracter permanent (zona Batumi), semi-permanent (la sud-vest de Sevastopol și est-ul Kaliakrei) sau tranzitoriu (zona continentală abruptă de vest). În partea din apropierea coastei datorită pantei continentale abrupte, apar doar instabilități marginale și mișcarea este de forma unor oscilații uniforme cu amplitudine mică ce pot fi observate doar deasupra adâncimii de 500m. Principala sursă de energie, o constituie forța de antrenare a vânturilor locale și gradientii de densitate care generează curenți geostrofici. Viteza medie a curențului este de 15-30cm/s iar lățimea medie în interior fiind de 50km.

#### 4.3.1. Caracteristicile curenților în partea de nord-vest a Mării Negre

Curentul principal marginal are contribuții semnificative pentru biogeochimia Mării Negre prin bariera ce separă interiorul bazinului (cu o salinitate mai mare) de apele marine de coastă (poluate și mai puțin saline) (Oguz et al., 1994).

Circulația marină în zona de coastă din nord – vestul Mării Negre prezintă un caracter aparte datorită câmpului de vânt cu viteze mai mari decât în zonele din interiorul bazinului. Aportul de apă dulce semnificativ din zonă determină apariția unui sistem de curenți cvasistaționari.

De-a lungul litoralului românesc al Mării Negre, curenții marini prezintă o mare instabilitate, atât în ceea ce privește direcția, cât și viteza. Această instabilitate este datorată, în primul rând, variabilității regimului vânturilor, care, adeseori, își schimbă direcția și intensitatea de la o zi la alta sau chiar, în cursul aceleiași zile. Cazurile, în care vânturile își mențin direcția și viteza câteva zile la rând, sunt rar întâlnite.

Cum în zona litoralului românesc al Mării Negre, predomină vânturile de nord și de nord-vest, care sunt și mult mai puternice decât celelalte, rezultanta curenților superficiali este aproximativ de la nord-est către sud-vest.

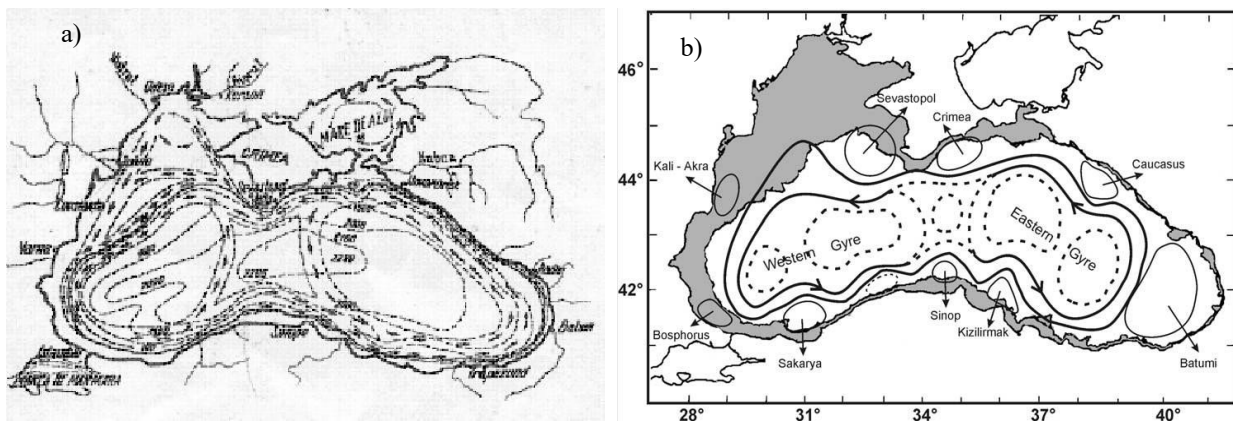


Figura 4.16. Circulația generală a Mării Negre după: a) Knipovich, 1933, b) Oguz et al., 1993

Noile observații și simulările numerice cu / fără date de observații in-situ permit analiza distribuției spațiale a curenților în zona de nord-vest a Mării Negre. Chiar dacă curenții prezintă variabilități temporale considerabile, rezultanta medie pe termen lung este o deplasare a maselor de apă de la nord spre sud (\*\*\*) .

Din distribuția curenților măsurată în februarie 2010 (sezon de iarnă), cu ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler, Figura 2.12), în zona platformei continentale de vest a Mării Negre, reiese faptul că, în dreptul Gurilor Dunării există un curent care curge de la nord spre sud. Curentul de la

nord la sud curge chiar în zona litorală (lângă mal), pe întreaga adâncime (Figura 4.17) cu viteze cuprinse între 0,2m/s (la suprafață) și de 0,4m/s (la 10m). În general, curenții fluviali din zona gurilor de vărsare, se răspândesc sub formă de evantai (Figura 4.17), iar viteza lor scade rapid. După ce pătrund în mare, curenții fluviali sunt influențați de curenții litorali și de debitul de apă din gura brațului respectiv.

În regiunea sudică a litoralului românesc, din cauza orientării țărmului, predomină curenții de sud-est și nord-est. La suprafață, curenții au viteze cuprinse între 0,2m/s (la stația Constanța5, direcție sud-est) și 0,4m/s (la stația Mangalia 30 mile marine- direcție nord - vest). Rar se depășește acest interval, ajungându-se, în cazuri de excepție, la 1,0m/s.

În partea de nord a litoralului românesc, vânturile locale predominant nordice din sezonul rece (Figura 4.2a) determină intensificarea curentului general nord-sud. Vânturile din sector sudic cu viteze mai mari de 8,0m/s, determină diminuarea vitezei curentului general local mai mult de 24 ore, în partea de sud. Datorită caracterului variabil al curenților în zona de coastă nu se remarcă o dominanță netă a curenților dintr-o anumită direcție ci numai o frecvență mai ridicată a circulației apelor marine pe direcțiile nord și sud (\*\*\*)

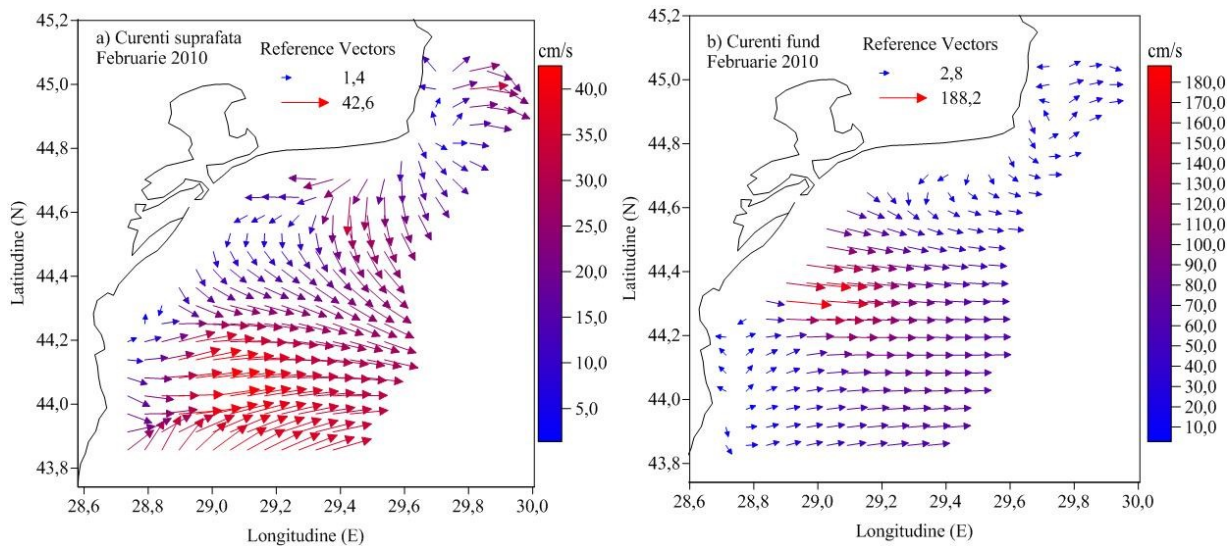


Figura 4.17. Distribuția vitezei curenților în zona românească a Mării Negre, măsurate cu ADCP în februarie 2010 (\*\*\*)

În situații de calm (luna august) se observă curentul general nord-sud cu viteze de până la 0,3m/s. În dreptul Gurilor Dunării, viteza este puternic influențată de debitul fluvial, direcție generală fiind de nord – sud și sud – est. Curentul este observat până la adâncimea de 20m, influențând masele de apă de-a lungul platformei continentale de vest (Figura 4.18).



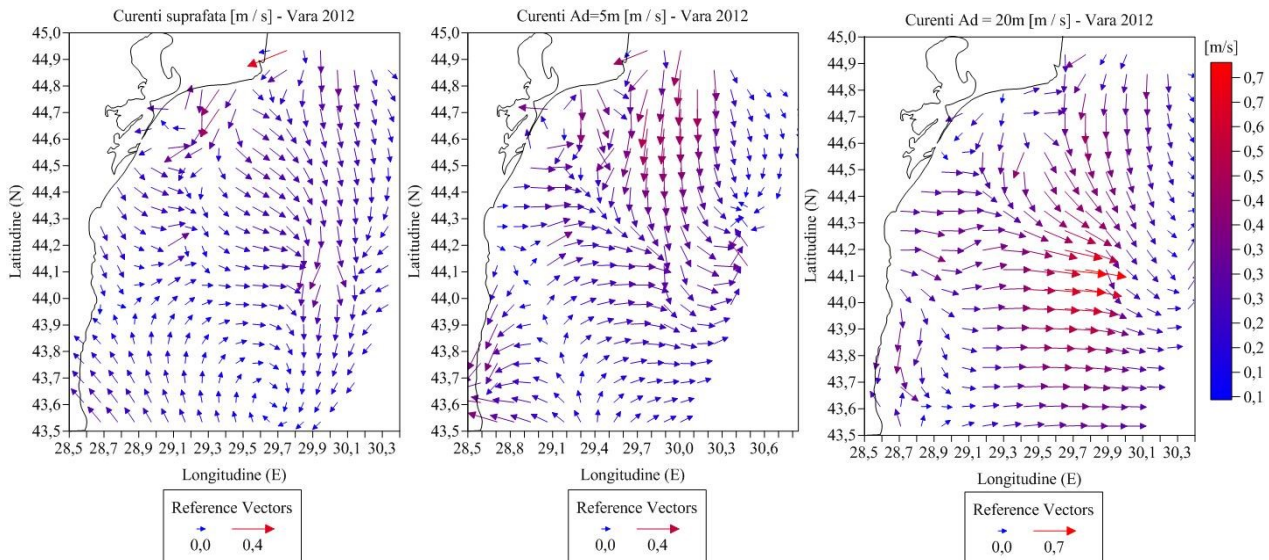


Figura 4.18. Distribuția vitezei curenților în zona românească a Mării Negre, măsurați cu ADCP în august 2012: a) curenți de suprafață; b) curenți la adâncimea de 5m și c) curenți la adâncimea de 20m

Curentul cu direcție nord-sud determină împingerea maselor de apă din stratul de suprafață spre zona de mică adâncime, influențând puternic caracteristicile termosaline în partea de vest a Mării Negre. În apropierea țărmului, direcția curenților este de tip elicoidal determină în straturile de adâncime formarea unui curent de compensație dinspre zona de mică adâncime spre larg (Figura 4.17b; Figura 4.18c).

Curentul de adâncime, de compensație, cu direcție sud – nord prezent în special în partea de sud a platformei continentale românești, determină masele de apă să se deplaseze spre larg.

#### 4.4. TRANSPARENȚA APEI MARINE

*Transparența apei* reprezintă grosimea stratului de apă prin care se pot observa contururile unui obiect. Aceasta depinde foarte mult de cantitatea de particulele solide foarte fine aflate în suspensie (pot fi de origine minerală -argilă, nămol fin), materie organică macro – particulă (detritus fin dispersat, plancton), tipul și densitatea planctonului, acoperirea cu nori a cerului și unghiul solar. Cu cât gradul de încărcare a apei cu suspensii este mai mare, cu atât transparența apei va fi mai mică. Aceasta duce la diminuarea cantității de lumină ce pătrunde în masa apei, îndeosebi în straturile mai adânci, ceea ce determină în final o productivitate primară mai mică.

Măsurătorile transparenței folosite în oceanografie diferă considerabil de definiția fizică, făcându-se doar referitoare la reflecția luminii într-un mediu absorbant. Determinările care se

realizează cu discul *Secchi*, în prezent, reprezintă datele vizibile, care dau informații calitative asupra materiei dizolvate și suspendate (anorganice și organice) din apa marină.

Transparența datorită dependenței de unghi solar și de lumină, este măsurată doar în stațiile care sunt efectuate pe timp de zi. Datorită acestei dependențe, măsurătorile sunt influențate de ora la care se efectuează măsurătorile în stațiile oceanografice (majoritatea efectuându-se pe timpul nopții) rezultând un număr mic de date de transparență a apei marine și de culoare.

O caracteristică importantă a distribuției spațio-temporale a adâncimii *Secchi* este dată de existența valorilor medii de transparență mari în partea centrală și sudică a platformei continentale, datorat difuziei și procesului de sedimentare a materiei minerale în suspensie. De obicei, valorile mici ale transparenței, asociate cu codul de culori, sunt înregistrate în zona Gurilor Dunării.

Mai mult sau mai puțin, adâncimea maximă observată cu disc-ul *Secchi* (Figura 2.14) este foarte aproape de zona de larg, în partea centrală, în sezonul de vară (iunie, iulie și august) și în sezonul de toamnă (septembrie, octombrie și noiembrie):

- în sezonul de vară la 11,5m adâncime (Cazino30m) și în zona de mică adâncime (Constanța1) la 11m;

- toamna, în stațiile de larg (Constanța4 și Constanța5) cu o transparență de 8m.

În zona de influență a Dunării (partea de nord a platformei continentale) transparența apei, în sezoanele de iarnă și toamnă, prezintă un minim de 0,5m la Sulina (adâncime stație 20m) și maxim de 4,8m la Gura Buhaz (adâncime stație 20m) datorită acțiunii vântului puternic specific acestor perioade, favorizând un amestec intens ale apelor cu sedimentele de pe fundul mării (Figura 4.25).

În zona litorală datorită curenților cu viteze relativ mari, adâncimea *Secchi* este de minim 1,5m la stațiile de mică adâncime (Constanța 1 și Constanța 2) și cu un maxim de 10m în sudul platoului continental de vest al Mării Negre, la stația Mangalia (distanța față de țărm de 30 mile marine).

Toamna, conform scalei standard de culori Forel – Ule (Figura 2.15), culoarea albastrui-verde (VII - VIII) a fost determinată la stațiile de larg Constanța3 și Constanța4) iar în aria de influență a Dunării - culoarea XVI (galben) (Figura 4.25).

Primăvara, valorile înregistrate prezintă în zona Gurilor Dunării, în cele mai multe cazuri, o transparență mai mică de 1m (în zona din apropierea Deltei) și în zona de larg un maxim de 10,5m la stația Sfântu Gheorghe (în aprilie 2011). Creșterea adâncimii transparenței apei litorale (în zona Constanța – Costinești cu maxime cuprinse între 5,5 – 8,0m) la începutul sezonului este datorat aportului redus de nutrienți, reducerii eroziunii costiere sau a înfloririlor algale (zooplankton).



Distribuția de culoare a apelor în zona de coastă este de la VI - VII (albăstrui – verde) în stațiile de larg Constanța și XI – XIII (verzui-galben) în stațiile de mică adâncime (Constanța Sud și Casino). În zona Gurilor Dunării culoarea predominantă este galben (XVII– XVIII) (Figura 4.25).

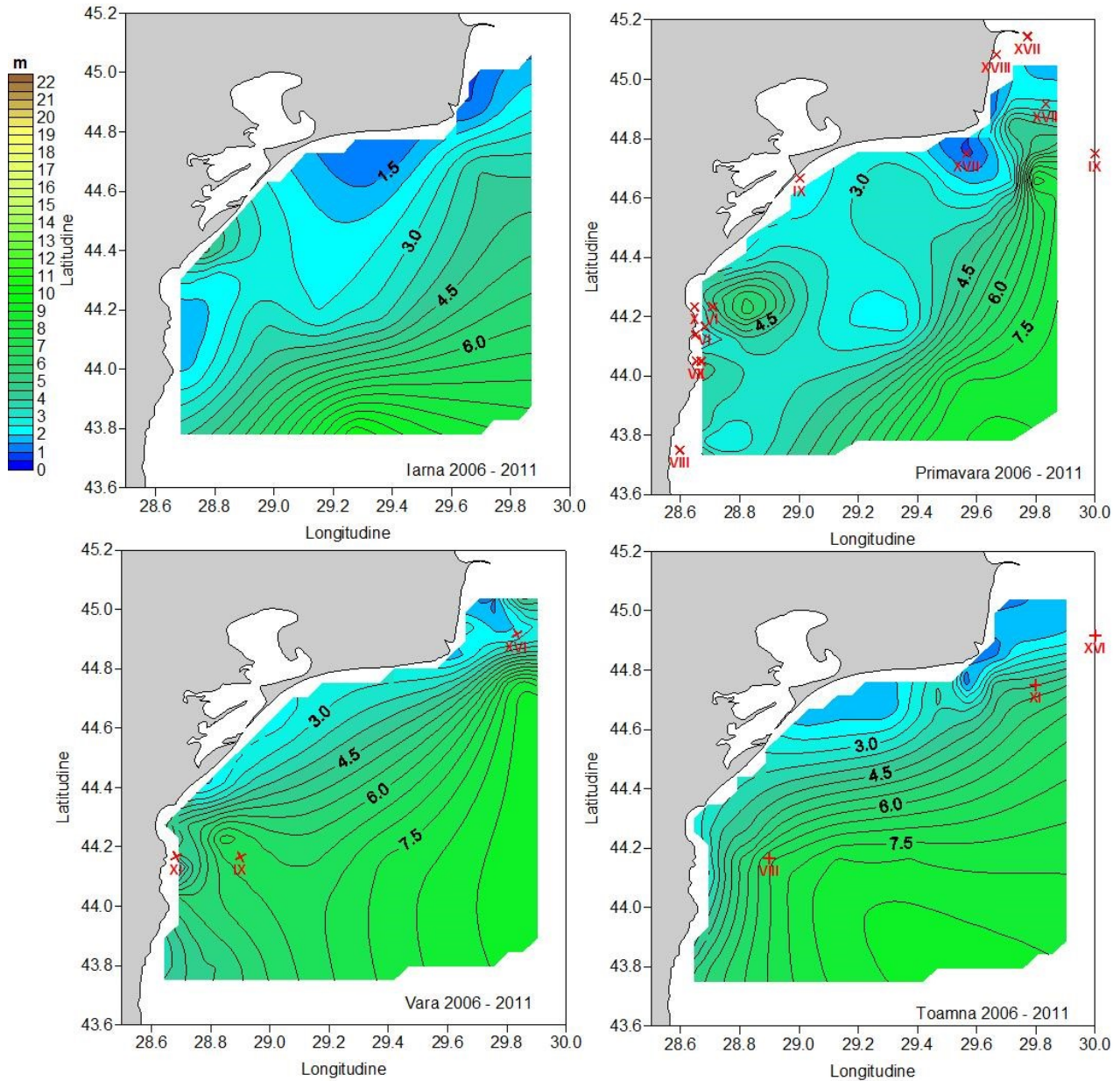


Figura 4.25. Distribuția spațială, mediana sezonieră, a transparenței apei marine de-a lungul platformei continentale de vest a Mării Negre, în perioada 2006 – 2011

Datorită vitezelor relativ mici ale vântului în sezonul cald dar și a stratificării stabile ale maselor de apă, adâncimea discului Secchi se găsește la adâncimile cele mai mari față de restul sezonelor: minim de 0,8m la Sulina (datorită turbidității ridicate a apei dunărene și a numărului

redus de populații zooplanktonice) și un maxim determinat la 11,5m la stația de larg Cazino (Figura 4.25).

Conform scalei standard Forel – Ule de culori, culoarea predominantă în zona platformei continentale de vest este IX (verde) în zona de coastă până la XVII (galben) în zona Gurilor Dunării.

Comparativ cu perioada 1970 – 2000 se evidențiază legătura valorilor scăzute ale transparenței (turbiditate) cu perioada de eutrofizare anilor '80 (Cociașu et al., 1998; Vasiliu et al., 2012), perioadă corespunzătoare și dezvoltării lucrărilor hidrotehnice de anvergură în zonele de coastă (Tabel 4.4).

Tabel 4.4. Media valorilor transparenței, 1970 - 2010, măsurate pe platoul continental de vest

| <b>Anii</b>  | <b>Nr.valori</b> | <b>Medie[m]</b> |
|--------------|------------------|-----------------|
| <b>70-74</b> | 587              | 7.76            |
| <b>75-79</b> | 390              | 4.33            |
| <b>80-84</b> | 304              | 4.96            |
| <b>85-89</b> | 377              | 4.42            |
| <b>90-94</b> | 280              | 3.87            |
| <b>95-99</b> | 218              | 3.98            |
| <b>00-03</b> | 162              | 4.96            |
| <b>06-10</b> | 228              | 3.70            |

## CONCLUZII

Regimul valurilor de la litoralul românesc este caracterizat de o variabilitate ridicată, persistența unei anumite direcții sau viteze fiind, în general, de ordinul orelor și atinge câteva zile numai în cazul furtunilor intense din sezonul rece. Există, de asemenea, deosebiri între partea centrală și de sud a litoralului, determinate de poziția față de principalii centrii barici și de configurația țărmului.

Formarea și înaintarea valurilor în apropierea țărmului este puternic influențată de curenții din zona de coastă dar și de transportul de sedimente care determină mișcări de oscilație a suprafeței mării în zonele portuare dar și un efect coroziv asupra structurilor din zona de coastă. Aceste interacțiuni duc la creșteri însemnate în câmpurile de înălțime și la modificarea distribuției înălțimilor de val.

Curenții marini reprezintă o complexă suprapunere de mișcări periodice și aperiodice cu diferite scări spațio – temporale. Caracterul lor este, în general, tranzitoriu determinat atât de cauze externe cât și interne (vânt, valuri, diferențe de densitate, unde interne).

În zona Gurilor Dunării există un curent de la nord spre sud. Curentul cu direcție predominantă de la nord la sud se răspândește sub formă de evantai puternic influențat de curenții litorali dar și de debitul de apă din gura brațului respectiv. În partea sudică, direcția predominantă a curenților de mică adâncime este SE și NE datorită configurației țărmului. Tot în partea sudică a platformei continentale românești a Mării Negre, există un curent de compensație, cu direcție predominantă sud - nord, care determină masele de apă să se deplaseze în larg.

Transparența apei, influențată atât de aportul de sedimente și de concentrația populațiilor planctonice, înregistrează valori mici în zona Gurilor Dunării și în zona costieră (de mică adâncime) comparativ cu partea centrală a platformei continentale de vest a Mării Negre (adâncimi mai mari de 30m).

Variațiile în adâncime a discului Secchi este mai mică de 1,0m (0,3m primăvara datorită creșterii aportului de nutrienți și 0,5m iarna datorită amestecului intens pe verticală a maselor de apă cu sedimentele de fund) până la 11,5m (primăvara și vara datorită scăderii turbidității apelor și puternicei stratificări a maselor de apă).

## CAPITOLUL 5. FENOMENUL DE UPWELLING ȘI EFECTELE ASUPRA ECOSISTEMULUI MARIN

Datorită vitezei tangențiale a vântului, la suprafața mării sunt generate mișcări orizontale – curenții de suprafață dar, și mișcări verticale, așa-numitele fenomene de “upwelling” și “downwelling”. “Upwelling”-ul, reprezintă fenomenul prin care datorită vântului puternic, apa caldă de la suprafața mării este împinsă către larg, fiind înlocuită de apa din straturile inferioare, mult mai rece și bogată în săruri și nutrienți (Figura 5.1). “Downwelling” reprezintă fenomenul invers, în care apa de la suprafață, rece și sărată, mai densă, se scufundă, fiind înlocuită de apa mai caldă, proaspătă. Cele două fenomene sunt responsabile de circulația termohalină din mare.

În general, bazinul Mării Negre nu are circulație verticală în zonele de adâncime mică, datorită stabilității stratificării, care previne procesele de convecție din adâncime.

Curenții în Marea Neagră sunt strict orizontali, și din acest motiv lipsesc fenomenele permanente de “upwelling” și “downwelling”. Totuși, s-a demonstrat că există anumite zone (capul Kaliakra, coasta sudică și zona din vestul peninsulei Crimeea) în care “upwelling”-ul este cvasi-permanent (Ozsoy și Unluata, 1997; Stanev, 1988; Gawarkiewich, 1999).

Când vântul suflă deasupra suprafeței mării iar direcția de deplasare a masei de apă este deviată cu un unghi de aproximativ  $45^\circ$  față de direcția vântului (Figura 5.1). Acest proces, transportul Ekman, este rezultat al efectului Coriolis (Mihailov et al., 2005, 2011, 2012). La aproximativ 100m sub nivelul mării curgerea va fi din nou deviată, viteza acesteia va scăde considerabil odată cu adâncimea.

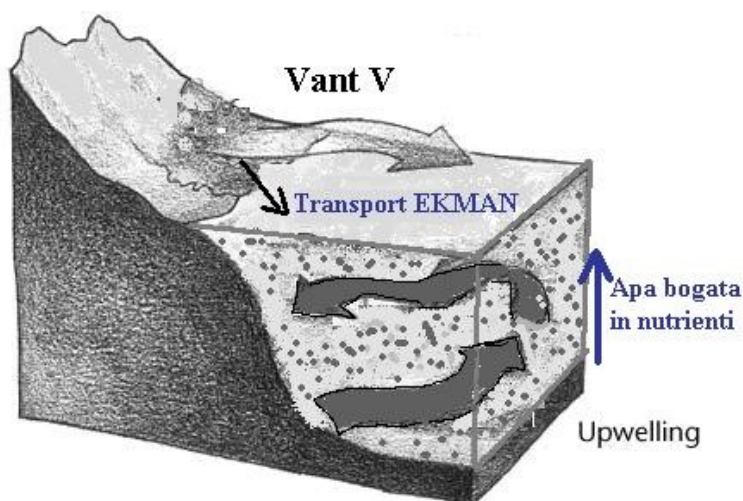


Figura 5.1 Diagrama procesului de upwelling în zona de litorală românească a Mării Negre (Mihailov et al., 2012)

*Fenomenul de upwelling* este prezent la litoralul românesc al Mării Negre pe tot parcursul anului, condiționat de direcția preponderentă a energiei eoliene din sectorul vestic. Acest lucru se poate demonstra prin studierea variației pe termen scurt a temperaturii apei de mare și a salinității stratului superior din zona de mică adâncime (Tabel 5.1).

Fenomenul de upwelling în zona românească de coastă, în literatura specializată, este slab investigată. Doar câteva lucrări ce fac referire la regimul temperaturii, au demonstrat că scăderea semnificativă a temperaturii apelor costiere, în sezonul cald, se datorează vântului predominant vestic (Șerpoianu, 1963, 1981; Șelariu, 1970; Bulgar, 1974).

Pe coasta de vest a Mării Negre, o circulație atmosferică intensă din sector sud-vest generează în apele marine un transport Ekman orientat spre E-NE, determinând scăderi mari ale temperaturii apei mării de la țărm (până la 10 – 11°C) observate în special în timpul sezonului estival (Mihailov et al., 2005, 2011, 2012).

Tabel 5.1. Caracteristicile fenomenului de upwelling în zona Cazino Mamaia, mai – septembrie 2010 – 2012 (actualizat după Mihailov et al., 2011)

| Perioada                   | Durata    | Tapă (°C) minim | zi / luna | Tapă (°C) maxim  | zi / lună            | Vânt predominant (direcție) |
|----------------------------|-----------|-----------------|-----------|------------------|----------------------|-----------------------------|
| 2010<br>(mai – septembrie) | >10 zile  | 9.5°C           | 17 Mai    | 17.8°C<br>16.1°C | 6 mai<br>3 iunie     | SV                          |
| 2011<br>(mai – septembrie) | >10 zile  | 12.4°C          | 10 Mai    | 13.3°C<br>18.5°C | 4 mai<br>20 mai      | V                           |
| 2011<br>(mai – septembrie) | >10 zile  | 15.0°C          | 28 iunie  | 22.1°C<br>20.4°C | 21 iunie<br>4 iulie  | SE, S                       |
| 2012<br>(mai – septembrie) | > 10 zile | 14.0°C          | 08 mai    | 15.2°C<br>19.0°C | 07 mai<br>15 Mai     | W                           |
| 2012<br>(mai – septembrie) | > 10 zile | 14.0°C          | 14 iunie  | 18.5°C<br>22.4°C | 01 iunie<br>18 iunie | SW                          |

Salinitatea apelor tranziționale, marine și costiere în nord-vest - ul Mării Negre a înregistrat în anul 2010, valori cuprinse între 0,50-18,63 PSU. Minima a fost măsurată în apele costiere și marine, la suprafață, datorită regimului vânturilor, precipitațiilor și influenței aportului fluvial. Fenomenul de upwelling, este observat doar în luna mai, cu o durată de aproximativ 30 zile (6 mai - 3 iunie) (Figura 5.2a).

Căldura absorbită de suprafața mării este acumulată doar în straturile superficiale (0 – 30m adâncime) de aceea, temperatura apei în straturile de amestec de suprafață în timpul perioadei de încălzire (primăvară – vară) crește rapid la 22 - 24°C. Sub acțiunea vânturilor din vest și sud – vest este favorizat procesul de upwelling. Acest proces, în zona de mică adâncime, este urmat de scăderea valorilor salinității sub 13,0 PSU (Figura 5.2a) determinând, după o perioadă de 10-14 zile, fenomenul de înflorire algală datorită aportului de nutrienți din apele de adâncime (Figura 5.2b).

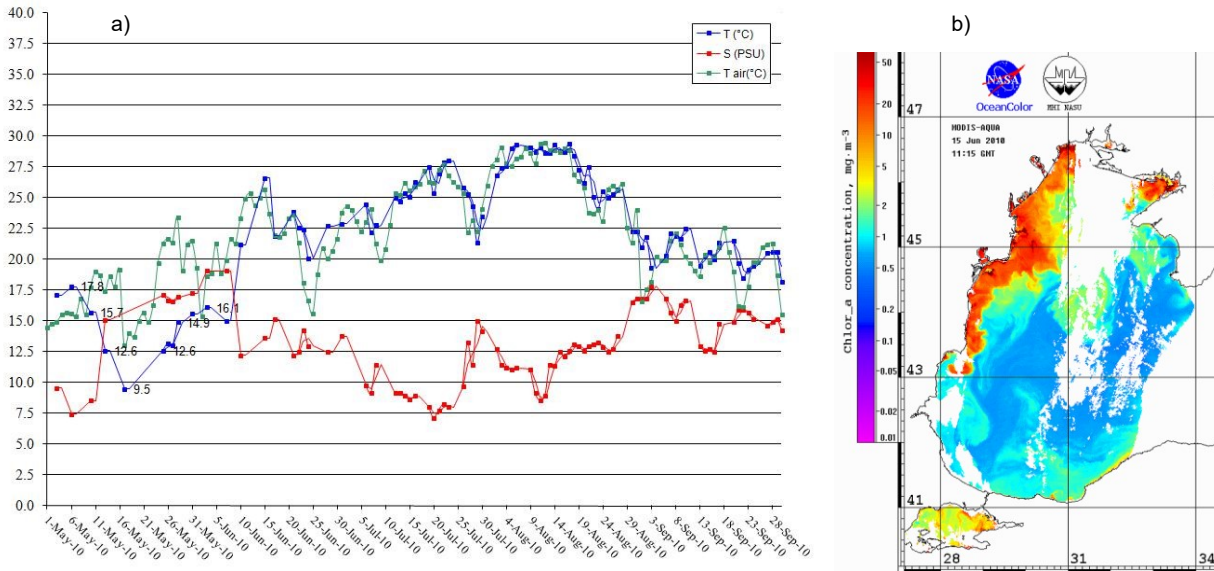


Figura 5.2. a) Evoluția temperaturii (aer, apă) și salinității la stația Constanța, (mai – septembrie 2010; b) concentrația de clorofilă în 15 iunie 2010 (satelit NASA Modis –Aqua, imagine preluată – <http://dvs.net.ua/mp/index.shtml>)

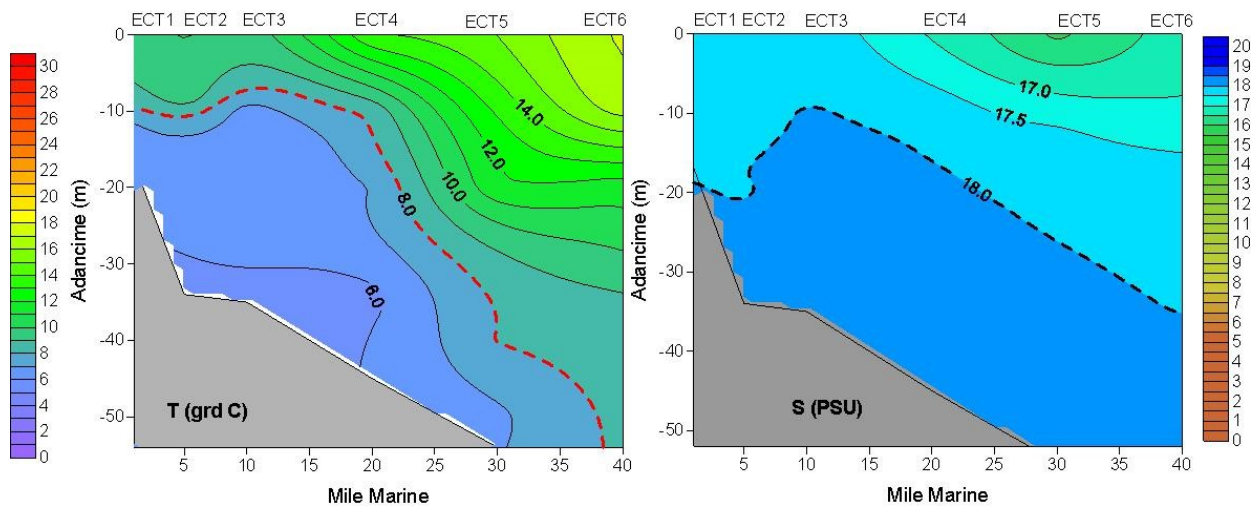


Figura 5.3. Distribuția pe verticală a maselor de apă, 15 Mai 2010, profil Est – Constanța (Mihailov et al., 2013c)

Pe parcursul lunii mai 2010, o expediție oceanografică (Figura 5.3) a fost efectuată la scurt timp după evenimentul de upwelling. Regimul eolian în perioada precedentă a fost favorabil acestui tip de circulație.

Temperatura la suprafață și distribuția salinității (Figura 5.3) sunt caracteristice pentru acest fenomen: apele foarte reci și saline în zona de mică adâncime și valori ale temperaturii mai ridicate cu salinitate scăzută, orientate spre SV, în partea centrală a platformei continentale. Temperaturile minime de apă înregistrate la suprafață au fost în intervalul 9 - 10°C, cu gradienti pe orizontală (V - E) de până la 0,9°C/km, comparativ cu doar 0,01°C/km în regiunea zonei de mare adâncime.



Distribuția salinității are caracteristici foarte similare, asociate cu circulația generală de vest a Mării Negre.

Pentru analiza distribuției pe verticală a parametrilor, au fost selectate (Figura 5.4) două secțiuni, pentru partea de nord - profilul Sfântu Gheorghe iar pentru partea sudică - Mangalia, cu extinderea față de țărm de 100 - 130km.

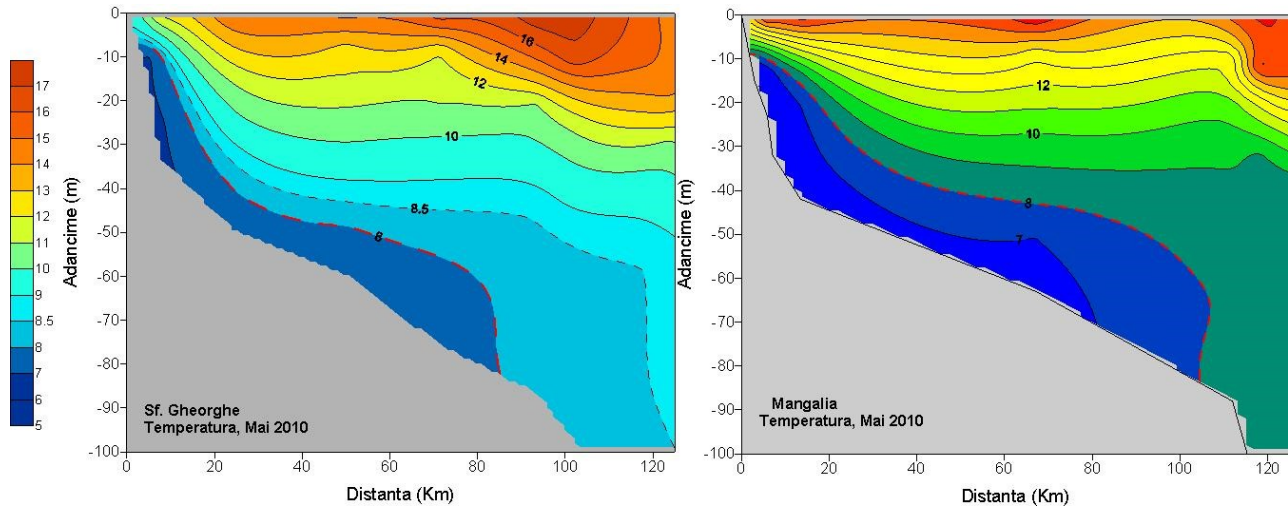


Figura 5.4. Distribuția pe verticală a temperaturii maselor de apă, 15 Mai 2010, profil Sfântu Gheorghe (stânga) și Mangalia (dreapta)

În toate acestea, apa continentală rece (SCW) sau apa de adâncime, este prinsă într-o regiune care se extinde de la țărm la marginea pantei continentale (cca. 70-80 m adâncime). Este evident că această masă de apă nu contribuie la formarea stratului intermediar rece (CIL), datorită densității sale mai mici.

Limita superioară a SCW, în general, luată ca adâncimea izotermei de 8°C, este practic paralelă cu partea de jos, în toate cele trei secțiuni (Sf. Gheorghe, Mangalia și Constanța) iar grosimea stratului este de aproximativ 10 - 20m. În același timp, în cazul în care această limită este determinată de densitatea 14,2 (Figura 5.5), rezultă că, în fapt, această masă de apă, conform acestei definiții, este practic absentă în interiorul platformei continentale de nord – vest.

De asemenea, salinitățile înregistrate în straturile profunde crește de la 18,5PSU (la adâncimea de 80m) la peste 20,0 PSU la adâncimi mai mari de 120m.

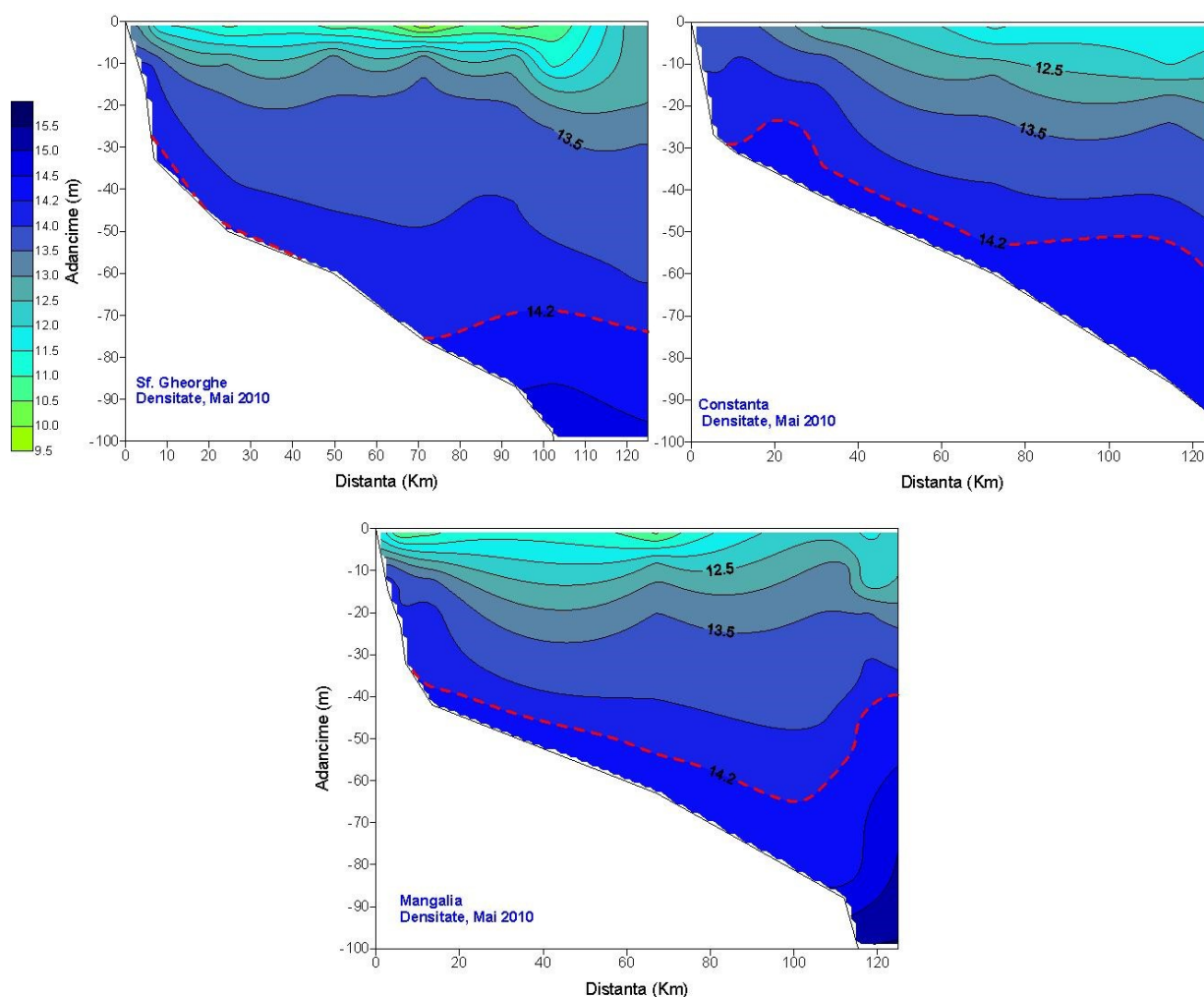


Figura 5.5. Distribuția pe verticală a densității maselor de apă, 15 Mai 2010, profil Sfântu Gheorghe, Constanța și Mangalia

În mai 2011, la stația Constanța (probe zilnice) s-a observat procesul de upwelling (Figura 5.6) cu o durată mai mare de 15 zile (4 mai – 20 mai), perioadă în care valoarea minimă a temperaturii apei înregistrate a fost de 12,4°C (10 mai). Fenomenul a mai fost înregistrat și în perioada 21 iunie – 4 iulie 2011 (Figura 5.6) când temperatura apei a scăzut de la 22,1°C (21 iunie) la 15,0°C (28 iunie). Imaginile satelitare NASA MODIS – Aqua pentru zona de NV (Figura 5.7), arată o concentrație mare a clorofilei-*a* în zona Gurilor Dunării (ape cu conținut mare de nutrienți) cu o distribuție uniformă spre sudul zonei de coastă românești datorită circulației superficiale dar și a curenților generali cu direcție spre sud (Mihailov et al., 2011).



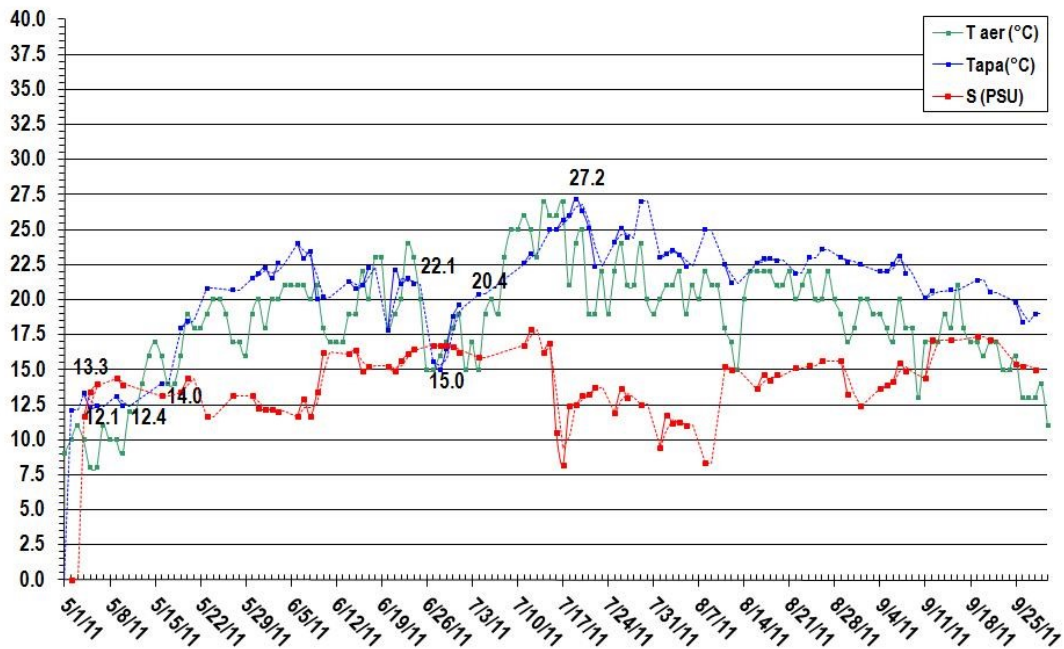


Figura 5.6. Evoluția temperaturii (aer, apă) și salinității la stația Casino Mamaia, mai – septembrie 2011 (Mihailov et al., 2011)

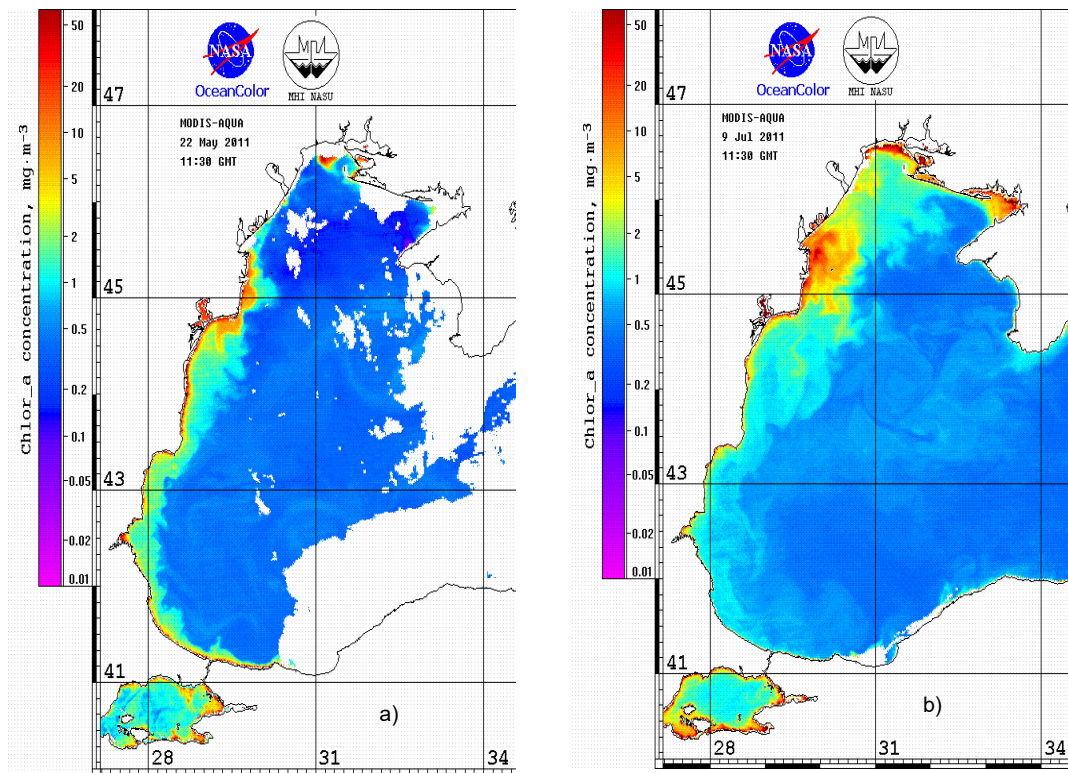


Figura 5.7. Concentrația de clorofilă (satelit NASA Modis –Aqua) – a) 22 mai 2011; b) 9 iulie 2011 (<http://dvs.net.ua/mp/index.shtml>)

Anul 2012 este caracterizat de trei fenomene de upwelling (Figura 5.8b) cu o durată mai mică de 15 zile, perioadă în care valoarea minimă a temperaturii înregistrate a scăzut cu până la 4,3°C sub acțiunea vânturilor predominante de vest și de sud-vest (Figura 5.8). În perioada 2 - 15 Mai, valoarea înregistrată a temperaturii apei la țărm a scăzut cu aproximativ 1°C (de la 15,2°C în 7

Mai până la 14°C pe data de 8 Mai) iar salinitatea a crescut de la 12,57 PSU pe 3 Mai la 16,82 PSU în 8 Mai) sub acțiunea vântului din sector vestic care a atins viteze de până la 3m/s (Figura 5.8a). O situație asemănătoare, a existat și în luna iunie, upwelling-ul fiind însă de intensitate mai mare (1 - 11 iunie), cu o scădere a temperaturii apei până la 4,3°C în 4 zile și o creștere a salinității cu 2,92PSU (Figura 5.8b) (Nicolaev et al., 2013).

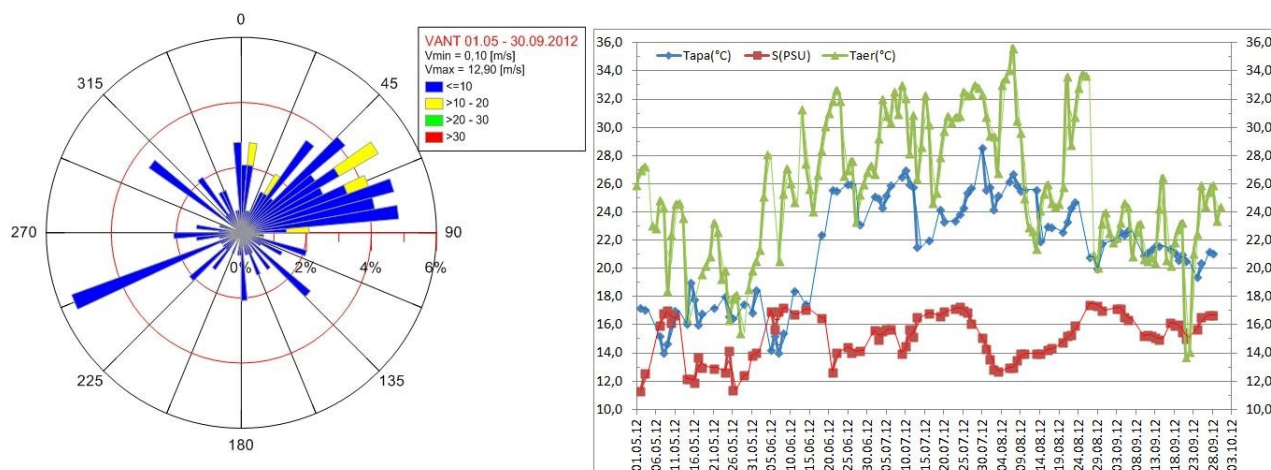


Figura 5.8. Evoluția a) temperaturii apei și salinității, la Constanța și b) roza vântului în perioada (Mai – Septembrie 2012) (Nicolaev et al., 2013)

Acțiunea vântului predominant din sector sud-vestic, cu viteze de la 0,66m/s (pe 25 noiembrie) până la 5,6m/s (în 28 noiembrie) au determinat apariția unui proces de upwelling, de toamnă, cu o durată de 9 zile (25 noiembrie – 3 decembrie) (Figura 5.9). Media multianuală a temperaturii apei în perioada de referință (1953 – 2010) este caracteristică lunii noiembrie (9,7°C) față de media lunară în 2012 (12,5°C) (Figura 3.22).

În perioada 26 – 28 Noiembrie 2012, temperatura apei, a scăzut cu aproximativ 0,8°C iar salinitatea a crescut cu ~ 3,22PSU în 48 ore. Influența fenomenului asupra apelor litorale este semnificativă, în data de 29 Noiembrie, prin valori mari ale silicaților (34,2  $\mu\text{M}$ ) și salinități specifice apelor de mare adâncime ( $\geq 16,5$  PSU). (Figura 5.9) (Nicolaev et al., 2013).

Hipoxia înregistrată în sezonul de vară în partea centrală și de sud a litoralului românesc, în 2010, este o consecință negativă a fenomenului de upwelling dar și a valorilor ridicate înregistrate ale temperaturii aerului. În general, procesul de ridicare a apelor de adâncime la suprafață are un efect pozitiv asupra ecosistemului marin prin aportul de nutrienți necesar dezvoltării organismelor marine vii.

Apele din zona de coastă românești, arată spre sfârșitul iernii / începutul primăverii înfloriri ale diatomeelor (februarie-martie), în strânsă legătură cu procesele de amestec intense în timpul sezonului rece (Vasiliiu et al., 2012).

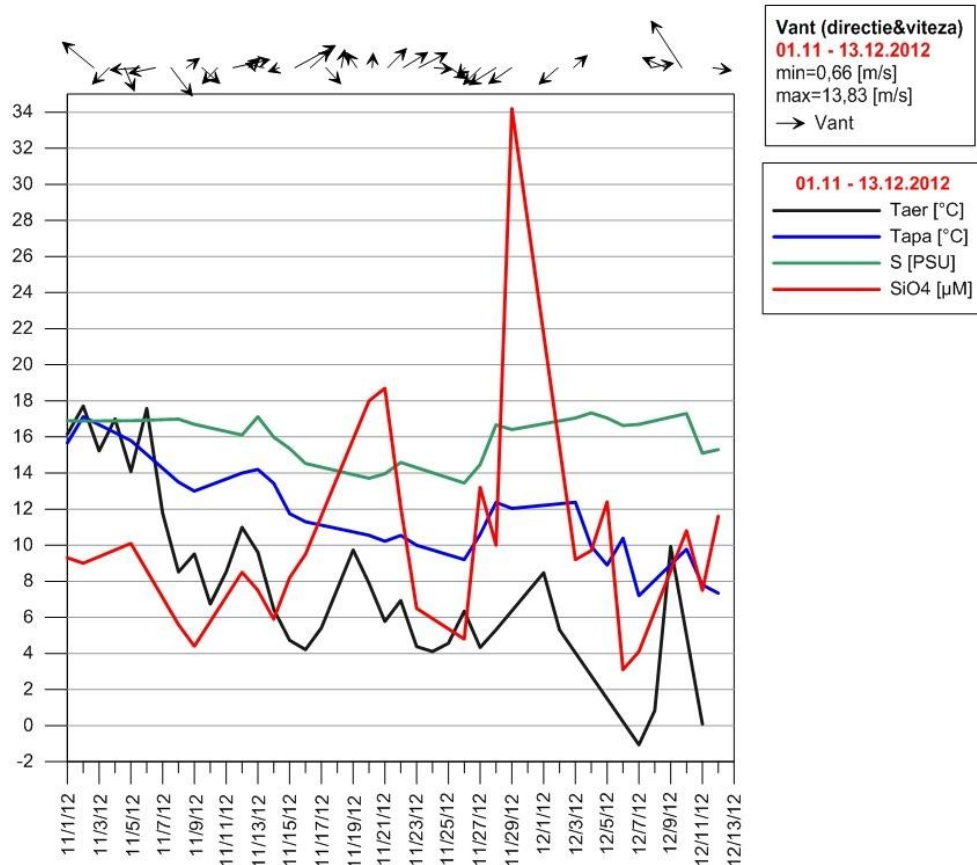


Figura 5.9. Evoluția temperaturii aerului, a vântului (date MERRA 3d) în corelație cu temperatura apei marine, salinitate și silicați măsurați la stația de adâncime mică Constanța în perioada 01 Noiembrie – 13 Decembrie 2012 (Nicolae et al., 2013)

Concentrația maximă a chl-*a* s-a înregistrat în vara anului 2010 (16,93g/l în luna iunie (Figura 5.10) și 54,03 g/l în luna august - Tabel 5.2). Debitul ridicat al Dunării și vânturile predominant nordice au favorizat înflorirea puternică a diatomeelor la mijlocul lunii iulie. Concentrațiile crescute de chl-*a* din luna august sunt datorate, cel mai probabil, din cauza interferențelor de phaeopigmenți rezultat al înfloririi puternice de *Noctiluca* (Vasiliu et al., 2012) având în vedere că metoda tricromatică nu diferențiază clorofila de phaeopigmenți (Aminot, 2001).

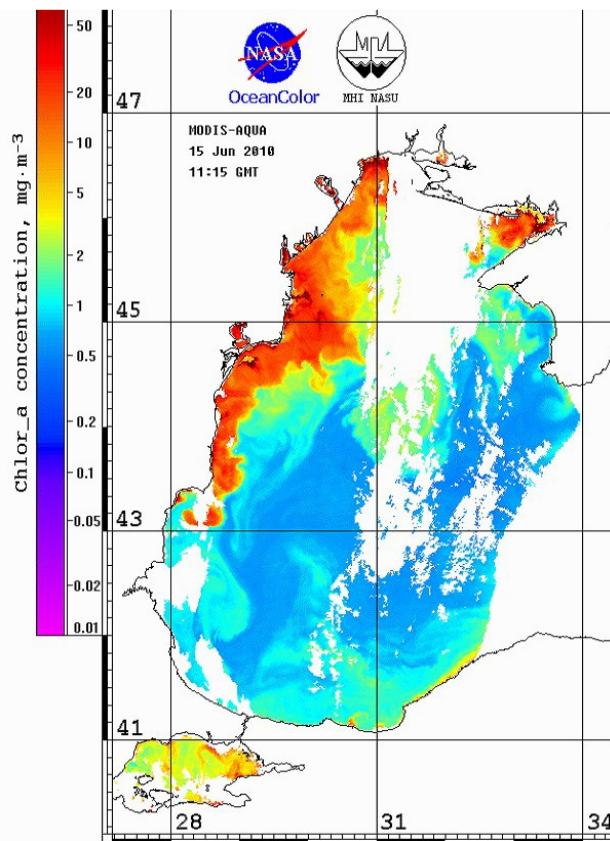


Figura 5.10-Distribuția chl-a (15 June 2010) conform datelor Modis Aqua (<http://dvs.net.ua/mp/index.shtml>)

Media anuală a oxigenului dizolvat la Constanța, în condiții normale, variază între 289,9  $\mu\text{M}$  (1998) și 374,9  $\mu\text{M}$  (2007). Valorile scăzute de oxigen, pe transectul Constanța ( $44^{\circ}10'\text{N}$ ), în zona apelor de mică adâncime din timpul expediției oceanografice (27 - 28 iulie 2010) arată că epuizarea în oxigen se observă până la adâncimea de 35m. De asemenea, se observă că, au fost înregistrate valori ridicate ale temperaturii apei marine cu o distribuție uniformă de la suprafață ( $26,70^{\circ}\text{C}$ ) până la 10m adâncime ( $23,20^{\circ}\text{C}$ ) la stația Constanta3. Salinitatea a avut un gradient negativ pe orizontală de -5,98 PSU (la suprafață valoarea de 8,78PSU la Constanta2 până la 10m adâncime iar la Constanta4 cu o valoare de 14,76 PSU) (Figura 5.11) (Vasiliu et al., 2012).

În multe zone ale litoralului, în special în cele cu circulație limitată a apei, precum sudul golfului Mamaia, micile golfuri ale Constantei, Eforie Sud și Costinești, s-a manifestat fenomenul de scădere accentuată a oxigenului (hipoxie) în straturile de fund ale apelor.

Organismele marine bentale cu mobilitate redusă surprinse de aceste ape au fost supuse unei sufocări lente, urmate de agonie și de mortalitate semnificativă ale unor specii precum guvid, barbun, dragon, scorpie de mare, pești plați, crevete, moluste. Peștii morți precum și cei în agonie, transportați de curenți spre mal, au format depozite discontinue la Mamaia, Constanța și mai puțin în sud (Eforie, Costinești și 2 Mai) - așa cum s-a raportat de către INCDM în 2010 privind evoluția și efectele fenomenului de hipoxie) (Figura 5.13; Mihailov et al., 2013c).



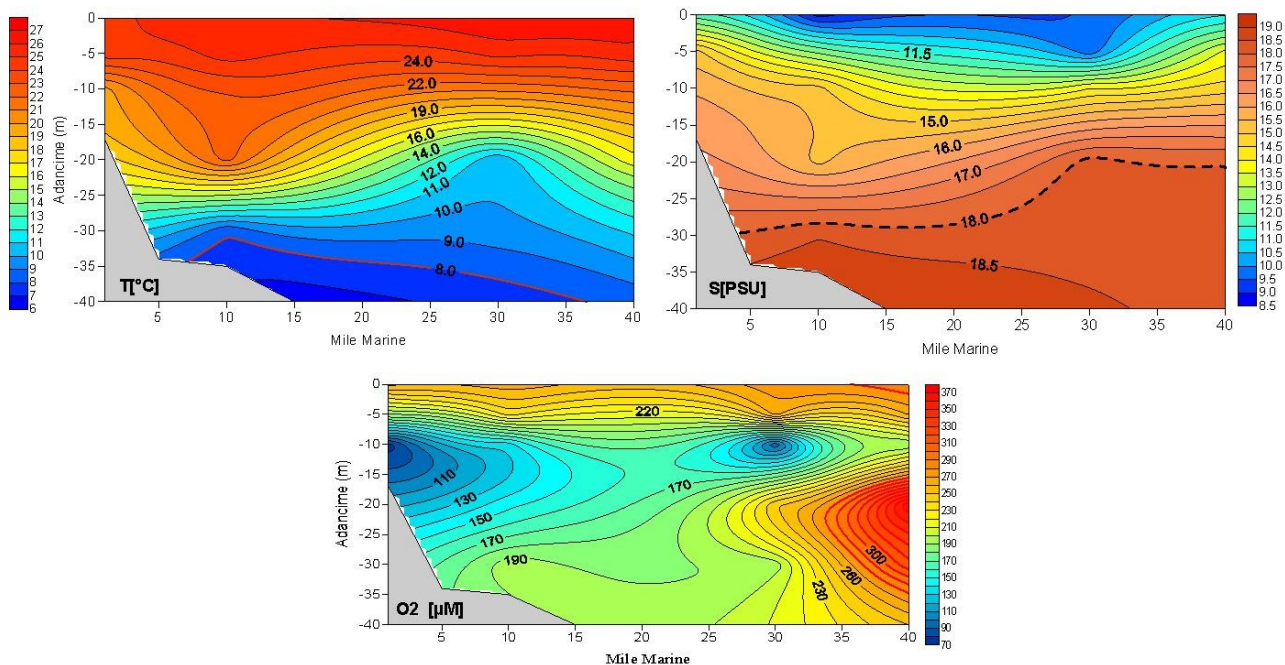


Figura 5.11. Distribuția spațială a temperaturii apei, salinității și a concentrațiilor de oxigen , profil Constanța, în perioada de hipoxie înregistrate în luna iulie 2010 (Mihailov et al., 2013c)



Figura 5.13. Fauna bentală afectată de către fenomenul de hipoxie în zona costieră românească (Mamaia - Olimp) în 29 Iulie 2010 (imagini INCDM – Departament Ecologie Marină, Mihailov et al., 2013c)

Imaginile satelitare au surprins de asemenea fenomene intense de înflorire algală în prima jumătate a lunii iulie în zona nord-vestică a Mării Negre (Figura 5.14).

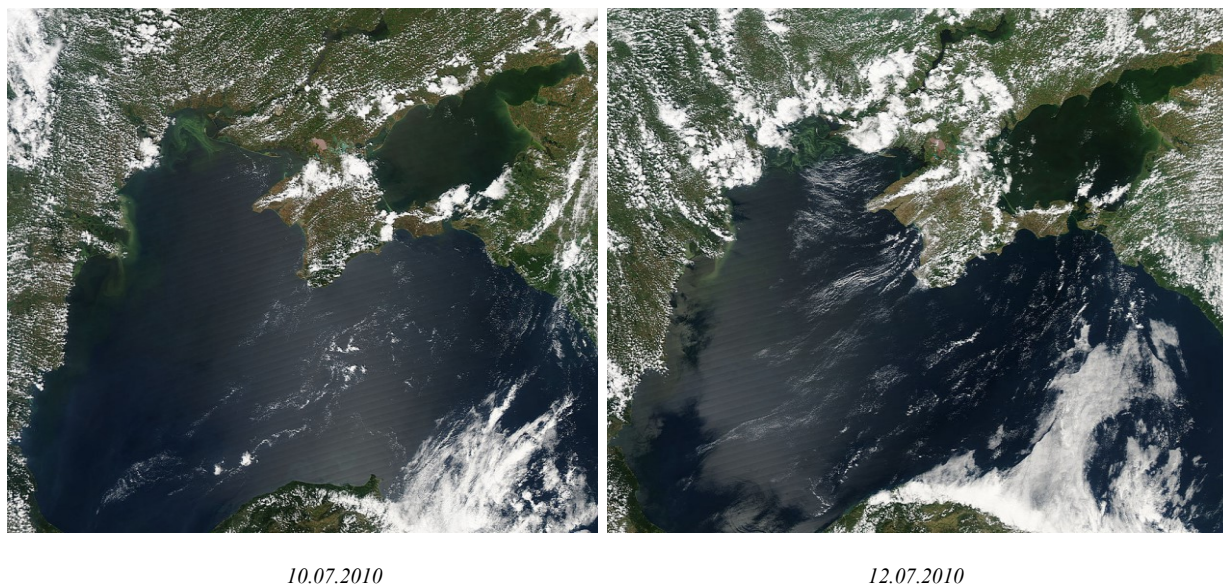


Figura 5.14. Imagini satelitare ale înfloririlor fitoplanctonice intense înregistrate la începutul lunii iulie 2010 în partea de nord-vest a Marii Negre – AERONET Sevastopol (<http://www.blacksea-commission.org>)

## CONCLUZII

În perioada sezonului cald, în zona de coastă, fenomenul de upwelling este generat de vântul predominant din sector vestic sau de sud vest (dinspre coastă spre larg). În toate cazurile studiate, fenomenul este observat în luna mai. Datorită acestui proces, masele de apă din apropierea țărmului sunt înlocuite de apele marine (reci, salinitate mai mare).

O consecință negativă a acestui fenomen este sărăcirea apelor marine în oxigen datorat evenimentului de înflorire algală ce pot conduce la un fenomen de hipoxie puternic, dar episodic, așa cum a fost înregistrat în data de 29 iulie 2010. Prin urmare, în multe ape din zona de coastă, în special în zonele cu circulație limitată, fenomenul de hipoxie s-a manifestat prin scăderea bruscă a concentrației de oxigen până la adâncimea de 35m.

Pentru zona litorală, în principal datorită caracteristicii preponderent turistice, consecințele acestui fenomen sunt neplăcute datorită: disconfortului termic (temperaturi scăzute ale apelor de înbăiere), a prezenței algelor marine dar și de organismele marine moarte, datorat hipoxiei (proces neperiodic, rar) ca urmare a apariției fenomenului excesiv de înflorire algală.

## CONCLUZII ȘI CONTRIBUȚII PERSONALE

Procesele fizice care determină evoluția sezonieră termică a apelor marine sunt: interacția mare – atmosferă prin absorbția radiațiilor solare de către stratul de suprafață al mării, precipitațiile atmosferice, radiația efectivă și evaporația, precum și procesele de adâncime: amestecul turbulent și advecția. Energia necesară amestecului apelor marine costiere provine din apele de larg sub forma vântului, valurilor și curenților

Din punct de vedere termic, Marea Neagră prezintă particularitățile mărilor continentale situate în zona temperată, a căror caracteristică esențială o constituie diferențele foarte mari de temperatură care se înregistrează în stratul superficial al apei, între sezonul rece și cald.

Sinteza rezultatelor recente oferă detalii cu privire la procesele și mecanismele fizice de transport, amestecare și efectele acestora asupra ecosistemului marin în partea de nord-vest a Mării Negre.

Variația anuală a temperaturii aerului provoacă încălzirea diferențiată a stratului superior generând o stratificare stabilă din punct de vedere al densității. Variațiile densității apei sunt influențate și de amestecul vertical generat, pe de o parte de pierderile de căldură spre atmosferă (prin radiație, conducție și evaporație) și, pe de altă parte, de energia cinetică turbulentă rezultat al curenților induși de vânt. Aceste procese afectează un strat de grosime limitat – stratul cvasiomogen la baza căruia se află un strat cu gradienti mari de temperatură, numit termoclina sezonieră.

Procesele de amestec vertical au particularități diferite în zonele cu adâncimi reduse, unde volumul de apă în care se repartizează fluxurile energetice de la suprafață este mic. Peste acest tip de evoluție se suprapun efectele circulației, care poate modifica temperatura locală prin advecția unor mase de apă cu caracteristici diferite.

În interiorul platformei continentale de nord – vest a Mării Negre, au fost identificate următoarele straturi de apă: strat superior cvasiomogen, strat intermediar rece, termoclina sezonieră și ape de adâncime.

Importanța stratului intermediar continental a fost pus în evidență datorită influenței asupra bio-chimiei apelor marine dar și a rolul său în înprospătarea stratului rece care înconjoară întregul bazin.

*Stratul intermediar rece (SIR)* este un efect al convecției de iarnă deasupra platoului continental din vestul mării, iar limita superioară a stratului în perioada de iarnă se află la suprafață

cu valori mai mici de 8°C, fiind puternic influențată de condițiile meteorologice (temperaturi scăzute și viteze mari ale vântului).

Delimitarea masei de apă rece continentală, caracterizată de izoterma de 8°C, este specifică apelor de mică adâncime, așa cum 70% din valorile densității limitei superioare a stratului de suprafață sunt mai mici de 14,4 kg/m<sup>3</sup> și media densității apelor reci continentale în perioada de vară este de doar 14,24 kg/m<sup>3</sup>.

Pe baza datelor sistematice hidrologice din baza de date a INCDM s-a realizat o analiză a tendințelor pe termen lung în structura termosalină a masei de apă și efectul fluviului Dunărea asupra caracteristicilor termosaline a Mării Negre.

Din analiza datelor existente pentru stația cea mai de larg pe profilul oceanografic Constanța, unde au existat măsurători continue a parametrilor fizico-chimici, din anul 1971 – în prezent, s-a putut pune în evidență tendința temperaturii stratului superior care este de creștere (cu aproximativ 0,1°C/an) în timp ce temperatura masei de apă rece rămâne constantă. Din aceleași rezultate se poate aprecia și situarea Stratul Intermediar Rece care are tendința de adâncire:

- la adâncimea de 0m: temperatura apei cu +0,095°C/an și salinitatea cu -0,022PSU/an;
- la adâncimea de 50m: temperatura apei cu - 0,002°/an iar salinitatea cu -0,027PSU/an.

Tendința temperaturii și salinității în perioada studiată pentru coloană de apă de vest a Mării Negre (0-70m):

- la adâncimea de 0m: temperatura apei cu +0,095°C/an și salinitatea cu -0,022PSU/an;
- la adâncimea de 20m: temperatura apei cu +0,088°C/an și salinitatea cu -0,028PSU/an;
- la adâncimea de 30m: temperatura apei cu +0,040°C/an și salinitatea cu -0,028PSU/an;
- la adâncimea de 50m: temperatura apei cu +0,002°/an și salinitatea cu -0,027PSU/an.

Periodicitatea anuală a salinității se manifestă toamna și iarna, când debitele Dunării sunt mici și salinitatea apei marine în zona de larg este ridicată (17-18PSU). Minimele apar în luna mai, când debitele Dunării sunt ridicate și valoarea salinității este de aproximativ 12,0PSU.

Temperatura medie anuală a apei, în sectorul românesc al Mării Negre, este de 12 - 14°C, depășind cu 2 - 3°C temperatura medie a aerului din zonă. Iarna, temperatura apei scade frecvent, atingând 1°C în zona litorală și 0°C la 30-50 km distanță față de țărm. În anii geroși se formează straturi de gheață marginală cu grosime de 15-20cm. În luna mai, temperatura apei la suprafață atinge media de 13°C la țărm și 20°C în sectorul central al bazinului. Valori evidente ale scăderii temperaturii se înregistrează începând cu luna septembrie.

Stratificarea evidentă a temperaturii se produce în sezonul de vară când stratul de suprafață, cu grosimi de 10-30 cm (stratul activ) se încălzește puternic. La adâncimi mai mari de peste 50m temperatura apei rămâne constantă tot timpul anului (8,1 - 9,1°C).



Variațiile de temperatură și salinitate pe parcursul perioadei studiate sunt relativ mici. Datele de temperatură arată o ușoară tendință de încălzire pentru stratul mixt superior, în timp ce pentru apa rece continentală (delimitată de izoterma 8°C) și pentru caracteristica termosalină a apelor de adâncime rămâne practic constantă. Un minim de temperatură de la suprafața mării a fost măsurată în 1985 (aproximativ 0,12°C) în apropierea zona de coastă în sezonul rece și un maxim în 2006 (28,50°C) în zona sudică de larg a apelor românești.

În același timp, salinitatea prezintă o tendință de scădere în întreaga coloană de apă iar distribuția spațială decenală a salinității este omogenă și variabilă, depinzând de circulația locală și de variațiile debitului Dunării. Influența apelor dulci se observă în mai 2008, când un minim al salinității de aproximativ 0,12 PSU a fost înregistrat în apropiere de Gurile Dunării. Influența apelor adânci a fost înregistrat în luna august 1971, în sudul platformei continentale românești (un maxim al salinității de 19,96 PSU).

Variabilitatea inter-anuală a debitului Dunării măsurată la Ceatal Ismail arată că valorile ridicate corespund cu perioada de eutrofizare ('60-'90). Aportul de apă dulce a avut o influență semnificativă asupra platformei continentale centrale și de sud, circulația regională de la nord la sud favorizând procesul de amestec al apelor saline cu apele mai puțin sărate. În sezonul rece, apele bogate substanțe nutritive și cu temperaturi scăzute contribuie la formarea unui nou strat al apelor reci continentale care sunt dirijate de circulația regională de la nord la sud intrând apoi în circuitul general al bazinului amestecându-se, în adâncime, cu stratul intermediar rece existent.

În zona litorală a Mării Negre, procesul de upwelling este de o deosebită importanță datorită ridicării apelor de adâncime spre suprafață, bogată în nutrienți, favorizând o productivitate mare a apei marine (înfloriri algale).

În perioada de vară, în zona de coastă, fenomenul de upwelling este generat de vântul predominant din sector vestic sau de sud vest (dinspre coastă spre larg). În toate cazurile studiate, fenomenul este observat în luna mai.

Zona Mamaia Constanța, zonă de interes turistic, consecințele acestui fenomen sunt neplăcute datorită disconfortului termic (temperaturi scăzute ale apelor de îmbăiere) dar și de prezența organismelor marine moarte datorat hipoxiei ca urmare a apariției fenomenului de înflorire excesivă algală (fenomen rar).

Schimbări în evoluția pe termen lung a regimului valurilor se datorează în principal factorilor meteorologici care au o variabilitate considerabilă de timp. Media generală de apariție a stării marine de calm (înălțime a valurilor mai mică de 0,2m - limita de detecție a metodei de măsurare) este de aproximativ 55% iar înălțimea medie a valului este de aproximativ 1m. Din evaluarea datelor existente, în zona litorală, s-a evaluat o înălțime a valului cu o perioadă de

revenire de o dată la 50 ani a unui val maxim de 6,9m care este însă irelevant ca urmare a procesului de deflurare. Înălțimea maximă a valurilor măsurată în 45 de ani de 6,5m în luna februarie 2012.

Maximul gradului de agitație al mării, pe scara Beaufort, a fost de grad 5 - 7 (înălțime val de 6,5m) în luna februarie 2012 când s-a înregistrat și o perioadă de furtună (7 - 8 februarie 2012). Un maxim de ~6m al înălțimii valului, în perioada **1971 – 2011**, a mai fost înregistrat în ianuarie 1981.

Perioada de val mediu este de aproximativ 4,5s și înălțimea medie pentru întreaga perioadă este de doar aproximativ o jumătate de metru, care indică un regim moderat al stării de agitație marin.

Componenta majoră a circulației generale a apelor o constituie curentul principal al Mării Negre (curentul periferic, Rim current), care se deplasează în sens ciclonic la marginea platformei continentale și înconjoară întregul bazin. Din distribuția curenților mășurați, cu ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler), în zona platformei continentale de vest a Mării Negre, în dreptul Gurilor Dunării există un curent cu direcție predominantă de la nord spre sud. Curentul de la nord la sud curge chiar în zona litorală (lângă mal), pe întreaga adâncime cu viteze cuprinse între 0,2m/s (la suprafață) și de 0,4 m/s (la 10m). În regiunea sudică a litoralului românesc, din cauza orientării țărmlui, predomină curenții de sud-est și nord - est. La suprafață, curenții au viteze cuprinse între 0,2m/s (la stația Constanța5, direcție sud-est) și 0,4 m/s (la stația Mangalia 30 mile marine- direcție nord vest).

Prin rezultatele obținute în anii de cercetare în urma participării directe la măsurători ai parametrilor fizici și la prelucrarea datelor recente (2010 – 2013), ca cercetător al *Institutul Național de Cercetare - Dezvoltare Marină „Grigore Antipa”* Constanța, s-a dorit a se aduce contribuții la cunoașterea și evaluarea maselor de apă în partea de nord – vest a Mării Negre.

Integrarea informațiilor **obținute** în cel mai lung șir de date istorice (începând cu anul 1959) din zona de studiu prezintă o importanță deosebită, în realizarea distribuției pe termen lung a parametrilor hidrologici fizici și evaluarea pe o perioadă de 40 ani a evoluției maselor de apă din partea de nord – vest a Mării Negre în contextul schimbărilor climatice.

Originalitatea este dată de contribuția personală la cunoașterea și evaluarea importanței maselor de apă în zona de Nord – Vest a Mării Negre prin analiza, unică, pe termen lung (40 ani) folosind datele hidrologice din această zonă, de o importanță deosebită, deținute de Institutul Național de Cercetare – Dezvoltare Marină „Grigore Antipa” Constanța (INCDM) dar și a datelor / rezultatelor recente obținute (2010 – 2013) prin participarea directă, ca cercetător, în activitățile specifice desfășurate în cadrul INCDM.

*Prezenta lucrare reprezintă rezultatele cercetării din perioada 2010 – 2013, ca doctorand a Școlii Doctorale de Fizică, Departament Meteorologie și Fizica Mediului, Universitatea din București și finalizată ca teză de doctorat: “**Dinamica maselor de apă în nord-vestul Mării Negre**”, coordonator științific: prof.univ.dr. Sabina ȘTEFAN.*

## BIBLIOGRAFIE

- 1) Aminot, A. și Rey, F., 2001. *Chlorophyll a: determination by spectroscopic methods*. ICES Techniques in Marine Environmental Sciences, 30 (1): 1-18.
- 2) Andrianova O.P and Kholoptzev A.V., 1992, *On the stratification of water column in the western Black Sea*, Oceanology (Moscow). 32: pp.234-240 (în rusă)
- 3) Andrianova O.P. and Ovchinnikov I.M., 1991. *Features of transformation of brackish waters in the western Black Sea*, Meteorology and hydrology. 7: pp.74-80 (în rusă)
- 4) Andrusov, N., 1892. "Some results of the 'Chernomorts' expedition. On the origin of hydrogen sulfide in waters of the Black Sea," Izv. Imp. Russk. Georg. Obshch., Vol. 28.
- 5) Antipa Gr., 1941. *Marea Neagră*. Imprimeria Națională. București, 314pp.
- 6) Athanassoulis G. A., Skarsoulis E. K. and Belibassakis K. A., 1994. *Bivariate distribution with given marginals with an application to wave climate description*. Appl. Oc. Res., 16, 1-17
- 7) Băcescu, M., Müller, G., Gomoiu, M.-T., 1971. *Cercetări de ecologie bentală în Marea Neagră. Analiza cantitativă, calitativă și comparată a faunei bentale pontice*. Ecologie marină, 4: 1-357.
- 8) Bigg, P.H., 1967. *Density of water in S.I. units over the range 0-40°C*. Brit. J. Appl.Phys. 18: 521-537.
- 9) Bjerknes V. and J.W. Sandström, 1910. *Dynamic Meteorology and Hydrography, Part I. Statics*. Carnegie Institution of Washington DC, Publication No. 88.
- 10) Blatov, A.S., Bulgakov, N.P., Ivanov, V.A., Kosarev, A.N., Tujilkin, V.S., 1984. *Variability of Hydrophysical Fields in the Black Sea*, Gidrometeoizdat, Leningrad, 240 pp. (în Rusă).
- 11) Bondar C., 1965. *Caractéristiques des éléments des vagues sur les lacs du littoral roumain*. St.Hidraulica (Simpoz. 30 sept.-5 oct.1963), Bucuresti, 9: 113-131.
- 12) Bondar C., 1966. *Le contact des eaux du Danube à son embouchure dans la mer Noire*. The Conference on coastal engineering, spet., Tokyo, Japan: 5-8.
- 13) Bondar C., 1968. *Aspecte ale hidrodinamicii maselor de apa fluviale de la gura canalului Sulina*. St.Hidrol., Bucuresti, 25: 75-102.
- 14) Bondar C., 1975. *Consideratii asupra potentialului energetic al valurilor Marii Negre pe litoralul românesc*. St.Hidrol., Bucuresti, 44: 79-101.
- 15) Bondar C., 1977. *Le milieu marin aux embouchures du Danube*. Biologie des eaux saumâtres de la mer Noire (E.A.Pora et M.Bacescu eds.), IRCM Constanta, 1: 41-58.
- 16) Bondar C., 1984. *Stadiul cunoasterii si perspectivele cercetarii potentialului energetic al valurilor Marii Negre pe litoralul românesc*. Studii si cercetari, Fundamentarea meteorologica si hidrologica a resurselor energetice neconventionale, Bucuresti: 51-62.
- 17) Bondar C., 1986. *Considerations on the water balance of the Black Sea*. Proceedings Reports on the chemistry of the seawater, Department of analytical and marine chemistry, Chalmers Univ. of technology and Univ.of Guteborg, Sweden: 33.
- 18) Bondar C., 1987. *Aspecte ale prognozei valurilor Marii Negre în zona litoralului românesc*. Studii si cercetari hidrologice, Bucuresti, 1: 101-114.
- 19) Bondar C., 1988. *Referitor la spectrul energetic al câmpurilor de valuri în zona litoralului românesc al Marii Negre*. Buletinul sesiunii de comunicari stiintifice si referate al Institutului de Marina "Mircea cel Batrân", Constanta, 2: 13-20.
- 20) Bondar C., 1992. *Contributie la hidraulica deformarii profilului si spargerii valurilor în zona costiera*. Studii de hidraulica, Bucuresti, 33: 217-235.

- 21) Bondar C., 1993. *Secular evolution of some components of the hydrological regime and of the Black Sea*. Proceedings of the World Conference 2, CZM Centre Publication, 4: 891-893.
- 22) Bondar C., Emanoil G., 1963. *Contributii la studiul agitatiei Marii Negre pe litoralul RPR*. St.Hidrologie, Bucuresti, 4: 89-160.
- 23) Bondar C., Manoliu I., 1974. *Quelques considérations sur les effets géomorphologiques des courants de densité aux embouchures du Danube*. Congrès Portuaire International, 12-18 mai, Anvers, Belgique: 2.31.1-2.31.4.
- 24) Bondar C., Podani M., 1979. *Sea storm of February 1979 and its effects on the romanian littoral*. Hidrotehnica, Romania, vol. 24, no.9, pp 210-212 (in Romanian)
- 25) Bondar C., Rovența V., 1967. *Curentii din lungul litoralului românesc al Marii Negre si influenta lor asupra stratificatiei maselor de apa*. St.hidrologie, Bucuresti, 19: 5-21.
- 26) Bondar C., Rovența V., State I., 1970. *Date asupra caracteristicilor curentilor fluviali de suprafața, la gura Canalului Sulina*. St.Hidrologie, Bucuresti, 29: 33-56.
- 27) Bondar C., State I., 1977. *The Danube river contribution with water and silst to the Black Sea*. Cercetari marine, IRCM Constanta, 10: 51-66
- 28) Bulgar AL., 1974. *Upwelling at the Romanian Black Sea shore*, Rev. Roum. Geol. Geophys. Et Geogr., 18, 2, pp. 249 – 253
- 29) Bulgăr A., Diaconu V., 1973. *Régime thermique des eaux marines sur le plateau continental roumain*. Cercetări marine, IRCM Constanta, 5/6: 165-172.
- 30) Chiotoroiu B. și Tomescu M., 2009. *Similarities between severe storms produced along the Romanian Black Sea coast*. 5<sup>th</sup> European Conference on Severe Storms, Germany
- 31) Chiotoroiu B., 1997. *Situation météorologique particulière*. Tempête en mer Noire, MetMar. 177, France, pp 39-41
- 32) Chiotoroiu B., 1999. *Les tempêtes dans le bassin occidental de la mer Noire*, France, 224 pp.
- 33) Chirilă V., 1965. *Observații asupra condițiilor fizico-chimice ale mării la Mamaia, în anii 1959 și 1960*, Ecologie marină, pp. 139-184.
- 34) Ciocârdel R., 1932. *La circulation générale des eaux dans la mer Noire*. Bul.Soc.Rom.Geogr., 56: 216-229.
- 35) Ciocârdel R., 1936 - *Marea. Notiuni de geografie fizica*. Bucuresti: 81 p.
- 36) Cochrane, J.D., 1958. *The frequency distribution of water characteristics in the Pacific Ocean*. Deep-Sea Res., 5(2):111-127.
- 37) Cociasu A., Popa L. & Buga L., 1998. *Long-term evolution of the nutrient concentrations on the north-western shelf of the Black Sea*. Cercetari marine, IRCM Constanta, no. 31, 13-29.
- 38) Cordoneanu E., 2004. *Atmospheric mesoscale phenomena related to the Black Sea proximity*. Proceedings of the International Workshop “Black sea Coastal-Air-Sea Interaction. Phenomena and Related Impacts and Application”, Romania, pp 469-479
- 39) Cristescu T. M. și Diaconu V., 1980. *Energy aspects of the wind profile structure over the waves field*, Cercetari marine, 13, 17 - 25.
- 40) Diaconu V., 1988. *Water mass dynamics on the western Black Sea shelf*. Rapp.Comm.int.Mer Médit., CIESM, Monaco, 31, 2: 199.
- 41) Dima, M., Stefan, S., 2008. *Physics of Climate Changes*, Ars Docendi Publishing House, Bucharest, 200 pp.
- 42) Dimitrova M și Kortcheva A, 2006. *A comparison study of the second-generation wave model VAGBUL and of the third-generation wave models: WAM and WAVEWATCH III for the Black Sea area*. Internal report of NIMH-BAS.

- 43) Donilchenko, P. T., și Chigirin, N. I., 1926. "The origin of hydrogen sulfide in the Black Sea," Tr. Osoboi Zool. Lab. i Sevast. Biol. Stantsii AN SSSR, Ser. 2, No. 10.
- 44) Efimov, V., Timofeev, N., 1990. *Investigation of the Black Sea and Azov Sea heat balance, technical report*. Ukr. Acad. Of Sci., Sevastopol, 237 pp.
- 45) Egunov, M. A., 1900-01. *Bio-anisotropic basins*, Ezhegodnik po Geol. i Mineralogii Rossii, No.4, Novaya Aleksandriya
- 46) Ekman V. W., 1905. *On the influence of the Earth's rotation on ocean currents*. Arkiv for Matematik, Astronomi och Fysik
- 47) Ekman V.W., 1908. *Die Yusammendriscckbarkeit des Meerwassers*, Conseil Perm.Int.l'Explor. de la Mer, Publ. De Circon., Copenhagen,43pp.
- 48) Emery W.J. și Dewar L.J., 1982. *Mean temperature-salinity, salinity depth and temperature-depth curves in the North Atlantic and North Pacific*, Progr. Oceanogr., 3, 91 p.
- 49) Emery W.J., 1977. *Antarctic polar frontal zone from Australia to the Drake Passage*, J. Phys. Oceanogr., 7: 811-822.
- 50) Enăchescu C., 1976. *Contributia Directiei Hidrografice Maritime la studiul hidrografic si oceanografic al zonei maritime românești*. Cercetari marine, IRCM Constanta, 9 supl.: 31-42.
- 51) Eremeev, V.N., Ivanov, V.A., Trukhchev, D.V., Tuzhilkin, V.S. 1994. *Climatic circulation in the Black Sea*. In: V.N. Eremeev (ed), *Diagnosis of the state of Marine Environment in Azov-Black Sea basins*, pp. 121-135. Marine Hydrophysical Institute, Sevastopol. (în rusă)
- 52) Filippov, D.M., 1968. *Circulation and Structure of Waters in the Black Sea*. Nauka, Moscow, 136 pp. (în Rusă)
- 53) Fofonoff, N. P., and R. C. Millard Jr., 1983: *Algorithms for computation of fundamental properties of seawater*. UNESCO technical papers in marine science, 44
- 54) Fofonoff, N.P., 1985. *Physical properties of seawater: new salinity scale and equation of state for seawater*. J. Geophys. Res., 90, 3332-3342
- 55) Forch, C., Knudsen, M., and Sörensen, S.P.L., 1902. *Berichte über die Konstantenbestimmungen zur aufstellung der hydrographischen Tabellen*. D. Kgl., Danske vidensk. Selsk. skrifter, Raekker 6 Naturv. og math. afd. 12, No. 1.
- 56) Galabov V., A. Kortcheva, J. Marinski, 2013. *Simulation of oil pollution accidents in the Bay of Burgas, using hydrodynamic model*, Proceedings: *12th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2012*, Vol. 3, No. 12th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM2012. (2012), pp. 993-1000
- 57) Galabov Vasko, Anna Kortcheva, Marieta Dimitrova, 2012. *Towards a system for sea state forecasts in the Bulgarian Black Sea coastal zone: the case of the storm of 07- 08 February, 2012*, SGEM2012 Conference Proceedings, Vol. 3, 1017- 1024pp.; <http://arxiv.org/abs/1212.2108>
- 58) Gavrilesco N., Popescu V., 1962. *Influenta vecinatatii Marii Negre asupra variatiilor de salinitate ale bratului Sulina*. Studii si cercet.biol.,ser. biol.anim., Ed.Acad.RPR, Bucuresti, 14: 517-528.
- 59) Gawarkiewich G, Korotaev G.K., Stanichny S, Repetin L, Soloviev D., 1999. *Synoptic upwelling and cross-shelf transport processes along the Crimean coast of the Black Sea*. Cont Shelf Res 19:977–1005.
- 60) Georgescu L, Petrea I, Borșan D, 1976. *Fizica stării lichide*, București, Edit. Did. Ped.
- 61) Georgiev, Yu.S., 1967. *On dynamics of cold intermediate layer in the Black Sea*. In: *Okeanograficheskiye issledovaniya Chernogo morya (Oceanographic investigations of the Black Sea)*. Naukova Dumka, Kiev, pp. 105–113
- 62) Georgiev, Yu.S., 1972. *On the advective nature of cold intermediate layer in the Black Sea*, *Biology of the Sea*, 24:81-89 (în rusă)
- 63) Gerstner FJ von., 1802. *Theorie der Wellen. Abhand. Kön. Böhmischen Gesel. Wiss.*, Prague

- 64) Golubeva Z.A., 1987. *Variability in heat balance of the Black Sea surface*. Trudy GOIN 180:21–32 (in Russian).
- 65) Gomoiu M.-T., 1985. *Sur l'état du benthos du plateau continental roumain*. Rapp.Comm.int.Mer Médit., CIESM, Monaco, 29, 5, pp. 199-204.
- 66) Goryachkin Yu.N., Ivanov V.A. 2006. *The Black Sea Level: Past, Present and Future*. Marine Hydrophysical Institute, Sevastopol, 210 pp (in Russian).
- 67) Goryachkin Yu.N., Lipchenko M.M., 2000. *On the amount of precipitation falling on the surface of the Black Sea*. Trudy Ukr, NIGMI, 248:221–227(in Russian).
- 68) Hesselberg, T. and Sverdrup, H.U., 1914. *Die stabilitätsverhältnisse des Seewassers bei vertikalen Verschiebungen*. Bergens Museums Aarbok, No. 14.
- 69) Holmes, P., 2001. *A course in coastal defense systems: Chapter 5 Coastal processes: waves*, Organized by Department of Civil Engineering, The University of the West Indies, in conjunction with Old Dominion University, Norfolk, VA, USA and Coastal Engineering Research Centre, US Army, Corps of Engineers, Vicksburg, MS, USA., St. Lucia, West Indies, July 18-21
- 70) <http://dvs.net.ua/mp/index.shtml>
- 71) <http://www.blacksea-commission.org>
- 72) <http://www.photolib.noaa.gov/>
- 73) [http://www.pord.ucsd.edu/~ltalley/DPO/supplementary/DPO\\_ChapterS1\\_text.pdf](http://www.pord.ucsd.edu/~ltalley/DPO/supplementary/DPO_ChapterS1_text.pdf) (pagină accesată în februarie 2013)
- 74) [http://www.rdinstruments.com/mm\\_products.aspx](http://www.rdinstruments.com/mm_products.aspx)
- 75) Hutchinson, G. E.; 1957. *A Treatise on Limnology*. Vol. 1.; John Wiley and Sons, Inc., New York, 1015pp.
- 76) Ilyin Yu.P, Fomin V.V, Dyakov N.N, Gorbach S.B., 2009. *Meteorological conditions of seas in Ukraine*. Vol. 1. The Azov Sea.ECOSY-Hydrophysics,Sevastopol, Ukraine, 402 pp.
- 77) INMH, 1965. *Îndrumări metodologice pentru realizarea observațiilor hidrologice marine. Observații de coastă. Observații de larg*, București, 236pp. +anexe
- 78) IOC, SCOR and IAPSO, 2010a. *The international thermodynamic equation of seawater - 2010: Calculation and use of thermodynamic properties*. Intergovernmental Oceanographic Commission, Manuals and Guides No. 56, UNESCO (English), 196 pp.
- 79) IOC, SCOR and IAPSO, 2010b: *User's guide to the international thermodynamic equation of seawater - 2010*. Intergovernmental Oceanographic Commission, Manuals and Guides No. 56 (abridged edition), UNESCO.
- 80) IOC, SCOR și IAPSO, 2010a: *The international thermodynamic equation of seawater – 2010: Calculation and use of thermodynamic properties*. Intergovernmental Oceanographic Commission, Manuals and Guides No. 56, UNESCO (English), 196 pp. Available from <http://www.TEOS-10.org>
- 81) Isaeva, L.S., Latun, V.S., Yastreb., V.P., 1987. *Main scheme results of investigations in the Black Sea in 9th and 14th cruises of R/V Professor Kolesnikov*. Okeanologia 27 (4), 690-694 (în rusă)
- 82) Ivanov L., Belokopytov V.N., Özsoy E., Samodurov A., 2000. *Ventilation of the Black Sea pycnocline on seasonal and interannual time scales*. Medit Mar Sci 1/2:61–74.
- 83) Ivanov L., Konovalov S., Melnikov V., Mikaelyan A., Yunev O., Basturk O., Belokopitov V., Besiktepe S., Bodeanu N., Bologna A., Cociasu A., Diakonou V., Kamburska L., Kideys A., Mankovsky V., Moncheva S., Nezhlin N., Niermann U., Petranu A., Shalovenkov N., Shuskina E., Salihoglu I., Senichkina L., Uysal Z., Vedernikov V., Yakubenko V., Yakushev E., Yilmaz, A., 1998a, *Physical, chemical and biological data sets of the TU Black Sea data base: description and evaluation*. In: Ivanov, L., Oguz, T., Ed. NATO ASI Series 2/47(1), pp. 11–38.



- 84) Ivanov L.I., Backhaus J.O., Özsoy E., Wehde H., 2001. *Convection in the Black Sea during cold winters*. J Mar Syst 31:65–76.
- 85) Ivanov L.I., Besiktepe S., Ozsoy, E., 1997. *The Black Sea cold intermediate layer*. In: Ozsoy, E., Mikaelyan, A. (Eds.), *Sensitivity to Change: Black Sea, Baltic Sea and North Sea*. NATO ASI Series, vol. 27. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, The Netherlands, pp. 253–264.
- 86) Ivanov L.I., Konovalov S.K., Belokopytov V., Ozsoy, E., 1998b. *Regional peculiarities of physical and chemical responses to changes in external conditions within the Black Sea pycnocline: cooling phase*. In: Ivanov, L., Oguz, T. Eds., *NATO TU-Black Sea Project Ecosystem Modeling as a Management Tool for the Black Sea, Symposium on Scientific Results*. NATO ASI Series, vol. 2/47(1), Kluwer Academic Publishing, The Netherlands, pp. 53–68.
- 87) Ivanov L.M., Nikolaenko E.G., Ozsoy E., Besiktepe S., Demirov an Diakonu V., 1994, *Volumetric structure of the Black Sea cold intermediate layer*, In: V.N. Eremeev (ed), *Diagnosis of the state of marine environment in Azov – Black sea basins*, pp. 102-109, Mar. Hydrophys.. Sevastopol. (în rusă)
- 88) Ivanov V.A. and Belokopytov V.N (2011) *Oceanography of the Black Sea* ; NAS of Ukraine, Marine Hydrophysical Institute.– Sevastopol, pp. 209 (în rusă)
- 89) Ivanov, L.I., 1993. *Cold Intermediate Water formation in the western Black Sea as derived from 1992 data*. In: Eremeev, V.N. Ed. , *Problems of the Black Sea*. Marine Hydrophysical Institute NASU, Sevastopol, pp. 78–89
- 90) Kara A. B., C. N. Barron, A. J. Wallcraft, T. Oguz, K. S. Casey, 2008. *Advantages of fine resolution SSTs for small ocean basins: Evaluation in the Black Sea*, J. Geophys. Res., 113, C08013, doi:10.1029/2007JC004569.
- 91) Kara, A. Birol, Harley E. Hurlburt, Alan J. Wallcraft, Mark A. Bourassa, 2005: *Black Sea Mixed Layer Sensitivity to Various Wind and Thermal Forcing Products on Climatological Time Scales*. J. Climate, 18, 5266–5293.
- 92) Karakas Gökay, Alec James, Alaa Al-Barakati, 2002. *Modelling subsurface dynamics in the Black Sea*, Oceanologica Acta 25 (2002) 101–116
- 93) Keller, J. B., 1948. *The solitary wave and periodic waves in shallow water*. Commun . Appl. Math. 1, 323-39.
- 94) Keulegan, G. H. and Patterson, G. W, 1940. *Mathematical theory of irrotational translation waves*. J. Res. Nat. Bur. Stand., U.S. Dep. Commerce, 24, 47-101.
- 95) Knipovich N.M., 1933. *Ghidrologiceskie issledovania v Cernom more*. Tr.Azov. – Cernom. Naucn. Prom. Eksped., Moskva, 10, 272 pp.
- 96) Knudsen, M., 1901. *Hydrographical Tables*. G.E.C. Gad., Copenhagen.
- 97) Kolesnikov, A.D., 1953. *Seasonal course of temperature, stability and vertical turbulent heat exchange in the open part of the Black Sea*. Tr. Morsk. Gydrophys Inst., USSR AS 3, 3–13 (în rusă)
- 98) Korotaev, G.K., T. Oguz, A. Nikiforov, C. J. Koblinsky, 2003. *Seasonal, interannual and mesoscale variability of the Black Sea upper layer circulation derived from altimeter data*. J. Geophys. Res., 108(C4), 3122, doi:10.1029/2002JC001508.
- 99) Kortchev G., Kortcheva A., Mungov G., Lefevre J.-M., Daniel P., 1998. *Operational forecasting of wind wave and storm surge in the Black sea*. International Exhibition EXPO-98 (International Year of the Oceans); Lissabone; Portugal; May-September 1998.
- 100) Kortcheva A., Jean-Michel Lefevre., 1996. *Numerical real-time forecasting of the wave conditions in the Black sea* .Proc. of the international Workshop and Scientific Seminar on the IOC Regional Program for complex Black sea investigation. Varna, 20-25 September.
- 101) Korteweg, D. J. and DE VRIES, Q., 1895. *On the change of form of long waves advancing in a rectangular canal, and on a new type of long stationary waves*. Phil. Mag. 39 ( 5 ), 422-443.

- 102) Kubryakov A. I., G. K. Korotaev, V. L. Dorofeev, Y. B. Ratner, A. Palazov, N. Valchev, V. Malciu, R. Mateescu, and T. Oguz, 2012. *Black Sea coastal forecasting system*. Ocean Science. 8: 183-196.
- 103) Lateş M. și Bondar C., 1965- Caractéristiques résultant d'observations et de calculs des éléments des vagues du littoral roumain. *St.Hidraulica* (Simpoz.30 sept.-5 oct.1963), Bucuresti, 9: 105-107.
- 104) Lateş M., 1965. *Genèse et caractéristiques des vents et des tempêtes sur le littoral roumain*. *St.Hidraulica*, Bucuresti (Simpoz. 30 sept.-5 oct.1963), 9: 41-45.
- 105) Latun V.S., 1989a, *On the role of cyclonic eddies in the cold intermediate layer formation*, in: Studies and modeling of hydrophysical processes in the Black Sea, pp. 49-60, Hydrometeoizdat. Moscow. (în rusă)
- 106) Latun, V.S., 1990. *Energy supply of deep anticyclonic eddies of the Black Sea*. In: Complex oceanographic Investigations of the Black Sea, pp. 11-23. Marine Hydrophysical Institute, Sevastopol. (în rusă)
- 107) Leonov, A., 1960. *Regionalnaya okeanografia (Regional Oceanography), Part. I*. Leningrad, Gidrometeoizdat, 766 pp. (in Russian).
- 108) Lewis, E.L. and R.G. Perkin, 1981, *The Practical Salinity Scale 1978; conversion of existing data*. Deep-Sea Res., 28A, 307-328.
- 109) Makerov Yu.V., 1961. *Heat balance of the Black Sea*. Trudy GOIN 61:169–198 (in Russian).
- 110) Marinescu A., 1965. *Contributions à l'étude des courants marins du littoral roumain de la mer Noire*. *St.Hidraulica* (Simpoz. 30.09-5.10.1963), Bucuresti, 9: 183-191.
- 111) Mateescu R. D., 2009. *The Hydrodynamic of the Romanian Coastal Zone* Ed. Universitara, 158 pp.
- 112) Matsoukas C, Banks A.C., Pavlakis K.G., Hatzianastassiou N., Stackhouse P.W. Jr, Vardavas I., 2007. *Seasonal heat budgets of the Red and Black seas*. J Geophys Res 112:C10017, doi:10.1029/2006JC003849.
- 113) McDougall, T. J., D. R. Jackett and F. J. Millero, 2010a. *An algorithm for estimating Absolute Salinity in the global ocean*. submitted to *Ocean Science*, a preliminary version is available at *Ocean Sci. Discuss.*,6, 215-242.
- 114) **Mihailov M.E.**, Buga L., Malciu V., Sarbu G., Oros A., Lazar L., Stefan S, *Characteristics of upwelling, algae bloom and hypoxia events on the Western Black Sea in 2010*, Fresenius Environmental Bulletin, acceptat spre publicare în Vol. 22; No. 10 (2013c).
- 115) **Mihailov M.E.**, Gheorghita – Vitalia Sandel, 2005. *The Upwelling Phenomena During Summer On The Romanian Littoral Of The Black Sea (Mamaia Bay)*, Proceedings Of The Workshop On “Understanding And Modelling The Black Sea Ecosystem In Support Of Marine Conventions And Environmental Policies”, pg. 15-22.
- 116) **Mihailov M.E.**, Mateescu R.D., Burca M., 2004. *Numerical simulation of the western Black Sea Basin hydrological variability*, Proceedings of NMA, Bucharest, Romania
- 117) **MIHAILOV Maria – Emanuela**, Maria – Ionela TOMESCU – CHIVU, Viorica DIMA, 2012. *Black Sea Water Dynamics On The Romanian Littoral – Case Study: The Upwelling Phenomena*, Romanian Reports in Physics, Vol. 64, No. 1, 232–245.
- 118) **MIHAILOV Maria – Emanuela**, Luminița BUGA, Viorel MALCIU, Răzvan – Doru MATEESCU, Maria – Ionela TOMESCU – CHIVU, 2011. *Analiza evenimentelor extreme de pe coasta Mării Negre pe baza dinamicii maselor de apă*, revista Hidrotehnica 2-29, pg. 323-332
- 119) **MIHAILOV Maria Emanuela, PhD. student**, Dr. Luminita BUGA, PhD. Student Viorel MALCIU, Prof. dr. Sabina STEFAN, Maria Ionela TOMESCU – CHIVU, Vasile DIACONU, Gabriel GANEA, PHD. student Lucian DUMITRACHE, Silviu MATEI, 2013b. *Wave characteristics in the Romanian nearshore waters*, in: Water Resources. Forest, Marine and Ocean Ecosystems Conference Proceedings “13<sup>th</sup> International Multidisciplinary Scientific Geoconference SGEM 2013”, pg. 879-886

- 120) **MIHAILOV Maria-Emanuela**, Luminita BUGA, Luminita LAZAR, Viorel MALCIU, Sabina STEFAN, Lucian DUMITRACHE, 2013a. *Danube river influence on the Romanian Black Sea waters*, in Water Resources. Forest, Marine and Ocean Ecosystems Conference Proceedings “13<sup>th</sup> International Multidisciplinary Scientific Geoconference SGEM 2013”, pg. 823-830
- 121) **Maria-Emanuela MIHAILOV**, SABINA STEFAN, Vasile DIACONU, Luminita LAZAR, 2016. Longterm Variability of the Water Mass Structure on the Romanian Black Sea Shelf, Romanian Reports in Physics, Vol. 68, No. 1, P. 377–392.
- 122) Mikhailov V.N, Mikhailova M.V., 2008. *RiverMouths*. In: Kostianoy A, KosarevA(eds) The Black Sea Environment. The Handbook of Environmental Chemistry. Vol. 5, Part Q, Springer–Verlag, Berlin Heidelberg, pp91–134.
- 123) Millero F.J., 1996. *Chemical Oceanographz*, CRC Press, Boca Raton, FL, 469pp.
- 124) Millero F.J., and A. Poisson, 1981. *International one-atmosphere equation of state of seawater*. Deep-Sea Research 28A (6): 625–629.
- 125) Millero, F. J., 1978: *Freezing point of seawater*. UNESCO Tech.Papers in Marine Science 28, 35 pp.
- 126) Millero, F. J., F. Huang, N. Williams, J. Waters and R. Woosley, 2009: *The effect of composition on the density of South Pacific Ocean waters*, *Mar. Chem.*, 114, 56-62.
- 127) Millero, F. J., Feistel, R., Wright, D. G., and McDougall, T. J., 2008b. *The composition of Standard Seawater and the definition of a Reference-Composition Salinity Scale*, Deep-Sea Res. Part I, 55, 50–72
- 128) Millero, F.J., 2010. *History of the equation of state of seawater*. Oceanography 23(3):18–33
- 129) Montgomery, R. B., 1958. *Water characteristics of Atlantic Ocean and world ocean*. Deep-Sea Res. 5: 134-148.
- 130) Muntean Angela, 2005, Introducere in studiul curentilor marini, Editura Universitatii din Pitesti, 202 pp.(în română)
- 131) Murray J., Top Z., Ozsoy E., 1991. *Hydrographic Properties and Ventilaton of the Black Sea*, Deep-Sea Research, 38, 663–689
- 132) Nae I., Postolache I., 1978. *Some observations on sea water circulation in the area of the Danube mouths*. Cercetări marine, IRCM Constanta, 11: 17-31.
- 133) Nae I., Postolache I., 1979. *Observations on coastal marine water circulation in the zone Midia - Vama Veche*. Cercetări marine, IRCM Constanta, 13: 39-49.
- 134) Nae I., Smocov F., 1984. *Observations on ice formation at the Romanian littoral of the Black Sea*. Cercetări marine, IRCM Constanta, 17: 25-31.
- 135) Nerzic R., Prevosto M., 1997. *A Weibull-Stokes Model for the Distribution of Maximum Wave and Crest Heights*. Proceedings of the Seventh International Offshore and Polar Engineering Conference, USA
- 136) Neumann, G., 1942. *Die absolute topografie des physikalischen Meeresniveaus und die Oberflachen-stromungen des Schwarzen Meeres*, Ann. Hydrogr.Mar. Meteorol., 70, 265–282.
- 137) Nicolaev S., Alexandrov L., Boicenco L., Coatu V., Diaconeasa D., Dumitrache C., Golumbeanu M., Marin O., Lazar L., Malciu V., Mateescu R., Maximov V., Micu D., **Mihailov E.**, Nenciu M., Nita V., Orors A., Spinu A., Stoica E., Tabarcea C., Timofte F., Tiganus D., Zaharia T., (2013), *Current state of the Romanian Black Sea environment*, Cercetari marine nr. 44
- 138) Oguz T., Aubrey D. G., Latun V. S., Diaconu V., Eremeev, 1994. *Mesoscale Circulation and Thermohaline Structure of the Black Sea Observed During HydroBlack'91*, Deep-Sea Research I. Vol. 41, No. 4, 603-628
- 139) Oguz T., Ivanov L., Besiktepe S., Diaconu V., 1993. *Kinematical Description of Basinwiswe Circulation and Thermohaline Characteristics of the Black Sea during July 1992*. Deep-Sea Research,.
- 140) Oguz, T. and S. Besiktepe, 1999. *Observations on the Rim Current structure, CIW formation and transport in the Western Black Sea* .Deep Sea Research, I, 46, 1733-1753

- 141) Oguz, T., J.W. Murray and A. Callahan, 2001. *Modeling redox cycling across the suboxic- anoxic interface zone in the Black Sea. Deep Sea Research I*, 48, 761-787
- 142) Oguz, T., Latun, V. S., Latif, M. A., Vladimirov, V. V., Sur, H. İ., Markov, A. A., Özsoy, E., Kotovshchikov, B. B., Eremeev, V. V., și Ü. Ünlüata, 1993. *Circulation in the Surface and Intermediate Layers of the Black Sea*, Deep-Sea Res., 40, 1597 - 1612
- 143) Oguz, T., Paola Malanotte-Rizzoli, Hugh W. Ducklow, and James W. Murray, 2002. *Interdisciplinary studies integrating the Black Sea biogeochemistry and circulation dynamics*, Oceanography, 15(3), 4-11
- 144) Oguz, T., P. Malanotte-Rizzoli, D. Aubrey, 1995. *Wind and Thermohaline circulation of the Black Sea driven by yearly mean climatologican climatological forcing. J. Geophysical Research*, 100, 6845-6863.
- 145) Ovchinnikov I.M. and Popov Yu.I. 1984. *On the cold intermediate layer formation in the Blak Sea*, Reports (Doklady) of Acad. Scientific. USSR, 279:986-989 (în rusă)
- 146) Ovchinnikov I.M., Popov Yu.I., 1987. *Evolution of the cold intermediate layer in the Black Sea*, Oceanology 27, 555– 560.
- 147) Ozsoy E., Unluata U., 1997. *Oceanography of the Black Sea: a review of some recent results*. Earth-Sci. Rev. 42, 231–272.
- 148) Pawlowicz, R., D.G. Wright and F.J. Millero, 2011. *The effects of biogeochemical processes on oceanic conductivity / salinity / density relationships and the characterization of real seawater*, Ocean Science, 7, 363 – 387
- 149) Pollak M. J., 1958. *Frequency distribution of potential temperatures and salinities in the Indian Ocean*. Deep – Sea Research, 5:128–133
- 150) Popa A., 1990. *Résultats préliminaires sur l'utilisation des paramètres météorologiques standard au pronostic de la structure thermique de la couche superficielle de la mer. Rapp.Comm.int.Mer Médit.*, CIESM, Monaco, 32, 1: 192.
- 151) Popa A., Diaconu V., 1977. *Determinations of the horizontal turbulent diffusion coefficients in the Romanian coastal waters*. Cercetari marine, IRCM Constanta, 10: 17-21.
- 152) Popa A., Diaconu V., 1980. *Experimental determinations of the horizontal mixing coefficients along the Romanian west coast of the Black Sea*. Cercetari marine, IRCM Constanta, 13: 27-37.
- 153) Popa A., Diaconu V., 1981. *Determination of turbulent mixing coefficients along the Romanian west coast of the Black Sea*. Rapp.Comm. int.Mer Médit., CIESM, Monaco, 27, 6: 37-38
- 154) Popa A., Diaconu V., 1986. *Chislenoe modelirovanie evolyutsii sezonnogo termoklina*. Inf.byul.Akad.Nauk SSSR, Moskva, 21: 14-19.
- 155) Popa A., Ioana M., 1986. *Résultats préliminaires concernant la détermination de la température superficielle de l'eau marine à partir des enregistrements des satellites NOAA*. Rapp.Comm.int.Mer Médit., CIESM, Monaco, 30, 2: 160.
- 156) Repetin L.N., Dolotov V.V., Lipchenko M.M., 2006. *Spatial and temporal variability of climate and atmospheric precipitation on the surface of the Black Sea*. In: Ecological Safety of Coastal and Shelf Zones and Complex Use of the Shelf Resources. Marine Hydrophysical Institute, Sevastopol, Ukraine, 14:462–476(in Russian).
- 157) Resnyansky, Yu.D. and Zelenko, A.A., 1992. *Numerical realization of the ocean general circulation with parametrization of the upper mixed layer. Proceedings of the USSR Hydrometcentre*, v.323, pp.3-31.
- 158) Romanou, A., G. Tselioudis, C. S. Zerefos, C.-A. Clayson, J. A. Curry, and A. Andersson, 2010. *Evaporation–precipitation variability over the Mediterranean and the Black Seas from satellite and reanalysis estimates*, J. Clim., 23, 5268–5287, doi:10.1175/2010JCLI3525.1
- 159) Ross A., 1976. *Introducere în oceanografie*, Ed. Științifică și enciclopedică, București,.

- 160) Rovența V., 1967. *Contribution à l'étude des courants totaux de la mer Noire*. St.Hidraulica, Bucuresti, 19: 21-35.
- 161) Rovența V., și Șelariu M., 1965. *Étude du régime du vent au large en fonction du régime du vent côtier*. St.Hidraulica (Simpozion 30.09-05.10.1963), Bucuresti: 7-13
- 162) Rusu E., 2009. *Wave energy assessments in the Black Sea*. J. Mar. Sci. Technol. 14: pp 359–372
- 163) Rusu Eugen, 2011. *Strategies in using numerical wave models in Ocean/ Coastal applications*. Journal of Marine Science and Technology, Vol. 19, No. 1, pp. 58-75.
- 164) Sandstrom, J. W. and B. Helland-Hansen, 1903. *Über die Berechnung von Meeresströmungen*, Rept Norwegian Fisheries Invest., 2(4), 43 pp.
- 165) Saunders, P., 1990. *The International Temperature Scale of 1990, ITS-90*. WOCE Newsletter 10.
- 166) Schrum, C., Staneva, J.V., Stanev, E.V., 2001. *Black Sea surface climatological data for the period 1979–1993. A study based on the ECMWF atmospheric re-analysis*. Berichte des Zentrums für Meeres- und Klimaforschung der Universität Hamburg 39, 72 pp.
- 167) Sevastos R., 1907. *La pénétration des eaux de la Méditerranée dans la mer Noire*. Ann.Sci.Univ.Jassy, 6: 24-28.
- 168) Simonov, A.I., Altman, E.N. (Eds.), 1991. *Hydrometeorology and Hydrochemistry of the USSR Seas. The Black Sea, vol. IV*. Gidrometeoizdat, St. Petersburg, 430 pp.
- 169) Smocov F., Diaconu V., 1976. *On the fine structure of the season at thermocline off Constantza*. Cercetări marine, IRCM Constanta, 10: 31-34.
- 170) Sorokin Yu.I., 2002, *Black Sea Ecology and Oceanography*. Amsterdam, "Backhuys Publishers", 875 p.
- 171) Stanev Emil V., Malcolm J. Bowman, Elissaveta L. Peneva, Joanna V. Staneva, 2003. *Control of Black Sea intermediate water mass formation by dynamics and topography: Comparison of numerical simulations, surveys and satellite data*, Journal of Marine Research, 61, 59–99
- 172) Stanev, E. V., 1988. *Numerical study on the Black Sea circulation*. Technical report, Mitteilungen des Instituts für Meereskunde der Universität, Hamburg, 232 pp.
- 173) Staneva J. V., Stanev E. V., 1997. *Cold Intermediate Water Formation in the Black Sea. Analysis on Numerical Model Simulations*. Sensibility to Change: Black Sea, Baltic Sea and North Sea, Kluwer Academic Publishers, 275-283
- 174) Staneva J.V., Stanev E.V., Rachev N.H., 1995. *Heat balance estimates using atmospheric analysis data. A case study for the Black Sea*. J Geophys Res 100(C9):18581–18596.
- 175) Stănescu V.A., 1963. *Action du vent sur les surfaces libres de l'eau dans la zone du littoral appartenant au Delta du Danube et dans le complexe lacustre Razelm-Sinoe*. **St.Cercet.Hidrobiol.**,Bucuresti, 4: 71-88.
- 176) Ștefănescu, S., Cordoneanu, E., and Kubryakov, A., 2004: *Ocean Wave and Circulation Modelling for the Black Sea*, Romanian Journal of Meteorology, 6(1–2), ISSN 1223-1118, 75–88
- 177) Sterle A. și Caires S., 2005. *Climatology, variability and extrema of ocean waves: the web-based KNMI/ERA-40 Wave Atlas*. Int. J. Climatol., 25: 963–977
- 178) Stewart R., 2002. *Introduction To Physical Oceanography*, Texas A&M University, on-line available: [oceanworld.tamu.edu/resources/ocng\\_textbook/PDF\\_files/book.pdf](http://oceanworld.tamu.edu/resources/ocng_textbook/PDF_files/book.pdf)
- 179) Stokes G. G., 1847. *On the theory of oscillatory waves*. Trans. Camb. Philos. Soc. 8:441–55.
- 180) Sverdrup H.U., M.W. Johnson, și R.H. Fleming, 1942. *The Oceans: Their Physics, Chemistry, and General Biology*. Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice-Hall, Inc.
- 181) Șelariu O., 1965. *Quelques aspects de la propagation des masses d'eau sur le littoral roumain*. St.Hidraulica, Bucuresti, 9: 197-219

- 182) Şelariu O., 1970. *Some remarks on the hali-thermal regime of marine waters along the romanian littoral area*, Rev. Roum. Geol. Geophys. Et Geogr., 14, 2, pp. 243 – 251
- 183) Şelariu O., 2011. *The Black Sea continental shelf. studies and research of marine hydrography and hydrology in the second half of the 20th century*, Rev. Roum. Géogr./Rom. Journ. Geogr., 55, (2), p. 121–127
- 184) Şerbănescu O., 1957. *L'action du froid de l'hiver 1957/1958 sur la vie littorale de la mer Noire*. Natura, Bucuresti, 11, 5: 133-136.
- 185) Şerpoianu G., 1961. *Influenta apelor dunarene asupra regimului hidrologic al zonei marine din fata gurilor fluviului*. Bul.Inst.Cercet.Pisc., Bucuresti, an 20, 2: 71-77.
- 186) Şerpoianu G., 1964 - *Observatii asupra curentilor marini de pe întinsul platformei continentale româneşti*. St.cercet.Inst.Cerc.Pisc., Bucuresti, 3: 267-294
- 187) Şerpoianu G., 1965. *Observations sur la profondeur du saut thermique dans les eaux marines du littoral roumain de la mer Noire*. Rapp. Comm. int.Mer Médit., CIESM, Monaco, 18, 3: 749-752
- 188) Şerpoianu G., 1967. *Considérations sur la pénétration des eaux méditerranéennes dans le bassin de la mer Noire*. Hidrobiologia, Bucuresti, 8: 239-251.
- 189) Şerpoianu G., 1973. *Le bilan hydrologique de la mer Noire*. Cercetări marine, IRCM Constanta, 5-6: 145-153.
- 190) Şerpoianu G., 1977. *La température de l'eau marine, facteur primordial dans les modifications des stocks et l'élaboration des prévisions de pêche des poissons dans la mer Noire*. Biologie des eaux saumâtres de la mer Noire (E.A.Pora et M.Bacescu eds.), IRCM Constanta, 1: 197-212.
- 191) Şerpoianu G., 1985. *Les échanges de l'eau par le Bosphore*. Oceanologica Acta, Paris, 8, 4: 373-378.
- 192) Şerpoianu G., Chirilă V., 1958. *Observatii asupra conditiilor fizico-chimice de la limita platoului continental românesc în regiunea marina Midia - Mangalia*. Bul.Inst.Cerc.Pisc., Bucuresti, an 17, 4: 5-15.
- 193) Şerpoianu G., Chirilă V., 1960. *Observatii asupra variatiilor sezoniere ale conditiilor fizico-chimice în cursul anului 1959 în zona marina din dreptul Constantei*. Bul.Inst.Cerc.Pisc., Bucuresti, an 19, 2: 7-21.
- 194) Şerpoianu G., Chirilă V., 1965 - *Particularitatile curentilor marini la tarmul românesc al Marii Negre*. St.Hidraulica, Bucuresti, 9: 151-181
- 195) Şerpoianu G., Chirilă V., 1969. *Observations sur les particularités hydrologiques des eaux de la mer Noire dans la couche où la vie commence à disparaître*. Rapp.Comm.int.Mer Médit., CIESM, Monaco, 19, 4: 689-692.
- 196) Şerpoianu G., Nae I., 1977 - *Observations sur la circulation des eaux superficielles dans la partie ouest de la mer Noire*. Cercetari marine, IRCM Constanta, 10: 35-49.
- 197) Şerpoianu G., Puşcaşu S., Nae I., Popa L., Cociaşu A., Dorogan L., 1983. *Observations sur les caractéristiques hydrologiques et hydrochimiques en dehors du plateau continental d'ouest de la mer Noire*. Cercetari marine, IRCM Constanta, 16: 25-38.
- 198) Şerpoianu G., Smocov F., Malciu V., 1990 - *New observations on superficial waters circulation in the western part of the Black Sea*. Rapp.Comm.int.Mer Médit., CIESM, Monaco, 32, 1: 194.
- 199) Şerpoianu G., Smocov F., Malciu V., 1990. *New observations on superficial waters circulation in the western part of the Black Sea*. Rapp.Comm.int.Mer Médit., CIESM, Monaco, 32, 1: 194.
- 200) Şerpoianu Gh., 1963. *Particularitatile regimului termic marin la litoralul românesc al Marii Negre si influenta lor asupra conditiilor biologice si de pescuit*, Bul. ICPP, 22, 1, pp. 30 – 46.
- 201) Şerpoianu Gh., 1981. *Observations sur le phenomene d'upwelling sur le littoral Roumain de la Mer Noir*, CIESM volume 27 pg.31-36, 1981
- 202) Ştefan S., 1996. *Fizica interacţiei atmosferă-ocean*. Universitatea Bucureşti, 200pp.

- 203) Talley, L. D., G. L. Pickard, W. J. Emery and J. H. Swift, 2011. *Descriptive Physical Oceanography: An Introduction (Sixth Edition)*, Elsevier, Boston, 560 pp.
- 204) Thorpe A. S., 2009 (ed.). *Elements of Physical Oceanography*. 2nd Edition, Academic Press, Elsevier Ltd.
- 205) Timofeev N.A., Yurovskiy A.V., 2009. *Climate monitoring of precipitation and radiation in the Black Sea from satellite data*. Morskoy Gidrofizicheskiy Zhurnal 1:68–83(in Russian).
- 206) Tolmazin D., 1985. *Elements of Dynamic Oceanography*. Boston: Allen & Unwin.
- 207) Tomczak M., 1981. *A multi-parameter extension of temperature/salinity diagram techniques for the analysis of non-isopycnal mixing*. Progress in Oceanography, 10:147-171.
- 208) Tomczak, M., 1999. *Some historical, theoretical and applied aspects of quantitative water mass analysis*. Journal of Marine Research 57, 275-303.
- 209) UNESCO, 1981: *The Practical Salinity Scale 1978 and the International Equation of State of Seawater 1980*. Unesco technical papers in marine science 36, 25pp.
- 210) Unluata U, Oguz T, Latif MA, Özsoy E., 1990. *On the physical oceanography of the Turkish straits*. In: Pratt LG (ed) *The physical oceanography of sea straits*. 209 Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp25–60.
- 211) Valcev N. N., Trifonova E.V., 2012. *Past and recent trends in the western Black Sea storminess*. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 12, 961–977.
- 212) Vardavas I.M. și Taylor F.W., 2007. *Radiation and Climate. International Series of Monographs on Physics*, No138, Oxford University Press, Oxford.
- 213) Vasiliu D., L. Boicenco, M.T. Gomoiu, L. Lazar, **M.E. Mihailov**, 2012. *Temporal variation of surface Chlorophyll a in the Romanian near – shore waters*, Med.Mar.Sci., 13/2, P. 213-226
- 214) Vinogradov, K. A., 1967. *Introduction. The Monography: Biology of the North-Western part of the Black Sea*. Kiev, Naukova Dumka 3-5 (In Russian)
- 215) Volkov, I.I., 1991. *Hydrogen sulfide problem in the Black Sea*. In: Proceeding of the Black Sea Symposium 16-18 September (ed. K.C. Güven) Published by the Black Sea Foundation for Education, Culture and Protection of Nature. Printed in 1994 Istanbul, Turkey. pp 361-362
- 216) Vyazilov E., Mikhailov N., 1999. *History of expeditionary studies and information resources for the Black and Mediterranean Seas*. In: *Oceanography of the Eastern Mediterranean and Black Sea. Similarities and differences of two interconnected basins*, International Conference. 23-24 February 1999 Zappeion International Centre, Athens, Greece, E. Th. Balopoulos, A. Iona, and D. Sakellariou, (Eds.), p. 418-419.
- 217) Warren, B.A., 1992. *Circulation of north Indian deep water in the Arabian Sea*. In: *Oceanography of the Indian Ocean* (ed) B N Desai (New Delhi: Oxford & IBH Publishing Co.) pp. 575-582
- 218) Whitham G.B., 1974. *Linear and Nonlinear Waves*. New York: John Wiley & Sons.
- 219) Wiegand, R.L., 1960. *A presentation of cnoidal wave theory for practical application*, *Journal of Fluid Mechanics*, 7(2): 273–286
- 220) Wooster, W.S., Lee, A.J și Dietrich, G., 1969. *Redefinition of salinity*. *Limnol.Oceanogr.*, 14: 437-438.
- 221) Worthington L.V., 1981. *The water masses of the world ocean: some results of a fine-scale census*. In: Warren BA and Wunsch C (eds) *Evolution of Physical Oceanography*, Ch. 2, pp. 42–69. Cambridge, MA: MIT Press.
- 222) Wüst, G., 1936. *Die Vertikalschnitte der Temperatur, des Salzgehaltes und der Dichte*. Vol. 5 (Suppl.), *Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition auf dem Forschungs- und Vermessungsschiff Meteor, 1925-1927*, Walter de Gruyter and Co., 340 pp.
- 223) Wüst, G., 1978. *Stratosphere of the Atlantic Ocean*, Amerind Company Pvt., 112 pp.



- 224) [www.seabird.com](http://www.seabird.com)
- 225) Zelinsky, N.D., 1893. *About hydrogen sulfide fermentation in the Black Sea and Odessa estuaries*. Zhurnal Rossiyskogo Physico – Khimicheskogo Obshestva, 5:25. (în rusă)
- 226) Zubov, N.N., 1938, *Marine Waters and Ice*, Hydrometeoizdat, Moscow, 451 pp. (în rusă)
- 227) \*\*\*\*\*<http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni>
- 228) \*\*\*\*\*<https://maps.google.ro/>
- 229) \*\*\*\*\*<http://www.gvc.gu.se>
- 230) \*\*\*\*\*fvcom.smast.umassd.edu
- 231) \*\*\*\*<http://www.rmri.ro/RMRI/EUDirective/EUDirectiveRO.html> (pagină accesată în februarie 2013);
- 232) \*\*\*[http://www.mmediu.ro/beta/wp-content/uploads/2012/07/2012-07-17\\_evaluare\\_impact\\_planuri\\_determinarestareecobunamareaneagra.pdf](http://www.mmediu.ro/beta/wp-content/uploads/2012/07/2012-07-17_evaluare_impact_planuri_determinarestareecobunamareaneagra.pdf) (pagină accesată în februarie 2013)



# CUPRINS

|   | Pg.       |
|---|-----------|
| Mulțumiri   |           |
| INTRODUCERE .....   | 7         |
| <b>CAPITOLUL 1. MASE DE APĂ ȘI DINAMICA ACESTORA .....</b>  | <b>15</b> |
| 1.1. Proprietățile fizice ale maselor de apă .....  | 15        |
| 1.2. Ecuatiile de bază în dinamica maselor de apă .....   | 20        |
| 1.2.1. Conservarea volumului (masei de apă) și a conținutului de sare.  |           |
| Bilanț termic .....   | 20        |
| 1.2.2. Conservarea impulsului și energiei .....   | 22        |
| 1.3. Circulația marină activată de vânt.....  | 26        |
| 1.3.1. Generarea și propagarea valurilor .....  | 27        |
| 1.3.1.1. Teoria Liniară (Valuri Sinusoidale).....   | 27        |
| 1.3.1.2. Teoria neliniară (valuri trochoidale și cnoidale).....   | 30        |
| 1.3.2. Curenți inerțiali .....  | 32        |
| 1.3.3. Stratul Ekman.....   | 33        |
| 1.3.4. Curgerea geostrofică .....   | 36        |
| 1.4. Unde interne.....  | 37        |
| 1.5. Circulația termosalină .....   | 39        |
| Concluzii .....   | 39        |
| <b>CUNOAȘTEREA, EVALUAREA ȘI DINAMICA MASELOR DE APĂ ÎN PARTEA DE<br/>NORD – VEST A MĂRII NEGRE</b>           |           |
| <b>CAPITOLUL 2. ECHIPAMENTE FOLOSITE ÎN DETERMINAREA<br/>PROPRIETĂȚILOR MASELOR DE APĂ .....</b>              | <b>41</b> |
| 2.1. Ipoteze de lucru pentru studierea maselor de apă pe platoul continental românesc<br>al Mării Negre ..... | 43        |
| 2.2. Rețea de stații oceanografice.....   | 43        |
| 2.3. Metode de măsurare, determinare și analiză a parametrilor fizico-chimici .....                           | 49        |
| 2.3.1. Temperatura .....  | 49        |
| 2.3.1.1. Termometre cu mercur .....   | 49        |
| 2.3.1.2. Termometre reversibile .....   | 49        |
| 2.3.2. Salinitatea.....   | 50        |
| 2.3.2.1. Metoda Mohr.....   | 50        |
| 2.3.2.2. Metoda conductivității .....   | 50        |
| 2.3.3. Curenți marini .....   | 51        |
| 2.3.3.1. Măsurători de curenți de suprafață.....  | 51        |
| 2.3.3.2. Măsurători de curenți de adâncime .....  | 52        |
| 2.3.3.2.1. Morișca marină de tip rusesc V.M.M. ....   | 52        |
| 2.3.3.3. Curentometre acustice – efect Doppler.....   | 52        |
| 2.3.4. Valuri .....   | 53        |
| 2.3.5. Transparența apei marine .....   | 54        |
| Concluzii .....   | 55        |
| <b>CAPITOLUL 3. CARACTERISTICI TERMOSALINE ALE MASELOR DE APĂ ÎN<br/>NV MĂRII NEGRE .....</b>                 | <b>57</b> |
| 3.1. Structura maselor de apă în Marea Neagră .....   | 58        |
| 3.2. Bilanțul de apă și sare .....  | 64        |
| 3.3. Variabilitatea maselor de apă pe termen lung.....  | 67        |

|   |            |
|---|------------|
| 3.4. Influența Dunării asupra caracteristicilor saline .....                                | 87         |
| 3.5. Stratificarea maselor de apă în anul 2012 .....  | 93         |
| Concluzii .....   | 95         |
| <b>CAPITOLUL 4. DINAMICA MASELOR DE APĂ.....</b>  | <b>99</b>  |
| 4.1. Regimul vântului.....  | 99         |
| 4.2. Valuri .....   | 101        |
| 4.3. Curenți.....   | 112        |
| 4.3.1. Caracteristicile curenților în partea de nord-vest a Mării Negre .....               | 113        |
| 4.4. Transparența apei marine .....   | 115        |
| Concluzii .....   | 118        |
| <b>CAPITOLUL 5. FENOMENUL DE UPWELLING ȘI EFECTELE ASUPRA<br/>ECOSISTEMULUI MARIN .....</b> | <b>120</b> |
| Concluzii .....   | 130        |
| <b>CONCLUZII ȘI CONTRIBUȚII PERSONALE .....</b>   | <b>131</b> |
| <b>BIBLIOGRAFIE .....</b>   | <b>136</b> |