



OCEANOGRAFIE

Fizică

Alfred Vespremeanu-Stroe
Luminița Preoteasa
Florin Tătui

OCEANOGRAFIE FIZICĂ

*Profesorului Emil Vespremeanu,
Pionier al Științelor Mării
în Geografia Românească*

Editura ARS DOCENDI – Universitatea din București
Editură cu profil academic și cultural, recunoscută de
CONSILIUL NAȚIONAL AL CERCETĂRII ȘTIINȚIFICE
Șos. Panduri 90-94, sector 5, București
Tel./Fax: +4 021 410 25 75
www.arsdocendi.ro
office@arsdocendi.ro

Editor: Ioan Crăciun

Tehnoredactare: Nazâru Iulian, Alfred Vespremeanu-Stroe

Descrierea CIP a Bibliotecii Naționale a României

ALFRED, VESPREMEANU-STROE

Oceanografie Fizică /**Alfred Vespremeanu-Stroe, Luminița Preoteasa, Florin Tătui** - București: Ars Docendi, 2014

Bibliogr.

ISBN 978-973-558-356-9

I. Vespremeanu-Stroe, Alfred

II. Preoteasa, Luminița

III. Tătui, Florin

.

ALFRED VESPREMEANU-STROE

LUMINIȚA PREOTEASA

FLORIN TĂTUI

OCEANOGRAFIE FIZICĂ



ARS DOCENDI 2014
UNIVERSITATEA DIN BUCUREȘTI

CUPRINS

1. INTRODUCERE	9
2. ISTORICUL OCEANOGRAFIEI	11
2.1 ÎNCEPUTURILE OCEANOGRAFIEI	11
2.2 PERIOADA EVULUI MEDIU ȘI EPOCA PRE-MODERNĂ	13
2.3 OCEANOGRAFIA MODERNĂ	16
2.4 OCEANOGRAFIA ÎN ROMÂNIA	17
3. VALURILE	21
3.1 TIPURI DE VALURI.....	21
3.3.2 Hula	28
3.4 TEORIA LINEARĂ A VALURILOR	29
3.4.1 Mișcarea orbitală a valurilor (Mișcarea particulelor de apă).....	29
3.4.2 Lungimea și viteza valurilor în acvatorii adânci și superficiale	31
3.4.3 Energia valurilor	32
3.5 DISPERSIA VALURILOR ȘI FORMAREA GRUPURILOR DE VALURI	33
3.6 TRANSFORMAREA VALURILOR ÎN ACVATORIUL ȚĂRMULUI	35
3.6.1 Transformarea înălțimii valurilor	35
3.6.2 Dezvoltarea asimetriei valurilor	37
3.6.3 Refracția valurilor.....	37
3.6.4 Difracția valurilor	41
3.7 TRANSFORMAREA VALURILOR ÎN ZONA DE SPARGERE	41
3.7.1 Spargerea valurilor (Deferlare).....	41
3.7.2 Reflecția valurilor	43
3.7.3 Valurile infragravitaționale.....	44
3.8 VALURI EXCEPȚIONALE.....	45
3.8.1 Interacțiunea valuri - curenți.....	45
3.8.2 Seișe.....	46

4. MAREELE	47
4.1 GENERAREA MAREELOR	48
4.1.1 Teoria echilibrului	48
4.1.2 Teoria dinamicii.....	54
4.2 CLASIFICAREA MAREELOR.....	57
4.3 CLASIFICAREA ȚĂRMURILOR ÎN FUNCȚIE DE AMPLITUDINEA MAREICĂ	59
4.4 MAREELE ȘI PROCESELE COSTIERE	60
5. NIVELUL MĂRII	63
5.1 INTRODUCERE.....	63
5.2 CAUZELE SCHIMBĂRIILOR NIVELULUI MĂRII.....	64
5.2.1 Cauze globale: schimbările climatice	64
5.2.2 Cauze regionale: mișcările izostatice	65
5.2.3 Cauze locale: mișcările tectonice	67
5.2.4 Cauzele fluctuațiilor climatice (glaciare / interglaciare) și ale nivelului mării în Cuaternar	68
5.3 SCHIMBĂRIILE NIVELULUI MĂRII.....	70
5.3.1 Evoluția nivelului în Fanerozoic.....	70
5.3.4 Schimbările nivelului mării în Pleistocen.....	73
5.3.3 Transgresiunea Post-glaciară și evoluția Holocenă a nivelului mării.....	76
5.3.4 Creșterea actuală a nivelului mării (ultimii 150 ani) și scenariile evolutive pentru următorul secol	78
5.3.5 Sursele creșterii actuale și viitoare a nivelului mării	81
5.3.6 Oscilațiile nivelului Mării Negre pe coasta românească	82
6. PROPRIETĂȚILE FIZICE ALE APEI DE MARE.....	87
6.1 PROPRIETĂȚILE APEI PURE.....	87
6.1.1 Structura moleculei de apă și capacitatea de dizolvare	87
6.1.2 Proprietățile termice ale apei și schimbările de stare.....	88
6.2 SALINITATEA	92
6.2.3 Timpul de rezidență. Circuitul hidrologic	95

6.2.4 Gazele dizolvate	98
6.2.5 Aplicații ale principiului conservării sării (M. Neagră și M. Mediterană)	98
6.3. DENSITATEA	101
6.4 TRANSMISIA LUMINII ȘI CULOAREA APEI MĂRII	102
6.5 TRANSMISIA SUNETULUI ÎN APA MĂRII	105
7. DISTRIBUȚIA TEMPERATURII, SALINITĂȚII, DENSITĂȚII ȘI OXIGENULUI DIZOLVAT ÎN OCEANUL PLANETAR	109
7.1 DISTRIBUȚIA TEMPERATURII.....	109
7.1.1 Temperatura la suprafața oceanului.....	109
7.1.2 Distribuția pe verticală a temperaturii	111
7.2 DISTRIBUȚIA SALINITĂȚII	113
7.2.1 Salinitatea la suprafața oceanului	113
7.2.2 Distribuția pe verticală a salinității	115
7.3 DISTRIBUȚIA DENSITĂȚII	116
7.3.1 Densitatea la suprafața oceanului	116
7.3.2 Distribuția pe verticală a densității	117
7.4 DISTRIBUȚIA OXIGENULUI DIZOLVAT.....	119
7.5 PARTICULARITĂȚI ALE MĂRII NEGRE	121
8. INTERACȚIUNILE OCEAN - ATMOSFERĂ.....	123
8.1 INTRODUCERE.....	123
8.2 CONSERVAREA ENERGIEI. BUGETUL CĂLDURII	124
8.2.1 Energia solară primită de Pământ.....	124
8.2.2 Bugetul de căldură al Oceanului Planetar.....	125
8.3 FURTUNILE MARINE ȘI CICLONII TROPICALI.....	128
8.3.1 Furtunile marine (ciclони extratropicali).....	128
8.3.2 Furtunile de pe coasta românească a Mării Negre.....	130
8.3.3 Ciclonii tropicali.....	132
8.4 ÎNCĂLZIREA GLOBALĂ ȘI ROLUL OCEANELOR.....	135
8.5 OSCILAȚIA SUDICĂ EL NIÑO	137

9. CIRCULAȚIA OCEANICĂ ȘI MASELE DE APĂ	141
9.1 INTRODUCERE.....	141
9.2 CURENȚII DE SUPRAFAȚĂ INDUȘI DE VÂNT	143
9.2.1 Forța Coriolis și transportul Ekman.....	144
9.2.2 Circulația geostrofică.....	145
9.2.3 Fenomenul de upwelling	146
9.2.4 Circulația Langmuir.....	148
9.3 CURENȚII TERMOHALINI	150
9.4 CURENȚII DIN OCEANUL ATLANTIC	153
9.4.1 Modelul general al Circulației Nord Atlantice	153
9.4.2 Circulația Atlantică Ecuatorială.....	154
9.4.3 Modelul general al circulației Sud Atlantice	154
9.5 CURENȚII DIN OCEANUL PACIFIC	155
9.5.1 Modelul general al circulației Nord Pacifice	155
9.5.2 Circulația Pacifică Ecuatorială	157
9.5.3 Circulația Sud Pacifică	158
9.5.4 Circulația în cadrul Mărilor Indoneziene.....	158
9.6 CIRCULAȚIA DIN OCEANUL INDIAN	159
9.7 CURENȚII DIN OCEANUL SUDIC	160
9.8 MASELE DE APĂ.....	161
9.8.1 Masele de apă din Oceanul Atlantic	163
9.8.2 Masele de apă din Oceanul Pacific.....	165
9.8.3 Masele de apă din Oceanul Indian.....	167
9.8.4 Masele de apă din Oceanul Sudic.....	168
9.8.5 Masele de apă din Oceanul Arctic	170
9.9 MAREA NEAGRĂ.....	171
BIBLIOGRAFIE	173

1. INTRODUCERE

Cu toții am auzit și știm ce înseamnă cuvântul *Ocean*, însă, fără un set de cunoștințe fundamentale, puțini am putea răspunde la întrebarea *Ce este oceanografia și ce ne comunică ea fundamental despre evoluția trecută și viitoare a acestei planete?* Unii dintre noi se gândesc la apă, la faptul că printre primele intuiții ale omului legate de apă se află aceea că ea reprezintă sursa esențială a vieții și că primele forme de viață de pe Pământ, ca și majoritatea celor derivate ulterior, s-au ivit din apa mărilor. Ne putem gândi mai departe la marile descoperiri geografice rezultate în urma unor epopeice expediții pe mări și oceane, la transferurile permanente de materie și energie dintre ocean și atmosferă, la noile informații legate de influența oceanelor asupra climei și schimbărilor acesteia. Punctul în care a ajuns înțelegerea umană rolului esențial pe care îl joacă oceanele în menținerea vieții pe Pământ justifică interesul din ce în ce mai ridicat pentru cercetările oceanografice. În prezent beneficiem de numeroase cunoștințe referitoare la geneza și evoluția bazinelor oceanice, compoziția chimică a apei de mare, proprietățile fizice și modelul răspândirii și al variabilității lor la nivel global, formarea maselor de apă modale și dinamica lor, curenții oceanici, mecanismul mareelor și al oscilațiilor de nivel, fenomenele specifice de tipul El Niño, al furtunilor sau uraganelor, lumea animală și vegetală a oceanelor, resursele naturale care se află în apă sau în sedimentele bazinelor oceanice. Această diversitate a informațiilor de natură geologică, geomorfologică, fizică, chimică și biologică alcătuiește domeniul major al oceanografiei.

Rostul acestui curs de oceanografie fizică este acela de a prezenta o serie de concepte și mecanisme esențiale înțelegerii modului în care este alcătuit și al felului în care funcționează sistemul complex cunoscut sub denumirea de *Ocean Planetar*. Această carte sintetizează efortul nostru de a înțelege bogăția și diversitatea cunoștințelor disponibile astăzi într-unul dintre domeniile majore ale cuprinzătoarei *Oceanografii* sau *științe ale oceanelor*, cel al *Oceanografiei fizice*. Prin tematica și prin stilul abordat, această carte se adresează persoanelor cu o cultură geografică elementară, îndeosebi studenților din cadrul facultăților dedicate Științelor Pământului și ale Vieții, precum și tuturor celor aflați în necesitatea fixării unor cunoștințe oceanografice de bază, ori a explorării unor noi orizonturi de studiu și dezvoltării unor abilități de cercetare în acest domeniu. În această lucrare sunt prezentate rezumativ, pe capitole, rezultatele cercetărilor acumulate și acceptate în timp asupra naturii și funcționării oceanelor. Astfel, cele mai recente date ale momentului au fost adăugate și interpretate conform conceptelor oceanografice consacrate, după o descriere sistematică a modului de operare al acestora.

O caracteristică a acestei lucrări, importantă pentru publicul căruia i se adresează, o reprezintă *referirile și exemplificările fenomenelor discutate în fiecare capitol la/prin caracteristicilelor în Marea Neagră, în special pe coasta românească a acesteia*.

În următoarele capitole sunt descrise preocupările omului de a înțelege marea sau oceanul din cele mai vechi timpuri. Este un prilej pentru cititor de a face cunoștință sau de a-și reaminti faptul că apariția primelor civilizații (invariabil mediteraneene) și a primelor

Oceanografie Fizică

orașe a fost favorizată de clima blândă și relativ stabilă din timpul Holocenului, dar mai ales de încetarea ridicării nivelului și stabilizarea lui acum cca. 5500 ani. Mai departe, istoria civilizației europene este indisolubil legată de atitudinea curioasă și temerară față de uriașele întinderi de apă, de explorările mărilor și ale oceanelor.

Primele capitole ale cărții tratează principalele forme de manifestare și propagare a energiei existente la suprafața oceanelor: valurile și mareele. Sunt descrise mecanismele care le generează, caracteristicile, tipologia și efectele acestora asupra sistemelor oceanic și costier. În capitolele care tratează nivelul mării și circulația oceanică, pe lângă specificul fiecărui proces și diferitele forme de manifestare, sunt prezentate relațiile sistemice pe care acestea le descriu între variabilitatea și schimbările atmosferice globale și dinamica oceanică la diferite scări de timp. Adițional, sunt prezentate aspectele esențiale pentru reconstituirea peisajului costier legate de evoluția nivelului în diferite perioade: Fanerozoic, Pleistocen, transgresiunea Post-glaciara și evoluția Holocenă a nivelului, oscilațiile recente și actuale. Deoarece unul dintre cele mai grave efecte ale schimbărilor climatice actuale este reprezentat de creșterea accelerată a nivelului marin, capitolul 5 se încheie cu prezentarea unor prognoze pentru următorul secol. În capitolul dedicat circulației oceanice, înaintea caracterizării curenților din fiecare bazin oceanic s-au explicat cauzele care determină cele două tipuri majore de deplasare a apei – curenții induși de vânt și cei termohalini – și modul de manifestare al acestora; sunt discutate apoi procesele genetice ale maselor modale de apă și specificul regional al acestora.

Cele două capitole care tratează proprietățile fizice ale apei de mare prezintă la început legăturile acestora și, apoi, distribuția lor la nivelul Oceanului Planetar. Capitolul dedicat interacțiunilor ocean-atmosferă abordează principalele mecanisme de reglare a transferurilor de energie dintre învelișul atmosferic și cel oceanic, discută rolul oceanelor în schimbările climatice contemporane și prezintă fenomene specifice acestor interacțiuni cu efecte regionale sau chiar globale: Oscilația Sudică El Niño, Oscilația Nord-Atlantică, furtunile marine extratropicale și ciclonii tropicali.

CAPITOLUL 2

ISTORICUL OCEANOGRAFIEI

Oceanografia este o disciplină științifică relativ nouă, aparținând secolului XX. În prezent, devine din ce în ce mai evident rolul oceanelor în nivelul dezvoltării atins de omenire. La început, oceanul a asigurat hrana și ruta către noi teritorii, noi locuri de explorat, de cunoscut, de exploatat, de locuit. Primele cunoștințe pe care le avem despre mări și oceane provin de la navigatorii și cercetătorii antici. Pe lângă numeroasele descrieri ale țărmurilor și apeii mărilor în care călătoreau, aceștia au contribuit la cunoașterea oceanografică prin observațiile și rapoartele efectuate asupra unor fenomene specifice (ex. marea, oscilații de nivel), prin descoperirea unor legi sau introducerea de concepte însă, în ciuda importanței lor practice, cele mai multe aveau un caracter mitic. Masa critică a cunoștințelor oceanografice s-a atins abia în urma cercetărilor empirice care s-au intensificat începând cu cel de-al Doilea Război Mondial. Extinderea studiilor și volumul din ce în ce mai mare și mai divers de date scoate la iveală rolul determinant al Oceanului Planetar în apariția și dezvoltarea civilizației umane pe Pământ prin influența pe care circulația oceanică o exercită asupra climatelor terestre și implicit asupra habitatelor care asigură condițiile de viață și resursele omenirii. Conștientizarea rolului vital al oceanelor pentru viață și pentru civilizația umană a condus, în ultimele decenii, la amplificarea fără precedent a cercetărilor asupra mediului oceanic și a efectelor presiunii umane asupra acestuia. Investigațiile oceanografice de mare acuratețe sunt însoțite de apariția unor mijloace tehnice din ce în ce mai performante și de o cunoaștere tot mai amplă a parcursului istoric care a condus la nivelul actual de înțelegere a mediului marin.

2.1 ÎNCEPUTURILE OCEANOGRAFIEI

Omul arhaic s-a apropiat de mare pentru că aceasta oferea resurse importante de hrană. Mai târziu, primii oameni au migrat probabil din Africa către diferite părți ale lumii, acest lucru implicând, în unele cazuri, lungi călătorii de-a lungul mărilor și oceanelor despre care nu se știe încă nimic. În acest context, cercetarea mării a fost determinată de necesități practice (Ross, 1976), legate de deplasarea dintr-un loc în altul într-un timp cât mai scurt.

Primele observații și relatări referitoare la spațiul marin aveau un profund caracter mitic, aflându-se la limita realului cu fantasticul. Tot acum apar în cadrul populațiilor maritime primele idei și credințe religioase, spațiul marin fiind unul dominat de sacralitate.

Oceanografie Fizică

Având un sistem propriu de navigație, navigatorii polinezieni străbăteau Oceanul Pacific încă din 4000 B.C. *Fenicienii* sunt însă pionierii navigației maritime. Încă din 2000 B.C. aceștia cunoșteau Marea Mediterană, Marea Roșie și Oceanul Indian, realizând mai târziu (590 B.C.) prima călătorie în jurul Africii (primul mare voiaj oceanic cunoscut sub numele de "*periplul african al lui Hannon*") și ajungând pe coastele nordice ale Europei și în Insulele Britanice.

Mai târziu, *grecii și romanii* aduc contribuții semnificative cunoașterii oceanografice. În anul 500 B.C. Parmenide a afirmat că Pământul este rotund, iar pe la 400 B.C. fenomenul mareelor este pus în legătură cu fazele Lunii. Viziunea grecilor asupra lumii este reprezentată pe harta lui Herodot din 450 B.C. Aceasta ilustrează Marea Mediterană înconjurată de trei continente (Europa, Asia și Libia), care, la rândul lor, sunt înconjurate de mări. Tot el redă schematic țărmul Mării Negre și gurile de vărsare ale câtorva fluvii tributare acesteia. Aristotel este primul care, prin filosofia sa, impune renunțarea la interpretări mitologice în favoarea explicațiilor bazate pe cauze care pot fi observate și măsurate în natură, contribuții importante în domeniul oceanografiei fiind cuprinse în lucrarea sa *Meteorologia* (Vespremeanu, 1992). Geograful și astronomul grec Pytheas din Massilia navighează în 325 B.C. spre Islanda, vizitează Insulele Britanice, stabilește o metodă simplă de determinare a latitudinii, pune în legătură mările cu fazele Lunii, descrie ghețurile polare și aisbergurile, precum și aurorele boreale.

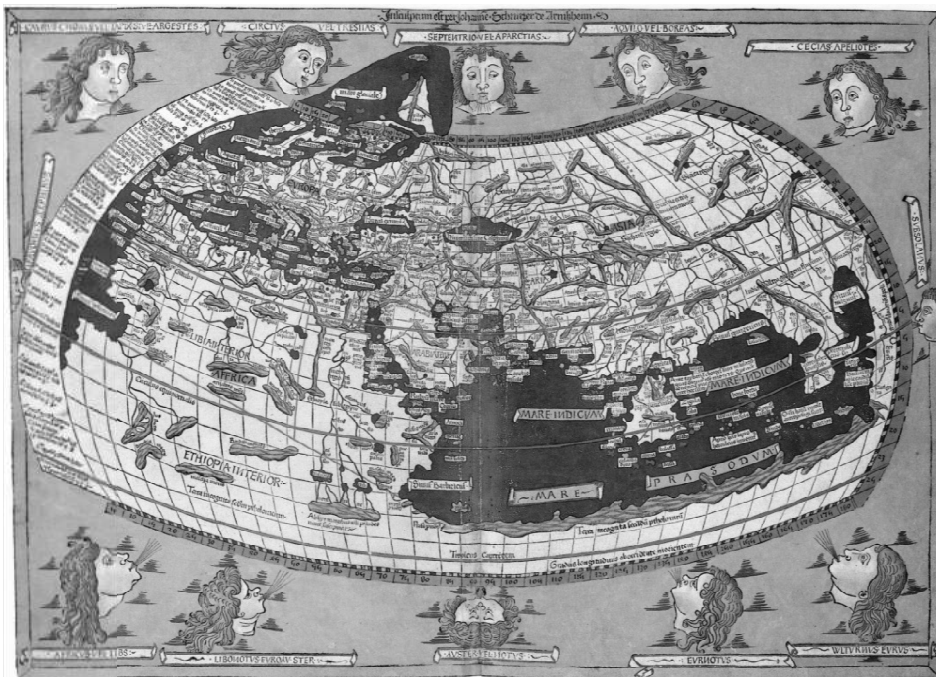


Figura 2.1 – Harta lumii realizată de Ptolemeu¹.

¹ http://en.wikipedia.org/wiki/File:Claudius_Ptolemy-_The_World.jpg.

Alexandru cel Mare înființează în secolul III B.C. prima bibliotecă marină din lume la Alexandria (Egipt). Eratostene (276 – 192 B.C.), bibliotecar la Alexandria, determină pentru prima dată, cu foarte mare acuratețe, circumferința Pământului. Hipparchos, astronom al Antichității, a introdus pentru prima dată în anul 127 B.C. noțiunile de longitudine și latitudine. Strabon (63 B.C. – 24 A.D.) explică în lucrarea sa *Geografia* oscilațiile de nivel ale mării ca urmare a activității vulcanice, identifică rolul curenților în eroziunea și depunerea sedimentelor, face analogii între fundul oceanic și relieful continental și semnalează văile și lanțurile montane submarine.

În Roma Antică, Ptolemeu transpune în anul 150 viziunea romană asupra lumii într-o hartă (Fig. 2.1) cu linii de latitudine și longitudine, în care apar continentele Europa, Asia și Africa, iar oceanele Atlantic și Indian erau considerate mări închise, de tipul Mării Mediterane. Tot el elaborează o teorie a universului în care Terra are formă sferică.

2.2 PERIOADA EVULUI MEDIU ȘI EPOCA PRE-MODERNĂ

După căderea Imperiului Roman (476 A.D.), *arabii* devin navigatorii dominanți în Marea Mediterană, controlând Spania și nordul Africii și realizând schimburi comerciale cu estul Africii, India și sud-estul Asiei.

Vikingii au fost printre cei mai mari navigatori ai vremii lor, explorând vestul Europei, Islanda și Groenlanda. Ei și-au extins influența asupra Atlanticului de Nord și au descoperit America de Nord (regiunea Newfoundland din Canada) în anul 995. În anul 1318, Pietro Visconti din Genova imprimă la Veneția primul atlas al mărilor care s-a păstrat până în zilele noastre. Spre sfârșitul perioadei expedițiilor vikinge în Atlanticul de Nord, *dinastia Ming din China* a trimis, între 1405 și 1433, șapte convoaie de nave, sub pretextul misiunilor diplomatice, pentru explorarea acestei regiuni, ajungând până pe coastele Africii.

Renașterea Europeană din sec. XIV – XVII a marcat un impuls al călătoriilor explorative, fapt ce coincide cu *epoca marilor descoperiri geografice*. Aceasta a început în anul 1492 cu călătoria lui Cristofor Columb în insulele din Oceanul Atlantic și s-a încheiat în anul 1522 cu călătoria în jurul lumii a lui Ferdinand Magellan (Fig. 2.2). În acest interval, navigatorii europeni (Bartolomeu Diaz, Vasco da Gama, Ponce de Leon etc.) au explorat America de Nord și de Sud, Australia, sudul Africii, India și regiunile învecinate, lărgind orizontul cunoașterii geografice și oceanografice (descoperirea Curentului Golfului în anul 1513 de către Ponce de Leon). Începe astfel perioada circumnavigațiilor, dintre navigatorii care reușesc acest lucru amintind pe Sir Francis Drake (1577 – 1580), Thomas Cavendish (1587 – 1591), Martin Ignacio de Loyola (1580 – 1584 și 1585 – 1589), Oliver van Noort (1598 – 1601).

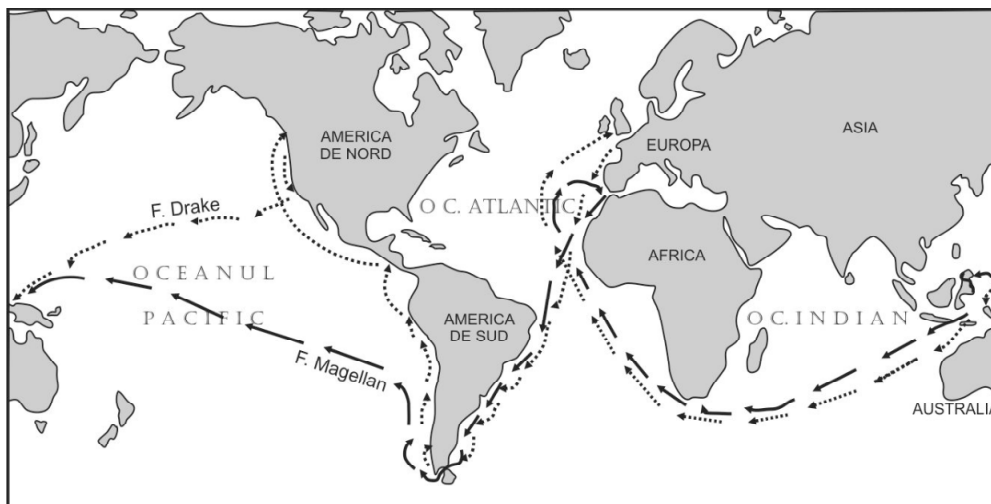


Figura 2.2 – Traseul expedițiilor conduse de F. Magellan și F. Drake².

Secolele XVI – XVII sunt marcate și de noi descoperiri în domeniul navigației (aparitia compasului magnetic și îmbunătățirea designului navelor) și al cunoașterii științifice: observații asupra curenților și valurilor din Marea Mediterană, realizate de Leonardo da Vinci la sfârșitul sec. XV, realizarea hărților în proiecție Mercator de către Gerhard Mercator (1569), realizarea unor observații și experimente asupra chimiei apei de mare de către Robert Boyle (1674), apariția lucrărilor lui Nicolaus Copernic și Galileo Galilei asupra mișcării planetelor și structurii sistemului solar, inventarea calculului diferențial de către Newton și Leibnitz.

Oceanografia se conturează ca știință abia la sfârșitul secolului al XVII-lea și începutul secolului al XVIII-lea, odată cu enunțarea legii atracției universale (1687) și emiterea ipotezei formării marelui de către Newton. Fundamentarea oceanografiei ca știință se face și prin efectuarea primelor măsurători asupra temperaturii Mării Mediterane de către Marsigli în 1725.

De-a lungul secolelor XVIII și XIX, crește interesul științific asupra comportamentului fizic, proprietăților și limitelor oceanelor. Mai multe expediții europene realizate de cercetători britanici, germani și scandinavi au contribuit semnificativ la cunoașterea oceanelor. Dintre acestea s-au distins cele trei expediții ale căpitanului James Cook în căutarea Antarcticii, desfășurate între 1768 și 1779, în care a realizat măsurători de adâncime, de temperatură, asupra vântului și curenților marini, a colectat probe de corali și a realizat primele hărți detaliate ale suprafeței terestre; expedițiile lui John Ross, James Clark Ross și Edward Forbes, realizate în prima jumătate a secolului XIX în zona arctică și antarctică, care au dovedit existența vieții în tot cuprinsul oceanului, inclusiv fundurile abisale. Contribuții foarte importante la cunoașterea vieții marine sunt aduse de

² http://oceanclass.blogspot.ro/2010/11/istoricul-oceanografiei_03.html.

către Charles Darwin în urma expediției realizate între anii 1831 și 1836 la bordul navei *HMS Beagle*. Alexander von Humboldt realizează măsurători de temperatură în zona curentului Peru în timpul călătoriei sale în regiunile nordice ale Americii de Sud (1799). În America, Benjamin Franklin a contribuit la cunoașterea circulației oceanice de suprafață din Atlanticul de Nord prin publicarea hărții Curentului Golfului în anul 1777, iar Matthew Maury publică în anul 1854 prima hartă batimetrică a Atlanticului de Nord și în 1855 una dintre primele cărți de oceanografie, *The Physical Geography of the Sea*, aducând contribuții foarte importante în domeniul siguranței navigației.

Este unanim recunoscut faptul că oceanografia s-a constituit ca disciplină științifică odată cu expediția **HMS Challenger** (Fig. 2.3), realizată între anii 1872 și 1876 sub conducerea lui Sir C. Wyville Thomson (Thurman și Trujillo, 2004). Aceasta a fost prima mare expediție de studiere a Oceanului Planetar în scopuri științifice, care a oferit informații noi despre adâncimile oceanelor, sedimentele de fund, compoziția chimică a apei de mare, distribuția temperaturii pe verticală, curenții de suprafață și de adâncime, noi specii ale vieții marine. Marile expediții oceanografice din această perioadă au rămas cunoscute sub denumirile navelor la bordul cărora au fost efectuate: nava germană *Gazelle* (1874 – 1876), nava rusească *Vitiaz* (1886 – 1889), nava austriacă *Pola* (1890 – 1898), nava americană *Blake* (1877 – 1880). Tot la sfârșitul secolului XIX apar primele preocupări în domeniul ecologiei marine prin introducerea termenului de *plancton* de către germanul Victor Hensen. Expediția navei *Fram*, realizată de exploratorul norvegian Nansen între anii 1893 și 1896, reprezintă începuturile oceanografiei polare prin numeroasele observații și măsurători realizate asupra adâncimilor, proprietăților și comportamentului Oceanului Arctic. Nansen, fizicianul suedez Ekman și alți cercetători scandinavi au deschis astfel calea dezvoltării oceanografiei fizice.

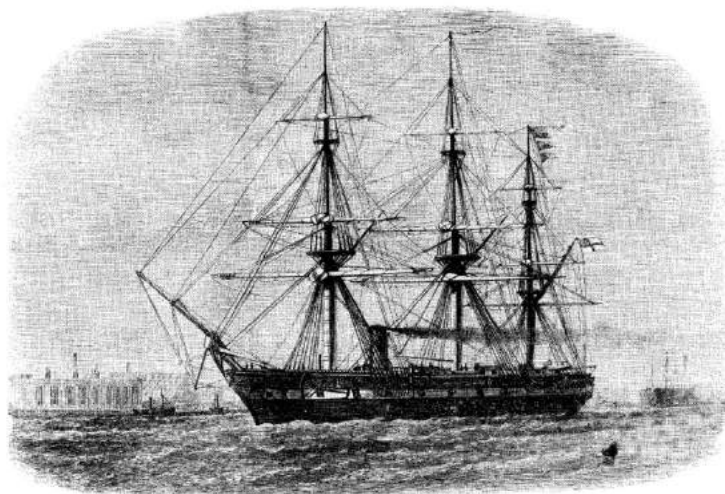


Figura 2.3 – Nava HMS Challenger³.

³ http://en.wikipedia.org/wiki/File:HMS_Challenger_%281858%29.jpg.

2.3 OCEANOGRAFIA MODERNĂ

Oceanografia secolului XX se caracterizează prin utilizarea noilor tehnologii în cunoașterea oceanelor, majoritatea fiind dezvoltate în timpul celor două războaie mondiale (cum este cazul sonarului acustic). Expediția navei germane **Meteor** în anul 1925 (Fig. 2.4) a reprezentat începutul studiilor multidisciplinare detaliate asupra oceanului, prin analiza topografiei, curenților și proprietăților chimice ale apei în Atlanticul de Sud. În timpul celui de Al Doilea Război Mondial, marina americană a realizat numeroase studii asupra proprietăților fizice ale oceanelor, valurilor, curenților și topografiei submerse.

După apariția tratatelor de oceanografie ale lui Thoulet (*Oceanographie*, vol. I – 1890 și vol II – 1896) și Krummel (*Handbuch der Ozeanographie*, 1907), H. U. Sverdrup, M. W. Johnson și R. H. Fleming au publicat în anul 1942 un tratat de oceanografie de mare valoare intitulat *Fizica, chimia și biologia generală a oceanelor*, care a devenit o lucrare de bază în domeniul oceanografiei (Ross, 1976).

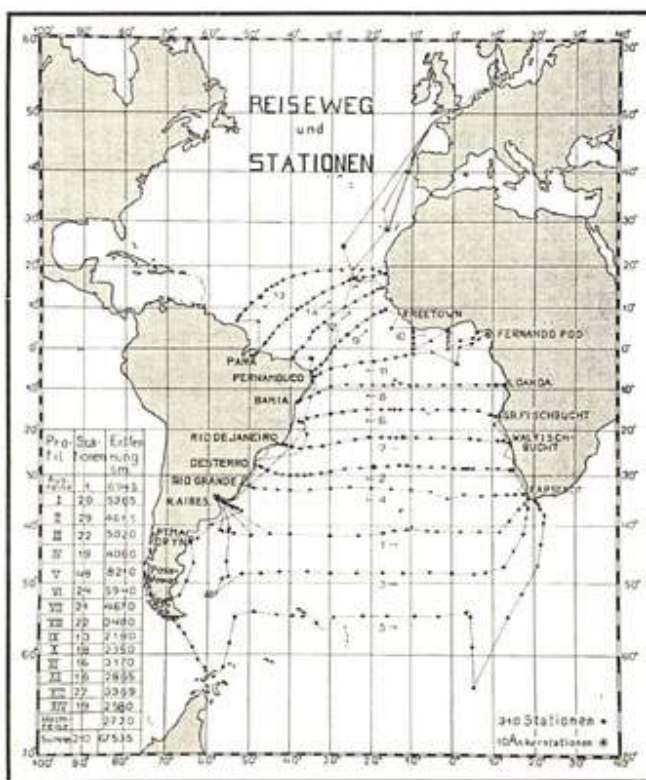


Figura 2.4 – Traseul și punctele de măsurare ale expediției Meteor⁴ (1925 – 1927).

⁴ [http://www.klimacampus.de/index.php?id=631&tx_ttnews\[tt_news\]=814&cHash=13dc4f751252c8d051bfb2704d0d48df](http://www.klimacampus.de/index.php?id=631&tx_ttnews[tt_news]=814&cHash=13dc4f751252c8d051bfb2704d0d48df).

După Al Doilea Război Mondial, s-a constatat o expansiune impresionantă a oceanografiei, care se continuă și în prezent. Aceasta a fost determinată de conștientizarea importanței problematicei marine pentru societate, fapt ce a condus la studierea oceanului la scări și grade de complexitate neatinse până în acel moment.

Oceanografia modernă apare odată cu înființarea primelor instituții specializate, cu profil oceanografic, care au permis cooperarea internațională. Dintre acestea le amintim pe cele din SUA: Institutul de Oceanografie Scripps (1912), Institutul Oceanografic Woods Hole (1930), Școala de Științe Marine și Atmosferice Rosenstiel (1930). Prima acțiune științifică internațională asupra Oceanului Planetar s-a desfășurat în cadrul Anului Geofizic Internațional (1957 – 1958). S-a ajuns progresiv ca multe proiecte de cercetare cu tematică oceanografică să devină globale. Primul proiect de acest gen a fost *Deep Sea Drilling Project*, inițiat în anul 1968. Alte proiecte asemănătoare sunt: *Joint Global Ocean Flux Study* (inițiat în 1987), *Ridge Inter-Disciplinary Global Experiments* (inițiat în 1989), *World Ocean Circulation Experiment* (1990 – 1998), *Climate Variability and Predictability* (inițiat în 1999), *Census of Marine Life* (inițiat în 1999).

În prezent, oceanografia este o știință matură, aflată în plină dezvoltare (Vespremeanu, 1992). Ramurile acesteia se îmbogățesc continuu și au căpătat în ultimul timp un caracter interdisciplinar: geofizica, geologia și geologia marină, oceanografia fizică și chimică, ecologia marină, ingineria marină.

Oceanografia satelitară a îmbunătățit semnificativ posibilitățile cercetătorilor de studiere la scară mare a fenomenelor desfășurate în cadrul oceanelor și de cartografiere a trăsăturilor acestora. Instrumentele aflate la bordul sateliților pot măsura la scară globală, cu rezoluție temporală de câteva zile sau chiar mai bună, diferite proprietăți ale oceanului cum ar fi temperatura și salinitatea la suprafață, acoperirea cu gheață, rugozitatea suprafeței apei (valuri), culoarea apei, curenții oceanici, topografia dinamică a mării. Primul satelit oceanografic dedicat a fost Seasat A, lansat în 1978, care a funcționat doar trei luni. Dintre sateliții oceanografici care au furnizat date importante sau care sunt operaționali în prezent amintim: TOPEX/Poseidon, SeaStar/SeaWIFS, QuikSCAT/SeaWinds, Terra, Jason 1 și 2, Envisat, GRACE, Aqua, ICESat, GOCE, SMOS.

2.4 OCEANOGRAFIA ÎN ROMÂNIA

Primele preocupări oceanografice datează de la începutul secolului XVIII, odată cu realizarea, în anul 1716, a hărții Principatului Moldovei de către Dimitrie Cantemir. Pe această hartă este reprezentată coasta Mării Negre între Odessa și Dunavăț, cuprinzând Delta Dunării și gura de vărsare a Nistrului. Între 1700 și 1850 au fost realizate mai multe hărți ale gării de vărsare Sulina de către specialiști cartografi ai amiralităților otomane și ruse (Vespremeanu, 1992).



Figura 2.5 – Sediul Comisiei Europene a Dunării⁵ (1860)

Progrese semnificative apar odată cu înființarea la Sulina, în 1856, a *Comisiei Europene a Dunării* (CED – Fig. 2.5). Între 1856 – 1925, specialiștii CED execută un volum uriaș de măsurători batimetrice, de curentometrie, debite lichide și solide în regiunea gurilor de vărsare ale Dunării în Marea Neagră.

La sfârșitul secolului XIX se stabilește la Constanța punctul zero de referință pentru măsurătorile geodezice și cartografice necesare întocmirii primei hărți a teritoriului național. În 1895 se instalează tot la Constanța primul maregraf din România de către Institutul Geografic al Armatei. Tot în această perioadă sunt realizate măsurători batimetrice și alte lucrări cartografice și oceanografice de către Serviciul Hidrografic al Marinei Române, apărând mai multe hărți, dintre care cea mai importantă este *Marea Neagră. Coasta României ridicată de mai mulți ofițeri din marină sub direcția l-tului comandor A. Cătuneanu în anii 1898 – 1899* la scara 1:200.000 (Vespremeanu, 1992).

Prima cercetare oceanografică românească este reprezentată de expediția întreprinsă în 1893 de către Gr. Antipa în largul Mării Negre, când se realizează cercetări asupra faunei marine, măsurători chimice și determinări de curenți (Vespremeanu, 2005).

La începutul secolului XX, ing. Vidrașcu publică (1911) o hartă a Deltei Dunării la scara 1:50.000, în care apar și curbe batimetrice până la adâncimea de 10 m. În perioada imediat următoare, Serviciul Hidrografic al Marinei Militare, Serviciul Hidraulic din Administrația Comercială a Porturilor și Căilor de Comunicații pe Apă și Institutul Geografic Militar realizează numeroase hărți ale coastei românești și determinări ale curenților, salinității, densității, temperaturii etc. (Vespremeanu, 1992).

În anul 1926 ia ființă la Agiea prima stațiune de cercetări marine din România (Stațiunea Zoologică) sub conducerea lui I. Borcea, în 1932 Gr. Antipa înființează o

⁵ <http://wikimapia.org/8528220/ro/Administratia-Fluviala-a-Dunarii-de-Jos-initial-Palatul-Comisiei-Europene-a-Dun%C4%83rii-1860#/photo/2669261>.

instituție similară la Constanța (Institutul Bioceanografic), iar în 1937 Z. Popovici pune bazele stațiunii piscicole de la Mamaia Sat.

Între 1932 – 1937, R. Ciocârdel efectuează mai multe expediții de măsurători ale fizicii mării, culminând cu realizarea primei hărți a curenților din bazinul vestic al Mării Negre. Tot în perioada interbelică apar și primele abordări științifice ale geomorfologiei marine din România prin studiile lui I. P. Voinești (1919), C. Brătescu (1927) și Gh. Năstase (1935).

Prima lucrare oceanografică de mari proporții apărută în țara noastră este lucrarea monografică despre Marea Neagră a lui Gr. Antipa – 1942 (Vespremeanu, 2005).

În anul 1970 s-a înființat Institutul Român de Cercetări Marine cu multiple preocupări de oceanografie, continuate și în laboratoarele aflate în subordinea altor instituții: Institutul Național de Meteorologie și Hidrologie, Direcția Hidrografică a Marinei, Administrația Fluvială a Dunării de Jos, Institutul de Geologie și Geofizică, Muzeul de Științe Naturale Grigore Antipa, Institutul de Biologie, Universitatea din București, Universitatea din Iași, Institutul Național de Geologie și Geo-Ecologie Marină (Vespremeanu, 1992; Vespremeanu, 2005). În ceea ce privește publicațiile apărute în perioada postbelică amintim: studiile realizate sub coordonarea lui M. Băcescu și publicate în volumele *Ecologie marină* (începând cu 1965), monografia hidrologică *Marea Neagră în zona litoralului românesc* realizată de Institutul Național de Meteorologie și Hidrologie sub conducerea lui C. Bondar (1973), *Atlasul Oceanografic* realizat de Gh. Șerpoianu (1982), *Determinatorul ilustrat al florei și faunei României – mediul marin* coordonat de G. I. Muller (1995).

În prezent, preocupările științifice oceanografice din România cuprind mai multe direcții de cercetare, fiind desfășurate în cadrul mai multor instituții, laboratoare și grupuri de cercetare după cum urmează: geomorfologie costieră și marină și oceanografie costieră în cadrul Universității din București, Facultatea de Geografie (Stațiunea de Cercetări Marine și Fluviale de la Sfântu Gheorghe, Delta Dunării); geologie, ecologie și inginerie marină în cadrul Institutului Național de Cercetare-Dezvoltare pentru Geologie și Geoecologie Marină (GEOECOMAR) și a Institutului Național de Cercetare-Dezvoltare Marină Grigore Antipa (INCDM); biologie marină în cadrul Universității Alexandru Ioan-Cuza din Iași, Facultatea de Biologie (Stațiunea Biologică Marină Prof. Ioan Borcea, Agigea, jud. Constanța) și Institutului Național de Cercetare-Dezvoltare Delta Dunării (INCDD).

CAPITOLUL 3

VALURILE

Undele sunt o prezență comună în natură și de asemenea în viața de zi cu zi a oamenilor: radioul și în general sunetul, undele transmise prin mișcare într-o cadă de baie ori într-o piscină sau valurile propagate pe suprafața mării sunt doar câteva exemple. Undele transmit un semnal, o disturbantă, dintr-o parte în alta a unui material fără vreun transport efectiv de substanță. Ele călătoresc cu o viteză constantă și în condiții ideale nu își schimbă forma. O piatră aruncată într-un heleșteu produce un impact care se va transmite pe întreaga suprafață a acestuia prin intermediul unui set concentric de valuri, a căror călătorie către maluri nu implică și deplasarea apei, ci doar transmiterea în flux constant a energiei introduse în sistemul lacului prin intermediul impactului original. Așadar, valurile sunt o formă de transport a energiei la suprafața unui fluid (gaz sau lichid) fără nici un transport semnificativ al materiei fluidului. Mai exact, particulele se deplasează față de poziția lor de echilibru, după care revin în aceeași poziție.

3.1 TIPURI DE VALURI

Valurile oceanice se formează la interfața ocean-atmosferă prin transferul de energie eoliană, generând **valurile de vânt** (tipul dominant de valuri din Oceanul Planetar), prin impact extern (gravitațional), mișcări seismice sau datorate forțelor de atracție gravitațională exercitate de Lună și Soare asupra masei Oceanului Planetar. Dar valurile pot lua naștere de asemenea și la contactul dintre două mase de apă sau două mase de aer. De exemplu, **valurile interne** se produc la contactul a două strate de apă cu densități diferite caracterizate de temperaturi și salinități diferite. Valuri interne se pot produce de asemenea în atmosferă între un strat de aer cald și ușor și unul rece și greu, sau sub forma turbulențelor circulare în plan vertical (*eddy waves*) atunci când două strate de aer cu proprietăți termo-fizice diferite se deplasează în aceeași direcție cu viteze diferite. Valurile interne, dezvoltate în masa unui ocean sau a unei mări, necesită mult mai puțină energie pentru a se forma întrucât diferența de densitate între două mase de apă este mult mai mică decât diferența dintre aer și apa de mare; de aceea, valurile interne se propagă cu viteze mici dar au amplitudini mult mai mari decât valurile de suprafață contribuind major la procesele de mixing vertical al apelor oceanice.

Așa cum am văzut, valurile au multiple cauze și pot avea un spectru foarte larg de dimensiuni. Marea majoritate a valurilor oceanice e reprezentată de **valurile progresive**, în cadrul cărora energia se transmite la suprafața apei în conformitate cu direcția de propagare

a valurilor. Așa-numitele **valuri staționare**, asemănătoare vibrațiilor unei coarde de chitară, reprezintă suma a două valuri progresive defazate, de dimensiuni identice, dar care călătoresc în direcții opuse (Brown și colab., 1997). Vom discuta în detaliu despre acest tip de valuri în capitolul 3.8.2 (Seișe).

Valurile oceanice pot fi clasificate în mai multe feluri (Fig. 6.1). La începutul capitolului am văzut diferitele surse generatoare de valuri. Modalitatea cea mai populară de clasificare a valurilor este după perioadă T , sau după frecvență f , care este de fapt reciproca perioadei ($f = 1/T$). În fapt, perioada valurilor este, la rândul ei, un bun indicator al factorilor genetici. Alternativ putem clasifica valurile după forța generatoare (de vânt, seismice, provocate de deplasări în masă la suprafața oceanului sau în domeniul submers, seișe, maree) sau după natura forței de restaurare care produce o mișcare oscilatorie, circulară, asemenea unei curbe sinusoidale, adică simetrică și uniformă.

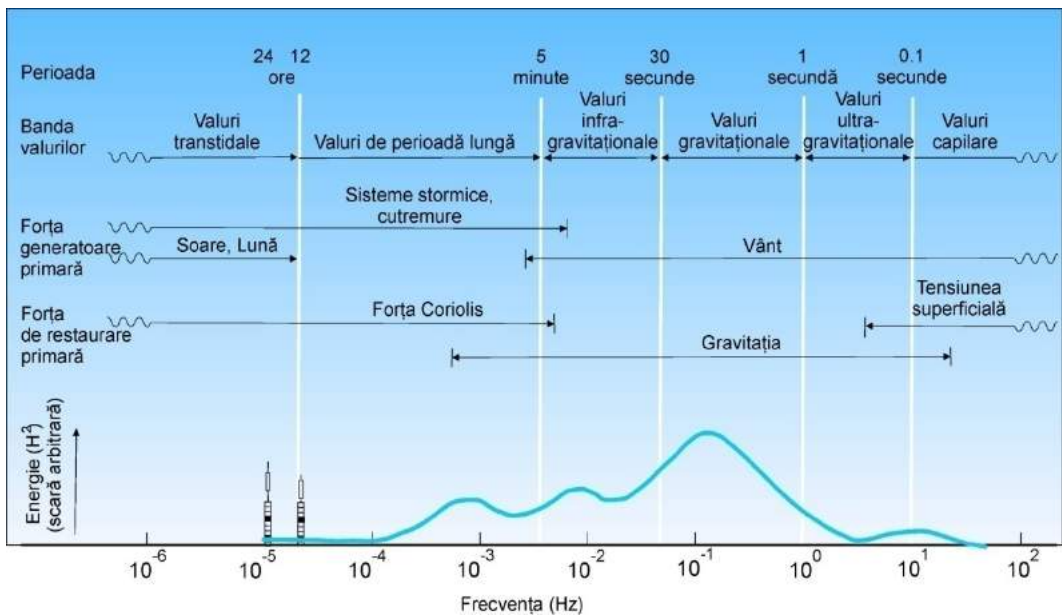


Figura 3.1 – Tipuri de valuri oceanice și energia specifică (modificat după Brown și colab., 1997).

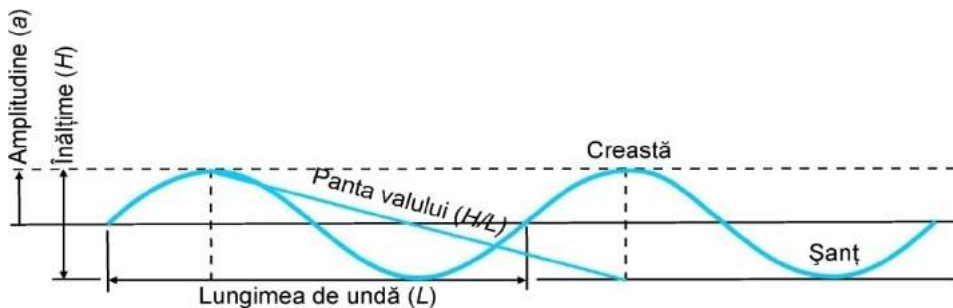


Figura 3.2 – Principalele elemente ale unui val.

Forța gravitațională exercitată de Pământ asupra apei de la suprafața oceanelor, cât și tensiunea superficială (forțele de atracție moleculară care tind să creeze o suprafață plană și cât mai mică de contact ocean-aer) sunt cele două forțe de restaurare importante care întrețin propagarea valurilor. Tensiunea superficială acționează în cazul **valurilor capilare**, care au o lungime mai mică de 1.7 cm, în timp ce gravitația menține propagarea valurilor mai mari de această lungime critică (1.7 cm), numite **valuri gravitaționale**. Valurile pe care noi le observăm pe coaste și pe diferitele tipuri de suprafețe acvatice sunt practic valurile gravitaționale.

3.2 CARACTERISTICILE VALURILOR

La suprafața oceanului, adesea, se întâlnesc concomitent valuri de dimensiuni diferite, călătorind în direcții diferite. Acestea compun un câmp complex de valuri aflat în permanentă schimbare. Deși în natură valurile sunt neregulate, pentru a înțelege teoria valurilor vom opera o simplificare presupunând forma valului ca fiind perfect sinusoidală (Fig. 3.2). Fiecare val luat în parte prezintă mai multe caracteristici morfometrice, importante pentru descrierea lui și a deplasării acestuia. **Lungimea valului** (L sau λ) reprezintă distanța orizontală dintre două creste (sau șanțuri) succesive. **Înălțimea valului** (H) este distanța, măsurată pe verticală, dintre șanțul și creasta valului; amplitudinea reprezintă jumătate din înălțimea valului ($a = H/2$). Raportul dintre înălțimea și lungimea valului reprezintă **panta valului** (H/L). O altă caracteristică importantă a valurilor gravitaționale este **perioada valului** (T), respectiv timpul necesar unui val să călătorească o distanță egală cu lungimea lui. Întrucât perioada valului se măsoară relativ ușor și rămâne neschimbată, în timp ce toți ceilalți parametri ai valurilor se modifică la trecerea din acvatoriu adânc în cel intermediar și superficial (detalii în cap. 3.6) perioada este de obicei folosită ca proxy pentru lungimea valului:

$$L = 1.56 \cdot T^2 \quad (3.1)$$

Pentru a descrie în termeni cantitativi caracteristicile valurilor neregulate, comune în condiții naturale, sunt necesare tehnici statistice. Analiza val cu val permite identificarea valurilor individuale în cadrul setului de date și determinarea parametrilor reprezentativi ai câmpului valurilor naturale:

- H_s (sau $H_{1/3}$) – Înălțimea semnificativă a valurilor reprezintă înălțimea medie a celei mai înalte treimi din totalul valurilor produse (înregistrate) într-un interval de timp dat. Înălțimea semnificativă a valurilor corespunde cu aproximație estimărilor vizuale ale înălțimii valurilor și este un parametru frecvent întâlnit în modelarea condițiilor marine.
- H_{rms} – se obține extrăgând rădăcina pătrată (radical) din media înălțimii valurilor ridicate la pătrat și folosind toate valurile înregistrate. Ca și regulă, $H_s = 1.41H_{rms}$.
- H_{max} – Înălțimea maximă a valurilor. Predicția lui H_{max} pentru un interval de timp dat are o importanță deosebită în proiectarea diferitelor amenajări costiere și de

larg (instalații portuare, diguri de protecție, amplasamentul hotelurilor, platforme de foraj marin). Frecvent se folosește $H_{\max(25 \text{ ani})}$, considerată înălțimea cea mai mare a valurilor probabil să se producă o dată la 25 ani. Subestimarea lui H_{\max} poate avea consecințe tragice.

- T_z – Perioada medie a valurilor este media perioadelor tuturor valurilor dintr-o interval de timp dat.
- T_s – Perioada semnificativă a valurilor este perioada medie a a celei mai înalte treimi din totalul valurilor produse (înregistrate) într-un interval de timp dat.

O altă metodă pentru evaluarea unui câmp natural de valuri este analiza spectrală. Aceasta identifică frecvențele (sau perioadele) dominante ale valurilor din intervalul de timp monitorizat. Analiza spectrală produce **spectrul valurilor** care prezintă corelat energia valurilor versus frecvența valurilor. Maximul energiei valurilor în cadrul spectrului este denumit maxim spectral iar perioada asociată valurilor care compun maximul spectral se numește **perioada maximului spectral** (T_p). Spectrul valurilor este de asemenea util pentru partiționarea energiei valurilor pe clase de frecvență (Masselink și Hughes, 2003). De exemplu, spectrul valurilor prezentate în figura 3.3 indică manifestarea a două câmpuri de valuri distincte: hula cu perioada maximului spectral (T_s) de 14 s ($f = 0.07 \text{ Hz}$) și valuri de vânt cu perioada cuprinsă între 3-5 s ($f = 0.25 \text{ Hz}$).

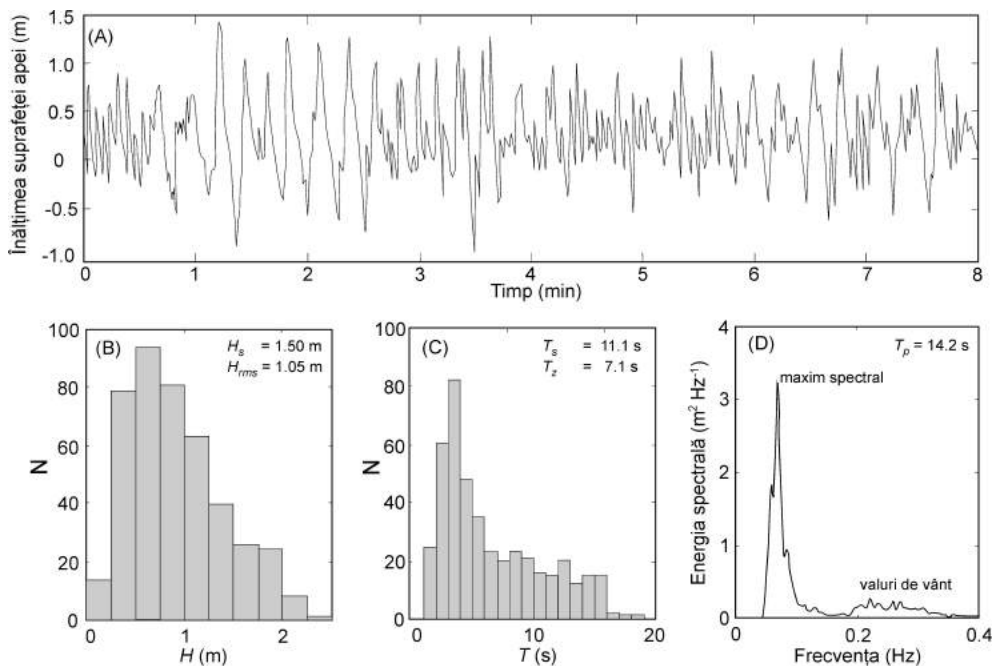


Figura 3.3 – Analiza datelor de vânt: A) o serie scurtă (8 minute) de date de valuri colectate în ape de larg (48 m adâncime) pe coasta Pacifică a Australiei; B) distribuția după frecvență a înălțimii valurilor; C) distribuția după frecvență a perioadei valurilor; D) spectrul valurilor, care indică coexistența valurilor de vânt cu perioadă scurtă și a hulei cu perioadă lungă (după Masselink și Hughes, 2003).

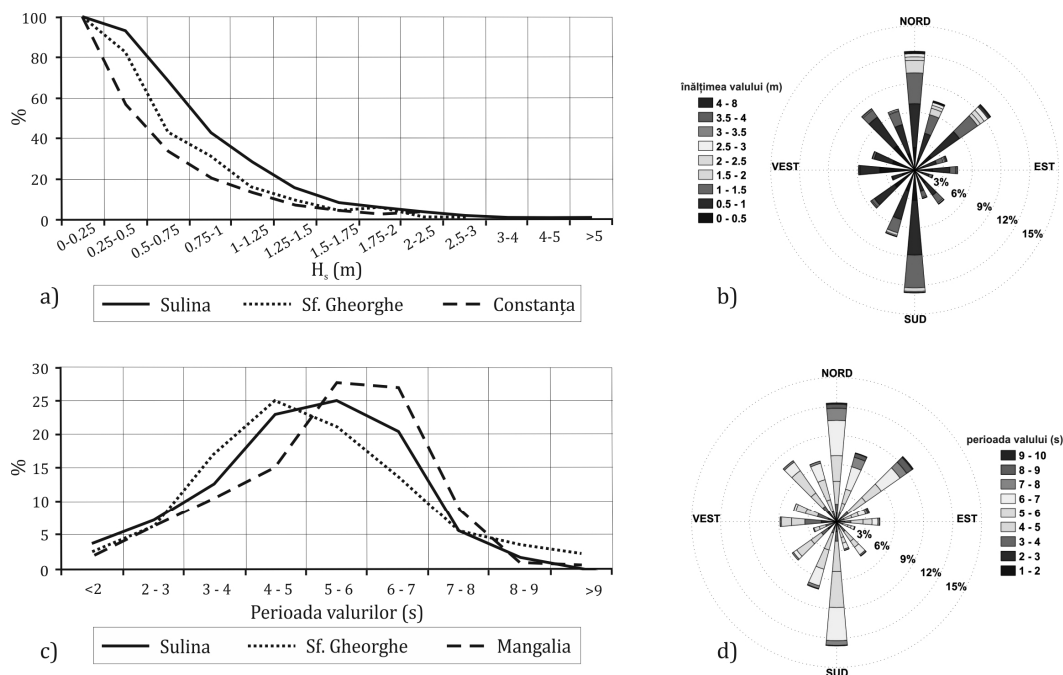


Figura 3.4 – Caracteristicile valurilor pe coasta Deltei Dunării (țărmlul Chilia – Sf. Gheorghe): **a)** Frecvența cumulată a înălțimii valurilor (Sulina - valori modelate în apele de larg, după Vespremeanu-Stroe, 2004; Sf. Gheorghe și Constanța – valori măsurate în apele de țărm în 1980 – 1985); **b)** Roza înălțimii valurilor (după Vespremeanu-Stroe și Tătu, 2011); **c)** Frecvența simplă a perioadei valurilor ((Sulina - valori modelate în apele de larg, după Vespremeanu-Stroe, 2004; Sf. Gheorghe și Constanța – valori măsurate în apele de țărm în 1980 – 1985); **d)** Roza perioadei valurilor (după Tătu și colab., 2011).

Odată cu creșterea vitezei vântului crește de asemenea și H_s . **Scara Beaufort** exprimă relația dintre viteza vântului și starea mării, însă doar pentru valurile generate în situ de condițiile meteorologice locale (fără valuri de hulă) și asumând un interval de timp suficient de lung pentru a avea **o mare complet dezvoltată**. Pentru navigație mai importantă decât înălțimea absolută a valurilor este panta valului. Astfel, majoritatea valurilor au pante de 0.01 și 0.07. Hula, prezentă mai ales în oceanele deschise se caracterizează prin pante mici (0.01 – 0.03), datorită lungimii mari a valurilor, astfel încât chiar în condițiile unor valuri înalte navigația este relativ facilă. Cele mai mari pante apar la valurile generate de intensificările locale ale vântului (0.03-0.1), creând dificultăți navigației cu ambarcațiuni mici.

Înălțimea semnificativă a valurilor pe coastele oceanice dominate de hulă este de 1 - 2 m iar perioada de cca. 10 s. Acvatoriile costiere înregistrează valuri de vânt cu dimensiuni diferite în funcție de regimul eolian și de condițiile topografice locale; în general, mediile marine protejate (ex: M. Baltică, G. Persic) înregistrează valuri cu $H_s = 0.5 - 1$ m și perioada de 3-5 s, în timp ce bazinele larg deschise au în general $H_s > 1$ m și perioade de 4 - 7 s. Pe țărmul Deltei Dunării înălțimea semnificativă multianuală a valurilor este de 1.43 m iar

perioada semnificativă de 6.2 s (Vespremeanu-Stroe, 2004; Tătui și colab., 2011), remarcându-se distribuția bimodală a energiei valurilor cu un maxim principal pe direcțiile N-NE, care contribuie cu cca. 60 % din totalul energiei valurilor, și un maxim secundar pe direcția S (Fig. 3.4A, B, C). În timpul furtunilor, înălțimea valurilor în larg crește mult față de valorile medii anuale atingându-se frecvent valuri de peste 5 m. Cele mai mari valuri de furtună pot măsura excepțional până la 25 m în Oceanele Atlantic și Pacific în dreptul latitudinilor medii și înalte (Pethick, 1984) și de până la 8 m în M. Neagră.

3.3 FORMAREA VALURILOR

3.3.1 Valurile de vânt

Valurile de vânt, reprezentând tipul dominant de valuri, sunt rezultatul unui transfer de energie eoliană dintre aer și suprafața mării. Atât aerul cât și apa sunt fluide, dar cu densități diferite, iar mișcarea rapidă a aerului deasupra apei produce un stress de frecare prin care o parte din energia eoliană este transferată suprafeței mării creând și amplificând valurile.

Factorii de control ai dimensiunii și energiei valurilor sunt (1) **viteza vântului**, (2) **durata** / intervalul de timp în care vântul suflă într-o anumită direcție, și (3) **fetchul** – distanța pe care bate vântul menținându-și direcția.

După cum am văzut, înălțimea valurilor de vânt este dictată în primul rând de viteza vântului, mai exact este proporțională cu pătratul vitezei vântului, ceea ce presupune că intensificarea vântului determină o creștere încă și mai mare a înălțimii valului (exemplu: dublarea vitezei vântului determină creșterea de patru ori, 400 %, a înălțimii valurilor):

$$H = 0.031 \cdot U^2 \quad (3.2)$$

unde, U = viteza vântului (m/s), iar 0.031 este o constantă obținută empiric. În ceea ce privește fetchul, observațiile indică o relație proporțională între înălțimea valului și rădăcina pătrată a fetchului (exemplu: dublarea fetchului determină o creștere cu cca. 41% a înălțimii valurilor):

$$H = 0.36 \cdot F^{1/2} \quad (3.3)$$

unde, F = fetch (km), iar 0.36 este o constantă obținută empiric.

O metodă simplă de predicție a valurilor este nomograma de corelație vânt-val, abreviată S-B-M după numele inventatorilor ei (Sverdrup și Munk, 1946; Bretschneider, 1952). Folosind metoda S-B-M, înălțimea semnificativă a valurilor, H_s , și perioada maximului spectral, T_p , pot fi deduse din U , D și F folosind nomograma (Fig. 3.5). De exemplu, pentru o viteză a vântului de 10 m/s, cu o durată de 24 h și un fetch de minim 250 km (reprezentând pragul minim de producere a unei furtuni, în termeni de viteză și durată, cf.

Vespremeanu, 1987) se vor forma valuri cu $H_s = 3$ m și $T_p = 9$ s. În schimb, la aceeași viteză a vântului, durată nelimitată ($D \geq 1$ h), dar un fetch de doar 4.5 km (fetchul mediu întâlnit pe marile lacuri din deltă: Gorgova, Fortuna, Roșu etc) valurile formate au $H_s = 0.45$ m și $T_p = 2.4$ s, în timp ce în complexul lagunar Razelm-Sinoe, se ating $H_s = 0.85$ m și $T_p = 3.9$ s pentru același stress eolian manifestat însă pe un fetch mai mare (20 km) așa cum se găsește pe direcțiile N și NE.

Analizând nomograma de corelație vânt-val (Fig. 3.5) remarcăm cum pentru fetchuri extinse și pentru durate lungi (în general $F \geq 300$ km și $D \geq 24$ h) se ating valori maxime ale parametrilor morfometrici ai valurilor, ceea ce înseamnă că se instalează o stare de echilibru în care energia este disipată de valuri cu aceeași rată cu care valurile primesc energie de la vânt. Starea mării în care se atinge acest echilibru se numește **mare complet montată**, iar caracteristicile valurilor rămân relativ constante. În realitate însă viteza vântului este destul de variabilă astfel că starea ideală de mare complet montată se atinge rar.

În cadrul ariei de acțiune a vântului, uneori a furtunii, valurile formate nu sunt uniforme, ba din contră predomină un ansamblu haotic de valuri relativ abrupte cu lungimi și perioade diferite, dar în general mici, care călătoresc spre direcții diferite. Diversitatea de perioade și lungimi se datorează schimbărilor frecvente de viteză și direcție ale vântului.

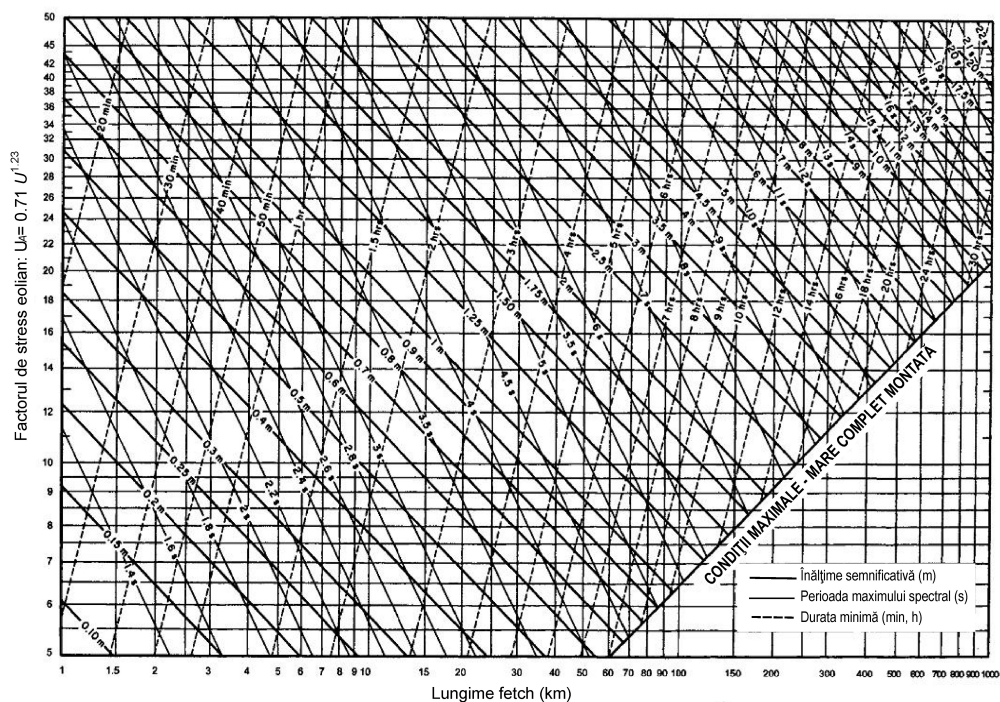


Figura 3.5 – Nomograma de corelație vânt (viteză / fetch / durată) – val (înălțime / perioadă).

3.3.2 Hula

După ce valurile părăsesc zona de formare (aria de acțiune a vântului) formează **hula** (devin valuri de hulă), care poate călători mii de kilometri înainte de a se sparge pe diferite țărmuri. Valurile mari de hulă, formate prin ieșirea din aria de manifestare a unei furtuni, pierd din înălțime și energie destul de rapid. De exemplu, un val de hulă cu înălțimea inițială de 10 m va ajunge, după 200 km de la ieșirea din aria de acțiune a vântului, să măsoare doar 2 m înălțime, cu o reducere corespunzătoare de 80-90% a energiei, dar de aici încolo dimensiunile sale se vor reduce foarte lent (Komar, 1998) putând călători sute de kilometri înainte de a scădea sub 1 m.

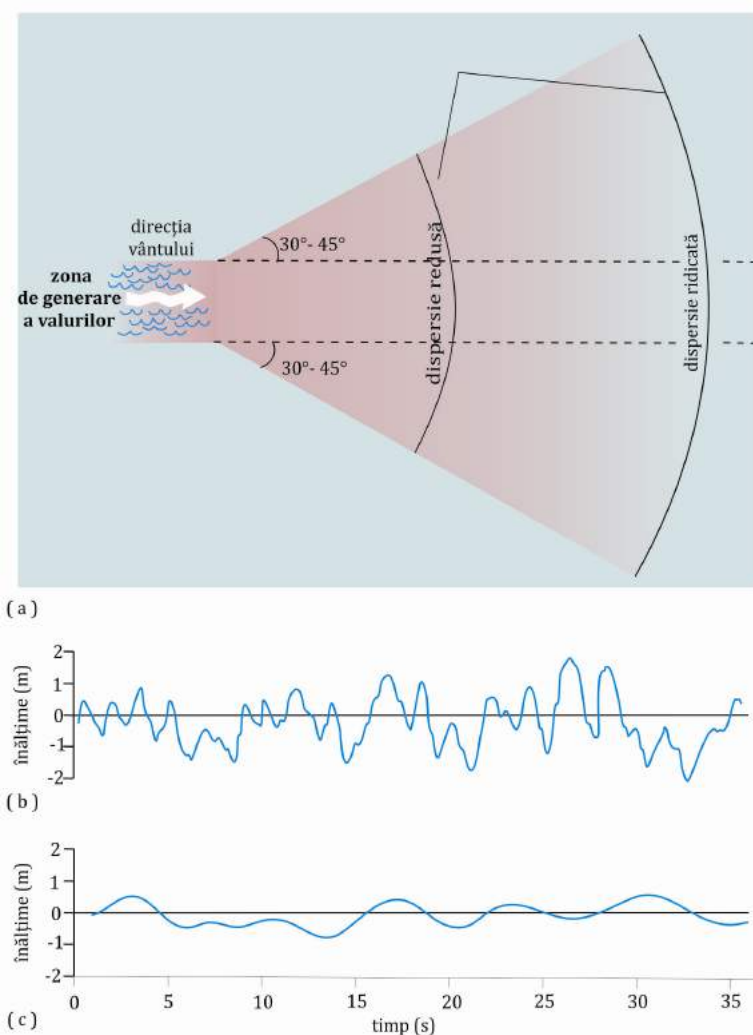


Figura 3.6 – a) Propagarea valurilor de hulă față de aria-sursă (zona de generare). Odată cu distanțele tot mai lungi parcurse, lungimea valurilor crește, iar înălțimea scade. **b)** Înregistrarea valurilor în apropierea zonei de generare. **c)** Înregistrarea hulei la mare distanță de zona de generare (după Brown și colab., 1997).

De aceea, indiferent de bazinul marin, chiar pe o vreme calmă, fără vânt și valuri, când marea pare liniștită ca un lac (“mare oglindă”, sau grad 0 pe scara Beaufort), se poate observa în larg prezența unor valuri foarte lungi ($L > 100$ m), înalte de doar câțiva centimetri, sau la țărm, pe fața plajei, se constată spurgeri ritmice, cu perioadă mare. Valurile după ce părăsesc aria de manifestare a vântului încep să se sorteze pe criteriul vitezelor diferite de deplasare induse de lungimile diferite ale valurilor. Valurile cu perioade mari călătoresc mai repede depășindu-le pe cele cu perioadă mică; cu cât mai mult de distanțăm de aria vântoasă cu atât mai sortate vor fi valurile ca frecvență și lungime. Practic, cca. 90 % din energia valurilor de hulă se propagă în cadrul unui unghi de maxim 90 centrat pe direcția vântului (Fig. 3.6). Astfel, după părăsirea zonei de formare hula se propagă sub forma unor arce de cerc, din ce în ce mai mari, cărora le scade înălțimea și energia echivalentă (energia pe metru linear de creastă) deși își păstrează energia totală, cuprinsă în arcul de cerc care se extinde.

3.4 TEORIA LINEARĂ A VALURILOR

Teoria lineară a valurilor mai este cunoscută sub numele de teoria lui Airy, numită astfel după matematicianul George Airy (1801-1892), și este cea mai folosită teorie a valurilor. Toate aceste teorii reprezintă seturi de formule matematice care cuantifică schimbarea caracteristicilor valului odată cu adâncimea, permițând determinarea caracteristicilor valurilor din acvatoriul de țărm (superficial sau intermediar) pe baza parametrilor înregistrați de valuri în larg. În ciuda relativei simplități, teoria lineară a valurilor descrie adecvat principalele procese de transformare a valurilor. Deși în natură valurile sunt neregulate cu un profil general variind între sinusoidal și trocoidal pentru simplificare, presupunem forma valului ca fiind perfect sinusoidală (Fig. 3.2). Această presupunere înseamnă că vom considera deplasarea unui val ca o mișcare armonică simplă ce induce o variație perfect ciclică în nivelul apei.

3.4.1 Mișcarea orbitală a valurilor (Mișcarea particulelor de apă)

Particulele de apă de la suprafața mării suportă o mișcare orbitală, variind între o traiectorie circulară în apă adâncă și una eliptică, chiar lineară, în apă puțin-adâncă (Fig. 3.7). Valurile și energia lor se propagă unidirecțional, dar particulele de apă descriu o mișcare orbitală. În dreptul crestei valului, particulele se deplasează în aceeași direcție cu valul, în timp ce în șanț se deplasează în direcția opusă. Deoarece viteza particulelor de apă descrește odată cu adâncimea, viteza atinsă în creasta valului este puțin mai mare decât cea înregistrată în șanț, astfel că există o deplasare netă, foarte lentă, conformă cu direcția de propagare a valurilor. Această deplasare netă poartă numele de **driftul lui Stokes** sau **drift de valuri**. Diametrul mișcării orbitale a particulelor de apă descrește odată cu adâncimea, de la suprafața mării unde este egal cu înălțimea valului și până la o anumită adâncime sub suprafața mării, numită **baza valului**, unde mișcarea apei devine insignifiantă.

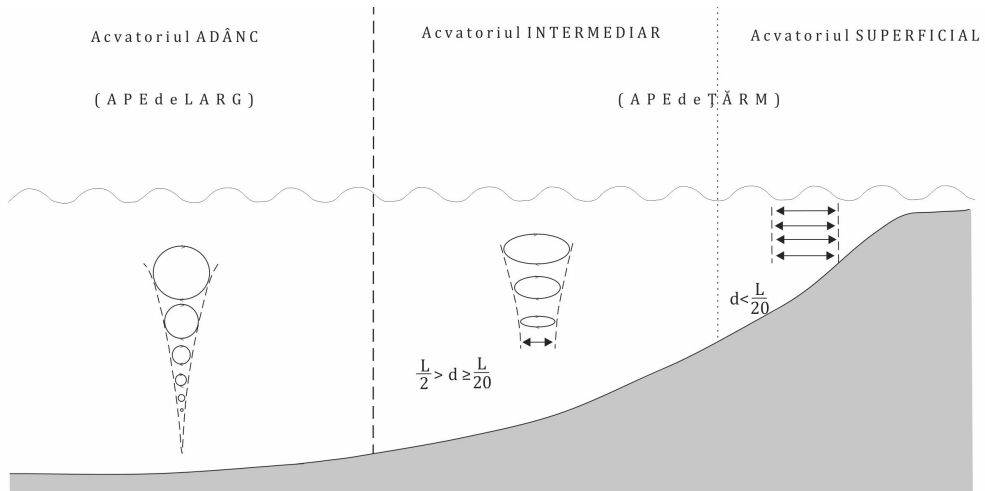


Figura 3.7 – Mișcarea particulelor de apă provocată de propagarea valurilor. În apele de larg mișcarea este circulară, în apele de țarm intermediare este elipsoidală, iar în acvatoriile superficiale elipsele devine aproape lineară înainte-înapoi (modificat după Brown și colab., 1997).

Valurile nu pot afecta relieful submers sub această adâncime. Baza valului corespunde adâncimii apei (d) egală cu jumătate din lungimea valului, $d = L/2$, și reprezintă limita convențională dintre acvatoriile adânci (unde $d \geq L/2$) și cele intermediare ($L/20 \leq d < L/2$). Distincția între cele trei tipuri de acvatorii adânci, intermediare și superficiale, este clar exprimată de tipul mișcării particulelor de apă și este dictată de adâncimea relativă a apei (Tabel 3.1).

<i>Clasificare acvatoriilor⁶</i>	<i>d/L (adâncime relativă)</i>	<i>kd</i>
Adânci	$1/2 - \infty$	$\pi - \infty$
Intermediare	$1/20 - 1/2$	$\pi/10 - \pi$
Superficiale	$0 - 1/20$	$0 - \pi/10$

Tabel 3.1 – Clasificarea acvatoriilor

În tabelul 3.1, d/L = adâncimea relativă a apei, iar $k = \text{numărul valului} = 2\pi/L$. Dacă în apă adâncă, particulele de apă se deplasează circular, în acvatoriul intermediar mișcarea valului se extinde până pe fundul mării, astfel încât valurile „simt” prezența substratului. Drept rezultat, particulele de apă urmează o traiectorie eliptică, pe orbite tot mai aplatizate și mai mici pe măsură ce sunt mai aproape de fundul mării. În apropierea substratului mișcarea apei devine una orizontală, alternantă, de “du-te – vino”.

⁶ În prezenta lucrare folosim uneori și termenul de „apă adâncă” pentru acvatoriu adânc sau ape de larg, respective de „apă puțin-adâncă” pentru acvatoriile / apele de țarm (intermediar și superficial)

3.4.2 Lungimea și viteza valurilor în acvatorii adânci și superficiale

O relație importantă derivată din teoria lineară a valurilor, este **ecuația dispersiei** care exprimă relația dintre lungimea și perioada unui val:

$$\sigma^2 = gk \tanh(kd) \quad (3.4)$$

care poate fi rescrisă ca:

$$L = gT^2/2\pi \tanh(2\pi d/L) \quad (3.5)$$

unde, d = adâncimea apei, $\sigma = 2\pi/T$ = frecvența angulară a valului, g = accelerația gravitațională (9.81 m/s^2); \tanh reprezintă tangenta hiperbolică. Într-un interval de timp egal cu perioada valului (T), unda traversează o distanță egală cu lungimea valului (L), astfel că viteza valului (C) este egală cu raportul dintre ele:

$$C = L/T = gT/2\pi \tanh(2\pi d/L) \quad (3.6)$$

Ecuțiile de mai sus exprimă caracteristicile valurilor independent de adâncimea la care se găsesc. Exceptând acvatoriile intermediare, în celelalte două cazuri se pot folosi ecuații mai simple, datorită comportamentului funcției \tanh . Pentru valori foarte mici ale lui x (exemplu 0.05) $\tanh(x) \approx x$, iar pentru valori ale lui x mai mari decât π , atunci $\tanh(x) \approx 1$. Astfel, pentru acvatoriul adânc ecuațiile 3.5 și 3.6 se reduc la:

$$L_o = \frac{gT^2}{2\pi} \quad (3.7)$$

și

$$C_p = \frac{L}{T} = \frac{gT}{2\pi} = 1,56T \quad (3.8)$$

unde, L_o = lungimea valului în larg (off-shore wavelength) și C_o = viteza valului în larg

În acvatoriile superficiale ($d < L_o/20$), ecuațiile 3.5 și 3.6 devin:

$$L_s = T \cdot (gh)^{1/2} \quad (3.9)$$

și

$$C_s = (gh)^{1/2} \quad (3.10)$$

unde, L_s = lungimea valului în acvatoriul superficial (shallow-water wavelength) și C_s = viteza valului în apă puțin adâncă.

Ținând cont că perioada (T) este singura caracteristică a valurilor care nu se schimbă în propagarea unui val, aplicând ecuațiile de mai sus valabile în mediile adânci și superficiale, putem determina diferite caracteristici ale valurilor. De exemplu, pe litoralul românesc al Mării Negre perioada medie (T_z) este de 6 secunde (Vespremeanu-Stroe, 2004). Dacă măsurăm cu un cronometru un set de valuri a căror $T_z = 6$ s, putem afla că în acvatoriu adânc lungimea și viteza vor fi de 56 m, respectiv de 9.36 m/s (33 km/h). Pentru acvatoriu superficial, în afara perioadei este necesar să ne raportăm la o adâncime anume pentru a estima ceilalți parametri. Pentru același set de valuri ($L_o = 56$ m, $T_z = 6$ s), la adâncimea de 1 m, ecuațiile 3.9 și 3.10 produc următoarele valori $L_s = 19$ m și $C_s = 3.1$ m/s.

3.4.3 Energia valurilor

Așa cum am văzut în capitolul 3.4.1 particulele de apă descriu traiectorii orbitale aproape închise în acvatoriile adânci și intermediare, și o mișcare de “du-te – vino” în cel superficial. Cu toate acestea propagarea valurilor constituie un transfer de energie pe suprafața mării. Un val posedă energie în două forme (1) energie potențială asociată cu deplasarea particulelor pe verticală față de nivelul mediu al mării, și (2) energie cinetică datorită mișcării orbitale a particulelor de apă. Conform teoriei lineare a valurilor, energia totală a valurilor este dată de:

$$E = 1/8 \cdot \rho g H^2 \quad (3.11)$$

unde, ρ = densitatea apei de mare (kg/m^3) iar H = înălțimea valului. Energia (E) este raportată la suprafață (N/m^2) și reprezintă în fapt o măsură a densității energiei valurilor. Astfel, energia totală transportată de un val cu perioadă lungă este mai mare decât cea a unui val cu aceeași înălțime dar cu o perioadă mai scurtă, deoarece o perioadă mai lungă presupune și o lungime mai mare a valului (Masselink și Hughes, 2003).

Rata de transfer a energiei, în lungul crestei valurilor, se numește **puterea valului** (P) sau fluxul de energie a valurilor:

$$P = EC_g \quad (3.12)$$

unde, C_g = viteza grupului de valuri, respectiv viteza de propagare a energiei.

Energia valurilor este direct proporțională cu pătratul înălțimii valurilor; dublarea înălțimii unui val determină creșterea de patru ori a energiei acestuia. Practic, energia valurilor este una din formele importante de manifestare a energiei eoliene, dependente direct amândouă de cubul vitezei vântului (U^3).

Atenuarea energiei valurilor implică câteva categorii de procese care conduc la scăderea înălțimii valurilor (Brown și colab., 1997):

- Spargerea vârfului crestei valului, datorită împingerii exercitată asupra ei de către

viteza vântului superioară vitezei de deplasare a valului. Acest proces se numește **albirea valurilor** (white-capping). O parte din energia disipată prin albirea valurilor este transferată curentului de suprafață format de vânt.

- Rezistența aerului acționează asupra valurilor abrupte, după ce acestea ies din zona de generare și întâmpină fie regiuni calme, fie cu vânturi contrare. O situație frecventă o reprezintă valurile formate de vânturi ce suflă către larg (offshore) sub diferite unghiuri față de linia țărmului și care prin procese de disipare și refracție ajung să se contorneze către uscat. Aceste valuri vor fi mult încetinite în deplasare iar înălțimea lor descrește.
- Interacțiunea non-lineară a valurilor. Este importantă în zona de generare a valurilor, în special în cadrul furtunilor, unde grupuri de valuri abrupte cu perioade mici (3-5 s) interacționează făcând “schimb de energie”
- Atenuarea datorată vâscozității apei acționează doar în cazul valurilor capilare ($L < 1.7$ cm) și implică transformarea parțială a energiei valurilor în căldură datorită frecării dintre moleculele de apă.

Valorificarea pe scară-mare (industrială) a energiei valurilor ca și “energie verde”, este însă condiționată de o serie de probleme pe care cercetările din ultimele două decenii nu au putut să le soluționeze convenabil. Cele mai mari impedimente sunt: (i) desfășurarea spațială a acestor instalații trebuie să fie de ordinul kilometrului pentru puteri mai mari de 1 MW, (ii) un climat al valurilor cu amplitudini mari, ceea ce presupune distanțe considerabile față de linia țărmului și dificultăți în construcția instalației (adâncimi mai mari de 10 m) și în transportul energiei, (iii) blocarea circulației navale în respectiva regiune și acumularea organismelor și poluanților în spațiul devenit mult mai “liniștit” dintre instalația energetică și linia țărmului, (iv) conceperea unor sisteme foarte robuste care să reziste furtunilor (Brown și colab., 1997). Costul total al acestor stații de putere este enorm făcând exploatarea în general neprofitabilă. Realizarea de stații mici de exploatare a energiei valurilor, amplasate în condiții ideale, pare a fi totuși fezabilă. În Norvegia a fost instalat în 1985 un generator de 850 kW, pe coasta vestică la intrarea în formă de pâlnie într-un fiord, care prin configurație determină creșterea înălțimii valurilor.

3.5 DISPERSIA VALURILOR ȘI FORMAREA GRUPURILOR DE VALURI

În zona de formare a valurilor de vânt co-există un spectru larg de valuri cu perioade și lungimi diferite. Întrucât în acvatoriu adânc viteza valurilor crește odată cu perioada (ecuația 3.8), rezultă că cea mai rapidă deplasare o vor avea valurile cu lungime și perioadă mare, care vor ajunge primele în regiuni situate la distanță de aria de acțiune a vântului. Această separare a valurilor petrecută datorită vitezelor diferite de propagare poartă numele de **dispersia valurilor** și constă în convertirea spectrului larg de valuri într-un câmp de valuri regulate, cunoscut sub numele de **hulă**. Cu cât mai lungă este călătoria

valurilor în afara ariei de generare, cu atât mai efectivă va fi sortarea lor și mai îngust spectrul de valuri (ca L și T).

Procesul de dispersie a valurilor, care determină ajungerea pe coaste mai întâi a hulei compuse din valuri mari și abia la finalul ei a valurilor mici, este responsabil de producerea pe diverse coaste atlantice și pacifice (California, vestul și sudul Australiei, vestul Franței, sud-vestul Angliei etc) a condițiilor ideale pentru surfing. În contrast, în mările mediterane dispersia valurilor este limitată de fetchul scurt, rezultând o manifestare concomitentă a valurilor cu lungimi diferite (Pethick, 1994).

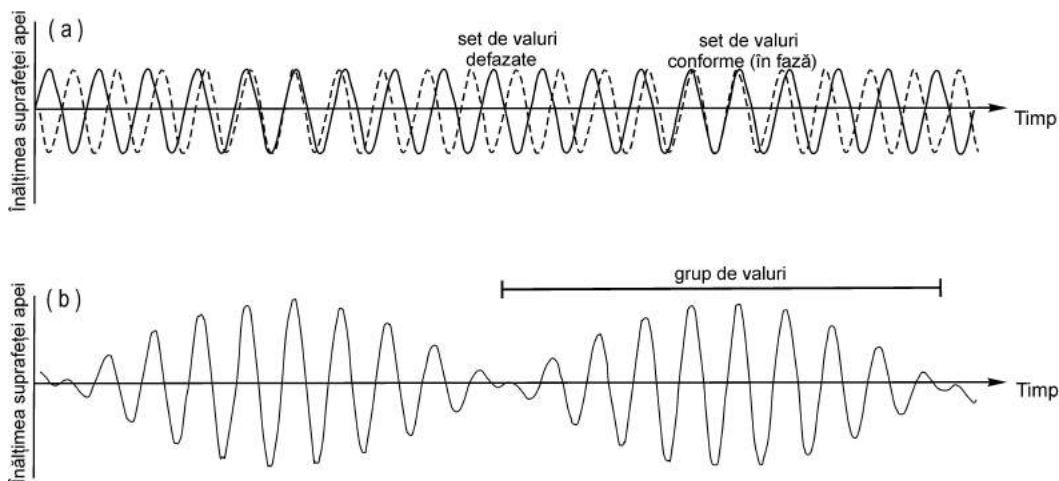


Figura 3.8 – Unirea a două seturi (trene) de valuri cu lungimi ușor diferite, dar cu amplitudini asemănătoare, care formează grupuri de valuri (modificat după Brown și colab., 1997).

Atunci când două seturi de valuri călătoresc în aceeași direcție având lungimi comparabile, apare fenomenul de suprapunere (Fig. 3.8). În natură însă, cele două seturi de valuri, oricât de asemănătoare ar fi, vor avea mici diferențe de lungime (și frecvență). În timpul călătoriei comune, interacțiunile stabilite între cele două seturi de valuri, duc la pierderea individualității fiecărui set și la formarea **grupurilor de valuri**. Acolo unde seturile de valuri sunt conforme, respectiv în fază (ex: crestele și șanțurile coincid), amplitudinile se suprapun, iar valurile rezultante sunt mult mai mari decât cele originare. Acolo însă unde cele două seturi de valuri sunt defazate (ex: creasta unui val din setul A se suprapune pe șanțul unui val din setul B), amplitudinile se anulează reciproc, astfel că valurile rezultante vor fi foarte mici (Fig. 3.8b). Grupul de valuri călătorește semnificativ mai încet decât fiecare set de valuri în parte, fiecare val individual având în acvatoriu adânc o viteză dublă față de grupul de valuri. Folosind ecuațiile valurilor aplicabile în acvatoriu adânc, viteza grupului de valuri (C_g) poate fi exprimată doar cu referire la vitezele celor două seturi de valuri C_1 și C_2 :

$$C_g = (C_1 C_2) / (C_1 + C_2) \quad (3.13)$$

Dacă C_1 este asemănătoare cu C_2 , atunci $C_g = C/2$, unde C este viteza medie a seturilor de valuri. În concluzie, grupul de valuri călătorește cu o viteză egală cu jumătatea vitezei valurilor individuale, exceptând acvatoriul superficial unde viteza devine dependentă de adâncime astfel că viteza grupului de valuri devine identică cu viteza valurilor individuale. În cazul interferenței dintre două seturi de valuri, deoarece modificările nete de nivel ale mării produse de valuri corespund grupurilor de valuri și nu separat celor două seturi de valuri (ex: realitatea fizică corespunde Fig. 3.8b, iar Fig. 3.8a exprimă doar teoretic propagarea celor două seturi de unde) rezultă că energia valurilor este conținută de fiecare grup de valuri și avansează odată cu viteza grupului.

3.6 TRANSFORMAREA VALURILOR ÎN ACVATORIUL ȚĂRMULUI

Cât timp valurile călătoresc în apă adâncă, singurul proces semnificativ este cel de dispersie cu formarea hulei și a grupurilor de valuri. Odată cu intrarea în acvatoriile intermediare și superficiale ($d < L_0/2$), când valurile încep “să simtă” fundul mării, au loc o serie de transformări, care conduc la schimbarea dramatică a tuturor caracteristicilor valurilor cu o singură excepție: perioada valului care rămâne constantă. Transformarea valurilor este rezultatul complex al schimbărilor suportate de valuri în urma interceptării adâncimilor mici (mai mici decât baza valului) și care se produc în urma proceselor de refracție, difracție, asimetrie sau înălțare.

3.6.1 Transformarea înălțimii valurilor

Mișcarea particulelor de apă, provocată de valuri în acvatoriul de țarm (intermediar și superficial), se resimte prin întreaga coloană de apă până pe fundul mării. De aceea substratul are un impact semnificativ asupra mișcării valurilor determinând schimbarea majorității parametrilor morfometrici ai acestora. Schimbările lungimii și vitezei valului la trecerea din ape adânci în ape puțin-adânci au un efect major asupra înălțimii valului. Variațiile înălțimii valurilor care se apropie de țarm pot fi calculate utilizând și dezvoltând ecuațiile puterii valurilor (fluxul energiei valurilor; ecuația 3.12). Dacă se ignoră pierderile de energie datorate frecării externe (val – substrat) atunci:

$$P = (E \cdot C_g)_1 = (E \cdot C_g)_2 = \text{constant} \quad (3.14)$$

unde, indicii subscrisi “1” și “2” indică poziții diferite ale valului față de linia țărmlui, respectiv adâncimi diferite ($d_1 < d_2$). Înlocuind energia valului conform ecuației 3.11 ($E = 1/8 \rho g H^2$), obținem următoarele relații:

$$C_{g1}/C_{g2} = E_2/E_1 = H_2^2/H_1^2 \quad (3.15)$$

$$H_2 = (C_{g1}/C_{g2})^{0.5} \cdot H_1 \quad (3.16)$$

Deoarece în apa puțin adâncă viteza grupurilor de valuri este direct proporțională cu adâncimea ($C_1 > C_2$), rezultă că aici are loc un proces de **înălțare a valurilor** (*wave shoaling*) mai evident atunci când valul se pregătește de spargere. Acest proces este caracteristic doar acvatoriului superficial ($d < L_0/20$), deoarece în acvatoriul intermediar procesele stau invers, și anume creșterea efemeră a vitezei grupurilor de valuri duce la scăderea, tot efemeră, a înălțimii valurilor mai exact până când interceptează acvatoriul superficial unde începe creșterea înălțimii (Fig. 3.9). Datorită corelației directe stabilite în condiții de larg (acvatoriu adânc) între viteza și perioada valurilor rezultă că, odată intrate în acvatoriul țărmlui, valurile cu perioadă mare vor suporta transformări mai pronunțate ale parametrilor morfometrici, inclusiv înălțarea valurilor în apropierea zonei de spargere, decât valurile cu perioadă mică (Masselink și Hughes, 2003).

Deși pierderile de energie datorate frecării externe au fost ignorate în formulele 3.14 – 3.16, trebuie să admitem că o parte din energie valului se consumă cu deplasarea sedimentelor prin mișcarea de “du-te – vino” exercitată în apropierea substratului. În consecință, energia valului la intrarea în zona de spargere depinde foarte mult de caracteristicile reliefului acvatoriului intermediar: lățime, pantă și rugozitate. Cu cât mai lat, mai puțin înclinat și mai rugos este sectorul dintre baza valului și acvatoriul superficial (cca. – 40... -3 m pentru țărmlul românesc al Mării Negre) cu atât mai multă energie se va disipa datorată frecării externe, rezultând o înălțare mai puțin evidentă a valurilor de aici în comparație cu cele de pe țărmurile deschise la mări și oceane cu șelful continental îngust.

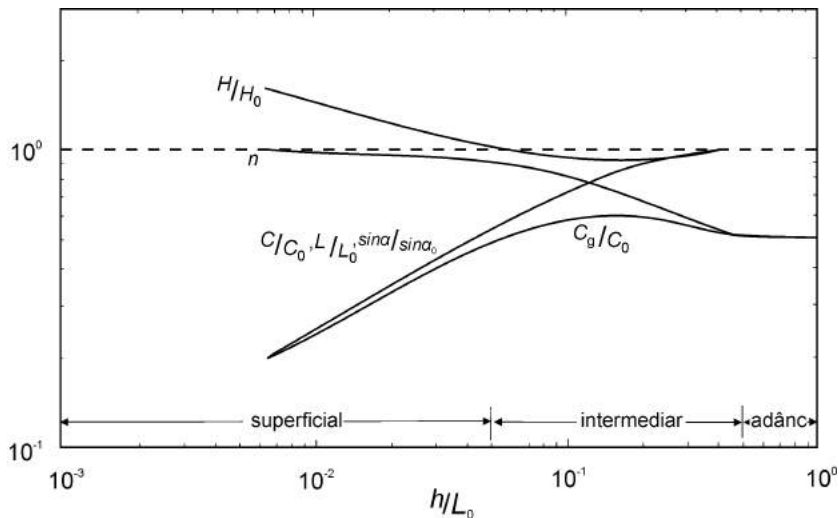


Figura 3.9 – Transformarea valurilor în apele de țărm în funcție de raportul dintre adâncimea apei și lungimea valurilor în larg (h/L_0).

3.6.2 Dezvoltarea asimetriei valurilor

În larg valurile au un profil sinusoidal, simetric, iar particulele de apă dezvoltă viteze egale atât în creasta valurilor cât și în șanțul acestora. Pe măsură ce adâncimile scad sub baza valului și valurile intră în acvatoriul de țărm (tipul intermediar) ele devin tot mai asimetrice dezvoltând creste ascuțite și șanțuri plate (Komar, 1998). Prin asociere viteza particulelor de apă devine de asemenea asimetrică, înregistrând valori mari în creasta valurilor pentru un interval scurt de timp și valori mici în șanțul valurilor pentru intervale de timp mai lungi. **Asimetria valurilor** este așadar procesul complex prin care valur în apele de țărm își schimbă deopotrivă forma și profilul vitezelor, inducând viteze mai mari ale apei în dreptul crestei decât în dreptul șanțului. Dezvoltarea asimetriei valurilor este foarte importantă pentru relieful submers al țărmului deoarece ea inițiază transportul de sedimente orientat către țărm.

3.6.3 Refracția valurilor

Valurile în larg călătoresc pe direcții foarte variate, conforme cu direcția vântului care le-a generat, sau sub unghiuri mici față de acesta dacă au ieșit din zona de formare (hulă). Cu excepția brizelor, care acționează semnificativ doar în sezonul cald și pe distanțe mici în larg, regimul eolian nu este influențat de dispunerea liniei țărmului, astfel că majoritatea valurilor care ajung să se spargă pe plaje au în larg direcții diferite față de normala (perpendiculara) la țărm, respectiv vin sub diverse unghiuri.

Atunci când un val se apropie de țărm sub un anumit unghi față de linia țărmului și de traseul izobatelor, adâncimea apei în lungul crestei variază. Deoarece valul se găsește deja în acvatoriul țărmului viteza lui de deplasare este dependentă de lungimea valului sau adâncimea apei, pentru acvatoriul intermediar, respectiv superficial. Astfel, viteza valului va fi diferită în lungul crestei valului, mai exact partea valului situată la adâncimi mari se va deplasa mai repede decât partea valului situată la adâncimi mai mici.

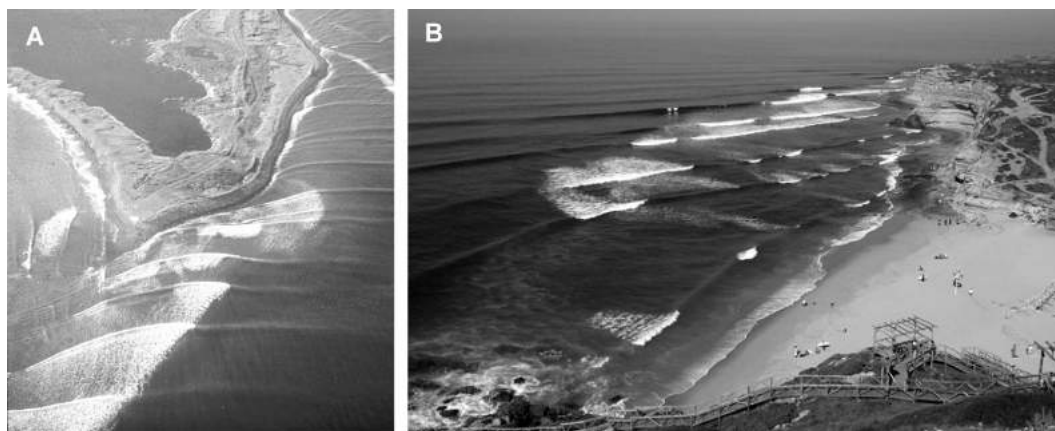


Figura 3.10 – Imagini aeriene oblice care ilustrează (A) refracția și difracția valurilor induse de un banc submers asociat unei bariere lagunare, și (B) refracție tipică datorată valurilor incident-oblice.

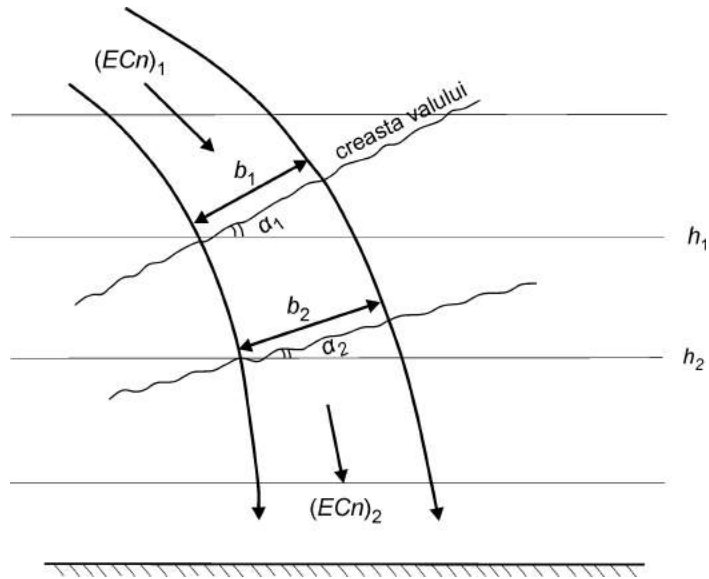


Figura 3.11 – Refracția valurilor și procesele asociate - schimbarea unghiului de incidență, scăderea înălțimii și energiei valurilor; modificat (după Masselink și Hughes, 2003).

Acest proces de rotire a crestei valurilor în tendința de a deveni paralele cu linia țărmului poartă numele de **refracția valurilor** (Fig. 3.10). Schimbarea orientării crestei valurilor în acvatoriu superficial poate fi descrisă similar legii lui Snell (refracția luminii):

$$\sin \alpha_1 / C_1 = \sin \alpha_2 / C_2 = \text{constant} \quad (3.17)$$

unde, α = unghiul dintre cresta valului și conturul izobetelor, iar indicii subscrși “1” și “2” indică poziții diferite ale valului față de linia țărmului, respectiv adâncimi diferite ($d_1 < d_2$; respectiv $|d_1| > |d_2|$). Dacă ne raportăm la caracteristicile valurilor din larg, putem calcula orientarea valului ajuns la o adâncime dată în funcție de orientarea valurilor în larg conform relației:

$$\sin \alpha = C/C_o \sin \alpha_o \quad (3.18)$$

unde, C_o și α_o reprezintă viteza și orientarea valurilor în larg; indicele subscript “o” (off-shore) desemnează acvatoriul adânc, de larg.

Pe o hartă a valurilor refractate se pot trasa ortogonale reprezentate de linii perpendiculare pe cresta valurilor care în larg, acolo unde valurile sunt nerefractate, pornesc egal spațiate între ele (s = spațierea). În cazul unei coaste lineare cu izobetele drepte și paralele între ele, refracția valurilor se produce uniform (Fig. 3.11) determinând o distribuție uniformă a energiei valurilor în lungul țărmului. Totuși, remarcăm cum distanța

dintre ortogonale crește pe măsură ce valurile se refractă. Practic, energia totală a segmentelor de val cuprinse între două ortogonale rămâne constantă în timpul propagării valului:

$$P = (E \cdot C_g s)_1 = (E \cdot C_g s)_2 = \text{constant} \quad (3.19)$$

$$s_1/s_2 = \cos \alpha_1 / \cos \alpha_2 \quad (3.20)$$

Ultima relație este valabilă pentru sectoarele drepte de țărm cu izobatele paralele. Coeficientul de refracție refracție (K_r) exprimă raportul dintre înălțimea valului refractat și înălțimea valului neafectat din larg:

$$K_r = H/H_o = (s_o/s)^{0.5} \quad (3.21)$$

În cazul unui țărm drept (Fig. 3.11), cu cât mai oblic se deplasează valurile către țărm, respectiv cu cât mai mare este unghiul dintre crestele valurilor în larg și conturul izobatelor, cu atât mai puternică va fi refracția valurilor și mai mare distanțarea ortogonalelor în apropierea liniei țărmului. Astfel (ecuația 3.21), energia valurilor per unitatea de lungime a crestei (m) descrește, și la fel înălțimea valurilor descrește proporțional cu gradul de refracție al valurilor. În consecință, înălțimea valului depinde de gradul de refracție al valurilor, dar refracția valurilor nu este afectată de înălțimea valurilor, ci doar de perioadă. Valurile cu perioadă mare (ex: hula) “simt” fundul mării înaintea valurilor cu perioadă scurtă, motiv pentru care se refractă mai mult, devenind aproape paralele cu linia țărmului în zona de spargere.

După cum am prezentat mai sus, înălțimea și energia valurilor în apropierea liniei țărmului depinde într-o măsură semnificativă de refracția valurilor, respectiv de unghiul incident al valurilor în larg. Cu cât mai aproape de normala (perpendiculara) pe țărm este direcția de propagare a valurilor în timpul unei furtuni, cu atât mai dramatic va fi impactul valurilor asupra coastei (relief, amenajări etc). În cazul unei coaste lineare cu izobatele drepte și paralele între ele, refracția valurilor se produce uniform (Fig. V.14) determinând o distribuție uniformă a energiei valurilor în lungul țărmului. Totuși, remarcăm cum distanța dintre ortogonale crește pe măsură ce valurile se refractă,

În cazul litoralului românesc al Mării Negre, orientarea generală a liniei țărmului, care variază între N-S și NE-SV, este asemănătoare direcției de producere a furtunilor (81 % din furtuni se produc din sector NV-NE, iar 16 % din direcția S cf. Vespremeanu-Stroe, 2007), astfel că valurile de furtună au un unghi de atac mic ($<30^\circ$; unghiul dintre direcția de propagare a valurilor și linia țărmului). Roza valurilor calculată pentru țărmul Sulina-Sf. Gheorghe (Fig. 3.4B), dar în condiții de apă adâncă (-30 m) prezintă o distribuție acut-bimodală cu maximul principal centrat pe direcția N, iar cele secundare pe direcțiile N și NE; direcția S ocupă abia locul 4. În consecință, pe coasta românească, valurile de furtună se propagă sub unghiuri mici (acute) și suportă procese de refracție intensă, care produc o scădere semnificativă a înălțimii și energiei valurilor, motiv pentru care majoritatea furtunilor puternice, din punct de vedere eolian, au un impact moderat asupra mediului

litoral. De exemplu, cea mai puternică furtună din ultimele două decenii a fost cea din decembrie 1991, când timp de 3 zile vântul a suflat cu peste 20 m/s din direcție N și s-au înregistrat viteze medii de 40 m/s pentru 12 ore. Cu toate acestea, cel mai mare impact asupra coastei la nivel de relief și amenajări l-a avut o altă furtună, cea din ianuarie 1998 ($U = 20 - 28$ m/s) datorită direcției de atac a valurilor din NE și chiar ENE, care au ridicat nivelul local al mării cu peste 1 m. Ambele furtuni au produs în larg valuri de 7 m (decembrie 1991), respectiv 6 m în 1998 (ianuarie 1998; cf. Vespremeanu-Stroe, 2004).

O coastă cu relief complex, cu o linie a țărmului sinuoasă și o configurație variată a fundului mării, dispune de valuri refractate diferențiat de la un sector la altul în funcție de topografia submersă, ceea ce produce variații importante ale înălțimii și energiei valurilor în lungul coastei. Acolo unde ortogonalele sunt convergente / divergente pe un sector de țărm, rezultă că și energia valurilor se concentrează / disipează, generând condiții pentru desfășurarea proceselor erozive / acumulative. Convergența valurilor ($K_r > 1$) se produce îndeosebi pe capuri marine și în arealele cu adâncimi mici (ex: bancuri marine), în timp ce divergența valurilor ($K_r < 1$) se produce în golfurile arcuite și atunci când valurile călătoresc peste un sector cu adâncimi mai mari decât în jur (ex: canale de curenți rip, rădăcini ale canioanelor submarine, depresiuni marine) (Fig. 3.12).

Refracția valurilor joacă un rol foarte important în dinamica reliefului costier și transportul sedimentelor deoarece controlează modul în care este distribuită energia valurilor în lungul țărmului, acționând prin proceselor pe care le determină: convergența / divergența valurilor și formarea curenților de țărm.

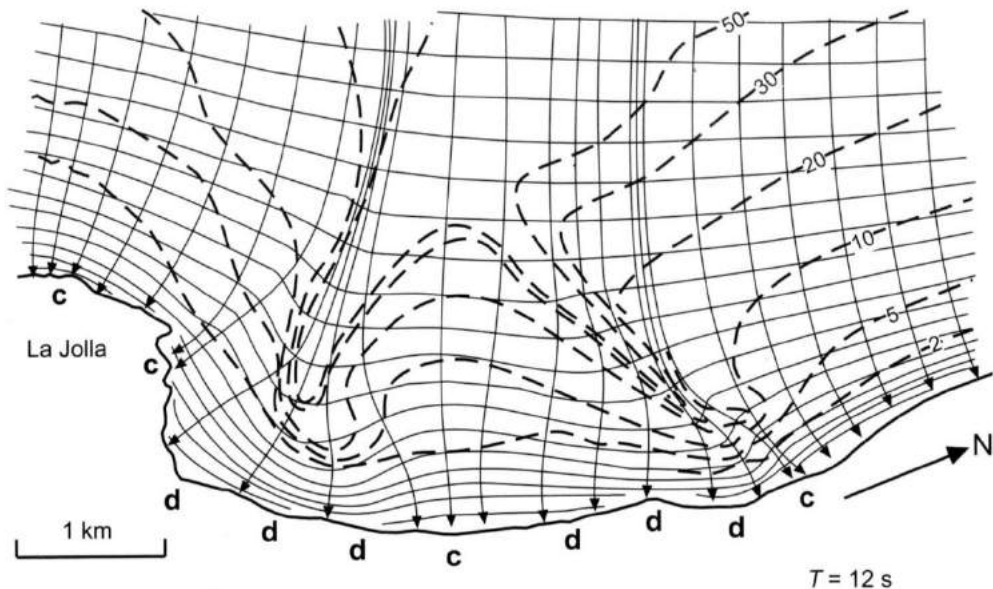


Figura 3.12 – Refracția valurilor pe un țărm accidentat, cuprinzând canioane submarine, La Jolla, California (modificat după Munk și Traylor, 1947).

3.6.4 Difrakția valurilor

Difrakția valurilor reprezintă procesul de schimbare (rotire) a direcției de propagare a valurilor în urma interceptării de către acestea a unui obstacol: banc submers, recif, dig, insulă. În difrakția valurilor cel mai important proces este cel de transfer a energiei valurilor în lungul crestei, dinspre sectorul de val afectat direct de obstacol către partea liberă a valului care se rotește (Briggs et al., 1995). În spatele obstacolului se creează o zonă de adăpost, dar difrakția valurilor permite energiei valurilor să se transmită și în zona de adăpost. Pe acest principiu, difrakția este principalul proces prin care energia valurilor pătrunde în locuri ferite precum golfuri semi-închise, spatele digurilor, intrarea în porturi. Ținând cont că difrakția reduce înălțimea și energia valurilor, rezultă că în general efectul ei asupra reliefului este unul constructiv, respectiv acumulativ. Pe țărmul românesc, difrakția are un rol important în evoluția reliefului acolo unde varietatea morfologiei submerse și a liniei țărmului este mare. Câteva exemple: (1) în cazul celor două insule barieră (I. Musura și I. Sacalin), difrakția contribuie la acumularea rapidă a sedimentelor nisipoase în prelungirea și în spatele capetelor sudice ale insulelor, (2) la sud de jetiurile gurii Sulina, valurile difractate controlează procesele de sedimentare intensă generând apariția unei succesiuni de bancuri, (3) în cazul brațului Sfântu Gheorghe, difrakția valurilor contribuie la procesul lent de deplasare către sud a gurii de vărsare și, de asemenea, generează curenți orientați spre amunte care pe malul sudic au împins capătul Sacalinului formând spituri recurbate care înaintează în amunte pe Dunăre cca. 1 km.

3.7 TRANSFORMAREA VALURILOR ÎN ZONA DE SPARGERE

3.7.1 Spargerea valurilor (Deferlare)

Odată cu intrarea în apele de țărm, începe transformarea valurilor, respectiv modificarea majorității caracteristicilor valurilor în paralel cu schimbarea progresivă a formei valului față de de profilul sinusoidal din zona de larg. La un moment dat, când valul se găsește deja în acvatoriul superficial, adâncimea apei devine prea mică pentru a mai permite deplasarea liberă a valurilor. **Spargerea valurilor** se produce atunci când viteza orizontală a particulelor de apă din creasta valului depășește viteza de deplasare a valului. Ca urmare, particulele de apă părăsesc forma valului, generând dezintegrarea acestuia în jeturi de apă, bule și spumă. Din punct de vedere cinematic spargerea valurilor reprezintă trecerea de la o mișcare orbitală a particulelor de apă la una lineară, generatoare de curenți. Astfel, spargerea valurilor este un proces capital în evoluția coastelor, deoarece atunci când un val se sparge energia lui este eliberată și apoi consumată în procesul de producere a curenților de țărm (curenți induși de valuri), de modelare a reliefului și de transport a sedimentelor (Masselink și Hughes, 2003). Zona de spargere a valurilor și fața plajei compun zona de disipare a energiei valurilor.

Adâncimea apei la care se sparg valurile depinde de înălțimea valurilor deferlante și de caracteristicile reliefului submers (ex: prezența barelor submerse). Indicele de spargere (γ) exprimă relația dintre înălțimea valului deferlant (în spargere) și adâncime:

$$\gamma = H_b/d_b \quad (3.22)$$

unde, H_b = înălțimea valului deferlant d_b = adâncimea la care se produce spargerea valurilor. Valoarea medie a indicelui de spargere este $\gamma = 0.78$, dar variază în funcție de configurația substratului între 0.6 (fund plat) și 1.1 (țărșm submers cu bare și șanțuri).

Există patru tipuri majore de deferlare a valurilor, controlate în special de panta țărșmului în zona de spargere (Fig. 3.13):

- Deferlarea prin **revărsare** pe frontul valului (spilling) se produce pe țărșmurile cu pante mici. În acest caz frontul de avansare a valurilor ajunge gradual tot mai înclinat până când creșta valului devine parțial instabilă, astfel încât vârful creștei începe să alunecă (să se reverse) pe frontul de avansare. Este o deferlare incompletă, valul continuând să se deplaseze în acest tip de spargere până pe fața plajei. În timpul unei furtuni, pe suprafața mării, în larg, au loc doar spargerii prin revărsare, datorită împingerii exercitată asupra ei de către viteza vântului superioară vitezei de deplasare a valului; acest proces se numește **albirea valurilor** (white-capping).
- Deferlarea prin **plonjare** (plunging) este tipul cel mai spectacular de spargere și de asemenea cel mai frecvent întâlnit. Se produce pe țărșmuri cu pante medii, dar mai mari decât în primul caz (prin revărsare). Frontul valului se arcuiește, devine vertical, apoi pronunțat concav, iar creșta valului plonjează în față ca și cum ar fi o masă distinctă de apă. Spargerile prin plonjare produse pe țărșmurile cu pante mici sunt asociate în general valurilor de hulă cu perioade mari.
- Deferlarea prin **colapsare** (collapsing) este asemănătoare spargerii prin plonjare, cu diferența că atunci când frontul valului se ridică în poziție verticală are loc prăbușirea / colapsarea acestuia, fără arcuirea subsecventă a creștei valului. Acest tip de deferlare se produce pe sectoarele de țărșm submers cu pante mari.
- Deferlarea prin **inundare** (surging) se întâlnește pe plajele abrupte, în cazul valurilor cu pantă mică. În acest tip, frontul valului rămâne neted deoarece valul alunecă direct pe plajă fără a se sparge. În deferlările prin inundare o proporție însemnată a energiei valurilor este reflectată de plajă.

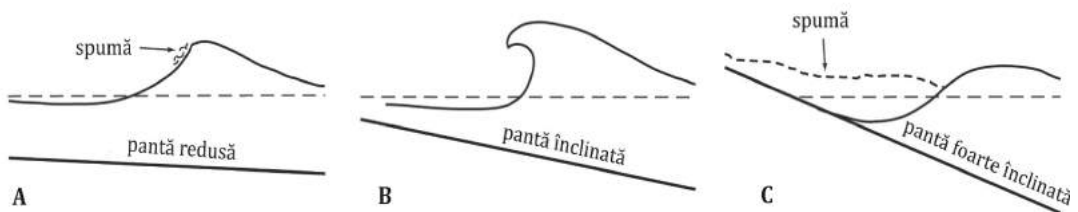


Figura 3. 13 – Cele trei tipuri majore de spargere a valurilor: **A.** prin împoșcare/revărsare (*spilling*), **B.** prin plonjare (*plunging*) și **C.** inundare (*surging*)

Mai mulți parametrii au fost inventați pentru a descrie tipul de spargere a valurilor, dintre care cel mai folosit este Numărul Iribarren ξ (Battjes, 1974):

$$\xi = \tan \beta / (H_b/L_o)^{0.5} \quad (3.23)$$

unde, $\tan \beta$ = panta țărmului submers în zona de spargere. Spargerea prin revărsare este specifică valorilor mici ale numărului Iribarren ($\xi < 0.4$), ceea ce presupune pante mici ale țărmului submers și valuri abrupte, cu perioade scurte. La celălalt capăt al spectrului de valuri deferlante se găsește deferlarea prin inundare ($\xi > 1$) specifică plajelor abrupte cu valuri incidente cu înălțime mică și perioadă mare. Spargerile prin plonjare și colapsare se produc pentru valori medii ale numărului Iribarren ($\xi: 0.4 - 1$) și de asemenea ale pantei plajei și parametrilor valurilor.

Pe țărmul românesc cu faleză, datorită pantelor din zona de spargere (pante mari și medii), induse de textura sedimentelor (nisip mediu și nisip grosier), valurile se sparg cel mai adesea prin colapsare și mai rar prin plonjare. Pe sectoarele de țărm care dezvoltă o față plajei puternic înclinată, în cazul valurilor mici de hulă se produc și deferlări prin inundare (ex: Vama Veche, 2 Mai, bariera Techirghiol). Pe țărmul Deltei Dunării, abundența nisipurilor fine a condus la dezvoltarea unor sectoare de spargere a valurilor cu pante mici și în general la apariția țărmurilor disipative și intermediare. Astfel tipul dominant de spargere este prin plonjare, în timp ce deferlarea prin revărsare se întâlnește pe sectoarele cu pante foarte reduse, precum țărmul Sulina, Cap Buival, Periteașca.

3.7.2 Reflecția valurilor

În cele mai multe cazuri energia valurilor este disipată complet în zona de spargere și pe fața plajei (swash). Totuși, în cazuri particulare ale morfologiei țărmului energia valurilor poate fi reflectată de către linia țărmului (fața plajei, faleză) asemănător reflecției luminii într-o oglindă sau a sunetului într-un perete sub forma ecoului. Această energie reflectată nu mai este consumată pentru producerea curenților de țărm sau pentru modelarea reliefului. În deferlările prin inundare ($\xi > 1$) se produce fenomenul de **reflecția valurilor**, datorat în primul rând pantei mari a feței plajei sau liniilor de țărm verticale reprezentate de diguri și sectoare de faleze. În cazul particular al valurilor infragravitaționale (vezi cap. 3.7.3), acestea se pot reflecta chiar și pe țărmurile disipative nisipoase cu pante mici (Masselink și Hughes, 2003).

Întrucât după reflecție valurile își păstrează perioada, interacțiunea dintre valurile reflectate și valurile progresive incidente conduce la apariția **valurilor staționare**. Prin definiție, valurile staționare sunt produsul a două valuri cu perioade identice călătorind în direcții opuse care anulează orice deplasare netă orizontală (Holthuijsen, 2007). Particulele de apă continuă să se deplaseze vertical și orizontal, fără însă a mai descrie traiectorii orbitale precum în cazul valurilor progresive. Se formează astfel linii stabile în lungul cărora nu se produc oscilații verticale (*noduri*) despărțite de fâșii care cunosc ample

mişcări verticale, devenind când crește când șanțuri (*antinoduri*) (Fig. 3.14). În cadrul nodurilor, deplasarea orizontală (viteza curenților transversali) este maximă, dar nivelul apei nu se schimbă, în timp ce în antinoduri excursia verticală a nivelului este maximă, iar mișcarea orizontală a apei este minimă. Reflecția valurilor infragravitaționale este un proces important presupus a fi implicat în formarea barelor submerse longitudinale; barele se formează pe poziția antinodurilor dacă transportul sedimentar este predominant de fund sau pe poziția nodurilor dacă principalul mod de transport al sedimentelor este în suspensie (Holman și Bowen, 1982).

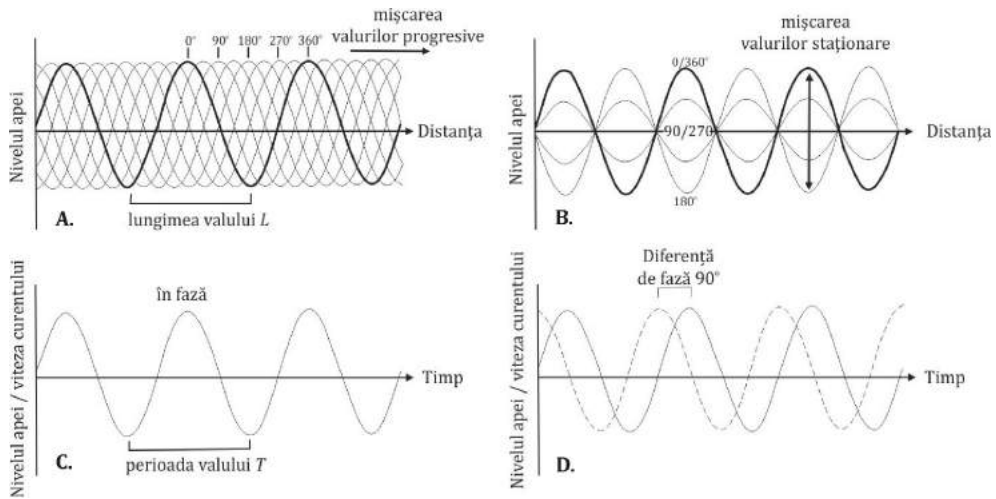


Figura 3.14 - Mișcarea valurilor progresive și staționare (după Brown și colab., 1997).

3.7.3 Valurile infragravitaționale

Analiza spectrală a datelor de valuri indică frecvent existența unui maxim energetic secundar pentru frecvențe mai mici decât ale valurilor de vânt ($f = 1/T$; $f \geq 0.1$ Hz) și hulei ($f: 0.07 - 0.14$ Hz). Acest input energetic se datorează valurilor infragravitaționale caracterizate de perioade cuprinse între 20 secunde și 5 minute. Valurile infragravitaționale sunt generate de interacțiunile nelineare dintre grupurile de valuri în zona de spargere a țărmlui, de unde rezultă că energia lor este direct proporțională cu energia valurilor incidente din acvatoriul țărmlui. Înălțimea valurilor infragravitaționale din zona de spargere este de 20-60 % din înălțimea valurilor incidente din larg (Guza și Thornton, 1985).

O caracteristică importantă a valurilor infragravitaționale este creșterea graduală a energiei lor în profil transversal prin zona de spargere pe măsură ce se apropie de linia țărmlui. În paralel, energia valurilor incidente descrește în cadrul zonei de spargere către linia țărmlui. Dependența înălțimii valurilor infragravitaționale de înălțimea valurilor incidente și gradientii opuși de creștere/descreștere a energiei valurilor infragravitaționale / gravitaționale în cadrul zonei de spargere, au efecte majore pe măsură ce marea devine

agitată. În condiții de furtună, zona de spargere se lățește pentru a permite disiparea valurilor, astfel că valurile cele mai înalte se sparg la distanțe mari de linia țărmului. Pe de altă parte, energia infragravitațională nu este disipată în zona surf deoarece lungimea mare a valurilor infragravitaționale împiedică spargerea lor. Din manifestarea simultană a celor două procese în timpul furtunilor, rezultă ca valurile infragravitaționale pot domina deplasarea apei în cadrul părții interioare a zonei de spargere, având un impact morfodinamic semnificativ și generând ridicări periodice ale nivelului local al mării care permit valurilor incidente de furtună să atace plaja înaltă, dar și baza dunelor sau a falezei (Masselink și Hughes, 2003).

3.8 VALURI EXCEPȚIONALE

3.8.1 Interacțiunea valuri - curenți

Pescarii și alte categorii de navigatori din zona gurilor de vărsare ale râurilor cunosc că aici se formează valuri foarte periculoase pentru ambarcațiunile mici. Această situație se întâlnește atât pentru i) gurile fluviale din zone micromareice cât și pentru ii) estuare (în care scurgerea fluvială este puțin importantă) sau iii) golfuri prelungi și înguste (ex: fiorduri) dezvoltate pe țărmuri mezo- și macromareice. Aceste valuri, înalte și abrupte, apar datorită interacțiunilor dintre valurile incidente, propagate dinspre larg, și curenții fluviali sau curenții mareice de reflux. În cazul gurilor de vărsare fluviale pe țărmuri non-sau micromareice curenții fluviali puternici, prelungiți în domeniul marin, acționează continuu cu viteze dictate de variațiile debitului și secundar de regimul eolian; de aceea, există mereu sectoare în care valurile incidente se propagă în contra curentului fluvial. În celălalt caz astfel de interacțiuni se produc doar la reflux.

Dacă un grup de valuri se propagă din larg unde presupunem că nu sunt curenți (punctul A) către zona gurii de vărsare a unui fluviu unde acționează curenți puternici orientați paralel cu direcția de deplasare a valurilor dar de sens contrar (punctul B), atunci trebuie să admitem că în cele două regiuni (A și B), perioada valurilor rămâne neschimbată conform teoriei lineare a valurilor:

$$T = L_0/C_0 = L/C = L/(C_0 - u) \quad (3.24)$$

unde: L_0 și C_0 = lungimea și viteza valurilor în larg, L și C = lungimea valurilor în zona de acțiune a curenților fluviali, iar u = viteza curentului.

Deoarece $C = C_0 - u$, rezultă că $C < C_0$ și implicit $L < L_0$. Fluxul energiei valurilor rămâne constant, dar el depinde de viteza grupurilor de valuri și de înălțimea acestora (ecuația 3.14), astfel că odată cu încetinirea deplasării valurilor se produce o creștere a înălțimii acestora (H):

$$H = [C_0/(C_0 - u)]^{0.5} \cdot H_0 \quad (3.25)$$

În consecință, în cazurile precizate de acțiune a curenților, valurile devin mai scurte și mai înalte cunoscând creșteri spectaculoase ale pantei care induc riscuri în navigație și creșterea frecvenței proceselor de spargere a valurilor.

În cele mai multe cazuri interacțiunea valuri - curenți se suprapune acvatoriilor puțin-adânci, ceea ce amplifică creșterea înălțimii și pantei valurilor datorită efectului de shoaling (cap. 3.6.1) din zona estuarelor. Astfel de modificări apar la fel de pronunțat, doar în timpul refluxului, și pentru deltele mareice (dezvoltate de o parte și de alta a porțișelor barierelor litorale) care de asemenea prezintă bare. Cele mai mari modificări ale valurilor într-o zonă de vărsare se produc în dreptul crestei barei gurii, unde adâncimile mici (-1m...-4m) determină pe de o parte accelerarea vitezei curenților fluviali, iar pe de altă parte o creștere bruscă a înălțimii și asimetriei valurilor. În cazul gurilor Dunării, există diferențe de la un distributar la altul. De exemplu, la gura Sulina adâncimile mari inhibă procesele de shoaling, în schimb viteza mare a curentului fluvial (rezultat al canalizării brațului și menținerii artificiale a unei secțiuni active de scurgere de suprafață mică), este responsabilă pentru valurile abrupte formate chiar și în condiții de mare relativ calmă. La gura Sfântu Gheorghe, zonă neafectată de intervenții antropice, se dezvoltă o bară a gurii proeminentă (adâncimea medie -2m) cu un flanc abrupt către larg, astfel încât creșterea înălțimii valurilor datorită interacțiunilor valuri-curenți este mult amplificată în dreptul barei gurii de către efectul de shoaling.

3.8.2 Seișe

Seișele sunt valuri staționare formate în corpuri de apă închise sau parțial închise; practic, seișele se produc în lacuri dar și în golfuri, estuare și porturi deschise la unul din capete către bazinele marine. Sunt efectul rezonanțelor provocate în corpul de apă de către variații bruște ale presiunii aerului sau ale vântului, sau mai rar de către activitatea seismică și tsunami. Rezultă o mișcare armonică verticală care generează o undă ce va traversa lungimea bazinului acvatic cu o viteză depinzând de adâncimea acestuia. Reflecțiile repetate ale undei produc interferențe derivate din intersecția a două valuri progresive călătorind în direcții opuse, mai exact valuri staționare cu unul sau mai multe noduri (linii în lungul cărora nu se produce nici o mișcare verticală) și antinoduri, reprezentând linii care suportă doar mișcări ample verticale, devenind alternativ creste și șanțuri. Perioada seișelor este determinată de relieful bazinului (mărime, formă, adâncime), iar pentru cazul comun în care adâncimea este mai mică decât a zecea parte din lungimea bazinului ($d < l/10$), rezultă:

$$T = 2l/(gd)^{0.5} \quad (3.26)$$

unde, l și d = lungimea și adâncimea medie a bazinului. În cadrul Oceanului Planetar, seișele se produc nu doar în golfuri și estuare, ci și în Marea Nordului, Marea Adriatică sau Marea Baltică, unde prin înălțarea nivelului mării au contribuit la inundarea Veneției și Sankt Petersburg.

CAPITOLUL 4

MAREELE

Principalele fluctuații ale nivelului mărilor și oceanelor sunt reprezentate de marea. Ele au fost descrise plastic de către Defant (1958) ca ”bătaile inimii oceanului, un puls care poate fi simțit în toată lumea” (Komar, 1998).

Mișcările mareice regulate ale apei mărilor și oceanelor constituie o atracție specială, ele fascinând imaginația umană încă din cele mai vechi timpuri. În Antichitate, mările aveau o semnificație religioasă, fiind privite ca o manifestare terestră palpabilă a puterii zeilor (oamenii antici erau capabili să relaționeze mișcările regulate ale mării cu mișcările Lunii și Soarelui). Primele însemnări referitoare la marea apar odată cu observațiile lui Herodot asupra Mării Mediterane (450 B.C.) și ale lui Pytheas (astronom și navigator grec) asupra legăturii dintre înălțimea mareelor și poziția Lunii (300 B.C.). Înțelegerea mareelor se bazează pe lucrările matematicienilor Isaac Newton (în lucrarea *Philosophiae Naturalis Principia Mathematica*, prezintă forțele astronomice fundamentale care produc valuri în cadrul unui ocean uniform, cu adâncime infinită), Pierre-Simon Laplace (în lucrarea *Mecanique celeste*, prezintă ecuațiile hidrodinamice fundamentale care guvernează comportamentul valurilor cu lungimi mari în cadrul oceanelor cu adâncime finită) și William Thomson, Lord Kelvin (a demonstrat că ecuațiile lui Laplace pot descrie mările în cadrul bazinelor oceanice naturale înconjurate de margini continentale). În prezent, odată cu progresele înregistrate în domeniul oceanografiei fizice, avem nenumărate motive practice și științifice de cunoaștere și înțelegere a dinamicii apelor mărilor și oceanelor.

Variațiile nivelului mării cuprind atât mările astronomice, generate de forțele gravitaționale ale Lunii și Soarelui, cât și alte schimbări de scurtă durată ale nivelului apei (numite, uneori, marea meteorologică) produse, spre exemplu, de vânturi puternice (*storm surge*) sau de fluctuații ale presiunii. În cuprinsul acestui capitol, termenul de marea face referire doar la mările astronomice.

Mările reprezintă creșteri și scăderi periodice ale nivelului mediu al apei în cadrul mărilor și oceanelor generate de atracția gravitațională dintre Pământ, Soare și Lună. În principiu, ele se prezintă ca niște valuri ritmice cu lungimi și perioade foarte mari (lungimi de mii de kilometri, perioade de o jumătate de zi sau o zi și înălțimi care pot depăși 15 m). Creșterea și scăderea nivelului mediu rezultă din mișcările pe orizontală ale apei (curenți mareici) în cadrul valului mareic. Componenta ascendentă poartă denumirea de flux (*high tide / flow*), în timp ce componenta descendentă se numește reflux (*low tide / ebb*). Principalele caracteristici ale mareelor sunt reprezentate de tipul mării (numărul de cicluri

Oceanografie Fizică

mareice flux / reflux din timpul unei zile) și amplitudinea mareică (*tidal range*) sau diferența dintre înălțimile fluxului și refluxului. Mareele pot fi observate cu greu în largul oceanelor, însă procesele mareice (în special curenții mareici) sunt dominante în cadrul selfurilor continentale puțin adânci, în apropierea coastelor și în estuare.

4.1 GENERAREA MAREELOR

Forțele care generează mareele sunt complexe. Acestea sunt imprimare asupra Pământului și iau naștere dintr-o combinație între gravitație și mișcare exercitate între Pământ, Lună și Soare.

4.1.1 Teoria echilibrului

Teoria echilibrului se bazează pe teoria gravitației enunțată de Newton, cuantificarea forțelor gravitaționale implicate în sistemul Pământ – Lună – Soare conducând la o primă înțelegere a comportamentului mareelor. Cele mai importante supoziții făcute de Newton în formularea acestei teorii sunt următoarele: i) continentele nu au vreo influență, Pământul fiind acoperit de un ocean cu adâncime constantă; ii) nu există inerție în sistem, iar oceanele răspund imediat la forța generatoare de maree; iii) forța Coriolis și efectele de frecare între apa oceanului și fundul oceanic pot fi neglijate. Teoria echilibrului pune accentul pe înțelegerea completă a factorilor astronomici care controlează forțele gravitaționale: relațiile de fază dintre Lună și Soare, variațiile distanței dintre acestea și Pământ și variațiile declinației și poziției lor.

Această teorie neglijează câteva aspecte complexe ale mareelor și, de aceea, nu poate fi utilizată pentru predicția exactă a mareelor în diferite locații de pe glob. Totuși, ea oferă un model foarte bun al fenomenelor mareice de bază și poate fi utilizată pentru predicția comportamentului general al mareelor în cadrul mărilor și oceanelor. Mai târziu, vom face referire la teoria dinamicii mareelor, care ia în considerare variabilele neglijate de teoria echilibrului.

Forța gravitațională este derivată din legea atracției universale a lui Newton, care spune că orice particulă cu masă din univers atrage orice altă particulă cu masă. Forța gravitațională este exprimată matematic:

$$F_g = G m_1 m_2 / R^2 \quad (4.1)$$

unde F_g = forța gravitațională, G = constanta gravitațională universală (6.672×10^{-11} N m² kg⁻²), m_1 și m_2 sunt masele celor două corpuri luate în considerare, iar R este distanța dintre centrele de masă ale fiecărui corp. Forța gravitațională este direct proporțională cu masa celor două corpuri și invers proporțională cu pătratul distanței dintre acestea. De aceea, forța generatoare de maree pe Terra este dominată de atracția gravitațională a Lunii și Soarelui, din cauza distanței mici față de Lună și masei foarte mari a Soarelui.

1. Sistemul Pământ – Lună

Pentru a înțelege cum sunt influențate oceanele de către forțele generatoare de maree, vom analiza influența forței de gravitație și a forței centripete asupra obiectelor de pe Pământ în cadrul sistemului Pământ – Lună (vom ignora, pentru moment, influența Soarelui).

Pământul și Luna formează un sistem care se rotește în jurul unui centru comun de greutate (numit baricentru – vezi Fig. 4.1a) în 27.32 zile. În timp ce Pământul și Luna orbitează în jurul baricentrului, accelerația fiecărei particule de pe Pământ (și Lună) este însoțită de o forță gravitațională necesară pentru a își menține mișcarea orbitală. Această forță se numește **forță centripetă** (F_c), derivă din ecuația 4.1 și, în cazul sistemului Pământ – Lună, se exprimă ca:

$$F_c = G m_P m_L / R^2 \quad (4.2)$$

unde m_P și m_L reprezintă masa Pământului și, respectiv, a Lunii. Deoarece fiecare particulă de pe Pământ descrie aceeași orbită și are aceeași accelerație, forța centripetă are aceeași intensitate și direcție în cazul fiecărei particule, fiind întotdeauna paralelă cu planul rotației sistemului Pământ – Lună (Fig. 4.1b).

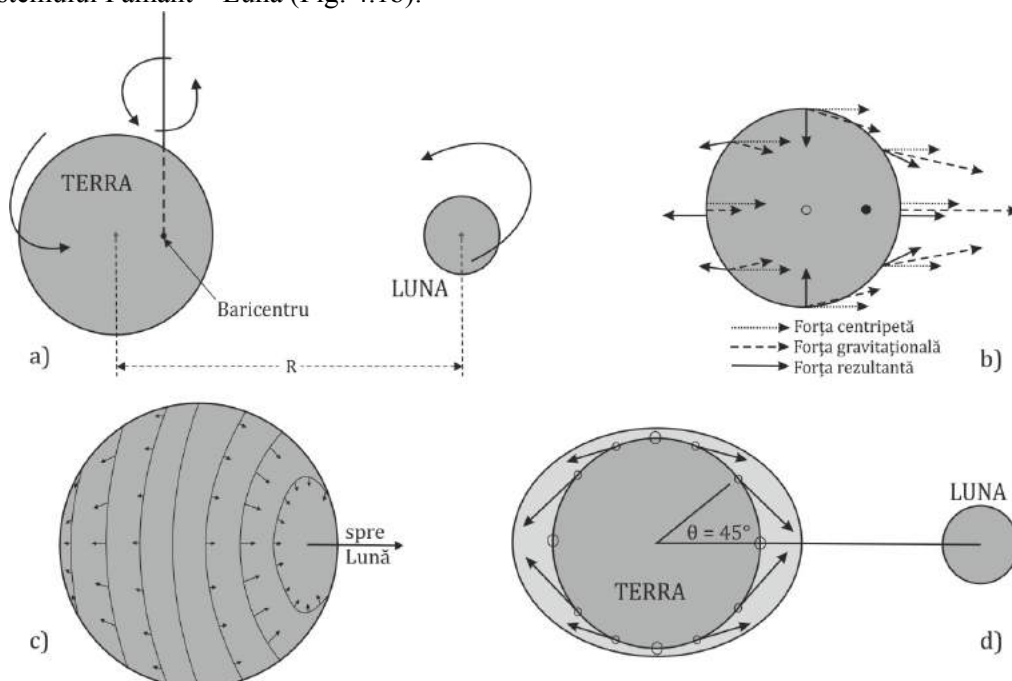


Figura 4.1 – a) Sistemul Pământ / Lună și centrul comun de greutate (baricentru); b) Forțele generatoare de maree: centripetă, gravitațională și rezultantă (adaptată după Masselink și colab., 2011); c) Distribuția globală a forței tractive (adaptată după Komar, 1998); d) Magnitudinea și direcția forței tractive cu formarea celor două creșteri mareice (adaptată după Masselink și colab., 2011).

Oceanografie Fizică

Forța gravitațională locală (F_{gl}) depinde însă de locația fiecărei particule. Din ecuația 4.1 reiese că:

$$F_{gl} = G m_P m_L / (R \pm r)^2 \quad (4.3)$$

unde r reprezintă distanța dintre centrul Pământului și punctul de interes de pe suprafața acestuia ($-r$ pentru punctele aflate către Lună și $+r$ pentru punctele aflate în partea opusă). Forța gravitațională locală este mai mare pentru locațiile aflate mai aproape de Lună și este orientată către centrul de greutate al acesteia, creând, de cele mai multe ori, un anumit unghi față de forța centripetă (Fig. 4.1b).

Diferențele locale ale F_c și F_{gl} sunt responsabile pentru formarea mareelor. Oceanul aflat pe partea dinspre Lună a Pământului va avea o mică accelerație deoarece $F_{gl} > F_c$, în timp ce pe partea opusă va avea o mică accelerație deoarece $F_{gl} < F_c$. Aceste accelerații implică o forță denumită **forță generatoare de maree** (F_m), care este vectorul rezultat al F_c și F_{gl} :

$$F_m = (\pm r) 2G m_P m_L / R^3 \quad (4.4)$$

Forța generatoare de maree rezultantă este pozitivă și este direcționată către Lună pe partea orientată către Lună a Pământului și este negativă și direcționată în sens invers pe cealaltă parte (Fig. 4.1b). Variațiile locale ale F_m sunt compensate de către forța de atracție a Pământului, care acționează asupra oceanului și este direcționată pretutindeni către centrul Pământului (atracția gravitațională a acestuia asupra oceanului este de 10^7 ori mai mare decât forța generatoare de maree a Lunii – Masselink și colab., 2011).

De fapt, componenta vectorială a F_m , care este tangențială la suprafața Pământului, este cea care atrage suprafața oceanului, inducând două creșteri ("bombări") ale nivelului acestuia pe fiecare parte a Terrei, aceste creșteri fiind aliniată cu Luna (Fig. 4.1c și d). Rotația Pământului în jurul axei sale conduce la deplasarea acestor "bombări" în jurul Terrei sub forma valurilor mareice, care vor traversa oceanul de la est la vest. Componenta tangențială a forței generatoare de maree se numește **forță tractivă** (F_t) și este exprimată ca:

$$F_t = (3 m_L r^3 / 2 m_P R^3) g \sin 2\theta \quad (4.5)$$

unde g este accelerația gravitațională, iar θ este unghiul format între orice punct de pe suprafața Terrei și linia care unește centrele Pământului și Lunii (Fig. 4.1d). Forța tractivă are valori maxime pentru $\theta = 45^\circ$ și descrește către zero pe măsură ce θ se apropie de 0° sau 90° , unde atracția gravitațională a Terrei se opune direct forței generatoare de maree a Lunii (Fig. 4.1d). Înclinarea suprafeței apei din cadrul celor două "bombări" este menținută ca urmare a echilibrului creat între forța tractivă și forța gradientului de presiune (Masselink și colab., 2011; Komar, 1998).

În timp ce Pământul și Luna se rotesc în jurul centrului de greutate comun,

Pământul se rotește și în jurul axei sale în direcție opusă acelor de ceasornic în 24 ore. În cadrul unei rotații, un observator aflat pe suprafața Terrei va vedea două fluxuri de aceeași înălțime în momentul trecerii celor două valuri mareice amintite mai sus, separate de două refluxuri (înălțimea fluxurilor și refluxurilor este diferită în funcție de latitudine, fiind maximă la Ecuator și descrescând spre cei doi Poli). Datorită mișcării orbitale a Lunii în jurul Terrei în aceeași direcție cu mișcarea Pământului în jurul axei sale, apare un decalaj de aproximativ 50 minute între trecerile consecutive ale aceleiași val mareic prin dreptul unui punct. În consecință, observatorul va vedea că momentele fluxului și refluxului sunt decalate cu aproximativ 50 minute față de ziua precedentă sau, cu alte cuvinte, fiecare maree lunară are loc după aproximativ 12 ore și 25 minute față de cea precedentă (*maree semidiurnă*).

Pentru o perioadă mai mare de timp, observatorul va vedea că există anumite variații în ceea ce privește înălțimea mareelor lunare. O categorie de variații apare datorită excentricității orbitei Lunii în jurul Pământului. Această orbită este eliptică, Luna aflându-se cel mai aproape de Terra la perigeu (357.000 km) și în cel mai îndepărtat punct la apogeu (407.000 km). Având în vedere că forța mareică este dependentă de distanță, această variabilitate a distanței Pământ – Lună are un efect direct asupra mareelor lunare, cu o periodicitate de 27.6 zile. Astfel, mareele lunare vor fi mai înalte la perigeu și mai joase la apogeu.

Alte variații ale înălțimii mareelor lunare apar datorită declinației Lunii, respectiv înclinației de până la 5° existente între planul orbitei sistemului Pământ – Lună și planul Ecuatorului. Astfel, poziția Lunii deasupra Terrei variază între 28.5° latitudine nordică și sudică. Coroborat cu mișcarea Pământului în jurul axei sale, apar variații zilnice ale magnitudinii fluxului și refluxului. În consecință, în cursul unei zile, se vor înregistra un flux înalt și un flux mai puțin înalt. Variațiile diurne maxime ale amplitudinii mareice în cadrul unui ciclu lunar al Lunii apar atunci când aceasta este poziționată între cele două tropice (mareele care înregistrează o inegalitate diurnă se numesc *maree tropicale*), iar variațiile diurne minime apar când Luna se află în dreptul Ecuatorului (mareele cu cea mai mică inegalitate diurnă se numesc *maree ecuatoriale*). În concluzie, în cadrul unei rotații complete a sistemului Pământ – Lună în jurul baricentrului în 27.3 zile, putem observa două maree tropicale și două maree ecuatoriale.

2. Sistemul Pământ – Soare

Raționamentul folosit pentru explicarea forței generatoare de maree a Lunii este aplicabil și forței generatoare de maree a Soarelui. Folosind ecuațiile 4.1 și 4.4, ajungem la concluzia că forța generatoare de maree a Soarelui reprezintă aproximativ 27/59 (46%) comparativ cu cea a Lunii din cauza distanței foarte mari a acestuia față de Pământ (Masselink și colab., 2011; Davidson-Arnott, 2010). Asemănător Lunii, Soarele produce creșteri ale nivelului oceanului atât pe partea orientată către acesta a Terrei, cât și pe partea opusă. Valurile mareice generate de forța gravitațională a Soarelui sunt mult mai mici în

Oceanografie Fizică

comparație cu cele induse de forța Lunii (aproximativ jumătate). Mareele solare se deplasează către vest în jurul globului, în timp ce Pământul se rotește către est, având o perioadă de 12 ore (maree semidiurne).

Orbita sistemului Pământ – Lună în jurul Soarelui este eliptică, Terra aflându-se cel mai aproape de acesta la periheliu (148.5 mil. km) și în punctul cel mai îndepărtat la afeliu (152.2 mil. km). Variațiile orbitei au o perioadă de 366.5 zile. Aproximativ jumătate din această perioadă, forța generatoare de maree a Soarelui este mai mare decât media, astfel încât, în cele șase luni ale anului centrate pe luna ianuarie (la periheliu), mareele vor fi ușor mai înalte. În cadrul celeilalte perioade, forța Soarelui este mai mică decât media, conducând la maree puțin mai joase în cele șase luni ale anului centrate pe luna iulie (la afeliu).

Există o înclinație de 23.5° între planul orbitei sistemului Pământ – Lună în jurul Soarelui și planul Ecuatorului, numită declinație solară, efectul acesteia fiind similar cu cel al declinației Lunii, explicat anterior. Poziția Soarelui deasupra Pământului variază în 365.25 zile între cele două tropice, acesta situându-se deasupra tropicelor în timpul solstițiilor (21 iunie și 21 decembrie) și deasupra Ecuatorului în timpul echinocțiilor (21 martie și 21 septembrie). În timpul solstițiilor, valurile mareice produse de influența Soarelui vor amplifica puțin inegalitățile diurne ale amplitudinii mareice provocate de declinația Lunii, iar în timpul echinocțiilor acest lucru nu se va întâmpla. Există, de asemenea, o mică schimbare (precesie) a declinației Lunii în comparație cu cea a Soarelui, care produce o mică variație a mareelor cu o periodicitate de 18.6 ani (Cherniawsky și colab., 2010).

3. Interacțiunea mareelor solare și lunare

Poziția Pământului și a Lunii în raport cu Soarele determină anumite variații ale amplitudinii mareelor. Figura 4.2 prezintă magnitudinile relative ale creșterilor mareice lunare și solare, precum și poziția acestora în funcție de fazele Lunii. Astfel, în cazul în care cele trei astre sunt coliniare (conjuncție / lună nouă sau opoziție / lună plină), forțele generatoare de maree ale Soarelui și Lunii acționează în aceeași direcție (sunt fazate), iar creșterile nivelului oceanului datorate acestora sunt aliniate și se cumulează (interferență constructivă⁷), conducând la producerea mareelor cu amplitudine maximă numite **maree de sizigi** (*spring tide*) – Fig. 4.2a.

În caz contrar, atunci când Soarele și Luna sunt în quadratură (corespunzător fazelor Lunii: primul și ultimul pătrar), cele două forțe generatoare de maree formează unghiuri drepte una față de cealaltă (sunt defazate), anulându-și în oarecare măsură influența asupra mareelor (interferență distructivă⁸). Astfel, se produc maree cu

⁷ Interferența constructivă apare atunci când două valuri (sau, în cazul nostru, două "bombări") se suprapun creastă peste creastă și șanț peste șanț.

⁸ Interferența distructivă apare atunci când două valuri (sau, în cazul nostru, două "bombări") se suprapun creastă peste șanț și șanț peste creastă.

amplitudini minime numite **maree de cuadratură** (*neap tide*) – Fig. 4.2b. Această variație, de la marea de sizigi la marea de cuadratură, are o durată de aproximativ 2 săptămâni (14.75 zile). Teoretic, conform teoriei echilibrului, în care Pământul este acoperit complet de un ocean, mareele de sizigi sunt cu aproximativ 20% mai mari decât amplitudinea medie, iar mareele de cuadratură sunt cu 20% mai mici (Komar, 1998).

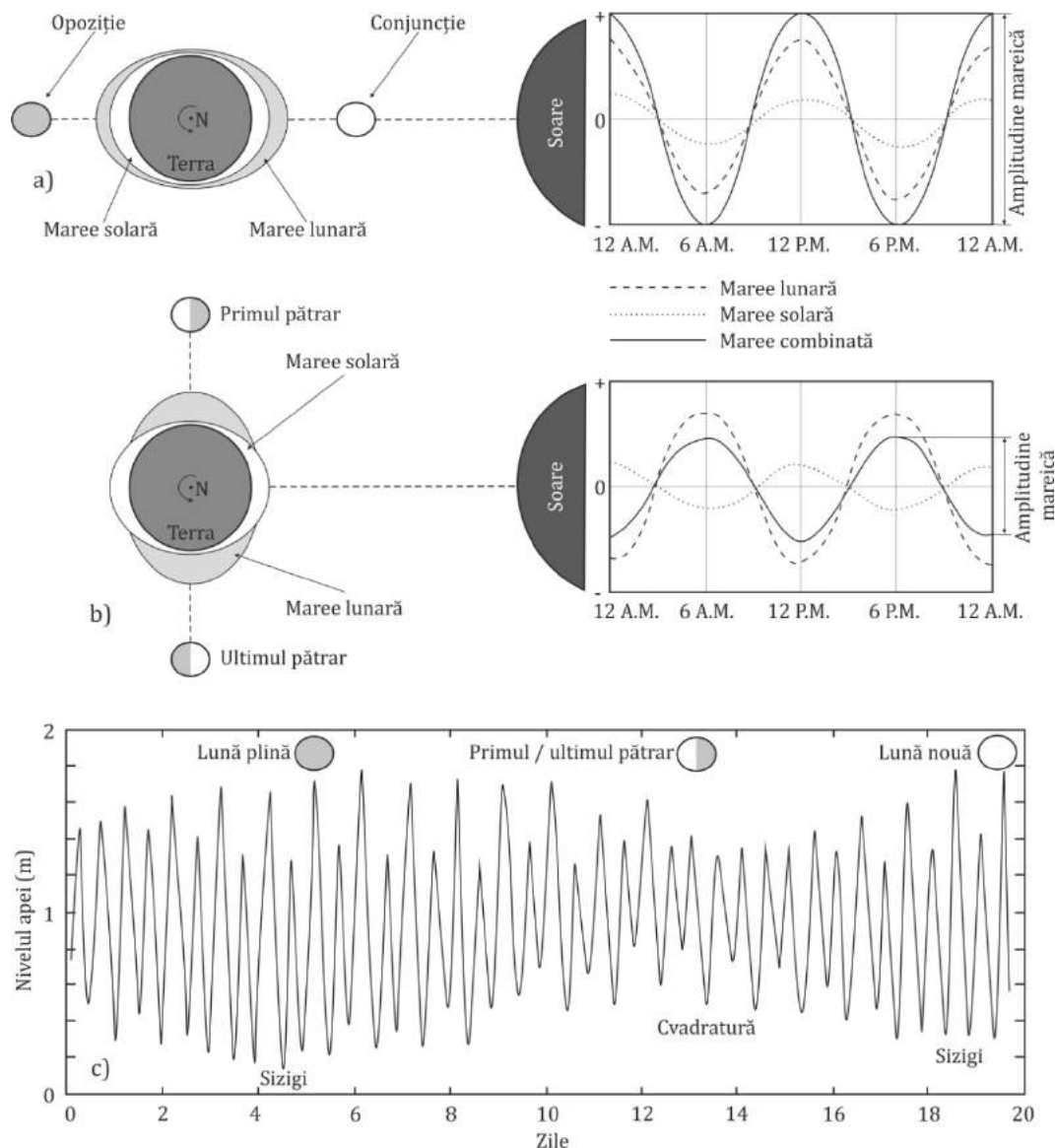


Figura 4.2 – Maree corespunzătoare diferitelor poziții ale sistemului Pământ – Lună – Soare, rezultate din interacțiunea mareelor lunare și solare (vezi graficele din dreapta): a) Lună nouă (conjunție) și lună plină (opozitie) – maree de sizigi; b) Primul și ultimul pătrar – maree de cuadratură; c) Înregistrare a mareelor timp de 20 zile, demonstrând relația cu fazele Lunii (adaptată după Masselink și colab., 2011; Open University, 2008; Thurman și Trujillo, 2004).

Maree de sizigi mai înalte decât în mod normal se produc atunci când Luna se află la perigeu, fiind în același timp coliniară cu Pământul și Soarele (*maree de sizigi perigeene*). Acest lucru conduce la creșterea cu cca. 40% a amplitudinii mareice. Cele mai înalte maree de sizigi se produc atunci când se combină efectele celor mai importante forțe generatoare de maree (odată la 1600 ani): simultan Soarele este la periheliu, Soarele și Luna sunt în conjuncție sau opoziție (maree de sizigi) și atât Soarele, cât și Luna au declinație zero.

4.1.2 Teoria dinamicii

Teoria echilibrului nu poate fi folosită pentru predicția exactă a mareelor într-o anumită locație din cauza faptului că există anumite caracteristici locale pe glob care influențează comportamentul acestora, iar inexistența inerției și a forțelor de frecare în cadrul maselor de apă sunt prea restrictive în cazul acestei teorii. Principalele minusuri sunt legate de faptul că amplitudinea mareică estimată cu ajutorul teoriei echilibrului este mai mică decât cea observată și nu este constantă pe tot globul, având variații locale; fluxul se produce, în general, cu câteva ore înainte sau după trecerea Soarelui sau a Lunii, iar mareele de sizigi și cvadratură nu se produc întotdeauna în momentul fazelor corespunzătoare ale Lunii, existând un decalaj de o zi sau chiar mai mult față de acestea (Masselink și colab., 2011).

Teoria dinamicii este cea care ia în considerare factorii locali de pe glob care influențează comportamentul mareelor. A fost dezvoltată de către matematicieni ca Bernoulli, Euler și Laplace, care au folosit aceleași forțe generatoare de maree ca și Newton, însă au luat în considerare majoritatea factorilor ignorați în teoria echilibrului. Principala premisă a acestei teorii este că cele două "bombări" despre care am discutat în secțiunea anterioară se comportă ca niște valuri cu lungimi mari (asemănătoare valurilor de tip tsunami) sau valuri de adâncime mică (*shallow water waves*). Aceste valuri mareice sunt produse de forțele generatoare de maree ale Lunii și Soarelui și se deplasează de la est către vest.

Adâncimea limitată a oceanelor și faptul că acestea sunt împărțite în mai multe bazine, separate prin șelfuri cu adâncimi reduse și prin mase continentale neregulate și distribuite inegal la nivel global, fac ca valurile mareice să se propage diferit, Oceanul Planetar fiind împărțit în mai multe sisteme numite **sisteme amfidromice**.

Într-un sistem amfidromic ideal, valul mareic (numit și val Kelvin) se deplasează în jurul centrului acestuia, realizând o mișcare completă într-o perioadă de timp egală cu perioada forței astronomice care generează valul. Mișcarea și amplitudinea valului sunt date de izocronale mareice, care radiază din centrul sistemului amfidromic, și de izohipsele mareice, care formează cercuri concentrice în jurul acestuia. **Izocronalele mareice** (*co-tide / co-phase lines*) indică locațiile cu același timp de trecere a valului mareic (unde fluxul are loc simultan) și pot fi exprimate în unități de timp sau în grade ale unui cerc. **Izohipsele mareice** (*co-range lines*) unesc locațiile cu aceeași amplitudine mareică, iar valoarea lor crește odată cu depărtarea de centrul sistemului amfidromic (amplitudinea mareelor este nulă în centru și maximă la periferie). Forța Coriolis și forța gradientului de presiune fac

ca sensul de rotație al crestei unui val mareic în cadrul unui bazin oceanic să fie sensul acelor de ceasornic în emisfera sudică și sens invers în emisfera nordică.

Sistemele amfidromice majore din cadrul Oceanului Planetar și circulația acestora sunt prezentate în Figura 4.3. Valuri mareice ideale de tipul celor prezentate mai sus apar foarte rar, fiind caracteristice sistemelor amfidromice din largul bazinelor oceanice de dimensiuni mari. În realitate, teoria dinamicii mareelor nu poate lua în calcul efectul complex al topografiei costiere, care conduce la scăderea energiei valurilor mareice ca urmare a forțelor de frecare exercitate de fundul oceanic: trecerea în acvatoriul mai puțin adânc și refracția acestora le afectează viteza și direcția de propagare, mai ales atunci când traversează șelfuri continentale foarte extinse. Este cazul bazinelor marine mai mici și mai puțin adânci, care comunică cu bazinele oceanice alăturate, unde sistemele amfidromice sunt mult mai complicate. Aici, mareele reprezintă o interacțiune complexă dintre valurile Kelvin (sistemele amfidromice) din cadrul bazinelor mai mari și valurile reflectate (Kelvin sau libere) care pot fi amplificate de către topografia bazinelor de dimensiuni mai mici (Masselink și colab., 2011). În urma acestei interacțiuni (rezonanță mareică) apare un val staționar, care înregistrează cea mai ridicată mișcare verticală (sau cele mai mari amplitudini ale oscilației) la marginea bazinului, și un punct nodal, unde nu există mișcări verticale (Davidson-Arnott, 2010).

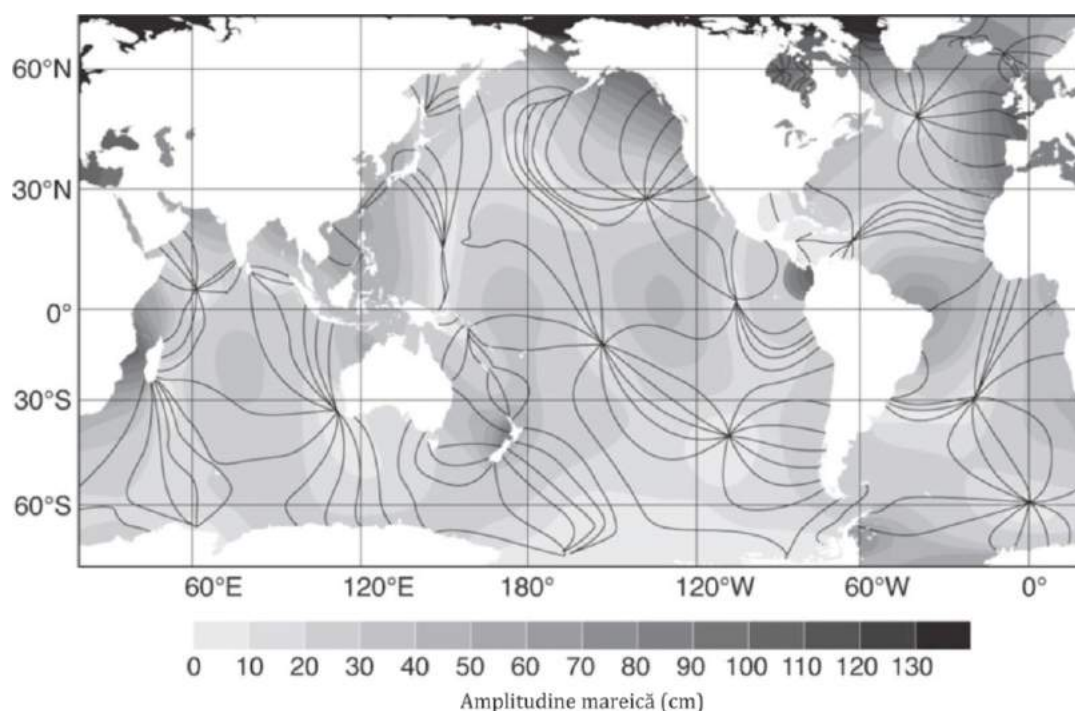


Figura 4.3 – Sistemele amfidromice din cadrul Oceanului Planetar identificate cu ajutorul izocronelor mareice (adaptată după Masselink și colab., 2011; Coughenour și colab., 2009).

Oceanografie Fizică

Astfel, marea reprezintă rezultatul interacțiunii mai multor valuri Kelvin cu înălțimi (amplitudini mareice) diferite. Amplitudinea mareică observată în aceste locații depinde de înălțimea celui mai important val Kelvin în locația respectivă și de distanța față de centrul sistemului amfidromic corespondent. De aceea, pentru predicția marelor în cadrul apelor costiere, este necesară o abordare empirică bazată pe o metodă matematică numită analiză armonică.

Așa cum am observat mai sus, marea este compusă din mai multe valuri mareice numite marea parțială, iar marea totală observată într-o anumită locație reprezintă efectul combinat al tuturor marelor parțiale din locația respectivă. Deoarece marea are o perioadă (frecvență) fixă, pot fi modelate prin însumarea marelor parțiale. Frecvența acestora poate fi obținută cu ajutorul teoriilor echilibrului și dinamicii. Înregistrările marelor (măsurători directe sau derivate din analiza sedimentelor) din trecut sunt utilizate pentru a determina amplitudinea și faza marelor parțiale. Amplitudinile, frecvențele și fazele marelor parțiale astfel obținute sunt însumate pentru predicția mării totale. Există șapte marea parțiale importante (primele șapte tipuri din Tabelul 4.1) care estimează marea pentru luna următoare cu o precizie de 10%. Cu cât morfologia costieră este mai complexă și perioada modelată este mai lungă, cu atât este necesar un număr mai mare de marea parțiale.

Tip marea	Marea parțială (simbol)	Perioada (h)	Amplitudine relativă (%)	Descriere
Semidiurnă	M ₂	12.42	100	Lunară principală
	S ₂	12	46.6	Solară principală
	N ₂	12.66	19.1	Lunară eliptică
	K ₂	11.97	12.7	Declinația Lunii / Soarelui
Diurnă	K ₁	23.93	58.4	Solară-lunară
	O ₁	25.82	41.5	Lunară zilnică
	P ₁	24.07	19.3	Solară zilnică
Bilunară	M _f	330	17.2	Fazele lunii
Lunară	M _m	661	9.1	Lunară în timpul unei luni
Solară semianuală	S _{sa}	4385	8	Solară sezonieră
Solară anuală	S _a	8759	1.3	Solară anuală
Nodală		163 024	0.1	Lunară orbitală

Tabel 4.1 – Lista principalelor marea parțiale (Pugh, 1987; Carter, 1988).

4.2 CLASIFICAREA MAREELOR

O clasificare complexă a mareelor presupune stabilirea diferitelor tipuri în funcție de perioada acestora. Figura 4.4 prezintă exemple de înregistrări ale mareelor în patru porturi diferite de pe glob.

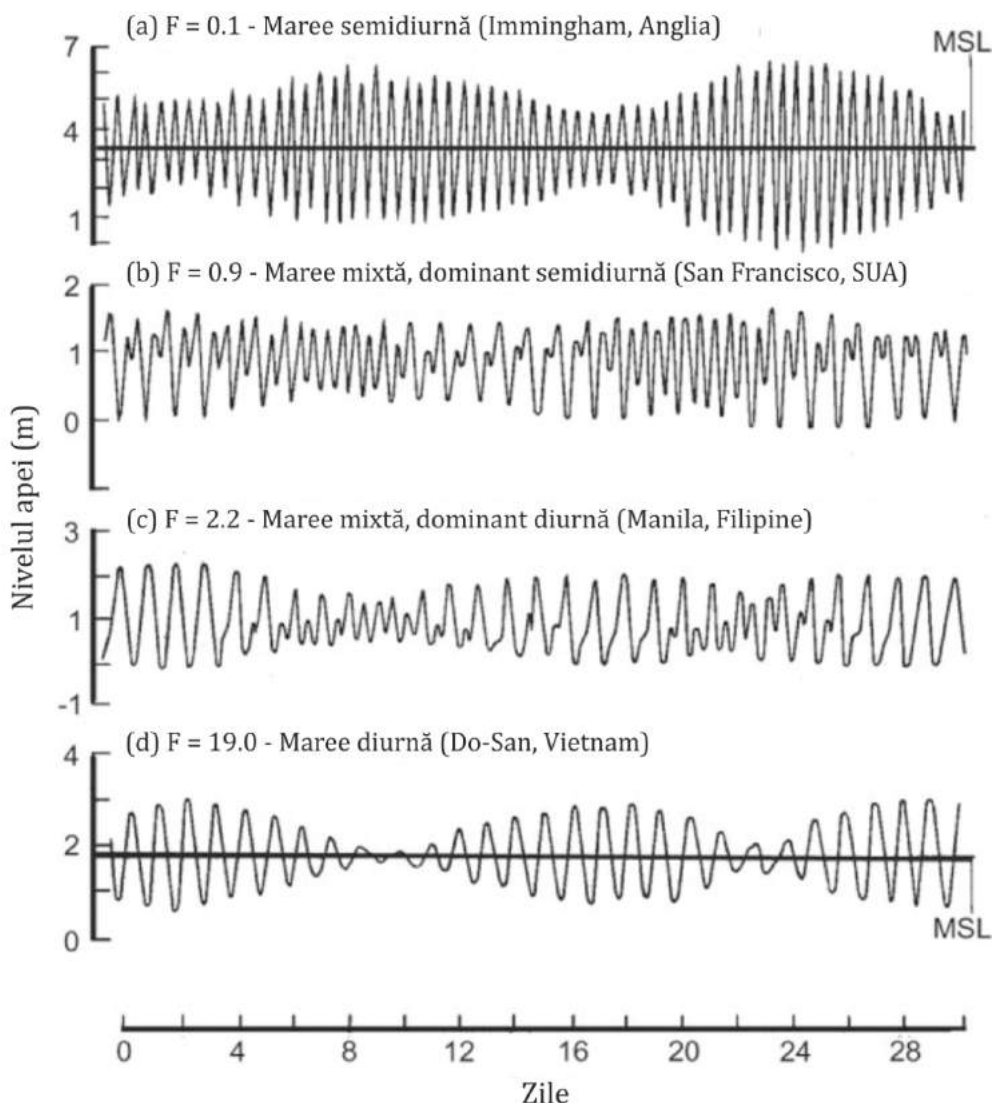


Figura 4.4 – Exemple de înregistrări mareice lunare reprezentative pentru cele patru tipuri de maree (semidiurne, mixte semidiurne, mixte diurne și diurne) cu indicarea valorilor factorului F (preluată din Masselink și colab., 2011, modificată după Defant, 1958)

Oceanografie Fizică

În locațiile unde există un singur ciclu mareic flux / reflux în decursul unei zile, iau naștere **maree diurne**, cu o perioadă de 24 ore și 50 minute (coastele Antarcticii, Caraibe, nordul Oceanului Pacific, sud-estul Asiei, unele locații din Oceanul Indian, unele părți din estului Arhipelagului Arctic). În locațiile unde au loc două asemenea cicluri în fiecare zi, iau naștere **maree semidiurne**, cu o perioadă de 12 ore și 25 minute (mare parte din Oceanul Atlantic și Oceanul Indian, coastele Oceanului Arctic). În cazul în care întâlnim elemente atât ale mareelor diurne, cât și ale celor semidiurne, se produc **maree mixte** (nordul Oceanului Pacific, mare parte din Oceanul Indian). Acestea pot fi **mixte semidiurne**, când componenta semidiurnă este dominantă, sau **mixte diurne**, când componenta diurnă este dominantă.

Perioada mareelor este determinată de mărimea bazinului oceanic, care favorizează rezonanța mareelor parțiale diurne sau semidiurne. Acest lucru semnifică faptul că un anumit tip de maree depinde de dominanța locală a mareelor parțiale diurne sau semidiurne, ca rezultat al răspunsului mareelor cu o anumită lungime de undă la dimensiunile variabile ale bazinelor oceanice. În acest sens, există o amplificare maximă a mareelor (rezonanță mareică⁹) în cadrul bazinelor oceanice ale căror dimensiuni reprezintă multipli întregi ai unui sfert din lungimea de undă a mării (Masselink și colab., 2011). Se pare că bazinele oceanice majore au dimensiuni care favorizează amplificarea mareelor parțiale semidiurne, ceea ce explică predominanța mareelor semidiurne și mixte semidiurne la nivel global (Fig. 4.5).

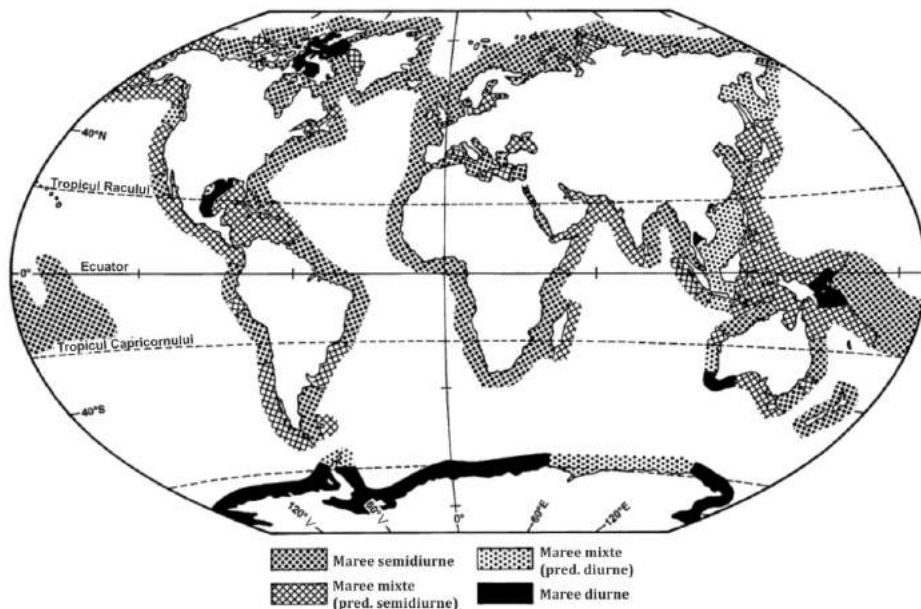


Figura 4.5 – Distribuția globală a tipurilor principale de maree (preluată din Enciclopedia of Coastal Science, 2005, adaptată după Davies, 1980)

⁹ Pentru a înțelege mai bine mecanismul, vezi și subcapitolul anterior

Defant (1958) a arătat că forma mareei poate fi caracterizată luând în considerare magnitudinile relative ale principalilor constituenți ai acesteia: M_2 , S_2 , K_1 și O_1 (vezi Tabelul 4.1). Astfel, înregistrările mareelor pot fi clasificate cantitativ utilizând factorul formei mareei F :

$$F = (a_{K1} + a_{O1}) / (a_{M2} + a_{S2}) \quad (4.5)$$

unde a este amplitudinea mareelor parțiale corespunzătoare fiecărui constituent. În esență, factorul F reprezintă raportul dintre amplitudinile principalelor maree parțiale diurne și semidiurne. Valorile lui F asociate fiecărui tip de maree sunt următoarele:

- $F = 0.00 - 0.25$ Maree semidiurnă
- $F = 0.25 - 1.50$ Maree mixtă, dominant semidiurnă
- $F = 1.50 - 3.00$ Maree mixtă, dominant diurnă
- $F > 3.00$ Maree diurnă

O altă clasificare, mai simplă, a mareelor este realizată în funcție de amplitudinea acestora, în strânsă legătură cu fazele Lunii. Din acest punct de vedere, există două tipuri de maree: maree de sizigi și maree de cvadratură, despre care am discutat anterior¹⁰.

4.3 CLASIFICAREA ȚĂRMURILOR ÎN FUNCȚIE DE AMPLITUDINEA MAREICĂ

Amplitudinea mareică este cea care controlează fluctuațiile nivelului apei în raport cu linia țărmului. Amplitudinea medie a mareelor de sizigi reprezintă o caracteristică foarte importantă a țărmurilor și variază între valori < 1 m, în cazul mărilor semi-închise și în largul oceanelor, și valori > 10 m în câteva estuare și golfuri alungite. Amplificarea mareelor depinde de panta și lățimea șelfului continental, de localizarea și forma continentelor și de prezența unor golfuri extinse. De aceea, distribuția globală a amplitudinii mareice este controlată de configurația la scară mare a coastei (Fig. 4.6).

Având la bază clasificarea țărmurilor în funcție de amplitudinea mareelor de sizigi realizată de Davies (1964, 1980) – Fig. 4.6, studiile realizate de Schostak și colab.(2000) și Leroy și colab. (2000) și concluziile proprii cu privire la acest subiect, propunem următoarea clasificare a regimului țărmurilor în funcție de amplitudine:

- a) **Nano-mareic** (< 0.5 m), caracteristic mărilor semi-închise: Marea Baltică, Marea Mediterană, Marea Neagră, Marea Roșie, Marea Caraibilor;
- b) **Micro-mareic** ($0.5 - 2$ m), caracteristic coastelor deschise ale oceanelor;
- c) **Mezo-mareic** ($2 - 4$ m), caracteristic coastelor deschise ale oceanelor;

¹⁰ vezi capitolul 4.1.1 subpunctul 3

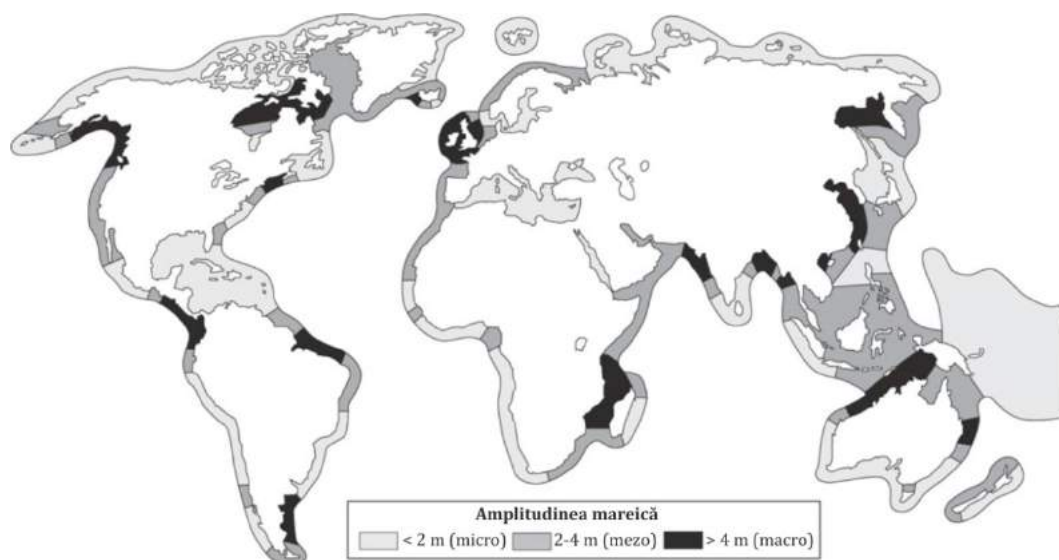


Figura 4.6 – Distribuția globală a amplitudinii medii a mareelor de sizigi (preluată din Masselink și colab., 2011, modificată după Davies, 1980)

- d) **Macro-mareic** (4 – 8 m), caracteristic golfurilor și coastelor cu șelfuri continentale puțin adânci, cum este cazul Insulelor Britanice, unor părți din estul Arhipelagului Arctic de pe teritoriul Canadei și nord-vestului Australiei;
- e) **Mega-tidal** (> 8 m), caracteristic unor locații punctuale din cadrul unor golfuri și estuare în formă de pânlie, ca de exemplu Golful Fundy, Canada (16.8 m); Estuarul Severn, Anglia (14.5 m); Estuarul Rance, Franța (13.5 m); Anchorage, Alaska (9.4 m); Liverpool, Anglia (8.3 m).

4.4 MAREELE ȘI PROCESELE COSTIERE

Fluctuațiile mareice sunt foarte importante pentru toate aspectele zonei costiere, afectând procesele fizice desfășurate în cadrul acesteia, ca de exemplu poziția limitei dinspre uscat a acțiunii valurilor sau curgerea apei în cadrul estuarelor, lagunelor sau golfurilor; aspectele biologice ca zonarea plantelor sau activitățile de hrănire ale păsărilor, peștilor sau altor vietăți marine; procesele chimice de tipul celor asociate umezirii / uscării suprafețelor intermareice (*inter-tidal*) din cadrul țărmurilor stâncoase.

Fluxul și refluxul generează **curenți mareici** cu direcție alternantă și care au un comportament temporar ciclic. Acești curenți au viteze reduse (sub 3 km/h) în largul oceanului, însă pot ajunge sau chiar depăși 20 km/h atunci când curgerea lor este canalizată în cadrul golfurilor sau strâmtorilor sau la intrarea în estuare și lagune (Bird, 2007). În aceste zone, curenții mareici au un important rol modelator asupra morfologiei costiere, putând induce acumulări / eroziuni, fluctuații ale liniei țărmului, schimbări periodice ale

direcției curenților longitudinali etc. Totuși, aceștia au un rol modelator redus asupra țărmului și plajei, efectele lor fiind subordonate efectelor valurilor în apropierea liniei țărmului (*nearshore*). Uneori, curenții mareici transversali care curg prin porțițe sau golfuri înguste pot acționa ca o barieră, întrerupând transportul de sedimente în lungul țărmului.

Influența mareelor asupra țărmului depinde în mare măsură de amplitudinea acestora, care determină zona de acțiune a valurilor. Zona intermareică, arealul cuprins între limitele fluxului și refluxului, poate avea lățimi de doar câțiva metri, în cazul țărmurilor înalte, cu o amplitudine mareică redusă, până la sute de metri, în cazul țărmurilor joase, cu pantă mică și amplitudine mareică ridicată. Amplitudinea mareică afectează puternic forma și lățimea plajelor nisipoase și, implicit, aria sursă a dunelor, precum și sortarea sedimentelor pe plajă. De asemenea, aceasta influențează impactul acțiunii valurilor asupra plajei prin faptul că, în cazul unui nivel ridicat al apei, valurile sunt mai puțin perturbate de topografia submersă, concentrându-și energia asupra plajei emerse, cu potențial eroziv ridicat asupra liniei țărmului.

Uneori, când mareele pătrund în golfuri și estuare sub formă de pâlnie, lățimea și adâncimile mici ale acestora determină creșterea pantei frontului valului mareic ca urmare a asimetriei dintre flux și reflux, „spargerea” acestuia și formarea unui val îngust care se deplasează rapid în amonte și care poartă diverse denumiri: bora (Tamisa), pororoca (Amazon), mascaret (Sena). Acesta poate depăși 5 m înălțime (5 – 6 m pe Amazon, 7.5 – 8 m pe râul Chientang în China) și poate avea viteze considerabile (10 m/s pentru pororoca).

Curgerea apei prin porțițe, care conectează lagunele sau golfurile cu mările alăturate, conduce la menținerea acestor canale și la schimbul de apă și nutrienți. Creșterea și scăderea nivelului apei în cadrul zonei intermareice creează condiții de stress pentru anumite organisme, însă, în același timp, această variabilitate duce la apariția unei varietăți de habitate diverse și bogate de tipul mangrovelor, mlaștinilor și lacurilor intermareice (Davidson-Arnott, 2010).

CAPITOLUL 5

NIVELUL MĂRII

5.1 INTRODUCERE

Configurația de ansamblu a țărmurilor și peisajul costier actual sunt o consecință directă a poziției nivelului mării și a evoluției acesteia. De exemplu, *deltete moderne și barierele litorale și-au început construcția în Holocenul mediu, odată cu încetinirea creșterii și apoi stabilizarea nivelului mării (6500-5000 ani BP)*. Concomitent, țărmurile înalte încep dăltuirea falezelor actuale și a platformelor de țărm sub controlul unui nivel al mării care, în chip surprinzător, devine cvasi-stabil (vezi și cap. 5.3.2). În timp geologic însă linia țărmului s-a retras sau înaintat sub impactul creșterii nivelului mării (**transgresiune**) sau al scăderii acesteia (**regresiune**). La o scară de timp (secunde – luni) nivelul mării cunoaște nenumărate oscilații induse de valuri, marea, vânt, presiunea atmosferică și râuri. Dintre acestea valurile și marea induc cele mai rapide și regulate oscilații de nivel (secunde – ore), vântul și presiunea atmosferică operează schimbări neregulate la scara orelor și zilelor, în timp ce debitul marilor râuri dictează tendințele evolutive ale nivelului mării pe coastele deltaice și adiacente la scară lunară și sezonieră. Dacă mediem însă toate aceste fluctuații care operează pe termen scurt obținem un nivel al mării stabil, reprezentând **nivelul mediu al mării**.

În discuția schimbărilor nivelului mării se folosesc două tipuri (expresii) cu un înțeles total diferit:

i) **schimbările relative ale nivelului mării** se referă la schimbările altitudinale ale suprafeței mării față de uscat (față de un reper fix de pe continent) și operează la scară locală și regională. Sunt determinate atât de oscilațiile nivelului absolut al mării, cât și de mișcările verticale ale continentelor, din interacțiunea cărora rezultă **nivelul local al mării**.

ii) **mișcările eustatice** reprezintă schimbările nivelului absolut al mării (raportat la un reper fix din univers) care se manifestă global. Chiar dacă la scară multianuală și decadală se remarcă diferențe regionale în ritmul mișcărilor eustatice induse de expansiunea termală, pe termen-lung acestea se manifestă cu aceeași intensitate în întreg Oceanul planetar.

În ciuda relativității lui nivelului local al mării este cel mai important indicator pentru evoluția unei coaste, întrucât el exprimă raportul concret dintre un sistem teritorial costier și nivelul suprafeței mării; de exemplu dacă o regiune se ridică cu o rată mai mare decât a mișcărilor eustatice contemporane, atunci singura realitate concretă care dictează procesele de pe coasta respectivă este că nivelul (local al) mării scade. Toate măsurătorile de nivel realizate pe continent exprimă de fapt evoluția (curba) acesteia, respectiv schimbările relative ale nivelului mării.

5.2 CAUZELE SCHIMBĂRILOR NIVELULUI MĂRII

5.2.1 Cauze globale: schimbările climatice

Schimbările altitudinale ale suprafeței mării care se manifestă la scară globală exprimă comportamentul unitar al nivelului absolut al mării, respectiv mișcările eustatice. Cauza eustatismului rezidă în schimbările de volum ale apei (în stare lichidă) din bazinele oceanice. Creșterea volumului de apă determină o creștere globală a nivelului (eustatism pozitiv) în timp ce scăderea acestuia induce o coborâre a nivelului (eustatism negativ). Deși apa este prezentă pe Terra în mai multeforme și tipuri de depozite, volumul ei este constant și se exprimă sub forma balanței hidrologice globale, ce poate fi scrisă ca o ecuație:

$$Q_{ap\grave{a}} = O + G + S + L + U_s + A + M + R + B \quad (5.1)$$

unde, $Q_{ap\grave{a}}$ reprezintă volumul total de apă de pe planetă, în timp ce în termenul secund sunt exprimate, în ordine descrescătoare, formele de stocare în care este prezentă apa; aceste volume sunt variabile în timp (Tabel 5.1) dar suma lor rămâne mereu constantă. Dintre formele de stocare, volumul de apă subterană este cel mai greu de estimat și cel mai probabil a descrescut semnificativ din perioada glaciară până în prezent. Majoritatea acestor tipuri de stocare este neglijabilă pentru nivelul mării cu o singură excepție: apa înghețată. Apa în stare solidă se găsește sub formă de calote glaciare, banchize, ghețari montani, zăpadă și permafrost (substrat cu gheață perenă). Dintre acestea, banchizele (variațiile de volum) nu au niciun efect asupra nivelului mării întrucât greutatea lor este deja suportată de apa oceanică, iar ghețarii montani și zăpezile reprezintă volume mici de apă. Așadar, *factorul cel mai important care determină mișcările eustatice este reprezentat de topirea sau creșterea calotelor glaciare și a ghețarilor în strânsă corelație cu schimbările climatice* și este denumit **glacio-eustatism**. În timpul perioadelor reci (glaciare) o mare parte din apa mărilor și oceanelor este progresiv transferată către continente sub formă de zăpadă, care în regiunile polare se transformă în calote glaciare, iar în unitățile montane în ghețari, scăzând dramatic nivelul mării. Invers, în perioadele calde (interglaciare) topirea parțială a calotelor și ghețarilor determină un glacio-eustatism pozitiv de ordinul zecilor de metri.

Cealaltă cauză globală majoră a mișcărilor eustatice o reprezintă expansiunea termală datorată încălzirii/răcirii oceanelor. Chiar și în condițiile (teoretice) în care cantitatea de apă din Oceanul planetar rămâne constantă, volumul acestuia suportă variații odată cu modificarea temperaturii apei. Spre deosebire de apa dulce care atinge densitatea maximă la 4 °C, apa de mare atinge o densitate tot mai mare pe măsura apropierii de temperatura punctului de îngheț (- 1.75 °C). De aceea, o creștere a temperaturii oceanelor determină dilatarea apei de mare și creșterea nivelului. De exemplu, pentru aceeași valoare a salinității, densitatea apei de mare scade de la 1027 kg/m³ (0°C) la 1024 kg/m³ (20°C) doar datorită schimbării temperaturii. Pentru a percepe mai bine variațiile de nivel induse

de expansiunea termală, precizăm că o încălzire medie cu $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ a întregului volum de apă oceanică produce o creștere de 0.6 m a nivelului mării.

5.2.2 Cauze regionale: mișcările izostatice

Plăcile tectonice plutesc pe astenosferă grație diferențelor de densitate dintre litosferă - crusta continentală (2700 kg/m^3) / crusta oceanică (2900 kg/m^3) – și astenosfera superioară (3500 kg/m^3). Valorile de mai sus sunt valori medii, în realitate există destulă diversitate spațială, precum și tendințe manifestate în timp. De exemplu, crusta oceanică formată în axul dorsalelor (rifturi oceanice), odată cu deplasarea laterală începe să se răcească și devine tot mai densă și mai groasă datorită conducției termice care permite alipirea în partea inferioară, prin solidificare, a materialelor din astenosferă; acest proces are ca efect afundarea plăcilor oceanice pe măsură ce se depărtează de dorsale. Gradul de afundare al fiecărei plăci tectonice sau, mai exact al fiecărui compartiment crustal al Terrei, depinde așadar de densitate și de greutatea totală în tendința atingerii și menținerii **echilibrului izostatic**. Adăugarea sau eliminarea de noi sarcini (gheață, apă, sedimente) perturbă echilibrul izostatic generând deplasări verticale ale sectorului afectat pentru rebalansare.

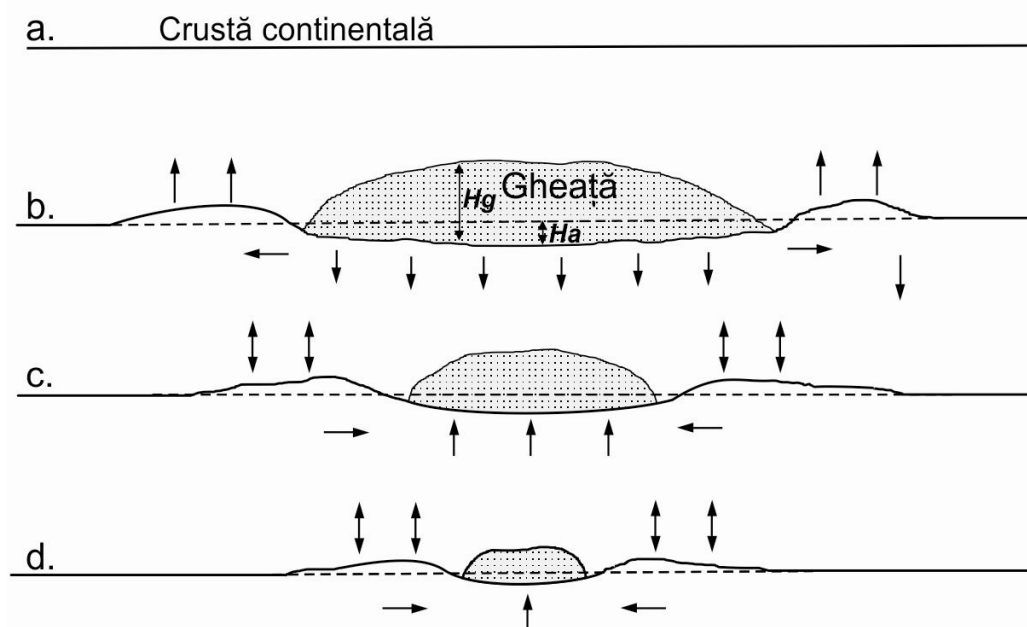


Figura 5.1 – Mișcări verticale ale substratului de natură glacio-izostatică asociate creșterii calotelor (b) sau retragerii și topirii acestora (c, d). De remarcat comportamentul antagonic al regiunilor periferice (periglaciare, *forebulge*) față de cele afectate direct de calote (modificat după Pirazzoli, 1996).

Oceanografie Fizică

Schimbările de nivel ale blocurilor continentale datorate creșterii sau topirii calotelor glaciare compun **glacio-izostazia**. Presiunea exercitată decalotele glaciare asupra teritoriilor pe care se extind determină o coborâre a acestora, respectiv o afundare pe astenosferă, echivalentă cu ca. $\frac{1}{4}$ din grosimea medie a calotei, conform ecuației:

$$\rho_g \cdot H_g = \rho_a \cdot H_a \quad (5.2)$$

$$H_a = \rho_g / \rho_a \cdot H_g = 0.25 \cdot H_g \quad (5.3)$$

unde, ρ_g și ρ_a sunt densitățile gheții și astenosferei superioare, iar H_g și H_a sunt grosimea calotei, respectiv afundarea substratului (cruste continentale) necesară pentru atingerea echilibrului izostatic. Dacă folosim valorile medii ale densității calotelor (880 kg/m^3) și astenosferei (3500 kg/m^3) obținem că substratul calotelor se va afunda cu ca. 25 % din grosimea calotei. La periferia regiunilor acoperite de calote, în regiunile periglaciare (*forebulge*), are loc o ridicare a crustei continentale indusă de curgerea laterală a materialului astenosferic și crearea unor presiuni foarte ridicate (Fig. 5.1). În timpul deglaciațiunilor, suprafețele expuse calotelor cunosc după topirea acestora o rebalansare izostatică exprimată prin mișcări glacio-izostatice pozitive refelctate în scăderea relativă a nivelului mării. Țărmurile din zonele acoperite de calote în Ultimul Maxim Glaciar (UGM, 26.500 – 19.000 BP), precum Scandinavia, Canada sau Patagonia înregistrează o scădere marcantă a nivelului local al mării desfășurată pe intervale lungi de timp datorită rigidității crustei continentale. Chiar și în prezent, la peste 10.000 ani de la retragerea calotelor de pe cea mai mare parte a teritoriilor menționate, acestea continua să se ridice. De exemplu, partea nordică a golfului Botnic (Marea Baltică) ridicarea post-glaciară a deposit 250 m, iar în prezent ratele de înălțare sunt de 8-10 mm/an (Fig. 5.2). Prin contrast, odată cu retragerea calotelor fostele regiuni periglaciare (*forebulge*) cunosc o creștere relativă a nivelului mării datorită subsidenței.

O altă consecință foarte importantă a topirii ghețarilor și creșterii nivelului mării o reprezintă inundarea șelfurilor continentale. *Sub presiunea nou apărută prin ridicarea post-glaciară a nivelului mării șelfurile sunt afectate de hidro-izostazie și cel mai adesea sunt dominate de subsidență*. Noua încărcătură acvatică produce însă presiuni inegale, mari asupra șelfului exterior și considerabil mai mici asupra șelfului interior, astfel încât frecvent se produce o balansare manifestată prin subsidența șelfului exterior și ridicarea șelfului interior și a țărmurilor. Hidro-izostazia se manifestă foarte puternic în bazinul Mării Negre, întrucât inundarea violentă produsă acum ca. 8000 ani prin revărsarea apelor mediterane a reușit într-un timp foarte scurt (1-2 ani) să ridice nivelul cu ca. 80 m (de la -100 m la -20 m). Drept rezultat șelfurile sunt afectate de subsidență și frecvent și sectoarele de țărm, mai ales în regiunile fragmentate tectonic.

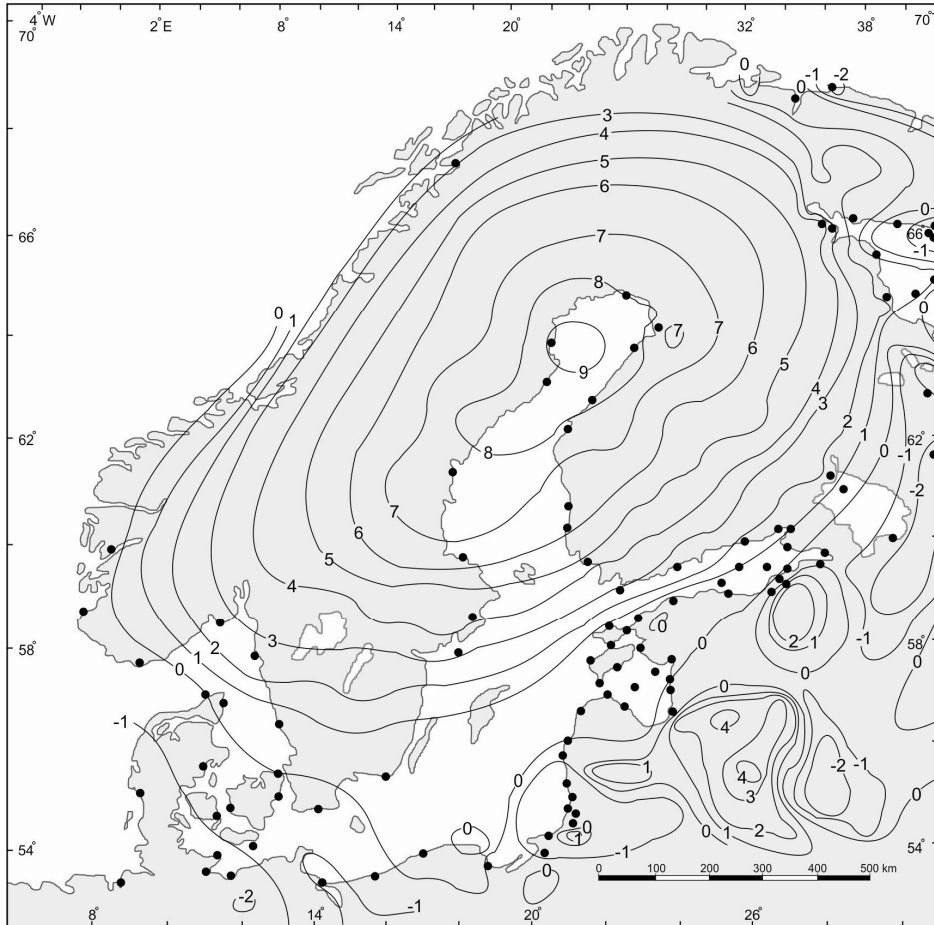


Figura 5.2 - Ratele actuale ale mișcărilor crustale verticale din nordul Europei raportate la nivelul mediu al mării (mm/an). Izoliniile sunt derivate pe baza ridicărilor geodetice și a măsurătorilor nivelului local al mării la stațiile indicate cu cercuri negre pe hartă (modificat după Pirazzoli, 1996).

5.2.3 Cauze locale: mișcările tectonice

La scară locală, pe lângă mișcările eustatice și izostatice, schimbările relative ale nivelului mării pot fi impuse de **mișcările neotectonice**. Frecvent acestea se desfășoară uniform, pe intervale lungi de timp, ca în cazul mișcărilor orogenetice de pe marginile continentale active asociate proceselor de subducție din fosele marine. Alteori, însă mișcările neotectonice au un caracter episodic, de scurtă sau medie-durată, asociate cu activitatea seismică.

O altă cauză a oscilațiilor nivelului local al mării este **subsidența**, determinată de **compactarea** sedimentelor. Pe coastele joase, în special în cadrul deltelor, sedimentele neconsolidate sunt depuse rapid, formând structuri cu o porozitate inițială de până la 40 – 50 %. În timp, pe măsura ce sedimentele se compactează, cea mai mare parte a apei din

rețeaua de pori este eliminată iar nivelul terenului coboară. Acolo unde sedimentele depuse conțin proporții ridicate de materie organică care apoi se descompun, precum în deltele tropicale, rezultă o compactare de până la 1/10 din grosimea inițială (cazul turbei). Tot în delte, cantitățile mari de sedimente depuse se manifestă ca o suprasarcină asupra scoarței, generând o ușoară afundare denumită **sedimento-izostazie**. *Cele mai intense subsidențe se manifestă așadar în deltele tropicale unde combinația de compactare intensă datorată proporției ridicate de materie organică și sedimento-izostazia negativă impun creșterea rapidă ale nivelului local al mării.* Astfel, pe coastele deltei Mississippi creșterea relativă a nivelului mării este de 6 - 15 mm/an, 4 - 8 mm/an pe coastele deltei Gange (Singh, 2000) și 2 - 5 mm/an în delta Yangtze (Chan și Stanley, 1998).

5.2.4 Cauzele fluctuațiilor climatice (glaciare / interglaciare) și ale nivelului mării în Cuaternar

Cuaternarul (2.58 mil ani – prezent) s-a caracterizat prin oscilații climatice și ale nivelului mării extrem de ample și frecvente, care au depășit în intensitate patternurile paleo-climatice ale celorlalte ere din istoria Terrei. Dintre manifestările Pleistocene, cel mai intrigant aspect este numărul mare de faze glaciare (și interglaciare), dar mai ales asprimea lor manifestată prin scăderea/creșterea temperaturii globale cu 8 - 12 °C și a nivelului mării cu 80 - 130 m. Cele mai intense fluctuații climatice au avut loc în ultimii 800.000 ani, în Pleistocenul Mediu și Superior. Cauzele majore ale oscilațiilor climatice sunt de natură astronomică și cuprind trei cicluri orbitale (Fig. 5.3):

i) Excentricitatea orbitei – Orbita pe care Pământul se rotește în jurul Soarelui este asemeni tuturor planetelor o elipsă a cărei excentricitate (e) se calculează raportat la distanțele dintre centrul orbitei și afeliu (d_a), respectiv periheliu (d_p):

$$e = (d_a - d_p) / (d_a + d_p) \quad (5.4)$$

Dacă orbita este un cerc atunci excentricitatea este 0, iar dacă este o elipsă foarte aplatizată atunci tinde către 1. Excentricitatea Pământului variază între 0.005 și 0.05 cu o periodicitate de 100.000 ani, care condiționează cantitatea de radiație solară primită de planetă.

ii) Înclinarea axei de rotație – Axa Pământului își schimbă înclinarea într-un ciclu de 41.000 ani cu efecte semnificative asupra sezonalizării climatice: când axa își mărește înclinarea contrastele anotimpuale se accentuează datorită măririi diferenței de radiație solară receptată între iarnă și vară. În prezent axa are o înclinare de 23.26°, dar variază între 22.1° și 24.5° în cadrul extremelor unui ciclu evolutiv.

iii) Mișcarea de precesie – Schimbarea orientării axei de rotație față de planul orbital încheie un ciclu complet în ca. 21.000 ani (între 19.000 și 23.000 ani). Dacă în prezent Pământul este cel mai aproape de Soare în timpul iernii boreale (3 ianuarie, data periheliului), peste ca. 11.000 ani când planeta va fi la jumătatea ciclului de precesie față de perioada contemporană, periheliul se va atinge în timpul verii boreale, la începutul lunii iulie.

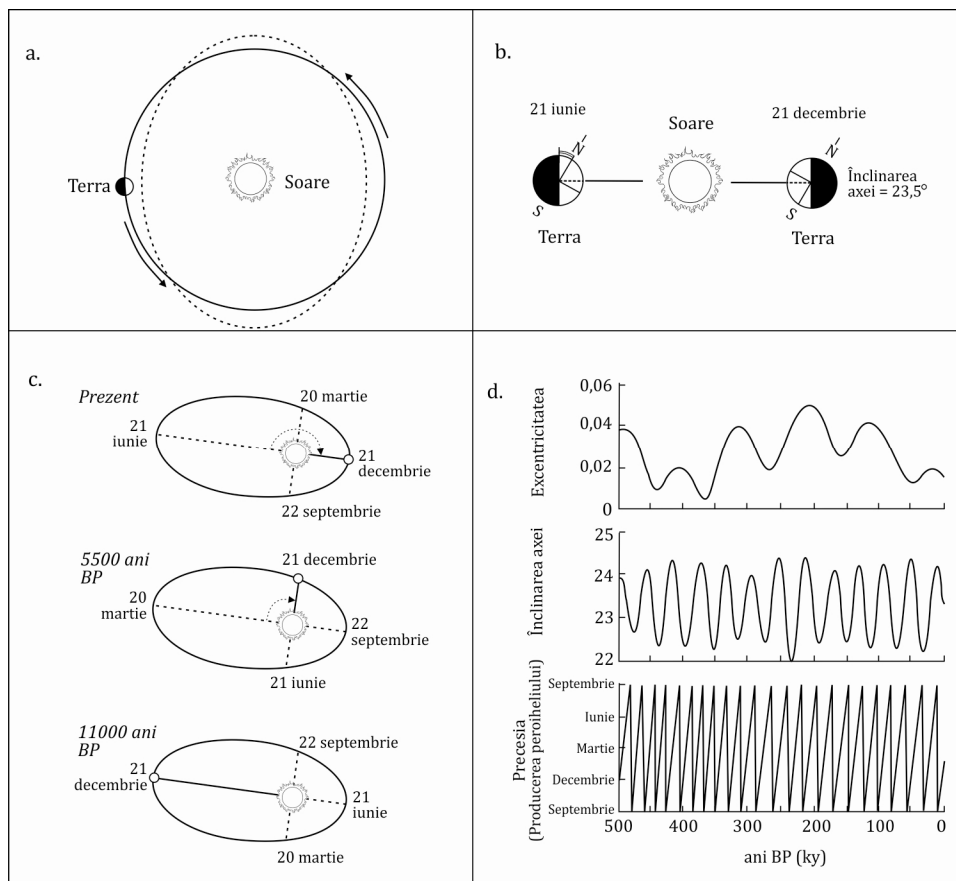


Figura 5.3—Ciclurile orbitale responsabile pentru variațiile în timp ale radiației solare primite de Pământ: a) excentricitatea orbitei, b) înclinarea axei de rotație, c) mișcarea de precesie și d) variabilitatea periodică a fiecăruia (după Allen, 1997).

Dintre cele trei cicluri orbitale, doar variațiile excentricității orbitei terestre determină schimbări ale fluxului radiativ solar recepționat de Pământ. Celelalte două cicluri – variația înclinării axei și mișcarea de precesie – induc doar redistribuiri ale energiei solare între cele două emisfere și între anotimpuri. Milankovich (1941) a reconstituit energia solară recepționată de Pământ în ultimii 600.000 ani la diferite latitudini și a constatat o alternanță marcantă între perioadele reci cu veri răcoroase care nu ar fi avut puterea de a topi întreaga zăpadă căzută la latitudini și altitudini înalte și perioadele cu veri mai calde care ar fi reușit să topească cea mai mare parte a zăpezilor căzute iarna (Masselink și Hughes, 2003). Așadar, Milankovici consideră că cel mai important ciclu orbital în producerea fluctuațiilor climatice este variația înclinării axei, respectiv că descreșterea insolației estivale în Emisfera Nordică este factorul primordial de generare a glaciațiunilor. Cercetările ulterioare (Chappell și Shackleton, 1986; Petit și colab., 1999) au demonstrat că erele glaciare majore au o ciclicitate de ca. 100.000 ani (Fig. 5.5, 5.6 și 5.7), ceea ce indică ciclul excentricității orbitei de ca. 100.000 ca fiind cel

mai important. Indiferent de unele intuiții eronate ale lui Milankovici, comparațiile dintre calculele lui radiative (ciclurile Milankovici) și reconstituirile paleo-climatice indică o bună potrivire, ceea ce demonstrează că cele trei cicluri orbitale reprezintă cauzele prime ale glaciațiunilor Cuaternare.

Cu toate acestea, există câteva argumente importante care demonstrează că doar ciclurile orbitale nu sunt suficiente pentru a explica variațiile climatice majore din Pleistocen. Principalele obiecții sunt: i) deși ciclurile orbitale există de când s-a format Pământul, înainte de Pleistocen variațiile climatice au fost mult mai atenuate și doar arareori au dus la manifestarea fazelor glaciare, ii) principalele variații induse de ciclurile orbitale se manifestă în variabilitatea defazată a recepționării de către cele două emisfere a energiei solare, ceea ce ar fi trebuit să conducă la o alternanță a manifestării glaciațiunilor în Emisfera Nordică și Sudică și nu la producerea lor sincronă, iii) variațiile inputului radiativ solar, dictate de ciclurile orbitale, ar trebui să conteze pentru o variație a temperaturii globale de ca. 2 °C, în timp ce analizele izotopice de oxigen indică variații de 8 – 12 °C (Masselink și Hughes, 2003).

Obiecțiile de mai sus indică necesitatea de a lua în calcul și alți factori, dintre care cel mai important pare a fi modul în care căldura este transferată pe Terra, via circulația oceanică și atmosferică. Dacă cele trei cicluri orbitale modulează recepția terestră a energiei solare și reușesc să impună ritmul fluctuațiilor climatice, este mai departe evident că pentru producerea unor schimbări climatice majore, de tipul glaciațiunilor și a interglaciarelor, este necesară o amplificare a semnalului radiativ prin procese de feedback pozitiv, care trebuie căutate în dinamica internă a sistemului ocean-atmosferă (Hays și colab., 1976; Masselink și Hughes, 2003). Într-un articol ilustru Imbrie și Imbrie (1980) sugerează că dacă ignorăm impactul antropogen asupra climei Terrei, atunci planeta se află într-o fază de răcire începută acum 6000 ani și care va mai continua pentru încă 23.000 ani. Pe de altă parte, Berger și Loutre (2002) consideră că faza actuală caldă ar mai putea continua pentru 50.000 ani.

5.3 SCHIMBĂRILE NIVELULUI MĂRII

5.3.1 Evoluția nivelului în Fanerozoic

Întrucât oscilațiile Cuaternare fac obiectul unui subcapitol separat, ne vom referi aici doar la perioada Fanerozoică pre-Cuaternară (540 – 2 mil. ani BP). Secvențele stratigrafice aparținând bazinelor sedimentare indică variații mari ale nivelului mării de-a lungul erelor geologice, dintre care cel mai scăzut nivel (- 120 m) din ultimele 500 milioane ani s-a înregistrat recent (20.000 ani BP) către sfârșitul ultimei glaciațiuni majore. *Evoluția la scară geologică a nivelului mării este rezultatul variațiilor volumului și adâncimii medii a bazinelor oceanice.* Astfel, dincolo de sutele de oscilații climatice majore care s-au perindat de-a lungul istoriei Pământului, de tipul erelor glaciare și a stadiilor interglaciare, care au impus oscilații semnificative ale nivelului (50 - 150 m) pentru orizonturi temporale relativ scurte ($10^3 - 10^4$ ani), există câteva modulații de mare amplitudine ale nivelului oceanic, rezultate din evoluția tectonică a planetei. *Cele mai importante cauze în evoluția geologică a nivelului oceanic o reprezintă poziția*

continentelor pe Glob și viteza de expansiune a fundurilor oceanice în cadrul dorsalelor. În primul caz, accentul cade pe suprafața totală continentală situată la latitudini înalte, în zonele polare și subpolare, care poate dezvolta calote glaciare uriașe. În absența acestora, volumul de gheață pe planetă ar fi extrem de scăzut astfel încât nivelul mării poate fi mai ridicat cu ca. 200 m față de nivelul mediu atins în perioadele glaciare Pleistocene; ori, modelele derivei continentelor confirmă existența unor lungi perioade în care calotele glaciare au cunoscut extinderi foarte reduse. Cealaltă cauză de natură tectonică este de asemenea foarte importantă pentru fluctuațiile ample ale nivelului. Dacă plăcile tectonice înregistrează viteze mici ale deplasării laterale divergente în cadrul dorsalelor medio-oceanice, atunci plăcile ajung să se răcească când sunt încă la distanțe mici de rift (10^2 km), ceea ce duce la alipirea de partea inferioară a plăcilor, prin solidificare, a unor materiale din Astenosferă cu densitate superioară. În acest caz, creșterea densității plăcii determină afundarea graduală în Astenosferă și apariția unor bazine oceanice foarte adânci care favorizează un nivel mediu oceanic coborât. Din contră, în cazurile deplasărilor laterale rapide ale plăcilor în cadrul dorsalelor, crusta oceanică se răcește abia când ajunge la distanțe mari de axul riftului ceea ce favorizează formarea de bazine oceanice cu adâncimi reduse și implicit un nivel al mării mai ridicat.

În figura 5.4 sunt reprezentate două curbe ale evoluției nivelului mării în Fanerozoic care utilizează tehnici diferite. Hallam (1989) se bazează pe observații la scară regională ale secțiunilor geologice în special pe suprafețele continentale inundate de mare de-a lungul timpului. Curba produsă de geologii de la Exxon (Haq și colab., 1987; Ross și Ross, 1987) utilizează profilele seismice pentru a determina extinderea în timp a depozitelor costiere în cadrul bazinelor sedimentare. A doua metodă este sensibilă la schimbările rapide ale nivelului în timp ce prima nu. Dacă pentru Mezozoic și Neozoic cele două curbe ale nivelului sunt foarte asemănătoare, pentru Paleozoic apar diferențe majore, derivate din tehnicile diferite și numărul diferit de probe, care favorizează ca și încredere interpretarea profilelor seismice.

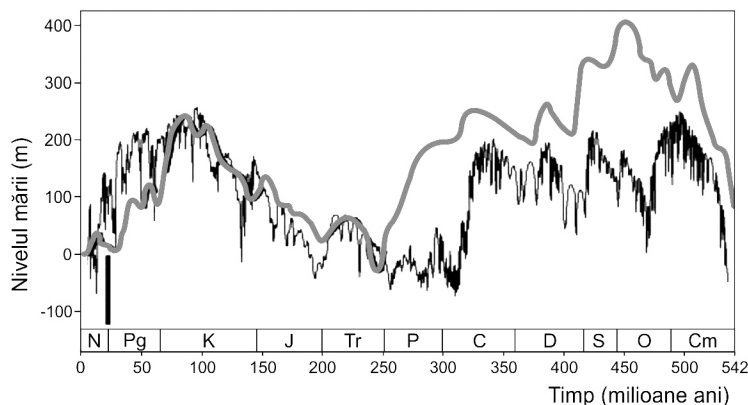


Figura 5.4 - Evoluția nivelului mării în Fanerozoic. Curba nivelului mării exprimată prin linia neagră subțire este bazată pe interpretarea profilelor seismice (după Haq și colab., 1987; Ross & Ross, 1987). Linia gri grosă exprimă curba derivată din observarea directă a secțiunilor geologice (Hallam și colab., 1989).

5.3.4 Schimbările nivelului mării în Pleistocen

Pleistocenul (2.58 mil ani BP – 11.500 ani BP) este cunoscut ca perioada cu cele mai multe și intense glaciațiuni, fiind caracterizat de temperaturile cele mai scăzute din istoria Terrei, sau cel puțin din perioada pentru care s-au putut face reconstrucții termice – Fanerozoicul (540 mil ani BP – prezent; Fig. 5.5). Minim 17 glaciațiuni s-au desfășurat în Pleistocen, în cadrul cărora fazele reci (glaciare) au avut o durată medie de 100.000 ani, iar cele calde (interglaciare) au fost mult mai scurte: 5000 – 1000 ani (Shackleton și Opdyke, 1976). În cadrul erelor glaciare se produceau însă frecvent și episoade mai scurte, reci (stadiale) sau calde (interstadiale), cu durate de ordinul a 500 - 1000 ani.

Variațiile de volum ale Oceanului Planetar și corespondentul lor, variațiile de volum ale calotelor glaciare și ghețarilor montani, pot fi reconstituite pe foraminiferele bentice din carotele marine de pe fundurile oceanice, pe baza analizelor raportului izotopic de oxigen $\delta^{18}\text{O}$. În timpul fazelor reci, când o mare parte din apa evaporată de la suprafața oceanelor se acumulează sub formă de gheață în calote și ghețari, izotopul mai ușor $\delta^{16}\text{O}$ este preferențial relocat prin evaporare și depus în zonele reci sub formă de zăpadă. De aceea, oceanele tind să aibă valori mai ridicate ale $\delta^{18}\text{O}$ în timpul glaciațiunilor și mai scăzute în interglaciare.

Figura 5.6 indică evoluția $\delta^{18}\text{O}$ în Cuaternar cu producerea a 104 variații ale raportului izotopic $\delta^{18}\text{O}/\delta^{16}\text{O}$, fiecare valoare extremă (maximă sau minimă) reprezentând un **Stadiu Izotopic Marin** (MIS) caracterizat de un anumit nivel al mării. Plecând dinspre prezent - MIS 1 – către începutul Cuaternarului numerele impare indică perioade calde (interglaciare sau interstadiale), în timp ce numerele pare indică valori ridicate ale $\delta^{18}\text{O}$, respectiv perioade climatice reci cu nivel scăzut al mării.

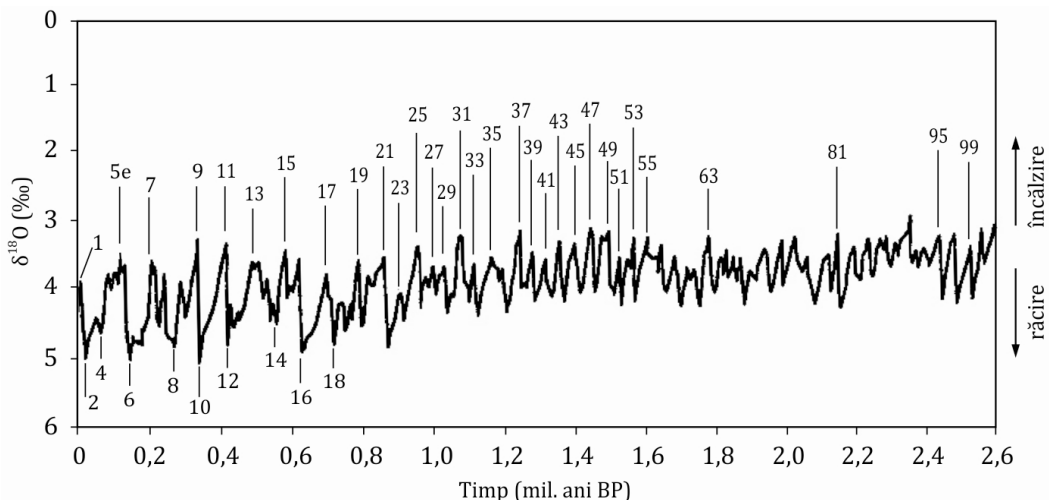


Figura 5.6 – Variațiile Cuaternare (2.6 mil ani - prezent) ale izotopului de oxigen $\delta^{18}\text{O}$ determinate pe foraminiferele bentice din mediul abisal. Cifrele de pe grafic – impare deasupra / pare dedesubt – indică Stadiile Izotopice Marine (după Shackleton și colab., 1990).

Raportat la scara Cuaternarului, în ultimii 800.000 ani se remarcă amplitudini tot mai mari ale raportului izotopic $\delta^{18}\text{O}/\delta^{16}\text{O}$, scăderea frecvenței alternanțelor izotopice și o tendință de creștere a concentrației. Toate acestea indică creșterea duratei medii a perioadelor glaciare (de la 40.000 ani la 100.000 ani), o înăsprire generalizată a climei (Fig. 5.7) și creșterea amplitudinii variațiilor climatice repercutată în creșterea oscilațiilor nivelului mării de la un Stadiu Izotopic Marin la altul, frecvent peste 100 m. O fluctuație de 0.1 în $\delta^{18}\text{O}$ corespunde unei schimbări a nivelului mării de ca. 10 m. Din compararea surselor existente privind modelarea temperaturii atmosferice și a apelor oceanice de adâncime, reiese că în Pleistocen s-au înregistrat cele mai scăzute temperaturi din ultimele 540 milioane de ani (și probabil din istoria Terrei) și de asemeni și cele mai scăzute poziții atinse de nivelul mării în erele glaciare, respectiv – 120 m, față de cota actuală. Cele mai aspre condiții s-au înregistrat în Pleistocenul Superior, când perioadele glaciare s-au desfășurat pe ca. 90 % din timp (Fig. 5.7B).

O altă metodă de a reconstitui schimbările Pleistocene ale nivelului mării o reprezintă evidențele stratigrafice pe coastele afectate de ridicări tectonice, în special pe cele de coliziune situate pe marginile continentale active. Coastele stabile nu sunt pretabile pentru reconstrucția nivelului mării la scară mare de timp ($> 10^4$ ani) deoarece evidențele morfologice și stratigrafice (terase marine, platforme de țărm, firide marine, faleze, dune, plaje, conuri de rever) sunt cel mai adesea erodate, remaniate sau îngropate sub depozite recente. Chappell și Shackleton (1986) au reconstituit mișcările eustatice din ultimii 250.000 ani pe baza unei serii de 19 terase marine coraliene ridicate tectonic, din peninsula Huon în NE Noii Guinee (Fig. 5.8).

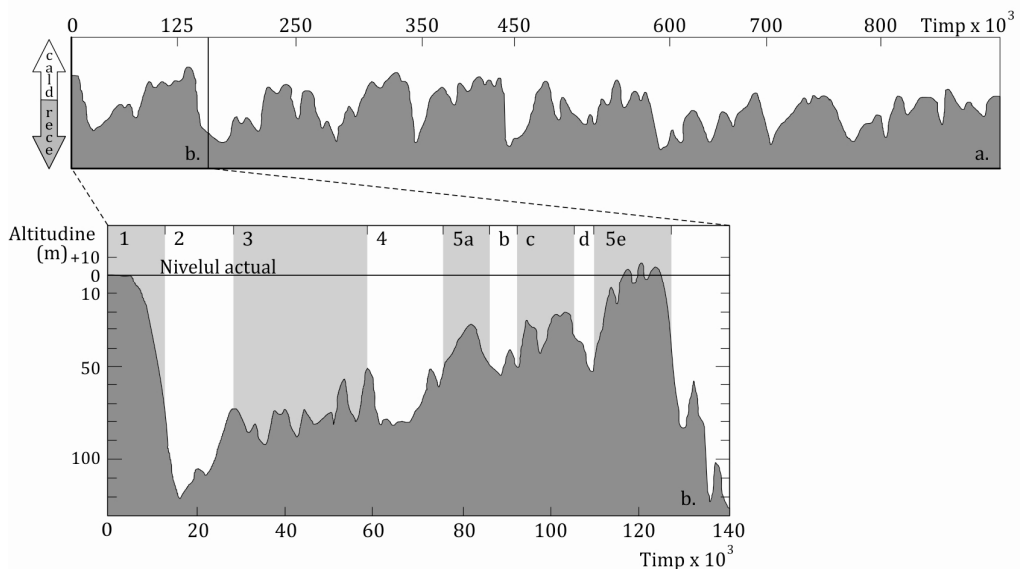


Figura 5.7 – A. Oscilațiile climatice specifice Pleistocenului Mediu și Superior, caracterizate prin predominarea fazelor glaciare foarte aspre; **B.** Schimbările nivelului mării în ultimii 140.000 ani; se remarcă pozițiile foarte coborâte ale nivelului, cu excepția Ultimului Interglaciator MIS 5e, când nivelul mării a atins cote asemănătoare celor actuale (modificat după NOAA/NCDC Open Access, 2009).

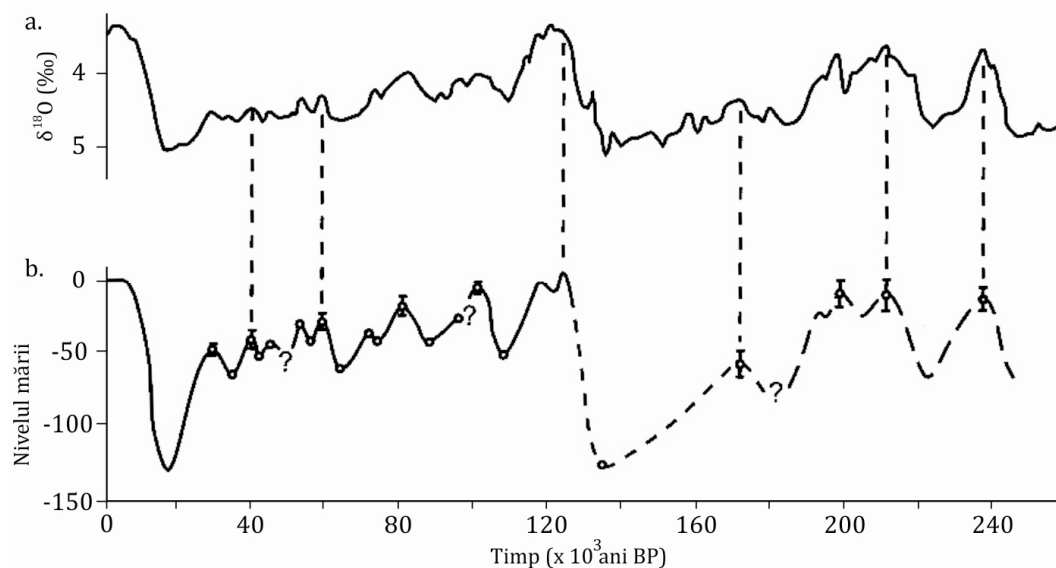


Figura 5.8 – Variațiile $\delta^{18}\text{O}$ în Pacificul sudic (a) și ale nivelului mării (b) reconstruite pe baza teraselor coraligene din Noua Guinee în ultimii 250.000 ani (după Chappell și Shackleton, 1986)

Terasele au fost datate (metoda U – Th) și comparate cu înregistrarea raportului izotopic de oxigen dintr-o carotă de pe câmpia abisală Pacifică, remarcându-se o bună corespondență între cele două scări temporale, ceea ce recomandă $\delta^{18}\text{O}$ ca un bun indicator proxy al evoluției nivelului mării. Curba lui Chappel și Shackleton (1986) indică un nivel al mării în **Ultimul Interglaciuar**, corespunzător MIS 5e (120 – 125.000 BP), foarte apropiat de nivelul actual, poate chiar puțin mai ridicat în timpul maximumului absolut. După ieșirea din MIS 5e, nivelul a scăzut gradual, cu câteva oscilații de amplitudine medie (20 – 30 m) până a ajuns la cota de -70 m în MIS 3. Apoi, urmează una din cele mai severe răcirii (Ultimul Maxim Glaciuar) care duce nivelul aproape de cota de – 130 m.

Cele mai sigure reconstituiri paleo-climatice pentru ultimii 400.000 au fost realizate către sfârșitul secolului 20 pe baza carotelor extrase din calotele glaciare Antarcică (Vostok) și Groenlandeză (GRIP și GISP). Figura 5.9 reprezintă co-evoluția concentrației de CO_2 , derivată din analizele chimice ale bulelor de aer rămase captive în gheață, și a temperaturii aerului pe baza raporturilor izotopice hidrogen – oxigen. Analizele au surprins ultimele patru mari perioade glaciare și interglaciare, care pun în evidență câteva patternuri: i) ieșirea din erele glaciare se face foarte rapid, printr-o încălzire bruscă, în care temperatura medie crește cu 10-12 °C, ii) răcirea care anunță instalarea glaciațiunilor este categoric mai lentă, cu numeroase intermitențe, iii) există o corelație directă și foarte puternică între valorile de temperatură și concentrația atmosferică în CO_2 . Temperaturile ridicate din interglaciare se asociază concentrațiilor ridicate ale CO_2 (270 – 290 ppm), iar temperaturile foarte scăzute cu minimele CO_2 (190 – 200 ppm).

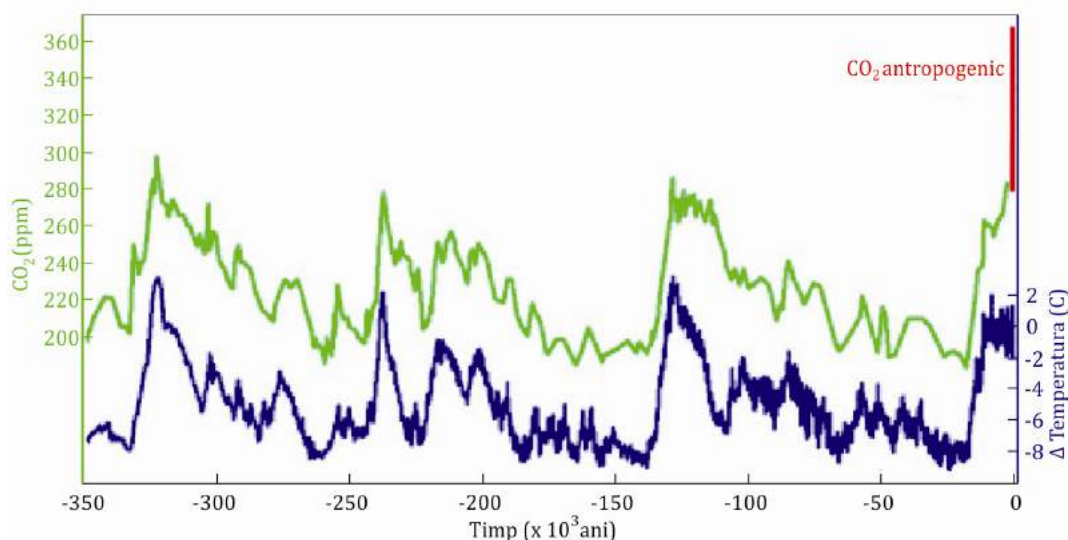


Figura 5.9– Coevoluția temperaturilor (albastru) și a concentrației atmosferice de CO₂(verde) în ultimii 350.000 ani, determinată pe baza forajelor antarctice (forajul Vostok; după Petit și colab., 1999). Se remarcă ciclicitatea de 100.000 ani a glaciațiunilor majore și a interglaciarelor, în corelație directă cu fluctuațiile concentrației de CO₂: 180-200 ppm (fazele reci) vs. 260-300 ppm (fazele calde). Deși în Holocen, CO₂ a atins cotele naturale maxime, activitățile antropice au determinat în ultimele trei secole o creștere suplimentarămajoră, de ca. 80 ppm (IPCC, 2010), comparabilă cu diferențele dintre glaciațiuni și interglaciare.

5.3.3 Transgresiunea Post-glaciară și evoluția Holocenă a nivelului mării

Către sfârșitul Pleistocenului s-a produs ultima mare glaciațiune Cuaternară (110.000 – 12.000 BP), denumită Würm în Europa Centrală, care a înregistrat mai multe faze reci, dintre care *cea mai severă s-a produs către sfârșitul glaciațiunii, în timpul Ultimului Maxim Glaciar (26.500 - 19.000 BP), când ghețarii de calotă au atins cele mai mari extinderi și grosimi, iar nivelul mării a coborât până la 120-130 m* (Clark et al., 2009). În timpul UMG, calotele au acoperit complet jumătatea nordică a Americii de Nord, precum și nordul Europei; aici, limita sudică a calotei trecea prin nordul Germaniei, Poloniei și Ucrainei. În urmă cu 18.000 ani începe procesul de deglaciere, întrerupt de o ultimă fază rece destul de scurtă dar intensă numită Dryasul Nou (12.800 – 11.500 BP), când ghețarii încep din nou să avanseze fără însă a se apropia de extensiunea atinsă în UGM. Odată cu ieșirea din Dryasul Nou începe **Holocenul** (11.500 BP – prezent) când clima se ameliorează iar apoi se stabilizează în jurul parametrilor contemporani, specifici perioadelor interglaciare. Din acest punct de vedere, Holocenul este o anomalie la scara Cuaternarului, întrucât până în Holocen se înregistraseră foarte puține faze interglaciare stabile climatic, care să dureze mai mult de 3000 ani.

În Holocen se reia transgresiunea post-glaciară începută acum 18.000 ani, care se mai numește și transgresiunea Flandriană sau Holocenă. Se pot distinge câteva faze

evolutive ale nivelului mării începând cu Transgresiunea Post-Glaciara, desfășurate cu rate distincte:

- i)** o creștere moderată, de ca 4 mm/an, specifică intervalului 18.000 – 14.500 BP;
- ii)** o intensificare a creșterii nivelului până la 20 - 30 mm/an, datorată începerii topirii calotelor vest-antarctice (14.500 – 12.800 BP);
- iii)** o încetinire a creșterii la 5 – 6 mm/an, în timpul Dryasului Nou (12.800 – 11.500);
- iv)** o accelerare puternică a creșterii până la 20 mm/an în Holocenul Timpuriu (11.500 – 7000 BP);
- v)** încetinirea creșterii (la 3 - 5 mm/an) pe măsură ce calotele glaciare se apropiau de o configurație în echilibru cu condițiile climatice Holocene (7000 – 5000 BP);
- vi)** un nivel al mării stabil, lipsit de mișcări eustatice, în care doar mișcările izostatice și tectonice fac să varieze nivelurile locale (5000 BP – 100 BP).

Există încă contradicții privind forma curbei de creștere a transgresiunii post-glaciare, respectiv dacă a fost o creștere continuă sau, din contră, cu numeroase fluctuații, la care probabil nu se va putea răspunde definitiv întrucât fiecare macro-regiune are o evoluție puternic influențată de mișcările izostatice și de mișcările tectonice locale. Modelările geofizice au demonstrat că rata, direcția și magnitudinea mișcărilor izostatice au variat enorm de la un loc la altul și că nicio regiune costieră nu poate fi considerată ca stabilă vertical. Pe de altă parte modelarea mișcărilor glacio- și hidro-izostatice regionale, suprapuse pe o curbă comună a mișcărilor eustatice indică existența coastelor cu o evoluție similară a nivelului mării, care se pot grupa în patru modele de comportament zonal (Fig. 5.10):

- i) Zonele afectate de calote în UMG și care azi compun aria periglaciara (forebulge) se ridică intens (1-10 mm/an) ceea ce impune o scădere dramatică a nivelului relativ al mării (zona I).
- ii) Ariile afectate doar parțial de calote în UMG - acoperite o perioadă mai scurtă de timp și cu grosimi mai mici ale gheții – compun zona de tranziție I-II, unde nivelul mării inițial a coborât, iar în ultimii 2000-3000 ani s-a stabilizat sau a început să se ridice.
- iii) Zona II corespunde fostelor regiuni periglaciare care în timpul UMG au suportat ridicări glacio-izostatice compensative și care în prezent se comportă complet diferit fiind afectate de mișcări negative care fac ca nivelul relativ al mării să fie într-o continuă creștere. Aici intră majoritatea coastelor vestice ale Europei (între Olanda și nordul Spaniei) și ale Statelor Unite.
- iv) Regiunile îndepărtate de suprafețele afectate de glacio-izostazie au o evoluție a nivelului dictată în primul rând de mișcările eustatice. Ele compun zonele III, IV și V, în care nivelul mării a crescut în timpul transgresiunii post-glaciare, iar apoi fie s-a stabilizat, fie a cunoscut în Holocenul superior o scădere ușoară după atingerea unui maxim relativ de + 1...+ 3 m, datorită balansărilor hidro-izostatice dintre șelful continental exterior și țarm (zonele III-V în Fig. 5.10).

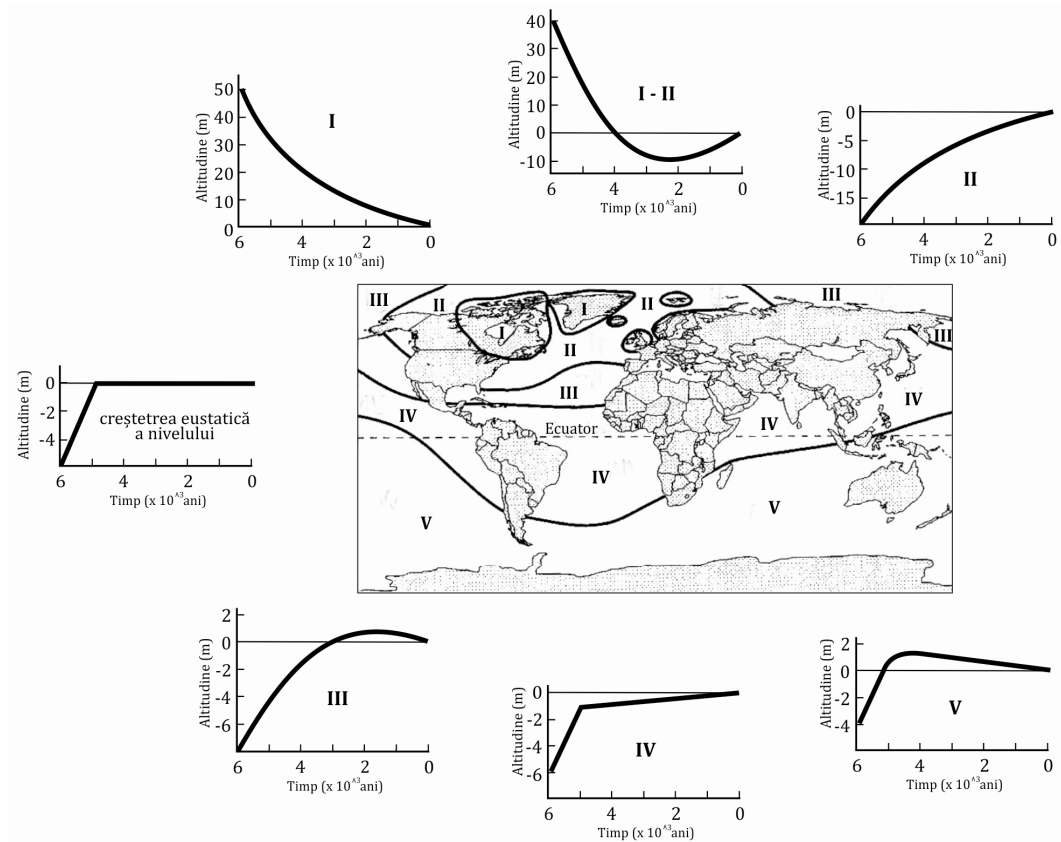


Fig. 5.10 – Variațiile zonale ale nivelului relativ al mării estimate prin aplicarea unui model geofizic, care presupune că în ultimii 5000 ani nu s-au manifestat mișcări eustatice (adaptat după Pirazzoli, 1996 și Komar, 1998).

5.3.4 Creșterea actuală a nivelului mării (ultimii 150 ani) și scenarii evolutive pentru următorul secol

Creșterea contemporană a nivelului mării este una din cele mai puternice evidențe ale schimbărilor climatice recente, respectiv ale încălzirii globale. Dacă până în anii 1990 existau încă climatologi și oceanografi reticenți cu privire la schimbările climatice, în prezent, după intensificarea cercetărilor privind evoluția climei și a factorilor environmentali, există o certă unanimitate în lumea științifică cu privire la caracterul antropogenic al încălzirii globale contemporane și a schimbările majore de mediu pe care le generează. Progresele făcute în cunoașterea schimbărilor nivelului mării din ultimele două secole, raportate la macro-stabilitatea acestuia din ultimii 5000 ani, sunt o probă univocă a încălzirii globale recente (IPCC, 2007).

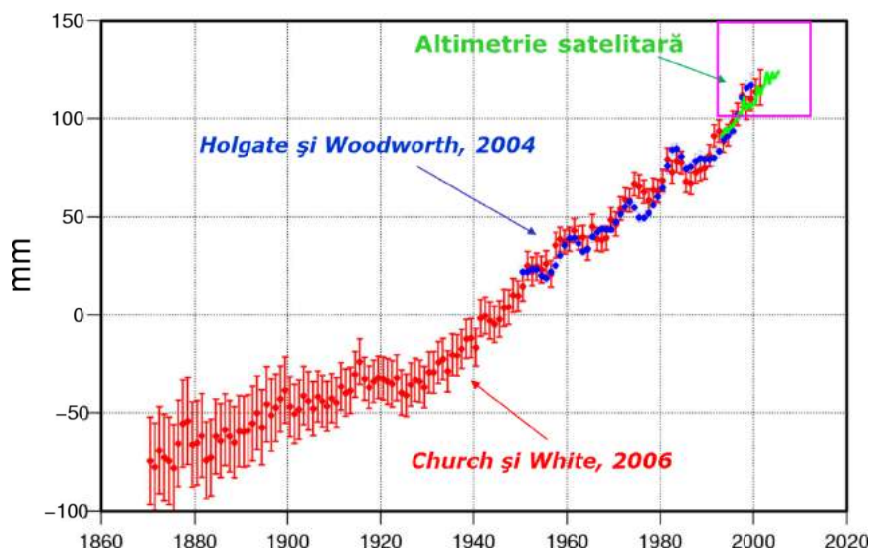


Figura 5.11 – Creșterea globală a nivelului mării în ultimii 150 ani, dedusă din măsurători directe și satelitare, care demonstrează accelerarea din secolul 20 (după Church și White, 2011)

La scară multianuală și decadală, nivelul mării prezintă o variabilitate ridicată, astfel încât până de curând (anii 2000) utilizarea exclusivă a datelor recente de nivel nu permitea surprinderea tendințelor evolutive pe termen-lung (> 40 ani). De exemplu, episoadele intense ale El Nino din 1982-1983 și 1997-1998 (Fig. 8.8) au provocat creșteri și scăderi globale ale nivelului de ca. 10 mm. Cu toate acestea, studii recente demonstrează că *nivelul mării s-a destabilizat și a început să crească încă de la sfârșitul secolului 18* (Jevrejeva și colab., 2008).

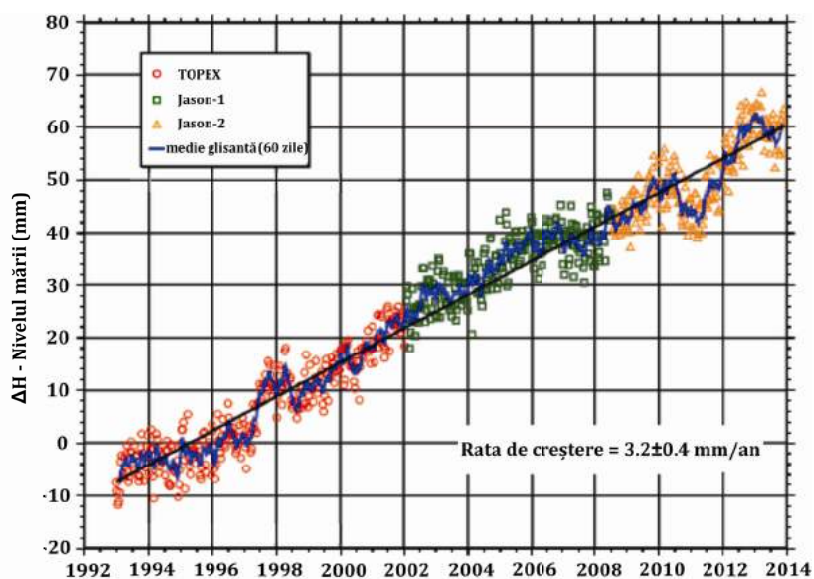


Figura 5.12 – Mișcările eustatice surprinse de sateliții Topex/Poseidon și Jason (1993 - 2014).

Acest proces este evidențiat de mărturiile geologice și geomorfologice, cât și de bazele cele mai lungi de date instrumentale. Practic, nivelul global a crescut cu 6 cm în secolul 19 și cu 19 cm în secolul 20. Înmulțirea rapidă a maregrafelor în a 2-a jumătate a secolului 19 (în prezent sunt peste 1400) a permis delimitarea parțială a semnalului izostatic, prin compararea inter-regională a siturilor, și o bună evaluare a mișcărilor eustatice începând cu anii 1870. Analiza datelor existente relevă că în intervalul 1870 – 2005, nivelul mediu al Oceanului Planetar a crescut cu 195 mm (Fig. 5.11), respectiv cu o rată medie de 1.46 mm/an (Church și White, 2006). Din 1993, cu ajutorul altimetriei satelitare, s-a reușit un extraordinar salt calitativ în măsurarea nivelului mării. Misiunile satelitare TOPEX/Poseidon, continuate din 2008 de satelitul Jason, au făcut posibile în premieră înregistrarea oscilațiilor nivelului absolut al mării, prin raportarea măsurătorilor altimetrice la un sistem geodezic absolut (Fig. 5.12).

Până la sfârșitul anilor 1990, se aprecia că singura accelerare clară a evoluției nivelului mării s-a produs în secolul 19 (Gornitz, 1995; Church și colab., 2001). Astăzi, grație extinderii seriilor de date înregistrate de maregrafe, a integrării tuturor bazelor de date într-o rețea internațională, dar mai ales datorită noilor misiuni spațiale care au permis măsurători precise ale oscilațiilor eustatice din ultimele două decenii (1993-2014), *cele mai recente studii au demonstrat accelerarea semnificativă a creșterii nivelului Oceanului Planetar în secolul 20* (Holgate și Woodwarth, 2004; Church și White, 2006, 2011; Wenzel și Schröter, 2010). *Creșterea medie din ultimii 140 ani este de ca. 1.5 mm/an, dar putem decela în schimb trei intervale succesive cu rate de înălțare a nivelului tot mai mari (Fig. 5.11):*

- i) **1.2 mm/an** în intervalul 1870 – 1940;
- ii) **1.8 mm/an** în intervalul 1940 – 1993;
- iii) **3.2 mm/an** în intervalul 1993 – 2014.

Indiferent de metoda de calcul – date de la maregrafe sau altimetrie satelitară – rezultatele sunt foarte asemănătoare și demonstrează accelerarea creșterii nivelului în intervalul 1870 –2014, cu o rată medie de + 0.013 mm/an. Dacă această rată de accelerare ar rămâne constantă de-a lungul secolului 21, în 2100 am avea un nivel mai ridicat cu ca. 32 cm decât în prezent. Majoritatea modelărilor însă preconizează rate categoric mai mari de accelerare. Ultimul raport al IPCC (2013) preconizează ***o creștere medie de 74 cm până în 2100 pentru scenariul pesimist în care emisiile gazelor cu efect de seră continuă să crească și de 44 cm pentru scenariul optimist în care vor avea loc reduceri dramatice ale gazelor cu efect de seră ajungându-se la emisii 0 în 2070.*** Chiar și în scenariul optimist, creșterea nivelului urmează să fie de aproape trei ori mai intensă decât în secolul 20. Estimările reflectă marea inerție a răspunsului nivelului mării la schimbările temperaturii globale și faptul că va continua să se ridice pentru cel puțin două secole de aici înainte, indiferent de evoluția concentrației gazelor cu efect de seră. În ciuda severității aparente a creșterii estimate de IPCC, majoritatea modelărilor recente independente prognozează creșteri încă mai rapide: respectiv de 30-33 centimetri până în 2050 (Rignot și colab., 2011; Romm, 2011), ceea ce presupune creșterea ratelor de la 3.2 mm/an (prezent) la 7 – 9 mm/an; aceste studii iau în calcul destabilizarea rapidă a calotelor polare și subpolare.

5.3.5 Sursele creșterii actuale și viitoare a nivelului mării

Există încă numeroase incertitudini legate de contribuția fiecărei surse la creșterea nivelului mării, deopotrivă în ceea ce privește schimbările deja produse, cât și referitor la schimbările prognozate. Nu sunt deloc puține cazurile în care studii independente propun cifre și proporții complet diferite, iar pentru anumite surse (precum calota Antarctică) încă nu este lămurit dacă acestea au contribuit sau vor contribui la intensificarea sau frânarea creșterii (vezi incertitudinile din tabelul 5.1). Ceea ce știm sigur este că principalele două cauze ale creșterii actuale sunt expansiunea termală și intensificarea topirii ghețarilor și calotelor (detalii privind natura celor două procese în cap. 5.2.1).

Expansiunea termală (numită și *schimbarea sterică a nivelului mării*) a fost presupusă de studiile realizate până în anii 1990 ca fiind principala cauză a creșterii nivelului (Thompson și Tabata, 1987). Ulterior, în absența unor date directe de încredere, modelările au indicat că expansiunea termală a contribuit cu 3–7 cm la creșterea nivelului din secolul 20, ceea ce presupune o cotă de sub 40 % (Warrick și colab., 1996). Odată cu accelerarea creșterii nivelului produsă la începutul anilor '90 și surprinsă cu acuratețe de măsurătorile altimetrice satelitare (Fig. 5.12) s-a constatat o intensificare extraordinară a expansiunii termale, manifestată în rate de aproape patru ori mai ridicate (de la 0.42 la 1.6 mm/an), care au transformat-o în principala cauză a eustatismului pozitiv contemporan (pondere > 50 %; Tabel 5.1).

Cealaltă sursă a creșterii globale – topirea gheții cantonate în regiunile polare, subpolare și alpine – este în principal reprezentată de **ghețarii de vale și de calotele continentale mici**, datorită vulnerabilității crescute a acestor medii. Numeroase investigații paleo-environmentale au demonstrat că majoritatea ghețarilor de vale a început să se retragă din a două jumătate a secolului 19, odată cu depășirea completă a Miciei Glaciațiunii (1450 - 1830). În prezent, deși topirea lor s-a intensificat, contribuția acestora la creșterea contemporană a nivelului mării este în scădere de la 45 % la 26 % (Bindoff și colab., 2007).

Sursa creșterii	1961 – 2003 (maregrafe)	1993 – 2003 (altimetriesatelitară)	Proporție (%) 1961 – 2003 / 1993 – 2003
Expansiune termală	0.42 ± 0.12	1.6 ± 0.5	38.1 / 55.2
Ghețari montani și calotemici	0.5 ± 0.18	0.77 ± 0.22	45.4 / 26.5
Calota Groenlandeză	0.05 ± 0.12	0.21 ± 0.07	4.5 / 7.2
Calota Antarctică	0.14 ± 0.41	0.21 ± 0.35	12.7 / 7.2
Total estimat	1.1 ± 0.5	2.9 ± 0.7	100
Total observat	1.8 ± 0.5	3.1 ± 0.7	-

Tabel 5.1 – Estimări ale ratelor creșterii nivelului mării (m/an) obținute din datele maregrafelor (1961 – 2003) și măsurători altimetrice satelitare: 1993 – 2003, (după Bindoff colab., 2007).

Calotele glaciare Groenlandeză și Antarctică deși conțin cea mai mare cantitate de apă sub formă de gheață de pe Terra (98.7 %) au avut până în prezent balanțe de masă echilibrate în care intrările sub formă de zăpadă au fost compensate de ieșirile prin topire și aisberguri. În fiecare an ca. 8 mm de apă evaporată de pe suprafața Oceanului Planetar ajung pe cele două calote prin ninsori. Mai mult, creșterea temperaturii globale va provoca o creștere a precipitațiilor și astfel a zăpezii acumulate în partea centrală a calotelor, ceea ce teoretic ar putea avea ca efect chiar frânarea creșterii nivelului. Și totuși, dincolo de aceste aprecieri speculative, măsurătorile gravimetrice satelitare recente au putut estima în premieră balanța de masă. Concret, pierderea cumulată de masă a celor două calote, respectiv de 475 ± 158 Gt/an, echivalează o creștere a nivelului mării de 1.3 ± 0.4 mm/an pentru intervalul 1988 – 2006 (Rignot și colab., 2011), ceea ce pare a fi mult mai mult decât în estimările anterioare (ex: Bindoff și colab, 2007 exprimând raportul IPCC), contribuind cu ca 42% la creșterea recentă a nivelului (în loc de ca. 15 %, cum se aprecia). Foarte importantă este însă creșterea graduală a bilanței negative a celor două calote materializată printr-o rată medie de accelerare a topirii de 21.9 ± 1 Gt/an pentru Groenlanda și 14.5 ± 2 Gt/an pentru Antarctica, rezultând o rată cumulată de accelerare ca. 36.3 Gt/an (1988 – 2006). Accelerarea neașteptată a topirii calotelor polare și subpolare s-a dovedit a fi de trei ori mai mare decât în cazul ghețarilor montani și a calotelor mici (12 ± 6 Gt/an) ceea ce arată probabilitatea ca estimările privind evoluția viitoare a nivelului mării să fie subevaluate, sau în orice caz ca balanța de masă a celor două calote să aibă o contribuție mult mai ridicată decât estimările realizate până în prezent.

La scară mai mare de timp, de secole și milenii, conform prognozelor actuale climatice calota Groenlandeză s-ar putea topi complet contribuind cu ca. 7 m la creșterea nivelului.

5.3.6 Oscilațiile nivelului Mării Negre pe coasta românească

Oscilațiile de nivel de pe coasta românească a Mării Negre, se pot clasifica **(i) după origine:** *eustatice* (reprezentând variațiile volumului de apă) și *de deformare* (provocate de variația formei suprafeței libere a mării), **(ii) după durată:** *de scurtă durată* (denivelări produse de vânt, variații ale presiunii atmosferice, seșe și marea), *de durată medie* (oscilații sezoniere) și *de lungă durată* (mișcări eustatice și izostatice, controlate de factorii climatici, hidrologici și tectonici), **(iii) după ritmicitate:** oscilații periodice (marea, seșe) și neperiodice.

Din categoria oscilațiilor de scurtă durată cele mai importante sunt denivelările suprafeței mării produse de vânt în timpul furtunilor. Aceste oscilații au amplitudini mari și sunt foarte frecvente fiind generate prin acțiunea de frecare a aerului pe suprafața mării unde antrenează în mișcare stratul de apă superficial (*wind drift*). Ca o consecință directă, vânturile care bat dinspre larg supraîncarcă apele de țarm cu masele de apă ale curenților de derivă eoliană provocând creșteri de nivel ce ating maximum lângă linia apei, în timp ce vânturile care bat dinspre uscat “împing” marea către larg.

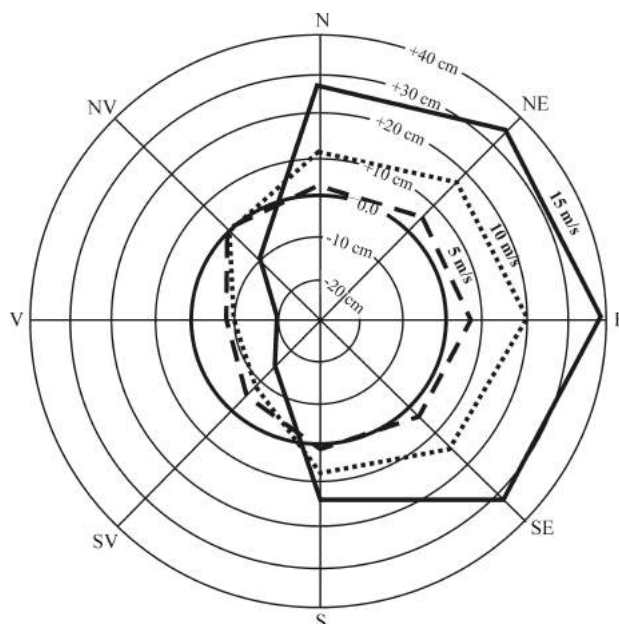


Figura 5.13 – Denivelările mării produse de vânt pe sectoarele de țărm orientate N-S.

Aceste oscilații produse de vânt, se adaugă celor induse de valuri (*wave setup*) care, în cadrul zonei de spargere a valurilor, mențin un nivel ascendent către linia țărmului; denivelarea pozitivă din zona de spargere față de nivelul mării în larg este proporțională cu înălțimea valurilor deflerante. Figura 5.13 prezintă estimări ale denivelărilor de scurtă durată asociate vânturilor și spargerii valurilor pentru sectoarele de țărm orientate aproximativ N-S (delta Chilia – I. Sacalin, Chituc – Vama Veche). Se remarcă denivelări semnificative pentru vânturile dinspre larg (NE, E, SE) care produc creșteri ale nivelului mării de până la 35 cm și 50 cm, în cazul vânturilor de 15 m/s și 20 m/s. Cele mai mari creșteri se dezvoltă în timpul furtunilor costiere extreme (ex: 16-21 februarie 1979, 21-25 ianuarie 1998) când nivelul mării a atins maxime de 80 – 90 cm, conform înregistrărilor de la mirele Sfântu Gheorghe și Constanța (Vespremeanu-Stroe, 2007).

Oscilațiile de nivel de durată medie sunt determinate în principal de variația sezonieră a debitelor Dunării și secundar de regimul precipitațiilor și evaporației din bazinul Mării Negre. Aportul fluvial este cea mai de seamă componentă a bilanșului hidrologic al Mării Negre, care determină variații sezoniere și lunare ale nivelului cu amplitudini de până la 40 cm pe țărmul deltaic (Sulina, Sfântu Gheorghe) și 20 cm pe țărmul sudic românesc (Constanța; Fig. 5.14). Nivelele maxime se ating în intervalul aprilie – mai pe țărmul deltaic și cu o întârziere de 3 - 4 săptămâni pe țărmul sudic (mai – iunie), impusă de timpul necesar propagării geostrofice către sud a creșterii nivelului în apele costiere deltaice (Vespremeanu și colab., 2003). Decalajul temporal al producerii maximelor între cele două sectoare ale coastei românești este mărit și de suprapunerea pe singurul interval, aprilie – iunie, în care vânturile sudice reușesc să fie asemănătoare ca intensitate și frecvență cu cele nordice, în restul anului fiind net inferioare.

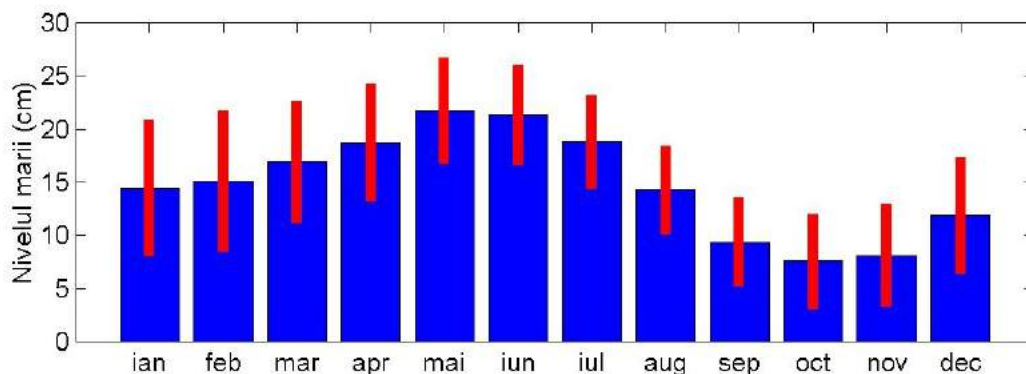


Figura 5.12—Oscilațiile medii lunare ale nivelului Mării Negre la Constanța (1933 - 2010); albastru = nivelul mării, roșu = variabilitatea lunară interanuală a nivelurilor lunare.

În mod paradoxal, celelalte surse de variație sezonieră – precipitațiile și evaporația – se comportă antagonic față de regimul hidrologic al marilor râuri tributare. Exceptând coasta vestică a bazinului Mării Negre unde precipitațiile de vară sunt cele mai bogate, restul precipitațiilor căzute pe suprafața mării atinge maximum în intervalul octombrie - ianuarie, inclusiv pe coasta Caucazului unde se înregistrează cele mai mari cantități medii anuale din întreg bazinul. La fel, regimul evaporației – cu un maxim vara în timpul nivelelor mari și un minim iarna – se comportă în contratimp cu variația medie lunară a nivelurilor Mării Negre și a debitelor Dunării estompând într-o oarecare măsură amplitudinea oscilațiilor de nivel lunare și sezoniere. **Seișele** reprezintă oscilații periodice de scurtă durată ale nivelului mării (un corp de apă închis sau semiînchis) generate de un schimb brusc în presiunea atmosferică, o furtună sau o variație bruscă a direcției și vitezei vântului. Pe litoralul românesc seișe cu amplitudini de peste 10 cm se înregistrează odată la câțiva ani.

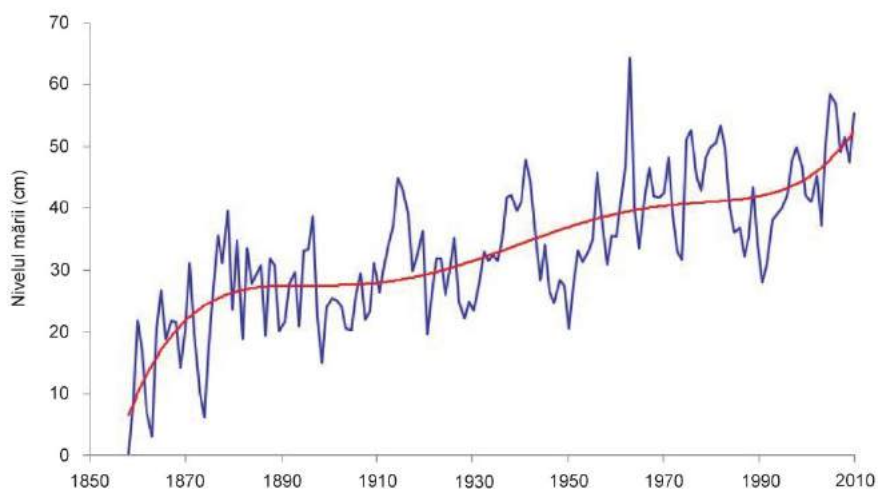


Figura 5.14 – Evoluția nivelurilor anuale ale Mării Negre la Sulina (1858 – 2010).

Pe baza datelor instrumentale și a cunoașterii ansamblului sinoptic se pot analiza două cazuri de seîșe foarte puternice care s-au produs pe țărmul românesc în asociere cu pasajul unor fronturi atmosferice de furtună. În primul caz, noaptea de 28 decembrie 1960, trecerea unui ciclon de la sud spre nord în lungul litoralului a fost acompaniată de un front de apă cu înălțimi de ca. 1m care a inundat jetiurile Sulinei de către Baia de Sud. Mai recent, pe 25 ianuarie 2012 în zona de vărsare a brațului Sfântu Gheorghe, la începutul unei furtuni severe ridicarea indusă de valuri în zona de spargere s-a propagat sub forma seîșelor pe gura de vărsare, care s-au amplificat și a ajuns la amplitudinea de 80 cm în dreptul stației hidrometrice Sfântu Gheorghe.

Creșterea multianuală a nivelului mării este una din cauzele favorabile retragerii țămurilor pe termen lung. Prima stație maregraf din Marea Neagră și una din cele mai vechi din lume este cea amplasată în 1858 la Sulina de către Comisiunea Europeană a Dunării. Șirul lung de date (1858 - 2010) a permis o analiză cuprinzătoare a tendințelor evolutive înregistrate în cei 153 ani (Fig. 5.14) punând în evidență cele trei intervale de creștere rapidă asociate episoadelor de încălzire intensă: ieșirea din Mica Glaciațiune (1858 – 1880), perioada caldă de la începutul secolului 20 (1910 – 1940) și ultimele două decenii considerate cele mai calde din ultimii 2000 ani (1990 – 2010). Pentru întreg intervalul analizat am calculat un ritm de creștere de 2.5 mm/an (1858-2010). Această rată reprezintă creșterea relativă a nivelului mării, respectiv cea resimțită de sistemul morfologic al țărmului deltaic. În realitate, rata de creștere absolută a nivelului Mării Negre a fost probabil ceva mai mică, acesteia adăugându-i-se și rata locală de subsidență de ca. 0.5 - 1 mm/an. Maregraful de la Constanța a fost amplasat mai târziu, în perioada interbelică, iar rata medie de creștere a nivelului relativ calculată pentru intervalul 1933 – 2010 este de 1.4 mm/an, ceea ce indică posibilitatea manifestării unor lente procese hidroizostatice locale de ridicare (0.1 – 0.4 mm/an).

CAPITOLUL 6

PROPRIETĂȚILE FIZICE ALE APEI DE MARE

Acumularea apei pe Terra, provenită originar din vaporii de apă eliberați de vulcani, a constituit condiția necesară apariției vieții pe planetă acum cca 3.6 miliarde de ani, petrecută primordial în domeniul oceanic, considerat leagănul vieții. Acumularea în cantități imense, de până la volumul actual de 1386 miliarde km^3 , conferă trăsături unice Pamântului în cadrul sistemului Solar. În primul rând prin dezvoltarea unei Atmosfere protective în care vaporii de apă au contribuit mai mult decât orice alt gaz la efectul de seră care a produs încălzirea planetei și scoaterea acesteia din starea de îngheț corespunzătoare distanței față de Soare. Celelalte caracteristici esențiale ale apei care au modelat fizionomia planetei prin stabilirea caracterelor primare ale climatului și vegetației sunt: i) capacitatea uriașă de a înmagazina și transporta căldură între diferite zone climatice prin intermediul circulației oceanice și a circuitului apei în natură, ii) structura bipolară a moleculei de apă capabile să stabilească legături chimice cu majoritatea compușilor de pe Terra și să determine dizolvarea acestora, iii) tensiunea superficială care permite apei să se circule capilar în cadrul solului și a vegetației, astfel încât plantele s-au putut înălța față de nivelul solului. Apa de mare este un amestec de 96.5 % apă pură și 3.5% săruri și gaze dizolvate. Proprietățile ei fizice sunt determinate în general de proprietățile apei pure și pe acestea le vom discuta primele mai departe.

6.1 PROPRIETĂȚILE APEI PURE

6.1.1 Structura moleculei de apă și capacitatea de dizolvare

Molecula de apă este compusă dintr-un atom de oxigen, cu sarcină negativă, și doi atomi de hidrogen, cu sarcină pozitivă, fiind rezultatul legăturii covalente dintre aceștia. Cei doi atomi de hidrogen se fixează pe aceeași parte a atomului de oxigen sub un unghi de 105° . Rezultă o moleculă de apă cu structură bipolară, respectiv cu sarcină pozitivă în dreptul atomilor de hidrogen și negativă în dreptul atomului de oxigen (Fig. 6.1). Această configurație de dipol electric, comparabilă cu a unui magnet, este responsabilă pentru majoritatea proprietăților unice ale apei. Molecula bipolară de apă atrage puternic alți ioni, indiferent dacă sunt anioni (-) sau cationi (+), prin orientarea rapidă în funcție de sarcina electrică a acestora; se manifestă, astfel, o mare disponibilitate pentru legături cu alte molecule prin legături ionice care explică de ce apa este un solvent excelent (Vespremeanu, 1992).

Hidratarea exprimă pe de o parte starea ionilor diverselor elemente chimice de a fi înconjurați de apă, dar și procesul de dizolvare a unui solvent atunci când acesta este în apă. Când moleculele bipolare se găsesc grupate într-un corp de apă, devin capabile să reducă semnificativ intensitatea atracției electrostatice dintre ionii de naturi diferite (atomi sau molecule încărcate electric), cu sarcini opuse, ai compușilor ajunși în apă. Concret, *atracția electrostatică a diferiților ioni este redusă la introducerea în apă la cca. 1/80 din valoarea ei în mediu ex-acvatic* (Trujillo și Thurman, 2011). Introducând în apă diferiți compuși uniți prin legături ionice, precum NaCl, se produce decuplarea electrostatică a ionilor constituenți (ex Na^+ , Cl^-). După disociere ionii încărcăți pozitiv (ex: Na^+ , K^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2}) se prind de zonele încărcate negativ ale moleculelor de apă, iar ionii încărcăți negativ (ex: Cl^- , SO_4^{-2} , HCO_3^-) de sectoarele pozitive.

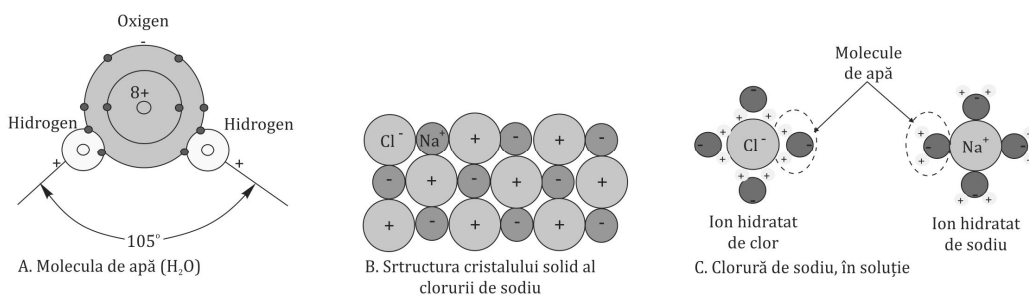


Figura 6.1 – A) Molecula de apă rezultată prin asocierea unui atom de oxigen cu doi atomi de hidrogen. Capătul moleculei reprezentat de atomul de oxigen este încărcat negativ, iar cei doi atomi de hidrogen conferă o sarcină pozitivă celeilalte părți a moleculei de apă. Acest statut, de moleculă bipolară, stă la baza comportamentului unic al apei. B) Hidratarea ionilor de sodiu și clor (după Trujillo și Thurman, 2011).

6.1.2 Proprietățile termice ale apei și schimbările de stare

Apa este una din puținele substanțe de pe Pământ care se găsește în toate cele trei stări de agregare: solidă (gheață), lichidă (apă) și gazoasă (vapori de apă) și, mai mult, are capacitatea de a înmagazina cea mai mare cantitate de energie pe unitatea de volum. În natură apa se găsește predominant în stare lichidă (97.5 %) datorită punctului ridicat de fierbere. Grație structurii bipolare a moleculelor de apă, acestea sunt unite în agregate (polimeri) prin intermediul legăturilor de hidrogen. Agregatele intermoleculare lichide conțin între 2 și 8 molecule de apă, în funcție de temperatură; pentru temperatura de 20 °C, predomină agregatele cu 6 molecule. Legăturile de hidrogen dintre moleculele de apă sunt de ca. 20 ori mai slabe decât legăturile de hidrogen dintre atomii de oxigen și hidrogen în cadrul moleculei de apă. Chiar și așa însă, stabilitatea acestor legături este suficient de mare pentru a determina majoritatea proprietăților fizice ale apei. Fierberea apei necesită o cantitate mare de energie pentru ruperea punților de hidrogen dintre molecule, ceea ce ridică considerabil temperatura punctului de fierbere (100 °C).

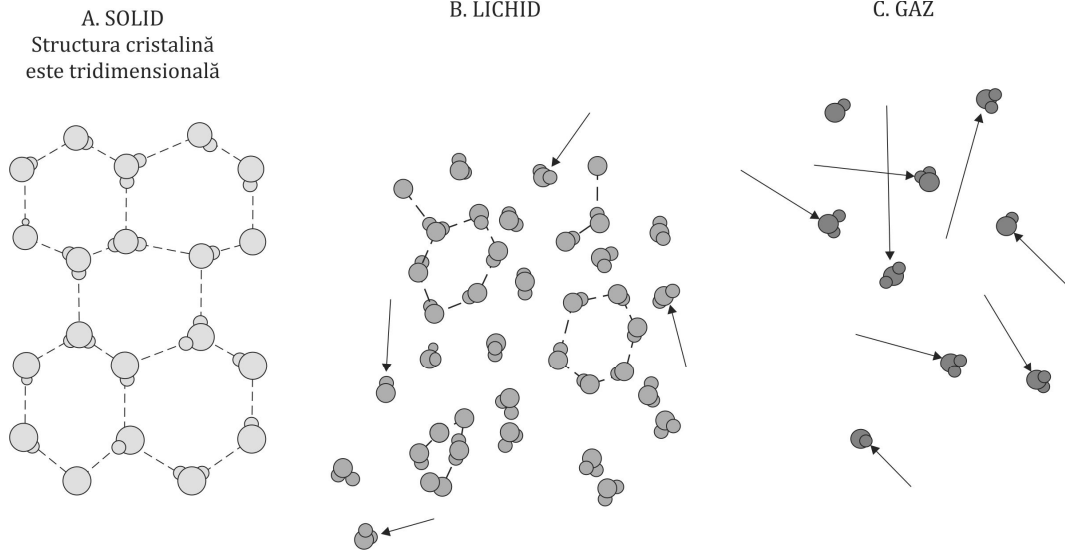


Figura 6.2 - Structura apei în stare solidă, lichidă și gazoasă. A) $T \leq 0 \text{ } ^\circ\text{C}$, există prea puțină energie calorică pentru a rupe legăturile de hidrogen care țin legate moleculele de apă în rețeaua cristalină; B) $0 \text{ } ^\circ\text{C} \leq T \leq 100 \text{ } ^\circ\text{C}$, căldura existentă permite o mișcare moleculară suficientă pentru a rupe o parte dintre legăturile de hidrogen intermoleculare; C) $T > 100 \text{ } ^\circ\text{C}$, există suficientă energie calorică pentru a determina o mișcare moleculară capabilă să rupă toate legăturile intermoleculare de hidrogen (după Thurman, 1997).

Dacă apa ar consta din molecule libere, neaglomerate, ea ar îngheța la $-110 \text{ } ^\circ\text{C}$ și ar fierbe la $-80 \text{ } ^\circ\text{C}$, iar în condițiile normale de pe Terra s-ar fi găsit aproape exclusiv în formă gazoasă. Așadar, în absența legăturilor de hidrogen (și implicit a structurii bipolare a moleculelor de apă), nu ar fi existat nici oceane și nici viață pe Pământ (Gross, 1997). **Schimbările de stare** (de agregare: solidă-lichidă-gazoasă) se produc prin ruperea parțială sau totală a legăturilor intermoleculare, sau prin formarea de noi legături. După caz, ruperea/formarea legăturilor se realizează cu absorbție/eliberare de căldură.

În **stare solidă**, gheața are o structură internă ordonată, în care moleculele de apă rămân în poziții relativ fixe și suportă mișcări doar sub forma *vibrației* (Fig. 6.2A). Practic, toate moleculele sunt prinse în agregate, dar distanța medie dintre ele este puțin mai mare decât în cazul apei lichide.; de aceea, gheața este mai voluminoasă și mai puțin densă decât apa lichidă. Densitatea gheții, măsurată la temperatura de $0 \text{ } ^\circ\text{C}$ este de 920 kg/m^3 , în timp ce apa dulce la aceeași temperatură are o densitate de 1000 kg/m^3 , iar apa de mare are o valoare medie de 1025 kg/m^3 . În consecință gheața plutește, ceea ce are un efect important asupra mediilor acvatice din regiunile reci deoarece stratul de gheață format (pod de gheață pt acvatoriile continentale, banchiză pentru oceane) izolează termic apa lichidă (de dedesubt) de aerul rece, împiedicând propagarea înghețului în adâncime. O altă caracteristică importantă a apei în stare solidă o reprezintă *comportamentul plastic al gheții sub presiune și modificarea temperaturii punctului de îngheț*. Astfel, calotele glaciare uriașe din Antarctica și Groenlanda se deplasează centrifug către mările învecinate unde

eliberează neconținut aisberguri. În absența acestui proces cea mai mare parte a apei de pe Terra s-ar fi acumulat sub formă de gheață în regiunile polare. *Gheața de mare este mult mai puțin sărată decât apa de mare*, deoarece în procesul de îngheț a apei, majoritatea sărurilor și gazelor dizolvate sunt eliminate.

Când gheața se topește, datorită vizualizării dispariției cristalelor de gheață, ne-am aștepta ca toate agregatele intermoleculare de asemenea să dispară. Și totuși lucrurile nu se petrec astfel. În **stare lichidă**, moleculele de apă au primit suficientă energie pentru a rupe o parte dintre legăturile de hidrogen care le țineau prinse în stare solidă, dar multe dintre ele rămân legate în agregate intermoleculare, înconjurată de molecule libere nelegate (Fig. 6.2B). Încă odată, în această stare de agregare apa se remarcă ca un lichid complet atipic, în care coexistă toate formele de mișcare moleculară, prin vibrație, rotație și translație. Deși lichidă, apa se comportă ca o substanță cristalină, mai ales în cazul temperaturilor joase întâlnite în oceane ($T < 40\text{ }^{\circ}\text{C}$). Există o relație inversă puternică între procentul moleculelor legate în agregate și mărimea agregatelor intermoleculare, pe de o parte, și temperatura apei (Fig 6.3). Apa lichidă poate să-și schimbe rapid forma prin curgere, menținând un volum constant, datorită mișcării și rotirii libere a moleculelor nelegate din jurul agregatelor. În **stare gazoasă**, vaporii de apă sunt molecule libere, care dispun de o energie considerabilă deplasându-se prin translație și rotire într-un mod randomizat (Fig. 6.2C). Ca și gaz, vaporii nu au formă sau mărime; ei pot umple orice spațiu la care au acces.

O altă consecință importantă a forței legăturilor intermoleculare de hidrogen o reprezintă căldura specifică a apei. Practic, *căldura specifică* reprezintă cantitatea de căldură necesară unității de masă (1 g) dintr-un corp pentru a-și modifica temperatura cu $1\text{ }^{\circ}\text{C}$.

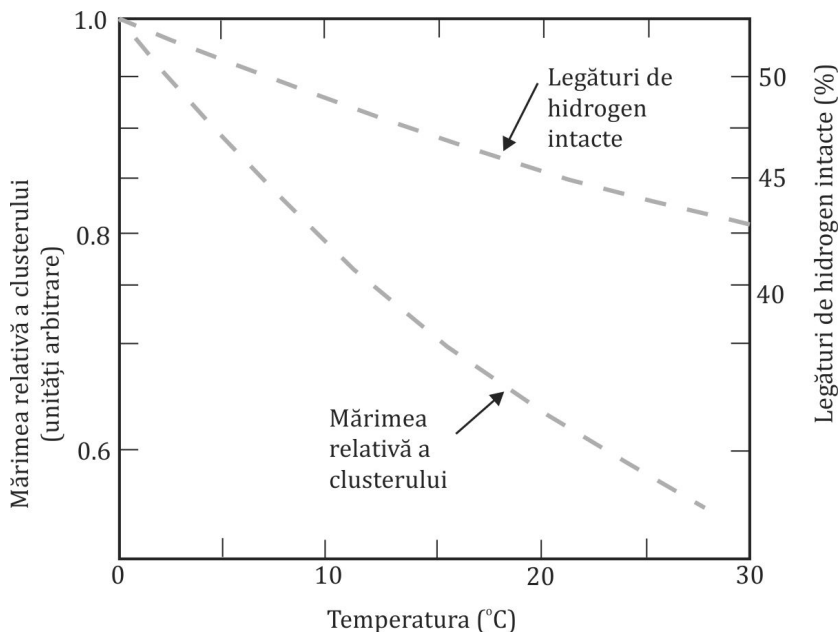


Figura 6.3 – Efectul temperaturii asupra numărului și mărimii agregatelor intermoleculare din apă lichidă (după Nemethy și Scheraga, 1962).

Apa este substanța cu cea mai mare căldură specifică de pe Terra, motiv pentru care apa oceanelor poate absorbi sau elibera cantități uriașe de energie fără schimbări mari ale temperaturii. O calorie (1 cal) reprezintă căldura (energia) necesară pentru creșterea cu 1 °C a temperaturii unui gram de apă lichidă. Spre comparație, căldura specifică a rocilor care compun scoarța terestră este mult mai mică (0.18 – 0.23 cal/g). Tot excepțional de ridicate sunt și valorile *căldurii latente de îngheț* și a *căldurii latente de evaporare*¹¹.

Pentru a înțelege mai bine semnificația energetică a schimbărilor stărilor de agregare ale apei și ale temperaturii acesteia, vă propunem să urmărim exemplul schimbărilor suportate de un gram de apă. Astfel, dacă luăm 1 g de gheață cu temperatura de -20 °C și îl încălzim până la temperatura de 0 °C, avem nevoie de 10 calorii, întrucât căldura specifică a gheții este de două ori mai redusă decât a apei în stare lichidă. Pe măsură ce gheața se încălzește vibrațiile moleculelor de apă din rețeaua cristalină devin tot mai puternice. Odată atinsă temperatura punctului de îngheț, întreaga energie absorbită este folosită pentru distrugerea parțială a legăturilor intermoleculare de hidrogen, astfel încât temperatura rămâne constantă (0 °C) până când întreaga cantitate de gheață devine apă în stare lichidă (Fig. 6.4).

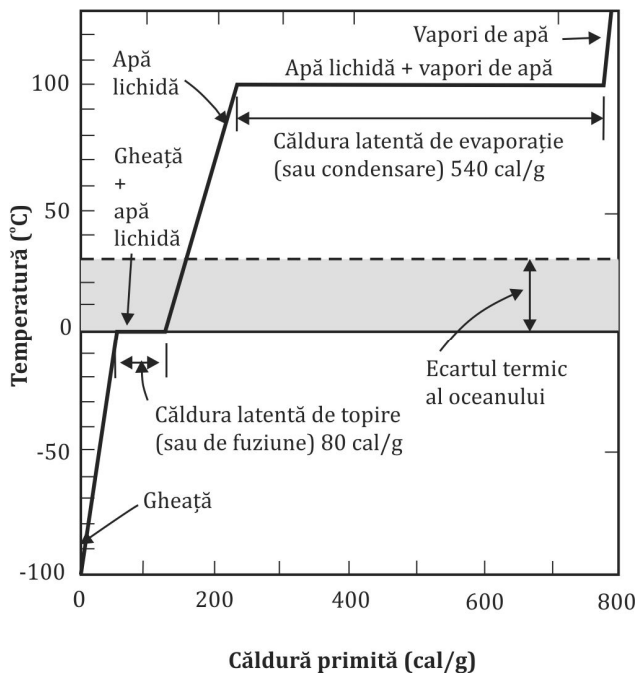


Figura 6.4 – Schimbările de stare și temperatură pentru 1 g de apă, atunci când acesta primește căldură. De remarcat disproportia dintre căldura latentă de topire și căldura latentă de evaporare prin fierbere, datorată faptului că pentru convertirea din gheață în apă lichidă trebuie rupte relativ puține legături intermoleculare, pe când toate legăturile trebuie rupte pentru transformarea din apă lichidă în vapori (după Gross, 1996).

¹¹ Căldura latentă (sinonim: ascuns) reprezintă cantitatea de căldură necesară schimbării stării de agregare (îngheț/topire, evaporare/condens) a unui gram de apă fără schimbarea temperaturii.

Oceanografie Fizică

Căldura latentă de topire, consumată pentru transformarea izotermică a unui gram de gheață într-un gram de apă lichidă, este de 80 cal. După topirea ultimului cristal de gheață, cea mai mare parte a căldurii absorbite susține creșterea intensității mișcării moleculare, care are ca efect direct creșterea temperaturii; 100 cal sunt necesare unui gram de apă lichidă pentru a trece de la punctul de îngheț (0 °C) la punctul de fierbere (100 °C). Odată atinsă temperatura punctului de fierbere, întreaga căldură primită este consumată pentru distrugerea integrală a legăturilor intermoleculare de hidrogen. Acest proces presupune cel mai mare consum energetic, datorită numărului mare de legături și intensității mari a acestora.

Căldura latentă de evaporare prin fierbere este de 540 cal/g în cazul fierberii. Cum însă la suprafața oceanelor temperatura este mai mică de 30 °C (temperatura medie este de 18 °C), înseamnă că evaporația oceanică se produce cu mult sub temperatura punctului de fierbere, ceea ce presupune un consum și mai mare de căldură, respectiv o valoare mai ridicată a căldurii latente de evaporare. De exemplu, pentru evaporarea unui gram de apă cu temperatura de 20 °C sunt necesare 585 cal pentru a realiza sarcina suplimentară de rupere a legăturilor intermoleculare la temperaturi scăzute. Acest consum teribil de energie, implicat în evaporare, este resimțit de corpul uman la ieșirea din apă (mare/piscină), mai ales în absența radiației solare directe.

Toate procesele de schimbare de stare sunt reversibile și implică exact aceleași cantități de căldură. Distribuția zonală a proceselor de evaporare/condensare și secundar a celor de topire/îngheț la nivelul Ocenului Planetar este foarte importantă în circuitul căldurii la scară planetară. Oceanele au la suprafață o temperatură medie multianuală mai ridicată cu cca. 4-5 °C decât cea a continentelor adiacente, preluând cea mai mare parte din energia primită de Pământ de la Soare. În zona tropicală procesul intens de evaporare (300-500 cm coloana de apă) preia o parte semnificativă din căldura oceanică și prin intermediul vaporilor de apă (altfel spus, printr-o ramură a circuitului apei în natură) o transportă către zonele mai reci, temperată și polară, unde majoritatea vaporilor condensează în cadrul sistemelor noroase eliberând căldura latentă (580-595 cal/g pentru condensarea a 1 g de apă la temperaturi de 0 – 30 °C).

6.2 SALINITATEA

6.2.1 Definirea salinității. Compoziția chimică

Apa oceanelor conține în medie la scară planetară cca. 3.5 % săruri, gaze dizolvate, substanțe organice și particule nedizolvate. Prezența sărurilor influențează în diferite proporții majoritatea proprietăților fizice ale apei de mare: densitate, conductivitate, presiunea osmotică, temperatura punctului de îngheț și temperatura densității maxime. O trăsătură remarcabilă a apei de mare este aceea că deși concentrația în săruri dizolvate variază de la o regiune la alta a Oceanului Planetar, precum și între apele de suprafață și apele profunde, *raportul dintre principalii constituenți ai salinității rămâne*

*aproximativ constant*¹². Aceasta poate fi considerată o probă a faptului că în timp geologic, oceanele au reușit să-și amestece destul de bine apele (Pickard și Emery, 1993).

Salinitatea este definită încă din 1902 ca reprezentând “suma totală în grame a substanțelor dizolvate într-un kilogram de apă de mare, după ce materia organică și carbonații au fost oxidați, iar bromurile și iodurile convertite în cloruri”. În pofida numărului mare de elemente chimice (peste 70) dizolvate în apa de mare, 6 dintre ele compun peste 99 % din “sarea de mare” și sunt numite componentele majore: clor (Cl), sodiu (Na), magneziu (Mg), calciu (Ca), potasiu (K) și sulfuri (S) (Fig. 6.5). Între ele, Cl și Na domină net reprezentând împreună 86 %. Dintre componentele minore, care totalizează sub 1 %, cele mai importante elemente sunt: Brom (Br), Carbon (C), Stronțiu (Sr), Bor (B), Siliciu (Si), Fluor (F), Litiu (Li) și Fosfor (P). În practică măsurarea directă a salinității este dificilă, astfel încât, odată stabilită legea stabilității chimice, a fost posibilă determinarea acesteia prin măsurarea concentrației unuia dintre constituenții majori. Elementul întâlnit cel mai frecvent și mai ușor de măsurat cu acuratețe este ionul de Cl⁻. Masa însumată a acestui ion și a celorlalți halogeni (bromură, fluorură și iodură) dintr-un volum de apă dat, reprezintă *clorinitatea* și se exprimă în grame la mie (g/kg). În orice probă de apă de mare, clorinitatea exprimă 55.04 % din totalul solidelor dizolvate. Astfel, prin măsurarea clorinității se poate determina salinitatea, conform relației stabilite în anii 1960:

$$\text{Salinitate } (‰) = 1.80655 \times \text{clorinitate } (‰) \quad (6.1)$$

Recent, deoarece determinarea cu precizie a clorinității necesită mult timp, această relație a fost înlocuită de o alta bazată pe *conductivitatea electrică* a apei de mare, măsurată cu salinometre și exprimată în psu (practical salinity units). Deoarece dependența conductivității de temperatură este de asemenea semnificativă, trebuie măsurată cu acuratețe și temperatura.

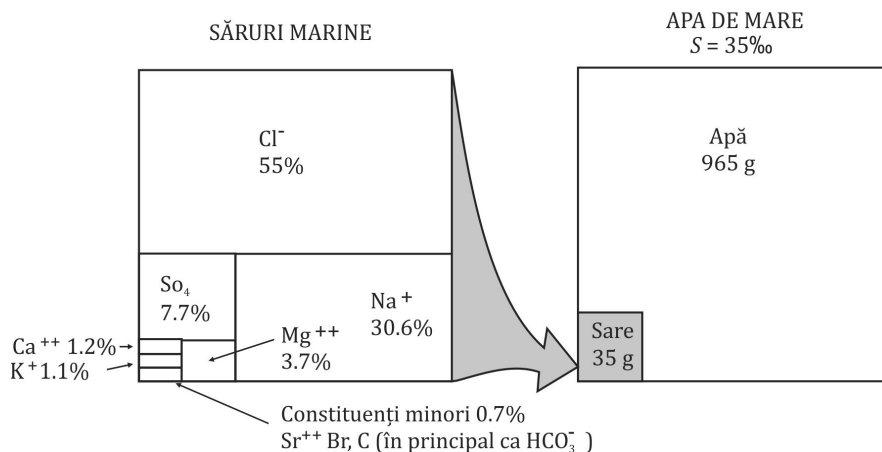


Figura 6.5 - Proporțiile relative ale sărurilor dizolvate în apa de mare.

¹² Această teorie a fost propusă de Forchhammer (1865) și demonstrată de Dittmar (1884) pe baza analizei a 77 de probe recoltate din întreaga lume în cadrul expediției oceanografice Challenger.

6.2.2. Evoluția salinității oceanelor

Sărurile dizolvate în apa mărilor, provin din trei surse majore: a) râurile care transportă ioni rezultați din meteorizarea rocilor continentale și particule nedizolvate, b) reacțiile chimice desfășurate în zona rifturilor între apa de mare și lava oceanică fierbinte (crustă oceanică nou-formată), și c) erupțiile vulcanice. Conform *principiului conservării sării (echilibrul thalassochimic)* enunțat de Barth (1952) există o stare de echilibru între cantitatea de substanțe dizolvate intrate în domeniul oceanic și cantitatea de săruri scoase din apa de mare, astfel încât *valoarea salinității rămâne constantă în timp*.

Practic, aportul fluvial de elemente chimice în apa oceanelor are o pondere de cca. 90 % din totalul surselor, cu o valoare medie anuală de 3 miliarde tone (3×10^{12} kg) săruri. Această valoare pare a contrazice principiul stabilității chimice a oceanelor, dar pentru o re-evaluare a acestuia sunt necesare deopotrivă o cuantificare a eliberării sărurilor din oceane și o analiză la scară mare de timp a bilanțului intrări-ieșiri. Astfel, suma totală a sărurilor dizolvate în Oceanul Planetar este de cca. 5×10^{19} kg, respectiv de 17 milioane ori mai mare decât aportul fluvial anual. Pentru a cuantifica posibila creștere a salinității oceanelor petrecută în, să spunem 100 ani (pentru a ne raporta la un orizont de timp real în care s-au făcut numeroase măsurători și pentru care există probe-martor) ar fi necesare echipamente de măsurare cu o acuratețe de 1.5×10^{-5} în timp ce aparatura modernă poate determina cu o acuratețe de 0.002 (2×10^{-3}). Rezultă că din punct de vedere tehnologic ne este imposibil să analizăm comparativ probe la scara timpului istoric (sute și mii de ani), pentru estimarea evoluției salinității.

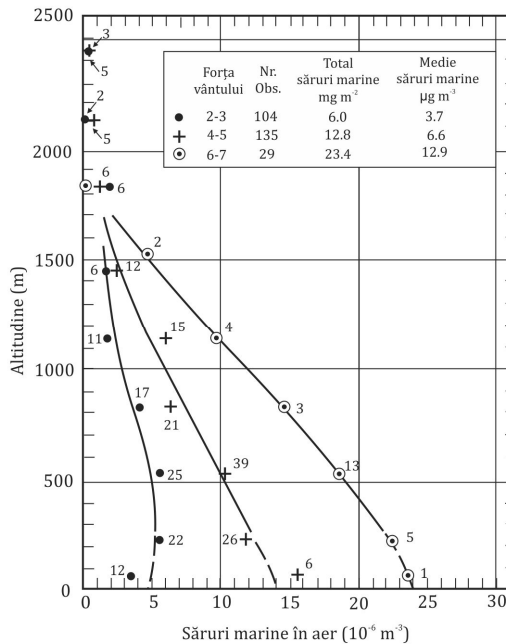


Figura 6.6 - Repartiția pe verticală a greutateii aerosolilor marini în funcție de forța vântului (după Woodcock, 1962, citat în Hill, 1961).

Pe de altă parte, este o realitate că majoritatea elementelor chimice din apa de mare sunt recirculate, prin scoaterea din domeniul oceanic, dar totalul ieșirilor este relativ greu de estimat pentru a-l putea compara în timp real cu totalul intrărilor. Principalele procese de scoatere a sărurilor din oceane sunt: a) adsorbția ionilor dizolvați de către particulele fine (argilă, materie organică) aflate în cădere lentă prin masa oceanică, b) preluarea de către vânt a picăturilor de apă de pe suprafața mării (în general din creasta valurilor), care prin evaporare formează particule fine de sare de mare, b) formarea spumei de mare și pulverizarea aerosolilor în urma spargerii valurilor pe țărături, c) reacții chimice de precipitare, și d) preluarea de către organismele marine în cadrul scheletelor și cochiliilor a diferiților constituenți (Ca, S, Na) și depunerea după moarte în sedimentele de fund. Dintre procesele menționate adsorbția ionilor realizată de către particulele fine de argile sau de natură biologică aflate în cădere este cel mai important, din punct de vedere cantitativ, deoarece drumul acestor particule către fundul oceanic durează sute de zile, ani sau zeci de ani (10^{-1} - 10^1 ani). Elementele chimice cele mai afectate de adsorbție sunt din categoria metalelor: Fe, Mn, Pb, Cu. Din acumularea lentă pe fundul mării iau naștere nodulii polimetalici și crustele manganoase, cu o rată de creștere de 0.02-1mm / 1000 ani. În ceea ce privește formarea aerosolilor marini prin evaporarea particulelor de apă preluate de vânt din creasta valurilor (Fig. 6.6), avem de-a face cu o cantitate imensă de cca. 2×10^{12} kg anual (Blanchard, 1958), comparabilă cu cea transportată de râuri, dar care în proporție covârșitoare (~ 95 %) se reîntoarce în mare direct din atmosferă. Circulația hidrotermală din zona rifturilor este de asemenea importantă prin schimbul major de săruri dintre apa de mare și crusta oceanică. Aici, din apa de mare sunt reținuți ioni de Mg și SO_4 și sunt adăgați în schimb ioni de Ca, K, Rb, Li.

În aceste condiții, în care deocamdată nu putem cuantifica detaliat bilanțul substanțelor dizolvate în apa de mare, principiul stabilității chimice aplicat la scară geologică rămâne plauzibil, dar nedemonstrat. Judecând însă după datele existente, avem fie o stare de echilibru (thalassochimic), fie o creștere foarte lentă a salinității, deoarece procesele de scoatere a constituenților chimici din apa oceanică sunt comparabile (în sensul că au același ordin de mărime) cu cele de aport a acestora.

6.2.3 Timpul de rezidență. Circuitul hidrologic

Timpul de rezidență reprezintă „durata medie de viață” în apa oceanică a unui atom al unui element chimic dizolvat. Se calculează conform ecuației:

$$T_r = M_t / R_s \quad (6.2)$$

unde, T_r = timp de rezidență, M_t = masa totală a respectivului element chimic în Oceanul Planetar, R_s = rata de schimb (rata anuală de aport în masa oceanică).

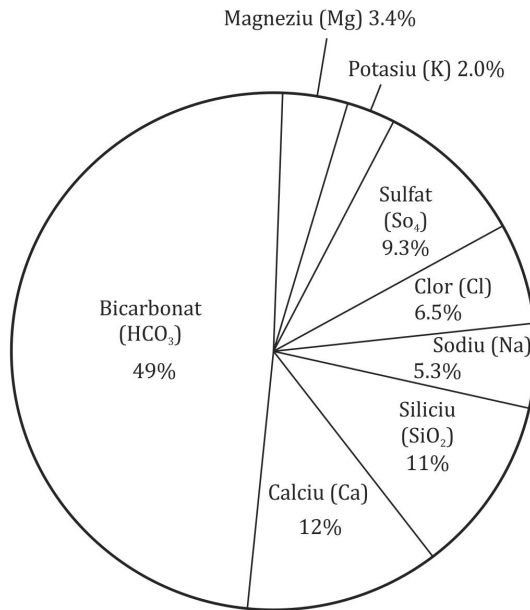


Figura 6.7 - Compoziția medie a solidelor dizolvate în apa râurilor (după Gross, 1990).

Timpul de rezidență a unui element depinde de gradul său de reactivitate față de mediul oceanic. Elementele cu reactivitate mare au timpi de rezidență mici. Este cazul fierului, aluminiului sau manganului, implicate în multiple procese chimice, prin care este grăbită scoaterea acestora din soluția de mare și includerea cel mai adesea în sedimentele oceanice. Astfel, fierul are un timp de rezidență de 140 ani, în timp ce elementele mai puțin reactive precum sodiul și clorul ajung la sute de milioane de ani (ex: Na, 2.6×10^8 ani).

Raportul stabilit între timpii de rezidență ai diferitelor elemente chimice este principalul factor responsabil pentru stabilirea compoziției chimice a sării de mare, respectiv pentru menținerea unei proporții constante între principalii constituenți ai salinității. Astfel, deși apa râurilor are un conținut scăzut de săruri, de 120 ppm ($S = 0.12 \text{ ‰}$), respectiv de aproape 300 ori mai puțin sărată decât apa de mare, motiv pentru care este percepută ca apă “dulce”, ea reprezintă sursă primordială de elemente chimice a Oceanului Planetar. Compoziția chimică a apei râurilor (Fig. 6.7) este semnificativ diferită de cea a apei de mare. În funcție de climat și de petrografia regiunilor traversate, la rândul lor râurile pot prezenta compoziții chimice relativ diferite între ele, care se uniformizează în cadrul marilor sisteme fluviale. Ca o medie, cele mai mari concentrații le au bicarbonații (49 %, 58 ppm), calciu (12 %, 15 ppm), silica (11 %, 13 ppm), sodiu și magneziu. Majoritatea acestor constituenți solubili (Si, Na, Mg, Cl) provin din meteorizarea rocilor, cu o creștere semnificativă a concentrației în HCO₃ și Ca datorită dizolvării calcarelor. Este de remarcat că elementele aflate în concentrație mare în oceane (Cl și Na, însumează 86 %) se găsesc în proporții modeste în apa râurilor (un total de 12 %). Această inversare a ierarhiei elementelor chimice se produce datorită timpilor de rezidență foarte diferiți. Am

văzut că modalitatea cea mai eficientă de eliminare rapidă din apa de mare o reprezentau reacțiile chimice și afectau mai ales metalele ($T_r < 10^4$ ani). O alta care privește carbonații, calciu și silicele o reprezintă consumul efectuat de organisme pentru formarea cochiliilor, scheletelor și dinților ($T_r: 10^4 - 10^7$ ani). În felul acesta elementele cele mai stabile, precum Na și Cl ($T_r > 10^8$ ani), chiar dacă prezintă concentrații relativ mici în cadrul surselor de săruri, au devenit în timp principalii compuși ai sării de mare.

Apa are de asemenea un timp de rezidență în Oceanul Planetar. De exemplu, în fiecare an se evaporă echivalentul unui metru de apă de la suprafața oceanelor, care se reîntoarce sub formă de precipitații (91 %) și de ape fluviale (9 %). Cum adâncimea medie a Oceanului Planetar este de 3800 m, rezultă că pentru recircularea completă a apei din oceane sunt necesari aproximativ 3800 ani în condițiile climatice actuale. Procesul prin care apa este recirculată se numește **circuitul hidrologic** sau circuitul apei în natură (Fig. 6.8). Apa se evaporă constant de pe suprafața mării, fără să antreneze sarea de mare. Din totalul masei de apă evaporate în fiecare an pe Terra, 505.000 km³ (86 %) provin de pe suprafața Oceanului Planetar. Cea mai mare parte din aceasta (399.000 km³; 79 %) cade sub formă de precipitații tot în domeniul oceanic. Diferența de vapori de apă (36.000 km³; 7 %) este transportată deasupra continentelor unde condensează și cade sub formă de precipitații. Apa meteorică totală căzută pe continente este estimată la 107.000 km³, din care 1/3 (33.6 %) reprezintă surplusul de apă ($X = P_c - E_c$), datorat aportului de vapori oceanici, care a impus apariția rețelelor hidrografice organizate, prin care ca. 36.000 km³ sunt drenați anual către oceane. **Bilanțul hidrologic anual** se exprimă prin:

$$E_o + E_c = P_o + P_c = 505.000 \text{ km}^3 \quad (6.3)$$

Valoarea bilanțului hidrologic anual, estimat în prezent la 505.000 km³, cunoaște la scară mare de timp variații semnificative asociate schimbărilor climatice.

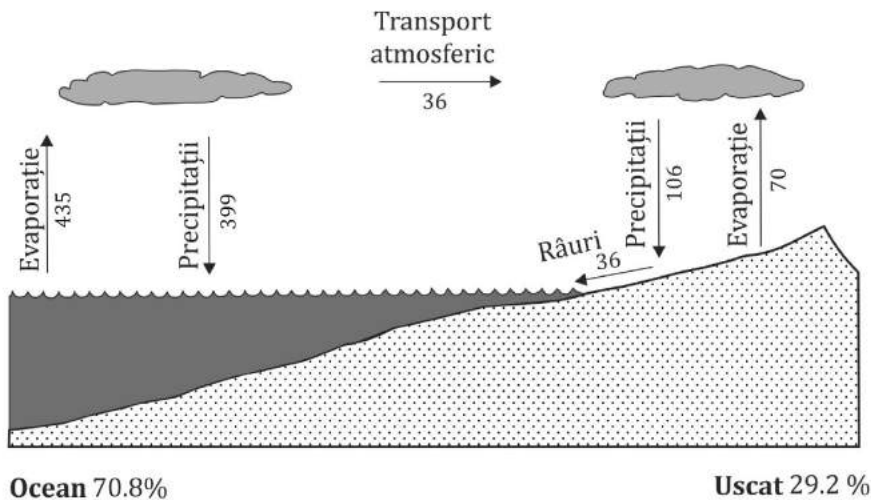


Figura 6.8 - Reprezentarea schematică a circuitului apei în natură; cantitățile de apă mobilizate sunt exprimate în 10³ km³.

6.2.4 Gazele dizolvate

Masele de apă oceanice, în funcție de origine, conțin diferite cantități de gaze dizolvate. Agitarea orizontului superficial oceanic de către vânt și valuri are ca efect dizolvarea gazelor atmosferice și menținerea unui schimb activ de gaze la interfața ocean-atmosferă. Capacitatea de absorbție a gazelor dizolvate depinde, invers proporțional, de temperatură și secundar de salinitate. De aceea, apele reci de la latitudini ridicate conțin cele mai mari cantități de oxigen, azot și alte gaze, fapt de o importanță extraordinară pentru dezvoltarea ecosistemelor marine în condițiile în care aceste zone corespund regiunilor-sursă (de plonjare) a maselor de apă profunde (ex: ape nord-atlantice) și de fund (ape antarctice) care apoi străbat la diferite adâncimi distanțe mari prin cele trei oceane (detalii privind circulația apelor profunde în cap. 9.3).

Raportul dintre gazele atmosferice este reflectat, cu distorsiuni, și de compoziția gazelor dizolvate în apa de mare: N (48 %), O (36 %), HCO_3 (15 %), Ar (< 1 %). Principalele diferențe constau în *creșterea proporției oxigenului datorită proceselor de fotosinteză și formarea HCO_3 prin implicarea în reacții chimice a CO_2* .

Apele de suprafață sunt în mod uzual saturate în gaze atmosferice, dar odată cu scufundarea maselor de apă schimbul de gaze la interfața ocean-atmosferă încetează. Teoretic, conținutul în gaze poate rămâne constant. Procesele de difuzie a moleculelor de gaz sunt foarte lente și au efecte reduse asupra variației concentrației gazelor dintr-un corp de apă. În schimb procesele de amestec dintre masele de apă, atunci când se produc, induc schimbări majore. Pe lângă procesele fizice de difuzie și amestec, unele gaze, precum oxigenul și dioxidul de carbon, sunt afectate de procese biologice care duc la schimbarea concentrației acestora (detalii privind oxigenul dizolvat în cap. 7.4).

6.2.5 Aplicații ale principiului conservării sării (M. Neagră și M. Mediterană)

Chiar dacă la scară geologică principiul conservării sării nu a fost încă demonstrat, la scară istorică (mii de ani), în caz că există, diferențele de salinitate sunt infime, practic nedetectabile, astfel încât aplicarea principiului conservării este validă. Cele mai utile aplicații sunt în cazul bazinelor parțial izolate de Oceanul Planetar, care comunică cu acesta prin intermediul strâmtorilor: golfuri, fiorduri, unele bazine mediteraneene (M. Mediterană, M. Baltică, M. Neagră). Cunoscând valorile salinității celor două sisteme marine puse în contact, se pot calcula fluxurile de apă din cadrul strâmtorii, aplicând ecuația conservării sării:

$$V_i \cdot \rho_i \cdot S_i = V_o \cdot \rho_o \cdot S_o \quad (6.4)$$

unde, V = volumul de apă, ρ = densitatea apei de mare, S = salinitate, iar subscriptii i și o reprezintă intrări (input - i) și ieșiri (output - o). În cazul frecvent în care diferențele de densitate sunt mai mici de 2 %, putem presupune $\rho_i \approx \rho_o$, astfel încât ecuația devine:

$$V_i \cdot S_i = V_o \cdot S_o \quad (6.5)$$

În cazul strâmtorii Bosfor unde sunt puse în contact apele calde și sărate mediteraneene din Marea Marmara ($S = 35 \text{ ‰}$) cu apele mai puțin sărate ale Mării Negre ($S = 17.5 \text{ ‰}$), raportul de salinitate S_i/S_o are valoarea 2, ceea ce presupune că raportul inversat al volumelor de apă are aceeași valoare: $V_o/V_i = S_i/S_o = 2$. Mai direct, volumul de apă ce iese din M. Neagră (V_o) prin str. Bosfor este de aproximativ două ori mai mare decât volumul de apă mediteraneană care intră în M. Neagră. În cadrul strâmtorii are loc o etajare a maselor de apă, în funcție de densitatea acestora (Fig. 6.9B): la suprafață curg apele cu densitate scăzută, respectiv a apelor mai puțin sărate ale M. Negre, iar pe la fund curg apele sărate mediteraneene.

Pentru cuantificarea volumulelor de apă tranzacționate în cadrul strâmtorilor trebuie combinate ecuațiile conservării sării (6.4 și 6.5) cu cele ale conservării volumului (6.5 și 6.6):

$$V_i + R + P = V_o + E \quad (6.6)$$

$$X = V_o - V_i = (R + P) - E \quad (6.7)$$

unde, R = aportul fluvial (debitul cumulat al tributariilor), P = precipitații (căzute pe suprafața mării), E = evaporație. Se obțin astfel ecuațiile Knudsen:

$$V_i = X \cdot S_o / (S_i - S_o) \quad (6.8)$$

$$V_o = X \cdot S_i / (S_i - S_o) \quad (6.9)$$

Ecuațiile Knudsen exprimă *importanța diferențelor de salinitate pentru intensitatea schimbului de ape realizat între bazine marine despărțite de strâmtori*. Dacă cele două mase de apă au salinități ridicate și doar puțin diferite, atunci $(S_i - S_o)$ este foarte mic în raport cu valoarea S_o și a S_i , de unde rezultă că deopotrivă $S_o/(S_i - S_o)$ și $S_i/(S_i - S_o)$ prezintă valori mari și, mai important, atât V_i cât și V_o sunt mult mai mari decât excesul de apă dulce $-X$, din bazinul parțial izolat. Invers, dacă diferențele de salinitate $(S_i - S_o)$ sunt mari, atunci V_i și V_o au valori mai mici, comparabile cu X (Pickard și Emery, 1993).

În cazul M. Negre, am văzut deja că există un exces important de apă dulce ($X = 6.5 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$) datorită disproporției pronunțate dintre suprafața activă a mării ($S_{MN} = 0.47 \times 10^6 \text{ km}^2$) și cea a bazinului hidrografic aferent, fără M. Neagră ($S_{Bh} = 1.87 \times 10^6 \text{ km}^2$), rezultând cel mai redus raport mare/bazin ($S_{MN}/S_{Bh} = 0.25$) din cadrul mediteranelor Oceanului Planetar. Valoarea calculată pentru aportul de ape mediteraneene (V_i) este de $6.5 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$, iar a apelor M. Negre deversate în M. Marmara de două ori mai mare: $V_o = 13 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$.

Raportând volumul total al bazinului euxinic ($V_{MN} = 530.000 \text{ km}^3$) la volumul

Oceanografie Fizică

anual de ape sărate mediteraneene care intră prin str. Bosfor ($V_i = 205 \text{ km}^3$) și la aportul cumulat fluvial și pluvial rezultă că *apa din Marea Neagră are un timp de rezidență de aproximativ 800 ani*. Cum însă în M. Neagră există o stratificație netă a apelor oxice de suprafață, mai puțin dense și sărate ($S = 17.5 - 18.5$, $\rho = 1011-1015 \text{ kg/m}^3$), suprapuse maselor de apă de adâncime ($S: 21.5 - 22.3$, $\rho = 1017 \text{ kg/m}^3$) situate sub 120 m (Vespremeanu, 2004), este necesară diferențierea timpilor de rezidență (T_r) pentru fiecare tip de masă de apă în parte:

- apele oxice superficiale ($V = 20.000 \text{ km}^3$) au $T_r \approx 45 - 50 \text{ ani}$. Aportul cumulat de ape fluviale și precipitații este estimat la $450 - 530 \text{ km}^3/\text{an}$; din acest motiv apele sunt bine ventilate și oxigenate.
- apele anoxice de adâncime ($V = 510.000 \text{ km}^3$) au $T_r = 2500 \text{ ani}$, fiind considerate ape stagnante.

În cazul M. Mediterane (Fig. 6.9A), diferența de salinitate înregistrată în str. Gibraltar între apele atlantice și mediteraneene este redusă, astfel că atât $S_o/(S_i - S_o)$ cât și $S_i/(S_i - S_o)$ (ec. 2.8 și 2.9) au valori apropiate de 25, de unde rezultă că volumele care tranzitează strâmtoarea sunt de cca. 25 ori mai mari decât balanța netă a apei dulci (X). Măsurători directe ale curentului superficial indică valoarea medie $V_i = 1.75 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$, de unde se poate calcula $V_o = 1.68 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ și $X = -7 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$ (datorită intensității mari a evaporației, deficitul de apă dulce este de $2207 \text{ km}^3/\text{an}$), cf. Pickard și Emery (1993). Volumul anual de ape atlantice care primenesec bazinul M. Mediterane este de 55.000 km^3 . Raportat la volumul total al Mediteranei (3.8 mil. km^3) rezultă un timp de rezidență scurt ($T_r = 70 \text{ ani}$) specific bazinelor foarte bine ventilate.

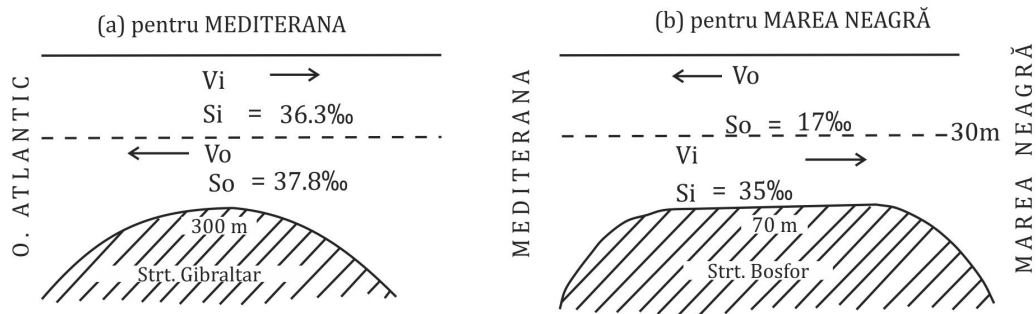


Figura 6.9 - Schimburile de apă produse în cadrul strâmtoarelor Gibraltar și Bosfor (după Pickard și Emery, 1993).

6.3. DENSITATEA

Densitatea (notată cu litera grecească ρ) este una din cele mai importante proprietăți fizice ale apei de mare, deoarece distribuția valorilor ei determină circulația oceanică la scară mare. Raportul dintre densitățile maselor de apă este decisiv pentru stabilirea adâncimii de echilibru la care o masă de apă tinde să se poziționeze. Din punct de vedere fizic, densitatea exprimă cât de strâns legate sunt moleculele unei substanțe, respectiv raportul dintre masă și volum (kg/m^3). Valorile densității apei sunt dictate de trei parametri: temperatură, salinitate și presiune, dintre care primii doi au cea mai mare pondere. La suprafața și în masa oceanelor diferențele de densitate sunt mici dar, după cum am văzut, cu implicații hidrodinamice uriașe, motiv pentru care determinările necesită o precizie extremă, transmisă măsurătorilor de temperatură ($\pm 0.002 \text{ }^\circ\text{C}$) și salinitate ($\pm 0.002 \text{ }^\circ\text{‰}$).

Pe măsură ce temperatura scade are loc contractarea termică astfel că pentru toate substanțele densitatea este într-o relație puternică de inversă proporționalitate. Apa pură prezintă și în acest caz o anomalie, în sensul că densitatea maximă se înregistrează la $4 \text{ }^\circ\text{C}$ și nu la $0 \text{ }^\circ\text{C}$ în stare lichidă. Aceasta se explică prin faptul că sub $4 \text{ }^\circ\text{C}$, apa pură „se pregătește” de îngheț și începe să formeze rețele de agregate premergătoare cristalizării care duc la creșterea volumului. Scăderea temperaturii densității maxime a apei se poate produce în două moduri: prin adăugarea de săruri (salinizarea apei) și prin creșterea presiunii hidrostatice. În ambele cazuri, formarea cristalelor de gheață este inhibată și odată cu scăderea temperaturii densității maxime are loc și scăderea temperaturii punctului de îngheț sub pragul de $0 \text{ }^\circ\text{C}$ (Fig. 6.10). Mai exact, apa de mare nu îngheață complet la o temperatură dată, ea neavând un punct de îngheț fix. Pe măsură ce apa de mare îngheață, sărurile sunt eliminate din rețeaua cristalină a gheții, astfel încât apa rămasă neînghețată la un moment dat devine și mai sărată și necesită un punct de îngheț mai scăzut (Gross și Gross, 1996).

În figura F5 se observă cum temperatura densității maxime scade de la $4 \text{ }^\circ\text{C}$ (apa pură) la $0.1 \text{ }^\circ\text{C}$ (pentru $S \sim 18 \text{ }^\circ\text{‰}$, reprezentând valoarea medie a salinității Mării Negre la suprafață,) și la $-1.33 \text{ }^\circ\text{C}$, pentru o salinitate de $24.7 \text{ }^\circ\text{‰}$. Această din urma valoare indică salinitatea la care cele două variabile (temperatura densității maxime și temperatura punctului de îngheț inițial) se unifică. În cazul salinităților mai mari de $24.7 \text{ }^\circ\text{‰}$, apa lichidă devine tot mai densă odată cu scăderea temperaturii până la atingerea punctului de îngheț inițial.

În cadrul oceanelor, densitatea este cuprinsă între valorile minime înregistrate la suprafață în zonele costiere, de 1021 kg/m^3 , și valorile maxime atinse în domeniul foselor: 1070 kg/m^3 la peste 10.000 m adâncime. Pentru simplificare, în oceanografie se folosește simbolul σ_t (sigma-t) care exprimă diferența de densitate dintre apa de mare și apa pură:

$$\sigma_t = \rho - 1000 \text{ kg/m}^3 \quad (2.1)$$

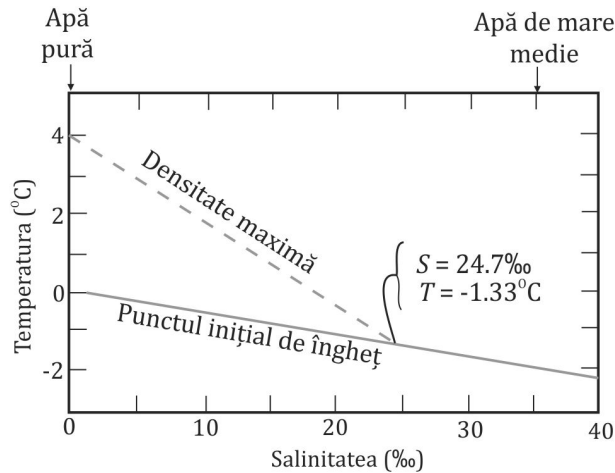


Figura 6.10 – Controlul salinității asupra temperaturii densității maxime și a temperaturii punctului de îngheț inițial al apei de mare.

Relația dintre σ_t , salinitate și temperatură este una complicată și nelineară (Fig. 6.11). Se remarcă totuși o creștere relativ uniformă a densității odată cu salinitatea, în condiții izotermice, în timp ce schimbarea densității odată cu temperatura este complet neuniformă. Practic, pentru temperaturi ridicate σ_t variază semnificativ odată cu t indiferent de salinitate, și foarte puțin pentru valori scăzute ale temperaturii. În practica oceanografică valorile densității sunt calculate pe baza unor formule polinomiale sau utilizând nomograme de corelație și tabele.

Efectul presiunii asupra densității este mai puțin relevant decât t și S , deoarece în oceanografie se compară masele de apă situate în același orizont de adâncimi, care suportă presiuni similare. Totuși, e important de știut că apa nu este complet incompresibilă, iar efectul presiunii asupra densității nu este neglijabil. De exemplu, o probă de apă cu $S = 35 \text{ ‰}$ și $t = 0 \text{ °C}$, are $\sigma_t = 28.13$ la suprafață, dar la o adâncime de 4000 m, corespunzând în general câmpiilor abisale, densitatea (σ_t) va crește prin compresiune până la 48.5, reprezentând o creștere absolută cu 2% (Pickard și Emery, 1993).

6.4 TRANSMISIA LUMINII ȘI CULOAREA APEI MĂRII

Lungimile de undă (λ) ale energiei electromagnetice radiate de Soare compun *spectrul electromagnetic*. Spectrul se desfășoară crescător, pornind de la radiația cosmică și gamma de undă foarte scurtă, trecând prin radiația ultravioletă, lumina vizibilă, radiația infraroșie, către microunde și undele radio. În cadrul spectrului electromagnetic, *radiația vizibilă (lumina)* ocupă un domeniu foarte îngust, de la $0.38 \text{ }\mu\text{m}$ la $0.76 \text{ }\mu\text{m}$ ($1 \text{ }\mu\text{m} = 10^{-6} \text{ m}$), cuprinzând în ordinea crescătoare a lungimii de undă: violet, albastru, verde, galben, portocaliu și roșu; combinate aceste lungimi de undă diferite compun lumina albă. Radiația vizibilă reprezintă cea mai mare parte a energiei solare ajunse pe Terra.

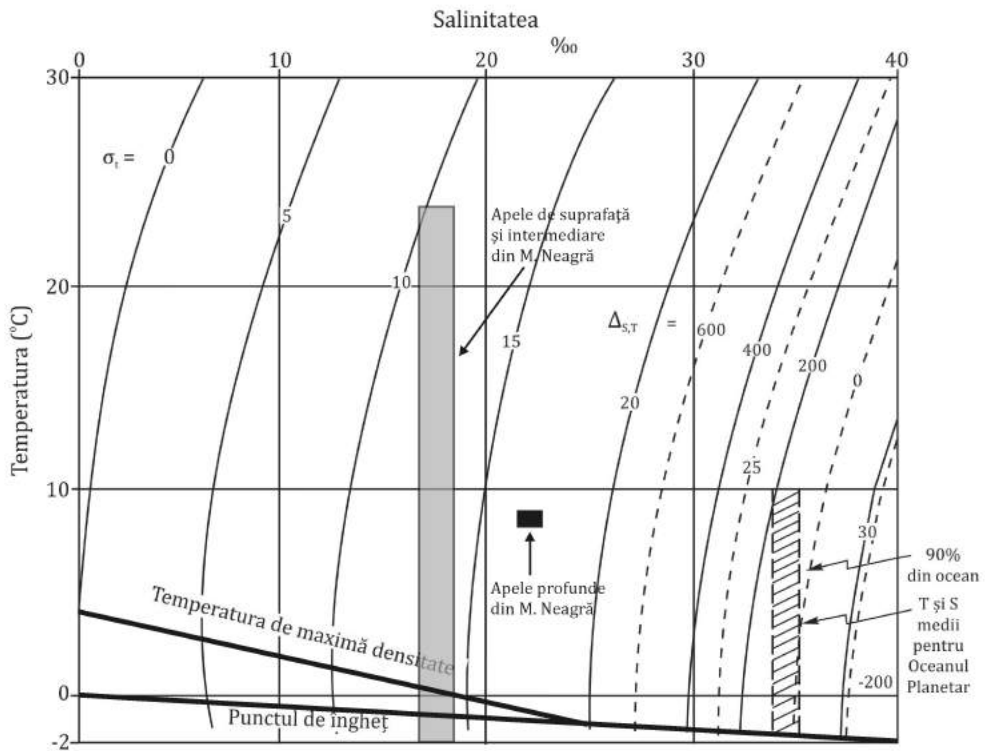


Figura 6.11 – Variația densității apei de mare (exprimată de σ_t) în funcție de temperatură și salinitate. Cu dreptunghiuri hașurate, gri și negre sunt reprezentate apele din Oceanul Planetar și Marea Neagră (modificat după Pickard și Emery, 1993).

Comportamentul luminii vizibile în apă este afectat de același proces ca și în aer – absorbție și difuzie – dar mult mai intens. Concret, lumina este absorbită pe distanțe foarte scurte în mare față de atmosferă. Deși o parte din radiațiile vizibile sunt difuzate de către moleculele de apă și de către particulele în suspensie, cea mai mare parte a luminii este absorbită, reprezentând cel mai important transfer de energie responsabil pentru încălzirea oceanelor.

Apa mării absoarbe selectiv lumina vizibilă, procesul fiind mai intens pentru culorile cu lungimi de undă mai mari (roșu – galben). În consecință, radiațiile cu λ mai scurte (violet – verde) vor penetra mai adânc în masa oceanelor dând acestora, cel mai frecvent, diferite tonuri de albastru sau verde. De exemplu, roșu este absorbit complet în primii 10 m, galbenul în cca. 50 m, în timp ce verdele ajunge până la aproape 250 m (Fig. 6.12). Dintre toate culorile, albastru ajunge până cel mai departe putând depăși 500 m în condiții de transparență maximă. Din această cauză, la adâncimi mari majoritatea obiectelor (de culori diferite) se văd albastrii sau verzui, iar cele de culoare roșie sau portocalie se văd închise la culoare (la adâncimi mici) sau negre (la adâncimi mari). În zonele tropicală și ecuatorială, culoarea specifică a suprafeței oceanului este albastru indigo în larg și albastru deschis în regiunile costiere.

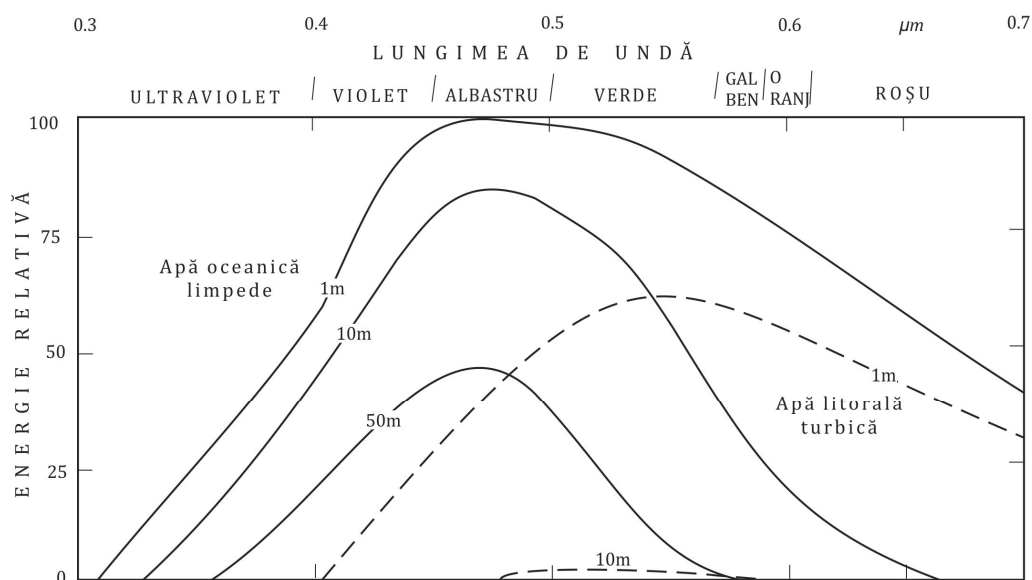


Figura 6.12 – Atenuarea energiei ajunse la 1, 10 și 50 m adâncime pentru ape oceanice cu transparență mare, sau la 1 și 10 m în cazul apelor costiere cu o concentrație ridicată a particulelor în suspensie (după Talley și colab., 2011).

Dominanța tonurilor de albastru se datorează absenței (sau concentrației mici) a materiei în suspensie, astfel că va predomina difuzia produsă de moleculele de apă, care este mai mare în cazul radiațiilor vizibile cu λ scurte (albastru) decât pentru cele cu λ mari (roșu). Un efect conjugat îl are și absorbția selectivă descrisă mai sus, care duce la eliminarea parțială a componentelor roșu și galben din lumina solară în primii metri de la suprafața mării. La latitudini ridicate, culoarea oceanelor se schimbă din tonurile de albastru-verzui specifice zonei temperate, în tonuri de verde în regiunile polare și subpolare. Concentrația mare a materiei în suspensie din aceste regiuni, în special acolo unde fitoplanctonul este abundent, determină difuzia largă a lungimilor de undă caracteristice tonurilor de verde și galben, provocând înverzirea apelor.

În regiunile costiere, râurile transportă cantități mari de sedimente și de compuși organici dizolvați care accentuează schimbarea culorii mării la suprafață înspre verde și galben, fie din cauza concentrației ridicate a sedimentelor în suspensie, fie a încărcăturii mari în fitoplancton. Sporadic, în perioada înfloririi maxime a apelor (eutrofizare) pot apărea și tonuri de roșu (“marea roșie”) atunci când predomină speciile de fitoplancton de culoare brun-roșcată. În fiordurile în care debușează râuri cu regim glacio-nival, stratul superficial de apă salmastră are frecvent o culoare alb-lăptos sau verde-lăptos datorită prezenței în suspensie a sedimentelor fine de tip „făină de ghețar”; aceste sedimente sunt rezultatul exhastrației și abraziunii glaciare și sunt transportate de către apele de topire.

Transparența apei este o măsură a transmisiei luminii vizibile și reprezintă adâncimea până la care se poate distinge discul Secchi (disc de culoare albă, cu diametrul de 30 cm). Acesta se scufundă lent, prins de o frânghie gradată, până la adâncimea la care

nu mai poate fi văzut. Cu cât mai mică transparența mării, cu atât mai mare este gradul de absorbție a luminii în orizontul superficial.

Din punct de vedere energetic, *aproximativ 99 % din energia solară incidentă pe suprafața Oceanului Planetar este absorbită în stratul de 100 m grosime de la suprafața oceanului*, din care în primul metru este absorbită cca 50 %, iar în primii 10 m cca. 85 %. Este esențial să înțelegem semnificația absorbției rapide a radiației solare în masa oceanelor:

- i) existența unui strat relativ subțire de apă caldă ($T > 10\text{ }^{\circ}\text{C}$) la suprafața oceanelor care acoperă masele de apă rece dominante ca volum ($\sim 93\%$) în cadrul bazinelor oceanice; *acest strat cald de la suprafața oceanelor controlează clima Pământului și tot el este „stratul viu” în care trăiesc majoritatea organismelor marine.*
- ii) algele marine, care compun baza lanțului trofic oceanic, se dezvoltă prin fotosinteză. Cum fotosinteza este posibilă doar până la adâncimea la care ajunge lumina solară, rezultă că algele și majoritatea viețuitoarelor trăiesc în orizontul fotic al Oceanului Planetar (Trujillo și Thurman, 2011).

În **apele costiere românești**, există diferențe notabile ale culorii în funcție de poziția geografică și de distanța față de linia țărmului. Pe țărmul deltaic, încărcătura mare de sedimente în suspensie dă apei de mare un colorit galben-verzui în zona gurilor de vărsare, oscilând între galben intens în timpul inundațiilor și verde-gălbui în timpul verii, când debitul solid este scăzut. În apele de larg, sunt frecvente procesele de eutrofizare, iar culoarea dominantă este verdele și secundar albastru. Pe țărmul sudic cu faleză, coloritul dominant al apei este albastru-verzui, tonurile alternând în funcție de conținutul în clorofilă. În zona de spargere, diferențele mari de sedimente dintre cele două sectoare impun culori diferite: brun-verzui pe țărmul deltaic (unde predomină sedimentele fine terigene, închise la culoare) și bleu sau verde deschis pe țărmul sudic, compus din sedimente medii și grosiere de natură organică, deschise la culoare. Transparența apei de asemenea diferă semnificativ, cu valori medii de 2 - 6 m în largul coastei deltaice, care cresc către capul Midia (sud) odată cu scăderea concentrației de particule în suspensie. La sud de portul Constanța valorile transparenței sunt în general cuprinse între 5 și 10 m.

6.5 TRANSMISIA SUNETULUI ÎN APA MĂRII

Majoritatea informațiilor pe care omul le primește despre lumea înconjurătoare, îi parvine sub forma undelor electromagnetice (lumina) și a undelor mecanice (sunetul). În atmosferă, datorită densității scăzute, lumina este atenuată mult mai puțin decât sunetul, pe când în apa mărilor situația este complet opusă (Pickard și Emery, 1993). Astfel, sunetul este transmis mult mai eficient în apă decât prin aer. Viteza medie a sunetului în apă este de **1450 m/s**, respectiv de aproape 4.5 ori mai mare decât viteza sunetului în atmosferă (334 m/s, la nivelul mării pentru $T_{\text{aer}} = 20\text{ }^{\circ}\text{C}$). Principalele variabile de care depinde viteza sunetului în mare sunt presiunea apei (corelație directă) și densitatea apei (corelație inversă). Mai direct, viteza sunetului crește odată cu temperatura, salinitatea și adâncimea apei. Formula cea mai simplă, stabilită pe baza experimentelor, este:

$$C = 1449 + 4.6 \cdot T - 0.55 \cdot T^2 + 1.4(S - 35) + 0.017D \quad (6.10)$$

unde, C = viteza sunetului în apă (m/s), D = adâncimea apei (m). Rezultă astfel că C crește cu cca. 4 m/s pentru o creștere a temperaturii (ΔT) de 1 °C, cu 1.5 m/s pentru $\Delta S = + 1 \text{ ‰}$ și 17 m/s pentru $\Delta D = 1000\text{m}$. În orizonturile superficiale ale oceanului, unde temperatura apei variază foarte mult, schimbările vitezei sunetului sunt dictate predominant de către acest parametru, pe când în apele adânci (sub 1000 m) presiunea apei (adâncimea) este principalul factor de control (Pickard și Emery, 1993).

O consecință a controlului exercitat de către temperatura și presiunea apei asupra vitezei sunetului, și mai ales a distribuției verticale a acestor parametri, o reprezintă existența unui orizont oceanic în care viteza sunetului atinge valori minime (Fig. 6.13). În mod uzual, acest orizont (numit canalul SOFAR – Sound fixing and ranging) se găsește la adâncimi de 400-1000 m, în timp ce pentru regiunile subpolare și polare, se găsește imediat sub suprafața mării. De remarcat că vitezele minime se produc în baza termoclinei, datorită scăderii rapide a temperaturii; către adâncimi mai mari, viteza reîncepe să crească deoarece temperatura se stabilizează, sau scade foarte lent, în timp ce presiunea crește constant. Sunetele produse deasupra și dedesubtul orizontului de viteze minime sunt refractate și, practic, conturnate către el, astfel încât canalul SOFAR captează energia acestor unde, care vor călători în cadrul lui pe distanțe mari (mii de kilometri). Datorită transmisiei eficiente a sunetului în cadrul SOFAR, acesta este folosit de unele grupe de mamifere, în special balenele, pentru comunicarea la distanțe mari.

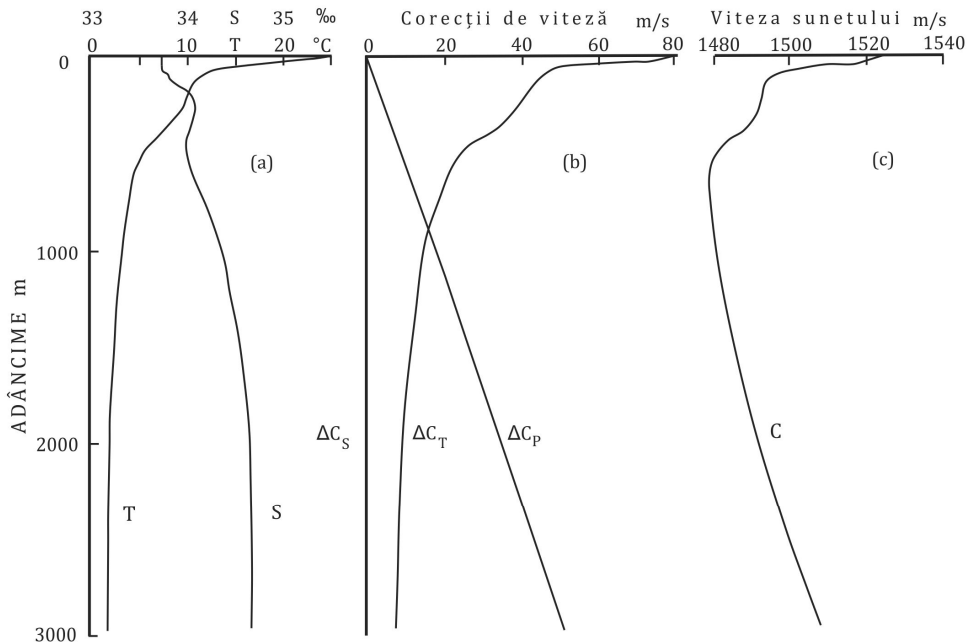


Figura 6.13 - Transmisia sunetului în ocean (stația în O. Pacific – 39° N, 146° V). A – distribuția pe verticală a temperaturii și salinității, B – corecții ale vitezei vântului datorate regimului termic, al salinității și presiunii, C – profilul vitezei *in-situ* a sunetului, cu evidențierea orizontului de viteze minime (după Pickard și Emery, 1993).

Deoarece în cadrul oceanelor, chiar și în zona tropicală unde transparența este maximă, lumina pătrunde până la adâncimi mici, informațiile despre conturul obiectelor din apă și mai ales a morfologiei fundurilor oceanice nu se puteau obține decât pe alte căi. Astfel, sunetul a devenit cel mai folosit mijloc de investigare prin intermediul eco-sondei (măsurarea adâncimii apei) și sonarului (SONAR – Sound navigation and ranging; poziția obiectelor din apă și distanța până la ele). Diferența mare înregistrată între viteza sunetului în apă și aer (4.5 la 1) face ca doar o mică parte din energia undelor sonore să treacă de interfața mare/atmosferă, dintr-un mediu în altul. Din acest motiv, o persoană care stă pe plajă sau într-o ambarcațiune nu poate auzi zgomotele produse în apa mării și nici nu poate fi auzit (mai exact înțeles) de către un scafandru situat în apropiere. Prin comparație diferența mică de viteză înregistrată de lumină în aer și apă (1.3 la 1) permite trecerea lesnicioasă a energiei luminii prin suprafața mării.

CAPITOLUL 7

DISTRIBUȚIA TEMPERATURII, SALINITĂȚII, DENSITĂȚII ȘI OXIGENULUI DIZOLVAT ÎN OCEANUL PLANETAR

Caracteristicile apei marine variază în cadrul Oceanului Planetar, iar distribuția acestora ajută la cunoșterea și înțelegerea formării și deplasării maselor de apă. Proprietățile apelor oceanice sunt distribuite tridimensional: în plan orizontal, în funcție de latitudine și longitudine, și în plan vertical, în funcție de adâncime. Această distribuție prezintă o anumită stratificație în cadrul oceanelor, iar schimbările în plan orizontal ale caracteristicilor apei sunt, în general, mult mai mici în comparație cu schimbările pe verticală, raportându-ne la aceeași distanță.

În paginile următoare vor fi descrise câteva dintre distribuțiile tipice ale proprietăților apei în cadrul Oceanului Planetar, respectiv temperatura, salinitatea, densitatea și oxigenul dizolvat, precum și particularitățile acestora pentru bazinul Mării Negre.

7.1 DISTRIBUȚIA TEMPERATURII

Temperatura medie a Oceanului Planetar este de 3.5°C, trei sferturi din volumul total de apă al acestuia având o temperatură medie cuprinsă între 0 și 6°C, iar 50%, o temperatură medie cuprinsă între 1.3 și 3.8 °C (Pickard și Emery, 1993).

7.1.1 Temperatura la suprafața oceanului

Distribuția temperaturii la suprafața Oceanului Planetar este una zonală, latitudinală, cu izoterme orientate est – vest (Fig. 7.1). Variațiile acesteia de la nord la sud, mediate pentru toate oceanele, sunt prezentate în Figura 7.2. Valorile descresc de la 25 – 28°C în zona ecuatorială până la aproximativ -2°C la latitudini mari (Oceanul Arctic și în apropierea Antarcticii). Această distribuție, cu valori maxime la latitudini mici, descrescând spre latitudini medii și mari, este strâns legată de cantitatea de radiație solară de undă scurtă primită¹³.

¹³ Vezi Capitolul 8

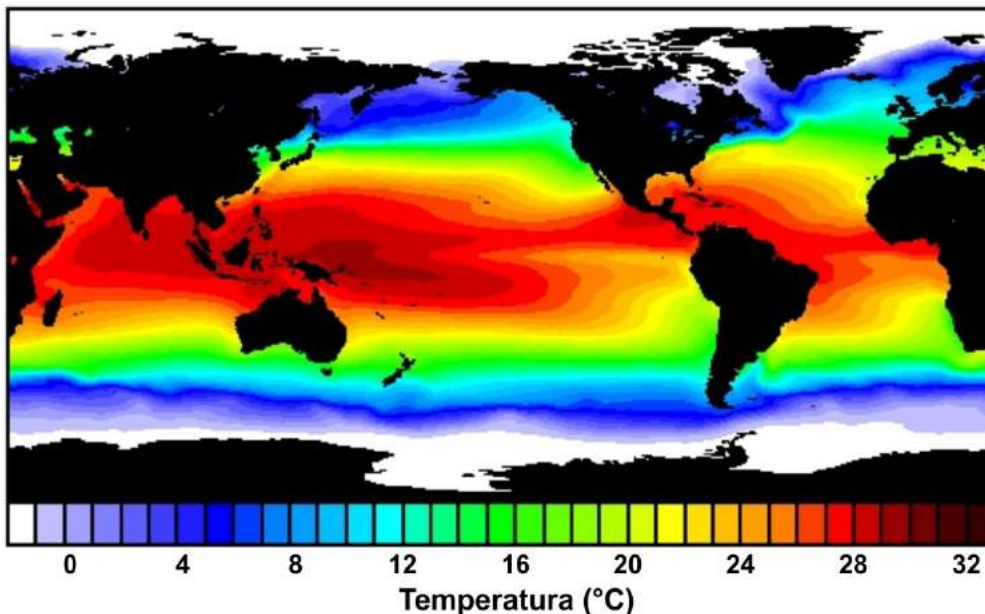


Figura 7.1 – Distribuția globală a temperaturilor medii anuale la suprafața Oceanului Planetar¹⁴.

În apropierea coastelor, datorită influenței uscatului și acțiunii curenților marini (curenții sunt difracți / redirecționați), distribuția temperaturii la suprafața apei este perturbată, iar izotermele sunt deviate către nord sau sud, după direcția curenților.

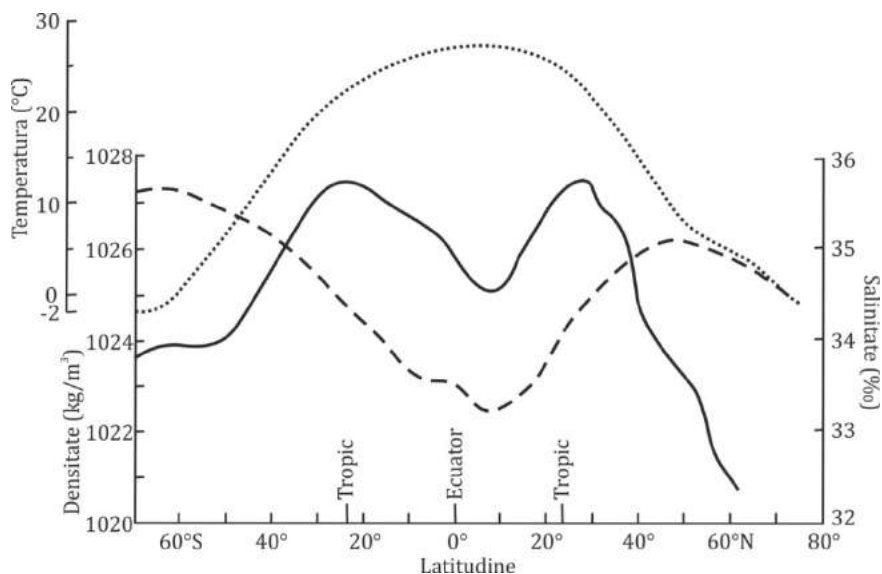


Figura 7.2 – Variația latitudinală a valorilor medii ale temperaturii (linie punctată), salinității (linie continuă) și densității (linie întreruptă) la suprafața oceanului (adaptată după Pickard și Emery, 1993).

¹⁴ <http://www.abc.net.au/science/slab/elnino/story.htm>.

Distribuția temperaturii, salinității, densității și oxigenului dizolvat în Oceanul Planetar

Pe rama estică a oceanelor se înregistrează adesea temperaturi mai scăzute la suprafață datorită fenomenului de upwelling al apelor de adâncime mai reci (ex. pe coastele vestice ale Americii de Nord în timpul verii).

Măsurătorile satelitare ale temperaturii la suprafața oceanului au scos în evidență variații diurne destul de mari, acestea fiind însă localizate. Variațiile pot fi observate în cazuri cu insolație crescută și viteze mici ale vântului, sunt prezente doar în primii metri sub suprafața oceanului și sunt mai intense în apele costiere adăpostite și puțin adânci.

7.1.2 Distribuția pe verticală a temperaturii

Sub suprafața mării, coloana de apă poate fi divizată în trei zone în funcție de regimul termic (Fig. 7.3):

- a) **Zona superficială**, de la suprafața oceanului până la adâncimi cuprinse între 50 m și 200 m, cu temperaturi similare celor de la suprafața oceanului;
- b) **Termoclina**, cuprinsă între 200 și 1000 m adâncime, reprezintă o zonă în care temperatura descrește rapid, gradientul termic (rata de scădere a temperaturii odată cu creșterea adâncimii) fiind maxim;
- c) **Zona profundă**, sub 1000 m adâncime, caracterizată prin schimbarea lentă a temperaturii.

La latitudini mici, temperatura la suprafața apei este de 20 – 25°C, 8°C la 500 m, 5°C la 1000 m și 2°C la 4000 m.

Temperatura este relativ constantă în cadrul zonei superficiale datorită dinamicii orizontale de amestec (sub acțiunea valurilor și curenților) și a unui transfer foarte lent de căldură spre stratul termoclinei. De aceea, această zonă mai este denumită și *strat de amestec*. Totuși, mai ales la latitudini medii, temperatura prezintă anumite variații sezoniere în cadrul stratului de amestec. Iarna, când temperatura este scăzută la suprafața oceanului, valurile sunt mari și curenții sunt puternici, stratul de amestec are grosimi mari și se poate extinde până la *stratul termoclinei permanente*. Vara, când temperatura la suprafața oceanului crește, apa devine mai stabilă și adesea se dezvoltă o *termoclină sezonieră* în cadrul zonei superficiale (Fig. 7.3). Aceasta apare la adâncimi de câțiva zeci de metri, începe să se formeze primăvara și atinge dezvoltarea maximă (gradientii de temperatură cei mai mari) în timpul verii.

Un mecanism care poate influența grosimea orizontului de amestec este reprezentat de *circulația Langmuir* (vezi capitolul 9.2.4 pentru o prezentare detaliată). Se consideră că celulele Langmuir constituie un mecanism de conversie a energiei valurilor în energie turbulentă și conduc la amestecul (mixarea) apelor de suprafață, inducând o adâncime mai mare a stratului superficial (Pickard și Emery, 1993).

Stratul de amestec poate avea grosimi de 200 – 300 m sau chiar mai mult în largul oceanului, în timpul iernii la latitudini medii, sau de 10 m sau chiar mai puțin în apele costiere adăpostite în timpul verii (Open University, 2007).

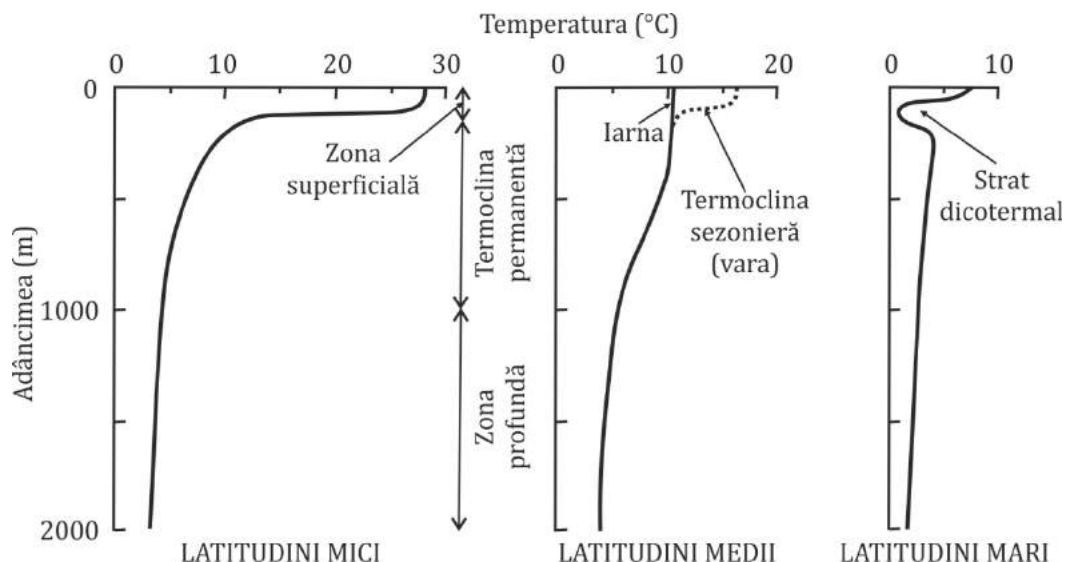


Figura 7.3 – Distribuții tipice ale temperaturii medii în funcție de adâncime în cadrul Oceanului Planetar (adaptată după Pickard și Emery, 1993).

Grosimea stratului superficial poate atinge valori considerabile (până la 500 m) în zonele inter-tropicale, sub efectul valorilor ridicate ale transparenței apei (depinde de cantitatea de materie în suspensie – Open University, 2007), care permit transferul căldurii de la suprafață spre adâncimi mari. Creșterea temperaturii stratului superficial în aceste zone, unde inputul de căldură este maxim, este limitată de schimbarea direcției maselor de apă către poli, care transferă astfel o parte din căldura existentă aici (Pickard și Emery, 1993). Cea mai mare parte a radiației solare ajunse la suprafața oceanului este folosită în procesul de evaporare a apei, o mică parte fiind utilizată pentru creșterea temperaturii apei.

Termoclina este prezentă tot timpul anului între 200 și 1000 m adâncime la latitudini mici și medii și, în acest caz, este denumită termoclină permanentă (Fig. 7.3). Acest strat este foarte stabil și, de aceea, separă apele orizontului de suprafață de acele ale stratului de profunzime. Existența continuă a termoclinei între stratul superficial mai cald și stratul profund mai rece, precum și adâncimea constantă la care se găsește aceasta în cadrul coloanei de apă, sunt rezultatul unui echilibru între transferul descendent de căldură (prin difuzie de tip eddy), care are loc la latitudini mici și medii, și advecția ascendentă simultană a apei reci din adânc, dislocată de către scufundarea apei răcite în timpul iernii din Atlanticul de Sud și de Nord (Stommel, 1958). Acest transfer de căldură se realizează foarte lent, mișcărilor verticale având viteze estimate la 0.5 – 3 cm/zi (Stommel și Arons, 1960).

La latitudini mari, temperatura la suprafața oceanului este mult mai scăzută în comparație cu latitudinile mici, în timp ce temperatura apelor de profunzime prezintă variații minore între cele două zone (Fig. 7.3). În consecință, termoclina permanentă este absentă, putând apărea doar o termoclină sezonieră. În apele polare din emisfera nordică apare adesea un *strat dicotermal* de 50 până la 100 m grosime, cu temperaturi scăzute (până la -1.6°C), aflat

Distribuția temperaturii, salinității, densității și oxigenului dizolvat în Oceanul Planetar

între stratul de suprafață și cel de adâncime mai calde. Stabilitatea este menținută datorită unei creșteri odată cu adâncimea a salinității în cadrul acestui strat (Pickard și Emery, 1993).

Sub stratul termoclinei, în cadrul zonei profunde, nu există variații sezoniere, iar temperatura apei scade lent odată cu creșterea adâncimii spre 4000 m (Fig. 7.3), adâncimea medie a Oceanului Planetar. Stratul de profunzime prezintă variații foarte mici ale temperaturii, cuprinse între -0.9°C și 2°C . Sub 4000 m adâncime, temperatura crește totuși foarte lent sub efectul creșterii presiunii. Atunci când se iau în considerare aceste cazuri, cu variații ale adâncimii maselor de apă, se folosește *temperatura potențială*¹⁵ în locul celei măsurate *in-situ*. Ecartul foarte mic al temperaturilor este menținut, atât spațial, cât și sezonier, în cadrul stratului profund deoarece este determinat de temperatura maselor de apă rece, cu densitate mare, care se scufundă în regiunile polare și se deplasează spre ecuator (Open University, 2007; Enciclopedia of Coastal Science, 2005).

7.2 DISTRIBUȚIA SALINITĂȚII

Salinitatea medie a Oceanului Planetar este de 34.7‰, trei sferturi din volumul total de apă al acestuia având o salinitate medie cuprinsă între 34 și 35‰, iar 50%, o salinitate medie cuprinsă între 34.6 și 34.8‰ (Pickard și Emery, 1993).

7.2.1 Salinitatea la suprafața oceanului

Distribuția salinității la suprafața Oceanului Planetar este una zonală (Fig. 7.4), însă nu atât de evidentă ca în cazul temperaturii. Valorile salinității descresc dinspre zonele tropicale și subtropicale spre ecuator și spre cei doi poli. Distribuția salinității medii la suprafața oceanului (Fig. 7.2) este diferită de cea a temperaturii prin prisma faptului că valorile maxime se înregistrează în regiunile subtropicale, la aproximativ 25° nord și sud față de ecuator, și că prezintă valori mici imediat la nord de acesta.

Valorile salinității la suprafață variază în largul oceanelor între 33 și 37‰ (Thurman și Trujillo, 2004). Acestea sunt determinate, în primul rând, de *raportul dintre evaporație, care conduce la creșterea salinității, și precipitații, care conduc la scăderea acesteia* (Fig. 7.5). *Maximele salinității în Fig. 7.2 și Fig. 7.5 se înregistrează în regiunile tropicale și subtropicale, aflate sub influența alizeelor, unde evaporația medie anuală depășește cantitatea medie anuală de precipitații, în timp ce valoarea maximă a temperaturii se înregistrează în apropierea ecuatorului, unde balanța energetică la nivelul oceanului este maximă. Astfel, valorile maxime ale salinității la suprafață înregistrate în cadrul Oceanului Planetar sunt de 40 – 42‰ în Marea Roșie și Golful Persic, urmate de estul Mării Mediterane cu aproximativ 39‰.*

¹⁵ Temperatura potențială reprezintă temperatura pe care ar trebui să o aibă o masă de apă dacă ar fi mutată adiabatic (fără câștig sau pierdere de căldură) la suprafața oceanului. Se calculează în funcție de temperatura și presiunea măsurate *in-situ*.

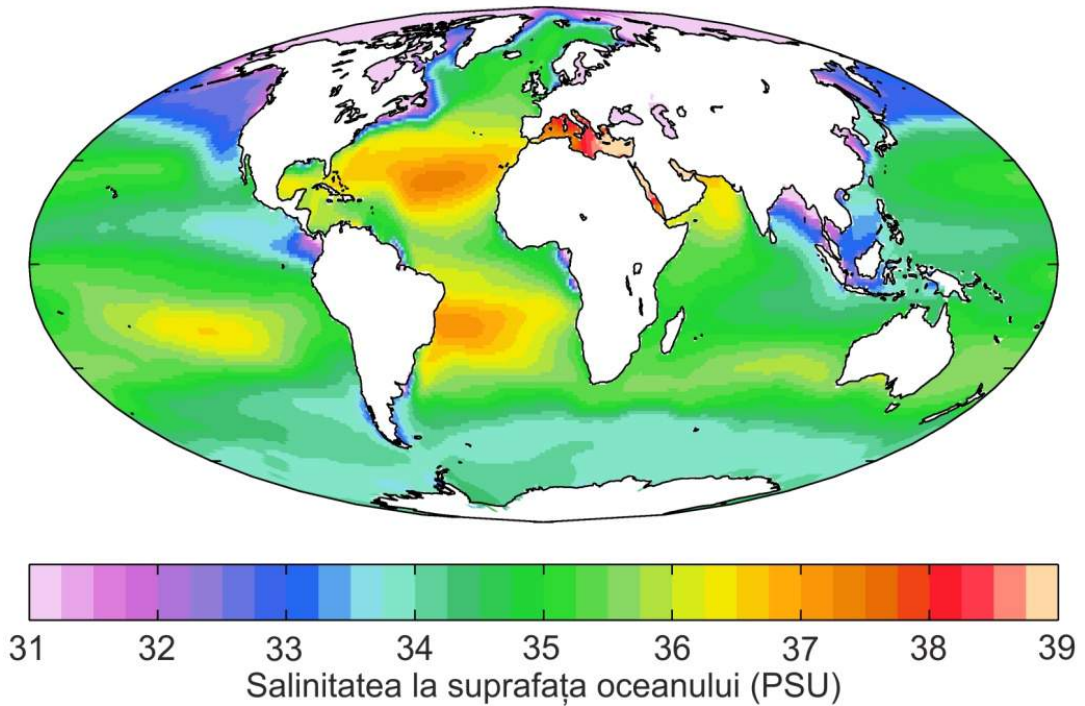


Figura 7.4 – Distribuția globală a salinității medii anuale la suprafața Oceanului Planetar (World Ocean Atlas 2009¹⁶).

Alți factori majori care influențează distribuția salinității la suprafața Oceanului Planetar sunt reprezentați de *aportul de apă de pe continente și topirea ghețurilor și a calotei glaciare, care conduc la scăderea salinității, și formarea de gheață în regiunile polare, care conduce la scăderea acesteia*. Cele mai mici valori ale salinității la suprafață se găsesc în zonele costiere, în apropierea gurilor de vărsare ale marilor fluvii ale lumii (Amazon, Asia de Sud-Est, Dunăre) și în regiunile polare în care se topește calota glaciară. Valorile minime în cadrul Oceanului Planetar se înregistrează în *Marea Baltică (8 – 10‰)* și *Marea Neagră (17 – 18‰)*.

Valorile medii ale salinității la suprafața celor mai importante oceane ale lumii variază între 35.5‰ în Atlanticul de Nord, 35.2‰ în Atlanticul de Sud și Pacificul de Sud și 34.2‰ în Pacificul de Nord (Pickard și Emery, 1993).

Variațiile anuale ale salinității la suprafața oceanului sunt mici, în limita a 0.5‰. Acestea pot fi mai mari în zonele cu o variabilitate anuală crescută a precipitațiilor, cum ar fi estul Pacificului de Nord și Golful Bengal, sau în apropierea calotelor glaciare. Variațiile diurne ale salinității sunt extrem de mici.

¹⁶ http://en.wikipedia.org/wiki/File:WOA09_sea-surf_SAL_AYool.png.

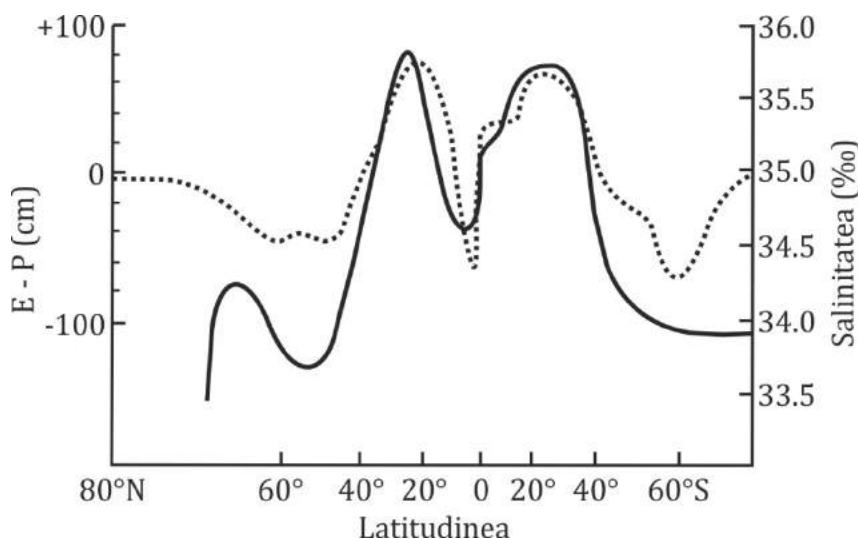


Figura 7.5 – Distribuția latitudinală a salinității medii la suprafața oceanului (linie continuă) și a diferenței dintre evaporația medie anuală – E și cantitatea medie anuală de precipitații – P (linie punctată) (adaptată după Open University, 2007).

7.2.2 Distribuția pe verticală a salinității

Distribuția pe verticală a salinității este mai complexă în comparație cu distribuția temperaturii în cadrul Oceanului Planetar. Aceasta este influențată de *advecția și amestecul vertical al apelor cu salinitate ridicată, care conduc la creșterea salinității, și de advecția și amestecul vertical al apelor cu salinitate scăzută, care conduc la scăderea acesteia* în anumite orizonturi de apă.

Sub suprafața mării, putem observa o distribuție pe verticală a salinității caracterizată prin prezența a trei straturi principale (Fig. 7.6):

- Stratul superficial (de amestec)**, de la suprafața oceanului până la aproximativ 200 m adâncime, cu valori ale salinității similare celor de la suprafața oceanului;
- Haloclina**, cuprinsă între 200 și 1000 m adâncime, reprezintă o zonă în care se înregistrează variații (scădere sau creștere) bruște ale salinității, gradientul fiind maxim;
- Stratul profund**, aflat sub 1000 m adâncime, caracterizat prin valori relativ constante ale salinității.

Stratul superficial este puternic influențat de fluctuațiile salinității de la suprafața oceanului determinate de balanța dintre precipitații și evaporație.

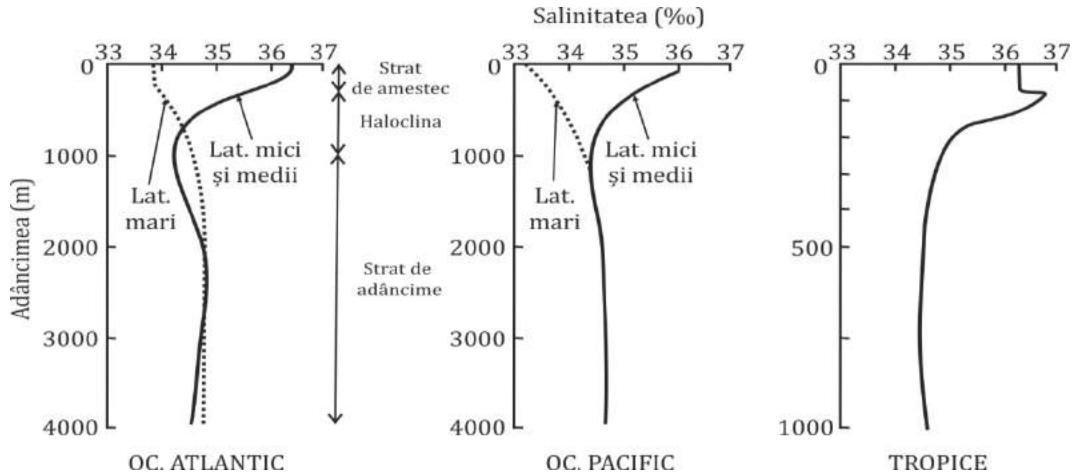


Figura 7.6 – Distribuții tipice ale salinității medii în funcție de adâncime în cadrul Oceanului Planetar (adaptată după Pickard și Emery, 1993).

În zonele ecuatoriale, tropicale și subtropicale, valorile minime ale salinității se înregistrează între 600 și 1000 m adâncime, crescând apoi ușor până la aproximativ 2000 m adâncime, după care rămân relativ constante. În Oceanul Atlantic se remarcă totuși o ușoară scădere a salinității între 2000 și 4000 m adâncime. În regiunile tropicale, putem observa un maxim al salinității la adâncimi cuprinse între 100 și 200 m, aproape de limita superioară a termoclinei, ca urmare a scufundării apei din zona tropicală de salinitate maximă și deplasarea acesteia către ecuator (Pickard și Emery, 1993). La latitudini mari, unde valorile la suprafața oceanului sunt mici, salinitatea crește progresiv cu adâncimea până la aproximativ 2000 m, după care rămâne relativ constantă (Fig. 7.6).

În cadrul stratului profund, până la 4000 m sau la adâncimi mai mari, salinitatea este relativ uniformă în cadrul Oceanului Planetar, cu valori cuprinse între 34.5 și 35‰.

7.3 DISTRIBUȚIA DENSITĂȚII

7.3.1 Densitatea la suprafața oceanului

Densitatea apei la suprafața oceanului prezintă valori care cresc de la 1022 kg/m^3 în apropierea ecuatorului la $1026 - 1027 \text{ kg/m}^3$ la latitudini de $50 - 60^\circ$, după care descresc ușor spre cei doi poli (Fig. 7.7).

Distribuția densității la suprafața Oceanului Planetar prezintă valori minime la latitudini mici, în zonele unde se înregistrează valorile maxime ale temperaturii la suprafața oceanului (Fig. 7.2). Densitatea este influențată și de distribuția la suprafața oceanului a salinității. Totuși, zonele subtropicale, cu valori maxime ale salinității, nu prezintă valori maxime și pentru densitate.

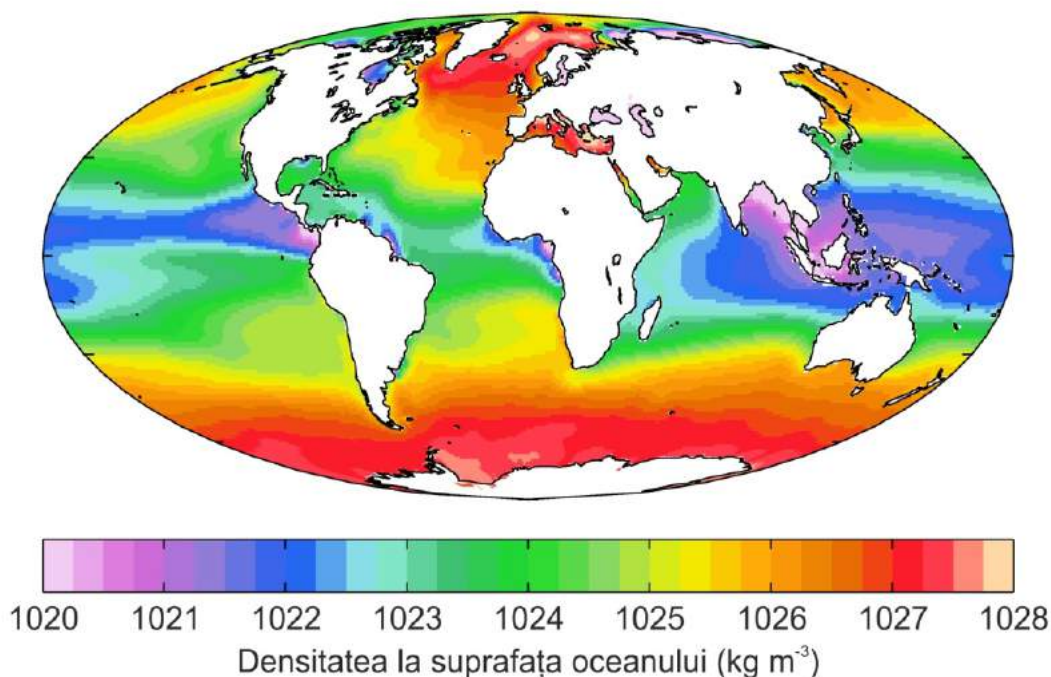


Figura 7.7 – Distribuția globală a densității medii anuale la suprafața Oceanului Planetar (World Ocean Atlas 2009¹⁷).

7.3.2 Distribuția pe verticală a densității

În profil vertical, densitatea apei de mare nu crește uniform cu adâncimea. În plus, distribuția pe verticală a densității în cadrul Oceanului Planetar prezintă o anumită variabilitate latitudinală (Fig. 7.8). Din acest punct de vedere, regiunile aflate la latitudini mici (ecuatoriale și tropicale) și medii sunt caracterizate prin prezența a trei orizonturi (Fig. 7.8):

- Orizontul superficial (de amestec)**, de la suprafața oceanului până la aproximativ 200 m adâncime, cu o relativă uniformitate a valorilor densității;
- Picnoclina**, cuprinsă între 200 și 1000 m adâncime, reprezintă o zonă în care are loc o creștere bruscă a densității, cu un gradient maxim;
- Orizontul profund**, aflat sub 1000 m adâncime, caracterizat prin creșterea foarte lentă a densității odată cu adâncimea.

¹⁷ http://en.wikipedia.org/wiki/File:WOA09_sea-surf_DEN_AYool.png.

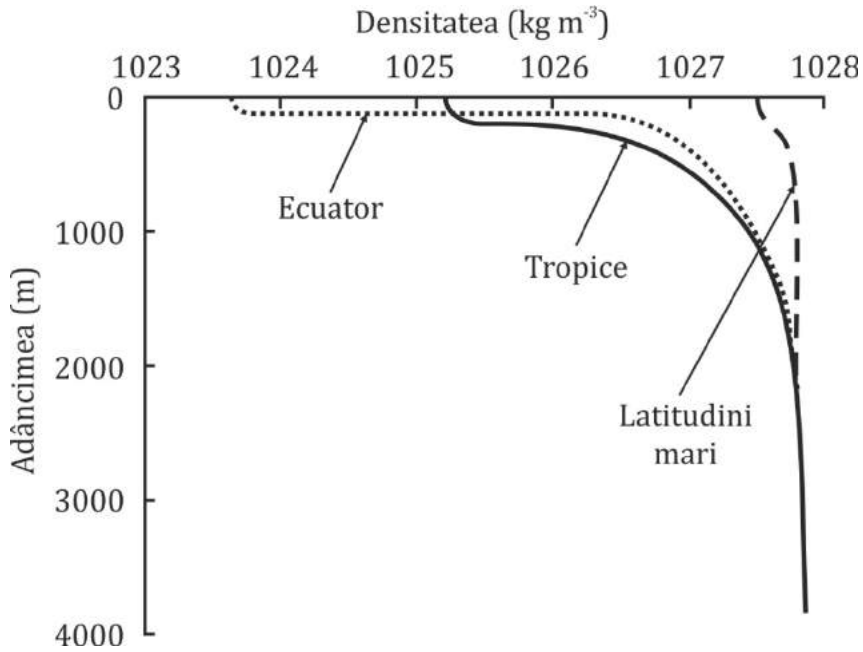


Figura 7.8 – Distribuții tipice ale densității în funcție de adâncime pentru latitudini mici și mari (adaptată după Pickard și Emery, 1993).

Densitatea reprezintă factorul responsabil pentru determinarea stabilității unei mase de apă în cadrul profilului vertical. Rata de schimbare a densității odată cu adâncimea determină *stabilitatea statică* a unei mase de apă sau capacitatea acesteia de a nu fi mutată în profil vertical (Pickard și Emery, 1993).

În largul oceanului, la latitudini mici și medii și adâncimi de până la 1000 m, variațiile densității sunt determinate de *variațiile temperaturii*. De aceea, în general, apele cu densitate mică (temperatură ridicată) se găsesc în straturile superioare, în timp ce apele cu densitate mare (temperatură scăzută) se găsesc în orizonturile inferioare. Variațiile pe verticală ale salinității nu pot balansa efectul pe care îl au variațiile temperaturii asupra densității în orizonturile superioare deoarece este posibil ca în aceste straturi, cu apă mai caldă la suprafață, să se înregistreze atât valori mari, cât și scăzute ale salinității. Doar în anumite regiuni (Pacificul de Nord-Est și regiunile polare), *variațiile salinității* au o influență mai puternică asupra distribuției densității în straturile superioare. La adâncimi mai mari, sub 1000 m, variațiile salinității pot induce schimbări semnificative ale densității. Acest lucru este mai evident în Oceanul Atlantic, unde există o anumită stratificație a salinității, în comparație cu Oceanul Pacific, unde apele de adâncime sunt mult mai uniforme. În apele costiere, fiorduri și estuare, salinitatea reprezintă adesea factorul de control în determinarea densității în întreaga coloană de apă, variațiile temperaturii având o importanță secundară (Pickard și Emery, 1993).

Distribuția temperaturii, salinității, densității și oxigenului dizolvat în Oceanul Planetar

Un alt factor care influențează distribuția pe verticală a densității îl constituie *presiunea*, cele două proprietăți ale apei de mare fiind în relație de proporționalitate directă.

Picnoclina este asociată de obicei, în largul oceanului, cu termoclina, deși poziția și panta acesteia depind și de distribuția salinității. Picnoclina permanentă coincide aproximativ cu termoclina permanentă (Open University, 2007). Stratul picnoclinei prezintă cea mai mare stabilitate a apei, ceea ce se traduce prin inexistența în cadrul acestuia a amestecului, sub acțiunea turbulenței, a diferitelor mase de apă. Prin urmare, *picnoclina acționează ca o barieră în calea deplasării maselor de apă și proprietăților acestora în profil vertical*, atât ascendent, cât și descendent. La latitudini mari, există variații foarte mici ale densității între orizontul de suprafață și apele de adâncime, ceea ce conduce la absența picnoclinei și, în consecință, prezența amestecului maselor de apă superficiale cu cele de adâncime.

În cadrul stratului profund, nu există variații latitudinale ale densității apei, valorile acesteia situându-se în jurul a 1027.9 kg/m^3 .

7.4 DISTRIBUȚIA OXIGENULUI DIZOLVAT

Pe lângă materialele solide dizolvate, apa de mare conține și gaze. O proprietate importantă a acesteia o constituie *conținutul în oxigen dizolvat*, exprimat prin numărul de mililitri de oxigen dizolvat într-un litru de apă de mare (mL/L), în condiții normale de temperatură și presiune (se exprimă și în $\mu\text{M}^{18}/\text{kg}$ sau $\mu\text{M/L}$).

Cantitatea de oxigen dizolvat în apa de mare este cuprinsă în cadrul Oceanului Planetar între 0 și 8 mL/L (limite maxime) sau între 1 și 6 mL/L (cea mai mare parte a valorilor globale). Principala sursă a acestuia o constituie *atmosfera* și de aceea apa este de cele mai multe ori saturată sau supra-saturată în oxigen la suprafața oceanului. Acest proces are loc prin formarea bulelor de aer în urma amestecului creșterii valurilor în coloana de apă, o parte din gaze fiind transportate în soluție în orizontul superficial ca rezultat al creșterii presiunii hidrostatice (Open University, 2007). O altă sursă este reprezentată de *fotosinteza plantelor marine* care conduce, uneori, la suprasaturarea în oxigen a apei în primii 10 – 20 m adâncime de la suprafață. Sub straturile superficiale, apa de mare este, de obicei, nesaturată în oxigen ca urmare a *consumului acestuia de către organismele vii* și în *procesul de oxidare a detritusului*. Valorile mici ale oxigenului dizolvat indică faptul că masa de apă respectivă nu a ajuns la suprafață de foarte mult timp, oxigenul fiind consumat în procesele biologice și de oxidare (Pickard și Emery, 1993).

Trei profile tipice ale distribuției pe verticală a oxigenului dizolvat la trei latitudini diferite în cadrul Oceanului Atlantic și Oceanului Indian sunt prezentate în Figura 7.9.

¹⁸ Micromoli

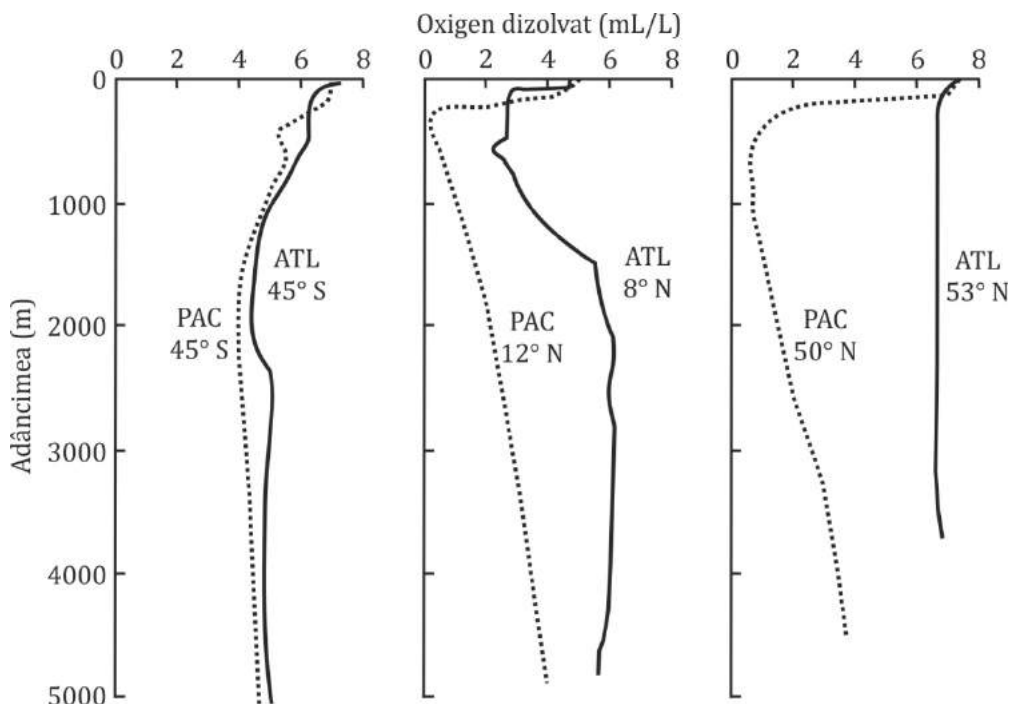


Figura 7.9 – Profile ale distribuției oxigenului dizolvat în funcție de adâncime în cadrul oceanelor Pacific și Atlantic (adaptată după Pickard și Emery, 1993).

Putem observa că cele mai mari valori sunt înregistrate la suprafața apei și că distribuția oxigenului dizolvat este relativ similară pentru ambele oceane în emisfera sudică. De asemenea, pentru orizontul superficial (0 – 1000 m adâncime), cea mai mică cantitate de oxigen dizolvat se înregistrează în zona inter-tropicală, iar sub 1000 m observăm valori mari în Atlanticul de Nord și valori mici în Pacificul de Nord. Această ultimă constatare indică faptul că apele de adâncime din Pacific nu au ajuns la suprafață pentru o perioadă foarte mare de timp, sugerând o circulație a apelor de adâncime mai înceată în Oceanul Pacific în comparație cu Oceanul Atlantic (Pickard și Emery, 1993). Distribuția oxigenului dizolvat în cadrul Oceanului Indian este similară celei din Oceanul Pacific (sud și zona tropicală). La anumite adâncimi în largul oceanelor, se constată o creștere a nivelului oxigenului dizolvat datorită aportului de apă rece, oxigenată și cu densitate mare provenită din regiunile polare (Open University, 2007).

În anumite regiuni (Marea Neagră și Fosa Cariaco din Marea Caraibilor, în fața Venezuelei), nu există oxigen dizolvat sub anumite adâncimi, locul acestuia fiind luat de hidrogenul sulfurat rezultat din descompunerea ionilor de sulfati de către bacterii. Acest lucru indică faptul că masele de apă sunt stagnante de foarte mult timp în aceste locații, fiind izolate de circulația de adâncime a apelor oxigenate din cadrul Oceanului Planetar (Pickard și Emery, 1993).

7.5 PARTICULARITĂȚI ALE MĂRII NEGRE

Ca urmare a evoluției sale la scara timpului geologic, caracteristicile oceanografice ale Mării Negre sunt contrastante față de cele ale Mării Mediterane, cu care este direct conectată, și ale Oceanului Planetar. Marea Neagră este o regiune în care aportul de apă dulce adus de fluvii și provenit din precipitații depășește evaporația, iar fluxul de apă cu salinitate mare din Marea Mediterană este foarte limitat (Pickard și Emery, 1993).

Temperatura medie anuală la suprafața mării variază între 13 – 14 °C în colțul NV extrem, 14°C în NV, 14 – 15°C în centru și 15 – 16.5°C în est. Cele mai mari diferențe între compartimentul vestic și cel estic se înregistrează iarna, cele din timpul verii fiind neînsemnate (Vespremeanu, 2005). *Distribuția pe verticală a temperaturii prezintă o stratificație specifică Mării Negre, individualizată prin absența termoclinei permanente, prezența Stratului Intermediar Rece (SIR) și prin faptul că apele profunde sunt mai calde decât apele de la aceeași adâncime din Oceanul Planetar.* Astfel, profilul vertical al temperaturii în bazinul adânc (Fig. 7.10) prezintă următoarea stratificație (Vespremeanu, 2005):

- **Stratul de amestec**, situat între suprafață și 10 – 12 m adâncime, cu diferențe de 1 – 1.5°C între limita superioară și cea inferioară;
- **Stratul termoclinei sezoniere**, aflat între 10 – 12 m și 40 – 50 m adâncime, în care gradientul termic atinge 12 – 14°C;
- **Stratul Intermediar Rece (SIR)**, situat între 40 – 50 m și 125 - 150 m adâncime, în care temperatura scade cu 1 – 1.5°C;
- **Stratul intermediar**, situat între 125 – 150 m și 1500 m adâncime, în care are loc o inversiune termică, caracterizată printr-o creștere ușoară a temperaturii de la 8°C la 8.88°C;
- **Stratul profund**, aflat sub 1500 m adâncime, în care temperatura crește de la 8.883°C (la 1500 m adâncime) la 8.896°C (la 1800 m adâncime), apoi rămâne constantă până la cele mai mari adâncimi (temperatură potențială de 8.9°C).

Salinitatea medie anuală la suprafață variază între un minim de 14.5‰, în apele costiere din dreptul Deltei Dunării, și un maxim de 20.5‰, în partea centrală a bazinului (Vespremeanu, 2005). Variația salinității pe verticală în bazinul adânc urmează o traiectorie diferită de restul Oceanului Planetar prin *extensiunea largă a haloclinei*. Profilul vertical al distribuției salinității (Fig. 7.10) prezintă trei etaje (Vespremeanu, 2005):

- **Stratul de amestec** (0 – 30 m adâncime), cu o medie a salinității de 18 – 18.25‰;
- **Haloclinea** (30 – 200 m adâncime), în care salinitatea crește la 21.5‰;
- **Stratele intermediar și profund** (situate la adâncimi mai mari de 200 m), în care salinitatea crește foarte lent până la 22.5‰.

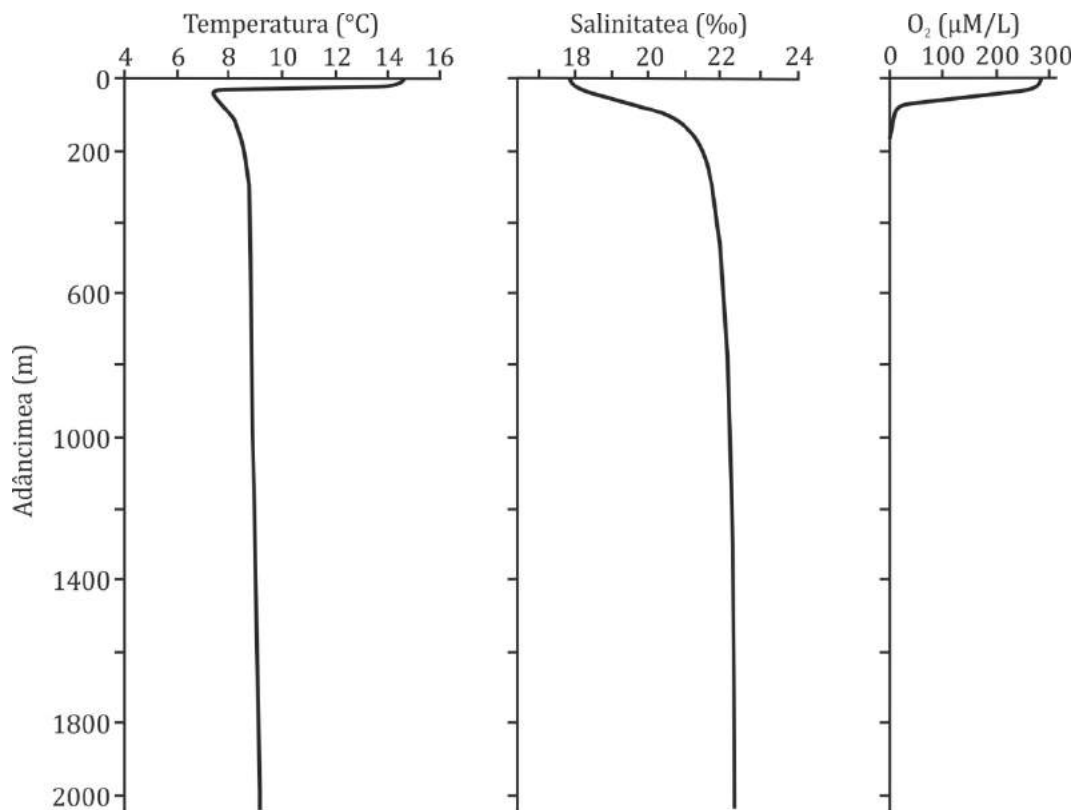


Figura 7.10 – Distribuția valorilor medii ale temperaturii, salinității și oxigenului dizolvat în funcție de adâncime în acvatoriul adânc al Mării Negre.

Ca urmare a acestei distribuții a salinității, stratul pycnoclinei este situat între 15 și 120 m adâncime, profilul ei este ascuțit și are gradient mare, separând straturile superioare, cu salinitate redusă și concentrație mai mare de oxigen dizolvat (stratul superficial, stratul de amestec, stratul oxicleinei și stratul suboxic¹⁹), de stratul profund, fără oxigen (strat anoxic). Sub adâncimea de 150 – 180 m nu există oxigen dizolvat (Fig. 7.10), locul acestuia fiind luat de hidrogenul sulfurat, a cărui concentrație crește cu adâncimea. De aceea, Marea Neagră este considerată exemplul tipic de bazin anoxic (Pickard și Emery, 1993).

¹⁹ Cele patru straturi sunt enumerate de la suprafață spre adâncime (120 m), odată cu descreșterea cantității de oxigen dizolvat de la aproximativ 300 μM/L, la suprafață, la 5 – 6 μM/L și valori apropiate de zero, în stratul suboxic (Vespremeanu, 2005).

CAPITOLUL 8

INTERACȚIUNILE OCEAN - ATMOSFERĂ

8.1 INTRODUCERE

Oceanul Planetar și atmosfera acționează ca un sistem interdependent. Astfel, curenții oceanici de suprafață sunt o consecință a circulației atmosferice, tot așa cum ciclonii tropicali, uraganele și furtunile marine și costiere sunt determinate de transferul rapid de energie (calorică) de pe suprafața mării către troposferă. Energia solară este responsabilă deopotrivă pentru dinamica atmosferică și a maselor oceanice, deoarece încălzește inegal suprafața Pământului și, prin regimul permanent și constant diferențiat al presiunii atmosferice, instaurează o circulație atmosferică organizată care, mai departe, generează valurile și curenții oceanici de suprafață.

Procesele fizice desfășurate la un moment dat în atmosferă compun vremea, dar și oceanele au propria lor “stare a vremii” (valuri, curenți, turbulențe, schimburi de energie), deoarece amândouă sunt medii fluide care se comportă potrivit aceluiași legi fizice. De exemplu, vânturilor din atmosferă le corespund curenții oceanici, iar diferențele de viteză provin din densitatea de ca. 800 ori mai mare a apei oceanelor față de aerul atmosferic și din diferențele de vâscozitate (de 50 ori mai mare în cazul apei decât pentru aer).

Legăturile dintre atmosferă și oceane sunt deopotrivă intime, multiple și variate, dar necesare pentru funcționarea în „parametri normali” a fiecăruia dintre cele două macrosisteme. Contactul extins dintre ele permite producerea unor schimburi reciproce de apă, energie cinetică (mișcare), căldură, săruri și gaze. Astfel, distribuția spațială a presiunii atmosferice guvernează regimul vânturilor în troposferă, dar sursa energetică primară a acestora este radiația solară primită în general prin intermediul oceanelor, mai exact a vaporilor de apă de origine marină care, în atmosferă, convertesc căldura latentă de evaporare în energie termică și dinamică. La rândul ei atmosfera redă oceanelor o parte din energia primită prin intermediul stressului eolian, exercitat pe interfața ocean – atmosferă, care este convertit atât pentru producerea valurilor de vânt (vezi cap. 3.3.1) cât și pentru antrenarea în mișcare a maselor de apă (formarea curenților de suprafață). Dacă la circulația oceanică indusă de vânt adăugăm circulația termohalină a maselor de apă profunde, datorată diferențelor de densitate provenite din caracteristicile fizice împrumutate de la masele de aer cu care au stat în contact înainte de scufundare, reiese că atmosfera guvernează circulația globală oceanică; interacțiunile ocean – atmosferă sunt extrem de complexe, cu relații de feedback, întrucât la rândul ei circulația oceanică dispune patternul spațial al tipurilor de climat pe Terra. Schimbări minore ale circulației oceanice pot altera procesele atmosferice permițând instalarea instabilităților, amplificarea fluctuațiilor și chiar schimbări climatice (Malkus, 1962; Trujillo and Thurman, 2011).

8.2 CONSERVAREA ENERGIEI. BUGETUL CĂLDURII

8.2.1 Energia solară primită de Pământ

Practic, aproape toată energia disponibilă pe Pământ (99.9 %) provine de la Soare. Energia solară măsurată la limita superioară a atmosferei terestre este de $2 \text{ cal/cm}^2/\text{min}$ și reprezintă constanta solară. Această valoare este calculată pentru o suprafață orientată perpendicular pe fluxul radiant. Dacă ne raportăm însă concret la caracteristicile Pământului (rotirea în jurul axei, alternanța umbrire-însorire, unghiuri diferite făcute de suprafața atmosferei și suprafața topografică cu fluxul radiant solar) obținem o *energie medie primită la limita atmosferei de cca. $0.5 \text{ cal/cm}^2/\text{min}$* . După traversarea atmosferei, la suprafața Pământului ajunge aproape jumătate, respectiv $0.25 \text{ cal/cm}^2/\text{min}$. Raportat la suprafața Pământului este vorba despre o cantitate uriașă de energie ($6.7 \times 10^{23} \text{ cal/an}$) primită de la Soare, care conduce procesele oceanice și atmosferice, creând diferențe de presiune și densitate responsabile pentru circulația atmosferică, circulația oceanică și formarea valurilor.

Din totalul energiei solare recepționate la limita atmosferei, 1/4 este reflectată înapoi în spațiu de către nori (17 %) și de către difuzia atmosferică (7 %), iar 23 % este absorbită direct de către gazele atmosferice și nori (Fig. 8.1).

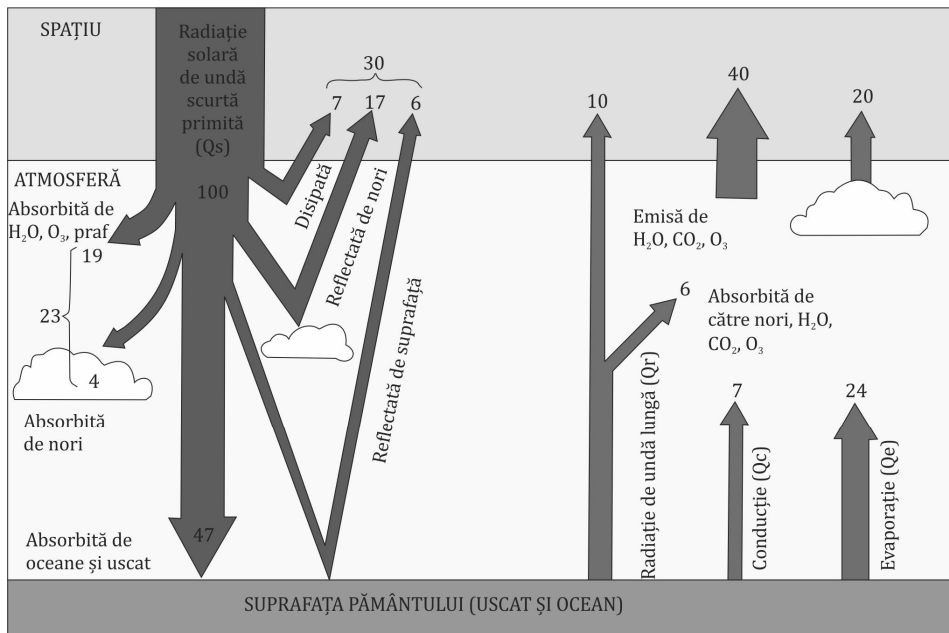


Figura 8.1 – Bugetul de căldură al Pământului. Radiația solară de undă scurtă este reflectată, difuzată și absorbită de unitățile sistemului continente – oceane – atmosferă. Energia absorbită de Pământ este radiată înapoi în spațiu sau cedată prin evaporație și conducție (după Thurman, 1997).

Diferența rămasă – 53 % – ajunge pe suprafața Pământului, de unde o mică parte este reflectată înapoi în spațiu (6 %), iar restul energiei (47 %) este absorbită direct de către oceane și continente. Continentele reflectă mai multă energie (8 %) decât mările (4 %; Tabel 8.1), în special datorită albedoului ridicat din regiunile deșertice și polare. Din cele 49 % reprezentând energia solară absorbită de oceane, 30 % provin din radiația solară directă, iar 19 % din radiația difuzată de atmosferă (radiație difuză).

Unghiul Soarelui	90°	60°	30°	20°	10°	5°
Radiația reflectată (%)	2	3	6	12	35	40
Radiația absorbită (%)	98	97	94	88	65	60

Tabel 8.1 – Reflecția și absorbția energiei solare în funcție de unghiul de incidență al Soarelui (după Pickard și Emery, 1990).

8.2.2 Bugetul de căldură al Oceanului Planetar

Dacă oceanele ar reține întreaga energie solară absorbită în primul metru de apă de la suprafața lor, atunci temperatura acestui strat ar crește în medie cu cca. 3.5 °C/zi. În realitate însă în largul oceanelor, la suprafață, nu se manifestă decât oscilații termice diurne de 0.2 – 0.4 °C demonstrând existența unui intens transfer de energie prin intermediul curenților oceanici și prin procese de amestec turbulent către stratele mai adânci; cea mai mare cantitate de energie este eliberată de oceane prin evaporare. Raportat la volumul de apă din oceane rezultă că în 300 ani întreg Oceanul Planetar ar atinge temperatura de fierbere, dacă întreaga energie solară primită ar rămâne captivă. În mod evident așa ceva nu se întâmplă, iar studiile de paleo-oceanografie indică variații minime ale temperaturii oceanelor în Holocen, și un regim practic izotermic pentru ultimii 5000 ani, ceea ce înseamnă că *Oceanul Planetar cedează o cantitate de energie egală cu radiația solară absorbită*:

$$Q_s = Q_e + Q_r + Q_c \quad (8.1)$$

unde, Q_s = radiația solară absorbită, Q_e = căldura eliberată/câștigată prin evaporare/condens, Q_r = radiația de undă-lungă emisă de oceane, Q_c = căldura eliberată/câștigată prin conducție.

Valorile medii anuale pentru întreg Oceanul Planetar sunt: $Q_s = +150 \text{ W/m}^2$, $Q_e = -85 \text{ W/m}^2$, $Q_r = -55 \text{ W/m}^2$ și $Q_c = -10 \text{ W/m}^2$ (Fig. 8.2) **cu $Q_e = 55\%$, 38% și 7%** .

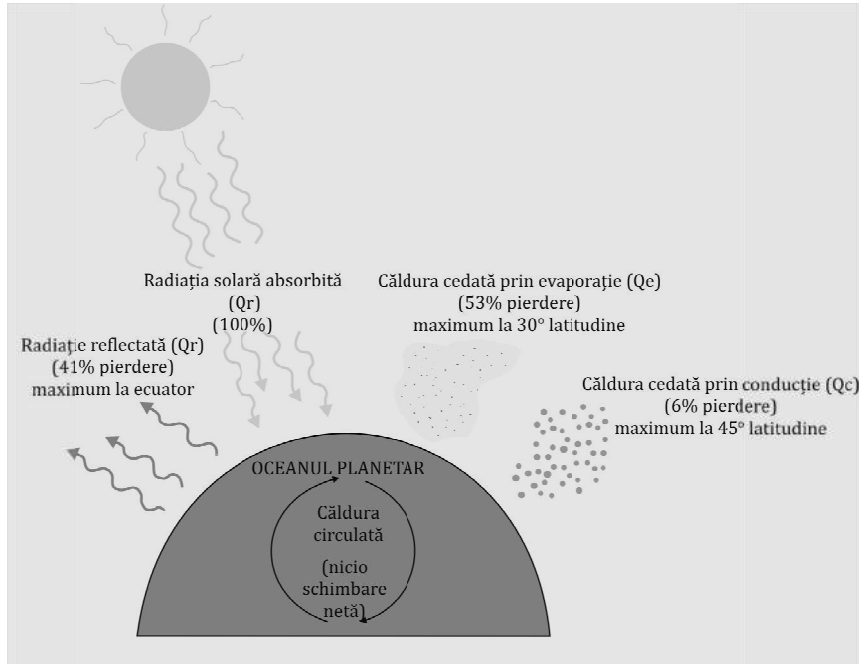


Figura 8.2 – Transferul fluxului de căldură între ocean și atmosferă (Trujillo și Thurman, 2011).

Procesele de evaporare (și condens) desfășurate la suprafața mării reprezintă 55% din totalul schimburilor de căldură ocean – atmosferă, cu impact major asupra climatului terestru. Cantitatea medie anuală de apă evaporată de pe suprafața mării corespunde unei coloane cu înălțimea de 120 cm. Latitudinal, evaporația variază între 40 cm/an în regiunile subpolare și 200-220 cm/an în regiunile tropicale. Maxime locale se produc în conexiune cu intrarea principalilor curenți calzi (C. Golfului și C. Kuroshio) în regiunile subtropicale și temperate, ca de exemplu în largul coastelor Japoniei și ale Carolinei (250-300 cm/an), datorită creșterii contrastului termic apă - aer și a vitezei vântului.

Cedarea căldurii de către ocean (Q_e) depinde de rata evaporației (R_e , exprimată în kg/s/m^2) și de căldura latentă de evaporare (L_e , în kJ/kg):

$$Q_e = R_e \cdot L_e \quad (8.2)$$

Căldura latentă de evaporare, reprezentând căldura necesară pentru evaporarea unui volum de apă, implică cedarea de către suprafața mării a unei cantități imense de căldură, respectiv de 580-600 ori mai mare decât căldura necesară încălzirii cu $1\text{ }^\circ\text{C}$ a aceluiași volum de apă în stare lichidă (ex: 2440 kJ/kg sau 587 cal/g pentru evaporarea unui corp de apă cu $T = 15\text{ }^\circ\text{C}$). Rata evaporației este dificil de estimat cu precizie, în prezent folosindu-se o formulă empirică, în care R_e se exprimă în kg/zi/m^2 :

$$R_e = 1.4(e_s - e_a) \cdot V \quad (8.3)$$

unde, e_s = tensiunea vaporilor de apă la suprafața mării, e_a = tensiunea vaporilor de apă măsurată la 10m deasupra nivelului mării (ambele exprimate în kPa), V = viteza vântului măsurată la 10m; (m/s).

În majoritatea regiunilor oceanice $e_s > e_a$, corespunzător raportului termic ocean – atmosferă ($T_s > T_a$), astfel că oceanele pierd energie prin evaporatie. Totuși, există și regiuni în care raportul este inversat; ele corespund curenților reci, cu debite mari, care intră în zonele temperată și subtropicală. Cele mai elocvente exemple de regiuni în care temperatura mării devine mai scăzută decât temperatura aerului sunt coasta nordică a Californiei și coasta Terra Nova. Aici umiditatea aerului declanșează frecvent procese de condens pe suprafața mării, ceea ce presupune un aport caloric dinspre atmosferă către ocean.

Radiația de undă lungă emisă de oceane (38% din total) se calculează conform legii lui Stefan-Boltzmann care postulează că toate corpurile radiază energie proporțional cu temperatura lor absolută ridicată la puterea a patra [$Q_r = f(T^4)$; °K = °C + 273°]. Deși energia radiată de oceane prezintă un spectru mai larg de lungimi de undă (λ), peste 90% se regăsește în intervalul 3-80 μm , de undă lungă, cu maximumul (λ_m) centrat pe 10 μm , cf. Legii lui Wien ($\lambda_m \times T = 2900 \mu\text{m} \cdot \text{°K}$). Soarele, de exemplu, are o temperatură de cca. 6000 °K astfel că maximumul radiativ se produce pe 0.5 μm , iar 99% din radiația solară este emisă pe lungimi de undă mai mici de 4 μm , valoare reprezentând pragul dintre radiația de undă scurtă și cea de undă lungă. Cum temperatura medie a suprafeței mării este de 17 °C (290 °K), rezultă că oceanele radiază cea mai multă energie pe lungimea de undă de 10 μm . În fapt, la suprafața mării are loc un dublu schimb de energie de undă lungă: marea radiază către atmosferă, care la rândul ei radiază către mare energie la o rată proporțională cu puterea a patra a temperaturii absolute a aerului. La scară anuală majoritatea provinciilor marine cedează energie, fără variații majore (50 – 70 W/m²), întrucât temperatura medie a suprafeței oceanelor este în general mai ridicată cu 2-3 °C decât temperatura medie a aerului (14.5 °C – temperatura medie a orizontului microclimatic).

Conducția termică (Q_c) este un alt proces prin care oceanele transferă căldură atmosferei inferioare, cu o pondere de 7% din totalul schimburilor calorice ocean-atmosferă. Deasupra suprafeței terestre, regula este ca temperatura aerului să scadă odată cu altitudinea conform unui gradient termic vertical de 0.5 °C în cazul oceanelor, mai mic decât cel înregistrat deasupra continentelor (0.6 °C). Temperaturile mai scăzute înregistrate în orizonturile superioare conduc la desfășurarea proceselor de conducție termică prin care suprafața mării pierde căldură. Conducția termică (pierderea de căldură) este direct proporțională cu gradientul termic al aerului și cu conductivitatea termică (C_t), care la rândul ei depinde în primul rând de intensitatea vântului (V):

$$C_t = 0.0015 \cdot \rho_a \cdot V \quad (8.4)$$

$$Q_h = -1.88 \cdot V \cdot (T_s - T_a) \quad (\text{W/m}^2) \quad (8.5)$$

unde, ρ_a = densitatea aerului (1.2 kg/m^3); $T_{s, a}$ = temperatura suprafeței mării / temperatura aerului. În rarele cazuri în care temperatura aerului este mai mare decât temperatura suprafeței mării, iar temperatura aerului crește odată cu înălțimea, atunci căldura este transferată dinspre atmosferă către oceane.

Celelalte surse de căldură, precum energia geotermală, convertirea unei părți din energia cinetică a valurilor în căldură în cadrul proceselor de spargere, sau reacțiile chimice exoterme sunt practic neglijabile.

8.3 FURTUNILE MARINE ȘI CICLONII TROPICALI

Furtunile marine și ciclonii tropicali reprezintă forma cea mai agresivă de manifestare combinată a factorilor meteo-marini, respectiv tipul de hazard natural cu cel mai mare potențial distructiv.

În ultimii 50 ani, grație creșterii demografice accelerate, a aglomerării fără precedent a spațiului costier și, probabil, a intensificării fenomenelor extreme datorită încălzirii globale, s-au manifestat cele mai distructive furtuni asociate cu ciclonii tropicali și extratropicali. Zonele cele mai expuse sunt deltele, insulele-barieră și țărmurile joase lipsite de cordoane bine consolidate de fordune, situate în calea ciclonilor tropicali. Dintre acestea, delta Gange-Brahmaputra prezintă vulnerabilitatea cea mai ridicată grație formei țărmului deltaic (dominat de acțiunea mareelor, cu un grad f. ridicat de indentație/fragmentare și cu numeroase insule de mici dimensiuni), nivelului coborât al câmpiei deltaice ($< 4 \text{ m}$) și densității ridicate a populației. Alte regiuni extrem de vulnerabile sunt delta Mississippi și regiunile costiere joase din Louisiana, insulele barieră din nordul Golfului Mexic (I. Galvestone, I. Padre) sau coastele joase din arhipelagul Filipinelor.

8.3.1 Furtunile marine (ciclони extratropicali)

Termenul de furtuni marine desemnează variații (disturbante) în circulația majoră atmosferică de la latitudini medii și înalte, caracterizate de vânturi puterniceacompaniate frecvent de precipitații. Furtunile se asociază ciclonilor extratropicali în care mișcarea maselor de aer este tot circulară ca în cazul oricărui tip de ciclon, de fapt spiralat-convergentă către centrul acestuia (în greaca veche, *kyklon* = mișcare în cerc).

Masele de aer sunt volume imense de aer, cu o arie-sursă definită, sunt caracterizate de valori relativ constante de temperatură, umiditate și densitate, care împrumută din caracteristicile suprafețelor subiacente peste care repauzează. Frecvent, masele de aer de pe oceane sunt calde și umede, în timp ce masele continentale sunt reci, uscate și mai grele. La contactul dintre ele, realizat cel mai adesea în timpul deplasării maselor de aer în periferia celulelor atmosferice (vânturile polare - vânturile de vest - alizeele), diferențele de densitate împiedică amestecul propriu-zis al aerului.

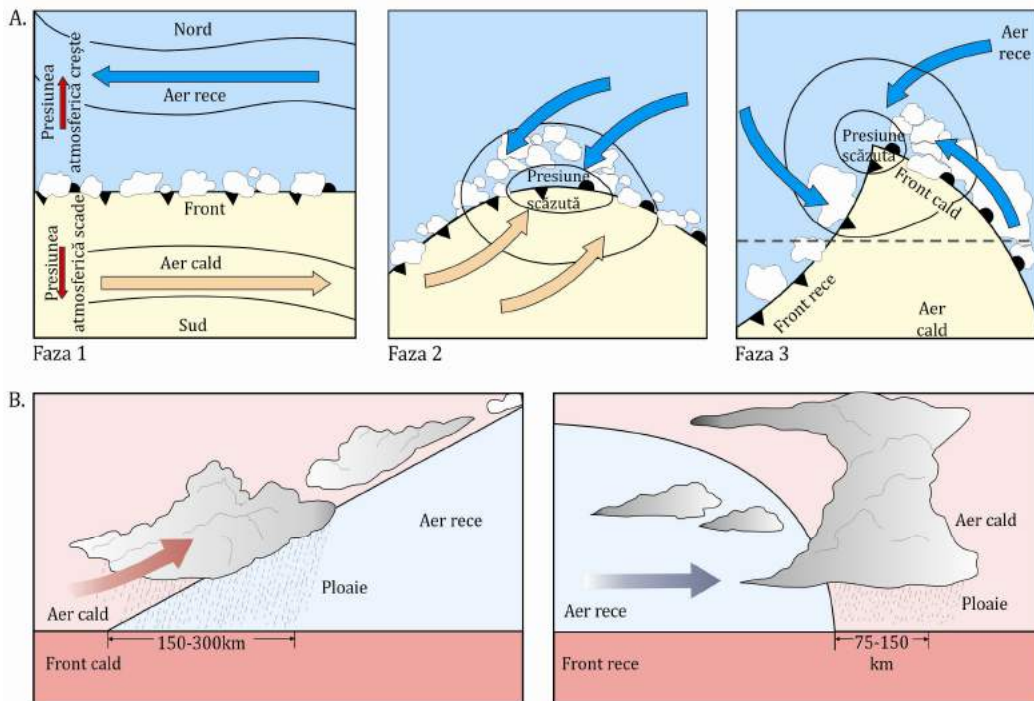


Figura 8.3 – **A.** Formarea unui ciclon extratropical în Emisfera Nordică; **B.** Secțiuni transversale prin fronturile calde / reci cu ridicarea graduală / abruptă a aerului cald, ambele generând precipitații însă cu specificități diferite (după Garrison, 2010).

În aceste cazuri, masa de aer mai ușoară alunecă peste masa de aer dens și rece și totodată o împinge (**front cald**), sau masa de aer rece o dislocă prin împingere și ridicare pe cea caldă (**front rece**). Ciclonii extratropicali iau naștere la contactul a două mase de aer antagonice (cald-rece, umed-uscă), produs cel mai adesea la limita dintre celulele polare și vânturile de vest, adică în lungul frontului polar. Forma acestuia (frontul polar), deși lineară în aparență, prezintă numeroase devieri (sectoare curbate, sinusoidale) dintre care cele mai pronunțate, datorită stresurilor laterale aplicate de cele două vânturi antagonice – vânturile polare care suflă dinspre est (E – NE) și vânturile de vest (V - SV) – cresc în amplitudine și încep să capete o mișcare circulară retrogradă transformându-se într-un veritabil ciclon extratropical care se deplasează autonom mai departe către est, fiind prinse de către circulația vestică specifică zonei temperate. În cadrul unui astfel de ciclon are loc o succesiune a unui front cald și rece (Fig. 8.3), dar vânturile puternice se asociază în general fronturilor reci. Diametrul mediu al unui ciclon extratropical este de 500 – 1500 km și provoacă furtuni cu durate de 2 – 5 zile.

8.3.2 Furtunile de pe coasta românească a Mării Negre

Pe **coasta României**, furtunile violente sunt consecința pătrunderii ciclonilor mediteraneeni cu traiectorii trans-balcanice în spațiul Mării Negre, în intervalul noiembrie – martie, unde primesc o cantitate mare de energie de pe suprafața mării, sub forma vaporilor de apă, ce determină intensificarea vântului în cadrul ciclonului; excepție face partea centrală a ciclonului (ochiul ciclonului) în care aerul se deplasează ascendent, iar viteza vântului e redusă. Furtunile puternice suflă predominant dinspre NE (*onshore*), iar pe măsură ce ciclonul avansează în Marea Neagră (deplasându-se către NE sau N) direcția vântului, observată într-o locație fixă, se rotește retrograd - dinspre NE către N și NV - și scade în intensitate atunci când vântul începe să sufle dinspre interior (*offshore*). Furtunile sudice (când vântul bate dinspre SV, S sau SE) au o frecvență și intensitate mult mai reduse decât cele nordice și se produc pe fondul ciclonilor mediteraneeni cantonați în părțile centrală și estică a Mării Mediterane sau în Marea Egee. Ambele reprezentări indică o frecvență foarte scăzută pentru furtunile dezvoltate pe direcții transversale (E și V); practic, furtunile dezvoltate perpendicular dinspre larg (*onshore*), care au cel mai ridicat potențial de inundare / eroziune a țărmului, au în schimb o proporție de doar 1% cuprinsă exclusiv din furtuni de gradul I și II.

Furtunile marine sunt mai frecvente și mai puternice în timpul iernii deoarece atunci se produc cele mai pronunțate diferențe de temperatură și densitate dintre masele de aer de origine continentală și marină (oceanică). Frecvența medie lunară a zilelor cu furtună, calculată pentru mai bine de 50 ani (1961 – 2012) la stația Sulina, este de peste 5 zile/lună în intervalul octombrie – martie și de peste 7 zile/lună în decembrie – ianuarie (Fig. 8.4A). În funcție de viteza și durata vântului au fost propuse 5 categorii (clase) de furtuni (Tabel 8.2). Numărul mediu de furtuni este de **29/an**, dintre care cele puternice (severe) sunt în număr de **3/an** (Zăinescu și Vespremeanu-Stroe, 2014).

Categoria	I	II	III	IV	V
Condiții minime* (viteză, durată)	<u>>10 m/s, >24 h</u>	<u>>15 m/s, >12 h</u>	<u>>20 m/s, >6 h</u>	<u>>24 m/s, >6 h</u>	<u>>28 m/s, >2 h</u>
Număr total	862	446	99	24	7
Frecvența (%)	59.9	31	6.9	1.7	0.5
Înălțimea valurilor (Hs)	1.5 – 2.5 m	2.5 – 4 m	4 – 5 m	5 – 7 m	> 7 m
Frecvența anuală (furtuni/an)	17.24	8.92	1.98	0.48	0.14
Interval mediu de recurență (ani)	0.06	0.11	0.5	2.08	7.14

Tabel 8.2 - Descrierea categoriilor de furtună pentru coasta românească a Mării Negre (după Zăinescu și Vespremeanu-Stroe, 2014).

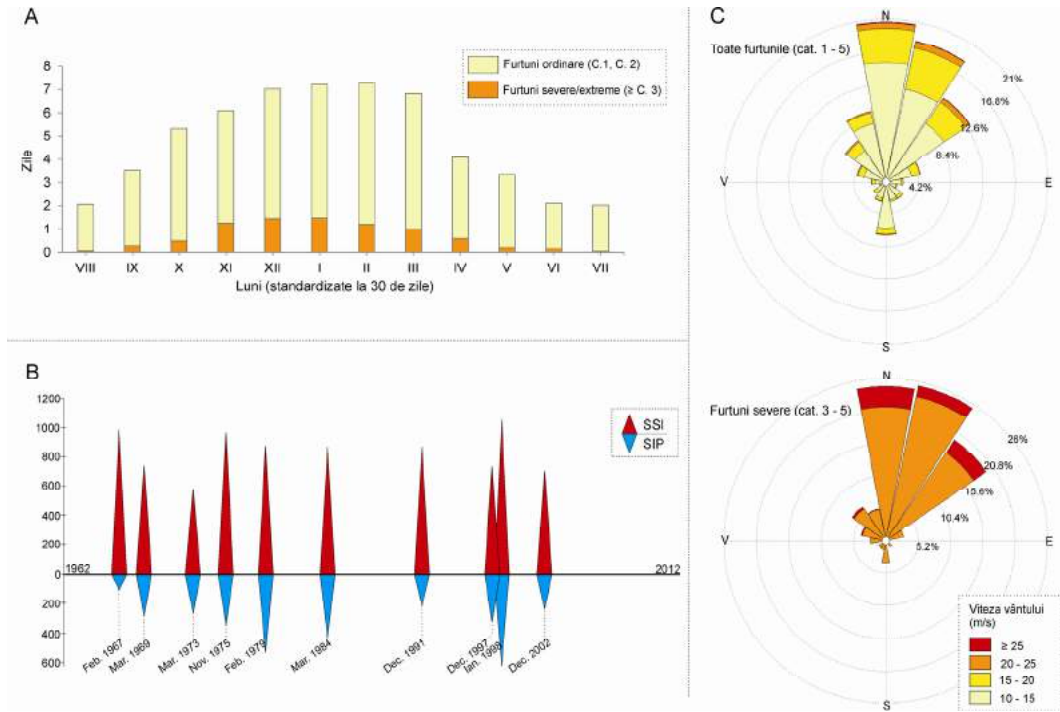


Figura 8.4 – A. Frecvența medie lunară a zilelor de furtună; B. Topul celor mai puternice 10 furtuni (cu o perioadă de recurență de 5 ani) calculat după indicele de severitate a vântului (cuantifică doar viteza vântului, nu și direcția față de țărm); C. Rozele furtunilor calculate pentru toate furtunile (sus; $v \geq 10$ m/s) sau doar pentru cele severe (jos; $v \geq 20$ m/s). Pentru analize s-au folosit datele de vânt orare de la stația Sulina din intervalul 1961 – 2012.

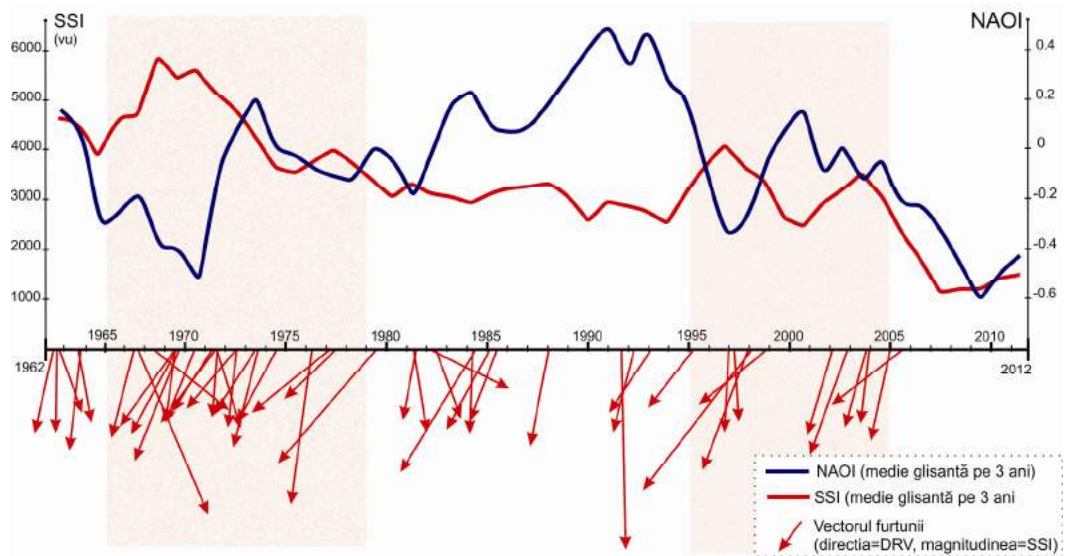


Figura 8.5 - Co-evoluția stormicității (SSI – indicele de severitate a furtunilor) pe coasta Deltei Dunării și a indicelui Oscilației Nord Atlantice (NAOI) în intervalul 1962-2012.

În timpul celor severe, viteza vântului depășește 20 m/s, iar valurile ating înălțimi de 4 – 7 m în larg, producând eroziuni semnificative la nivelul unităților emerse ale țărmului: plaje, dune, faleze, insule barieră. Majoritatea acestor furtuni cu impact major asupra litoralului ating maximul potențialului morfoscultural pe direcțiile ENE și NE (Fig. 8.4C). Foarte interesantă este dispunerea direcțiilor rezultante ale furtunilor în funcție de intensitatea acestora. La nivelul global al furtunilor (toate categoriile), chiar dacă minoritare, furtunile sudice au totuși o frecvență semnificativă, cu puțin peste 20% din total. Dacă însă selectăm doar furtunile puternice (severe), respectiv categoriile III, IV și V, ponderea furtunilor sudice devine infimă (< 5%), pe fondul creșterii frecvenței furtunilor nordice la ca. 96% (Fig. 8.4C).

Variabilitatea temporală a furtunilor indică două intervale stormice active: 1965-1979, și 1994 - 2005 și două intervale calme: 1979 – 1994 (calm moderat) și 2005 – 2014 (foarte calm). Ultimul interval (2005-2014) reprezintă o anomalie negativă excepțională, frecvența furtunilor ajungând de 2 ori mai mică decât media multidecadală, iar indicele de impact morfologic (SIP) de circa 3 ori mai redus (Fig. 8.5). Toate aceste intervale se găsesc într-o corelație inversă (negativă) destul de puternică cu Oscilația Nord-Atlantică - NAO ($r = - 0.76$), ceea ce reflectă controlul exercitat de principalul sistem de variabilitate climatică din emisfera nordică asupra frecvenței și intensității furtunilor de iarnă de pe litoralul românesc al Mării Negre (Vespremeanu-Stroe și Tătui, 2012; Zăinescu și Vespremeanu-Stroe, 2014).

8.3.3 Ciclonii tropicali

Ciclonii tropicali sunt sisteme atmosferice foarte dinamice și instabile compuse din mase mari de aer umed și cald, care se rotesc retrograd în emisfera nordică și conform (în sensul acelor de ceasornic) în emisfera sudică. Spre deosebire de ciclonii extratropicali, care se formează la contactul a două mase de aer cu proprietăți termofizice distincte, ciclonii tropicali iau naștere întotdeauna în cadrul unei singure mase de aer umed tropical, între latitudinile de 10° și 25° ale fiecărei emisfere oceanice; nu se pot forma în zona ecuatorială datorită absenței forței Coriolis care determină mișcarea giratorie. Formarea ciclonilor tropicali nu este întru totul lămurită în prezent, dar este stabilit că inițierea lor depinde cel mai adesea (în ca. 75% din cazuri) de depresiunile oceanice mobile (*easterly waves*) care călătoresc de la est la vest deasupra oceanelor tropicale, fiind însoțite de vânturi puternice și precipitații bogate. Deși alizeele bat cu intensitate relativ constantă, pot apărea variații semnificative în viteză și direcția lor atunci când vântul suflă peste ape cu temperaturi diferite, care conduc la apariția ariilor de convergență a aerului și la formarea depresiunilor oceanice mobile. Aceste depresiuni sunt foarte frecvente și doar arareori se dezvoltă în ciclonii tropicali. Cel mai important parametru în dezvoltarea ciclonilor tropicali îl reprezintă temperatura apei. Dacă temperatura la suprafața mării depășește 27 °C, presiunea atmosferică scade iar rata de evaporare crește, ceea ce favorizează intensificarea instabilității depresiunilor mobile oceanice și transformarea lor în furtuni tropicale și chiar în uragane. Cantitatea uriașă de energie eliberată de oceane prin evaporare este captată de ciclonii tropicali prin procesele de condensare, intensificând mișcarea aerului în cadrul ciclonului care poate ajunge până la 300 km/h (~ 80 m/s). Energia conținută în ciclonii

tropicali majori depășește pe cea detonată în exploziile nucleare, dar din fericire este eliberată mult mai lent.

Ciclonii tropicali majori, cu viteze mai mari de 120 km/h (> 33 m/s) sunt denumiți **uragane** în Atlantic și Pacificul estic (de la *Huracan* = zeul vântului la populațiile caraibiene Taino), **taifunuri** în Pacificul vestic și central (în chineză *tai-fung* = vânt puternic) și **cicloni** în Oceanul Indian. Dacă viteza vântului este mai mică de 120 km/h (30 m/s), atunci respectivii cicloni sunt numiți **furtuni tropicale** ($v = 61 - 120$ km/h; $17 - 33$ m/s) sau **depresiuni tropicale** ($v < 61$ km/h; < 17 m/s). În fiecare an circa 100 ciclonii tropicali cresc până la statutul de uragane, dar dintre ei doar un număr foarte mic ating categoriile 4 și 5 (cele mai puternice pe scara Saffir-Simpson - Tabel 8.3). Traiectoriile clasice ale ciclonilor tropicali majori sunt prezentate în figura 8.6. La început se deplasează către vest odată cu alizeele, apoi fie se sting deasupra continentelor, fie își schimbă direcție de deplasare către nord-est și est, în acord cu vânturile de vest, până își consumă energia deasupra oceanelor reci din zona temperată.

Trei fenomene asociate ciclonilor tropicali – vânturile puternice, ploile torențiale și creșterea locală a nivelului mării - sunt principalele cauze ale impactului negativ al acestora, soldat adesea cu pierderi de vieți omenești și pagube materiale considerabile. Vântul afectează direct vegetația (copacii), acoperișurile construcțiilor și chiar construcțiile în sine. Precipitațiile torențiale provoacă adesea viituri excepționale atunci când ciclonii intră în contact cu suprafețele continentale. Dar cel mai mare pericol îl reprezintă creșterea locală a nivelului mării (*storm surge*).

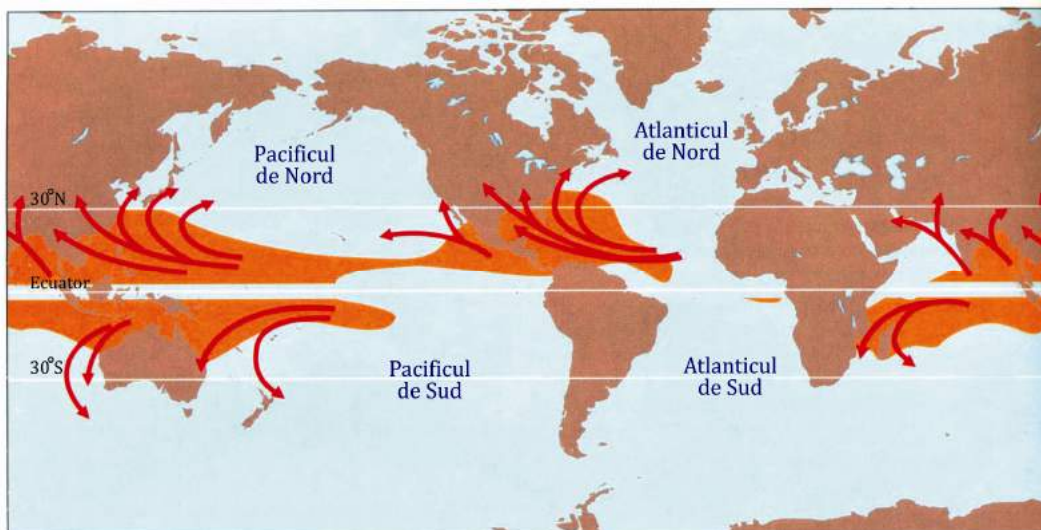


Figura 8.6 - Uraganele, taifunurile și ciclonii se formează în spațiul tropical ($10^{\circ} - 25^{\circ}$) de-o parte și de alta a ecuatorului. Ciclonii nu se răspândesc în Atlanticul sudic și în Pacificul sud-estic datorită apelor reci de aici și nici în zona ecuatorială datorită absenței forței Coriolis. Suprafețele hașurate (gri) reprezintă ariile-sursă ale ciclonilor tropicali (după Garrison, 2010).

Oceanografie Fizică

Recordul absolut de victime e deținut de ciclonul produs în Noiembrie 1970 în Golful Bengal, care a provocat o creștere locală a nivelului mării de până la 12 m (viteza vântului a atins 50 m/s), inundând pentru câteva ore cea mai mare parte din delta Gange-Brahmaputra și sudul statului Bangladesh; numărul persoanelor moarte și dispărute a fost de ca. 1 milion. Alte 2 mari furtuni au avut de asemeni efecte dezastruoase în Bangladesh: 1972 (500.000 morți) și 1991 (200.000 morți).

Numeroase alte regiuni sunt grav afectate de furtuni și cicloni tropicali. De exemplu, sezonul 2005 a fost cel mai agresiv din istoria ciclonilor atlantici, producându-se un număr record (28), dintre care 15 au devenit uragane; mai mult, 5 uragane au atins gradul 4, iar 3 uragane gradul 5, cel mai puternic, pe scara Saffir-Simpson (Tabel 8.3). Unul dintre acestea a fost uraganul Katrina, care a atins recordul mondial de pagube materiale (~ 81 miliarde dolari) dar și un număr enorm de persoane decedate (~ 1850 morți; al 5-lea în clasamentul celor mai „ucigașe„ uragane), iar altul a fost Wilma, cel mai intens uragan înregistrat vreodată în Oceanul Atlantic. Impactul teribil al Katrinei se datorează doar în parte intensității extraordinare a uraganului, apreciat ca al 6-lea în clasamentul celor mai puternice uragane înregistrate vreodată în Atlantic (Katrina a atins maximul în G. Mexic, dar după traversarea unei zone cu apă mai rece din nordul golfului, scăzuse la categoria 4), cât faptului că la o zi după producerea „aterizării” uraganului, creșterea nivelului local al mării și al unităților acvatice din regiunea New Orleans, precum și persistența acestui nivel ridicat au favorizat subminarea bazei digurilor de protecție care s-au prăbușit lăsând orașul, de altfel situat în cea mai mare parte sub nivelul mării, la discreția apelor. Nivelul mării a crescut la 3.5 m în dreptul orașului, în timp ce maximul creșterii (*storm surge*) a fost de 10 m și s-a produs la ca. 130 km est de New Orleans în dreptul orașelor Biloxi și Gulfport care au suportat cel mai intens atac direct.

Cat.	Viteza vântului		Înălțarea mării în timpul furtunii (m)	Pagube
	(km/h)	(m/s)		
1	120-153	33-43	1.2-1.5	Minime: Clădiri ușor afectate
2	154-177	43-50	1.8-2.4	Moderate: O parte dintre acoperisuri, și ferestre afectate; unii copaci vor fi doborâți
3	178-209	50-58	2.7-3.7	Majore: Distrugerea unor pereti și avarii la structura clădirilor; copaci mari doborâți
4	210-249	58-70	4.0-5.5	Extreme: Distrugerii extinse ale clădirilor, majoritatea copacilor și marcajelor doborâte
5	>250	>70	>5.8	Catastrofice: Distrugerea completă a acoperișurilor și clădirilor, toți copacii doborâți, inundarea etajelor inferioare ale construcțiilor de pe coastă

Tabel 8.3 - Scara Saffir-Simpson a intensității uraganelor

8.4 ÎNCĂLZIREA GLOBALĂ ȘI ROLUL OCEANELOR

Temperatura medie globală este de 14 °C (14.6 °C / 13.4 °C în emisfera nordică / sudică, cf. Jones și colab., 1999), permițând apei să fie prezentă predominant în stare lichidă (97.5 %), să formeze oceane și să întrețină o dezvoltare amplă a vieții pe Terra. În absența efectului de seră, temperatura medie a aerului ar fi mult prea coborâtă (- 18 °C) iar oceanele ar dispărea datorită acumulării apei la latitudini ridicate sub formă de gheață. *Dintre gazele producătoare ale efectului de seră, cea mai mare contribuție o au vaporii de apă (75 %) care provoacă o creștere cu 23 °C a temperaturii medii globale, apoi dioxidul de carbon (20 %, reprezentând $\Delta T = 7$ °C) și metanul (5 %, $\Delta T = 2$ °C).* Așadar volumul vaporilor de apă din atmosferă este de o importanță crucială pentru bugetul termic și pentru climatele Terrei.

Reconstrucția temperaturilor din ultimii 2000 ani indică anomalii pozitive de **0.2 - 0.4 °C** pentru Optimum Climatic Medieval: 1000 – 1300 AD, și negative de **0.6 - 0.8 °C** în Mica Glaciațiune: 1500 - 1850 (Moberg și colab., 2005; Fig. 8.7 A). *Temperaturile medii anuale înregistrate în ultimele două decenii (1990 – prezent) sunt cele mai ridicate din ultimii 2000 ani, depășind cu 0.1 – 0.2 °C anii cei mai calzi din OCM și cu 0.8 – 1.1 °C pe cele din Mica Glaciațiune* (Fig. 8.7 B, C). Majoritatea datelor instrumentale existente prezintă debutul încălzirii moderne în jurul anului 1910, de unde reiese caracterul global al acesteia. Bazele de date, adunate între 60° N și 60° S, indică o creștere a temperaturii medii globale de 0.82 °C, manifestată plenar în ultimii 100 ani: 1910 – 2012 (Smith și colab., 2008; Fig. 8.7C). Analiza temperaturilor de la suprafața mării și de pe continente indică o creștere mai pronunțată a temperaturii aerului pe suprafața terestră (cu ca. 0.15 °C). Aceeași moderare termică este prezentă la suprafața mării în intervalul-tampon (1940-1975) care apare dominant stabil față de tendința de răcire înregistrată pe continente. În cadrul celor 100 de ani de încălzire globală există două perioade de creștere rapidă: 1910 – 1940 și 1975 – 2013, dintre care maximul creșterii decadale corespunde ultimilor ani (1990 – 2013: 0.3 °C). În acest timp (100 ani) concentrația gazelor cu efect de seră a crescut semnificativ, respectiv CO₂ cu cca. 30 %.

Grație caracteristicilor unice ale apei de mare (vezi cap. 7; în special datorită căldurii specifice, densității, temperaturii și sedimentelor) oceanele înmagazinează căldură, apă dulce și substanțe chimice transportate de pe continente, putând servi ca arhivă a evenimentelor majore desfășurate pe Terra și în special ca memorie a climei planetei. Experimentele recente cu trasori geochimi (*World Ocean Circulation Experiment - WOCE*) au confirmat timpii mari, de ordinul secolelor, ai ciclurilor apelor profunde și de fund, și durata mai scurtă, multidecadală, a ciclurilor apelor superficiale și intermediare situate deasupra termoclinei oceanice, ceea ce *dincolo de efectul moderator jucat de oceane, indică și inerția, respectiv persistența efectelor schimbărilor climatice induse de acestea.* În condițiile încălzirii globale manifestate clar în ultimul secol, *cea mai mare parte a surplusului de căldură (ca. 80%) a fost transferată oceanelor*, contribuind la expansiunea termală a acestora și la accelerarea creșterii nivelului mării.

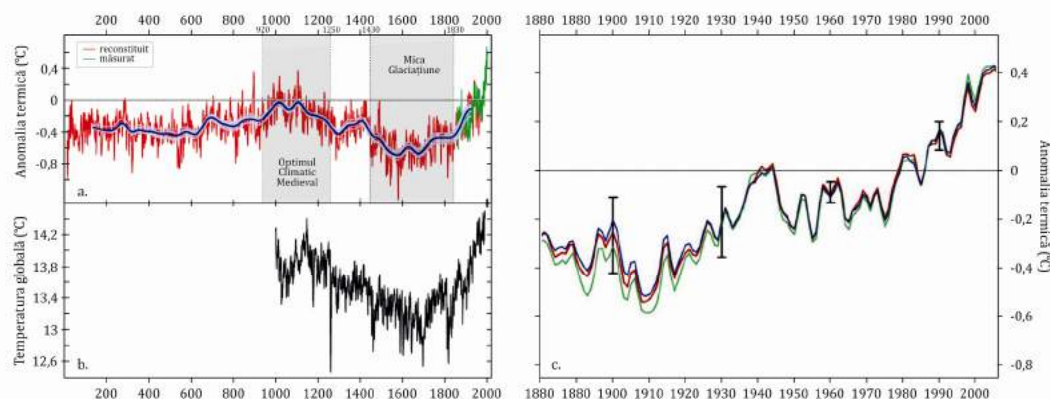


Figura 8.7 – Evoluția temperaturii globale atmosferice în: **a)** ultimii 2000 ani (reconstrucție multiproxy – roșu / linia de tendință – albastru / date măsurate – verde; după Moberg și colab., 2005), **b)** ultimii 1000 ani (valori modelate ECHO-G; după von Storch și colab., 2004); **c)** ultimii 130 ani (după Smith și colab., 2008).

În consecință, încălzirea globală resimțită în atmosferă a fost mult atenuată față de surplusul radiativ înregistrat, iar în absența absorbției calorice oceanice creșterea ar fi fost dramatică, de peste 3 °C până în prezent, în loc de 0.8 °C. Pe de altă parte, tocmai fiindcă oceanul și atmosfera se echilibrează încet, iar schimburile dintre ele sunt lente, chiar dacă am reuși să menținem emisiile de CO₂ la nivelul actual, temperatura medie globală ar continua să crească cu 0.5 – 0.7 °C până la sfârșitul secolului 21, datorită feedbackului oceanelor, respectiv eliberării surplusurilor de căldură și CO₂ înmagazinate. Astfel, deși temperatura apelor oceanice de suprafață variază în funcție de latitudine, apele profunde sunt peste tot extrem de reci (1-3 °C) ceea ce le mărește considerabil capacitatea de stocare a gazelor dizolvate. Volumul de CO₂ stocat în oceane este de ca. 50 ori mai mare decât cel din atmosferă, și orice creștere semnificativă a concentrației din oceane se reglează în timp cu concentrația atmosferică.

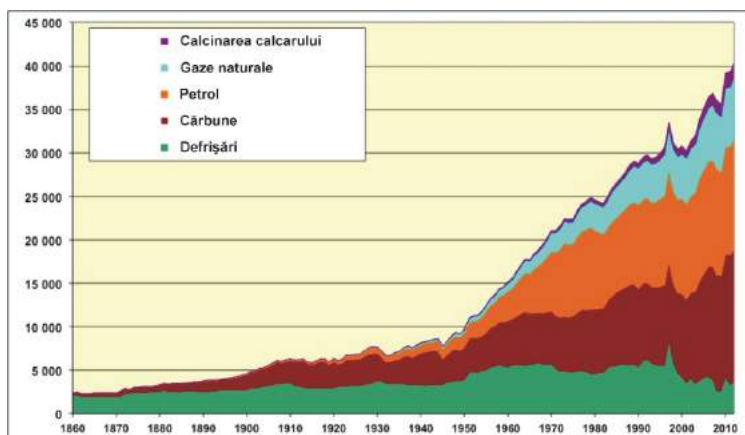


Figura 8.8 - Evoluția emisiilor de CO₂ în intervalul 1860 – 2013 (exprimat în milioane tone; după Jancovici, 2013).

O altă consecință a încălzirii orizonturilor superficiale oceanice, reliefată de modelările numerice, o reprezintă *creșterea stratificării oceanice și scăderea schimburilor de ape între stratele de suprafață și cele profunde*. Principalul efect negativ se exprimă prin scăderea aportului de nutrienți către apele de suprafață și prin afectarea productivității primare și a biodiversității ecosistemelor marine. Practic, odată cu schimbările climatice se schimbă și chimia oceanelor, în special prin modificarea substanțială a conținutului în gaze dizolvate. În perioada 2008 - 2012, emisiile anuale de CO₂ au ajuns la cifra record de 40 miliarde tone, urmând ritmul vertiginos de creștere a emisiei anuale, stabilit imediat după al II-lea război mondial (Fig. 8.8). În jur de 40% din volumul total al emisiilor de carbon au fost deja absorbite de oceane, în special la latitudini înalte unde temperatura scăzută a apelor de suprafață favorizează concentrații ridicate ale gazelor dizolvate. Cum însă echilibrarea concentrației de CO₂ între oceane și atmosferă este lentă (50 - 80 ani), rezultă că și în cazul în care am opri astăzi orice emisie antropică de carbon, peste 100 ani am avea încă în atmosferă o concentrație de CO₂ destul de ridicată, asemănătoare cu cea de la începutul secolului 20. Faptul că încălzirea globală va continua pentru mai bine de un secol de aici înainte, chiar și în cazul ipotetic al dispariției omenirii, este o demonstrație elocventă a felului în care operează interacțiunile ocean-atmosferă (moderează schimbările, dar le prelungește durata și efectele).

Dincolo de impactul direct asupra climei planetei, creșterea concentrației de CO₂ în oceane are și alte efecte negative printre care acidificarea oceanelor: CO₂ dizolvat în apa de mare formează acid carbonic, scăzând pH-ul ușor alcalin al oceanelor. Principalul impact negativ se repercutează asupra coralilor și altor organismelor marine care își construiesc cochiliile sau scheletul exterior din carbonat de calciu. Oamenii afectează funcționarea sistemelor climatice producând schimbări cu impact regional diferit, pe care abea în prezent am început să le înțelegem. Măsurătorile globale în flux continuu ale diferiților parametri oceanici prin folosirea sateliților sau a platformelor oceanografice sunt de dată recentă, astfel încât și modelele de prognoză (scenariile de evoluție) sunt într-o continuă îmbunătățire. Indiferent de asta însă, schimbările sunt evidente în majoritatea provinciilor oceanice de la topirea accelerată a calotelor la încălzirea apelor de suprafață, la creșterea ratelor de evaporare la suprafața oceanelor (ceea ce sporește turbulența atmosferică) și la intensificarea creșterii nivelului mării. Aceste evidențe demonstrează magnitudinea schimbărilor pe care omul le produce azi la scara climei Terrei și a consecințelor numeroase, dintre care cele mai multe nu sunt încă bine estimate.

8.5 OSCILAȚIA SUDICĂ EL NIÑO

El Niño desemnează o perioadă de anomalie climatică manifestată o dată la trei sau 7 ani în Pacificul sudic tropical. În mod obișnuit, circulațiile atmosferică și oceanică sunt dictate de prezența unei arii de presiune mare (Anticlonul Sud Pacific) în Pacificul sud-tropical și a unei arii baric-depresionare (Ciclonul Indonezian) centrate deasupra Mediteranei Austral-Asiatice, în zona arhipelagului Indonezian, care impun prezența alizeelor de SE cu intensități diferite în funcție de diferența de presiune dintre cele două sisteme barice.

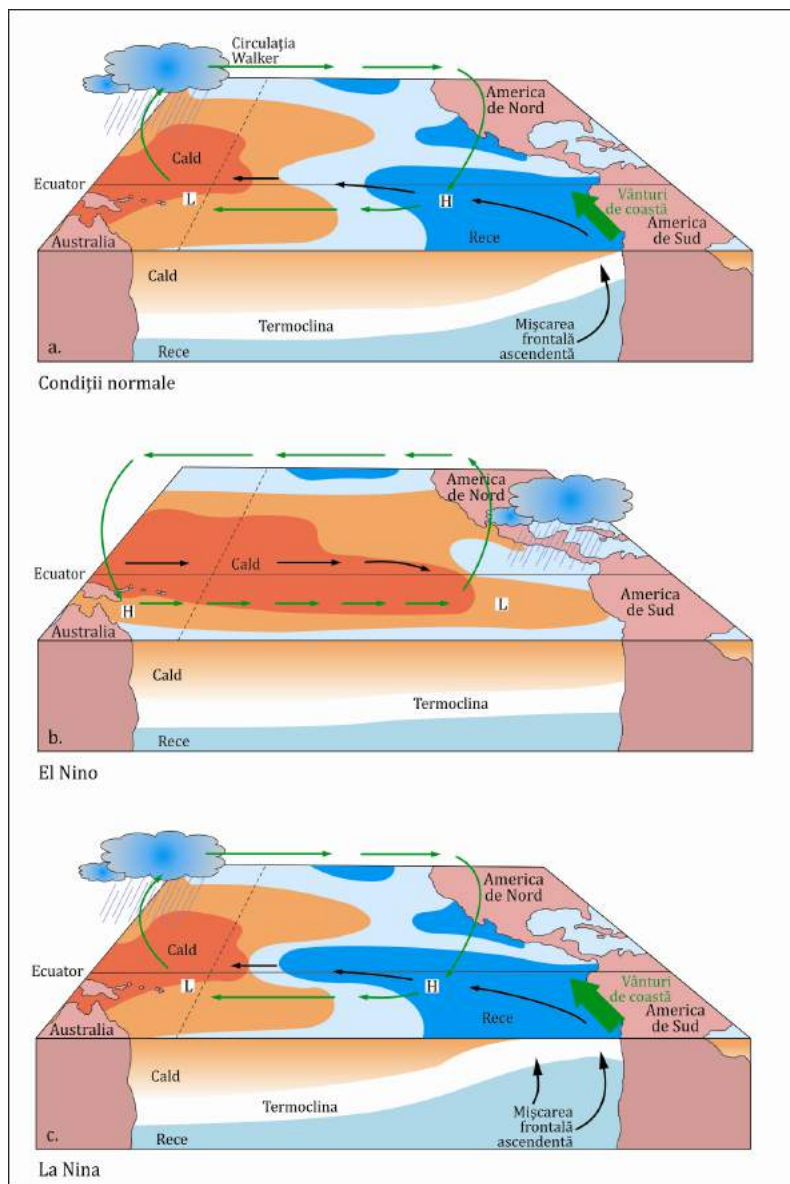


Figura 8.9 - Secțiuni prin Pacificul sudic (ocean – atmosferă) ilustrând condițiile meteo-marine specifice: A) stagiilor normale; B) El Niño - faza caldă a ENSO, C) La Niña - faza rece a ENSO (adaptat după Trujillo și Thurman, 2011).

Dacă în mod uzual, alizeele bat dinspre est către vest (de fapt ESE – VSV) deasupra suprafeței topografice, în atmosfera superioară există o circulație de retur compensatorie, desfășurată între Ciclonul Indonezian și Anticiclonul Sud Pacific, care închide celula de circulație atmosferică numită circulația Walker, după numele meteorologului britanic (Sir Gilbert Walker, 1868- 1958) care a descris-o pentru prima dată în anii 1920.

În condiții normale, alizeele împing masele de apă superficiale către vest, traversând zonele ecuatorială și subecuatorială, care se încălzesc pe măsură ce se deplasează, determinând o acumulare masivă de ape calde cu un nivel mai ridicat al mării (datorită efectului de împingere al vântului și expansiunii termale) în Pacificul vestic tropical. Grosimea apelor calde de suprafață este foarte mare aici, cu limita superioară a termoclinei situată la 150 - 200 m. În partea opusă a bazinului (Pacificul estic tropical) termoclina ocupă uzual primii 30 - 40 m de la suprafață (Fig. 8.9A), întrucât deplasarea apelor de suprafață către vest (larg) provoacă un upwelling generalizat pe coasta vestică a Americii de Sud și Centrală. Acesta ridică spre suprafață apele reci profunde, bogate în nutrienți, care favorizează o productivitate biologică primară foarte ridicată și o ihtiofaună diversă și bogată. Diferențele de temperatură și nivel dintre cele două regiuni oceanice sunt de 8-10 °C, respectiv 50 cm.

Episoadele El Niño reprezintă o inversare a distribuției presiunii atmosferice în Pacificul tropical. Astfel, presiunea atmosferică în Anticlonul Sud-Pacific scade semnificativ, în paralel cu o creștere în Ciclonele Indonezian, ceea ce conduce la scăderea diferențelor dintre cei doi centri barici și implicit la slăbirea alizeelor. În cazurile foarte puternice de El Niño, cei doi centri barici se inversează (se formează un ciclon în Pacificul Sudic și un anticlon în arhipelagul Indonezian), iar alizeele își schimbă radical direcția, suflând dinspre vest către est. *Schimbarea periodică a poziției și presiunii centrilor barici din Pacificul tropical poartă numele de Oscilația Sudică El Niño (ENSO). El Niño este de fapt faza caldă a ENSO, când apele din largul coastei Americii de Sud se încălzesc (C. Peru) ca urmare a slăbirii upwellingului sau chiar a inversării circulației oceanice de suprafață în Pacificul tropical, care transportă acum ape calzi dinspre vest către est (Fig. 8.9B).* În timpul manifestărilor foarte intense ale El Niño (ex. 1982-1983, 1987, 1997-1998), odată cu deplasarea către est a apelor calde se deplasează și centrul baric astfel încât depresiunea barică, centrată inițial pe Mediterana Austral-Asiatică, ajunge deasupra Americii de Sud unde poate persista mai multe luni. În consecință, regiunile costiere andine sunt afectate de precipitații foarte bogate, care provoacă frecvent inundații și alunecări de teren, în timp ce regiunile vest pacifice (arhipelagul Indonezian și estul Australiei) sunt afectate de secete intense și incendii. În anii în care se manifestă, El Niño (băiețel, în spaniolă; Iisus copil) atinge maximum în lunile decembrie-ianuarie, frecvent chiar în perioada Crăciunului de unde și analogia cu nașterea lui Iisus.

Între episoadele El Niño, distribuția barică revine la normal, dar alteori diferențele de presiune cresc cu mult peste medie provocând un fenomen opus lui El Niño și anume **La Niña** (fetiță, în spaniolă), reprezentând faza rece a ENSO (Fig. 8.9C). La Niña exprimă condițiile normale de dispunere a presiunii, temperaturilor, precipitațiilor, vântului și ciclonilor din Pacificul tropical, dar mult intensificate. Astfel, circulația Walker se desfășoară mai viguros, cu alizeele distribuite pe modelul clasic dar suflând mai puternic, care astfel determină un upwelling mai intens decât de obicei, cu termoclina ridicată foarte aproape de suprafața apei în Pacificul estic și cu ape mai reci decât de obicei în zona ecuatorială a Pacificului. În timpul La Niña condiții extrem de aride se produc în regiunea Chile – Peru, paralel cu creșterea pluviozității și a inundațiilor din Indonezia, India, Thailanda și NE Australiei.

Oceanografie Fizică

Episoadele El Niño de intensitate medie influențează doar Pacificul Sudic, în schimb *episoadele El Niño cele mai puternice* (anomaliile extreme ale fazelor calde ale ENSO), *influențează condițiile climatice la scară globală*. Odată cu schimbarea poziției apelor calde și a ariilor de maximă evaporare din Pacific, în fazele intense ale ENSO, El Niño și La Niña produc o deplasare semnificativă a traseului curenților jet (*jet streams*), nu doar în atmosfera înaltă pacifică, ci și deasupra Atlanticului, ceea ce mai departe afectează distribuția maselor de aer umed/uscat sau cald/rece, și desigur traiectoriile furtunilor. Cele mai intense episoade El Niño din ultimii s-au manifestat în iernile (boreale) 1982-1983 și 1997-1998 (Fig. 8.10), când anomaliile meteorologice au depășit spațiul Pacificului tropical sudic, unde s-au manifestat cel mai intens. Ca urmare a deplasării către sud a curenților jet, furtuni puternice au lovit coastele subtropicale ale Americii de Nord urmate de inundații fluviale în California și Munții Stâncoși, iar nordul continentului (Alaska și Canada) a înregistrat cele mai blânde ierni din ultimii 30 ani, în timp ce în Europa iernile au fost foarte aspre. Se consideră că regiunile extratropicale pot suporta efecte antagonice (anomalii negative, altele pozitive) în timpul episoadelor El Niño intense. Foarte interesant este că pe coasta României în timpul celor două episoade istorice s-au produs fie cele mai puternice furtuni din ultimii 50 ani (decembrie 1997 – ianuarie 1998), fie cel mai calm sezon de iarnă (iarna 1982-1983).

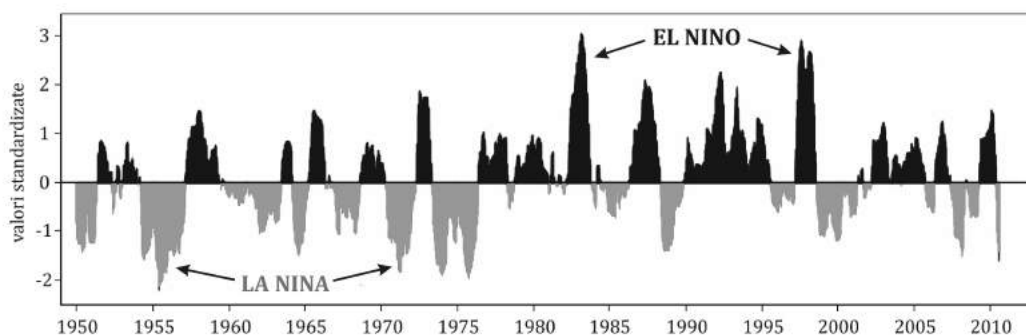


Figura 8.10 - Variabilitatea indicelui ENSO în intervalul 1950 - 2012.

CAPITOLUL 9

CIRCULAȚIA OCEANICĂ ȘI MASELE DE APĂ

9.1 INTRODUCERE

Suprafața oceanelor este dominată de mari sisteme circulatorii rezultate în urma tendinței de echilibrare dintre distribuția inegală a radiației solare pe suprafața terestră, mișcarea de rotație a Pământului și morfologia bazinelor oceanice.

Cele mai importante efecte ale distribuției diferențiate a căldurii la nivelul suprafeței terestre, cu consecințe directe asupra circulației oceanice globale sunt reprezentate fenomenul circulației atmosferice globale și de diferențele zonale de temperatură și salinitate din cadrul Oceanului Planetar. La nivel suprafeței terestre, acțiunea constantă a circulației atmosferice globale generează cinci zone majore permanente de convergență și divergență dispuse în profil meridional astfel: i) Zona intertropicală de convergență (zona ecuatorială) creată sub acțiunea Alizeelor din cele două emisfere, ii) două zone de divergență atmosferică în regiunea subtropicală a fiecărei emisfere ($30^\circ - 40^\circ$), impuse de deplasările antagonice ale Alizeelor și Vânturilor de Vest, și iii) două zone de convergență localizate la 60° lat. N/S, Arctică și Antarctică, determinate de acțiunea conjugată a Vânturilor de Vest și a Vânturilor Polare (Fig. 9.1). *Vânturile zonale permanente controlează sistemul curenților oceanici generați de vânt* (Fig. 9.1), în orizontul superior al oceanelor (10% din volumul oceanelor), iar diferențele zonale de temperatură și salinitate generează **curenții termohalini**, manifestați în cea mai mare parte în orizonturile adânci de apă (90% din volumul oceanelor). Principalele surse de energie care întrețin mișcarea apei la suprafața bazinelor oceanice sunt reprezentate acțiunea vântului și de transferul de căldură dintre stratul superior de apă și aerul de deasupra.

Măsurătorile oceanografice privind proprietățile fizice ale apei (în special cele de temperatură și salinitate), efectuate atât la suprafață cât și la diferite adâncimi ale Oceanului Planetar au scos la iveală structura internă multistratificată a volumului de apă. În cadrul acesteia s-au diferențiat mai multe mase de apă cu proprietăți fizice specifice, în funcție de care s-au determinat mecanismele și locațiile de formare, precum și dinamica specifică fiecărei mase de apă la nivel global. Masele de apă se individualizează prin valori cvasi - uniforme ale temperaturii și salinității dobândite la nivelul suprafeței apei. Formarea acestora și stratificația structurii interne a Oceanului Planetar reprezintă efecte ale proceselor asociate interacțiunii ocean-atmosferă, respectiv acumularea și pierderea căldurii, evaporatia, aportul de apă (precipitații, râuri), îngheț, topirea gheții, mișcarea apei sub acțiunea vântului.

În mod natural acestea se află într-o permanentă mișcare întreținută de tendința de amestecare a maselor de apă cu proprietăți fizice diferite, distribuite atât între cei doi Poli și Ecuator, cât și între suprafața apei și fundul bazinelor oceanice. Adâncimea până la care ajung masele de apă formate la suprafața apei este reglată de densitatea specifică fiecărei mase de apă.

Cele două componente ale circulației oceanice generale - induse de vânt și cea termohalină - sunt interdependente. Curenții oceanici alcătuiesc așa, dar un sistem complex de mișcare a apei în cadrul Oceanului Planetar atât în plan orizontal, în concordanță cu modelul general al circulației atmosferice cât și în plan vertical, controlată de diferențele de temperatură și salinitate stabilite în principal între masele de apă polare și cele ecuatoriale. În general există o analogie între circulația oceanică și circulația atmosferică determinată de cantitatea mare de energie solară pe care Pământul o primește în zona ecuatorială și de scăderea acesteia către Poli. Datorită extinderii meridionale (N-S) a principalelor bazine oceanice, același model al circulației oceanice de suprafață este replicat într-o manieră generală la nivelul fiecărui bazin oceanic.

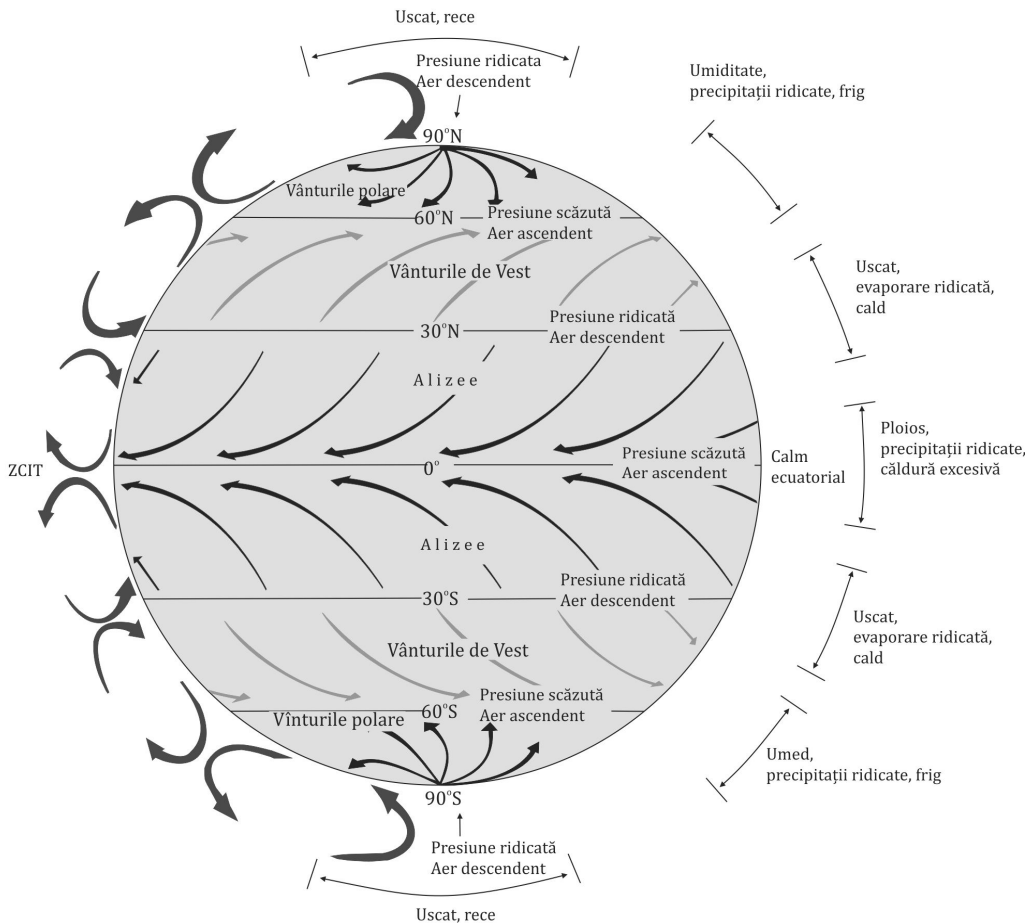


Figura 9.1 – Modelul circulației atmosferice permanente la nivel global (după Garrison, 2010).

Astfel, în apropierea Ecuatorului are loc încălzirea apei oceanice, devenind din ce în ce mai rece pe măsura deplasării spre poli, unde mișcarea curenților se inversează, astfel încât curenții de apă rece se întorc spre Ecuator pe la adâncimi mari.

De asemenea, în zona tropicală este concentrată cea mai mare cantitate de energie eoliană care se manifestă zonal sub forma Alizeelor (sau a Vânturilor de Nord-Est în emisfera nordică și de Sud-Est în Emisfera Sudică), între 12° și 30° în fiecare emisferă. Acest lucru face ca în zona inter-tropicală să se afle “motorul” curenților oceanici induși de vânt. Activitatea constantă a Alizeelor, careia i se adaugă efectul barierelor fizice reprezentate de marginile continentelor în deplasarea curenților și cel al Forței Coriolis fac ca la suprafața Oceanului Atlantic și al Oceanului Pacific să se manifeste constant câte o circulație anticiclonală²⁰ de-o parte și de alta a Ecuatorului la latitudini mici și medii, cunoscute sub denumirea de **gire oceanice** (vezi cap. 9.4 – 9.6). Datorită extinderii reduse a Oceanului Indian la N de Ecuator, un astfel de modelul circulatoriu nu se poate dezvolta și în acest caz. O altă trăsătură comună celor trei bazine oceanice este reprezentată de modelul circulației în zona ecuatorială sau “coloana vertebrală” a circulației oceanice globale. Acesta este alcătuit în fiecare bazin oceanic de un **Curent Ecuatorial de Nord** care circulă la N de Ecuator, către V, un **Curent Ecuatorial de Sud** care circulă la Ecuator sau imediat la S de Ecuator către V și un Sub-Curent Ecuatorial, care se dezvoltă la ~100m adâncime, manifestându-se spre E. O particularitate a sistemului curenților din zona ecuatorială, semnalată de Sverdrup (1947) este reprezentată de **Contracurentului Ecuatorial (CcE)** în Oceanul Atlantic, Oceanul Pacific și în Oceanul Indian. Acesta se manifestă zonal între curenții ecuatoriali, axa lui coincidând cu zona calmelor ecuatoriale, deplasându-se spre marginea estică a bazinelor oceanice unde atinge dezvoltarea maximă. Detaliile care individualizează modelele circulației oceanice în cadrul fiecărui bazin vor fi discutate în subcapitolele următoare.

Importanța fundamentală a curenților oceanici este dată de faptul că aceștia acționează asemenea unui vast sistem de echilibrare a fluxului de căldură la nivelul suprafeței terestre, exercitând o influență majoră în distribuția climatelor. Suprafața apei aflate sub efectul vântului se deplasează în plan orizontal și simultan se înalță ușor în direcția de manifestare a vântului.

În acest capitol se vor discuta pe rând, mai întâi circulația oceanică din orizontul superior manifestată în legătură cu circulația atmosferică predominantă la diferite latitudini ale Pământului și apoi modelul circulației termohaline; se vor caracteriza apoi configurația curenților oceanici și a maselor de apă din cadrul fiecărui bazin oceanic.

9.2 CURENȚII DE SUPRAFAȚĂ INDUȘI DE VÂNT

Acțiunea vântului asupra suprafeței oceanice determină deplasarea apei de la suprafața oceanului (până la ca. 400m adâncime) cu efecte atât în plan orizontal, cât și în

²⁰ Mișcarea anticiclonală are loc în sensul acelor de ceasornic în Emisfera Nordică și în sens invers acelor de ceasornic în Emisfera Sudică.

plan vertical. În absența vânturilor, intensitatea ridicată a radiației solare în zona ecuatorială ar fi determinat expansiunea și deplasarea apei mai calde și mai ușoare către poli concomitent cu returnarea apei mai reci și mai dense spre Ecuator sub formă de curenți de adâncime. În fapt, efectul evaporăției intense din zona caldă asupra densității apei, dar mai ales acțiunea permanentă a vântului asupra suprafeței oceanice determină un regim complex al curenților oceanici de suprafață.

9.2.1 Forța Coriolis și transportul Ekman

Datorită mișcării de rotație a Pământului (spre E), masele de apă aflate în mișcare sunt deviate spre dreapta în Emisfera Nordică și spre stânga în Emisfera Sudică. Acest fenomen este cunoscut sub denumirea de Forța Coriolis. Aceasta este invers proporțională cu viteza de rotație a Pământului, fiind aproape nulă la Ecuator și devenind din ce în ce mai mare spre Poli. Sub influența forței Coriolis, acțiunea constantă a vântului asupra orizontului oceanic superior generează un curent perpendicular pe direcția vântului, a cărei intensitate este proporțională cu viteza vântului. Acesta este mecanismul care face ca masele apă sau curenții de suprafață să se deplaseze pe o traiectorie diferită de cea a vântului, deviată la aproximativ $30 - 45^\circ$ spre dreapta/stânga în Emisferele Nordică/Sudică (Fig. 9.2a). Transportul net, care afectează întreaga coloană de apă mobilizată de vânt, este deviat teoretic la 90° (în realitate la ca. 60°) spre dreapta/stânga în Emisferele Nordică/Sudică (Fig. 9.2b, c). Această mișcare este transmisă apei la adâncimi succesive imprimând totodată devierea treptată a direcției de deplasare a apei sub un unghi care crește progresiv odată cu adâncimea, până la un nivel la care direcția de deplasare a apei devine opusă direcției vântului (Fig. 9.2c).

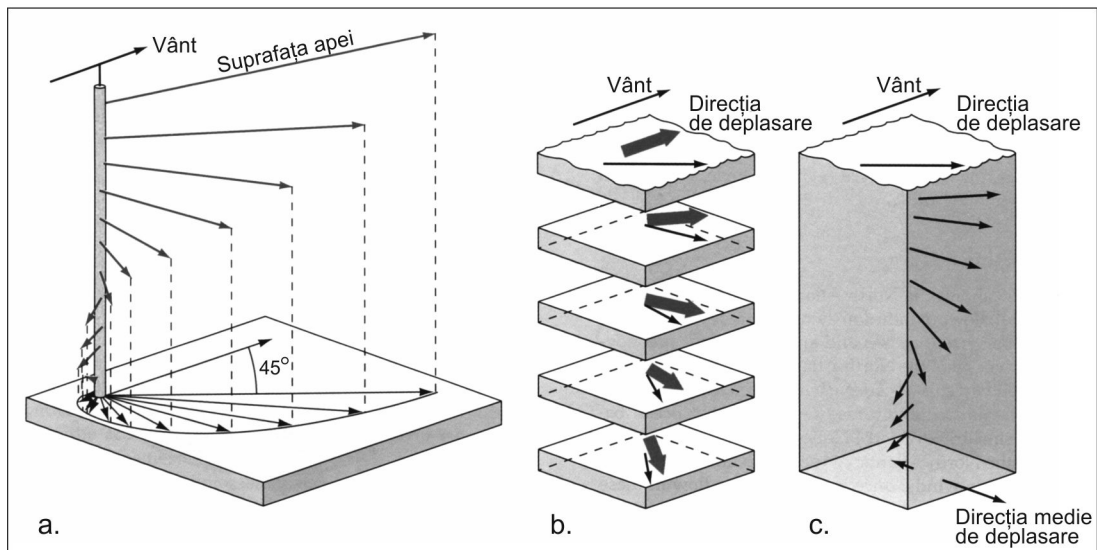


Figura 9.2 – Reprezentare conceptuală a circulației Ekman.

Viteza de deplasare a curentului rezultat este de 2-3 % din viteza vântului generator. Baza coloanei de apă pusă în mișcare de vânt variază în funcție de viteza și durata vântului și este considerată a fi la aproximativ 100 m adâncime.

Orizontul în care deplasarea apei este influențată de efectul cumulat al vântului și al mișcării de rotație a Pământului poartă denumirea de **orizontul Ekman**. Într-un caz ideal în care coloana de apă ar avea proprietăți fizice omogene (absența picnoclinei sau a termoclinei), reprezentarea în profil tridimensional a direcției și a vitezei curenților inițiați la adâncimi succesive sub orizontul superficial formează o spirală, cunoscută în literatura de specialitate sub denumirea de **spirală Ekman**.

9.2.2 Circulația geostrofică

Efectul combinat al sistemului de vânturi permanente care acționează la suprafața Pământului, al forței Coriolis și al deflectării curenților la contactul cu marginile bazinelor oceanice se reflectă în mișcarea curenților de suprafață sub forma unor gire dezvoltate în fiecare emisferă oceanică. Apa se poate înălța efectiv în centrul girelor subtropicale cu aproximativ 0.5 – 2 m față de nivelul mediu (Fig. 9.3).

Pantele rezultate în urma acestei ridicări a nivelului suprafeței oceanice sunt foarte mici, $1 \text{ m} / 10^2 - 10^4 \text{ km}$. Datorită mișcării de rotație a Pământului, punctul maxim al acestei înălțări este situat aproape de marginea vestică a girei. Ca urmare a tendinței permanente de echilibrare între forța Coriolis care împinge apa către apexul “colinei” de apă prin transportul Ekman și forța de gravitație care induce deplasarea apei către baza acesteia, în jurul colinei de apă se formează un curent cunoscut sub denumirea de **curent geostrofic**.

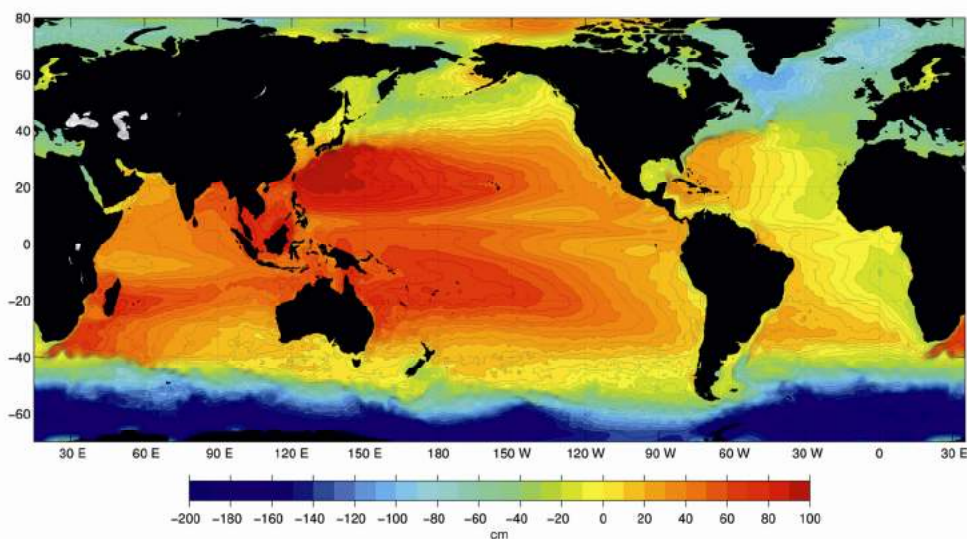


Figura 9.3 – Topografia medie a suprafeței oceanice (relieful nivelului oceanic; după Maximenko și Niiler, 2010).

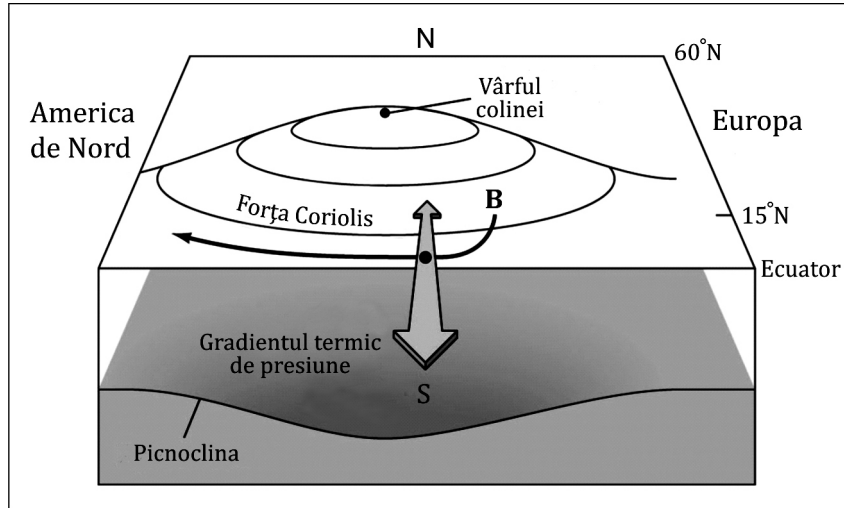


Figura 9.4 - Mecanismul de formare a curenților geostrofici.

Factorul care declanșează acest tip de deplasare este reprezentat de **forța gradientului de presiune orizontală**, respectiv diferența de nivel dintre înălțimea maximă a colinei de apă și periferie. Pentru a se instala un echilibru geostrofic, acest curent ar trebui să se manifeste constant, iar singurele forțe care ar trebui să acționeze asupra curentului ar fi forța Coriolis (transportul Ekman) și forța gradientului orizontal de presiune (Fig. 9.4).

În natură însă, adesea intervin influențe importante precum frecarea cu marginile continentelor (limitele fizice laterale ale bazinelor oceanice) sau cu fundul oceanic (cazul selfurilor continentale) sau contactul între curenți adiacenți. Aceste influențe contribuie la accelerări și fluctuații locale, atât în plan orizontal cât și în cel vertical ale curenților geostrofici. Relieful bazinului din partea vestică a acestora împiedică deplasarea curenților (mai departe către vest) determinând o înălțare a maselor de apă transportate. Concret, gradientul orizontal de presiune astfel rezultat forțează deplasarea apexului colinei geostrofice spre V.

Acest fenomen este cunoscut sub denumirea de **intensificare vestică** manifestată în principal sub forma curenților marginali de vest, rapizi și calzi îndreptați către Poli, în lungul pantei vestice, mai abrupte, a înălțării geostrofice. Pe panta estică se dezvoltă un drift mai lent de apă rece îndreptat către Ecuator (Thurman, 1997). Cei mai mulți dintre curenții care se manifestă în orizontul oceanic superior, inclusiv curenții formați de vânt (ex. curentul Golfului, Curentul Circum - Antarctic) sunt curenți geostrofici (Colling, 2007).

9.2.3 Fenomenul de upwelling

Fenomenele de **upwelling** și **downwelling** reprezintă mișcări ascendente/descendente de compensare, generate de deplasarea a orizonturilor de apă superioare sub acțiunea vântului sau a diferenței de temperatură și salinitate. Sunt cunoscute mai multe

tipuri de upwelling: costier, ecuatorial, specific Oceanului Sudic. Între acestea, upwellingul costier a fost cel mai mult studiat datorită accesibilității și importanței pe care o are asupra modificării temporare a climatului local, a producției de pește și implicit asupra pescuitului în zona de coastă, a turismului.

Fenomenul de upwelling reprezintă advecția unei mase de apă rece și densă de pe fundul mării (sau de la adâncimi mari) spre suprafață în tendința de înlocuire a masei de apă caldă din orizontul superior dislocată spre larg sub acțiunea vântului. Aportul ascendent de mase de apă rece din adânc se produce în cazurile în care vântul bate spre larg (*offshore*) sau în situațiile în care vântul acționează asupra curenților longitudinali de țărș și a curenților oceanici care se deplasează paralel cu țărșmul (ex: C. Peru, C. Canarelor), astfel încât sub influența forței Coriolis transportul Ekman deviază către larg apele de suprafață. Producerea fenomenului de upwelling în sezonul cald este semnalizată de o scădere bruscă și consistentă a temperaturii orizontului superior al apei (ex. aproximativ 5 – 10 °C în 1-2 zile), însoțit adesea de apariția ceții. Pe lângă condițiile favorabile de vânt, manifestarea upwelling-ului este condiționată de configurația batimetrică și stratificația termică a apei. În urma studiilor efectuate asupra acestui fenomen în Marea Baltică, Lehman și Myrberg (2008) au observat următoarele caracteristici:

- Mișcarea pe verticală: 10^{-5} - 10^{-4} m/s sau 1 – 10m/zi;
- Scara orizontală: 10-20 km spre larg; 100km în lungul țărșmului (în funcție de configurația liniei țărșmului);
- Schimbarea de temperatură: 1° – 5° C/zi; gradientul termic: 1 – 5° C/km;
- Durata: câteva zile – o lună.

Pe litoralul românesc al Mării Negre fenomenul de upwelling se produce cu o frecvență crescută în intervalul aprilie - iunie ca efect al creșterii frecvenței vânturilor sudice(care bat dinspre S). Sub acțiunea acestora, pe un sector de țărș orientat N – S, o parte din apele de suprafață deplasate de către curenții longitudinali de țărș sudici sunt deviate spre dreapta (E), adică spre larg. Mase de apă reci de adâncime sunt puse în mișcare ascendentă în tendința de compensare a maselor de apă calde de suprafață deviate spre larg. Un caz de producere al acestui fenomen pe litoralul sudic românesc a fost monitorizat în luna mai 2005, când s-a constatat o scădere a temperaturii apei cu aproximativ 10°C pe parcursul a 6 zile (<http://earth.unibuc.ro/blog/identificarea-fenomenelor-de-upweeling-pe-baza-imaginilor-noaa-avhrr>).

Marile sisteme de upwelling costier se dezvoltă în legătură cu modelul general al circulației oceanice și afectează cu precădere marginile estice ale bazinelor oceanice, unde direcția Alizeelor (oblic către larg) și a curenților oceanici determină procese de upwelling intense și cvasi-permanente; este cazul coastelor Iberice, Vest-Africane, Californiene, Vest-Australiene, Chiliene și Peruviene. În această situație transportul Ekman din orizontul superior îndepărtează masa de apă din apropierea liniei apei spre larg, acest fenomen fiind însoțit de advecția unei mase de apă mai profunde, situată imediat sub orizontul Ekman. Lățimea zonei de manifestare a fenomenului în zona intertropicală este în general de

100km, iar viteza verticală cu care se face acest schimb de mase de apă este de 5 – 10m/zi. Adesea, această schimbare a maselor de apă este însoțită de o reîmprospătare a concentrației de nutrienți (fosfați, nitrați, silicați, etc) necesari producției biologice. Astfel, principalele regiuni piscicole la nivel mondial sunt asociate cu aceste ecosisteme. Convecția maselor de apă reci de la adâncimi mai mari spre suprafață tinde să se manifeste sezonier la latitudini medii, atingând intensități maxime primăvara și vara, și producându-se aproape continuu în regiunile tropicale.

Upwelling-ul ecuatorial reprezintă mișcarea de ridicare la suprafață a maselor de apă situate la adâncimi mici și medii în zonele ecuatorială și subecuatorială în tendința de compensare a maselor de apă de suprafață deviate spre latitudini mai mari sub influența pe care mișcarea de rotație a Pământului (ex. forța Coriolis) o exercită asupra curenților Ecuatoriali îndreptați spre Vest. În cele două emisfere, curenții generați de vânt în zona ecuatorială se deplasează spre V și sunt deviați spre latitudini mai mari, la N și la S de Ecuator – Curentul Nord-Ecuatorial / Curentul Sud-Ecuatorial - creând o zonă de divergență. În tendința de compensare a maselor de apă de suprafață astfel dislocate are loc procesul de convecție a maselor de apă de la adâncimi mici și medii. În repartiția temperaturii la suprafața oceanului, acest fenomen explică prezența temperaturilor mai scăzute la Ecuator în raport cu media termică a zonelor adiacente. Acest fenomen se produce constant în lungul Ecuatorului în Oceanul Atlantic și în Oceanul Pacific, dar lipsește în Oceanul Indian datorită manifestării musonilor tot timpul anului.

9.2.4 Circulația Langmuir

Pe lângă punerea în mișcare a maselor de apă în direcția de manifestare a vântului, energia eoliană reprezintă factorul principal în amestecul maselor de apă. Astfel, un rol important în omogenizarea stratului oceanic superior îl are **circulația Langmuir**. Aceasta ia naștere în urma acțiunii vântului la nivelul suprafeței oceanice sub forma unor curenți helicoidali paraleli. Această formă de deplasare rezultă din mișcarea apei pe plan orizontal în direcția vântului sub formă circulară (Fig. 9.5). De obicei, aceștia sunt vizibili pe suprafața acvatoriilor extinse sub formă de linii paralele de spumă (sau orice materiale plutitoare) care marchează zona de convergență dintre două celule alăturate. În zona de contact a două celule convergente mișcarea apei este descendentă. În plan orizontal, viteza curentului inițiat în zona de convergență a două celule este cu 10 – 15 cm/s mai mare decât în zonele alăturate. Lățimea celulelor, care se reflectă în distanța dintre benzi, depinde de fetch (lungimea suprafeței orizontale pe care acționează vântul) și de viteza acestuia. Astfel, pe lacuri, aceste benzi pot apărea la distanțe de câțiva metri, iar la nivelul mărilor și al oceanelor de zeci de metri. Circulația Langmuir este deosebit de importantă pentru mixarea apelor din orizontul superior de amestec, determinând în același timp și grosimea acestuia.

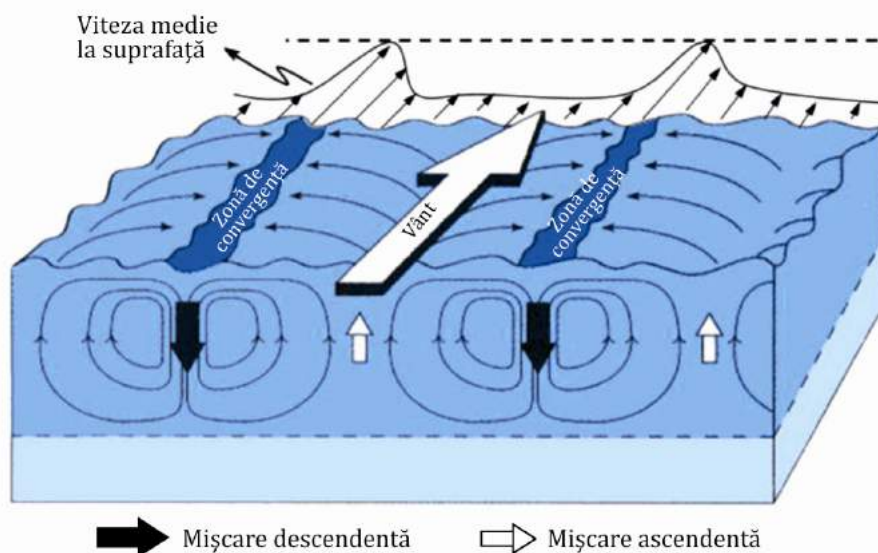


Figura 9.5 – Modelul funcționării celulelor Langmuir.

În largul oceanului, forța vântului reprezintă principala cauză care imprimă deplasarea circulară sau sub formă de gire a curenților oceanici. Forța generatoare a girelor oceanice este reprezentată în principal de vânturile de NE și SE (Alizeele) din zona intertropicală. *Acestea generează curenții ecuatoriali pe care îi direcționează spre marginea vestică a bazinelor oceanice, de unde sunt deviați apoi către cei doi poli sub formă de Curenții Marginali de Vest (ex. C. Golfului, C. Braziliei, C. Kuroshivo, C. Australiei de Est, C. Agulhas).*

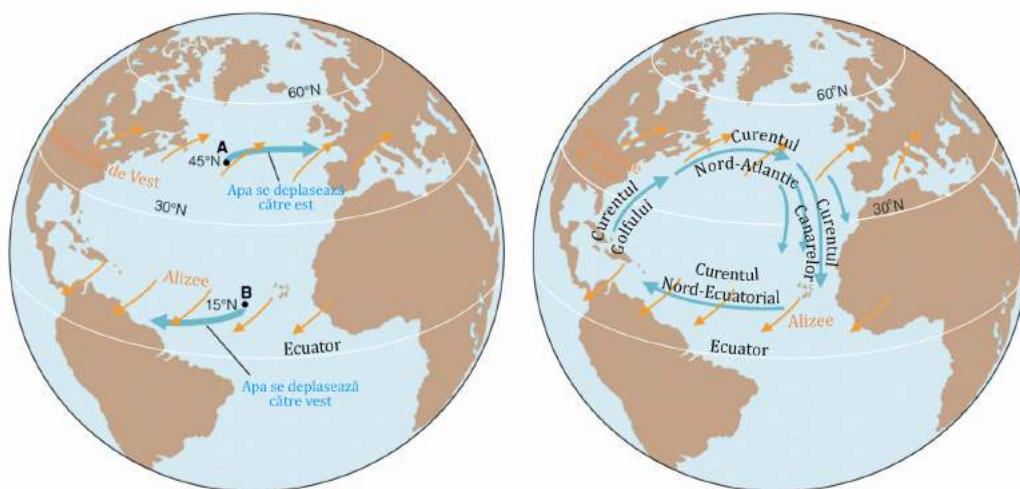


Figura 9.6 - Modelul influenței circulației atmosferice generale asupra curenților oceanici de suprafață (după Garrison, 2010).

În deplasarea lor către latitudini mari, de-a lungul marginilor geografice vestice ale bazinelor oceanice, Curenții Marginali de Vest întâmpină acțiunea Vânturilor de Vest, între 40° și 60° lat. N și S, care determină devierea acestora către est (Fig. 9.6). Forța Coriolis și barierele fizice reprezentate de continente contribuie la întoarcerea acestor curenți spre Ecuator, sub formă de curenți reci, cunoscuți sub numele generic de **Curenți Marginali de Est**, care marchează închiderea girelor oceanice: **C. Benguelei**, **C. Peruului**, **C. Californiei**, **C. Canarelor**, **C. Australiei de Vest**). De regulă, curenții marginali funcționează ca o barieră separând masele de apă de larg de masele de apă costiere.

Pe alocuri, aceștia sunt responsabili de aportul de mase de apă sărate tropicale și subtropicale în apele de șelf de la latitudini medii, producând anomalii temporare în cadrul ecosistemelor costiere în special în ceea ce privește productivitatea primară, compoziția speciilor și dimensiunea comunităților planctonice sau reciclarea nutrienților.

Sub efectul combinat al forței Coriolis, care crește odată cu latitudinea și al limitelor fizice ale bazinelor oceanice, centrele girelor oceanice sunt deplasate către vest față de centrul bazinelor. Ca urmare, Curenții Marginali de Vest sunt curenți calzi cu debite mai mari (rapizi și mai adânci) decât Curenții Marginali de Est, orientați către Ecuator, care sunt reci, lenți, largi, superficiali și difuzi.

Curenții Marginali de Vest și Curenții Marginali de Est alcătuiesc **sistemul girelor subtropicale** și reprezintă caracteristica dominantă a circulației de suprafață în bazinele oceanice (Fig. 9.6). În zona subtropicală acestea se deplasează în sensul acelor de ceasornic în Emisfera Nordică și în sens invers acelor de ceasornic în Emisfera Sudică. La latitudini subpolare, circulația oceanică de suprafață este dominată de **girele subpolare** generate de Vânturile subpolare de Est, care deplasează masele de apă superficiale spre vest, în sens opus girelor subtropicale adiacente.

9.3 CURENȚII TERMOHALINI

Este cunoscut faptul că densitatea apei de mare este o proprietate care depinde de variația temperaturii și salinității. Distribuția inegală a radiației solare la suprafața Pământului imprimă repartitia neuniformă a temperaturii atât la nivelul suprafeței oceanice, cât și în adâncime. Valorile salinității apei de mare variază între 5 – 41‰, nivelul acesteia variind și fluctuând în funcție de aportul de apă dulce din precipitații sau râuri, de intensitatea evaporației sau al procesului de îngheț. *Ca urmare a tendinței fundamentale a proceselor naturale de uniformizare sau de atingerea unui echilibru, masele de apă cu densități mai mari se deplasează spre zone cu densități mai reduse.* **Circulația termohalină** se inițiază prin mișcarea apei de la suprafață spre adâncime în urma creșterii densității maselor de apă prin răcire și îngheț, urmată apoi de deplasarea în plan orizontal pe distanțe foarte mari ($10^3 - 10^4$ km).

Dincolo de circulația de suprafață generată de vânt, *circulația de adâncime în Oceanul Planetar este întreținută de deplasarea maselor de apă dense, formate în principal în două regiuni: i) marginea șelfului continental Antarctic* (Marea Weddell și Marea Ross) unde se formează **Apele Antarctice de Fund** și în ii) **Atlanticul de Nord** (ex.

Marea Labradorului, Marea Norvegiei și Marea Groenlandei) unde se formează **Apele Nord Atlantice de Adâncime**, care mai sunt numite și **Apele Arctice de Adâncime**. Creșterea densității apei la suprafață are loc fie direct prin pierdere de căldură, fie indirect când apa îngheață, contribuind la creșterea concentrației salinității și implicit a densității apei de mare neafectate de îngheț.

Unul dintre efectele cele mai importante ale circulației termohaline este împingerea apelor reci profunde către suprafață în zonele caldă și temperată, fără a ieși însă la suprafață, ceea ce determină forma arcuită a orizontului de termoclină precum și poziția acestuia la o adâncime constantă (vezi și cap. 7). Instabilitatea dinamică declanșată de modificarea densității maselor de apă de la suprafață generează deplasarea pe verticală a maselor de apă sub forma unor celule verticale. Acestea realizează schimbul material dintre mase de apă diferite, contribuind la reducerea stratificației proprietăților fizice ale apei în profilul vertical și creând condiții prielnice convecției de adâncime în largul oceanelor. Masele de apă adânci dislocate se răspândesc apoi în cele trei mari bazine oceanice unde se ridică la suprafață. Deplasarea apei reci formate în zonele polare ale Oceanului Atlantic spre latitudini mai mici se face în adâncime, cu precădere pe în zonele marginale. Magnitudinea acestor curenți este de 10-20 Sv ($1\text{ Sv} = 10^6\text{ m}^3/\text{s}$) în Atlanticul de Nord și 20-40 Sv în Atlanticul de Sud. Din acești curenți vestici adânci se desprind curenți geostrofici mai lenți care se răspândesc în adâncime spre centrul bazinului oceanic, alimentând cu apă rece mișcarea spre suprafață a apei la latitudini mici și medii, necesară menținerii termoclinei la o adâncime relativ constantă. Estimările privind deplasarea spre suprafață a maselor de apă profunde (cf. Stommel și Arons, 1960, citați de Pickard și Emery, 1990) presupun viteze medii de 5 cm/zi.

Singura excepție în care nu se formează mase de apă de adâncime este dată de Oceanul Indian, circulația termohalină manifestându-se prin intermediul a două sisteme de curenți, unul cu magnitudinea de 5 Sv desprins din Curentul Circumantarctic, care se deplasează spre N în lungul coastei Est Africane și un alt curent, de aproximativ 4 Sv, care se manifestă pe marginea estică a Oceanului Indian. Pacificul sudic este alimentat în principal de o ramură adâncă desprinsă din Curentul Circum-Antarctic, care măsoară în medie 20 Sv, formând unul dintre cei mai mari curenți sudice. Secundar, pătrund mase de apă adânci formate în Marea Ross. Între cele două tropice, în largul oceanelor are loc o creștere a salinității ca urmare a procesului de evaporare generat de radiația solară intensă, însă creșterea densității este compensată de temperatura ridicată a apei, astfel încât masele de apă mai sărate se afundă doar până la adâncimi moderate (-100 și -300 m), dând naștere **Maselor de Apă Tropicale de Suprafață**, cu salinitate ridicată.

Este de reținut faptul că pe lângă afundarea la mari adâncimi a maselor de apă Arctice și Antarctice, formate în extremitățile N și S ale Atlanticului, are loc și o afundare a maselor de apă a căror densitate crește odată cu salinitatea, ca urmare a procesului de evaporare din mările marginale. Un exemplu elocvent îl constituie **Masele de Apă Mediteraneene**, a căror densitate crește datorită intensității mari a procesului local de evaporare, determinând afundarea acestora la adâncimi cuprinse între 200 și 600 m după ieșirea din Str. Gibraltar și deplasarea subsecventă spre V către centrul bazinului.

Oceanografie Fizică

O descriere rezumativă a curenților care alcătuiesc circulația termohalină s-ar prezenta în felul următor: i) cel mai îndepărtat punct atins de Masele de Apă Nord Atlantice se află în Oceanul Pacific, de unde sunt transferate ca Mase de Apă Centrale Nord Pacific (care intră în componența termoclinei) în Oceanul Indian peste Pragul Indonezian; ii) mai departe, Masele de Apă Pacifică traversează Oceanul Indian prin culoarul situat între 10 și 15° S, încorporând mase de apă mai sărate provenite din termocline Oceanului Indian; iii) amestecul de apă din Oceanul Pacific și din Oceanul Indian se deplasează spre S traversând Canalul Mozambic, intrând apoi în componența C. Agulhas; iv) în apropierea coastei sudice a continentului African, o parte din volumul de apă transportat de C. Agulhas nu este încorporată în curentul de retrofecție, generând o ramură care traversează în bazinul Atlanticului de Sud; v) masele de apă despînse din C. Agulhas completează C. Benguelei care le transportă spre N; după ce traversează Ecuatorul pătrund în apele de suprafață din Atlanticul de N.

Acest model propus inițial de Stommel (1958) a fost adaptat și popularizat însoțit de o diagramă sub denumirea de Marea Circulație Oceanică (*The Great Conveyor Belt*) de Broecker (1987) (Fig. 9.7). Creșterea și diversificarea volumului de date oceanografice din ultimele decenii a făcut ca acest model să fie treptat abandonat de oamenii de știință datorită faptului că nu surprinde complexitatea fenomenului și nu scoate în evidență rolul major al acțiunii vânturilor permanente la nivel global în întreținerea circulației oceanice (Lozier, M. S., 2010). Cercetări recente arată că încălzirea globală poate afecta circulația termohalină prin încălzirea orizontului oceanic superior și prin aport de apă dulce provenit în principal din topirea gheții polare. Ambii factori contribuie la reducerea densității orizontului superficial la latitudini mari și îngreunează formarea maselor de apă adânci. Acest lucru poate cauza încetinirea circulației termohaline și schimbarea climatului global (Broecker, 1987; Rahmstorf, 1999).

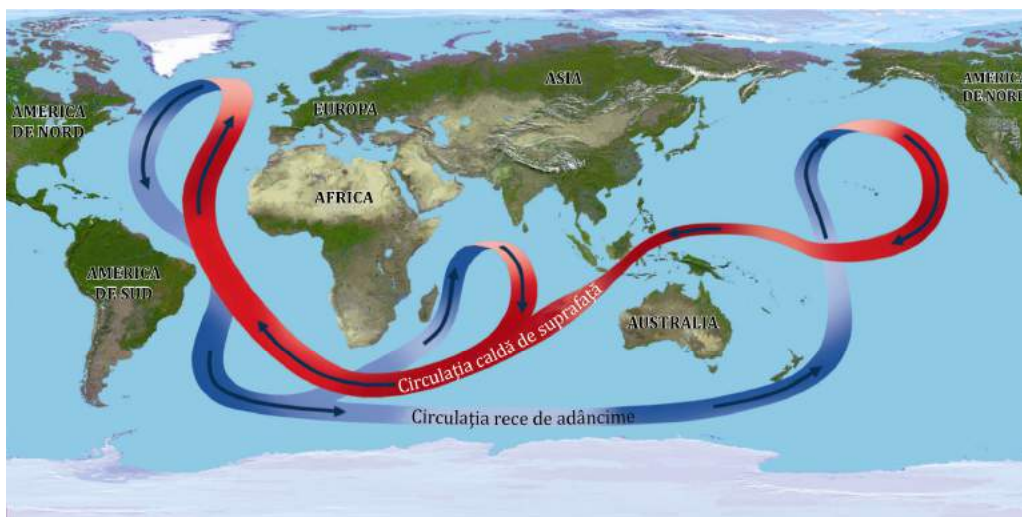


Figura 9.7 - Schema circulației termohaline la nivel global sau Marea Circulație Oceanică (*The Great Conveyor Belt*) așa cum a imaginat-o Broecker (1989).

9.4 CURENȚII DIN OCEANUL ATLANTIC

Circulația în orizontul superior al Oceanului Atlantic este dominată de cele două sisteme circulatorii anticiclonice cunoscute sub denumirea de gire. Reamintim faptul că în Emisfera Nordică girele oceanice subtropicale se manifestă în sensul acelor de ceasornic, iar în Emisfera sudică, în sens invers. Aceste mișcări circulare sunt determinate de Alizee care se manifestă la latitudini subtropicale, dinspre NE în Emisfera Nordică și dinspre SV în Emisfera Sudică. Cele două gire subtropicale specifice fiecărei emisfere sunt separate în zona ecuatorială de Contracurentul Ecuatorial care se deplasează spre est.

9.4.1 Modelul general al Circulației Nord Atlantice

În modelul circulației oceanice din Atlanticul de Nord se distinge gira subtropicală. Curentul Ecuatorial de Nord (CEN) generat de Alizee, reprezintă elementul principal al girei. O parte a acestui curent se deplasează spre NV sub forma *C. Antilelor*, iar cealaltă parte, sub influența Vânturilor de Est, pătrunde în Golful Mexic printre Insulele Caraibe și canalul Yucatan. Ieșirea din Golful Mexic în Atlanticul de Nord se face printre Peninsula Florida și Cuba sub forma *C. Floridei*. În apropierea coastei Peninsulei Florida, *C. Antilelor* se alătură *C. Floridei*, îndepărtându-se de coasta Nord Americană în apropierea Capului Hatteras, de unde începe **Curentul Golfului** (*Gulf Stream*). Curentul Golfului se deplasează spre NE către Marile Bancuri din Newfoundland până la aproximativ 40°-50°V. Dincolo de acest meridian, curentul care continuă spre NE poartă denumirea de **Curentul Nord Atlantic (CNA)**. În apropierea continentului european, acesta se împarte într-o ramură NE care se deplasează între Scoția și Islanda și contribuie la circulația din Mările Norvegiei, Groenlandei și Mările Arctice. Cealaltă ramură a CNA se deplasează către S în lungul coastelor Iberice și Nord Africane pentru a completa gira Nord Atlantică și pentru a alimenta Curentul Ecuatorial de Nord.

Curentul Golfului

Curentul Golfului (*Gulf Stream*) se deplasează către N de-a lungul coastelor estice ale Americii de Nord. Este un curent întreținut atât de vânt cât și de diferența de densitate a maselor de apă. Se formează în Golful Mexic de unde iese prin apropierea coastei Peninsulei Florida sub forma curentului care poartă aceeași denumire. În deplasarea spre N în largul Oceanului Atlantic, acestuia i se alătură *C. Antilelor*. În apropierea Capului Hatteras, intrând sub influența Vânturilor de Vest se recurbează puternic spre E, NE, desprinzându-se de coastă și devenind Curentul Nord Atlantic (sau Driftul Nord Atlantic). Această deviere de la direcția inițială este însoțită de formarea unor meandre cu o amplitudine mare generate de procesele de instabilitate barotropică și baroclinică. Saunders (1971) și Csanasy (1979) au raportat pentru prima dată separarea unor meandre individuale din corpul principal al *C. Golfului* formând insule individuale de apă caldă și

apă rece. Volumul de apă transportat de C. Golfului transversal în Oceanul Atlantic este de 150Sv. Insule de apă caldă se desprind de apexul meandrelor în partea de N a C. Golfului separând mase de apă caldă și sărată din Marea Sargaselor (Parker, 1971). Apa de suprafață în Atlanticul de Nord este răcită de vânturile arctice la 60⁰N. Ca urmare, devine mai sărată și mai densă coborând pe fundul oceanic, unde se deplasează spre Ecuator.

Pentru a înlocui apa rece de adâncime din zona ecuatorială, C. Golfului deplasează apă caldă din zona Golfului Mexic spre N în Oceanul Atlantic și mai departe spre NV Europei, acest fenomen generând iernile blânde specifice acestei zone. În absența unui aport cotinuu de căldură, se presupune că această zonă ar fi fost mai rece cu 5⁰C. Spre sfârșitul ultimei ere glaciare, când s-a topit masa de gheață care acoperea America, creșterea bruscă a volumului de apă dulce a redus salinitatea în orizontul superior al Atlanticului de Nord contribuind la reducerea procesului de afundare a maselor de apă dense și reci la latitudini polare și la deplasarea acestora spre Ecuator.

Acest lucru a dus la încetinirea C. Golfului și la scăderea temperaturii în nord-vestul Europei cu 5 °C în doar câteva decenii. Investigații recente au arătat că din 1950 curentul de apă rece din cadrul canalului Faeroe Bank dintre Groenlanda și Scoția a încetinit cu aproximativ 20%. Acest curent reprezintă o sursă de apă rece și densă care controlează componenta termohalină a Curentului Golfului. Rapoartele recente ale Panelului Interguvernamental privind Schimbările Climatice (IPCC, 2001) sugerează posibilitatea încetinerii C. Golfului în decursul secolului al XXI-lea cu aproximativ 25%.

9.4.2 Circulația Atlantică Ecuatorială

Lățimea maximă a Oceanului Atlantic la Ecuator ajunge la aproximativ 6000km, acest lucru determinând potențialul de dezvoltare al curenților oceanici. Principalii curenți care funcționează în această zonă sunt reprezentați de: **Contra Curentul Ecuatorial de Nord (CCNE)**, care este situat între paralele de 3°-8° N, atingând o capacitate maximă de transport de aproximativ 16 Sv în luna august, scăzând apoi, sezonier, până la 6 Sv în septembrie și la 1-2 Sv în intervalul noiembrie – aprilie când au loc procese intense de coborâre a maselor de apă sărate și dense pe fundul bazinului oceanic (downwelling) și de deplasare spre S sub forma **Curentului Ecuatorial de Sud (CES)**. CES se deplasează către V atingând valori maxime (16Sv) în apropierea meridianului 10⁰V în intervalul mai-iunie, scăzând până la 4-9 Sv din septembrie până în aprilie, în timp ce la longitudini mai mici de 30⁰V transportul crește până la 27 Sv datorită ridicării maselor de apă din **Sub-Curentul Ecuatorial (SCE)**, scăzând apoi până la 12-15 Sv în sezonul septembrie – aprilie (Pickard și Emerey, 1993).

9.4.3 Modelul general al circulației Sud Atlantice

În Atlanticul de Sud, gira din orizontul superior se extinde de la suprafață până la adâncimea de -200m în apropierea Ecuatorului și până la -800 m spre limita sa sudică, în apropierea zonei de convergență subtropicală. Gira subtropicală sudică este generată de

vânturile de SE care se manifestă între Ecuator și paralelele de 10°- 30° S. Aceasta este alcătuită din mase de apă cu proprietăți diferite care se constituie în curenți individuali. *C. Ecuatorial* se deplasează spre V, către marginea americană a Atlanticului de Sud. O parte a acestui curent trece dincolo de Ecuator, în Atlanticul de Nord. Cealaltă parte se întoarce spre S, manifestându-se în lungul Americii de Sud sub forma unui curent cald, cu o salinitate ridicată, cunoscut sub denumirea de *C. Braziliei*.

În apropierea paralelei de 30° S acesta se îndepărtează de continent datorită presiunii exercitate de *Curentul Falkland*; acesta este un curent rece care provine din apele antarctice care se formează în apropierea Strâmtoarei Drake și se deplasează de-a lungul coastei Argentiniei spre N până în apropierea paralelei de 30° S.

La această latitudine, *C. Braziliei* este deflectat spre E, traversând Oceanul Atlantic ca parte a Curentului Circumpolar Antarctic. În apropierea continentului African este redirecționat către nord sub forma unui curent care transportă mase de apă reci provenite în principal din *C. Circumantarctic*, cunoscut sub denumirea de *C. Benguela* care închide gîra Sud Atlantică. Temporar, *C. Benguelei* încorporează și mase de apă caldă provenite din *C. Agulhas* care se desprind sub formă de inele în momentul în care acesta este deviat spre E.

9.5 CURENȚII DIN OCEANUL PACIFIC

Circulația macrosalară în Oceanul Pacific este mult mai lentă decât în Oceanul Atlantic. Această caracteristică este datorată volumului mai mare de apă cu proprietăți fizice relativ omogene la adâncimi mai mari de 2000m. Absența unor diferențe majore între masele de apă este dată de izolarea față de Oceanul Arctic și implicit de lipsa unei surse majore de mase de apă rece, acestea provenind în cantități reduse în principal din zona pacifică a Antarcticii. O altă situație în care are loc afundarea maselor de apă de la suprafață și care întreține circulația macrosalară în cadrul acestui bazin oceanic este întâlnită în zonele de convergență ale curenților de suprafață, în special în extremitatea NV a bazinului.

9.5.1 Modelul general al circulației Nord Pacifice

Cel mai important element al sistemului circulator pacific îl constituie **gîra subtropicală** din Emisfera Nordică. Aceasta este alcătuită din: 1) **Curentul Ecuatorial de Nord (CEN)**, care atinge dezvoltarea maximă în apropierea paralelei 15°N; 2) **C. Filipinelor**, 3) **C. Kuroshio**, 4) **C. Nord Pacific** și 5) **C. Californiei**.

În apropierea paralelei 50°N se manifestă curenții componenți ai gîrei subpolare. În cadrul acestui sistem transportul către E al maselor de apă este realizat de Curentul Nord Pacific. Mișcarea circulară este completată către poli și mai departe înapoi spre V de *C. Alaskai*, *C. Kamchatka* și *C. Oyashio*.

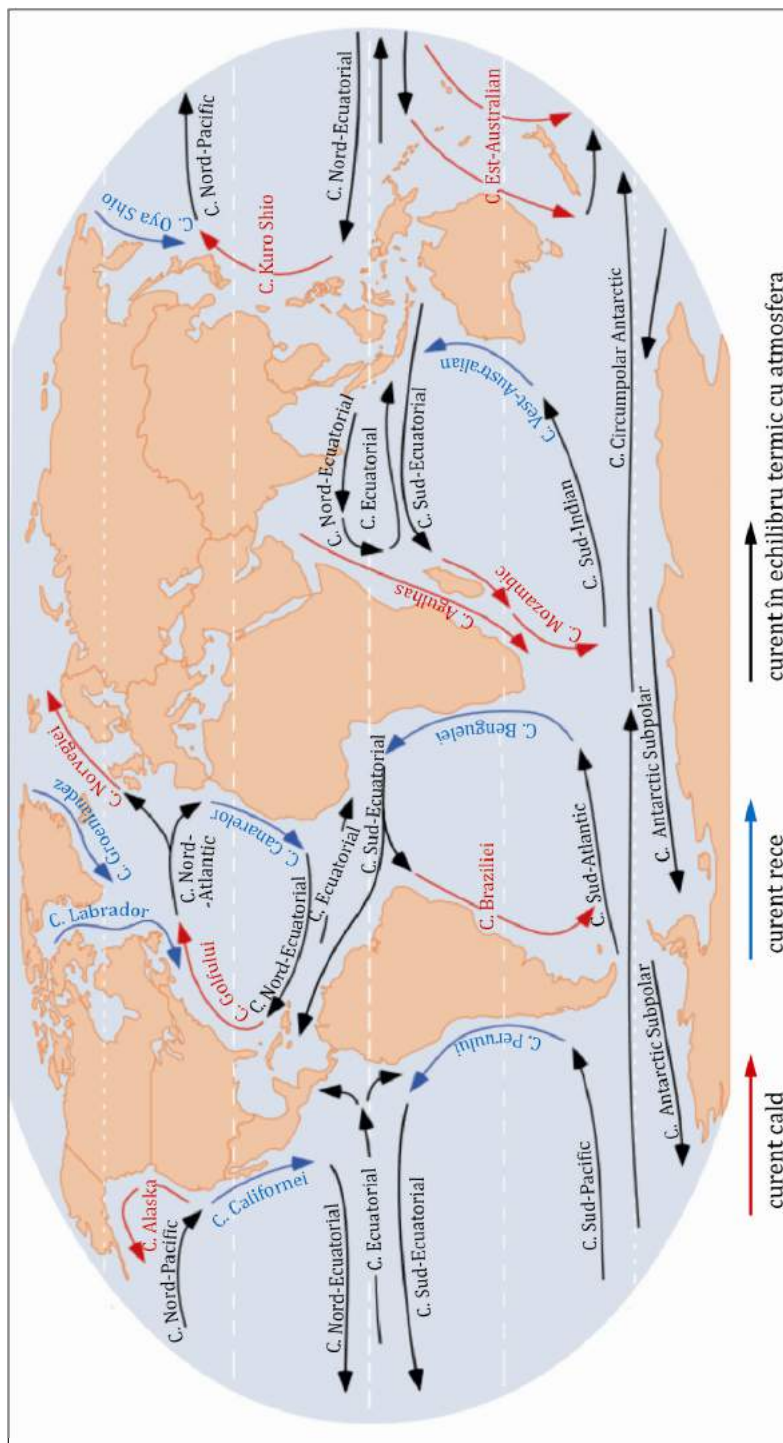


Figura 9.8 - Modelul circulației oceanice globale de suprafață.

Gira Nord Pacifică este inițiată de CEN, îndreptat spre V, generat la rândul lui de Alizee. La contactul cu marginile vestice ale bazinului oceanic acest curent se bifurcă, o parte din volumul de apă transportat îndreptându-se spre S, alimentând Contracurentul Ecuatorial de Nord (CCEN) și cealaltă parte spre N, continuând spre NE, în apele Japoniei, sub forma curentului Kuroshio (echivalentul C. Floridei, în Oceanul Atlantic). În partea de E a arhipelagului Filipinez, ramura sudică, Curentul Mindano se întoarce treptat spre E pentru a se alipi Contracurentului Ecuatorial de Nord. Acesta se manifestă în lungul coastelor Filipineze și Taiwaneze. Din C. Kuroshio se desprind alți curenți importanți: C. Tsushima care se desparte de C. Kuroshio în apropierea paralelei 29°N. Acesta pătrunde în Marea Japoniei prin Strâmtoarea Korea și este prezent doar în circulația de iarnă. În apropierea meridianului de 170°E se curbează către E, părăsind apele japoneze, acest segment purtând denumirea de *Extensia Kuroshio*, fiind echivalentul C. Golfului din Oceanul Atlantic. Segmentul care traversează spre NE Oceanul Pacific dincolo de meridianul 170°E, între 35° și 50° N, poartă denumirea de **Curentul Pacificului de Nord (sau Curentul Nord Pacific – CNP)**. Volumul de apă transportat de C. Kuroshio este de 40Sv, iar cel al Extensiei Kuroshio de 65Sv, fiind comparabile cu volumul transportului de apă efectuat de C. Floridei și C. Golfului.

O contribuție importantă la Curentul Nord Pacific o are C. Oyashio, provenit din Marea Bering și parțial din Marea Ohotsk. În apropierea continentului Nord American, aproximativ la latitudinea Insulei Vancouver, CNP se împarte într-un segment îndreptat spre S, C. Californiei care ajunge să alimenteze parțial Curentul Ecuatorial de Nord și un segment îndreptat spre N, C. Alaskăi.

Curenții Marginali de Vest: Kuroshio și Oyashio sunt generați de vânt făcând parte din sistemele de circulație giratorie subtropicală și subarctică. Apele C. Kuroshio se caracterizează printr-o productivitate biologică redusă și absența suspensiilor minerale sau organice. Regiunea subarctică a Pacificului de Nord unde se manifestă C. Oyashio este dominată de procese de upwelling și de ape bogate în nutrienți.

9.5.2 Circulația Pacifică Ecuatorială

Sistemul Circulator Ecuatorial Pacific se manifestă pe o distanță de 15000km între Filipine (la V) și Panama (la E), având o grosime de 200m și o lățime de aproape 400 km. Forța motrice a acestui sistem de curenți este dată de Alizee. Sistemul curenților transversali din zona ecuatorial-pacifică este alcătuit din trei curenți majori care se manifestă în orizontul superficial și un curent dezvoltat în stratul de subsuprafață. Cele trei componente majore de suprafață sunt reprezentate de **Curentul Ecuatorial de Nord (CEN)** care se deplasează spre vest între 20° și 8° N (în mijlocul Pacificului la 180° V), **Curentul Ecuatorial de Sud (CES)** care se deplasează spre vest între 3° și 10° S și **Contracurentul Ecuatorial de Nord (CcEN)**, mai îngust, care se deplasează spre est între celelalte. Al patrulea curent, **Subcurentul Ecuatorial (ScE)** se deplasează spre est între 2°S și 2°N.

9.5.3 Circulația Sud Pacifică

Sistemul circulator din zona subtropicală a Emisferei Sudice este mult mai slab, în special la E de meridianul 180° V. Curenții care alcătuiesc gira subtropicală din Emisfera Sudică sunt: 1) **Curentul Ecuatorial de Sud** localizat în jurul paralelei 15° S și 2) **C. Chile/Peru** și 3) **Curenții Marginali Vestici** din lungul coastelor Australiei și Noii Zeelande. Aceștia se despart în apropierea paralelei de 18° S într-o ramură Sudică, care se deplasează de-a lungul coastelor Est Australiene și o ramură Nordică care străbate Marea Coralilor și estul Insulei Papua Noua Guinee. Gira subtropicală Sudică alimentează de asemenea **Contracurentul Ecuatorial** care se manifestă spre E, în apropierea paralelei 5°N. Gira subtropicală Sud Pacifică originează în Curentul Ecuatorial de Sud, orientat spre Vest care la contactul cu șelful arhipelagului Indonezian și al Australiei este deviat către Sud, transportând apă caldă în largul NE Australian și în Marea Coralilor. Spre S, gira subtropicală Sud Pacifică cuprinde o ramură a Curentului Circumpolar Antarctic, orientată spre Est. Gira Sudică este închisă spre Vest de C. Peru sau C. Humboldt. Acest curent se formează la latitudini mari, transportând apă rece, cu salinitate redusă spre Ecuator în apropierea căruia se recurbează spre V, alimentând CES.

9.5.4 Circulația în cadrul Mărilor Indoneziene

Mările Indoneziene reprezintă singura poartă de comunicare între două bazine oceanice majore la latitudini tropicale. În medie, nivelul mediu este mai înalt în partea de Vest a Oceanului Pacific, în arhipelagul Indonezian în comparație cu partea Estică a Oceanului Indian. Acest gradient orizontal de presiune generează transportul apei dinspre Oceanul Pacific spre Oceanul Indian. Curentul Indonezian reprezintă o componentă importantă a rutei de apă caldă în cadrul circulației termohaline, având un impact major asupra sistemului climatic regional și global. Masele de apă calde provenite din Oceanul Pacific se răspândesc pe tot cuprinsul Mărilor Indoneziene, ramificându-se până în Oceanul Indian sub formă de fâșii distincte de apă cu salinitate scăzută. Datorită proximității suprafețelor de uscat asiatice și australiene, circulația maselor de apă în Mările Indoneziene prezintă variații sezoniere mari datorate influenței reversibile a regimului eolian regional asociat sistemului musonic Australo-Asiatic. În timpul sezonelor musonice, mase de apă diferite provenite atât din Oceanul Indian cât și din cel Pacific ajung în Arhipelagul Indonezian determinând variații ale temperaturii și salinității. În cadrul Mărilor Indoneziene procesele locale de upwelling și downwelling asociate vânturilor musonice regionale, în combinație cu marea, fluxurile de căldură aer-apă, volumul ridicat de precipitații și cu aportul de apă dulce de pe continent contribuie la schimbarea stratificației termice și a salinității maselor de apă provenite din Oceanul Pacific.

9.6 CIRCULAȚIA DIN OCEANUL INDIAN

Circulația oceanică în cadrul bazinului Indian este controlată de trei elemente: a) gira anticiclonică dominată de vânt; b) transferul de apă din cadrul Oceanului Pacific în Oceanul Indian prin pragul indonezian și c) circulația de fund la care contribuie Masele de Apă Antarctice, Masele de Apă reci Nord Atlantice și masele de apă provenite din curentul circum-Antarctic. Datorită configurației bazinului oceanic, care diferă de cea a Oceanului Atlantic și a Oceanului Pacific prin faptul că este marginit spre N, la latitudini medii de uscat, circulația indusă de vânt la Ecuator și în partea nordică a bazinului este puternic influențată de sistemul curenților atmosferici care se dezvoltă sezonier între uscat și apă. O caracteristică importantă a circulației din Oceanul Indian este dată de manifestarea curenților musonici (în limba arabă, *muson* înseamnă vânt care se schimbă sezonier). Aceștia sunt curenți oceanici reversibili sezonier care funcționează între Marea Arabiei și Golful Bengal. Curentul Musonic de Vară (CMV) se deplasează către est în intervalul mai–septembrie, iar Curentul Musonic de iarnă (CMI) este orientat spre vest în intervalul noiembrie–februarie. CMI se formează la Sud de Sri Lanka în noiembrie, fiind alimentat inițial de Curentul Est Indian (CEI), ajungând la faza de maturitate în intervalul decembrie–martie. CMV se formează la Sud de Golful Bengal în luna mai, atingând stadiul maxim de dezvoltare în luna iulie în Marea Arabiei.

În timpul musonului NE (noiembrie–martie), Curentul Nord Ecuatorial se deplasează spre V între paralela de 8°N și Ecuator. Între Ecuator și paralela de 8°S se manifestă spre E, Contra Curentul Ecuatorial, iar între 8°S și $15 - 20^{\circ}\text{S}$ Curentul Ecuatorial de Sud, fiind cel mai important curent care se deplasează spre V din Oceanul Indian. CES capătă consistență în urma infuziei provenite din curenții care se deplasează spre N în cadrul girei subtropicale și din Mările Indoneziene (prin c. Jawa). În amonte de Platoul Mascarene acesta transportă 50- 55Sv. Stramma și Lutjeharmas (1997) au estimat transportul geostrofic al CES ca măsurând 25 Sv în apropierea meridianului de 60°E , dintre care 15Sv provin din recircularea apelor în cadrul girei subtropicale. Sub influența Alizeelor de SE, volumul de apă transportat de CES poate ajunge până la 50Sv în apropierea meridianului de 60°E (Schott și McCreary, 2001). În profilul vertical CES formează o graniță evidentă între masele de apă superioare și cele intermediare.

În Oceanul Indian proprietățile maselor de apă sunt afectate de schimburile cu sursele locale de apă situate în cadrul mărilor marginale (ex. Marea Roșie și Golful Persic), de aportul de apă dulce la suprafața oceanului, în principal în Golful Bengal precum și de schimbul de apă cu bazinele oceanice adiacente prin pragul Indonezian și de procesele de amestec produse în orizontul superior pe tot cuprinsul oceanului (Schott și McCreary, 2001). Zonal, CES desparte la S Masele de Apă Subtropicale de Suprafață, Masele de Apă Modale Subantarctice și Masele de Apă Intermediare Antarctice de Masele de Apă Sărate Arabe și Masele de Apă din Marea Roșie situate la N. La adâncimi mai mari, în partea de V a Platoului Mascarene, Masele de Apă Adânci Nord Indiene se deplasează spre S pe sub

Oceanografie Fizică

CES. În cadrul Oceanului Indian nu au fost încă identificate Mase de Apă Adânci Nord Atlantice, iar Masele de Apă Antarctice se găsesc pe fundul bazinului în partea de V a Platoului Mascarene. Adâncimile reduse asociate topografiei acestui platou favorizează intensificarea proceselor de amestec ale maselor de apă de suprafață.

În intervalul mai-septembrie, când vânturile musonice bat dinspre SV, Curentul Nord Ecuatorial se manifestă către Est. Acesta se combină cu Contra Curentul Ecuatorial și se deplasează spre Est între paralele de 15° N și 7° S formând **Curentul Musonic de SV**. În intervalul noiembrie- martie, în timpul activității musonice de NE, Curentul Ecuatorial de Sud ajungând în apropierea coastelor Africane alimentează Contracurentul Ecuatorial la Nord și Curentul Agulhas la Sud. Curentul Agulhas este adânc și îngust, transportând aproximativ 50Sv, atingând temporar un maxim de 80Sv. În momentul în care atinge capătul Sudic al Africii, C. Agulhas își schimbă direcția spre Est, alăturându-se Curentului Circumpolar Atlantic. Contactul dintre Oceanul Indian și Oceanul Atlantic reprezintă o regiune importantă pentru circulația oceanică globală, cu rol cheie recunoscut pentru climatul global și schimbările climatice. Recurbarea spre Est a C. Agulhas este însoțită temporar de desprinderea unor inele de apă caldă care se deplasează pe la S de Africa spre Oceanul Atlantic, fiind încorporate de curentul rece al Benguelei și transportate către Ecuator. Volumul de apă care trece din Oceanul Indian în Oceanul Atlantic reprezintă aproximativ 20-30% din sistemul circulator Agulhas (Sebille și colab., 2010). Deplasarea acestor inele de apă caldă în Oceanul Atlantic este determină încălzirea apelor de suprafață însoțită de modificări ale climatului.

Curentul Circumpolar Antarctic (CCA) este cel mai puternic curent oceanic generat în principal de vânt (asociat Vânturilor de Vest care se dezvoltă între 45° și 55° S), transportând un volum de apă de aproximativ 130 Sv ($10^6 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$) prin Strâmtoarea Drake. Acest curent prezintă o importanță majoră în circulația globală deoarece este singurul curent care asigură schimbul de apă între bazinele oceanice majore (ex. Atlantic, Indian și Pacific) și implicit, curentul care exercită cea mai mare influență asupra sistemului climatic global.

Investigațiile oceanografice, geofizice, paleoclimatice și paleobotanice sugerează apariția acestui curent în Paleocen (acum aproximativ 70 mil. ani), pe măsura formării unei strâmtoari, cel mai probabil rezultate în urma unor prăbușiri tectonice care au dus la izolarea Antarcticii de celelalte continente (ex. America de Sud, Africa, Australia). Se presupune că apariția acestui curent sub forma unui inel de apă rece în jurul Antarcticii a dus la obturarea fluxului meridional (N-S) de căldură contribuind astfel la instalarea gheții Antarctice (Kennet, 1977).

9.7 CURENȚII DIN OCEANUL SUDIC

Spre deosebire de celelalte bazine oceanice Oceanul Sudic se distinge prin faptul că nu prezintă limite geografice longitudinale, acest fapt contribuind la dezvoltarea unui sistem circulator cu o componentă zonală puternică asociată caracteristicilor regimului eolian regional. Ca urmare, în această regiune funcționează cel mai mare curent din cadrul circulației oceanice globale (în ceea ce privește volumul de apă transportat), *Curentul*

Circumpolar Antarctic sau Driftul Vânturilor de Vest, acesta constituind și centrul de control al curenților oceanici din partea de S a bazinelor Pacific, Atlantic și Indian. Caracteristica sistemului de curenți din cadrul Oceanului Antarctic este dată de manifestarea simultană, în direcții opuse și la latitudini apropiate a doi curenți oceanici. Astfel, în imediata apropiere a gheții antarctice se manifestă Driftul Vânturilor de Est, care se deplasează spre V sub influența Vânturilor Polare de Est. Imediat mai la N se desfășoară Curentul Circumpolar Antarctic, orientat spre V sub influența Vânturilor de Vest. Spre deosebire de curenții induși de vânt din regiunile tropicale și subtropicale, CCA este un curent adânc, atingând fundul oceanic la adâncimi de 3000 – 5000m. Viteza de deplasare măsurată la suprafață este de 15-20cm/sec., dar, dată fiind adâncimea mare la care ajunge, acest curent transportă cel mai mare volum de apă: aproximativ 130Sv.

Efectul forței Coriolis în Emisfera Sudică determină abateră maselor de apă spre stânga, acest lucru generând o zonă de divergență între cei doi curenți impusă de orientarea spre marginile gheții antarctice a maselor de apă transportate de Driftul Vânturilor de Est și spre latitudini mai mici a maselor de apă transportate de Curentul Circumpolar Antarctic. În cadrul zonei antarctice direcția rezultantă de deplasare a maselor de apă de suprafață este spre N. Acest lucru duce la convergența maselor de apă antarctice reci cu masele de apă mai calde subantarctice, unde masele de apă reci antarctice se afundă devenind Mase de Apă Antarctice Intermediare, caracterizate printr-o temperatură specifică de 2 °C, o salinitate de 33.8‰ și densitate de 27 θ .

9.8 MASELE DE APĂ

Analiza distribuției verticale ale valorilor densității apei în orice punct al Oceanului Planetar arată că aceasta nu crește odată cu creșterea adâncimii, așa cum s-ar fi întâmplat într-un caz ideal. Acest lucru este determinat de faptul că volumul de apă al Oceanului Planetar este împărțit în mai multe mase de apă modale diferențiate în primul rând în funcție de temperatură și salinitate. Masele de apă modale reprezintă volume mari de apă caracterizate prin temperatură și salinitate cvasi- omogene în profil vertical, respectiv prin procese de formare și dinamică proprie. Acestea se formează într-un areal geografic specific și pot fi identificate în funcție de anumite combinații ale caracteristicilor fizice și chimice (ex. temperatură, salinitate, oxigen, silicați). Volumul fiecărei mase de apă este controlat de rata de formare a acestora și de extinderea regiunii de formare. Subducția²¹ maselor de apă determinată de tendința de echilibrare dinamică a volumului de apă din Oceanul Planetar reprezintă procesul care menține activitatea circulației termohaline la nivel global. Stabilirea ratei de afundare a maselor de apă modale de-a lungul izopicnelor prezintă o importanță deosebită prin faptul că acestea păstrează caracteristicile termice ale climatului în care s-au format (la suprafață), constituind un element proxim semnificativ în reconstituirea istoriei termice a climatului. Cea mai mare parte a volumului de apă din Oceanul Planetar se împarte între:

²¹Numim *subducție* procesul de afundare a maselor de apă de-a lungul unei suprafețe izopicele înclinate

Oceanografie Fizică

- i) masele de apă de suprafață sau din apropierea suprafeței (ex. situate în orizontul cuprins în primii 500m adâncime);
- ii) masele de apă intermediare (ex. situate în orizontul de adâncime dintre -500 și -1200m);
- iii) masele de apă adânci (ex. situate între -1200 și -4000m adâncime);
- iv) masele de apă de fund (ex. situate sub -4000m).

Pe baza informațiilor referitoare la repartiția temperaturii și salinității în Oceanul Atlantic, Oceanul Indian și în Oceanul Pacific, Emery și Meincke (1989) au făcut o inventariere a maselor de apă din cele trei bazine oceanice. Au fost astfel identificate 19 mase de apă cuprinse în orizontul superior (0 – 500m), 12 mase de apă intermediare (500 – 1200m) și 4 mase de apă adânci și abisale (≥ 1200 m). Dat fiind caracterul general introductiv al acestei lucrări, nu toate masele de apă vor fi tratate în detaliu.

Cel mai adesea, proprietățile în funcție de care sunt clasificate masele de apă oceanice sunt temperatura și salinitatea. Aceste mase de apă caracterizate prin valori constante ale temperaturii și salinității sunt generate în anumite regiuni ale globului, în orizontul oceanic de suprafață.

Pe lângă omogenizarea temperaturii și salinității maselor de apă, specific arealelor sursă este procesul de convecție²² rezultat în urma creșterii densității apelor de suprafață în raport cu cea a apelor de adâncime.

Temperatura și salinitatea sunt proprietăți conservative ale maselor de apă, iar în deplasarea lor pe tot cuprinsul Oceanului Planetar amestecul între masele de apă este foarte redus (ex. ca rezultat al proceselor dublu difuzive care se produc la scară moleculară). Masele de apă dense tind să se afunde de-a lungul suprafețelor izopicnale, iar amestecul apelor în aceste condiții se face cu un consum energetic minim. Deplasarea maselor de apă este foarte lentă și poate fi cuantificată prin analiza distribuției proprietăților fizico-chimice ale apei.

Convecția în adâncime a maselor de apă este strâns legată de schimbările climatice de lungă durată. Denumirea maselor de apă reflectă arealul de rezidență al acestora (Fig. 9.9).

Masele de Apă Centrale (MAC) ocupă cea mai mare parte a maselor de apă de suprafață și se formează, iarna în cadrul girelor subtropicale, fiind localizate în general între 20° și 40° latitudine N și S. În cadrul bazinelor oceanice acestea se găsesc de regulă sub orizontul de termoclină. Se caracterizează prin valori relativ ridicate ale temperaturii la suprafață ($\sim 20^{\circ}\text{C}$) și salinității (ex. $\sim 36\%$ în Oceanul Atlantic și $\sim 34\%$ în Oceanul Pacific).

Masele de Apă Tropicale de Suprafață (MATS) caracterizate prin temperaturi de până în 25° și salinitate mai mare de 34% sunt prezente la N de Ecuator. Salinitatea MATS este intermediară, iar temperaturile sunt mai scăzute în raport cu MAC și MASS datorită procesului de upwelling ecuatorial și advecției de apă rece operată de C. Perului.

Masele de Apă Subtropicale de Suprafață (MASS) sunt localizate în cadrul

²²Mișcare descendentă a apei determinată fie de creșterea densității la suprafață, fie de scăderea acesteia în adâncime

girelor subtropicale unde cantitatea de apă evaporată depășește cantitatea de precipitații, motiv pentru care valorile salinității sunt mai mari de 35‰.

Masele de Apă Nord Atlantice Profunde (MANAP) se formează, iarna prin răcirea apei la suprafață în Marea Norvegiei și Marea Groenlandei, în spatele pragului dintre Groenlanda și Scoția, de unde se revarsă intermitent deplasându-se pe la adâncimi mari, în apropierea fundului oceanic.

9.8.1 Masele de apă din Oceanul Atlantic

Un factor de control important al repartiției proprietăților fizice ale apei în cadrul stratului de amestec din Oceanul Atlantic îl constituie curenții oceanici care se manifestă la suprafața acestui bazin oceanic.

În cadrul Oceanului Atlantic, orizontul de amestec se caracterizează prin valori ridicate ale temperaturii înregistrate la latitudini mici ($\sim 25^{\circ}\text{C}$) care descresc spre latitudini mari. Curenții oceanici induc diferențe importante în ceea ce privește repartiția proprietăților fizice ale apei în partea de E și V ale bazinului oceanic. Astfel, pe parcursul a aproximativ 35° latitudine, în partea de V a Oceanului Atlantic, diferențele termice ating valori de 25°C , în timp ce pe coastele vestice, variația temperaturii înregistrează diferențe de 10°C . Același fenomen se observă și în ceea ce privește distribuția salinității la suprafața Oceanului Atlantic. În lungul coastelor vestice se înregistrează diferențe de trei unități în cadrul aceluiași interval latitudinal și de doar 1.5 unități înregistrate în lungul coastelor estice (între Scoția și Africa).

Masele de Apă Atlantice Interediare (MAAI) (Fig. 9.9) sunt situate imediat sub orizontul de suprafață, în cele două bazine ale Oceanului Atlantic, ajungând până la adâncimi de -300m de-o parte și de alta a Ecuatorului și la -600....-900m spre latitudini medii. Acestea reprezintă un exemplu particular de mase de apă rezultate din amestecul pe verticală a două tipuri de mase de apă cu proprietăți fizice diferite, temperatura variind între 18.5°C la suprafață și $3-4^{\circ}\text{C}$ spre limita inferioară și valori ale salinității încadrate între 35.9‰ la suprafață și 34.3‰ la adâncimea de -600m.

Masele de Apă Nord Atlantice Profunde (MANAP) (Fig. 9.9) se formează în Marea Norvegiei, Marea Groenlandei și Marea Irminger de unde se deplasează spre S peste pragurile Scoției și Islandei. În aceste locuri, răcirea apei sărate în timpul iernii determină afun, darea acesteia la adâncimi mari și deplasarea spre latitudini medii. La sfârșitul iernii, proprietățile fizice ale coloanei de apă sunt uniforme. Într-un orizont de peste 3000m, temperatura apei variază în limitele a doar 0.25°C , temperatura medie a acestei mase de apă încadrându-se între 3 și 3.25°C . Din corpul acestei mase de apă migrează o parte spre S, pe la adâncimi de 2000-2500m, distingându-se în coloana de apă printr-un conținut ridicat de oxigen.

Masele de Apă Vest Mediteraneene (Levantine) (MAL): în cadrul Mării Mediterane se disting patru tipuri de mase de apă, cu proprietăți fizice net diferite ale celor formate în Est, față de cele formate în Vest. Această diferențiere este determinată de cele două compartimente ale morfologiei bazinului mediteranean, despărțite de pragul de 400 m adâncime situat între Sicilia și coasta Nord Africană.

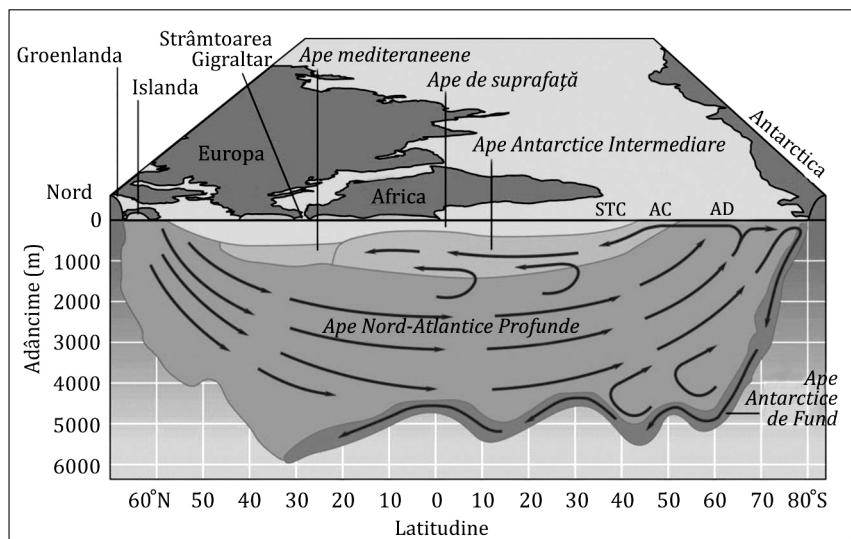


Figura 9.9 - Distribuția și circulația maselor de apă din Oc. Atlantic (secțiune transversală N-S).

Au fost identificate patru areale de formare a maselor de apă mediteraneene în timpul iernii: Golful Lion (Sudul Franței), unde se formează Masele de Apă Vest Mediteraneene (MAVM) și Marea Adriatică și partea de N a Mării Ioniene, Gira Rodhos și Sudul Mării Egee unde se formează Masele de Apă Intermediare Levantine (MIL) (Lascaratos, 1993), caracterizate prin temperaturi medii de 15°C și salinitate de 39.1‰. Pe măsura creșterii densității acestea se afundă până la 200-600 m adâncime și se deplasează spre V de-a lungul coastei Nord Africane părăsind bazinul mediteranean prin Strâmtoare Gibraltar sub forma unui curent de adâncime a cărui magnitudine variază între 0,1 și 1Sv. În Oceanul Atlantic Masele de Apă Mediteraneene se întâlnesc tipic la adâncimi cuprinse între 700 și 1400 m, distingându-se față de Masele de Apă Centrale Nord Atlantice prin valori mai ridicate ale temperaturii și salinității (ex. $\Delta S \sim 1-2 \text{ ‰}$ și $\Delta T \sim 2-3^\circ\text{C}$). Masele de Apă Mediteraneene care pătrund în Oceanul Atlantic reprezintă un amestec între MIL și MAVM. Acestea prezintă temperaturi de 13 °C și valori ale salinității de 38‰, dinamica lor fiind controlată de echilibrul hidric al Mării Mediterane (Bryden și Stommel, 1982) și mai ales de variabilitatea interanuală și decadală a celor două surse de proveniență a apei (Astraldi și colab., 2002).

Schimbările climatice, variațiile nivelului mării și modificarea condițiilor hidraulice în Strâmtoarea Gibraltar sunt principalii factori care induc variații în schimburile de apă dintre Oceanul Atlantic și Marea Mediterană.

Recent, Painter și Tsimplis (2003) au raportat o tendință de creștere a salinității în orizonturile superficiale (ex. cu 0,05‰/decadă) cât și în cele intermediare (0,09‰/decadă la 1200m adâncime), precum și o răcire a orizontului superficial. Această modificare în partea de E a bazinului Mediteranean sunt atribuite unor factori precum: i) reducerea aportului de apă dulce ca urmare a construirii barajului de la Asswan, pe Nil (Skliris și Lascaratos, 2004), ii) reducerea aportului de apă dulce ca urmare a devierii apelor râurilor

pentru agricultură (Rohling și Bryden, 1992) și iii) efectele combinate ale creșterii concentrației de gaze cu efect de seră și reducerea precipitațiilor înregistrate după 1940 (Bethoux și colab., 1998, Krahnmann și Schott, 1998). În partea de V a bazinului Mediteranean se manifestă aceeași tendință de creștere a salinității, mai ales în orizonturile superioare; variabilitatea temperaturii apei în acest compartiment este mult mai complexă și nu prezintă dovezi ale unei tendințe de răcirea a apei valabilă în tot bazinul mediteranean. Mai mult, studiile efectuate asupra Maselor de Apă Intermediare Mediteraneene care pătrund în Atlanticul de Nord anunță creșteri de temperatură de până la $0,12^{\circ}\text{C}$ /deceniu în ultimii 50 ani. Într-un studiu recent publicat de Gonzales-Pola și colab. (2005) asupra Maselor de Apă Intermediare din Golful Biscaya corespunzătoare ramurii Nordice a Maselor de Apă Mediteraneene, în intervalul 1992-2003 a fost detectată o tendință de încălzire cu 0.02°C și o creștere a salinității de 0.005‰ pe an; în general a fost observat faptul că în această zonă temperatura apei a crescut de două până la șase ori mai mult decât valorile înregistrate la aceleași adâncimi în Oceanul Atlantic în ultimul secol. Aceste modificări sunt atribuite regimului meteorologic valabil pe termen lung în regiunea mediteraneană (Painter și Tsimplis, 2003).

9.8.2 Masele de apă din Oceanul Pacific

Extinzându-se pe o suprafață foarte mare, Oceanul Pacific intră sub incidența mai multor climate. În consecință, la suprafață se formează mai multe mase modale de apă cu caracteristici specifice climatului în care se produc. Masele de apă situate la suprafața Oceanului Pacific (0...-100m adâncime) prezintă proprietăți fizice constante care pot fi descrise la modul general în legătură cu repartiția zonală a temperaturii, perturbată local de factori semnificativi precum C. Peru sau fenomenul de upwelling din lungul coastelor Americii de Sud. Compartiv cu celelalte bazine oceanice, salinitatea la suprafața în Oceanul Pacific este mai scăzută datorită extinderii mari a acestuia și volumului mai mare de apă dulce provenit din precipitații și fluvii. Valori maxime ale salinității se înregistrează în regiunile tropicale, iar cele minime în regiunea ecuatorială și la latitudini mari. Între masele de apă de suprafață se disting:

1) **Masele de Apă Tropicale de Suprafață (MATS)**: se formează în apropierea paralelei de 15°N , într-o regiune cu temperaturi ridicate, în medie de 25°C , cu fluctuații reduse în timpul anului ($\sim 5^{\circ}\text{C}$). Datorită excesului de precipitații specific regiunii, valorile salinității sunt reduse, în G. Panama și în largul Coastelor Columbiei înregistrând valori de 30‰ la sfârșitul sezonului ploios, și de până la 34‰ , în sezonul secetos. MATS sunt preluate de Curentul Nord Ecuatorial și de Curentul Sud Ecuatorial și transportate spre V;

2) **Masele de Apă Subtropicale de Suprafață (MASS)**, se formează în bazinul Pacificului de Sud în regiuni unde cantitatea de apă evaporată depășește volumul precipitațiilor. Aceste mase de apă se caracterizează prin valori ale salinității de 36‰ și temperaturi cu variații sezoniere foarte mari: $15\text{-}26^{\circ}\text{C}$. Apele modale subtropicale din Pacificul de Nord iau naștere ca urmare a răcirii puternice din timpul iernii în arealul cuprins între frontul de extindere a C. Kuroshivo și frontul subtropical. Acestea sunt transportate spre V de Curentul Ecuatorial de Nord și spre E de C. Kuroshio.

3) **Masele de Apă Pacifice Subarctice (MAPS)**: situate în general la adâncimea de -30... – 150m, temperatura medie este cuprinsă între 2-4°C, salinitatea medie este de 33.5-34.5‰, fiind mai redusă la suprafață (32.2-33.8‰) datorită precipitațiilor și aportului fluvial de apă dulce. În comparație cu Masele de Apă Subarctice Atlantice, cele din bazinul Pacific prezintă extindere mai mare. Aceste mase de apă dețin o importanță economică particulară prin faptul că sunt bogate în nutrienți, iar atunci când sunt implicate în fenomenul de upwelling în lungul coastelor Columbiei Britanice și ale Oregonului contribuie la creșterea producției piscicole.

Cea mai mare parte a suprafeței bazinului Nord Pacific, la N de MAPC este ocupată de **Masele de Apă Pacifice Subarctice (MAPS)**, caracterizate prin valori scăzute ale temperaturii și salinității: 2-4 °C, respectiv 33.5-34.5‰. Acestea se iau naștere între zona de convergență subtropicală și Frontul Polar Antarctic care sunt continui doar în bazinul sudic al Oceanului Pacific. Masele de Apă Pacifice Subarctice din Nordul Oceanului Pacific se formează prin amestecul apelor calde și sărate ale extensiei Kuroshio cu apele calde și mai puțin sărate transportate de C. Oyashio. MAPS intră în componența CNP care se deplasează spre E, păstrându-și caracteristicile fizice până în dreptul coastei Americane. Mai departe sunt deplasate spre SE de C. Californiei. Pe măsură ce se apropie de Ecuator, apele devin mai calde și mai sărate transformându-se în Mase de Apă Ecuatoriale care sunt preluate de CEN.

Variația proprietăților fizice ale apei apare la adâncimi de peste 100m. În orizontul de adâncime cuprins între -100 și -800m se găsesc **Masele de Apă Pacifice Ecuatoriale (MAPE)** și **Masele de Apă Pacifice Centrale (MAPC)**.

MAPE sunt separate de apele omogene ale stratului de amestec situat la suprafață printr-o termoclină foarte puternică și stabilă care împiedică amestecul pe verticală al acestora. Din acest motiv, MAPE se disting în coloana de apă sub forma unui orizont situat în jurul adâncimii de -150... – 200m în partea de V a bazinului Pacific și la -50 m în partea de E care întrerupe distribuția uniformă a temperaturii și salinității în profilul vertical. În cadrul MAPE valorile cele mai mari ale salinității se întâlnesc sub forma unor areale restrânse situate în orizontul de adâncime al termoclinei specific regiunii ecuatoriale. Cele mai reduse concentrații ale salinității se înregistrează la aproximativ -800m și sunt influențate de limita nordică a Maselor de Apă Intermediare Antarctice.

Masele Centrale de Apă Nord Pacific (MCANP) sunt individualizate cel mai bine la N de Masele de Apă Ecuatoriale, extinzându-se până în apropierea paralelei de 40° N. Acestea se disting de restul maselor de apă centrale prin cele mai reduse valori ale salinității.

Imediat sub MAPNC, în ambele emisfere, se găsesc **Masele Intermediare Antarctice (MIAa)**, caracterizate prin temperaturi de 2.2°C și cele mai scăzute valori ale salinității din întreaga coloană de apă, respectiv 33.8‰. Acestea se extind spre N până în apropierea maselor de apă ecuatoriale Pacifice. În bazinul Nord Pacific, **Masele de Apă Intermediare Nord Pacific (MAINP)** iau naștere la adâncimi de 800m, sub MAPS, în zona de convergență dintre C. Kuroshio și C. Oyashio.

Masele de Apă Pacifice Profunde (MAPP) sunt situate la adâncimi de peste 2000m, prezentând valori constante de temperatură și salinitate, respectiv 0.9-2.2 °C și

34.65-34.75‰.

Masele de Apă de Adâncime din Oceanul Pacific și din Oceanul Indian prezintă proprietăți fizice asemănătoare (temperatură medie de 1.5 °C și salinitate de 34.7‰), acestea alcătuind cea mai mare masă de apă (volumetric) din Oceanul Planetar, din acest motiv fiind cunoscute în general sub denumirea de **Mase de Apă Oceanice Comune (MAOC)**. Proprietățile fizice ale acestor mase de apă reprezintă etalonul în funcție de care sunt diferențiate celelalte mase de apă.

9.8.3 Masele de apă din Oceanul Indian

La suprafața Oceanului Indian se diferențiază cel mai mare număr de mase de apă. Acest fapt este determinat de o serie de factori locali precum: i) manifestarea musonului care determină schimbarea direcției curenților de două ori pe an, ii) aportul masiv de apă dulce de pe continent concentrat cu precădere în Golful Bengal în special în timpul musonului de SV, acest lucruducând la menținerea unei salinități scăzute în partea de V a Indiei în contrast cu iii) partea de E unde, în Marea Arabiei, pătrund mase de apă sărate din Golful Persic și Marea Roșie.

Între masele de apă de suprafață se disting **Masele de Apă Bengaleze (MAB)**, cu temperaturi cuprinse între 25.0-29.0 °C și valori reduse ale salinității de 28.0-35.0‰, datorită aportului masiv de apă provenit în principal din râurile Gange și Brahmaputra, mai ales în timpul musonului de vară. În schimb, salinitatea apelor de suprafață din Marea Arabiei prezintă valori mai mari, între 35.5-36.8‰ și temperaturi între 24.0-30.0 °C.

Masele de Apă Ecuatoriale Indiene (MAEI) sunt caracterizate prin variații ample ale temperaturii, între 8.0-23.0 °C și valori ale salinității cuprinse între 34.6 și 35.0‰

Masele de Apă Centrale (MAC) sunt mase de apă care intră în componența girei sudice, situate în jurul paralelei de 40°S, la adâncimi de 1000m. Acestea prezintă temperaturi de 8.0-25.0 °C și valori ale salinității cuprinse între 34.6-35.8‰.

Formarea Maselor de Apă Intermediare este însoțită de atenuarea particularităților fizice ale maselor de apă de suprafață, în urma interacțiunii cu mase de apă învecinate pe parcursul migrării lor pe verticală. Acestea devin stabile la adâncimi cuprinse între 500 și 1500m, fiind caracterizate prin temperaturi cuprinse între 2-14⁰ și valori ale salinității de 33-34.8‰. În funcție de sursa de proveniență se disting: i) **Masele de Apă Intermediare Antarctice (MAIA)**: se află situate la adâncimi mai mari de 1000m, sub Masele de Apă Centrale. Temperatura acestora variază între 2.0-10.0 °C, iar salinitatea între 33.8-34.8‰; ii) **Masele de Apă Intermediare Indoneziene (MAII)** cu temperaturi de 3.5-5.5 °C și salinități între 34.6-34.7‰ și iii) **Masele de Apă Intermediare provenite din Marea Roșie și din Golful Persic (MAIRP)**, caracterizate prin temperaturi de 5.0-14.0 °C și valori ale salinității de 34.6-35.0‰.

Masele de Apă Adânci Circumpolare sunt situate la adâncimi mai mari de 1500m, fiind mase de apă alohtone (provin fie din Oceanul Atlantic, fie din Oceanul Arctic). Temperatura acestor mase de apă este de 1.0-2.0°C, valorile salinității variind foarte puțin în jurul valorii de 34.6‰.

9.8.4 Masele de apă din Oceanul Sudic

În profilul vertical al coloanei de apă care înconjoară calota glaciară Antarctică se disting trei mase de apă:

Masele de Apă Antarctice de Suprafață (MAAS): proprietățile fizice ale acestor mase de apă sunt determinate de topirea gheții vara și de răcirea apei, iarna. Grosimea medie a acestora este de 100-250 m, salinitatea mai mică de 34.5‰, temperaturile apropiate punctului de îngheț asociat salinității specifice (aproximativ -1.9...1°C cf. World Ocean Atlas, 2005), aceasta fiind regiunea în care se înregistrează cele mai scăzute valori ale temperaturii apei la suprafața Oceanului Planetar, precum și cele mai mici amplitudini ale variației sezoniere. Zonal, temperatura apei la suprafața oceanului crește lent dinspre marginile gheții Antarctice spre N. În apropierea paralelei de 50°S în Oceanul Atlantic și Indian și 60°S în Oceanul Pacific, relativ corespunzător zonei de contact dintre Vânturile Antarctice și Vânturile de Vest se află *Zona Antarctică de Convergență* sau, mai nou, *Frontul Polar Antarctic (FPA)*, unde dinamica MAAS devine descendentă. În apropierea paralelei de 40°S, se află cea de-a doua zonă de creștere rapidă a temperaturii cu până la 4°C și a salinității cu aproximativ 0.5‰, cunoscută sub denumirea de *Convergență Subtropicală*. În zona subantarctică temperatura apei la suprafață se încadrează între 4° și 10°C, iarna, urcând până la 14°C vara. Modificările de poziție ale Convergenței Subtropicale sunt foarte dinamice, producându-se pe distanțe de sute de km N-S și sunt asociate în principal schimbării poziției zonei de contact dintre vânturile de V și Alizee. Frontul Polar Antarctic și Zona de convergență asociată, sunt prin comparație mai stabile.

Zona de divergență antarctică coincide cu maximul salinității meridionale. La această latitudine valorile maxime ale salinității se înregistrează la -150m adâncime, fiind puternic diminuate în orizontul superficial datorită precipitațiilor abundente din jurul paralelei de 50° S și a topirii gheții în timpul verii. Maximul salinității în profil meridional este asociat procesului de upwelling care în această zonă prezintă particularități unice reprezentate de faptul că masele de apă se ridică de la adâncimi foarte mari (-2500...-4000m), în tendința de compensare a deficitului produs de deplasarea maselor de apă intermediare spre Ecuator.

Masele de Apă Circumpolare Antarctice (MACA): situate sub MAAS, până pe fundul oceanic, la adâncimi de circa 4000m, prezintă o creștere a temperaturii imediat sub MAAS până la aproximativ 2.5°C, urmată de o scădere până la 0°C, valorile salinității menținându-se la 34.7‰. Orizontul de apă cuprins între -800...-1000m marcat de creșterea temperaturii cu 2.5°C se formează în zona de convergență a maselor de apă antarctice reci cu masele de apă mai calde subantarctice. La latitudini de 50-60° S, masele de apă reci antarctice se afundă devenind **Mase de Apă Antarctice Intermediare (MAAI)**. Ca și celelalte mase de apă intermediare formate în regiuni subpolare (ex. Masele de apă formate în Marea Labradorului, Marea Groenlandei sau Marea Morvegiei), acestea se disting în secțiune verticală ca mase de apă cu salinitate redusă și conținut scăzut de oxigen. Aceste mase de apă se deplasează predominant spre N, fiind însoțită de creșterea salinității ca urmare a amestecului cu masele de apă mai sărate care le încadrează în plan vertical.

Masele de Apă Nord Atlantice de Fund (MANAF) sunt situate în profil vertical la adâncimea de aproximativ -2200 m, între MAI și MAF. Acestea se deplasează spre S. Se caracterizează prin temperatură ușor mai ridicată față de cea a Apelor Intermediare, salinitate cuprinsă între 34.7‰ și 34.9‰ și un conținut de oxigen de 4-5 mL/L (s-au aflat la adâncimi mai mari decât limita de compensare a oxigenului mai mult de 300 ani). În deplasarea lor, aceste mase de apă cel mai adesea se amestecă cu Masele de Apă Intermediare de deasupra și cu Masele de Antarctice de Fund, contribuind la formarea acestora.

Specifice celor mai mari adâncimi ale Mărilor Weddel și Ross sunt **Masele de Apă Antarctice de Fund (MAAF)**. Acestea sunt cele mai răspândite și cele mai dense mase de apă din Oceanul Planetar și totodată componenta fundamentală a circulației termohaline, fiind caracterizate prin temperaturi medii de -0.5 °C, salinitate de 34,6‰ și densitate de 27,88θ (1.02790g/cm³)(Reddy, 2001). În cadrul șelfului circumantarctic se distig trei regiuni de formare a MAAaF: S și V Mării Weddell, platoul Adèlie în apropierea ghețarului Mertz și V Mării Ross.

MAAaF rezultă din amestecul Apelor Circumpolare Antarctice cu apele de șelf, create sub influența interacțiunii ocean-atmosferă, ocean-gheață. Apele de șelf în zona antarctică sunt caracterizate prin temperaturi de -1.7°C.

MAAaF dețin un rol semnificativ în răcirea și ventilarea apelor de adâncime în partea de N și V a Mării Ross datorită concentrației ridicate de oxigen. De asemenea, MAAaF conțin captive importante cantități de CO₂. Exportul maselor de apă adânci și de fund nou formate pe marginea continentală a Mării Ross contribuie semnificativ la ventilarea stratului profund de apă din Oceanul Sudic. Ridicarea MAAaF se realizează cu o rată medie de 4-5m/lună. Variabilitatea proprietăților fizico chimice ale maselor de apă din Marea Ross este deosebit de importantă în reglarea circulației globale de retur și a climatului oceanic. Recent a fost observată o tendința de scădere a salinității apelor de suprafață ale Mării Ross (Jacobs, 2006). Scăderea salinității în orizontul superior al apelor din Marea Ross se transmite în adâncime, explicând astfel recent raportata “îndulcire” a maselor de apă intermediare formate în Oceanul Sudic. Scăderea salinității poate schimba caracteristicile și volumul maselor de apă locale de adâncime și de fund. Modificarea proprietăților termohaline sau a volumului maselor de apă dense poate induce schimbări ale proprietăților chimice, precum cantitatea de oxigen din stratele adânci.

Masele de Apă Subantarctice de Suprafață (MASS) se întâlnesc între Frontul Polar Antarctic la S (50-60° lat. S) și Frontul Subtropical la N (40° lat S), de la suprafață până la -500 m adâncime, prezentând temperaturi cuprinse între 4 și 10°C, iarna, urcând până la 14°C vara, salinitatea variind între 33.9‰ și 34.9‰, iarna și scăzând până la 33‰ vara când are loc topirea gheții. Cele mai scăzute valori ale temperaturii și salinității se întâlnesc în sectorul Pacific, iar cele mai ridicate în Oceanul Atlantic. În cadrul acestor mase de apă, cele mai mari valori ale salinității au fost înregistrate între -150 și -450m adâncime.

9.8.5 Masele de apă din Oceanul Arctic

Principalele caracteristici ale maselor de apă arctice precum temperatura, salinitatea, densitatea și circulația sunt influențate de masele de gheață permanente și sezoniere.

Masele de apă din Oceanul Arctic sunt afectate de curenții oceanici proveniți în primul rând din Oceanul Atlantic și secundar din Oceanul Pacific, precum și de aportul de apă dulce din precipitații sau din râuri. Un alt factor care controlează proprietățile fizico-chimice ale apei și implicit formarea maselor de apă îl reprezintă morfologia reliefului submers, în special dimensiunea pragurilor și a strâmtorilor care reglează volumul schimbului de ape dintre Oceanul Arctic și celelalte bazine oceanice. Un rol important în diferențierea maselor de apă în cadrul acestui bazin oceanic îl are prezența Dorsalei Lomonosov, sub forma unui lanț muntos de proporții alpine, de 50-100 km lățime, 1000 km lungime care se ridică până la 3000m deasupra câmpiei abisale adiacente, împărțind bazinul Arctic în două compartimente majore: bazinul Eurasiatic spre Europa și bazinul Canadian spre America de Nord. Masele de apă din cadrul celor două bazine diferă în ceea ce privește temperatura și salinitatea, mai ales în cazul maselor de apă de subsuprafață.

În cadrul bazinului Arctic au fost identificate trei mase de apă: i) Masele de Apă Arctice (0 – 200m), ii) Masele de Apă Atlantice (200 – 900m) și iii) Masele de Apă de Fund (sub 900 m). În cadrul maselor de apă arctice se disting trei orizonturi:

Masele de Apă Arctice de Suprafață (MAAS) se află situate până la -25-50m adâncime. Temperatura MAAS variază între -1.5° și -1.9°C , iar salinitatea între 28‰ și 33.5‰, fiind puternic influențată de procesul de îngheț al apei sau de topirea gheții. Este singurul strat în care se observă variații sezoniere ale salinității de până la 2‰ și ale temperaturii de 0.2°C .

Masele de Apă Arctice de Subsuprafață (MAASs) se găsesc în orizontul de adâncime cuprins între -25-50 m și -100... – 150m, prezentând temperaturi cuprinse între -1°C și -1.6°C , crescând ușor la adâncimi mai mari de 100m. Valorile salinității sunt cuprinse între 31.5 și 34‰. În bazinul Eurasiatic MAASs prezintă o valoare constantă a temperaturii situată în jurul pragului de îngheț: $-1,8^{\circ}\text{C}$, până la -100m adâncime, dincolo de care temperatura înregistrează o creștere rapidă, iar salinitatea o creștere ușoară.

Masele de Apă Arctice Adânci (MAAA)

Două mecanisme contribuie la formarea maselor de apă antarctice de fund. Primul, probabil cel mai important, este inițiat de saramura eliberată pe șelful continental Antarctic rezultată în urma formării gheții responsabile pentru creșterea salinității. După amestecul cu apele ambientale în zona muchiei șelfului, această apă sărată și densă se scufundă pe versantul șelfului continental și invadează părțile cele mai adânci ale oceanului global. Al doilea mecanism era reprezentat de creșterea densității maselor de apă de la suprafață datorită răcirii puternice la interfața atmosferă-ocean, la care se adaugă saramura eliberată în urma înghețului din regiunea antarctică. Masele de apă reci nou formate induc procese convective de adâncime rezultând în reînnoirea apelor adânci. Deplasarea maselor de apă se face în sensul acelor de ceasornic.

9.9 MAREA NEAGRĂ

Marea Neagră comunică cu Marea Mediterană prin intermediul Strâmtorilor Bosfor și Dardanele a căror adâncime măsoară 40 m, respectiv 92 m, lățimea variind între 0.76 km și 3.60 km. Formarea maselor de apă în bazinul Mării Negre este controlată de schimbul de apă cu Marea Mediterană și de aportul de apă dulce de pe continent (provenit în principal din Dunăre, Nistru, Nipru, Bug, Don, Kuban) care însumează aproximativ 300km³/an și care, împreună cu precipitațiile (300km³/an) depășesc volumul de apă evaporat: 353km³/an (Murray și colab., 2005). Modelul circulației temohaline în cadrul Mării Negre este controlat de transferul de mase de ape între cele două bazine marine. Fluxul de apă în cele două stâmtori este alcătuit dintr-un curent de suprafață care transportă un volum de apă de ~ 600km³/an cu salinitate redusă, dinspre Marea Neagră spre Marea Mediterană și un curent de adâncime care transportă un volum de apă sărată de ~ 300km³/an (Murray și colab., 2005) din Marea Mediterană în bazinul Mării Negre. Lățimea și adâncimea reduceale celor două praguri determină accelerarea curenților, creând condiții favorabile producerii de turbulențe cu rol important în amestecul maselor de apă. Ca urmare, în bazinul mediteranean, salinitatea maselor de apă provenite din Marea Neagră este mai ridicată cu aproximativ 12 unități (30‰ față de 18‰), iar în cadrul Mării Negre, salinitatea maselor de apă mediteraneene este mai diluată cu aproximativ 4.5 unități (34‰ față de 38.5‰) (Pickard și Emery, 1993). Salinitatea redusă a maselor de apă din orizontul superior al Mării Negre (17.5 – 18.5‰) creează un contrast puternic cu masele de apă de adâncime, mai sărate (~22.2‰), provenite în principal din bazinul mediteranean. Această stratificație impusă de densitatea apei controlează distribuția elementelor biogeochimice (oxigen, sulfati, nitrați, amoniac) în cadrul coloanei de apă, în funcție de care au fost delimitate trei orizonturi distincte: oxic, suboxic și anoxic. Stratul superior, *oxic* este cuprins între 0...-40m adâncime și este bine oxigenat. Temperatura apei variază în funcție de temperatura aerului între 2-24°C, salinitatea menținându-se între 17-18‰. În intervalul de adâncime cuprins între -40...-100m se află orizontul *suboxic* unde concentrațiile O₂ și H₂S sunt extrem de reduse (Vespremeanu, 2004). Stratul de adâncime *anoxic* se desfășoară între -100m și fundul mării, este complet lipsit de O₂ și prezintă o concentrație ridicată de H₂S, temperaturi de 8-8.8°C și valori mai mari ale salinității, de până la 22.3‰. Această stratificare a impus, de asemenea, crearea unor condiții de stabilitate care favorizează menținerea constantă a unui Strat Intermediar Rece (SIR), cu o temperatură medie de 8 °C, între - 50 și -130m adâncime.

Circulația de suprafață în Marea Neagră este controlată de acțiunea combinată a vântului, transferurile termice dintre aer – apă – uscat, aportul de apă dulce din râuri și precipitații, schimburile de apă cu Marea Mediterană, procesul de evaporație de la suprafață și grosimea stratului de suprafață impusă de stratificația principalelor mase de apă. Un rol important în determinarea modelului general al curenților de suprafață îl are morfologia și dimensiunea bazinului marin precum și configurația țărmurilor. Este unanim recunoscută manifestarea în apele costiere și mai departe către larg (deasupra șelfului și versantului

Oceanografie Fizică

continental), a unui **Curent Principal Circumbazinal (CPC)**, numit și Curentul Principal de Bordură, cu caracter geostrofic, care se dezvoltă sub forma unui curent lat de ca. 50 km, până la adâncimi de -150 m, deplasându-se cu viteze medii de 15-20 cm/s, și cu un debit mediu anual de 6Sv, care fluctuează între 8 Sv primăvara și 4 Sv toamna. CPC se distinge la nivelul suprafeței mării prin temperaturi cu 2 – 3°C și valori ale salinității cu 1-2 ‰ mai mari decât apele de țarm. Întreaga structură spațială și temporală a Curentului Principal este determinată de procesele geostrofice, de meandrare și de circularitate, fiind discontinuă în timp și foarte variabilă în spațiu (Vespremeanu, 2004).

În interiorul bazinului și a CPC se manifestă doi curenți distincți sub forma a două gire alăturate, una în compartimentul estic și cealaltă în cel vestic, care se deplasează în sens invers acelor de ceasornic, cu viteze și debite tot mai mici către centru girei și categoric mai mici decât CPC.

Orientarea și aspectul neregulat al liniei țarmului, descris de alternanța unor protuberanțe ale coastei (ex. capuri formate în roci mai dure, construcții antropice de tipul jetiurilor sau construcții portuare) și golfuri, perturbă deplasarea lineară a ramurilor interioare ale curenților de țarm determinând separarea din CPC a treigire (celule) anticlonale principale pe coasta românească: Sulina Sud, Sacalin – Portița, Constanța Sud.

BIBLIOGRAFIE

- Allen, P.A., 1997. *Earth Surface Processes*. Blackwell Science, Oxford, 404 p.
- Astaldi, M., Conversano, F., Civitarese, G., Gasparini, M., Ribera D'Alcala, Vetrano, A., 2002. Water mass properties and chemical signature in the central Mediterranean region. *Journal of Marine Systems*, 33-34, 155-177.
- Battjes, J.A., 1974. Surf similarity. *Proceedings 14th International Conference on Coastal Engineering*, 466–480.
- Berger, A., Loutre, M.F., 2002. Climate: An exceptionally long interglacial ahead? *Science*, 297(5585): 1287–8.
- Bethoux, J. P., Gentili, Tailles, B., 1998. Warming and freshwater budget in the Meditereanean since the 1940s, their possible relation to the greenhouse effect. *Geophysical Research Letters*, 25, 1023-1026.
- Bindoff, N.L., Willebrand, J., Artale, V., Cazenave, A., Gregory, J., Gulev, S., Hanawa, K., Le Quéré, C., Levitus, S., Nojiri, Y., Shum, C.K., Talley, L.D. And Unnikrishnan, A., 2007. *Observations: oceanic climate change and sea level*. In: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M. and Miller, H.L. (eds.). *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 385-432.
- Bird, E.C.F., 2007. *Coastal Geomorphology: An Introduction*. (2nd edn.). John Wiley and Sons. London.
- Blanchard, D.C., 1958. Electrically charged drops from bubbles in sea water and their meteorological significance. *Journal of Meteorology*, 15, 383 – 396.
- Briggs, M. J., Thompson, E. F., Vincent, C. L., 1995. Wave diffraction arond breakwater. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, ASCE, 121, 23-35.
- Broecker, W., 1987. Unpleasant surprises in the greenhouse? *Nature*, 328, 123.
- Bryden H. L., Stommel H. M., 1982. Origin of the Mediterranean outflow, *Journal of Marine Research*, Suppl., 40, 55-71.
- Carter, R.W.G., 1988. *Coastal Environments*. Academic Press, London.
- Chen, Z., Stanley, D.J., 1998. Sea-level rise on eastern China's Yangtze delta. *Journal of Coastal Research*, 14(1), 360-366.
- Cherniawsky, J.Y., Foreman, M.G.G., Kang, S.K., Scharroo, R. și Eert, A.J., 2010. 18.6-year lunar nodal tides from altimeter data. *Continental Shelf Research*, 30, 575-587.
- Chu, P.C., 1991. Geophysics of deep convection and deep water formation in oceans. În: Chu, P.C., Gascard, J.C. (Eds.), *Deep Convection and Deep Water Formation in the Oceans*. Elsevier Oceanography Series, 3-16.

Oceanografie Fizică

Church, J.A., Gregory, J.M., Huybrechts, P., Kuhn, M., Lambeck, K., Nhuan, M.T., Qin, D., Woodworth, P.L., 2001. Chapter 11: Changes in sea level. In: Intergovernmental Panel on Climate Change, *Climate Change 2001: the Scientific Basis*, Cambridge University Press, Cambridge, 639 – 693.

Church, J.A., White, N., 2006. A 20th century acceleration in global sea-level rise, *Geophysical Research Letters*, 33, L01602.

Clark, P.U., Dyke, A.S., Shakun, J.D., Carlson, A.E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J.X., Hostetler, S.W., Marshall, A.M., 2009. The Last Glacial Maximum. *Science*, 325(5941), 710–714.

Coughenour, C.L., Archer, A.W. și Lacovara, K.J., 2009. Tides, tidalites and secular changes in the Earth-Moon system. *Earth Science Reviews*, 97, 59-79.

Csanady, G. T., 1979. The birth and death of a warm core ring. *Journal of Geophysical Research*, 84 (C2), 777–780.

Davidson-Arnott, R., 2010. *Introduction to Coastal Processes and Geomorphology*. Cambridge University Press. Cambridge.

Davies, J.L., 1964. A morphogenetic approach to world shorelines. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 8, 127-142.

Davies, J.L., 1980. *Geographical Variation in Coastal Development*. (2nd edn.). Longman, New York.

Defant, A., 1958. *Ebb and Flow*. The University of Michigan Press.

Deng, J., Beckmann, A., Gerdes, R., 1996. The Gulf Stream separation problem. În: Krauss, W. (Ed.), *The Warmwaters of the North Atlantic Ocean*. Gebr. Bonntraeger, Berlin, 253-190.

Eakins, B.W., Sharman, G.F., 2010. *Volumes of the World's Oceans from ETOPO1*. NOAA National Geophysical Data Center.

Emery, W., Meincke, J., 1986. Global Water Masses: summary and review. *Oceanologia Acta*, 9, 383-391.

Enciclopedia of Coastal Science, 2005. Schwartz, M.L. (ed.). Springer, Netherlands.

Forchhammer, G., 1865. On the composition of sea-water in the different parts of the ocean. *Philosophical Transactions*, Royal Society of London, 155, 203-262.

Fuglister, F.C., 1972. Cyclonic rings formed by the Gulf Stream 1965–1966. În: Gordon, A. (Ed.), *Studies in Physical Oceanography: A tribute to George Wust on his 80th Birthday*, Gordon and Breach, New York, 137–168.

Garrison, 2010. *Oceanography. An invitation to marine science*. Brooks/Cole Cengage, 582 p.

Gonzalez-Pola, C., Lavin, A., Vargas-Yanez, M. 2005. Intense warming and salinity modification of the intermediate water masses in the southeastern corner of the Bay of Biscay for the period 1992-2003, *Journal of Geophysical Research*, 110, C05020.

Gordon, A.L., 1986. Inter-ocean exchange of thermocline water. *Journal of Geophysical*

Research, 91, 5037-5046.

Gornitz, V., 1995. Sea level rise: a review of recent past and near-future trends. *Earth Surface Processes and Landforms*, 20, 7 – 20.

Gross, M.G., 1990. *Oceanography*. MacMillan, 190 p.

Gross, M.G., Gross, E.R., 1996. *Oceanography, a view of earth*. Prentice Hall, 472 p.

Guza, R., Thornton, E., 1985. Velocity moments in nearshore. *Journal of Waterway, Port, Coastal Ocean Engineering*, 111 (2), 235–256.

Hallam, A., 1989. The case for sea-level change as a dominant causal factor in mass extinction of marine invertebrates. *Phil. Trans Roy. Soc. Bull.* 325, 437 - 455.

Hanawa, K., Talley, L. D., 2001. Mode waters. În: Seidler, G., Church, J., Gould, J. (Eds.), *Ocean circulation and climate*. Academic Press, San Diego, CA, 373–386.

Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235, 156-1167.

Haslett, S.K., 2010. *Coastal systems*. Routledge, 216 p.

Hays, J. D., Imbrie, J., Shackleton, N. J., 1976. Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages. *Science*, 194 (4270): 1121–1132.

Hill, M.N., 1963. *The Sea, Volume 2: The Composition of Sea-Water Comparative and Descriptive Oceanography*, Harvard University Press, 574 p.

Holman, R.A., Bowen, A.J., 1982. Bars, bumps and holes: models for the generation of complex beach topography. *Journal of Geophysical Research*, 87, 457 – 468.

Holthuijsen, L. H., 2007. *Waves in oceanic and coastal waters*. Cambridge University Press, 387 p.

Imbrie, J., Imbrie, K.P., 1986. *Ice Ages: Solving the Mystery*. Harvard University Press, 224 p.

Ionac, N., Ciulache, S., 2007. *Esențial în meteorologie și climatologie*. Edit. Universitară, 167 p.

IPCC, 2001. *Climate change 2001: the scientific basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. J. T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, C. A. Johnson (Eds). Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, USA, 881 p.

Jacobs, S., 2006. Observations of change in the Southern Ocean. *Philos. Trans. Roy. Soc.*, A364, 1657–1681.

James, Z., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K., 2001. Trends, rhythms and aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science*, 292(5517), 686–693.

Jevrejeva, S., Moore, J.C., Grinsted, A., Woodworth, P.L., 2008. Recent global sea level acceleration started over 200 years ago? *Geophysical Research Letters* 35 (8), L08715.

Jones, P.D., New, M., Parker, D.E., Martin, S., Rigor, I.G., 1999. Surface air temperature and its changes over the past 150 years, *Reviews of Geophysics*, 37, 173-199.

Oceanografie Fizică

- Keeling, C.D., Piper, S.C., Heimann, M., 1989. A three-dimensional model of atmospheric CO₂ transported based on observed winds – Mean annual gradients and interannual variations. În: Peterson, D.H. (Ed.), *Aspects of Climate in the Pacific and Western Americas*, Geophys. Monogr. Ser., 55, 305-363.
- Kennett, J.P., 1977. Cenozoou-evolution of Antarctic glaciation, the circum-Antarctic Ocean and their impact on global paleo-oceanography. *Journal of Geophysical Research*, 82, 3843–3859.
- Komar, P.D., 1998. *Beach Processes and Sedimentation*. (2nd edn.). Prentice Hall. New Jersey, 544 p.
- Krishn, M.K., 2009. Intensifying tropical cyclones over the North Indian Ocean during summer monsoon - Global Warming. *Global and Planetary Change*, 65, 12-16.
- Lascaratos, A., 1993. Estimation of deep and intermediate water mass formation rates in the Mediterranean Sea. *Deep-Sea Research II*, 40(6), 1327–1332.
- Lehman, A., Myrberg, 2008. Upwelling in the Baltic Sea – a review. *Journal of Marine Systems*, 74(15), 3-12.
- Leroy, F., Anthony, E.J., Monford, O. și Larsonneur, C., 2000. The morphodynamics of megatidal beaches in Normandy, France. *Marine Geology*, 171, 39-59.
- Lorius, C., Jouzel, J., Reynaud, D., Hansen, J., Le Treut, H., 1990. Greenhouse warming, climate sensitivity and ice core data. *Nature*, 347, 139 – 145.
- Lozier, S.M., 2010. Deconstructing the Conveyor Belt. *Science*, 238, 1507-1511.
- Malkus, J. S., 1962. Interchange of properties between sea and air: large-scale interactions. In: Hill, M.N. (Ed.) *The Sea: Physical Oceanography*, 88–294.
- Manabe, S., Stouffer, R.J., 1994. Multiple century response of a coupled ocean-atmosphere model to an increase of atmospheric carbon dioxide. *Journal of Climate*, 7(1), 5-23.
- Masselink, G., Hughes, M.G. și Knight, J., 2011. *Introduction to Coastal Processes & Geomorphology*. (2nd edn.). Hodder Education. London.
- Moberg, A., Sonechkin, D. M., Holmgren, K., Datsenko, N. M., Karlen, V., 2005. Highly variable Northern Hemisphere Temperatures recorded from low- and high-resolution proxy data. *Nature*, 433, 613-617.
- Murray, J.W., Stewart, K., Kassakian, S., Krynytzky, M., Dijulio, D., 2005. Oxic, Suboxic and anoxic conditions in the Black Sea. În: Gilbert, A., YankoHombach, V., Panin, N. (Eds.), *Climate change and coastline migration as factors in human adaptation to the circumpontic region: from past to forecast*, Kluwer Pub.
- Open University, 1997. *Waves, tides and shallow water processes*. Butterworth-Heineman, Oxford.
- Open University, 2007. *Seawater: Its Composition, Properties and Behaviour*. Butterworth-Heineman, Oxford.
- Open University, 2007. *Ocean Circulation*. Butterworth-Heineman, Oxford.
- Open University, 2008. *Waves, Tides and Shallow-Water Processes*. Butterworth-

Heineman, Oxford.

Painter, S.C., Tsimplis, M.N., 2003. Temperature and salinity trends in the upper waters of the Mediterranean Sea as determined from the MEDATLAS dataset. *Continental Shelf Research*, 23(16), 1507-1522.

Parker, C.E., 1971. Gulf Stream Rings in the Sargasso Sea. *Deep Sea Research*, 18, 981-993.

Pethick, J., 1984. *An introduction to coastal geomorphology*. Edward Arnold, 260 p.

Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N.I., Barnola, J.-M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V.M., Legrand, M., Lipenkov, V.Y., Lorius, C., Pepin, L., Ritz, C., Saltzman, E., Stievenard, M., 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399, 429 – 436.

Pickard, G.L. și Emery, W.J., 1993. *Descriptive Physical Oceanography: An Introduction*. (5th edn.). Pergamon Press. Oxford, 320 p.

Pirazzoli, P.A., 1996. *Sea-level changes: The last 20.000 years*. Wiley, Chichester.

Pugh, D.T., 1987. *Tides, Surges and Mean Sea Level*. John Wiley and Sons. London. (download gratuit la adresa <http://eprints.soton.ac.uk/19157/1/sea-level.pdf>).

Quay, P., Tilbrook, D., Wong, C.S., 1992. Oceanic uptake of fossil fuel CO₂: C-13 evidence. *Science*, 256, 74-79.

Rahmstorf, S., 1999. Shifting seas in the greenhouse? *Nature*, 399, 523-524.

Reddy, M., 2001. *Descriptive Physical Oceanography*.

Richardson, P.L., 1983. Gulf Stream Rings. În: Robinson, A.R. (Ed.), *Eddies in Marine Science*. Springer-Verlag, Berlin, 19-45.

Rignot E.; I. Velicogna, M. R. van den Broeke, A. Monaghan, and J. Lenaerts, 2011. Acceleration of the contribution of the Greenland and Antarctic ice sheets to sea level rise. *Geophysical Research Letters*, 38 (5).

Rohling, E. J., Bryden, H., 1992. Man induced salinity and temperature increases in Western Mediterranean Deep Water. *Journal of Geophysical Research*, 97.

Ross, D.A., 1976. *Introducere în Oceanografie*. Editura Științifică și Enciclopedică. București.

Ross, C.A., Ross, J.R., 1987. Late Paleozoic sea levels and depositional sequences. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, Spec. Publ. 24, 137-149.

Royer, D.L., Berner, R., Montañez, I.P., Tabor, N.J., Beerling, D.J., 2004. CO₂ as a primary driver of Phanerozoic climate. *GSA Today*, 14(3), 4 – 10.

Saunders, P.M., 1971. Anticyclonic eddies formed on the shoreward meanders of the Gulf Stream, *Deep Sea Research*, 18, 1207-1219.

Schostak, L.E., Davidson-Arnott, R.G.D., Ollerhead, J. și Kostaschuk, R.A., 2000. Patterns of flow and suspended sediment concentration in a macrotidal saltmarsh creek, Bay of Fundy, Canada. In: Pye, K. et al. (Ed.) *Coastal and estuarine environments: sedimentology*,

- geomorphology and geoarchaeology*. Geological Society Special Publication, 175, 59-73.
- Schott, F., McCreary, J.P. Jr., 2001. The monsoon circulation of the Indian Ocean. *Progress in Oceanography*, 51(1), 1-123.
- Seville, E., Leeuwen, P.I., Biastoch, A., Ruijter, W.P.M., 2010. On the fast decay of Agulhas rings. *Journal of Geophysical Research*, 115, C3010.
- Shackleton, N.J., Opdyke, N.D., 1976. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239: Late Pliocene to latest Pleistocene. *Geological Society American Memoirs*, 145, 449 – 464.
- Shackleton, N.J., Berger, A., Peltier, W.R., 1990. An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP site 677. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 81, 251 – 261.
- Shankar, D., Vinayachandran, N.P., Unnikrishnan, A. S., 2002. The monsoon currents in the North Indian Ocean. *Progress in Oceanography*, 52, 63-120.
- Shiklomanov, I., 1993. World fresh water resources. În: Gleick, P.H. (Ed.), *Water in Crisis: A Guide to the World's Fresh Water Resources*. Oxford University Press, New York.
- Singh, O.P., 2002. Spatial Variation of Sea Level Trend along the Bangladesh Coast. *Marine Geodesy*, 25, 205 – 212.
- Smith, T.M., Reynolds, R.W. 2004. A global merged land air and sea surface temperature reconstruction based on historical observations (1880-1997). *Journal of Climate*, 18, 2021-2036.
- Smith, T.M., Reynolds, R.W., Peterson, T.C., Lawrimore, J., 2008. Improvements to NOAA's historical merged land ocean- surface temperature analysis (1880-2006). *Journal of Climate*, 21, 2283-2296.
- Stommel, H., 1958. The abyssal circulation. *Deep-Sea Research*, 5, 80-82.
- Stommel, H. și Arons, A.B., 1960. On the abyssal circulation of the World Ocean, 11. An idealized model of the circulation pattern and amplitude in oceanic basins. *Deep-Sea Research*, 6, 217-233.
- Stramma, L., Lutjeharms, J.R.E., 1997. The flow field of the subtropical gyre of the South Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 102, 5513–5530.
- Sverdrup, K., Armbrust, V., 2010. *Introduction to the World's Oceans*. McGraw-Hill Science, 468 p.
- Sverdrup, H.U., Munk, W.H., 1946. Empirical and theoretical relations between wind, sea and swell. *Transactions of American Geophysical Union*, 27, 823 – 827.
- Tans, P.P., Fung, I., Takahashi, Y., 1990. Observational constraints on the global atmospheric CO₂ Budget. *Science*, 247, 1431-1438.
- Tătui, F., Vespremeanu-Stroe, A., Ruessink, B.G., 2011. Intra-site differences in nearshore bar behavior on a nontidal beach (Sulina – Sf. Gheorghe, Danube delta coast). *Journal of Coastal Research*, SI64, 893-898.
- Thalley, L.D., Pickard, G.L., Emery, W.J., Swift, J.H., 2011. *Descriptive physical*

- oceanography: An Introduction*. Elsevier, 560 p.
- Thomson, R.E., Tabata, S., 1987. Steric height trends of ocean station PAPA in the northeast Pacific Ocean. *Marine Geodesy*, 11, 103-113.
- Thurman, H. V., 1997. *Introductory Oceanography*, New Jersey: Prentice Hall, 544 p.
- Thurman, H.V. și Trujillo, A.P., 2004. *Introductory Oceanography*. (10th edn.). Prentice Hall. New Jersey.
- Trujillo, A.P., Thurman, H.V., 2011. *Essentials of Oceanography*. New Jersey: Prentice Hall.
- Vespremeanu E., 1987. *Probleme de geomorfologiemarină*, Editura Universității din București, 135 p.
- Vespremeanu, E., 1992. *Oceanografie*. Editura Universității din București. București.
- Vespremeanu, E., 2005. *Geografia Mării Negre*. Editura Universitară. București.
- Vespremeanu, E., Vespremeanu-Stroe, A., Constantinescu, S., 2004. The Black Sea level oscillations in the last 150 years. *Analele Universității București - seria Geografie*, LIII, 69-76.
- Vespremeanu-Stroe, A., 2004. Transportul de sedimente în lungul țărmului și regimul valurilor pe coasta Deltei Dunării. *Studii și cercetări de oceanografie costieră*, 1, 67-82.
- Vespremeanu-Stroe, A., 2007. *Țărmul Deltei Dunării. Studiu de geomorfologie*. Editura Universitară, București, 226 p.
- Vespremeanu-Stroe, A., Constantinescu, Ș., Tătui, F., Giosan, L., 2007. Multi-decadal evolution and North Atlantic Oscillation influences on the dynamics of the Danube delta shoreline. *Journal of Coastal Research*, 50, 157-162.
- Vespremeanu-Stroe, A., Tătui, F., 2011. North-Atlantic Oscillation signature on coastal dynamics and climate variability of the Romanian Black Sea Coast. *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences*, 6(1), 135-144.
- Warrick, R.A., Le Provost, C., Meier, M.F., Oerlemans, J. and Woodworth, P.L., 1996. *Changes in sea level*. In: Houghton, J.T, Meira Filho, L.G., Callander, B.A., Harris, N., Kattenberg, A. and Maskell, K. (eds.). *Climate Change 1995: the Science of Climate Change* (contribution of WGI to the second assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change). Cambridge University Press, pp. 359-405.
- Wenzel, M., Schröter, J., 2010. Reconstruction of regional mean sea level anomalies from tide gauges using neural networks, *Journal of Geophysical Research*, 115, C08013.
- Zăinescu, F., Vespremeanu-Stroe, A., 2014. Storm climate on the Romanian Danube Delta coast. *trimissprepublicare*.
- Zenk, W., Siedler, G., Ishida, A., Holfort, J., Kashino, Y., Kuroda, Y., Miyama, T Müller, T. J., 2005. Pathways and variability of the Antarctic Intermediate Water in the western equatorial Pacific Ocean, *Progress in Oceanography*, 67, 254-281.

Oceanografie fizică

- Istoricul Oceanografiei
- Valurile
- Mareele
- Nivelul mării
- Proprietățile fizice ale apei de mare
- Distribuția T, S, D și O₂ în Oceanul Planetar
- Interacțiunile Ocean - Atmosferă
- Circulația oceanică și masele de apă

Această lucrare face parte din seria *Științe Costiere și Marine* editată de Stațiunea de Cercetări Marine și Fluviale Sfântu Gheorghe a Universității din București.

ISBN 978-973-558-750-5

