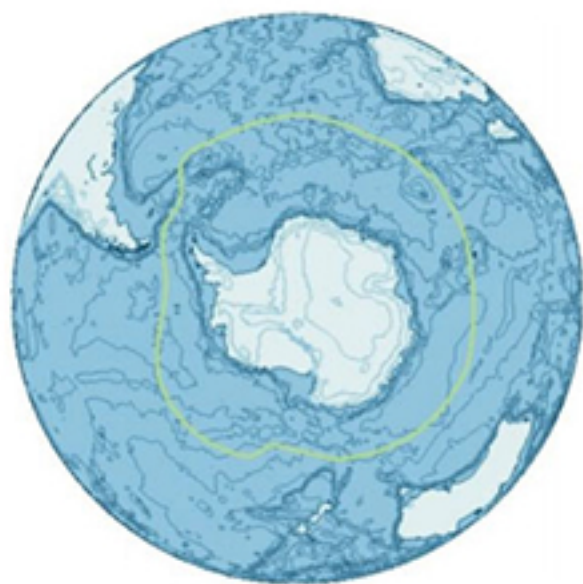




OCEANOGRÁFIA

Dr. PRÁGER TAMÁS
PIECZKA ILDIKÓ

Oceanográfia

**Dr. Práger Tamás
Pieczka Ildikó**

Oceanográfia

írta Dr. Práger Tamás és Pieczka Ildikó

Szerzői jog © 2013 Eötvös Loránd Tudományegyetem

E könyv kutatási és oktatási célokra szabadon használható. Bármilyen formában való sokszorosítása a jogtulajdonos írásos engedélyéhez kötött.

Készült a TÁMOP-4.1.2.A/1-11/1-2011-0073 számú, „E-learning természettudományos tartalomfejlesztés az ELTE TTK-n” című projekt keretében. Konzorciumvezető: Eötvös Loránd Tudományegyetem, konzorciumi tagok: ELTE TTK Hallgatói Alapítvány, ITStudy Hungary Számítástechnikai Oktató- és Kutatóközpont Kft.

Nemzeti Fejlesztési Ügynökség
www.ujszechenyiterv.gov.hu
06 40 638 638



A projekt az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósul meg.



Tartalom

1. Az óceánok felfedezésének és megismerésének története	1
1.1. A nagy felfedezések kora	1
1.1.1. A kezdetek	1
1.1.2. Az óceánok újkori (újboldi) feltárása	2
1.1.3. A három nagy óceáni medence felfedezése	4
1.2. Az óceánok tudományos kutatásának története	14
1.2.1. Az úttörők	14
1.2.2. A modern kor	19
1.2.3. A fizikai oceanográfia (vagy óceáindinamika) fejlődése	20
2. A planetáris felszín legkevésbé ismert eleme: a világóceán	23
2.1. A Föld, a Naprendszer vizes bolygója	23
2.2. A világóceán és a három óceáni medence geomorfológiai és geofizikai jellemzői	25
2.3. A világóceán keletkezése	33
3. Az óceánok vizének fontosabb fizikai tulajdonságai	37
3.1. A hőmérséklet, a sótartalom és a sűrűség – a világóceán vizének alapvető fizikai állapotjelzői	37
3.1.1. Háromdimenziós hőmérséklet-eloszlás a világóceánban	37
3.1.2. Háromdimenziós sótartalom-eloszlás a világóceánban	44
3.1.3. Háromdimenziós sűrűség- és potenciális hőmérséklet-eloszlás a világóceánban	50
3.2. Fény- és hangterjedés az óceán vizében	59
3.2.1. A világóceán optikai jellemzői	59
3.2.2. A világóceán akusztikai jellemzői	69
4. A világóceán hőmérsége	78
4.1. Az óceáni hőmérleg összetevői	78
4.2. Az óceán fontossága a Föld hőmérlegében	80
4.3. A hőmérleg összetevőinek elemzése	80
4.3.1. A besugárzást befolyásoló tényezők	80
4.3.2. Az infravörös sugárzást befolyásoló tényezők	82
4.3.3. A latens hőáramot befolyásoló tényezők	86
4.3.4. A szenzibilis hőáramot befolyásoló tényezők	86
4.4. A hőmérlegben szereplő áramok meghatározása mérésekkel és számításokkal	86
4.4.1. Direkt meghatározási módszerek	86
4.4.2. A hőmérleg indirekt számítási módszerei: átlagokból történő számítás (bulk formulas)	89
4.4.3. A hőmérleg-összetevők és egyéb áramok meghatározásához szükséges mérések, számítások és adatok	90
4.4.4. A hőmérleg összetevői és az óceán-légkör közötti egyéb áramok adatbázisai	92
4.5. Az óceán hőmérsége, annak egyes összetevői és egyéb turbulens áramok földi eloszlása	96
4.6. A meridionális hőszállítás	101
5. A világóceán hullámmozgásai I.	102
5.1. A világóceán különböző léptékű mozgásainak rendszere	102
5.2. A hullámmozgás jelenségtana	106
5.2.1. A hullámmozgás kialakulása és megszűnése	112
5.2.2. A hullámok fajtái	112
5.2.3. A hullámok partot érése és a hullámtörés	115
5.3. A hullámok fizikája	117
5.3.1. Kapilláris-gravitációs hullám-átmenet	119
5.3.2. Felületi gravitációs hullámok fizikája, mélyvízi és sekélyvízi hullámok	121
6. A világóceán hullámmozgásai II.	125
6.1. Viharhullámok (storm surges)	125
6.2. Szökőárhullámok (cunamis, ang. tsunamis)	130
6.2.1. Hatásmechanizmusuk, jelenségtanuk	131
6.2.2. Intenzitásuk és energiájuk mérőszámai	132
6.2.3. Szeizmikus tektonikus (tele)cunamis	133
6.2.4. A 2004-es Indiai-óceáni Szökőár (the 2004 Indian Ocean Tsunami)	136

6.2.5. A 2011-es Tōhoku Földrengés és Szökőár, vagy Nagy Kelet-japáni Földrengés	144
6.2.6. Vulkánkitörések által okozott cunamik	169
6.2.7. Szeizmikus csuszamlásos megacunamik	181
6.2.8. Az előrejelzés és riasztás lehetőségei és módszerei	184
6.3. Állóhullámok (seiche-k)	188
6.3.1. Tavak vízingása	192
6.3.2. Tengerek és tengeröblök vízingása	192
7. A tengeri árapály jelenség (a „tengerjárás”)	195
7.1. Az árapály jelenségtana	195
7.2. Az árapály jelenség elméleti (dinamikai) leírása	197
8. Függelékek	212
8.1. Dr. Kuruc Andor árapály leírása (elmélete)	212
8.2. A holdfázisok és az árapály kapcsolata	216
8.3. Az első globális árapály térkép	217
Irodalomjegyzék	219

1. fejezet - Az óceánok felfedezésének és megismerésének története

1.1. A nagy felfedezések kora

1.1.1. A kezdetek

Az óceánok felfedezéséről és feltárásáról szólva kezdetekről gyakorlatilag nem lehet beszélni. A legújabb elméletek szerint az *őskorban* a mai ember őse, a cro-magnoni ember Afrikából kiindulva népesítette be a Földet mintegy 50 000 évvel ezelőtt, végig az óceánpart mentén haladva, ill. kihasználva a legutóbbi jégkorszak idején uralkodó alacsonyabb tengerszint mellett kialakuló földhidakat (pl. Bering földhíd), melyek ma már természetesen nem léteznek.

Külön eposzt érdemelne Ausztrália és a polinéz szigetvilág benépesítése, melynek kezdetét jelenleg Kr. e. 3000–2000 közé teszik, de erről az „expedícióról”, amely kétségtelenül az emberiség egyik legnagyobb erőfeszítése és kalandja volt, még ma is oly kevés az ismeret, hogy a legújabb felfedezések (DNS vizsgálati eredmények, archeológiai leletek) nyomán (főleg 2000-től) folyamatosan és jelentősen változik és változhat az erről alkotott képünk.

Ha egy nagy ugrással előresietünk az *ókorba* (Kr.e. 3000 – Kr. u. 500–800), akkor azt mondhatjuk, hogy az ókori magas-kultúrák (Egyiptom, Mezopotámia, India, Kína) mindegyikének életében fontos szerepet játszott a hajózás és kiterjedt ismereteik voltak azokról a tengerekről és óceánokról, amelyek lakóhelyük szárazföldjével (szárazföldjeivel) szomszédosak voltak. Az egyes népek ismeretei azonban nem álltak össze egységes egésszé.

A Földközi-tenger medencéjének különböző partvidékein kifejlődött magas-kultúrák (Egyiptom, Mezopotámia, Hellász, Fönícia, Róma) mind többé-kevésbé pontosan ismerték a Földközi tengert, és egyes vele szomszédos tengereket (pl. a Vörös-tengert és a Fekete-tengert). Ékes bizonyítéka ennek az a kb. 4600 éves homokba temetett egyiptomi hajó, melyet Kheopsz fáraó hajójának tartanak. Az ókorban a föníciaiak voltak talán a legjobb hajósok e térségben. *Hérodotosz* egyik művében azt írja, hogy a föníciaiak Nékó egyiptomi fáraó parancsára Kr.e. 600 körül – keletről nyugatra – megkerülték Afrikát. Az állítást megerősíteni látszik az ókori természettudós azon megjegyzése, hogy az utazás közben a hajósok a Napot északon látták delelni, ami csak a déli féltekén lehetséges.

A *középkor* hajnalán, a Kr. u. 700–800-as években egy igazi hajósnép tűnt fel az európai színtéren, a *vikíngek*. A vikíngek Skandináviából származtak, és a túlnépesedéstől hajtva megszállták először Angliát, Skóciát, Írországot és Észak-Franciaországot (Normandiát), majd a VIII. sz. vége felé Észak-Oroszországot is. A IX. század volt a vikíngek virágkora, amikor keleti irányban a Kaszpi-tengerig, déli irányban Szicíliáig, északi és nyugati irányban pedig Izlandig, Grönlandig, végül pedig ~1000-ben Észak-Amerikáig is eljutottak, amelyet ők Vinlandnak neveztek el.

A vikíngek voltak az első nép, amely támadásait csaknem kizárólag a *tengerről* intézte az ellenséges területek ellen, azaz felismerte és a gyakorlatban alkalmazta a tengeri hatalom potenciális erejét. Sikerességüket a kor színvonalánál sokkal fejlettebb *hajóiknak* (1.1. ábra), valamint szinte csodaszámba menő *navigációs tudásuknak* (pl. fénypolarizáló kristályok használatával borult időben is megtalálták az égbolton a Nap helyét) köszönhették.



1.1. ábra. *Viking hajó* (Forrás: <http://www.worldhistory218.com/uploads/9/7/0/4/9704720/1726756.jpeg?602>)

Az ókori Kínában a Kínai-tengerről álltak rendelkezésre viszonylag pontos ismeretek. A tengeri hajózás az európai és közel-keleti magas-kultúrákkal egy időben, vagy talán még korábban, Kr.e. 2500 körül kezdődhetett. Mivel Kína nem hanyatlott le Kr.u. 500 körül, mint Róma, töretlenül fejlődött tovább, és olyan magaslatokat ért el, mint Zseng He (1.2. ábra) admirális expedíciói (1405–1411). Ezek során a mai szemmel is óriási kínai áruszállító hajók Indiáig és Közép-Afrikáig (egyes források szerint Arábiáig és Törökországig) is eljutottak.



1.2. ábra. *Zseng He, a legnagyobb kínai navigátor* (Forrás: <http://images2.chinatraveldepot.com/Images/Destination/Zhenghe-0813L.jpg>)

1.1.2. Az óceánok újkori (újbóli) feltárása

Az óceánok legújabb kori feltárása a nagy felfedezőutakkal kezdődött. Ezek első kezdeményezője a középkor végén, a XV. században élt Tengerész Henrik herceg (1.3. ábra), I. János portugál király harmadik fia volt, aki egész életét a Portugáliát körülvevő tengerek és Afrika nyugati partjai felfedezésének szentelte.



1.3. ábra. *Tengerész Henrik* (Forrás: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/a/ab/Heinrich_der_Seefahrer.jpg)

Állítólag már 1414 -ben meggyőzte apját a *Ceuta* arab kikötő elleni hadjárat szükségességéről. 1415 augusztusában a támadás sikert hozott, a várost elfoglalták, és ettől kezdve Portugália ellenőrizte a *Gibraltári-szorost*. Ez volt az egyetlen olyan expedíció, amiben a herceg maga is részt vett; a többit „csak” szervezte. A följegyzések szerint „sosem érintett borospoharat vagy asszonyi száját, egyetlen szenvedélye az volt, hogy az afrikai partokról föllebbentse a fátylat”.

Sokat tett a hajózás fejlesztéséért, az elbeszélések szerint Portugália legdélibb részén, a Vincent-foknál fekvő Sagresben alapított navigációs iskolát, ami mellett állítólag még csillagvizsgáló tornyot és fegyvergyárat is építtetett. A közeli Lagos kikötője jó lehetőséget nyújtott a hajózás és a hajóépítés fejlesztésére. Ugyanezen legenda szerint 1416 -ban ő alapította ott a Vila do Infante (az infáns városa) nevű települést az akkori idők legkorszerűbb hajózási kutató- és gyártó központjával; ott nevelkedtek a kor legjobb hajósai. Állítólag Sagresbe hívta a híres kartográfust, Jehuda Cresquest is.

Az viszont tény, hogy a ceutai diadal jutalmaként 1420 -ban ő lett a Krisztus-rend (a templomos lovagok rendjének utódja) kormányzója. Ettől fogva a rend anyagi eszközeit afrikai expedícióira fordította. Az ő hajóépítő mérnökei tervezték az első *karavellákat*– ezek a hosszú tengeri hajózásra alkalmas, háromárbcos, háromszögvitorlás, karcsú, fordulékony, gömbölyített fenekű, tőkesúlyos hajók váltak a tengeri felfedezőutak fő eszközeivé. A portugál tengerészeknek sikerült először úgy rögzíteniük az iránytűt, hogy az mindig vízszintesen álljon, és pontosan mutassa az irányt.

Erőfeszítéseinek eredményeként João Gonçalves Zarco felfedezte a *Madeira-szigeteket*(1418-ban Porto Santót , 1419-ben Madeirát , majd valószínűleg 1422-ben a Selvagens-szigeteket), és mindegyiket be is telepíttette.

Az ő megbízásából 1427 -ben, valószínűleg Gonçalo Velho fedezte fel az *Azori-szigeteket*. Állítólag ekkor használtak először *karavellákat*. A szigeteket 1432-ben telepítették be.

Az 1440-es évek kezdetétől számos expedíciót szervezett Afrikába, egészen a *Zöld-foki-szigetekig*. Eközben V. Márton pápa kiterjesztette Portugália tulajdonjogát mindazon tartományokra, amelyeket Afrika partjain és azok mentén fölfedeznek.

1440-ben Antonio Gonzalez és Nuno Tristan tengerészek elérték a *Fehér-fokot*(*Cabo Blanco*). Az első négyet 1442-ben vitték haza Lisszabonba, és az általános csodálat (valamint az ugyancsak hazahozott arany és elefántcsont) hatására sorra alapítottak üzleti társaságokat a további felfedező utakra, amelyeket továbbra is Henrik herceg hangolt össze. Afrika legnyugatibb pontját, a *Zöld-fokot*(*Cabo Verde*) 1444-ben hajózták körül. Luigi de Cadamosto 1455-ben fölfedezte a *Zöld-foki-szigeteket*, a Szenegál -folyót és felhajózott a Gambia folyón. Expedíciójáról 1456-ban tért vissza, és még abban az évben újra útnak indult. Második útján eljutott a Rio Grande folyóig, felfedezte a mai Bissau-Guinea partvidékét az előtte elterülő szigetekkel.

Az utolsó, Henrik által szervezett expedíción Diego Gomes 1458–1459-es útján a *Guineai-öböl*bejáratát őrző Palma-fokig jutott el.

A nyolc nagyobb és négy kisebb szigetből álló Zöld-foki-szigeteket 1461–62-ben Diego Afonso kapitány vezetésével telepítették be.

Tengerész Henrik halála után 30 éven belül portugál hajósok (valószínűleg Bartolomeu Diaz) kerültek meg a *Jóreménység fokát*, majd egy újabb évtized múlva Vasco da Gama elérte *Indiát*, Pedro Alvarez Cabral pedig felfedezte *Brazíliát*.

1.1.3. A három nagy óceáni medence felfedezése

A Tengerész Henrik által megkezdett mű a továbbiakban már egyenes úton vezetett el a történelmet formáló nagy földrajzi felfedezésekhez, amelyeket az *oceanográfiában* a három nagy óceáni medence felfedezése néven szokás említeni.

Sorrendben legelőször *Kolumbusz Kristóf* (olaszul *Cristoforo Colombo*, portugálul *Cristóvão Colombo*, spanyolul *Cristóbal Colón*, 1451–1506, 1.4. ábra) olasz (genovai) származású, a portugál, majd a spanyol korona szolgálatában álló utazó, tengerészkapitány, az amerikai kontinens felfedezője nevét kell megemlítenünk. Az első, Amerika földjére lépő európaiak a X. századi viking hajósok – feltehetően Leif Eriksson és harcosai – voltak, de művelődéstörténeti szempontból Kolumbusz felfedezése vezetett a korabeli világkép dinamikus kitágulásához, és felfedezése nyomán indult meg az amerikai kontinens feltérképezése és gyarmatosítása. Felfedezései olyan hatást gyakoroltak Európa és az egész világ történelmére, hogy 1492-es első expedíciójától számítjuk az újkor kezdetét.



1.4. ábra. *Kolumbusz Kristóf arcképe. Rodolfo Ghirlandaio festménye (Forrás: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/1/14/Ridolfo_Ghirlandaio_Columbus.jpg)*

1476-ban Portugáliába vetődött, ahol 10 évet töltött. Itt érlelődött meg nagy terve, hogy nyugatról érje el Indiát úgy, hogy az Atlanti-óceánon átkel, eljut *Kínába*, onnan a mai *Japánba* és végül *Indiába*.

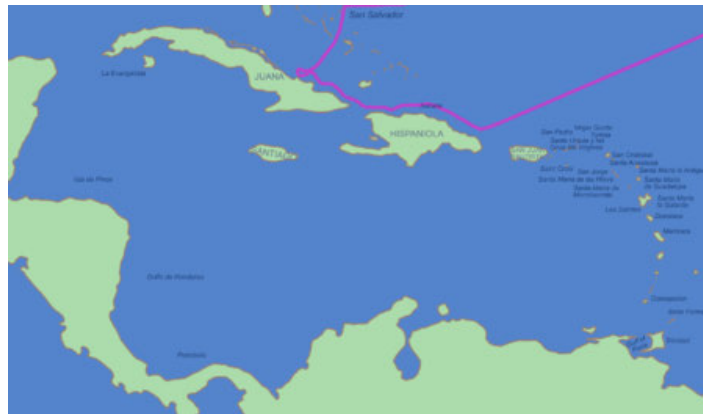
1477 első napjaiban indult egy kereskedelmi expedíció Albion (Nagy-Britannia) felé. Az egyik hajón tartózkodott Kolumbusz is. Télen fejezték be az északi hajóutat. Elhagyták az Ír-tengert és Albion partjait, Izlandot, de nem jutottak el a Thule-szigetekig (Grönland). Ettől az évtől gyakorlati hajózási tanfolyamra járt. 1483 – 1484 között eljutott Guineába. Ezzel az úttal fejeződött be a gyakorlati tengerészeti kiképzése. 1485 -ben elhagyta Portugáliát és Kasztíliába (Spanyolország egyik előd-királysága, Andalúziával és Aragóniával együtt) utazott.

Kolumbusz 1488-ban Córdoba-ba utazott Kasztíliai Izabella királynő és Aragóniai Ferdinánd udvarába, hogy bemutassa tervét (1.5. ábra). A királyi pár azonban éppen Granada elfoglalásával és a mórók kiűzésével volt elfoglalva, így Kolumbusz csak 1491-ben találkozhatott velük. 1492. január 21-én a tizenegy éves háború véget ért, így a királyi pár Kolumbusz ügyére koncentrálhatott. Még 1492 januárjában meghozták a döntést, az expedícióval kapcsolatos szerződést 1492. április 17-én írták alá. 1492. április 30-án Kolumbuszt alkirályrá és admirálissá nevezték ki.



1.5. ábra. *Kolumbusz bemutatja tervét a királyi párnak* (Forrás: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/5/53/Christopher_Columbus7.jpg)

Kolumbusz első amerikai utazása (1.6. ábra) 1492. augusztus 3-án kezdődött. Három hajóval vágta neki az útnak, melyek közül a Santa María (1.7. ábra) *karakk* volt a zászlóshajó, míg a Niña és a Pinta *karavellák* voltak a kísérőhajók. 1492. december 24-én a Santa María zátonyra futott és tönkrement, így a Niña lett a zászlóshajó.



1.6. ábra. *Kolumbusz első utazása* (Forrás: <http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/8/80/Columbus1.PNG>)



1.7. ábra. *A Santa María másolata* (Forrás: <http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/archive/d/d3/20120926194059!Santa-Maria.jpg>)

Az út a Kanári-szigetekig 6 napig tartott. Szeptember 16-án elérték a Sargasso-tengert, amelyet október 5-én hagytak el. A hajók október 7-éig nyugat felé haladtak, de akkor a kapitány irányt változtatott és nyugat-délnyugat felé ment tovább. Elérték a következő szárazföldet: a Canaveral-, illetve a Kennedy-fokot Florida keleti partján. Október 11-én a szárazföld közelének jelei jelentkeztek: nádtöredéket, túskebokor-ágot piros bogyókkal és faragott pálcát láttak a tengerészek a víz tetején úszni.

1492. október 12-én éjjel a hajók elérték a Bahama-szigeteket, melyeknek láncolata Floridától Kubáig és Haitiig terjed. A helyi lakosokat az admirális indiánoknak nevezte el. Az admirális ünnepélyes szertartás keretében birtokba vette az elsőként elért Guanahani-szigetet és San Salvador (Szent Megváltó) névre keresztelte.

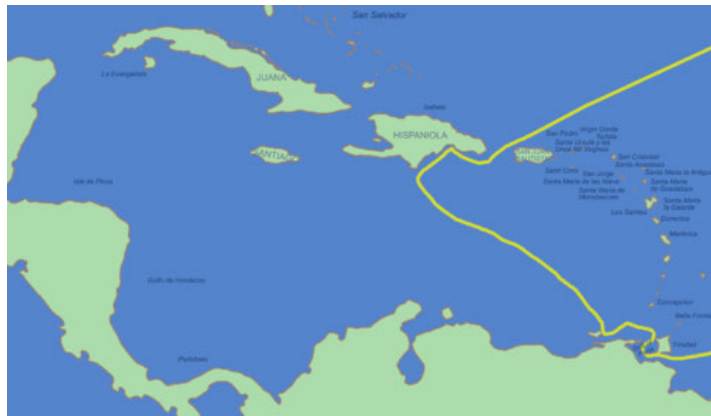
1492. október 24-én Kolumbusz Kuba felé indult, ahova 1492. október 28-án meg is érkezett. November 13-án kelet felé indult az admirális, hogy megkeresse a legendás Arany-szigetet. November 21-én eltűnt a Pinta, mert

kapitánya elsőnek akart eljutni az aranybányákhoz. December 5-én elérték a Bohio-sziget északnyugati csücskét. A szigetet Kolumbusz Hispaniolának, Spanyol-szigetnek nevezte el. Hispaniola nem volt lakatlan, kb. 300 000 taino indián élt ott. A szigetet az őslakosok Haitinek hívták. A sziget északnyugati részénél Tortuga szigetét is elérték. December 24-én elérték a Szent-fokot (Punta Santa), melynek jelenlegi neve Cop-Haitien (Haiti-fok). A Santa María ekkor rásodródott a korallzátony-vonulatra, az ütdéstől szétváltak a hajótestet alkotó deszkák, a hajó megtelt vízzel. Már csak a Niña maradt, amelyen elég kevesen fértek el, így az emberek egy részét Hispaniolán kellett hagyni. Január 6-án összehajóztak a Pintával, s együtt haladtak tovább. Kolumbusz továbbhajózott északkelet felé, Kasztíliába.

A szél nagyon jó volt, így hamar elérték a Sargasso-tengert. Amikor elérték a 37. szélességi fokot, azaz Lisszabon szélességét, keletnek fordultak. Az Atlanti-óceánt kb. a 36. szélességi fokon szelték át. A hajók már elérték az Azori-szigeteket, amikor óriási vihar keletkezett. 1493. február 13-áról 14-ére virradó éjszaka a Pinta eltűnt. A viharban annyira elsodorta a Niñát a szél, hogy Kolumbusz nem tudta biztosan, hogy hol járnak. Február 18-án elérték egy ismeretlen partot és horgonyt vetettek. A hajó, mint később kiderült a Santa María-sziget partjainál vetett horgonyt. A sziget portugál birtok volt. Kormányzója elfogta a legénység pár tagját. Kolumbusz a szomszéd szigetre ment és a szabadon maradt legénységgel 3 nap múlva harcészültségben ismét megjelent Santa Marián. A helyőrségparancsnok a bajok elkerülése céljából elbocsátotta a letartóztatott tengerészeket. Az admirális február 24-én újra kihajózott Kasztília felé. Február 26-án újabb viharba kerültek és a szél északkelet felé sodorta őket. 1493. március 5-én a szintén portugál Ristello (Rastello) kikötőjébe futott be a Niña. Kolumbusz értesítette II. János portugál királyt megérkezéséről és a király március 11-én útjára bocsátotta a hajót. A Niña március 13-án kihajózott, végül 1493. március 15-én megérkezett Palosba (Kasztília). Kolumbusz 1492-es felfedezései majdnem kétszeresére tágitották a Föld öikumené t (azaz a lakott földet).

Második útjáról – amelyre még ugyanabban az évben került sor, és csaknem két és fél évig tartott – itt nem számolunk be, mivel lényeges új földrajzi felfedezéshez nem vezetett.

Harmadik útjáról (1.8. ábra) azonban, melyre 1498-ban került sor, mindenképpen említést kell tennünk, hiszen ez vezetett el a dél-amerikai kontinens felfedezéséhez. 1498. augusztus 1-jén pillantották meg és augusztus 5-én léptek első ízben az Óvilág lakosai az óriási kontinens földjére. Az admirális újabb hajóútjából ismét hatalmas felfedezések születtek. Következtetését – miszerint az általa korábban felfedezett szigetektől délre nagy szárazföldnek, talán az ázsiai kontinens egyik kiszögellésének kell lennie – mindenképpen be akarta bizonyítani és ez 1498. augusztus 5-én sikerült is neki, habár a felfedezett nagy szárazföld nem Ázsia, hanem Dél-Amerika volt.



1.8. ábra. Kolumbusz harmadik utazása (Forrás: <http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/8/85/Columbus3.PNG>)

Közben a Tengerész Henrik örökségét és útmutatásait híven követő portugálok sem télenkedtek. Tulajdonképpen az is a véletlenen múlt, hogy Kolumbusz spanyol, és nem portugál zászló alatt hajtotta végre expedícióit. A kasztíliai „hosszú várakozás” alatt ugyanis Kolumbusz – türelmét veszítve – 1487-ben levelet küldött II. János portugál királynak. A király válaszelevelében megírta, hogy fogadja őt, így Kolumbusz meglátogatta, de miután elmondta tervét a királynak, ő tengerésztiléggel nem kellően képzett álmodozóként „kitette a szűrét”. Erre valószínűleg jó oka is volt, hiszen ebben az időben és már korábban is Portugáliában olyan „tengerész-zsenik” működtek, akiknek nevéhez – amely sok esetben fenn sem maradt – nem fűződött ugyan új kontinens felfedezése, csak éppen „kitaposták” a tengeri utat Indiába és Kínába. Ezek a kapitányok tökéletesítették a földrajzi szélesség meghatározását,

és felfedezték az Északi-, majd a Déli-Atlanti-óceán egyenlítői lég- és vízkörzési rendszerét. Mindezt a kényszerűség hatására tették, mivel Afrika nyugati partjainál könnyű volt ugyan délre hajózni, visszatérni az Egyenlítő térségéből azonban csak az óceán nyugati részén lehetett, a passzátok és a Golf-áramlat kihasználásával. Legjelesebb képviselőjük *Bartolomeu Diaz (Dias)* (1451–1500, 1.9. ábra) volt.



1.9. ábra. Bartolomeu Diaz (Forrás: <http://im.glogster.com/media/5/18/80/79/18807904.jpg>)

A felfedezőútja (1.10. ábra) előtti élete lényegében ismeretlen. Valószínűleg Tengerész Henrik egyik kormányosának (nemesi rangú) leszármazottja volt. II. János király már útja előtt magas tisztségekbe emelte, lovag, csatahajó-parancsnok és a királyi raktárak felügyelője lett.

1487 -ben II. János portugál király Bartolomeu Diazt választotta, hogy felfedezőútra induljon Afrika legdélebbi csücskéhez, majd megtalálja az onnan az Indiai-óceánhoz vezető tengeri utat. Diaz valószínűleg augusztus végén indult útnak egy flottával, amely három hajóból állt.

A flotta Afrika nyugati partjainál haladt, december 8-án elérte a mai Namíbiában található Walvis Bayt , a portugálok által akkor ismert legdélebbi pontot. Az ellátóhajót Diaz biztonsági okokból a Bálna-öbölnek hagyta. A Bálna-öböltől dél felé haladt tovább, elérte a mai Spencer Bayt , majd a Lüderitzi-öblöt.

A további út során mindkét karavellát az erős északi szél és a vihar – a Jóreménység fokát megkerülve – dél felé vitte. Diaz napokig úgy hajózott, hogy nem is látta a szárazföldet, tehát fel sem tűnt neki, hogy megkerülte a Jóreménység fokát. A következő vidéket, ahova Diaz jutott, Szent Balázs-öbölnek keresztelte, amelynek mai neve Mossel Bay . Ezután kelet felé hajózott tovább a flotta és a mai Algoa-öbölhöz jutottak. A legénység nem akart továbbhajózni, de ennek ellenére meggyeztek, hogy még néhány napig keleti irányba haladnak tovább, így eljutottak a mai Groote-folyóig . Ekkor tudatosult Diazban, hogy az 1470-es évek óta keresett utat megtalálta és az Indiába vezető út szabad.

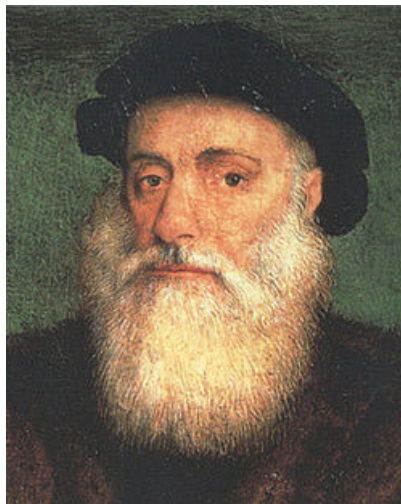


1.10. ábra. Bartolomeu Dias útja (Forrás:

http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/d/d6/Bartolomeu_Dias_Voyage.PNG)

A legénység skorbutot kapott, így Diaz elindult visszafelé. A visszaúton a Bálua-öbölnél Diaz találkozott ellátóhajójával, amelyen már csak négy ember élt. Rövid ideig, friss ivóvíz felvétele céljából megállt az angolai partoknál, valamint a São Tomé és Príncipe szigetekenél, majd több mint 16 hónap után, 1488 decemberének végén ismét befutott Lisszabonba .

Bartolomeu Diaz a továbbiakban kulcsszerepet játszott abban az expedícióban (a Jóreménység fokáig elkísérte a flottillát), amely végül ténylegesen el is érte Indiát, és amelyet *Vasco da Gama* (1460–1524, 1.11. ábra) vezetett.



1.11. ábra. Vasco da Gama (Forrás: <http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/5/50/Vasco-da-gama-2.jpg>)

Akárcsak Diaz esetében, da Gama ifjúkoráról is keveset tudunk, a kor igényeinek megfelelően valószínűleg matematikát és hajózást tanult. Miután Kolumbusz Kristóf spanyol zászló alatt hajózva felfedezte Amerikát 1492-ben, Portugália joggal érezhette, hogy lépéshátrányba került nagy riválisával szemben. Öt esztendővel később a

lisszaboni kikötőből kifutott az első olyan flotta, amelyik Indiába akart eljutni azon az útvonalon, amelyet Bartolomeu Diaz megnyitott a portugálok számára.

A flotta élére egy fiatal nemesembert, Vasco da Gamát állították. 1497 decemberére hajói elérték azt a pontot, amelyen túl addig egyetlen felfedező sem jutott. Észak felé tartottak Afrika keleti partjai mentén. Mozambikban megtapasztalhatták, mennyire gazdag az Indiai-óceánon virágzó kereskedelem. Arannyal, ezüsttel, fűszerekkel, gyönggyel és rubinnal megrakott arab hajókat láttak. Az arabokat hihetetlenül feldühítette a keresztények megjelenése. Még attól sem riadtak vissza, hogy megpróbálják elfoglalni a portugál hajókat. Ennek ellenére Vasco da Gamának sikerült olyan navigátort találnia, aki az óceánon keresztül elvezette őket az indiai partokig. 1498 májusában befutottak Calicut (Kalkutta) város kikötőjébe. A gazdag kikötőben azonban senkinek sem kellett a portugálok olcsó áruai. Végül da Gama már annak is örült, hogy fűszermintákkal és a portugál királynak szóló levéllel indulhatott hazafelé, amelyet maga Calicut város legfőbb ura írt. A hazaút majdnem egy évig tartott.

Otthon igazi hősként ünnepelték, hiszen valóra váltotta Tengerész Henrik herceg nagy álmát: bebizonyította, hogy Indiába a tengeren át is vezet út. 1502-ben újra elindult Indiába, 1524-ben India alkirályává nevezte ki III. János portugál uralkodó. Vasco da Gama azonban Indiába való megérkezése után röviddel meghalt, hamvait 14 évvel később szállították vissza szülőhazájába.

Lényegében tehát 1500-ra megtörtént az Északi- és Déli-Atlanti-óceán, valamint az Indiai-óceán térségének (medencéjének) európaiak általi (újra) felfedezése, ám ezek az utak e területek megismerésének csak kapkodó kezdő lépései voltak, amelyeket legalább annyira fűtött a kincskeresés, a meggazdagodás vágya, mint a megismerés. Innen lehet számítani azokat az expedíciókat, amelyeket már elsősorban azért küldtek ki, hogy újabb ismereteket szerezzenek a felfedezett területekről. Itt feltétlenül meg kell említenünk a spanyol *Juan de la Cosa*-t, a kiváló térképész és tengerész nevét, aki 1492-ben Kolumbusz navigátora volt, s aki nélkül Amerika felfedezése talán nem is valósult volna akkor meg. Négy dél-amerikai expedícióban vett részt, társai pedig olyan emberek voltak, akik személyükben az Újvilágot (Novus Mundus) a továbbiakban megismerő és formáló európaiak két alaptípusát testesítették meg. Az egyik, *Alonso de Hojeda* a hódítók, spanyolul a *konkvisztádorok* sorát nyitotta meg (mint pl. Hernán Cortés az aztékok, vagy Francisco Pizarro az inka birodalom leigázója), s akinek tevékenysége nem tartozik tárgyunkhoz. Annál inkább ide tartozik egy másik személy, akit Amerigo Vespuccinak neveztek, s akinek nevét ma Amerika viseli.

Amerigo Vespucci (1451–1512, 1.12. ábra) – aki Kolumbuszhoz hasonlóan szintén olasz (firenzei) származású volt – abban a korban talán szokatlan módon elsősorban tudós és felfedező volt és nem nagyon érdekelte a kincskeresés és a hódítás. Tudásvágyától hajtva négy vagy öt alkalommal vett részt az Újvilágba induló expedíciókban. 1501-ben azzal a céllal hajózott az új kontinensre (amiről még azt sem tudták biztosan, hogy kontinens-e, vagy csak szigetvilág, esetleg tényleg India), hogy a már említett Pedro Alvarez Cabral által felfedezett partokat (melyeket szigeteknek véltek) megvizsgálja és feltérképezze. Ez volt leghíresebb útja, mert egészen a déli szélesség 52. fokáig, a Falkland-szigetekig lehajózva Dél-Amerika partjai mentén megállapította, hogy óriási összefüggő földrésről van szó, mely Brazíliában kelet felé igen messzire kinyúlik.



1.12. ábra. *Amerigo Vespucci* (Forrás:

http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/9/9b/Amerigo_Vespucci.png)

Vespucci 1503-ban latin és német nyelven részletes tudományos beszámolót írt felfedezéséről, s így világhírré tett szert. E beszámolóban összegzi az előtte járt felfedezők eredményeit is. Vespucci – elsőként – *önálló új kontinensnek* nevezi felfedezését, noha akkorra még csak Dél-Amerika északi és keleti partvidékét járta be. A lotaringiai St. Diében működő Martin Waldseemüller (Hylacomylus) német kozmográfus 1507-ben 1000 példányban kiadott világ-leírásán és világtérképén (Cosmographiae Introductio) nevezi először Amerikának az új déli földrészt, melyet

addig csak Újvilágként emlegettek, ily módon sugallva, hogy azt Vespucciról (egészen pontosan keresztnévéről, mely magyar fordításban Imrét jelent) nevezzék el. Innentől aztán egész Európában általánossá vált az a vélemény, hogy Amerikát, mint új kontinenst Vespucci fedezte fel, s az Amerika elnevezés is elterjedt. Vespucci nagy volumenű tudományos személyiségét jellemzi, hogy rögtön felfedezése után felveti az Indiába való eljutás lehetőségét az Újvilág (Amerika) délre való megkerülésével. Ily módon Magellán útjának ötletadójaként is tisztelhetjük.

Kolumbusz egyébként mindvégig abban a hitben élt, hogy az Indiába vezető nyugati utat találta meg, ebben a tudatban is halt meg 1506-ban. Kolumbusz nevét utóbb egy országnév örökölte meg: ez a mai Kolumbia.

Mielőtt Magellánnak a Föld és az óceánok újkori felfedezését megkoronázó világkörüli útjáról íránk, feltétlenül meg kell emlékeznünk *Vasco Núñez de Balboa* (1475 – 1519, 1.13. ábra) spanyol konkviztádorról, a *Panamai-szoros*(Castilla del Oro) és a *Csendes-óceán*(Mar del Sur) felfedezőjéről.

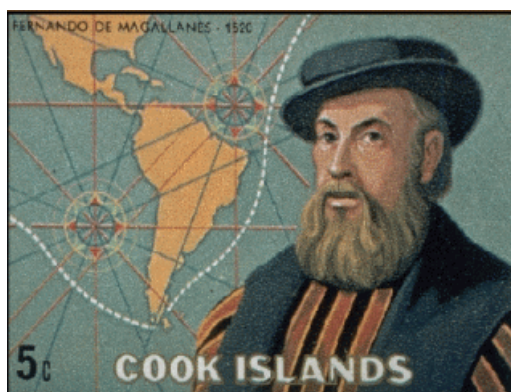


1.13. ábra. *Vasco Núñez de Balboa* (Forrás: http://www.wikipedia.com/images_b/vasco_nunez.jpg)

A galíciai származású hidalgó (lovag) 1501-ben érkezett Hispaniola szigetére Rodrigo de Bastidas és *Juan de la Cosa* társaságában. Ültetvényesként telepedett le, azonban hamarosan óriási adósságot halmozott fel. Balboa hitelezőitől szorongatva menekült el Hispaniola szigetéről: egy venezuelai telepre utánpótlást szállító hajóra csempészték fel egy ládába rejtőzve. Útközben találkoztak *Francisco Pizarro* kapitánnyal, aki hírt adott a telep megszűnéséről, de Balboa rábeszélte, hogy forduljanak vissza újjáépíteni azt. Így jött létre *Darién*, a legrégebbi, máig létező, európaiak által alapított település az amerikai kontinensen. Hajójuk így is elsüllyedt, ám a legénység megmenekült. Balboa átvette az irányítást: kalandokat, aranyat ígért a tengerészeknek, akik egy indián falu kirablása után végleg mellé álltak. Az indiánoktól értesült Balboa az aranyban gazdag Biru (Peru) országáról – az Inka Birodalomról – és a Déli-tengerről, azaz a Csendes-óceánról. Közben a Karib-tenger spanyol hatóságai eljárást indítottak ellene. Balboa egyetlen esélye Peru felfedezése maradt. Szeptember 1-jén indult el 190 konkviztádor, egy falka véreb és 300 teherhordó kíséretében. Szeptember 25-én pillantották meg a Csendes-óceánt, amit a *Te Deum* közös eléneklésével ünnepeltek meg. Szeptember 29-én értek el a partra, ahol keresztet emeltek, Balboa pedig ünnepélyesen a spanyolok birtokába vette a Déli-tengernek elnevezett víztömeget és minden vele határos területet. Sikerei ellenére ellenségei intrikálása nyomán 1519-ben árulás vádjával három társával együtt kivégezték a Castilla del Oro és a Mar del Sur felfedezőjét és meghódítóját.

Vespucci zseniális sejtése és Balboa felfedezése nyomán már csak idő kérdése volt, hogy valaki megpróbálja megtenni a Csendes-óceánra vezető utat. Hogy ez az újkor legfontosabb felfedezéséhez: a Föld végességének felismeréséhez vezet majd, akkor még senki sem sejtette.

Magellán (*Ferdinand Magellan*, *Fernão de Magalhães*) (1480–1521, 1.14. ábra) portugál nemesi családba született. Fiatal korában számos hajóúton és csatában vett részt a meghódított Indiában és Hátsó-Indiában, ezek voltak tanulóévei, mint tengerész és parancsnok.



1.14. ábra. *Ferdinand Magellan (Fernão de Magalhães) arcképe bélyegen* (Forrás: <http://waterwaysnews.com/ARCHIVE/IMAGEBANK/140810%20MAGELLAN.gif>)

1513-ban – miután hosszas mellőzésben volt része – a király elé járult kihallgatásra. Mánuel király ugyanabban a teremben fogadta, ahol elődje, II. János Kolumbuszt utasította el, és ugyanaz a történelmi jelenet ismétlődött meg. Nevetséges összegű járadékemelésért és tapasztalatához méltó megbízatást – Vasco da Gama óta nem volt olyan portugál hajós, mint Magellán. Mánuel ridegen elutasította, sőt, amikor Magellán nyíltan megkérdezte, hogy van-e kifogása az ellen, ha más országban keres szolgálatot, a király áldását adta, azaz lemondott róla.

Egy évet töltött látszólagos semmittevéssel. A déli tengereken hajózó kormányosokat, kapitányokat kérdezett ki; a Tesoariában, Mánuel király titkos levéltárában végigkutatva a szigorúan őrzött portolanikat (parti térképeket), és a legutóbbi brazil expedíció hajózási naplóit. Barátságot kötött *Ruy Faleiróval*, a földrajz elméleti szakértőjével, akit mint kartográfust és asztronómust a kor legnagyobb tudományos tekintélyének tartottak. Mindezt miért? Ez idő tájt sokan keresték Panama környékén az átjárót a Csendes-óceánra. Kolumbusz azzal indult negyedik expedíciójára, hogy Indián keresztül tér haza. Amerigo Vespucci azért vizsgálta végig Amerika déli partvidékét, hogy elérje a fűszerszigeteket. Hernán Cortés negyedik útja előtt megígérte Károly császárnak, hogy Panama környékén megkeresi az átjárót a Csendes-óceánra. Cortereal és Cabot egész a Jeges-tengerig hajóztak fel, Juan de Solis pedig végig a La Plata folyamon. Mindezt hiába tették. Az átjáró megtalálása, a távol-keleti fűszerszigetek keletről való elérése volt Magellán álma is.

Antonio Pigafetta –életrajzírója – szerint Magellán tisztaban volt egy átjáró létezésével. A nürnbergi kozmográfus, Johann Schöner 1515 -ben készített földgömbje már jelöl egy szorost a déli szárazföld, Amerika (portugálul Brazília) és Alsó-Brazília (a Tűzföld) között. Egy portugál hajózási hivatalnok jelentése szerint egy portugál hajó a 40. szélességi fokon egy Jóreménység fokához hasonló fokot talált, ami mögött a másik óceán található. Ez azonban – s így Magellán információja is – téves volt, egyszerű félreértésen alapult. Az átjáró az 52. szélességi fok közelében fekszik, a 40. fok közelében a La Plata óriási torkolata található. Ezt vélték átjárónak, amit az is bizonyít, hogy saját parti térképükre és Schöner földgömbjére sem rajzolták be a La Plata gigászi folyamát, hanem helyette – a 40. szélességi fokon – csak az átjárót. Magellán titka tehát ugyanúgy tévedés volt, ahogy Kolumbusz utazása is Toscanelli hibás földkerület-számításán alapult.

Mivel a portugál király elutasította, Spanyolországhoz fordult. 1517. október 20 -án érkezett Sevillebe. Rövid idő múlva elvette a szintén portugál emigráns Barbosa-család leányát, így Sevilla polgáraként léphetett át a Casa de Contratación, a tengerészeti kereskedelmi kamara küszöbén. A Casa de Contratación végül nem támogatta Magellánt, ám üzletvezetője (faktora), Juan de Aranda, mint magánember tovább foglalkozott vele. Kicsikarta számukra a kihallgatást Károly király (a későbbi V. Károly német-római császár, 1.15. ábra) előtt. Magellán ügye a koronatanácsban eleinte rosszul állt. Faleiro előadta számításait, miszerint a fűszerszigetek a pápa által meghatározott határvonalon belül esnek, azaz Spanyolország birtokai, nem pedig Portugáliáé. A pápa ugyanis korábban „békésen” a portugáloknak és a spanyoloknak ajándékozta a földgolyót: 1493. május 4-én kelt bullájával a választóvonalat a Zöld-foki-szigetektől száz leguasszal (rég mérföld) nyugatra állapította meg. Ami ettől a vonaltól nyugatra volt, az a spanyoloké, ami keletre, az a portugáloké lett. Ezt később – 1494. június 7-én a *tordesillasi* egyezmény keretében – portugál kérésre 270 leguasszal nyugatabbra, amerikai területre helyezték. Faleiro számításai később teljesen tévesnek bizonyultak: alaposan alábecsülte a Csendes-óceán méreteit. Húsz évvel később bebizonyították, hogy minden feltevése hamis volt, mert a fűszerszigetek mégis portugál birtokhoz tartoznak. Magellán előadta, hogy Faleiróval tudnak a nyugati átjáró pontos helyéről, és hogy hajlandóak ezt a spanyol koronának adni, ha egy flottát bocsátanak a rendelkezésükre. Váratlanul éppen Kolumbusz egykori ádáz

ellensége, Fonseca bíbornok állt Magellán pártjára, így a koronatanács elfogadta Magellán tervét, biztosítva ezzel V. Károly és a spanyol korona támogatását. 1518. március 22-én aláírták a Capitulationt, a végérvényes szerződést. V. Károly bizonyult Magellán legszenvedélyesebb pártfogójának, az egyébként ingadozó és befolyásolható császár egész életében ebben az egyetlen esetben mutatott hűséget egy nagy gondolat iránt.



1.15. ábra. V. Károly császár és spanyol király (Forrás: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/a/aa/Tizian_081.jpg)

Portugália diplomáciai úton és szabotázzsal is megpróbálta megakadályozni Magellán expedícióját (1.16. ábra), és bár egész Sevilla, sőt Spanyolország is ellenségesen méregette a portugál emigránst, V. Károly támogatásával keresztülvitte tervét. Az öt hajóból – Trinidad, San Antonio, Concepcion, Victoria, Santiago – álló flotta 1519. szeptember 20-án, kedden, hajnalhasadáskor hagyta el a spanyol partokat.



1.16. ábra. Magellán expedíciójának útja (Forrás: <http://www.magellanproject.org/images/magellan1.jpg>)

November 29-én elérték a brazil partokat, majd 1520. január 10-én a mai Montevideót, a La Plata hatalmas torkolatát a 40. szélességi foknál, ahol Magellán az átjárót sejtette. Tizenöt napot töltöttek el hiábavaló kereséssel. Magellán ekkor már tudta, hogy Martinus Behheim térképe hamis. A part mentén haladtak dél felé, minden kis öblöt alaposan átvizsgáltak. Két hónap alatt jutottak el Port San Julianig. A legénység nyugtalankodni kezdett, a spanyol kapitányok pedig elégedetlen szemlélték a növekvő elégedetlenkedést. Nem kerülhette el figyelmüket, hogy Magellánt hamis térképek vezették félre, mert ha pontosan tudta volna, hol az átjáró, akkor nem kutatta volna át alaposan a La Plata torkolatát és az azóta útjukba eső kis öblöket sem. Magellán, ha visszafordult volna Brazília felé, akkor már nem parancsok, hanem fogoly lett volna hazugsága miatt, ez aztán lehetetlenné tette a visszatérést. Március 31-én zárt öblökhöz értek, és Magellán itt, San Julianban, a 49. szélességi fok alatt téli szállást rendezett be. A bor- és kenyéradagot lecsökkentette, tovább bősztve a legénységet. Ez később döntő lépésnek bizonyult,

ugyanis kevesebb élelemmel nem tudtak volna átkelni a Csendes-óceánon. Ugyanezen a napon az éjszaka leple alatt a spanyol kapitányok zendülést szítottak és megpróbálták átvenni a hatalmat. Magellán hidegvérűen és gyorsan cselekedett, és leverte a lázadást.

Magellán flottája 4–5 hónapot töltött az öbölben. Ahogy a téli viharok enyhültek, a *Santiago* felfedezőútra indult, de balszerencsésen sziklának csapódott és elsüllyedt. Augusztus 18-án hagyták maguk mögött a San Julian-öblöt. Magellán kétnapi hajózás után, 1520. augusztus 20-án újabb két hónapi téli pihenést rendelt el. A sors fintora, hogy 300 napi hajózás után, alig két napra a céltól állt meg. 1520. október 21-én értek egy fehér sziklafokhoz, amelyről a kormányosok egyöntetűen állították, hogy ez csak egy, a norvég fjordokhoz hasonló mély bevágás, de Magellán ragaszkodott hozzá, hogy ezt az öblöt is alaposan bejárják. A következő expedíciókban tucatsszám pusztultak el itt a hajók, Magellán mégis baj nélkül áthajózott a szoroson. Itt kérte ki először Magellán kapitányai véleményét: elégedjenek-e meg ezzel az eredménnyel, vagy hajózzanak-e egészen a fűszerszigetekig? Magellán utoljára osztotta szét flottáját, elindultak az utolsó felderítő útra, és egyik csónakja megtalálta az ájtárót a Csendes-óceánra. Legnagyobb hajója, a *San Antonio* azonban nem tért vissza a keresésből, megszökött. A *San Antonio*, mint a legnagyobb élelmiszerkészletet szállító hajó elvesztése súlyos csapás volt, készleteik végzetesen megcsappantak.

1520. november 28 -án felszedték a horgonyt és kifutottak a sosem járt új tengerre, a Csendes-óceánra. Kolumbusz harminchárom napig volt úton, és már egy héttel a kikötés előtt vízben úszó fadarabok és madarak tudatták vele, hogy szárazföldre közelít. Ezzel szemben Magellán még száz nap után sem látta szárazföldnek a nyomát. Faleiro számításai a távolságokról megdőltek, Magellán azt hitte, hogy már rég elhagyta Japánt, holott még csak a Csendes-óceán harmadánál járt. A tengerészek még azokat az ökörbőr szíjakat is megették, amibe a vitorlaállványokat foglalták. A friss, vitamindús élelem hiánya miatt kitört a skorbut, tizenkilencen haltak éhen, a megmaradt legénység egytizede. 1521. március 6 -án érték el az első szigeteket, és március 17-én már biztosan tudták, hogy révbe értek. Magellán számítása szerint a Molukki-szigeteknek kellett volna lenniük, de valójában 10 fokkal eltértek északra, így a tévedés újabb felfedezéshez vezetett: teljesen ismeretlen szigetekre bukkantak, a Fülöp-szigetekre. Magellán tettének érdemi része befejezést nyert, bebizonyította, hogy a Föld gömbölyű.

Mivel Magellánnak nem volt elég embere, hogy megbízottakat hagyjon hátra, ezért minden sziget fejedelmével szövetséget kötött, keresztet és császári zászlót hagyott hátra. Április 7-én érték el Cebu szigetét. A sziget radszája meghajlott Magellán előtt és keresztény hitre tért. Ezzel – tudtán kívül – Magellán is belekeveredett a különböző szigetek radszái közötti állandó háborúskodásba. 1521. április 26-án egy helyi összetűzésben – ahol a cebui uralkodót segítette volna – a bennszülöttek mintegy 30 emberével együtt lemészárolták.

A Sevilában tengerre szállt 265 emberből már csak 115-en maradtak, legénység hiányában a *Concepciont* kénytelenek voltak felgyújtani és hátrahagyni. Képzett hajósok nélkül vakon tapogatózva haladtak a szigetek között és kalózkodásba kezdtek. Végül egy kirabolt bárkán Ternatéből származó foglyot ejtettek, aki ismerte a fűszerszigetekig vezető utat. 1521. november 8 -án kötöttek ki Tidore szigetén. A sziget törzsfőnöke elismerte a spanyol király fennhatóságát, és ellátta őket mindennel: fűszerrel, arannyal, élelemmel. Hazaindulás előtt kiderült, hogy a *Trinidad* nincs útra kész állapotban, javításra volt szüksége, így hátra kellett maradnia. A *Victoria* viszont Juan Sebastián Elcano kapitánnyal és 46 emberével hamarosan útnak indult, hogy az Indiai-óceánon áthajózva, Afrikát megkerülve hazavitorlázzon. Nem használhatták a portugál telepeket, mert megtudták, hogy Manuel király utasítást adott: Magellán minden hajóját el kell fogni, embereit rabságba kell vetni. Megállás nélkül kellett megkerülniük a Jóreménység fokot. 1522. február 13 -án hagyták maguk mögött Timor szigetét 26 tonna fűszerrel megrakottan. Öthavi élelmet raktak a hajóra, de só hiányában a hús rothadásnak indult és csak rizsük maradt. Újra kitört a skorbut. A Jóreménység foknál viharba kerültek, elvesztették az első árbocot és megrepedt a főárbcot is. A tessék-lássék helyrehozott hajó így vánszorgott észak felé az afrikai partok mentén. Már csak harmincegyen voltak életben, amikor öt hónapi szakadatlan utazás után július 9-én elérték a portugál fennhatóság alá tartozó Zöld-foki-szigeteket. Kétnapi élelemmel rendelkeztek csupán, így kénytelenek voltak cselhez folyamodni: Amerikából idesodródott, szerencsétlenül járt spanyol hajónak adták ki magukat. A csel majdnem bevált, amikor fény derült a turpisságra. A *Victoria* – legénységének jó részét a parton hagyva, mindössze tizenhét főnyi legénységgel – kerekét oldott.

Itt, a Zöld-foki-szigeteken tette Pigafetta korszakalkotó felfedezését: a pontos naplójuk szerinti *szerda* helyett *csütörtök* volt a szigetekén, így kiderült, hogy a Föld forgását követve időt nyerhet az ember. Ez a felfedezés meglepte és fellelkesítette az egész művelt, humanista világot.

1522. szeptember 4 -én megpillantották Cap Vicentét és szeptember 6-án a Guadalquivir torkolatában partot értek. Útjuk véget ért, 21 túlélővel, 78 000 km megtétele után. A *San Antonio* árulei, akik annak idején „hazafias tettel”

tértek haza, először megrémültek. Csak akkor nyugodtak meg, mikor kiderült, hogy Magellán halott és hogy Juan Sebastián Elcano a kapitány. Ő maga is a Magellán ellen zendülők között volt annak idején, és most ő aratott le minden dicsőséget. Elcano átadott minden irományt a királyi udvarnak, de egyetlen sort sem, ami Magellán keze jegyét viselte volna. A Magellán által vezetett hajónapló eltűnt. Elcano fáradozásaiért címet kapott a latin *Primus circumdedisti me* (Te jártál körül először engem) felirattal és évi nyugdíjat.

A bátor felfedezők és konkvisztádorok kevés hálát tapasztaltak királyaik részéről. Kolumbusz láncra verve tért vissza Sevillebe, Cortez kegyvesztett lett, Pizarro megölték, Balboát, a Déli-tenger felfedezőjét lefejezték. Camoes, Portugália nagy harcosa és költője éveket töltött börtönben. A fűszerszigetek végül 305 ezer dukátért visszakerültek Portugália birtokába, a Magellán-szorost csakhamar rettegve kerülték veszélyei miatt, sőt, 38 évvel felfedezése után már úgy beszéltek róla, mint járhatatlan útról. Így használhatta Francis Drake, mint biztos menedéket, mikor a spanyol hajókat fosztogatta. Magellán álmát, a keletről nyugat felé vezető kereskedelmi utat csak néhány cethalász és merész vitorlás használta, és amikor Woodrow Wilson elnök 1913 őszén megnyitotta a Panama-csatornát, a Magellán-szoros végleg fölöslegessé vált.

Magellán expedíciójának kiemelkedő jelentőségű oceanográfiai eredménye a Csendes-óceán hatalmas kiterjedésének felismerése, habár még csaknem egy évszázadig tartott, míg tényleges kiterjedését (azt, hogy legnagyobb Ny–K-i kiterjedése több mint 150 fok, azaz a földgolyónak majdnem a fele) meghatározták. Ezzel befejeződött a három nagy földi óceán felfedezése.

1.2. Az óceánok tudományos kutatásának története

1.2.1. Az úttörők

Természetesen a földrajzi felfedezések Magellán után is tovább folytatódtak, de tárgyunknál maradva ezekkel már nem foglalkozhatunk. Az *oceanográfia*, mint tudomány létrejöttét általában *James Cook* első expedíciójától szokás számítani, habár a fenti kifejezés csak később terjedt el a tudományterület megnevezésére.

Az 1760-as évekre, amikor ezek az expedíciók megkezdődtek, a világ jelentős fejlődésen ment át a nagy felfedezések korához képest (amelyek elképesztő gyorsasággal, az 1490–1520-as években zajlottak le). Spanyolország, mint tengeri nagyhatalom lehanyatlott és Nagy-Britannia lett a világ tengereinek ura. Sokat fejlődött a hajózás is. A spanyol karavelláknál, melyek 50–100 tonnás hajók voltak, sokkal nagyobb (300–400 tonnás) és erősebb szerkezetű hajók: fregattok, korvettek, briggek stb. járták a világ tengereit.

Külön érdemes foglalkozni az *óceáni helymeghatározás* problémájával és az ennek megoldásában elért fejlődéssel. Az ókorban és a középkorban, de még az újkor hajnalán is a tengerészek általában a partok mentén hajóztak és az ott látható tájékozódási pontok (szirtfokok, öblök, folyamtorkolatok, zátonyok) figyelembevételével navigáltak. Ugyanakkor már a vikingek korában felmerült a nyílt tengeren történő navigálás problémája, hiszen e nélkül nem érthették volna el pl. Amerikát. Az irány meghatározására már a föníciaiak is használták az iránytűt, amelyet Kr.e. 2000 körül Kínában találtak fel, paradox módon szárazföldi tájékozódásra. Mégis elsősorban a Nap és a csillagok helyzete alapján kellett navigálni. Már az ókorban ismerték azt a tényt, hogy a Nap delelési magassága dél felé haladva nő, míg a Sarkcsillagé csökken, így közelítőleg meg tudták határozni a hajó helyzetének földrajzi szélességét. A vikingek egy különleges, a napfényt polarizáló kristály segítségével borult időben is meg tudták határozni a Nap helyzetét. Szintén az ókortól képesek voltak a hajósok a hajó sebességének mérésére is, egy hosszú kötél végére erősített, nehezékkel ellátott fadarab az ún. „log”, valamint egy homokóra segítségével. Az időegység alatt letekeredett kötél hosszával mérték a sebességet. (Később az angol hajósok a kötéltre egyenlő távolságra csomókat kötöttek, s ezek letekeredését figyelték. Innen származik az angol knot (csomó) sebesség egység, amely kb. 2 km/h-val egyezik meg). A sebesség meghatározásával képesek voltak megbecsülni a naponta megtett utat, így a távolságokat is. A földrajzi hosszúságot azonban egyáltalán nem tudták mérni, bár tudták, hogy keletre haladva a Nap korábban kel és delel. Ennek oka a kellő pontosságú, és a tenger erős hullámzásának ellenálló óra hiánya volt. A felfedezések korában két alapvető nyílt óceáni navigációs módszer terjedt el. Az egyik a szélességi körök lefutása (*running down the latitudes*), amikor is az indulási kikötőből alapvetően É–D irányban lehajóztak az elérni kívánt kikötő szélességi köréig, majd azon próbáltak haladni K–Ny irányban, míg elérték a partot. Ez volt a spanyol és portugál navigátorok fő módszere. A viharok és a rossz térképek ezt a módszert nehézkessé tették. A híres-hírhedt angol kalózkodó, mint pl. Sir Francis Drake jobban kedvelték a kockázatosabb, de sokkal gyorsabb halálós számítás

(*dead reckoning*) módszert, amikor a szögtartó Mercator-vetületű térképen – ahol tetszőleges két pontot összekötő gömbi főkörív (loxodróma, legrövidebb út) egyenes szakasz – meghúzták az indulási és érkezési kikötő közti egyenest (a loxodróma képét) s e mentén próbálták az iránytű segítségével hajózni. Sajnos ez a módszer is hibákkal terhelt volt, ami gyakran vezetett hajótörésekhez.

A földrajzi hosszúság mérését végül – olyan nagy tekintélyű tudósok, mint *Edmond Halley*, a róla elnevezett üstökös felfedezője és a Royal Society tagjai ellenében, akik Regiomontanus nyomán fanatikusan hittek a csillagászati hosszúság-meghatározás, sőt helymeghatározás lehetőségében – egy *John Harrison* (1693–1776) nevű autodidakta ács és asztalos oldotta meg a *hajózási v. hosszúsági kronométer* (1.17. ábra) megalkotásával. A brit parlament az egyre növekvő számú hajótörés hatására 1714-ben 20 ezer fontos díjat tűzött ki „egy olyan módszer kifejlesztéséért, melynek segítségével hathetes nyílttengeri út után még 30 mérföldnél kisebb hibával lehet a hajó helyzetét megállapítani”. A díjat évtizedekig tartó huzavona és öt Harrison-féle kronométer-típus megalkotása után (Harrison Number One, Two etc.) a H5 tesztelési eredményei alapján csak 80 éves korában, 1773-ban kapta meg a feltaláló.



1.17. ábra. *John Harrison H5 hajózási kronométere* (Forrás:

http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/1/14/Harrison%27s_Chronometer_H5.JPG)

James Cook (1.18. ábra) *első expedíciója* (1.19. ábra) a később megőrült, de uralkodásának kezdetén invenciózus vonásokat is mutató III. György király uralkodása korai szakaszában szerveződött meg. A Brit Akadémia (Royal Society) a haditengerészettel együttműködve expedíciót szervezett azzal a céllal, hogy Tahiti szigetéről megfigyeljék a Vénusz bolygó átvonulását a Nap előtt, amely 1769-re volt várható, és 1000 évenként csak egyszer fordul elő. Parancsnokul a 40 éves Cookot nevezték ki. Cook javaslatára az Endeavour (Törekvés) nevű 368 tonnás, 30 m hosszú szénszállító brigget alakították át, élelmiszerekkel és 22 ágyúval szerelték fel. A 84 hajózó mellett a briggen csillagászok, botanikusok, rajzolóművészek tudományos csoportja tartózkodott. A hajó 1768 őszén indult és a veszélyesebbik utat választva, a Horn-fok megkerülésével jutott el céljához, Cook kitűnő parancsnoklása alatt mindenféle sérülés nélkül. A kutatók 1769. június 3-án sikeresen elvégezték a bolygó-átvonulás megfigyelését. Ezután Cook – az előzetes terveknek megfelelően – felderítette és meglepő pontossággal feltérképezte Új-Zéland kettős szigetét, majd Ausztrália közel 2000 kilométeres keleti partvonalát, beleértve az általa elnevezett York-fokot (a partvidék északi részén helyezkedik el a Nagy Korallzátony, ami a vízi utat rendkívül veszélyessé teszi – itt az Endeavour is csúnyán megsérült, javítása több hetet vett igénybe), majd a Torres-szoroson keresztül kijutott az Ausztráliát és Indonéziát elválasztó Arafura -tengerre. Kelet-Ausztrália partjai mentén történő hajózása során felfedezett egy festői szépségű öblöt is, ahol a növényfajok szinte paradicsomi sokaságával találkoztak az expedícióval utazó botanikusok. Cook a helyet Botany Bay-nek (Botanika-öbölnek) nevezte el, ma itt áll Sydney, Ausztrália legnagyobb városa. Cook a tisztaságot, a szellőzést megkövetelve, az étrendbe rendszeresen savanyúkáposztát, gyümölcsleveket iktatva megelőzte a hajózákat megtizedelő skorbut betegséget. Amikor Jáva szigetén, Batáviában (Jakarta) tűzifát és élelmet szereztek be, a partraszállók közül harmincan meghaltak fertőző betegségben, köztük Green csillagász is. Ennek ellenére az Endeavour a Jóreménység fokát megkerülve 1771-ben, két év után sikeresen hazaért Angliába. Cook hajónaplóját kiadták és ettől kezdve a brit tudományos világ nagy felfedezőként tisztelte. Érdekes megemlíteni, hogy a Királyi Haditengerészet (Royal Navy) csak ekkor tartotta érdemesnek a kapitányi rang elnyerésére.



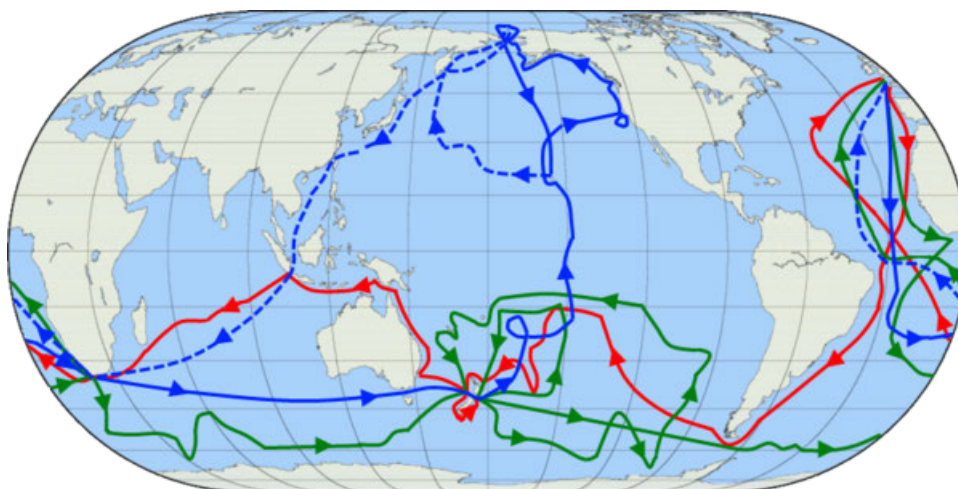
1.18. ábra. *James Cook kapitány* (Forrás:

<http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/7/76/Captainjamescookportrait.jpg/250px-Captainjamescookportrait.jpg>)

Második expedíciójára (1.19. ábra) szintén a Brit Akadémia küldte ki azzal a céllal, hogy feltérképezze a legendás Déli Földrészt (Terra Australis). A legenda valószínűleg *Piri (Hadzsi Muhiddin Piri Ibn Hadzsi Mehmed) reis* (török tengernagy) állítólag az Antarktisz is ábrázoló elhíresült világtérképével (1513) is összefüggésben van: az újkorban az a hit terjedt el, hogy a Déli-sark körül nagy ismeretlen földrészt terül el, melyet Déli Földrésznek neveztek. Miután Cook feltérképezte Ausztrália keleti partjait és Új-Zélandot, csaknem bizonyossá vált, hogy – bár kontinens nagyságú – Ausztrália mégsem lehet a legendás Terra Australis, így annak jóval délebbre kell elterülnie. Ennek ellenőrzésére küldték ki az expedíciót, mivel egyes akadémikusok – a bizonyítékok ellenére – szilárdan hittek a Déli Földrész létezésében és esetleg annak Ausztráliával délről való összeköttetésében. Cook ezúttal már nem egy szénzállító hajóból átalakított brigget, hanem két királyi hadihajót vezetett: a HMS Resolutiont és a HMS Adventure-t. Az expedíció igen magas déli szélességen körülhajózta a Földet 1773. január 17-én érintve a Déli-sarkot is, majd egy évvel később újabb kísérletet téve elérte a 71°10' déli szélességet. Majdnem beleütközött az Antarktiszba, egyes források szerint látták is annak partvidékét, de vissza kellett fordulnia az élelem és vízkészletek kimerülése miatt. Mindenesetre, a visszaúton felfedezte a Társaság-szigeteket, a Húsvét-szigetet, az Új-Hebridákat (Új-Kaledóniát) és Vanuatut. Cook expedíciója – paradox módon – egy időre eloszlatta a Terra Australissal kapcsolatos legendákat. (1820-ig kellett várni, hogy az orosz *Lazarev-Bellingshausen* expedíció hitelt érdemlően tudósítsa a világot az Antarktisz létezéséről.) Hazatérte után a Királyi Földrajzi Társaság tagjává választották, és a nagy felfedező és navigátor dicsfénye lengte körül.

Harmadik útjára (1.19. ábra) 1776-ban került sor: az utazás (titkolt, és siker esetén 20 000 fonttal díjazott) célja Szipéria vagy Alaszka, Kanada arktikus partjainál jégmentes átjáró – a régóta keresett „északnyugati átjáró” – felfedezése. Cook ismét a Resolutiont választotta hajójául. Kísérőhajója a Discovery volt. 1778. január 18-án pillantották meg Oahu-nál a Hawaii-szigetek központi csoportját, melyet Cook Sandwich-szigeteknek nevezett el az Admirális első lordjáról. A Déli-Csendes-óceánról északra felé hajózott, hogy felfedezze Észak-Amerika nyugati partjait az utolsó spanyol területen Alta Californián (ma Észak-Kalifornia) túl. Hamarosan partraszállt a mai Oregonban, majd a Vancouver-szigeten. Ezt elhagyva Cook a partvonal mentén haladva feltérképezte azt egészen a Bering-szorosig. Közben felfedezte a később róla elnevezett Cook-félszigetet Alaszkában. Ezzel Cook egy csapásra megszüntette azokat a hézagokat, amelyeket a korábbi, kudarcot vallott spanyol (délről) és orosz (északról) expedíciók hagytak Amerika nyugati partvonalának meghatározásában. A sors fintora, hogy a jég miatt a Bering-szoros, ill. mögötte az Északi-Jeges-tenger átjárhatatlannak bizonyult, Cook nem folytathatta útját északra felé. A kudarc rendkívül megviselte, az idegességtől betegeskedni kezdett és a legénységgel is durván viselkedett.

Végül visszafordult a nemrég felfedezett Hawaii-ra. 1779. január 17-én értek a fősziget Hawaii Kealakekula-öblébe, a mahakiki (aratási) ünnepekre, melynek során Cook-ot Lono, a béke istenének reinkarnációjaként tisztelték. Néhány hét múlva Oahu felé hajóztak, de a vihar törött vitorlákkal visszavetette a Resolutiont a már ismert Hawaii-öblébe. Itt Cook egy ellopott dereglye miatt véres összetűzésbe keveredett a bennszülöttekkel, akik – mivel elmúlt Lono isten tiszteletének ideje, és helyette Ku, a harc istenének periódusa volt éppen – össze voltak zavarodva és emiatt több társával együtt megölték. Testét az istenek imádatához általuk szükségesnek vélt módon kicsontozták, megfűstölték, feldarabolták stb., gyakorlatilag „ereklyét” állítottak elő belőle. Amikor helyettese Charles Clerke visszaszerezte a maradványokat, katonai dísztemetéssel búcsúztak Cooktól. Mivel Clerke a későbbiekben meghalt, mindkét hajó John Gore parancsnoksága alatt 1780. október 4-én tért vissza Angliába.



1.19. ábra. James Cook kapitány három expedíciója. Az első vörös, a másodikat zöld, a harmadikat pedig kék vonal jelöli. Szaggatott kék vonal jelöli a harmadik expedíció Cook halála után megtett útját. (Forrás: <http://www.voyage-australie-nz.com/media/images/divers/normal/cook-3-voyage.png>)

A Cook-féle expedíciók tulajdonképpen átmenetet képeztek a felfedező és a tudományos célú expedíciók között, hiszen a három expedíció során számos új földrajzi felfedezés is született, új területeket ismertek meg. A XIX. század kezdetétől már nemigen volt új felfedeznivaló, tehát a tudományos célok kerültek előtérbe. Ezek sorában a század elején indított orosz expedíciókat, köztük is *Otto von Kotzebue* expedícióit szükséges megemlíteni. Itt jegyezzük meg, hogy ez idő tájt Oroszországban számos kiváló német nemzetiségű tudós működött, mint pl. a korábban említett Fabian Gottlieb von Bellingshausen (1778–1852), az Antarktisz felfedezője. Többségük Kelet-Poroszország legkeletibb része, Ingermanland (ma nagyrészt Észtországhoz tartozó) területén élő nemesi családokból származott, amely terület akkor az Orosz Birodalom fennhatósága alatt volt. Hasonló származású volt Bellingshausen kortársa, *Otto von Kotzebue* (1787–1846) is, akit a tudományos célú óceánkutató expedíciók egyik úttörőjeként tartunk számon. Kortársához hasonlóan Kotzebue is az orosz haditengerészet kötelékében futotta be tengerésztiszt pályáját. Három expedíciót vezetett, mindhármát tudósok részvételével. Az expedíciókat a kivételesen nyílt és nagyvonalú, európai gondolkodású I. Sándor cár – Napóleon legyőzője, az orosz politikai élet megreformálója, a nép által „áldott” uralkodó – bátorította és támogatta. Az expedíciók során első ízben végeztek mélytengeri méréseket: a víz sótartalmát mérték meg. E mérések eredményei alapján dolgozta ki *Emil Lenz* ugyancsak kelet-porosz tudós a termohalin vízkörzés elméletét, azaz annak magyarázatát, hogy az eltérő sótartalom és hőmérséklet miatti sűrűségkülönbség jelentős mozgatóerő lehet az óceánokban, amely háromdimenziós tengeri vízkörzést, felszíni és mélységi áramlások rendszerét hozhatja létre.

A következő kutató, aki mélytengeri mérésekkel tette híressé nevét, Sir James Clark Ross volt, aki az Antarktisz környezetében végzett nagyszámú mélység, hőmérséklet és sótartalom mérést (róla nevezték el a Ross-tengert). Kotzebue és Ross mélytengeri méréseit kézi csörlőkkel végezték, így azokat jelentős hiba terhelte. 1851-ben lefektették Dover és Calais között az első tengeri távíró-kábelt, melyhez kidolgozták a gőzgép hajtotta csörlőket. Ezek a kéziéknél sokkal gyorsabbak lévén, a méréseket pontosabbá tették, és sokkal több mérésre adtak lehetőséget.

Az oceanográfia – amely mai szemmel nyilvánvalóan a geográfia (földrajz) szerves és jelentős részét alkotja – elnevezése *Matthew Fontaine Maury* (1806–1873, 1.20. ábra) amerikai tengerésztisztól származik, és csak a XIX. század közepén került bevezetésre – általa.



1.20. ábra. Matthew Fontaine Maury (Forrás: http://www.knowsouthernhistory.net/Biographies/MF_Maury/matthe2.jpg)

Maury tengerészeti szolgálatát 1825-ben, 19 éves korában kezdte meg az Egyesült Államok Haditengerészeténél (US Navy). Szolgálatba lépése után azonnal a tengerek és a navigációs módszerek tanulmányozásába fogott. Amikor néhány év múlva lábsérülése miatt alkalmatlanná vált a tengeri szolgálatra, egész idejét a navigáció, a meteorológia, a szélrendszerek (a földi általános légközés modelljét is elkészítette) és a tengeráramlások tanulmányozásának szentelhette. Kemény munkája eredményeként 1842-ben kinevezték a Tengerészeti Obszervatórium (Naval Observatory) főfelügyelőjévé, valamint a Tengerészeti Térkép és Műszer Raktár igazgatójává. Ebben a minőségében módja volt átnézni több ezer hajónaplót, és a bennük található mérési adatokat. Ezen adatok feldolgozásával kiadta az Észak-Atlanti-óceán Szél és Tengeráramlat Térképét (*Wind and Current Chart of the North Atlantic*), mely lehetővé tette, hogy a széljárás és az áramlatok felhasználásával drasztikusan csökkentse a tengeri utak időtartamát. Ezután kezdeményezésére a világtengereket járó (mind hadi-, mind kereskedelmi) hajók kapitányai egységes hajónaplókat kezdtek vezetni egységes mérési adatokkal, a Maury által megadott formátumban. Politikai ügyességére jellemző, hogy a pápa a katolikus államok hadi- és kereskedelmi hajóinak adományozható kitüntető zászlót alapított, amelyet csak azok a hajók kaphattak meg, ahol a hajónaplót a Maury által megadott formátumban vezették és el is juttatták annak másolatát Maurynak Washingtonba. Ez lehetőséget adott neki, hogy a világtenger többi fontos kereskedelmi hajóútja szél és áramlási térképét is elkészítse, munkáját globálissá tegye. Ezt az 1850-es évek elején a Szél és Tengeráramlás Térképek (*Wind and Current Charts*) című művében foglalta össze (200 kötet). Hajózási Irányelvek (*Sailing Directions*) című tengerészeti kézikönyve az egész világ tengerészete számára alapvető fontosságú, a kézikönyvet mind a mai napig folyamatosan frissítik: jelenleg 42 kötetből áll. Csaknem egyidejűleg megírta talán legfontosabb tudományos könyvét, A Tengerek Fizikai Földrajza és Meteorológiája (*Physical Geography of the Seas and Its Meteorology*) címen (1855–1862). Az 1855-ös kiadásban még nem szerepelt a meteorológia.

Maury előtt nem létezett az „oceanográfia” elnevezés. A szakterülettel foglalkozók különböző módon próbálták megnevezni foglalkozásukat: geográfus, meteorológus, navigátor stb. A Maury által vezetett intézmény az 1840-es évektől gyors fejlődésnek indult és pár éven belül a Tengerészeti Obszervatórium és Hidrográfiai Hivatal, majd később a Tengerészeti *Oceanográfiai* Hivatal elnevezést kapta. Innen került aztán közhasználatba az oceanográfia szó. Maury meteorológusi és klimatológusi tudományos és szervező tevékenysége is kiemelkedő volt, de ezt itt nem méltatjuk.

Nem hivatalos beceneve először a Tengerek Nyomkeresője (*Pathfinder of the Seas*), majd a Modern Oceanográfia és Tengerészeti Meteorológia Atyja (*Father of Modern Oceanography and Naval Meteorology*), végül pedig egyszerűen csak a Tengerek Tudósa (*Scientist of the Seas*) volt, említett *Physical Oceanography of the Seas* c. művének megjelenését (1855) méltán tekinthetjük a modern oceanográfia születési dátumának.

A következő jeles dátum a modern oceanográfia megszületésében az ún. *Challenger-expedíció* (1872–1875) volt. A *HMS Challenger* George Nares kapitány vezényletével 1872 decemberében hajózott ki Portsmouthból. Feladata annak a kérdésnek a kutatása és lehetőség szerinti eldöntése volt, hogy létezhet-e élet az óceán mélyebb rétegeiben, ahová a napfény már nem hatol le. Az akkor általánosan elfogadott nézet szerint 300–500 m mélység alatt semmiféle (sem növényi, sem állati) élet nem létezhet. Ezt a hipotézist több szórványos észlelés (pl. a transz-atlanti kábelfektetés során) megcáfolni látszott. Két angol természettudós, C. Wyville Thomson és Benjamin Carpenter – akik hittek a

mélytengeri élet létezésében – rávették a Brit Akadémiát (Royal Society), hogy vegyenek néhány mélytengeri gyűjtőhálós próbát. Ezek során az észak-atlanti vizekből nagyszámú mélytengeri élőlényt fogtak ki. A vita fellángolt: vajon az egész világóceán ilyen? Végül ez vezetett el a Challenger-expedíció megszervezéséhez, mely a kornak igazán grandiózus és jövőbe mutató vállalkozása volt. Ez volt az első „tisztán tudományos” oceanográfiai expedíció. A Challenger, amely eredetileg hadihajó volt, jelentősen átalakították a tudományos kutatási feladatokra: ágyúit leszerelték, helyükre mélytengeri merítőháló gözcsörlőjét szerelték be, és számos – biológiai és kémiai – laboratóriumot rendeztek be. Az expedíció négy év alatt 127 600 km-t tett meg, főként az egyenlítői térségben és a déli félgömbön, egészen a Falkland-szigetek szélességéig, közben körülhajózta a Földet. Az expedíció 1606 napja közül 713 napon végeztek egész napos mélytengeri kutatást (egy fenékhálós, v. merítőhálós húzás 12 órát vett igénybe), ennek során 492 helyen vettek mélytengeri vízmintákat (profilok), 263 helyen végeztek mélységi hőmérséklet-méréseket (profilok), 133 helyen végeztek fenékhálós mintagyűjtést az óceánfenékről és 151 helyen húztak végig merítőhálót különböző mélységekben, végül 370 helyen végeztek mélységmérést nagy mélységekben. Az eredmények feldolgozásában 76 kutató vett részt, az írásos jelentés 50 kötetre rúgott. Az eredmények jelentősége megfelelt a munka volumenének: kb. 4700 új tengeri állatfajt fedeztek fel és írtak le. Az addig ismert 600 tengeri egyséjű fajhoz a Challenger-expedíció 3500 új fajt adott.

Az expedíció korszakos jelentősége két tényből adódott össze: az eredmények által szolgáltatott tudományos áttörés éppolyan jelentős volt, mint a kizárólag tudományos kutatásra, ismeretszerzésre szervezett grandiózus vállalkozás ötlete. Az expedíció lerakta az oceanográfia, mint új tudomány alapjait és meghatározta kutatási módszereit.

1.2.2. A modern kor

Nem utolsósorban a Challenger-expedíció kirobbanó sikere nyomán a következő évtizedekben (1880–1920, ill. 1940) az oceanográfiai kutatások elsősorban a tengerbiológia irányába tolódtak el. Ezt ösztönözte a halászat globálissá válása is, amely a hagyományos halásznépek által erősen halászott helyi vizekben a halállomány megfogyatkozására volt visszavezethető. Persze a tudományos visszaeséshez hozzájárult az I. világháború is. Egyetlen kivétel volt: az 1925–1927 között végrehajtott német Meteor expedíció, melyet jellemző módon ismét a kincskeresés motivált. Fritz Haber Nobel-díjas német kémikus az 1920-as évek elején azzal az ötlettel állt elő, hogy Németország a Franciaországnak fizetendő horribilis összegű 1 milliárd frankos jóvátételt a tengervízből kinyert arannyal fedezze. Az expedíció – mint azt ma már természetesen sejtjük – negatív eredménnyel zárult. Ugyanakkor nagy érdeme volt, hogy fellendítette az oceanográfia olyan részterületeit, mint az óceánok geológiájának, kémiájának és a fenék topográfiájának vizsgálata, melyeket korábban lényegében nem kutattak. 13 részletes keresztshelvényt vettek fel az Atlanti-óceánon a 20°É és a 60°D szélességi körök által határolt térségben, minden shelvénnyel meghatározták a tengervíz összes mérhető fizikai és kémiai paraméterét. A mélyebb rétegek lassú áramlásainak feltérképezésével Georg Wüst oceanográfus és Albert Defant osztrák meteorológus, az expedíció résztvevői meghatározták az Atlanti-óceán termohalin vízkörzésének átfogó képét, realizálva a 100 évvel korábbi Lenz-féle elméletet. A „német alapossággal” végrehajtott expedíció világszerte csodálatot és irigykedést váltott ki.

Az időközben elsőszámú világhatalommá nőtt USA Nemzeti Tudományos Akadémiája (National Academy of Sciences, NAS) „válaszul” 1927-ben Oceanográfiai Bizottságot hozott létre, melynek javaslatai nyomán a keleti partvidéken Boston közelében létrehozták a Woods Hole Oceanográfiai Intézetet, a nyugati partvidéken a kaliforniai La Jollában a Scripps testvérek által alapított szerény oceanográfiai állomást pedig az előbbi intézmény párjaként a nagy kutatói létszámú és költségvetésű Scripps Oceanográfiai Intézetté fejlesztették. Ezek a főként állami megrendelésre kutató intézmények szolgálták a később létrejött Nemzeti Laboratóriumok (Nat'l Laboratories) rendszerének példájául, és ma is meghatározó szerepet játszanak az Egyesült Államok tengerkutatásában.

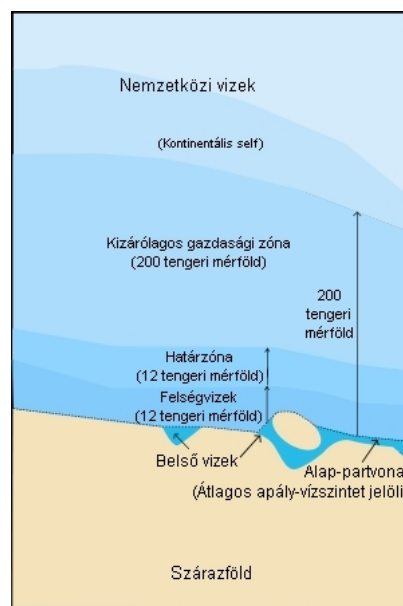
Az oceanográfia kezdett rész tudományokra bomlani, megjelentek az általános leíró oceanográfia, a fizikai oceanográfia, az óceánok geológiája, és biológiája körvonalai. A *fizikai oceanográfia* kezdetét H. U. Sverdrup norvég meteorológus és oceanográfus 1942-ben megjelent könyve, *Az Óceánok Fizikája, Kémiája és Általános Biológiája* (*The Oceans: Their Physics, Chemistry and General Biology*) jelentette. A fizikai oceanográfia az óceánok vonatkozásában ugyanazokkal a kérdésekkel foglalkozik, mint a légkör tekintetében a – már előbb, a XX. század elején létrejött – *légkördinamika* és *légkörfizika*, a teljes éghajlati rendszer vonatkozásában pedig a század utolsó negyedében létrejött *fizikai klimatológia*. Mindazonáltal az a tény, hogy 1942-ben még lehetőség volt egykötetes, a teljes oceanográfia tudásanyagát magában foglaló könyv megírására, jelzi a tudományterület viszonylagos fejletlenségét. A szakterület fejletlensége, elsősorban a világóceán háromdimenziós képéről és folyamatairól szerzett adatok óriási hiánya sok problémát okozott a küzdő feleknek a II. világháborúban: mind az Atlanti-óceánon folyó hatalmas méretű tengeralattjáró-háborúban, mind pedig a földgömbnek durván felét elfoglaló

csendes-óceáni japán–amerikai küzdelemben. Mindenesetre a háború – ahogy szokta – kitermelte (eredetileg nem a kutatás, hanem a pusztítás céljával) a tudásbeli hézagok betömésére alkalmas technikai eszközöket: az óceán mélyében való harcra a hang- (akusztikus) lokátort (sonar, Sound Navigation and Ranging), amely egyaránt volt alkalmas tájékozódásra, a mélység megmérésére, a víz alatti akadályok és az ellenség felderítésére. Ugyanolyan szerepet játszott ez a berendezés a vízben, mint a levegőben a csaknem azonos időben kifejlesztett rádiólokátor (radar, Radio Detection and Ranging). A háború után a technikát továbbfejlesztették a tengeráramlatok sebességének mérésére is, hasonlóan ahhoz, ahogy kifejlődtek az időjárás-radarok. Ezek voltak az ún. *távérzékelési technikák* első alkalmazásai a meteorológiában és az oceanográfiában.

A modern kor másik alapvető jellemzője a meteorológiában és az oceanográfiában igen korán létrejött magas szintű nemzetközi együttműködés (a tudományterületek „globalizációja”), amelyet megkönnyített a légkör és a világóceán globális, „határtalan” volta és az utóbbi esetben a nemzetek szuverenitásának korlátozottsága a világóceánon (csak az ún. területi vizek (1.21. ábra) tartoznak az egyes tengerparti nemzetek fennhatósága alá).

A területi vizek, vagy területi tengerrész – az 1982-es „ENSZ Konvenció a Tenger Törvényéről” értelmében – a parti vizek 12 tengeri mérföld szélességű sávja a mindenkori (apálykor fennálló) partvonalától. A parti vizek az adott állam szuverén területét képezik, mindazonáltal (mind hadi, mind polgári rendeltetésű) idegen hajók ártatlan szándékkal átkelhetnek azon. A szuverenitás kiterjed a területi vizek feletti légtérre és az alatta fekvő tengerfenékre is.

A területi vizek kifejezés informálisan arra a tengerrészre is használatos, amely felett az adott államnak törvényes jogai vannak, beleértve a területi vizeket, az ezzel érintkező zónát, a kizárólagos gazdasági zónát és potenciálisan az egész kontinentális selfet.



1.21. ábra. Vizek felosztása politikai-gazdasági szempontból (Forrás: <http://1842.img.pp.sohu.com.cn/images/blog/2009/3/11/7/16/1209d396a95g214.jpg>)

Az első grandiózus globális kutatási program az 1957–1958-ban megrendezett nemzetközi Geofizikai Év volt (az aktív Nap – napfolt-maximum – időszakában). 1964-ben került sor a Mélytengeri Fűróprogramra, majd az 1970–1980 közötti 10 évet az ENSZ Nemzetközi Óceánkutatási Évtizednek nyilvánította. Az azóta létrejött és részben ma is működő nemzetközi óceánkutatási programokkal a későbbiekben részletesen foglalkozunk.

1.2.3 A fizikai oceanográfia (vagy óceándinamika) fejlődése

A fizikai oceanográfia kezdeteit – mint említettük – *Harald Ulrik Sverdrup* (1888–1957, 1.22. ábra) könyvének 1942-es megjelenésétől számítjuk. Sverdrup norvég nemzetiségű oceanográfus és meteorológus volt, aki számos

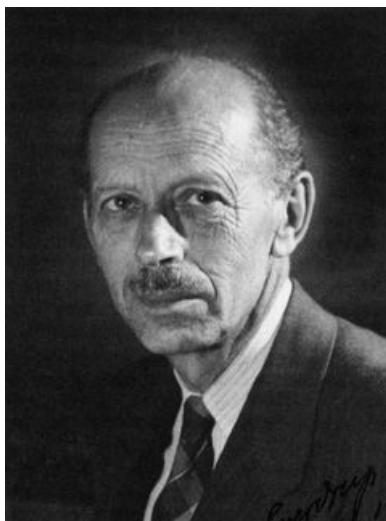
jelentős felfedezést tett ezeken a tudományterületeken. Miután Bergenben és Lipscebén dolgozott, csatlakozott Roald Amundsen északi sarki expedíciójához, melyben 1917–1925 között vett részt. Ezután kinevezték a Bergeni Egyetem (meteorológiában híressé vált, „bergeni iskola”-ként elnevezett) tanszékének vezetőjéül, ahol azonban érdeklődése fokozatosan az oceanográfia felé fordult. Ennek megfelelően 1936-ban átköltözött az Egyesült Államokba, ahol a Scripps Oceanográfiai Intézet igazgatója lett, és ezt az állást 12 évig, 1948-ig töltötte be. 1938–1941 között 33 helyi expedíciót szervezett Kalifornia partvidékének részletes feltárására. Sokkal jelentősebb volt azonban elméleti munkássága. Kifejlesztette az óceán felszíni cirkulációjának mennyiségi elméletét, melyet Sverdrup-egyensúlynak neveznek. 1948-ban hazaköltözött és a Norvég Sarki Intézet igazgatója lett. Mértékegységet is neveztek el róla: az óceánokban áramló víz mennyiségét (fluxusát) az oceanográfia kutatói róla nevezték el *sverdrup*-nak. 1 sverdrup (Sv) = 1 millió köbméter víz áramlása másodpercenként. Híres könyvét 1970-ben újra kiadták. *Munkásságára e fejezet végén még visszatérünk!*

A fizikai oceanográfia – hasonlóan a geofizikához és a légkördinamikához – arra az alapvető kérdésre keres választ, hogy milyen erők idézik elő az adott földi közegben (az adott esetben a világóceánban) lezajló mozgásokat. Így a fizikával rokon oceanográfiai rész tudomány alapvetően a fizika leírási módját és módszereit alkalmazza. A tenger alapvető mozgásformáinak: a hullámnak és a tengeráramlatoknak az elméleti fizikai leírása meglehetősen nehéznek bizonyult, nem utolsósorban a kevés mérési adat és a mérések nehézsége miatt.

A századok folyamán sok – néha bizarr és fantasztikus – magyarázat született ezekre a jelenségekre. Érdekes módon *Galileo Galilei*, aki az újkorban először foglalkozott a kérdéssel – a kopernikuszi heliocentrikus világmép és a Föld forgásának felismerése nyomán –, részlegesen helyes magyarázatot adott a tengeráramlásokra: azt állította, hogy a forgó Földhöz képest a nem szilárdan csatolt óceáni víztömeg tehetetlensége az áramlások kiváltója. Az Egyenlítőn, ahol a forgás kerületi sebessége a legnagyobb, az óceán „lemerad” a forgó Föld (litoszféra) mögött, ez okozza a keleties egyenlítői áramlásokat. A magasabb földrajzi szélességeken aztán a kontinensek keleti partja mentén a sarkok felé áramló meleg víz fokozatosan szögsebesség-momentum többletre tesz szert, amely a Föld forgásánál gyorsabb nyugatias áramlatokban ölt testet (pl. Golf-áram). Az óceáni áramlási köröket azután a kontinensek nyugati partja mentén az Egyenlítő felé tartó hideg áramlatok zárják be. Meglepően modern magyarázat! A légkörben az egyenlítői légkörzés (Hadley-cella) és a mérsékelt égövek nyugati szelei is így jönnek létre. És mindez évszázadokkal azelőtt, hogy a légkörre vonatkozó elméletek megszülettek volna!

Sajnos Galileit az inkvizíció 1633-ban megtörte és heliocentrikus nézeteinek visszavonására kényszerítette, ami e kérdés kutatását is évszázadokra visszavetette. Az ezután született magyarázatok a római katolikus egyház nyomása alatt, elvárásainak megfelelően születtek és emiatt teljesen, olykor nevetségesen tévesek voltak. A XVII. század végén Luigi *Fernando Marsigli* gróf állt elő egy érdekes magyarázattal, ami a különböző sótartalmú vízrétegek különböző sűrűségére és hidrosztatikára vezette vissza az áramlások okát. Ezzel ő is részlegesen rátapintott a lényegre. Elméletét J. S. von Waitz német tudós fejlesztette tovább, így meg tudták magyarázni a Boszporusznál és Gibraltárnál kialakuló, a felszínivel ellentétes mélységi áramlásokat, és elméletüket megpróbálták kiterjeszteni a nagy óceáni áramlási rendszerekre is.

A konvekciónak (a hidrosztatikai egyensúly megbomlása miatt létrejövő függőleges áramlásnak) a tengeráramlatokban játszott szerepét sokáig azért nem tudták helyesen értelmezni, mivel a sós tengervízre is alkalmazták a tiszta vízre érvényes hőmérsékleti sűrűségváltozási formulát: az édesvíz sűrűsége +4 °C-on a legnagyobb, onnan a csökkenő hőmérséklettel növekszik. A Royal Society gyakran konzervatív tudósai ezért úgy vélték, hogy a mélytengerek egységesen +4 °C hőmérsékletűek és mozdulatlanok: ez a nézet hosszú időre dogmává vált. Senki sem figyelt fel arra, hogy A. Marcel svájci orvos már 1819-ben kimutatta: a tengervíz sűrűsége egészen a fagypontjáig, –1,8 °C-ig folyamatosan növekszik. Végül a Kotzebue-expedíciók során végzett mérések alapján elfogadták, hogy a mélytengeri áramlatokat a horizontális sűrűségkülönbségek hajtják. Legkésőbb, csak a XX. század első évtizedeiben, nagy viták után, a légáramlások (a szél) tengeráramlás-keltő hatása is tisztázódott, elsősorban *Vagn Valfrid Ekman* (1874–1954) kutatásainak köszönhetően. *Végül Harald Ulrik Sverdrup volt az, aki a három hatást, a tehetetlenséget, a termohalin cirkulációt és a szél hajtotta felszíni áramlást sikerrel egyesítette egy elméletbe, megalapozva így a fizikai oceanográfiát.* Sverdrup nemcsak hatalmas elme, hanem nagy iskolateremtő egyéniség is volt: *Oceanográfia meteorológusok számára* c. jegyzetét, majd tankönyvét (1942) az amerikai fizikai oceanográfusok nagy nemzedéke – akik közül majdnem mindenki Sverdrup tanítványa, vagy barátja volt – „bibliájának” tekintette. A könyv hatása 1970-ig szinte kizárólagos, ma is alapvető fontosságú mű.



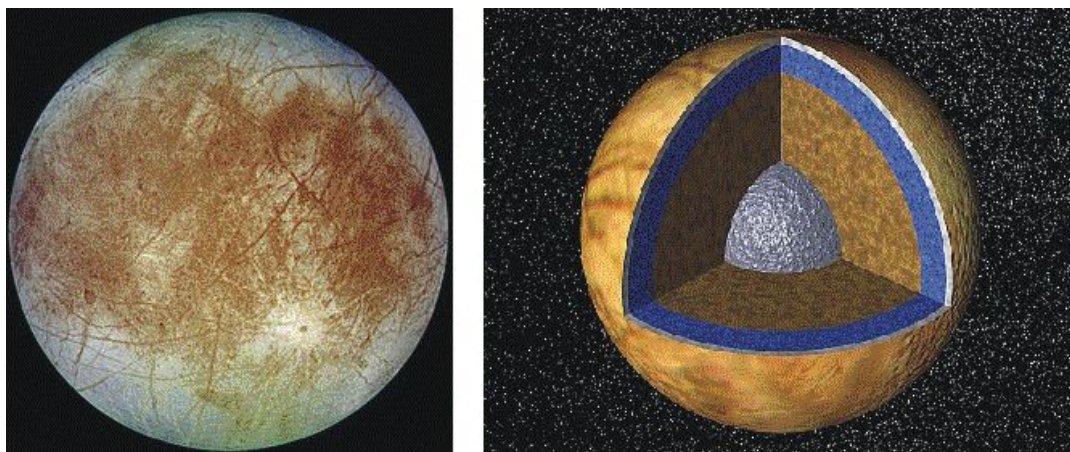
1.22. ábra. *Harald Ulrik Sverdrup* (Forrás: <http://www.nap.edu/html/biomems/photo/hsverdrup.GIF>)

2. fejezet - A planetáris felszín legkevésbé ismert eleme: a világóceán

2.1. A Föld, a Naprendszer vizes bolygója

Ma már tudjuk, hogy Naprendszerünk bolygóinak és azok holdjainak sokféle, egymástól erősen különböző felszíne van. Az ún. *kőzet-bolygók*at, illetve holdakat borító felszíneket ismerjük legjobban, hiszen ezek hasonlítanak legjobban bolygónk kontinentális, növényzettel nem borított felszíneihez. Lehetséges *olvadt felszín* is, pl. a Merkúron, mely mindig ugyanazzal az oldalával fordul a Nap felé. Nagyon keveset tudunk ugyanakkor a *gázbolygók* felszínéről, még azt sem, hogy egyáltalán létezik-e. Ezekon a bolygókon valószínűsíthetően nincs a földi szilárd felszínhez hasonló választófelület, hiszen a bolygót alkotó gáz a középpont felé haladva folyamatos átmenettel sűrűsödik folyékony, majd valamilyen szilárd, vagy esetleg nem ismert halmazállapotba. A gázbolygók esetében tehát – jobb híján – a *léggör felső határát* tekintjük felszínnek. Tulajdonképpen természetes lenne ugyanezt tenni a kőzetbolygók esetében is – különösen egy meteorológus szemszögéből – hiszen a léggör is a bolygó szerves részét alkotja. Egyébként a csillagok, tehát a Nap esetében is ezt a szemléleti módot alkalmazzuk, a Nap léggörét, a *kromoszférát* és a *koronát*, a csillag részének tekintjük.

A Földhöz hasonló folyékony halmazállapotú, az égitest szilárd anyagától elkülönülő folyékony és szilárd (jég) felszínt csupán a Jupiter második legnagyobb holdján, az Európán (2.1. ábra) találunk. Az egyedüli különbség az, hogy a jégtakaró (krioszféra) a Földhöz hasonlóan *vízből!* álló óceánt teljesen befedi az alacsony hőmérséklet miatt. Tehát nyugodtan állíthatjuk, hogy a világóceán, ill. a krioszféra (azon területek, ahol a víz folyékony vagy szilárd halmazállapotban megtalálható) *ritka* objektumok a Naprendszerben.



2.1. ábra. Az Európa és feltételezett belső szerkezete. (Forrás:

<http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/5/54/Europa-moon.jpg/275px-Europa-moon.jpg>;

http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/7/7b/PIA01130_Interior_of_Europa.jpg)

Tovább közelítve tulajdonképpen tárgyunkhoz, azt mondhatjuk, hogy a világóceán és a krioszféra – három dimenzióban – talán a *legkevésbé ismert* földfelszíni alrendszerek, ennél kevesebbet csak a Föld belsejéről tudunk. Az ok az óceán esetében kézenfekvő: nehéz megközelíthetőség, extrém körülmények. Erre jó példa, hogy amíg a tengerszinten a légnyomás megközelítőleg 100 kPa (1000 hPa = 1 bar), addig az óceán legmélyebb pontjain kb. 11 000 m mélységben a víz és az atmoszféra együttes nyomása megközelítőleg 110 100 kPa (1 101 000 hPa = 1101 bar), azaz mintegy ezerszerese a felszíni értéknek. A krioszféra esetében is a belső szerkezetéről tudunk elég keveset (az Antarktisz jégtakarója 3000 m, Grönlandé 2000 m átlagos vastagságú).

A Föld egyik legfontosabb jellemvonása tehát a felszínén folyékony formában jelen levő nagy mennyiségű víz, ami miatt bolygónkat – elsősorban az űrkorszak idejében készült űrfelvételek alapján – „kék bolygóként” is szokás emlegetni. Ezen vizeket összefoglalóan *hidroszférának* nevezzük, amelyek összességében a földfelszín sokkal nagyobb részét borítják, mint a szárazföldek. A földfelszínt szemlélve az az érzésünk támadhat, hogy a Föld

„vízbolygó”, hiszen a felszín 70,8 %-át borítja víz és csak 29,2%-a szárazföld. Természetesen ez nincs így, amit jól szemléltet a 2.1. táblázat. A felszíni vizek többféle formában vannak jelen, kisebb-nagyobb méretű folyóvizek (erek, patakok, folyók, folyamok) és különböző méretű állóvizek (tavak, tengerek, óceánok) formájában. Ezek a vizek két fő csoportra oszthatók: sós vizek és édesvizek. Ezek közül az előbbiek vannak túlsúlyban, a hidroszféra 97,5%-a sós víz, míg a maradék 2,5% édesvíz, amelynek viszont 68,7%-a jég formájában található meg a sarki jégsapkákban.

Az alábbi, 2.1. táblázatban néhány alapvető adatot ismertettünk a hidroszférával kapcsolatosan és kitértünk annak a többi földi alrendszerrel való összehasonlítására is.

	Tömeg (kg)	Térfogat (m ³)	Tömegarány
Kőzet (szilárd, olvadt)	$5,98 \cdot 10^{24}$	$1,08 \cdot 10^{21}$	1
Víz (folyékony, jég)	$1,72 \cdot 10^{21}$	$1,37 \cdot 10^{18}$	$0,2 \cdot 10^{-3}$
Légkör	$5,28 \cdot 10^{18}$	n. a. ($\sim 10^{18}$ – 10^{19})	10^{-6}
Bioszféra	$\sim 7,00 \cdot 10^{14}$	n. i. ? ($\sim 10^{13}$)	10^{-10}

2.1. táblázat. Az egyes földi alrendszerek tömege, térfogata és tömegaránya (n.a.: nem adekvát, n.i.: nem ismert)

A légkör térfogata – a levegő összenyomhatósága miatt – nem határozható meg egyértelműen, különböző művekben nagy szórást mutató adatok jelennek meg. Ez még **nem** meglepő. Az igen különös dolog az – bár nem e mű témájába vág – hogy a bioszféra térfogatáról nem találtunk megbízható adatot. Már maga ez a táblázat is meglehetősen példája annak, hogy milyen keveset tudunk a Földről és benne az óceánokról.

A hidroszféra 1,37 milliárd km³ térfogatot, a Föld össztérfogatának (~ 1083 milliárd km³) 1/800-ad részét teszi ki. Ha a hidroszféra tömegét hasonlítjuk össze a bolygó össztömegével, ennél kisebb értéket, 1/4400-ad földtömegnyit – hozzávetőleg a bolygó tömegének 0,25%-ét – kapunk (tekintve, hogy a bolygó anyagának átlagsűrűsége – 5,5 g/cm³ – sokkal nagyobb, mint az egységnyi sűrűségű vízé). Ez a bolygóméretekből igen kis mennyiségű anyag mégis 2,7 km mély vízréteget vonna a bolygó felszínére, ha az sima felületű gömb lenne (a Föld átlagos sugara 6372,8 km).

Az egész hidroszféra legmeghatározóbb felszíni formái az óceánok. A világóceán három, meghatározó méretű óceánja, ill. – valószínűleg helytelenül – „óceáni medencéje”:

- Csendes-óceán
- Atlanti-óceán
- Indiai-óceán

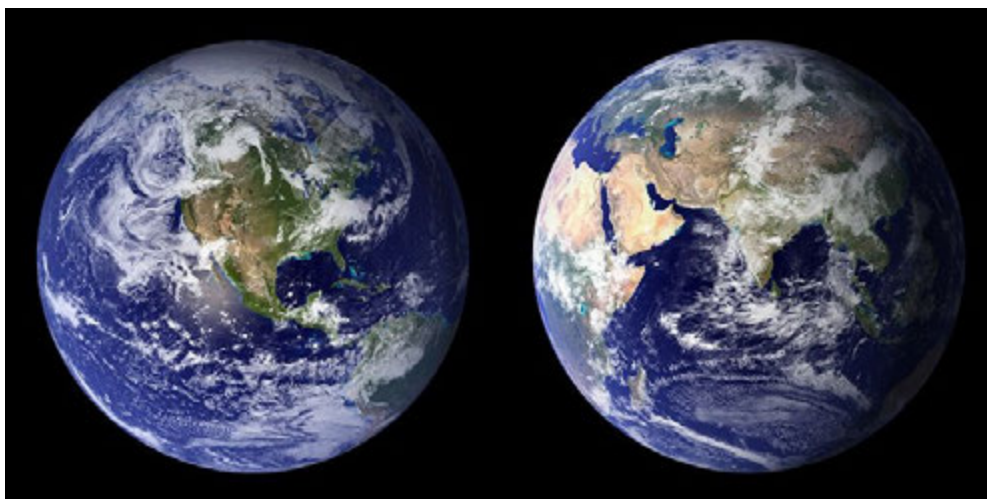
Egyes földrajzi osztályozások a Jeges-tengert is óceánnak tartják (Északi-óceán), valamint az Antarktisz körülvevő vizeket, a 60. déli szélességtől délre fekvő, egybefüggő tengert (az Atlanti-, Csendes- és Indiai-óceán déli területeit, Déli-óceán néven) úgyszintén.

A földfelszín egyenetlensége miatt a világtengerek mélysége rendkívül széles határok között változik. Az óceánok jelenleg ismert legmélyebb pontja 11 034 méter, átlagos mélységük 3711 méter. A tengervíz átlagos sótartalma 35‰. Az óceánok jelentős hatást gyakorolnak a Föld klímájára: hatalmas hőtárolóként és a tengeri áramlatok révén hőszállító közegként működnek. A tengervíz hőtároló és hőelosztó tulajdonságainak vannak állandó és véletlenszerű hatásai. Előbbire példa a Golf-áramlat, amely a trópusok melegét szállítja az Atlanti-óceánon a magasabb északi szélességekre, így pl. Európa nyugati részére, utóbbira pedig az El Niño és La Niña jelenség, amely időszakosan alakul ki és időszakosan okoz szélsőséges időjárási jelenségeket.

Az óceánok az élet bölcsői és hatalmas tárházai. Biológiai kutatások szerint a földi élet a tengervizekben alakult ki és csak később hódította meg a szárazföldet. A ma létező fajokból több százezer a tengerek lakója.

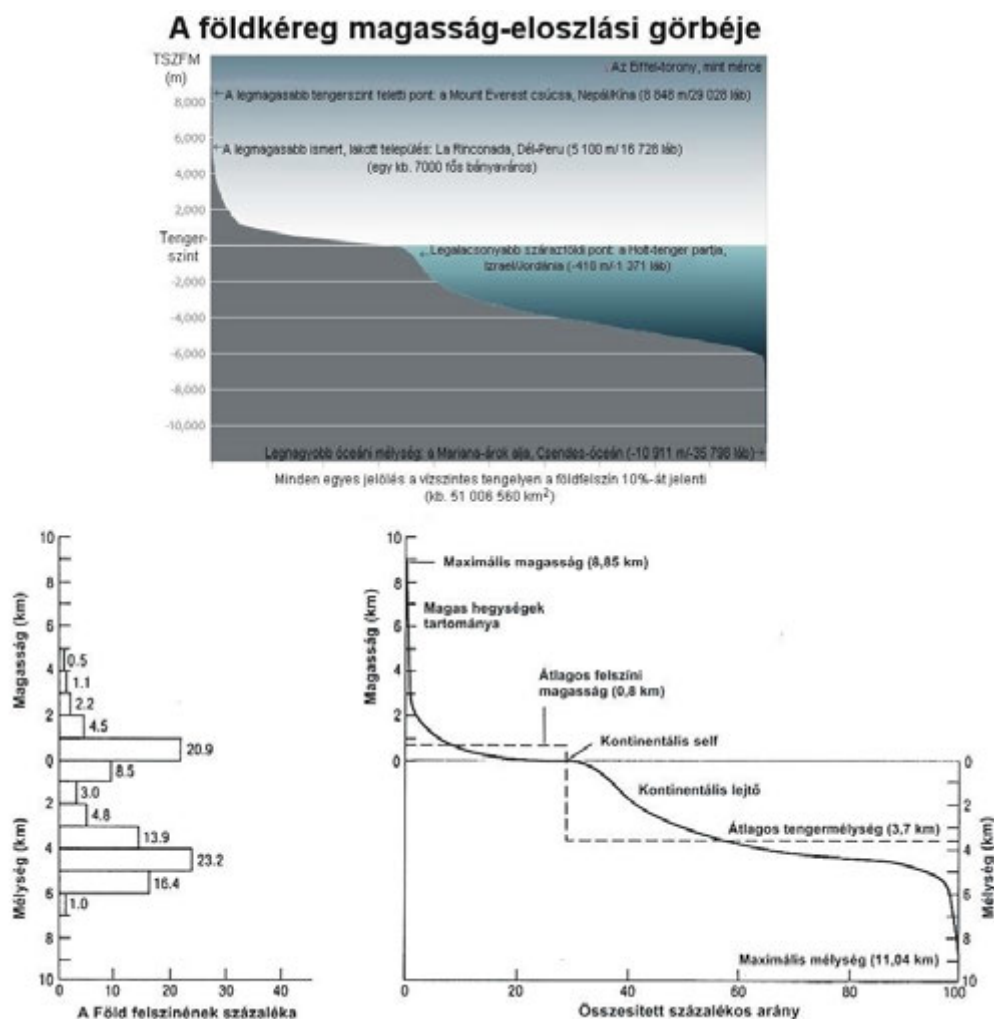
2.2. A világóceán és a három óceáni medence geomorfológiai és geofizikai jellemzői

Az óceánokról és azok súlyáról a földi alrendszerek között már számos adatot közöltünk az előbbieken. Most ezt részletezzük a modern oceanográfia elemzési módszerének megfelelően. Említettük, hogy jelenleg a Föld felszínének 70%-át borítja óceán (2.2. ábra). Ez azonban minden időskálán, még naponta is (apály-dagály) erősen változó érték. Tudjuk, hogy pl. az antropogén globális felmelegedés is jelentős változást idézhet elő ebben az arányban évtizedes-évszázados időskálán. Milyen változások voltak és milyen változások valószínűsíthetők?



2.2. ábra. A „kék bolygó”, melynek felszínét 70%-ban víz borítja (Forrás: <http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/1/1c/BlueMarble-2001-2002.jpg>)

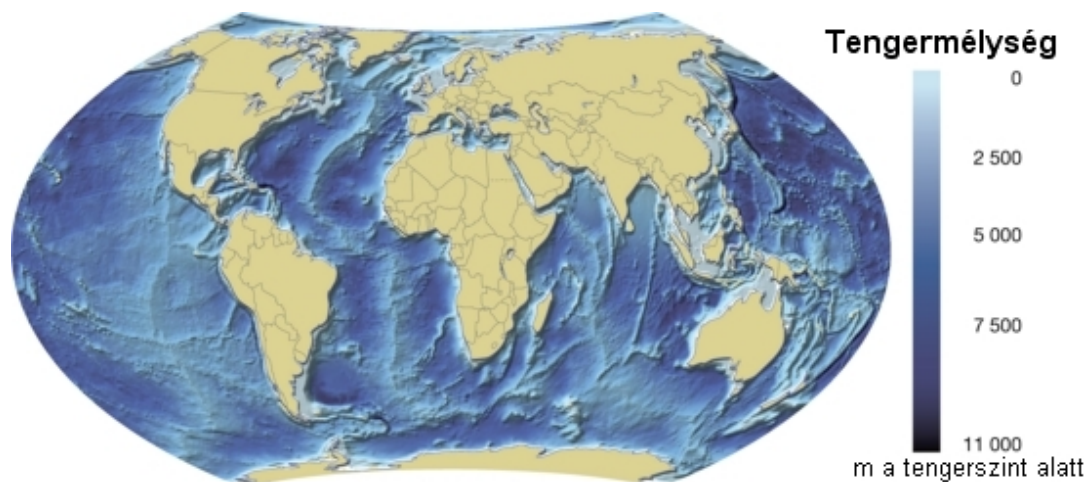
Mindenesetre ahhoz, hogy ezt a kérdést korrektebben kezelhessük, a Föld és az óceánok *geológiájának* és *geofizikájának* módszereit kell segítségül hívnunk. A Wegener-féle lemeztektonikai elmélet megjelenése (1915) óta tudjuk, hogy a földfelszínt óceáni és kontinentális lemezek borítják, valamint, hogy az utóbbiak – kisebb fajsúlyuk miatt – mintegy úsznak az óceáni lemezeken. Néhol a kontinentális lemezek szélei, valamint szinte mindenütt a kontinensek partjainál az óceáni lemezekre lerakódott hatalmas üledékmezők azonban – a mindenkori tengerszintnek megfelelően – tengervízzel borítottak. Ezeket a területeket nevezzük *kontinentális talapzatoknak*, vagy *kontinentális selfeknek* (*continental shelves*). Ezek területe olyan nagy, hogy ha a kontinensekhez számítjuk őket, akkor a földi óceán-kontinens arány 65–35%-ra módosul. Jól látható ez a szilárd földfelszín, azaz a földkéreg külső határa *magasság-eloszlási*, latin szóval *hipszografikus görbén* (2.3. ábra).



2.3. ábra. A földkéreg magasság-eloszlási (hipszografikus) görbéje. (Forrás: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/9/9f/Earth_elevation_histogram_2.svg; <http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/9/95/EarthHypso.png>)

A 2.3. ábráról az is leolvasható, hogy a földkéreg felszínének mintegy 30%-a a tengerszint felett 1000 m-től a tengerszint alatt 1000 m-ig terjedő tartományba esik (kontinentális síkságok és talpzatok), míg a felszín mintegy 54%-a a mélyóceán 3000 m – 6000 m mélységű zónáját alkotja. Ez a két domináns tartomány a Föld topográfiájában. A mélyóceán tartományában négy különböző övezetet különíthetünk el, ezek: a *kontinentális lejtők* (*continental slopes*), a *mélytengeri aljzatok* (*deep ocean floors*) v. óceánfenék síkságok, az *óceánközépi hátságok* (*mid-oceanic ridges*), valamint a *mélytengeri árkok* (*deep ocean trenches*). Ez utóbbiak egyértelműen tektonikai, tehát geofizikai folyamatok által létrehozott képződmények. Az óceánközépi hátságok mindhárom nagy óceánmedencében (Atlanti-óceán, Csendes-óceán, Indiai-óceán) megtalálhatók és összefüggő, mintegy 70 000 km hosszúságú rendszert alkotnak. A szeszélyesen kígyózó, de az óceán középvonalát többé-kevésbé követő hátság-rendszer (2.4. ábra) talán az Atlanti-óceán topográfiájában vehető legjobban észre; ennek az az oka, hogy ez az óceáni medence napjainkban erőteljes tágulásban van. A tágulást lehetővé tevő törésvonal éppen az óceánközépi hátság, ahol a földkéreg mélyéből folyamatosan hatalmas mennyiségű anyag áramlik ki a kéreg felszínére, azaz az óceánfenékre. Ez az ún. *hasadék-vulkanizmus* jelensége (2.5., 2.6. ábra), mely köznapi szemléletünkkel ellentétben a kontinenseken található pontszerű vulkanizmushál sokkal jelentősebb szerepet játszott és játszik a földfelszín formálásában, mint azt korábban gondoltuk. A másik két óceáni medencében a hátság nem annyira szembetűnő topográfiai alakzat, ez – mint az előbbiekből már sejthető – azzal van összefüggésben, hogy e medencék jelenleg nem tágulnak, hanem összehúzódnak. Az összehúzódás, melynek színterei a kontinentális és óceáni lemezek találkozásánál fekvő *alábukási*, vagy *szubdukciós* zónák, különösen szembeötlő a Csendes-óceánon, melynek mind a nyugati (délkelet-ázsiai) mind pedig a keleti (dél-amerikai) partvidékén állandók a nagy erejű szubdukciós földrengések. (A szubdukciós zónákban, illetve törésvonalak mentén az óceáni lemezek a kontinentális lemezek alá buknak, majd lefelé tartó mozgásukat folytatva darabjaik letöredeznek és beleolvadnak a köpeny anyagába.) A szubdukciós

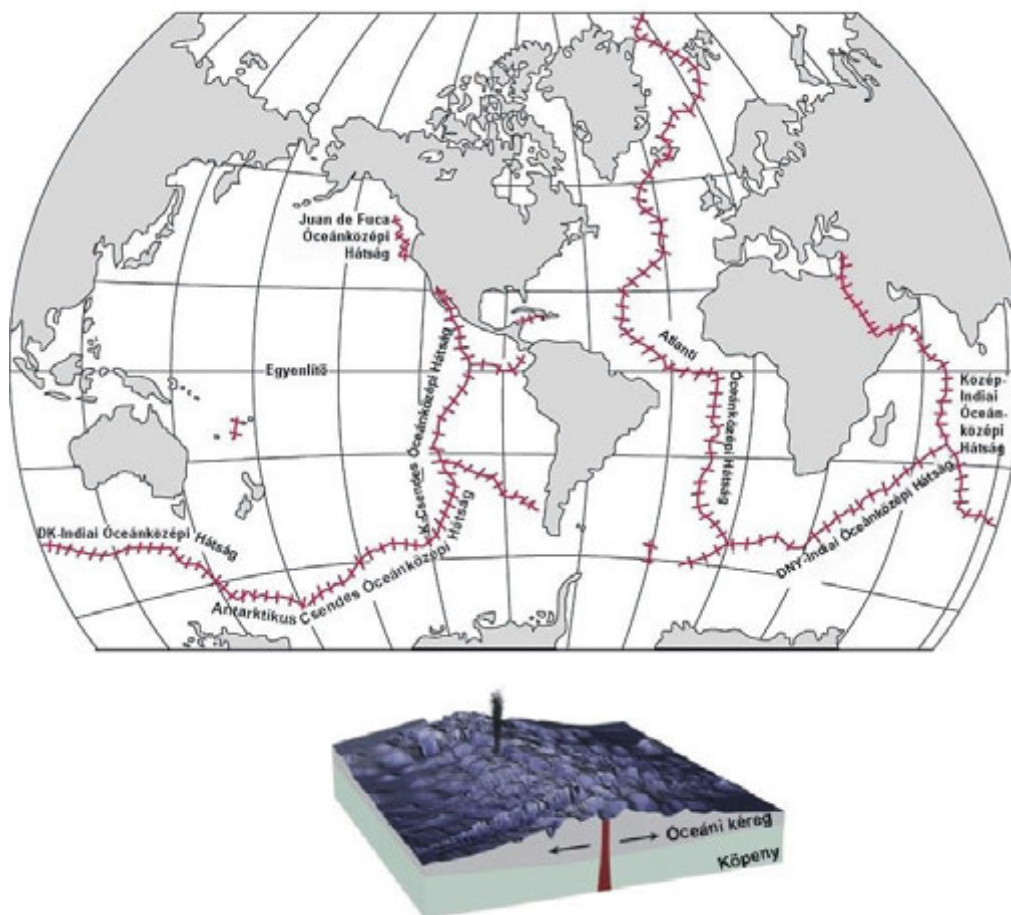
zónák boltozatának óceánfenéken látható részei a *mélytengeri árkok*. A Csendes-óceán összehúzódási folyamatát szemléletesen mutatja az is, hogy (valaha volt) óceánközépi hátsága az amerikai kontinens közvetlen közelébe mozdult el, sőt ennek egy darabja, a hírhedt *Szent András törésvonal* Észak-Amerika kaliforniai része alá tolódott (2.6. ábra).



2.4. ábra. A világóceán batimetrikus (domborzati) térképe (Forrás: http://www.ualberta.ca/~dumberry/geoph110/PlateTectonics_files/ocean_bathymetry.png)



2.5. ábra. Az óceáni kéreglemezek dinamikájának sematikus ábrája. Az óceánközépi hátságok középponti hasadékából állandóan kiáramló magma növeli a lemezek kiterjedését, míg a kontinentális lemezek határán a mélyóceáni árkokban kezdődő állandó alábukás (szubdukció) darabokat tör le és olvaszt be a köpeny magmájába e lemezekből, így csökkentvén területüket. (Forrás: http://geophysics.ou.edu/geol1114/notes/plate_tectonics/mantle_convection.gif)



2.6. ábra. Az óceánközépi hátságok 70 000 km hosszúságú rendszere a világóceánban, és a hasadék-vulkanizmus sematikus ábrája a hátság középponti völgyében (látható egy ún. fekete kürtő v. gejzír sematikus képe is) (Forrás: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/6/69/World_Distribution_of_Mid-Oceanic_Ridges.gif; http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/5/56/Ridge_render.jpg)

Az óceáni árkok felfedezése sokkal korábban történt, mint pl. az óceánközépi hátságok felfedezése, és ez annak volt köszönhető, hogy az elmúlt 150–200 évben az ember szinte mániákus versenyt futott az óceánok legmélyebb pontjának (2.7. ábra, 2.2. táblázat) megtalálásáért (akárcsak a legmagasabb hegycsúcs esetében). A romantikus történetet briliáns módon foglalja össze Czelnai Rudolf „A világóceán” c. művében, melyet némiképpen rövidítve vettünk át jelen jegyzetünkbe. Ugyancsak tőle idézzük az óceánközépi hátságok felfedezésének rövid leírását.



2.7. ábra. A Mariana-árok és a világóceán legmélyebb pontja, melyet Challenger-mélységnek neveznek (Forrás: <http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/1/1b/Marianatrenchmap.png/300px-Marianatrenchmap.png>)

	Név	Hely	Mélység (m)
1	Mariana-árok	Csendes-óceán	11 033
2	Tonga-árok	Csendes-óceán	10 882
3	Fülöp-szigeti-árok	Csendes-óceán	10 540
4	Kuril-Kamcsatkai-árok	Csendes-óceán	10 500
5	Kermadec-árok	Csendes-óceán	10 047
6	Izu-Ogasawara-árok	Csendes-óceán	9 780
7	Japán-árok	Csendes-óceán	9 000
8	Puerto Rico-árok	Atlanti-óceán	8 605
9	Yap-árok	Csendes-óceán	8 527
10	South Sandwich-árok	Atlanti-óceán	8 428
11	Peru-Chile-árok	Csendes-óceán	8 065
12	Diamantina-árok	Indiai-óceán	8 047
13	Romanche-árok	Atlanti-óceán	7 760
14	Cayman teknő	Karib-tenger	7 686
15	Aleuti-árok	Csendes-óceán	7 679
16	Jáva-árok	Indiai-óceán	7 455
17	Közép-amerikai-árok	Csendes-óceán	6 669
18	Puysegur-árok	Csendes-óceán	6 300
19	Eurázsiai mélyedés*	Északi-Jeges-tenger	5 450
20	Manila-árok	Dél-kínai-tenger	5 400

* Nem mélytengeri árok

2.2. táblázat. A világóceán legnagyobb mélységei

Hol van a világóceán legmélyebb pontja? (Czelnai Rudolf nyomán) Ezt a kérdést egyesek hajlamosak túlzott pedantériával kezelni, mintha biztosan tudhatnánk, hogy birtokunkban van a végső válasz. Ezzel szemben egyáltalán nem biztos, hogy megtaláltuk az óceánok legmélyebb pontját. Azt már biztosan meg tudjuk mondani, hogy hol vannak azok az óceáni árkok, melyekben a legmélyebb pontok előfordulnak. Így tehát az a korrektebb eljárás, ha arról beszélünk, hogy hol, mikor és ki milyen mérést végzett és milyen eredményt kapott. James Ross 1839–1843 között végzett eléggé pontatlan méréseit követően az első érdekes adatot az amerikai Tuscarora-expedíció szolgáltatta. Belknap kapitány parancsnoksága alatt 1873–1874 folyamán Japán és Kalifornia között végeztek mélységméréseket, hogy előkészítsék egy távírókábel lefektetését. A szenzációs eredmény 1874-ben a Kurili-árok (akkori nevén Tuscarora-árok) keleti oldalán született, ahol 8513 m mélységet mértek. Húsz éven át ez volt a rekord. Ezt 1895-ben az angol Penguin-expedíció döntötte meg, amikor a Tonga szigetek mellett 9427 m mély pontot találtak. Nem sokkal később, 1899-ben az amerikai Nero-expedíció a Mariana-árokból, Guam közelében 9636 m-es mélységet mért. További 30 éven át ez volt a rekord, s a 2550 km hosszú, átlagosan 65 km széles Mariana-árok szolgáltatta a ma számon tartott legnagyobb mélységet is. 1957-ben a nemzetközi Geofizikai Év keretében a szovjet Vityaz kutatóhajó az árok egy pontján 11 034 m mélységet mért. Tudománytörténeti jelentőségű tény még, hogy 1960. január 23-án Jacques Picard kapitány, a világhírű óceánkutató Trieste nevű merülő-hajójának (batiszkaf) fedélzetén Guam és a Yap-sziget között 10 850 m mélységbe ereszkedett. Ez jelenleg az ember mélységi rekordja a Földön^a.

^aA rekordot 2012. március 26-án James Cameron döntötte meg: ő a Deepsea Challenger mini-tengeralattjáróval 10 898 méter mélyre ereszkedett le a Mariana-árokból. „Semmit sem változott azóta, hogy lent jártál.” - mondta Cameron Walshnak (Picard társának), miután kimászott a tengeralattjáróból.

Czelnai Rudolf idézett szkeptikus megjegyzését ékesszólóan bizonyítja az alábbi, 2.3. táblázat, amely jól mutatja azt a nagy bizonytalanságot, amely még jelenleg is uralkodik a világóceán legmélyebb pontjával kapcsolatban.

Az óceán legmélyebb pontjának mélysége

The Physics Factbook™, szerkesztette Glenn Elert

Irodalomjegyzék	Eredmény (magyarázó szöveggel)	Szabványos eredmények
"The Heath Earth Science Program". Evanston, IL: Houghton Mifflin, 1999.	„Ennek az ároknak a legmélyebb pontja 11 km-re van a tengerszint alatt, ez a világóceán legmélyebb pontja.”	11 000 m
"The Ocean". <i>Encyclopedia Americana</i> . Kiadás 2000. év Danbury, CT: Grolier, 2000.	„A legnagyobb ismert mélység a Mariana-árokból (Csendes-óceán Ny-i része) helyezkedik el, ahol az angol Cook hajó 11 516 méter mélységet fedezett fel, amely 2660 méterrel haladja meg a Mount Everest magasságát.”	11 516 m [valószínűtlen]
Ocean Frequently Asked (FAQs). National Oceanographic Data Center, 2003.	„A Rand McNally Atlasz (1977) szerint a világóceán legmélyebb pontja kb. 36 160 láb (11 021 m), mely a Mariana-árokból, a Csendes-óceán nyugati vidékén található.”	11 021 m
Robert Barton. <i>The Oceans</i> . New York: J.G. Ferguson Könyvkiadó Cég, 1980.	„A Csendes-óceán a legmélyebb a világóceánban, melynek mélysége a felszíntől a Mariana-árok aljáig 7 mérföld a Guam-szigetek közelében.”	11 200 m
Physical Features of the Ocean. Élő óceán. Tudományos Múzeum, Boston, 1998.	„Legmélyebb pont: 36 198 láb (11 033 m) a Mariana-árokból a Csendes-óceán nyugati felében.”	11 033 m

2.3. táblázat. A világóceán legmélyebb pontjának mélysége különböző források alapján

A fenti táblázat alapján jól látható, hogy a világóceán legmélyebb pontjának mélysége különböző források alapján eléggé nagy szórást mutat. Jelenleg 10 911 m és 11 516 m közé eső mélységeket tartunk nyilván, mint autentikus értékeket. Egyáltalán nem biztos, hogy már elértük a ténylegesen legmélyebb pontot, csak az nagyon valószínű, hogy ez a Mariana-árokból van. Jegyzetünkben is a fenti források használata alapján több, kissé eltérő érték található.

Az óceánközépi hátságok felfedezéséről (Czelnai Rudolf nyomán)

Csak a Nemzetközi Geofizikai Év (1957–1958) kutatásai során derült ki például az, hogy az óceánközépi hátságok egyetlen, mintegy 70 000 km hosszúságú rendszert alkotnak, mely a Föld felszínének 23%-át borítja, így a Föld (messze) legnagyobb összefüggő hegységrendszerének tekinthető. E hátságrendszer központi (rift-) völgyeinek vizsgálatára csak 1973-ban került sor, amikor az első ember vezette merülőhajó (batiszkáf) végre eljutott ebbe a barátságtalan környezetbe. Közismert, hogy Neil Armstrong űrhajós már négy évvel korábban, 1969. július 20-án kilépett a Hold felszínére, a Nyugalom Tengere (Mare Tranquilitatis) egy kisebb meteorkratera közelében, sőt néhány év múlva „holdautózásra” is sor került. Ennek alapján nyugodtan állíthatjuk, hogy a mélyóceán és az óceánfenék kutatása azonos nehézségű, ha nem nehezebb feladat, mint a Holdkutatás, ill. a bolygókutatás.

Áttérve a három nagy óceán, v. elterjedt elnevezéssel óceáni medence jellemzőinek ismertetésére, azzal kezdenénk, hogy ezek az „óceáni medencék” tulajdonképpen csak a térképen, ill. az emberi agy elkülönítő, címkéző funkciója miatt léteznek, hiszen a *világóceán* (*world ocean*) tulajdonképpen minden szempontból egységes. Ismét Czelnai Rudolfot szeretnénk méltatni, aki bátran vette át 1999-ben megjelent művének címét a magyarban nem elterjedt, ritkán használt „A világóceán” nevet, amely pl. az angolban, vagy a németben már régen köznapi használatban van (World ocean, Weltozean). A különböző földtörténeti korokban a kontinensek konfigurációjának megfelelően a mostaninál több, vagy kevesebb óceáni medence létezett. Az egységes őskontinens, a Pangea (2.8. ábra) időszakában, amely a paleozoikum és a mezozoikum egy részét foglalta magában (440–180 millió évvel ezelőtt), egyetlen ősóceán, a Panthalassa létezett.



2.8. ábra. A Pangea szuperkontinens (Forrás: <http://static5.origos.hu/i/1105/20110518pangea.jpg>)

Ma – mint azt már említettük – általában három nagy óceáni medencét különböztetünk meg, melyek az Atlanti-óceán, a Csendes-óceán és az Indiai-óceán medencéje, míg egyes források – igen természetes módon – az Északi-Jeges-tenger medencéjét is külön óceáni medenceként tartják számon. Egyébként is az óceáni medencék elhatárolásában az egyes kategorizálások között nagy a bizonytalanság és az ellentmondásosság, és ez éppen az elhatárolás mesterséges volta miatt van így.

Az Északi-Jeges-tengernek az Atlanti-óceánhoz való csatolása mellett 1897-ben egy *Otto Krümmel* nevű akkor nagytekintélyű német tudós történetét *Handbuch der Oceanographie* c. könyvében, azóta ez hagyománnyá vált, ezért nem nyerhette el az arktikus tenger azóta sohasem (azaz inkább ritkán) az önálló óceán besorolást, habár erre a tengeri jég miatt lenne bizonyos alap. Az Antarktis körüli óceáni sávot a déli szélesség 50. fokától délre régebben Nagy Déli Óceánnak nevezték. Ezt az elnevezést mára lényegében elfelejtették, hiszen semmi (azaz semmilyen topográfiai határvonal) nem indokolja ezen óceáni terület elkülönítését a másik három óceántól. Így a hajdan volt dicsőséges Nagy Déli Óceán térségét egyszerűen felosztották a ma számon tartott három óceán között. Újabban ötödik óceánként a Déli-óceánt ismét külön említik – 2000-től hivatalos elnevezésként.

Még nehezebb feladatnak bizonyult a mániákus osztályozók és címkézők számára az óceánokhoz csatolódó tengerek besorolása, hozzárendelése valamelyik óceánhoz, mint annak melléktengere. Abszurd példa lehetne erre a Vörös-tenger. A Vörös-tenger nyilvánvalóan az Indiai-óceán melléktengere. Tőle északra helyezkedik el a Földközi-tenger, amely nyilvánvalóan az Atlanti-óceán melléktengere. Igen ám, de a Szezei csatorna megnyitásával a két

tenger összeköttetésbe került. Hová soroljuk tehát most a Vörös-tengert? Hasonlóképpen, a legújabb ismeretek szerint a Fekete-tenger néhány 10 000 évvel ezelőtt tó volt, a mostani morfológiai besorolás szerint pedig az Atlanti-óceán melléktengerének (Földközi-tenger) melléktengere. Maga a Földközi-tenger is hosszabb ideig el volt zárva az Atlanti-óceántól az elmúlt jégkorszakban. Folytathatnánk a példákat, de nem tesszük, mert csupán a dolgok dinamikus szemléletének fontosságára kívántuk ilyen módon felhívni a figyelmet.

Akárhogy is, jelenleg létezik az óceánok és melléktengereik egy többé-kevésbé elfogadott felosztása és elnevezés-rendszere (klasszifikációja és nómenklatúrája). Ebből mutatunk be egy térképes (2.9. ábra), valamint egy táblázatos (2.4. táblázat) szemelvényt az alábbiakban.



2.9. ábra. A Föld óceánjai és a hozzájuk kapcsolódó tengerek (Forrás: <http://tenger.terkepek.net/tengerek-oceanok.jpg>)

Csendes-óceán	Atlanti-óceán	Indiai-óceán
- Chilei-tenger - Bering-tenger - Alaszkai-tenger - Salish Sea (Kanada) - Kaliforniai-öböl (Cortez-tenger) - Ohotszki-tenger - Japán-tenger - Beltenger (Japán) - Kelet-kínai-tenger - Dél-kínai-tenger - Beibu-öböl - Sulu-tenger - Celebesz-tenger - Bohol-tenger(Mindanao-tenger) - Filippínó-tenger - Flores-tenger - Banda-tenger - Arafura-tenger - Timor-tenger - Tasman-tenger - Pohaj-tenger - Sárga-tenger - Bohai-tenger	- Hudson-öböl - James-öböl - Baffin-öböl - St. Lawrence-öböl - Fundy-öböl - Karib-tenger - Mexikói-öböl - Sargasso-tenger - Északi-tenger - Balti-tenger - Botteni-öböl - Watt-tenger - Ír-tenger - Kelta-tenger - Földközi-tenger - Keleti-tenger - Adriai-tenger - Égei-tenger - Katalán-tenger - Jón-tenger - Ligur-tenger - Mirtoon-tenger - Tirrén-tenger	- Vörös-tenger - Ádeni-öböl - Perzsa-öböl - Ománi-öböl - Arab-tenger - Bengál-öböl - Thai-öböl (Sziámi-öböl) - Jáva-tenger - Andamán-tenger Északi-Jeges-tenger - Barents-tenger - Kara-tenger - Beaufort-tenger - Amundsen-öböl - Grönlandi-tenger - Csukcs-tenger - Laptyev-tenger - Kelet-szibériai-tenger - Fehér-tenger Déli-óceán

• Korall-tenger • Carpentaria-öböl • Bismarck-tenger • Salamon-tenger • Seram-tenger • Halmahera-tenger • Maluku-tenger • Sawu-tenger	• Sidra-öböl • Márvány-tenger • Krétai-tenger • Fekete-tenger • Azovi-tenger • Viscayai-öböl • Guineai-öböl Beltengerek • Aral-tó • Kaszpi-tenger • Holt-tenger • Salton-tó (Kalifornia) • Nagy-sóstó	• Weddell-tenger • Ross-tenger • Nagy-Ausztráliai-öböl • Saint Vincent-öböl • Spencer-öböl • Scotia-tenger • Amundsen-tenger • Bellingshausen-tenger • Davis-tenger • D'Urville-tenger
--	--	---

2.4. táblázat. *A Föld tengerei – a három nagy óceán és annak két sarkvidéki része: az Északi-Jeges-tenger és a Déli- (v. Antarktiszi-óceán) peremtengerei, valamint a beltengerek. A táblázat, amelyet a Wikipédia magyar változatából vettünk át, jól mutatja, hogy még ma sincs egyetértés az Északi- és Déli-Jeges-tenger (ill. -óceán) elkülönítésében, ill. a három nagy óceánhoz való sorolásában.*

Az igazság kedvéért meg kell jegyeznünk, hogy áramlástani, azaz óceándinamikai szempontból a három óceáni medence egyáltalán nem elszigetelt, hanem egységes rendszert alkot, és még a leginkább izolált Antarktiszi körüli „Déli-óceán” is viszonylag intenzív vízcserét folytat a környező óceánokkal, tehát fizikailag legfeljebb kvázi-zárt rendszer. Ez rendszerelméletileg alátámasztja a Krümmel által javasolt „név-egybeolvasztásokat”.

2.3. A világóceán keletkezése

Ha a világóceán keletkezéséről kívánunk beszélni, akkor nem biztos, hogy a megfelelő (adekvát) kérdést tesszük fel. Szinte 0% ugyanis annak a valószínűsége, hogy a földi hidroszférát és krioszférát alkotó víz teljes tömege nem egy adott, viszonylag rövid földtörténeti időszakban keletkezett volna. A kérdés tehát helyesebben feltéve így hangzik: mi a földi víz eredete, miért van jelentős víztakaró a Földön (és az Európán), amikor a többi kőzetbolygón (és holdon) nincsen? Rögtön meg is válaszoljuk kérdésünket: *a választ nem ismerjük!*

Ugyanakkor számos többé-kevésbé elismert elmélet van arra, hogy a földi hidroszféra hogyan is jöhetett létre a Föld történetének elmúlt 4,6 milliárd éve során. Ezeket foglaljuk össze a továbbiakban.

A világóceán (amely akkor valószínűleg az egész hidroszférát jelentette) *keletkezését* valószínűleg a következő tényezők együttes hatása idézte elő:

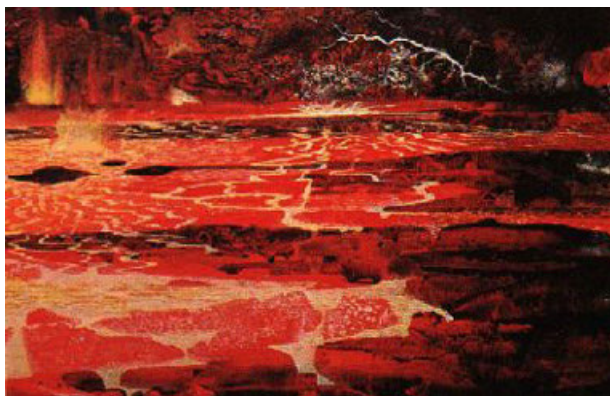
- Az Ősföld felszíne *lehűlt* arra a pontra, amikor a magmából kipárolgó gázokat és egyéb illékony anyagokat az űslégkör már meg tudta védeni az elszökéstől és a légnyomás elérte azt az értéket, hogy a felszínen stabilizálódott (párolgási-lecsapódási egyensúlyba jutott) a folyékony víz;
- Üstökösök, ún. Neptunuszon kívüli objektumok¹, vagy a Naprendszer külső aszteroida-övezetéből származó vízben gazdag aszteroidok (proto-planéták) ütköztek a Földdel és *vízet szállítottak* a Föld óceánjaiba. A deutérium és a közönséges hidrogén aránya a víz aszteroida-övezeti eredetére látszik utalni, mivel a világóceán vizében ezen hidrogén-izotópok aránya ($^2\text{H}/^1\text{H} \sim 1/6500$) megegyezik a magas széntartalmú kondritokban (meteorit fajta) talált aránnyal, míg az üstökösök és a Neptunuszon kívüli objektumok korábban elvégzett hidrogén-izotóp arány mérései csak gyenge korrelációt mutatnak a világóceánbeli értékkel;
- *Biogeokémiai reakciók*, mint az ásványképződés, illetve a fotoszintézis, a transzspiráció, és a guttáció (cseppképződés a növényeken);
- A szilárd földkéreg (litoszféra) víztartalmú ásványaiból történő *vízfelszabadulás*;

¹A „Neptunuszon kívüli objektumok” kifejezés azon bolygó, ill. kisbolygó méretű kőzetobjektumokra vonatkozik, amelyek keringési pályája részben, vagy egészben a naprendszer legkülső bolygója, a Neptunusz pályáján kívül esik, és szabálytalan (retrográd, elnyúlt stb.). Az elsőként felfedezett ilyen objektum a Plútó volt 1928-ban, de mára már több mint 1000 ilyen objektumot ismerünk. Ezek közül 198-nak (2009. novemberi adat) már olyan jól ismert a pályája, hogy állandó kisbolygó besorolást kaptak. A legnagyobb ismert Neptunuszon kívüli objektum az Eris (2005-ben fedezték fel), őt követi a Plútó, a Makemake és a Haumea.

- *Fotolízis*, azaz a kémiai kötéseknek nagyenergiájú sugárzás (kozmikus sugárzás, napszél) általi felbontása a felszínen.

A víz szerepét a Föld, mint bolygó fejlődésében a következőkben foglalhatjuk össze:

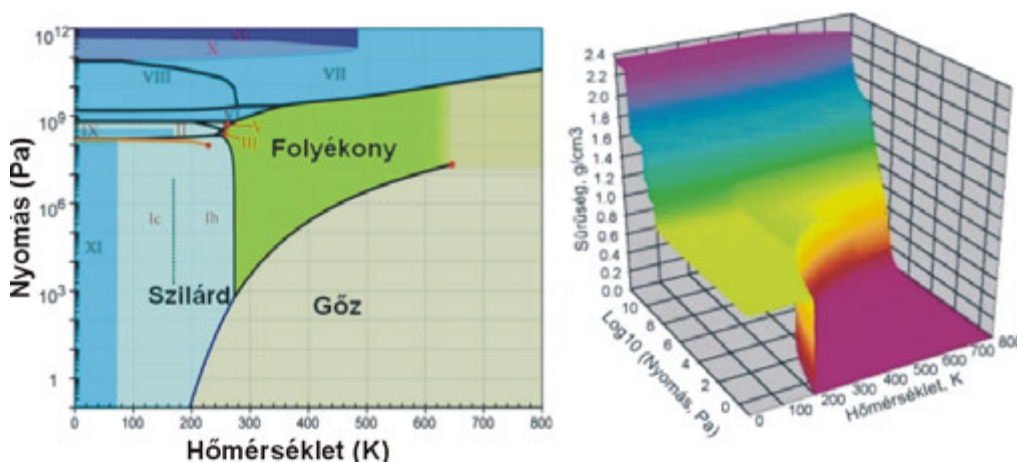
A Föld őanyagában, azaz abban a gravitációs anyagcsomóban, melyből a Föld kialakult, jelentős mennyiségű víznek kellett lennie. Sajnos azonban a vízmolekulák – könnyűségük miatt – könnyebben megszökhettek a Föld gravitációs teréből, amikor az még nem volt ilyen erős (a proto-Föld sűrűsége kisebb volt). Valószínű, hogy a hidrogén és a hélium folyamatosan szökött a formálódó, olvadt felszínű bolygó (2.10. ábra) légköréből, de az a tény, hogy a sűrűbb nemesgázok is csak elenyésző mennyiségben fordulnak elő a jelenlegi légkörben, megerősíteni látszik azt a tényt, hogy a Föld korai történetében egy nagyléptékű katasztrófa történt. Jelenleg azt feltételezik, hogy egy becsapódást, vagy közeli találkozást követően a fiatal bolygó anyagának egy része kiszakadt, és ebből keletkezett a Hold (2.11. ábra). Ennek során a felszín egy vagy két jelentős része (a kiszakadási zóna, és esetleg az azzal átellenes rész) teljesen megolvadt. (A bolygó teljes újbóli megolvadása nem valószínű, a kőzetanyag nagy olvadási hője miatt.) Mindazonáltal a katasztrófa során jelentős mennyiségű kőzet elpárolgott és a légkörbe került. Az elgőzölgött kőzetek a becsapódást követő mintegy két évezred folyamán kondenzálódtak forró folyadékká, és a légkör nagy nyomású *szén-dioxid* légkörré vált, amely jelentős mennyiségű *hidrogént* és *vízgőzt* tartalmazott. Folyékony vízből álló óceánok léteztek ebben az időszakban a mintegy 230 °C felszíni hőmérséklet ellenére is, a CO₂ légkör magas nyomása (1– 5 MPa) miatt (2.12. ábra). Ahogy a hűlés tovább folytatódott, a szubdukció és az óceán vizében való oldódás a szén-dioxid legnagyobb részét „kimosta” a légkörből, ennek ellenére a későbbi földtörténeti korok során – a felszín és a köpeny ciklikus változásait követve – a légköri szén-dioxid tartalom számos ugrásszerű változáson ment át.



2.10. ábra. *Fantáziakép a földtörténeti őskor Földjének lávaóceán felszínéről* (Forrás: http://astroclock2010.files.wordpress.com/2010/05/early_magma_ocean.jpg)



2.11. ábra. A Hold feltételezett kiszakadása a Földből (Forrás: http://scienceblogs.com/startswithabang/files/2010/07/moon_formation1.jpeg)



2.12. ábra. A víz 2D fázisdiagramja a p - T állapotterben, és ugyanez 3D-ban a $\log p$ - $\log p$ - T állapotterben (Forrás: <http://networkologies.files.wordpress.com/2011/01/phase.gif>; <http://www.lsbu.ac.uk/water/images/den.gif>)

A geológiai (urán-ólom alapú radiometrikus) kormeghatározásban fontos szerepet játszó cirkónium (ZrSiO_4) kristályok vizsgálatával megállapítható volt, hogy folyékony víz már 4,4 milliárd évvel ezelőtt is létezett a Földön. Ehhez szükséges volt az ún. öslégtör jelenléte. Az ún. „hűvös korai Föld” elmélete értelmében ez az időszak 4 milliárd évvel ezelőttig, tehát kb. 400 millió évig tartott. Ausztráliában talált, a geológiai őskorból származó (Hadean period) cirkon-kristályok legújabb vizsgálatai (2008 őszén) azt mutatták, hogy a lemeztectonika már abban az időben is működött, tehát nem volt olvadt felszín és nagynyomású szén-dioxid atmoszféra, hanem a maihoz hasonló körülmények uralkodtak. A szubdukció igen hatékony mechanizmus a szén-dioxidnak a földkéregből és így az óceánokból és a légkörből való eltávolítására, tehát lehet, hogy kezdettől semlegesítette annak üvegházhatását. Ez szilárd földfelszín kialakulását és esetleg még életformák megjelenését is eredményezhette.

A Földön kívüli (*extraterresztrikus*) objektumoknak a földi hidroszféra keletkezésében feltételezett szerepéről fentebb már elég részletesen szóltunk. A földi víztakaró üstökösökből való eredete azért valószínűtlen, mert az említett hidrogén-izotóp (D/H) arány a Halley-, a Hyakutake- és a Hale-Bopp üstökös esetében David Jewitt és mások vizsgálatai szerint mintegy kétszerese a világóceán vizében található. A kondritok (nem átalakult ősközetből álló meteoritok, 2.13. ábra) ezzel szemben csaknem azonos D/H arányt mutatnak, mint a világóceán: ez az alapja A. Morbidelli elméletének, hogy a Föld korai időszakában a beleütköző nagy tömegű aszteroidok, proto-planéták víztartalma járult hozzá jelentősen a világóceán víztömegéhez. Mindez azonban bizonytalan, mert egyes kutatók szerint az óceánok vizének D/H aránya is jelentősen változhatott a földtörténet során. Az extraterresztrikus forrás-elmélet gyengeségei azt valószínűsítik, hogy a Föld vízkészletének túlnyomó része a bolygóval együtt keletkezett.



2.13. ábra. Egy kondrit: nem metamorf kőzetmeteorit képe (Forrás: http://meteorite.weebly.com/uploads/4/0/1/5/4015050/6192446_orig.jpg)

A biokémiai forrásokról szólva létezik egy olyan elmélet, ami szerint az ósóceánban jelentős mennyiségben megtalálható hidrogén-szulfidot (H_2S) és az óslégkört alkotó szén-dioxidot (CO_2) a Földön leginkább az óceánközépi hátságok forró fekete kűrtőinek szomszédságában, illetve a (szárazföldi) vulkánok közelében található forró vizű gejzírek környezetében jelenleg is létező hidrogén-szulfid alapú életformákhoz tartozó kemo-autotrop baktériumok – fényenergia felhasználásával, vagy anélkül – szerves anyagokká alakították, s e kémiai reakció során víz és elemi kén keletkezett. Példa erre az alábbi metán-szintetizáló reakció:



Nem zárható ki tehát, hogy a Földön található víz jelentős része bio-geokémiai úton keletkezett a kristályosodási és az előbb leírt fotoszintézis ill. Calvin-ciklus² folyamatok során.

²A Calvin-ciklus vagy Calvin–Benson-ciklus, vagy Sötét Reakció biokémiai reakciók sorozata, amelyek a fotoszintetizáló élőlények kloroplasztjában zajlanak le. A reakciót M. Calvin, J. Bassham és A. Benson fedezte fel 1950-ben radiokarbon (^{14}C) analízis segítségével. A Calvin-ciklus fénytől nem függő (sötétben is zajló) reakció, mely a fotoszintézishez hasonlóan a szén szerves formában való megkötését eredményezi.

3. fejezet - Az óceánok vizének fontosabb fizikai tulajdonságai

3.1. A hőmérséklet, a sótartalom és a sűrűség – a világóceán vizének alapvető fizikai állapothatározói

Amint az a környezeti alrendszerek (légkör, földkéreg, földköpeny stb.) fizikai-dinamikai jellegű jellemzésében szokásos, az óceánok esetében is a *mozdulatlannak* feltételezett közeg fizikai jellemzőivel foglalkozunk előbb, s csak ezután térünk át a közeg *mozgásformáinak*, dinamikájának elemzésére. Ez természetes is, hiszen a mozgásformák gyakran kapcsolatban vannak a mozdulatlan közeg fizikájával, sőt az ott uralkodó fizikai feltételek következményeként jönnek létre. Például a légkörben alapvetően annak *összenyomhatósága* miatt jönnek létre mind a konvektív (függőleges irányú kicserélődést biztosító), mind pedig a makrocirkulációs (trópusi légkörzés – Hadley-cella, mérsékeltövi nagy légörvények – ciklonok és anticiklonok) mozgásformák.

A légkör két legfontosabb állapothatározója ezért a hőmérséklet és a légnyomás. A légköri mozgásrendszereket a hőmérsékleti és nyomáskülönbségek által létrehozott sűrűségkülönbségek irányítják: ezért is hívják őket *termobárikus* (hőmérsékleti-nyomási) rendszereknek. Ezzel szemben az óceán vizében – mivel a víz lényegében *összenyomhatatlan*, tehát nyomása csak igen kis mértékben tér el a hidrosztatikai nyomástól – a két legfontosabb állapothatározó a hőmérséklet és a sótartalom, mivel ezek hozzák létre azokat a kicsinynek tetsző, de mégis létfontosságú sűrűségkülönbségeket, amelyek döntő részben felelősek az óceáni áramlatok kialakulásáért. Ezért nevezik az óceán áramlási rendszereit *termohalin* (hőmérsékleti-„sóssági”) cirkulációnak.

Méréstechnikailag a sűrűség közvetlen mérése mind a világóceánban, mind pedig a légkörben nehézségekbe ütközik, ezért a termodinamikailag azt meghatározó hőmérséklet- és sótartalom- (*szalinitás*-) illetve nyomás-eloszlásokat mérik.

Még egy inkább természetfilozófiai, mint fizikai gondolat: a mért mezők mindkét közeg esetében okai és következményei is a közegekben zajló mozgásoknak, így egy dinamikus egyensúlyi állapotot tükröznek, amely állandóan – és általában nem előrejelezhetően – változik.

3.1.1. Háromdimenziós hőmérséklet-eloszlás a világóceánban

A napsugárzás a világóceánt – természetes módon – felülről melegíti, az óceánfelszín és egy igen vékony, néhányszor 10 m vastagságú vízréteg nyeli el a teljes rövidhullámú sugárzási energia-bevételt (inszolációt). Tudjuk, hogy a légkör – paradox módon – alulról, a földfelszínről kapja a rövidhullámú sugárzási bevétel döntő részét, hiszen a sokkal (10-3–10-4-szer) ritkább levegő csak kevés napsugárzást tud elnyelni. Ha a légkört *Immanuel Kant* nyomán alulról melegített vizesfazékként modellezzük, akkor az óceánt feje tetejére állított vizesfazékként kellene tekintenünk. A felülről történő melegítés következménye, hogy a felső, melegebb vízréteg sűrűsége csökken és hidrosztatikailag stabil hőmérsékleti rétegződés alakul ki. Ilyen feltételek mellett egy homogén sótartalmú és mozdulatlan óceánban alig, vagy egyáltalán nem lenne keveredés a napsugárzás által fűtött felső és a hidegebb alsó rétegek között. A szél keltette hullámvászás és turbulencia, valamint a felszíni vízhőmérséklet és a szalinitás változásai azonban mégis képesek eléggé intenzív keveredést létrehozni ebben a metastabil környezetben. A szél nemcsak hullámokat kelt az óceánfelszínen, hanem az általa közölt mechanikai energia disszipációjával egy 100–200 m vastag határreteget hoz létre az óceánfelszín alatt, ahol – a légkör planetáris határretegéhez hasonlóan – intenzív turbulens momentum-szállítás folyik, s ez állandóan átkeveri e réteget, a mélyebb szintekre transzportálja a hőt (mint passzív karakterisztikát). A másik hatás a szenzibilis hőcseré, ami akkor áll elő, ha – főként a mérsékelt és hideg égövekben – a felszíni víz annyira lehűl, hogy sűrűbbé válik, mint a határreteg alján található víz. Ez esetben a hidrosztatikai stabilitás felborul, és a légkörhöz hasonló konvektív mozgások jönnek létre. Ezek jelentősége azonban nem túl nagy a légkörhöz képest. A harmadik – az óceánra specifikus és fontos szerepet játszó

mechanizmus, amely az előbbivel ellentétben főként a trópusi és szubtrópusi övekben játszik szerepet – a sótartalom, v. szalinitás változása a felszínről történő párolgás miatt. Főleg a szinte állandóan napsütöses leszálló légáramlású zónákban, a 20°–40° szélességi körök között mindkét félgömbön, igen erős a párolgás, és mivel édesvíz párolog el, a felszíni víz sótartalma erősen megnövekszik, sűrűségével együtt. Ez ismét csak a hidrosztatikai stabilitás megbomlását idézi elő: a felszíni és a mélységi víz a konvekció egy speciális formája, az ún. só-ujjak kialakulása formájában cserélődik ki.

A fent említett keveredési folyamatok a világóceán felszínközeli határretegére jellemzőek, tehát nem érintik a mélyóceánt. Később szót ejtünk majd a mélyóceánt is érintő nagytérségű vízsüllyedési folyamatokról is, melyek energiája (pontosabban energiasűrűsége) sok nagyságrenddel nagyobb.

Ezek után térjünk át a világóceán hőmérsékleti viszonyainak ismertetésére, figyelembe véve, hogy a hőmérséklet minden pontban az ott uralkodó energiamérleget tükrözi, melyben a rövid- és hosszuhullámú sugárzási áramok, a vízbe és a légkörbe irányuló szenzibilis és utóbbi esetben latens (párolgási) hőáram, valamint a vízszintes irányú hőmérsékleti advekció szerepelhetnek.

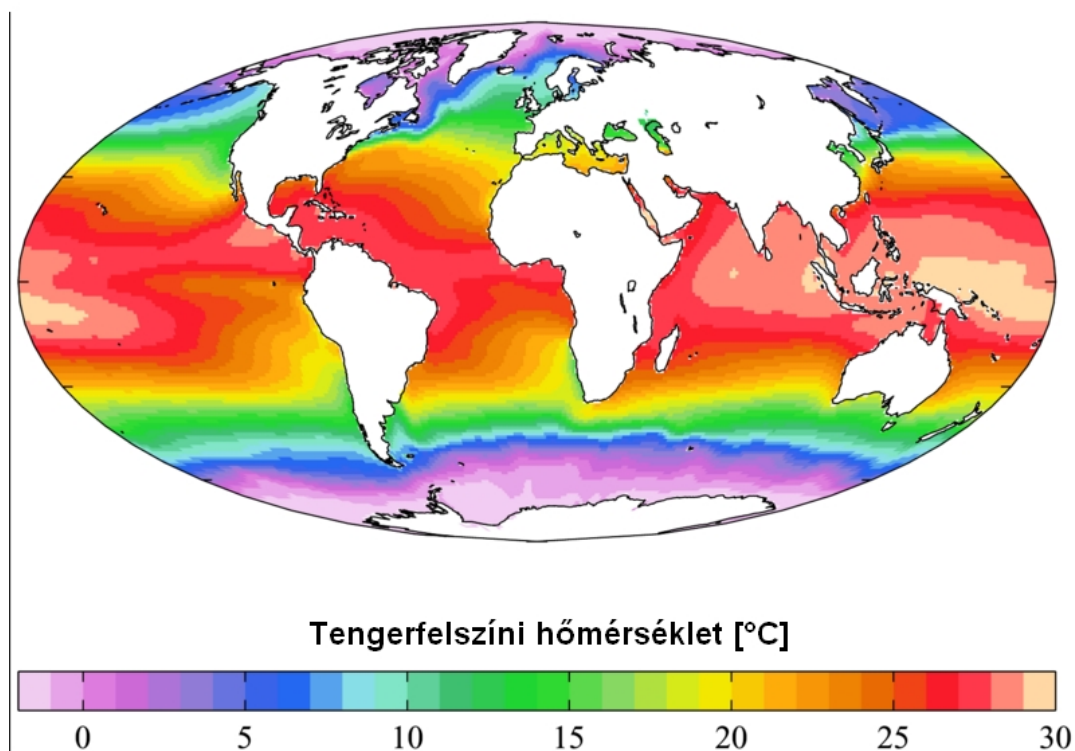
A *tengerfelszín hőmérséklete* (*sea surface temperature, SST*) a legtöbb hatásnak kitett, térben és időben leginkább változókéony hőmérsékleti jellemzője a világóceánnak. A tengerfelszín hőmérsékletet is meghatározó mérlegegyenlet – egységnyi felszínre – a következő alakú:

$$S(1 - \alpha) - F - H - LE - D = 0$$

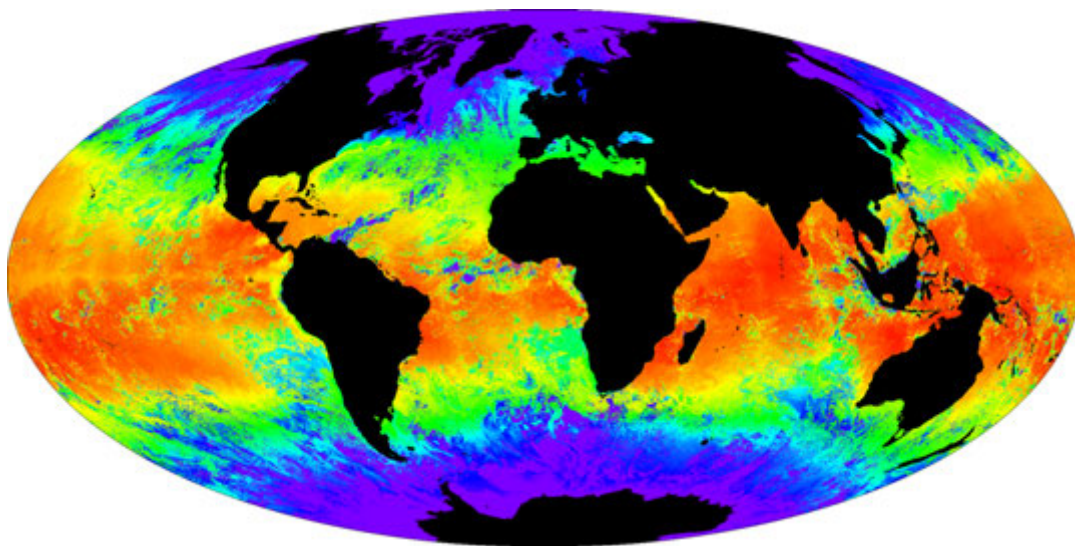
ahol:

- S – inszoláció, vagy rövidhullámú besugárzás,
- – a tengerfelszín albedója,
- $F = \sigma T^4$ – tengerfelszín hosszuhullámú kisugárzása (Stefan–Boltzmann törvény), ahol σ a Stefan–Boltzmann-állandó, T pedig a felszín hőmérséklete Kelvinben
- H – szenzibilis hőáram a levegőbe,
- LE – latens (párolgási) hőáram a levegőbe,
- D – (turbulens és konvektív) szenzibilis hőáram az óceán mélyebb rétegeibe.

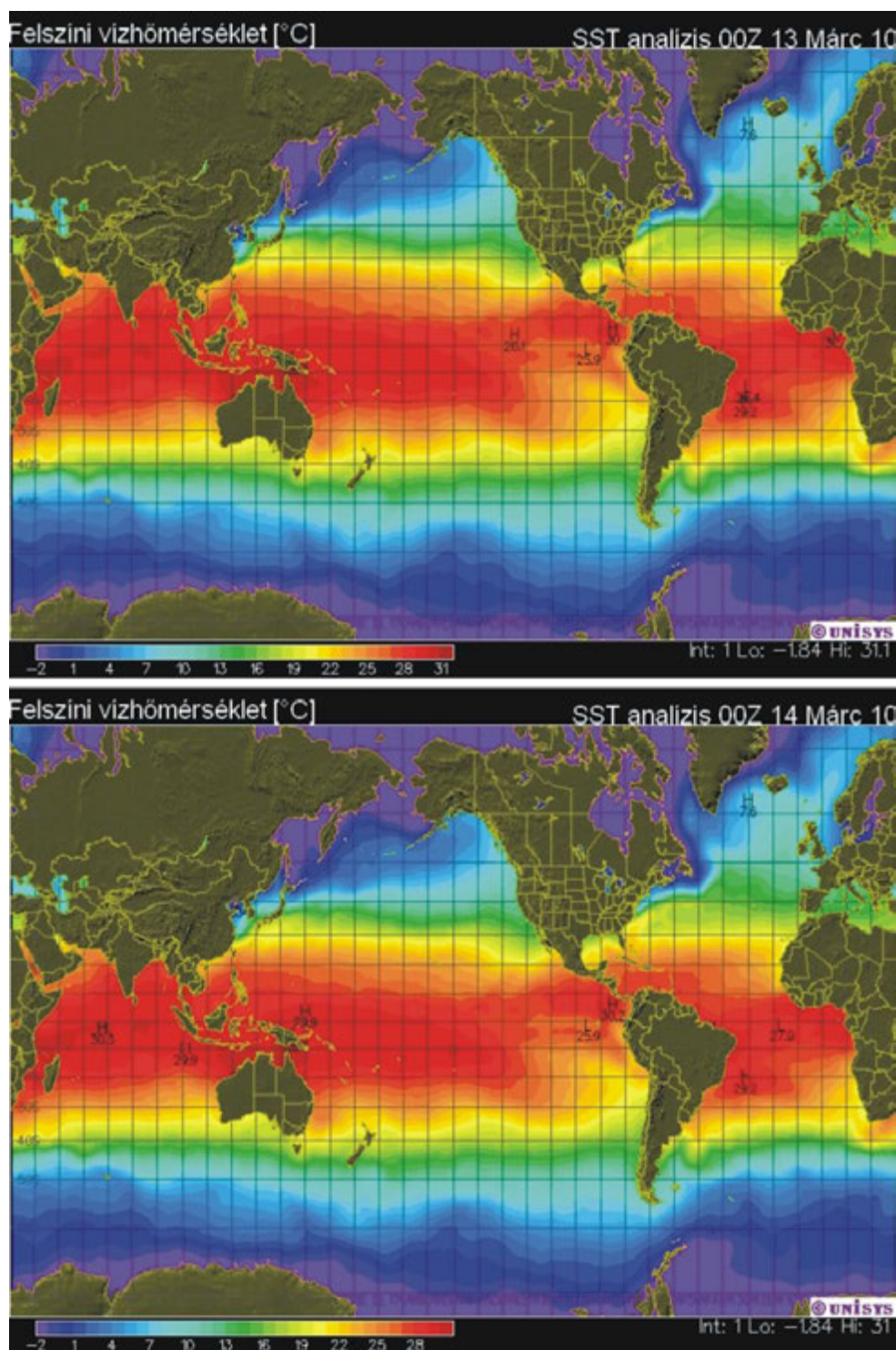
A tengerfelszín hőmérséklete – szerencsénkre –, hiszen igen sok információt tartalmaz az óceán és a légkör közötti, valamint az óceán felszíni rétegén belüli hőcsere folyamatokról, a műholdas mérési technikának köszönhetően ma a legjobban mérhető hőtani jellemzője a világóceánnak. Körülbelül 20 éve készülnek több-kevesebb rendszerességgel globális SST térképek (3.1., 3.2. ábra), 10 éve pedig – a meteorológiai gyakorlathoz hasonlóan – napi operatív rezsimben is készítik és terjesztik e térképeket (3.3. ábra), melyek a közép- és hosszú-távú időjárás-előrejelzésnek, a tengeri meteorológiának és az oceanológiának is fontos segédeszközei.



3.1. ábra. Évi átlagos tengerfelszín-hőmérsékleti (SST) térkép a Világóceán Atlasza (2005) c. kiadványból (Forrás: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/f/fe/WOA05_sea-surf_TMP_AYool.png)



3.2. ábra. „Korai” műholdas tengerfelszín-hőmérséklet térkép, melyet a Terra műhold MODIS egysége készített 2000-ben (Forrás: http://eoimages.gsfc.nasa.gov/images/imagerecords/54000/54435/MODIS1000059_md.gif)



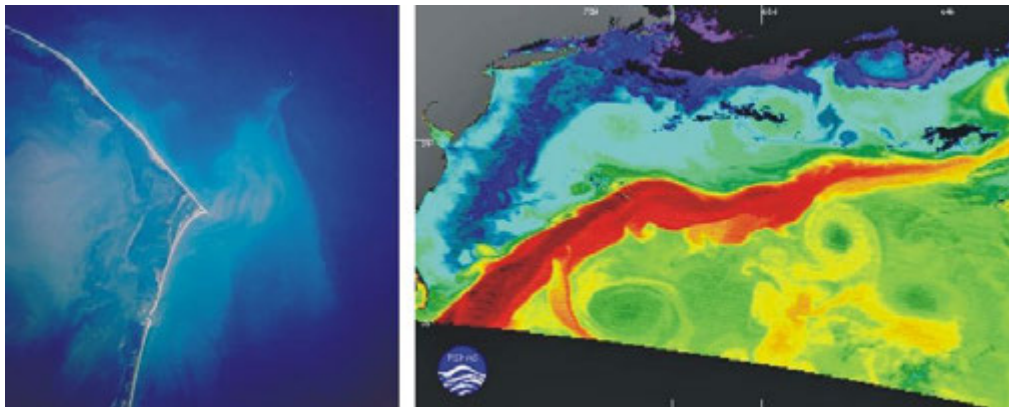
3.3. ábra. Napjainkban készült operatív műholdas SST térképek (két egymást követő napról), melyeket több műhold adatainak felhasználásával állítanak össze és naponta frissítenek. (Forrás: http://weather.unisys.com/surface/sfc_daily.php?plot=ssd&inv=0&t=cur&inv=0)

Mint a képeken látható, a hőmérsékleti adatok $-1,84^{\circ}\text{C}$ és $+31,1^{\circ}\text{C}$ közé esnek, ezek a sokévi átlagra is jellemző értékek. Zárt tengerrészekben, mint pl. a Vörös-tenger vagy a Perzsa-öböl, $+33^{\circ}\text{C}$ körüli értékek is előfordulnak. Jól látható – a déli félgömb őszén – a Csendes-óceán egyenlítői övezetének nyugati részén és az Indiai-óceán egyenlítői övezetében felhalmozódott óriási melegvíz-tömeg. Ezt a keleti irányú Egyenlítői-áramlat Afrika keleti

partjának sodorja, melyet az Agulhas-fok¹ térségében ér el. Az áramlás itt olyan erejű, hogy a világon egyedülálló módon az áramlás megfordul, létrehozva a híres Agulhas-retroflexiót (fordulatot), majd az Agulhas-ellenáramlat formájában a víz egy része visszatér az Indiai-óceánba.

Az SST – a víz nagy hőkapacitása miatt – a légköri állapotváltozóknál sokkal lassabban változik: napi változásai jelentéktelenek, de évszakos skálán már jelentős változások zajlanak le. A maximális évi SST ingás az északi félgömbön a 40–45°É, a déli félgömbön pedig a 30–40°D szélességi körök közé esik. Értéke az Északi-Csendes-óceánon 9–10 °C, az Észak-Atlanti-óceánon 8–9 °C, a déli félgömbön azonban csak 5–6 °C. Ez a kontinensek hűtő, illetve fűtő hatásával magyarázható, mely az északi félgömbön nyilvánvalóan nagyobb. Az északi félgömb mérsékelt övében az év során a legmagasabbvízhőmérsékletek augusztusban, a legalacsonyabbak pedig februárban fordulnak elő. A hőmérsékleti ingás a kontinensek keleti partvidéke mentén elterülő óceán-részekben a legnagyobb, mivel télen ezek hűlnek le legjobban (Szibéria, Labrador), s a hideg levegő kiáramlásával (ez a nyugati szelek övezete) a környező óceán vizét is lehűtik.

Amint az a bemutatott napi képeken (3.3. ábra) is jól látszik, a világóceánban is vannak a légköri időjárási frontokhoz hasonló éles átmeneti zónák. Ilyen zóna indul pl. a Golf-áram „leválási pontja”, a Hatteras-fok közeléből, ahol az áramlat meleg vize találkozik a Labrador-áramlat igen hideg vizével (3.5. ábra). A két áramlat keveredése jelentős mértékű örvénylest és homokzátonyok kialakulását eredményezi e térségben. A frontálzóna – amelyet egyes források „arktikus frontnak” neveznek – Új-Fundland partjai közelében több ezer km hosszúságban nyúlik el.



3.5. ábra. A Golf áramlat és a Labrador áramlat találkozásánál kialakuló front. (Forrás: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/0/0c/Cape_hatteras_1989.jpg/587px-Cape_hatteras_1989.jpg; http://www.eos.ubc.ca/courses/Dist-Ed/SyllabusImages/gulf_stream_modis_lrg.jpg)

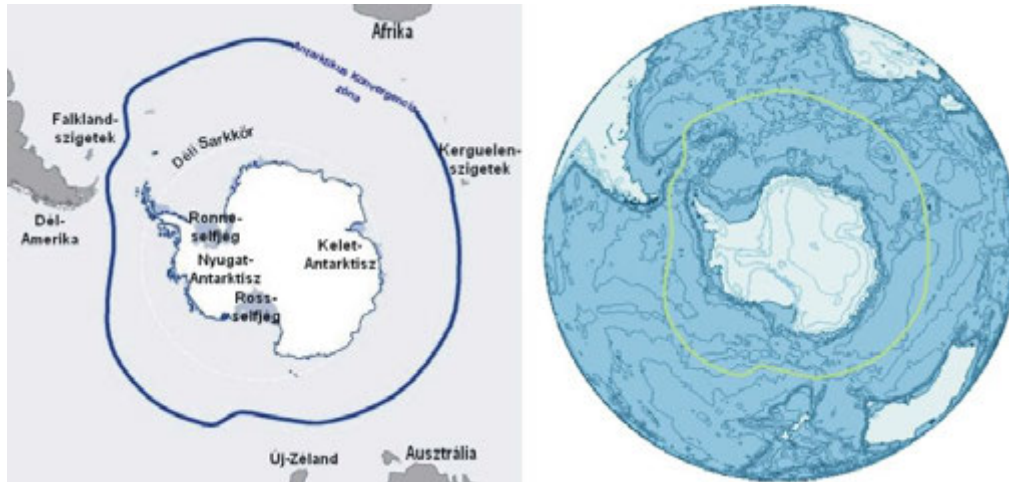
A Csendes-óceánon hasonló, de lényegesen gyengébb front húzódik Japán keleti partvidékén, ahol a meleg Kuroshio- és a hideg Oyashio-áramlás találkozik. Igen érdekes frontálzóna még a világóceánban az „antarktikus front” (3.6. ábra), illetve „antarktikus konvergencia-zóna” az 50°D szélességi kör közelében, ahol a déli mérsékelt övi meleg

¹Az Agulhas-fok (3.4. ábra), v. portugálból fordítva Tű-fok Afrika legdélibb pontja (a közhiedelemmel ellentétben, mely a Jóreménység-fokát hiszi annak).



3.4. ábra. Dél-Afrika partvonala

víz és az Antarktisz körül folyó hideg víz (antarctic circumpolar current, ACC) találkozik, kis távolságon belül 2–3 °C SST ugrást eredményezve.



3.6. ábra. *Antarktikus konvergencia-zóna* (Forrás:

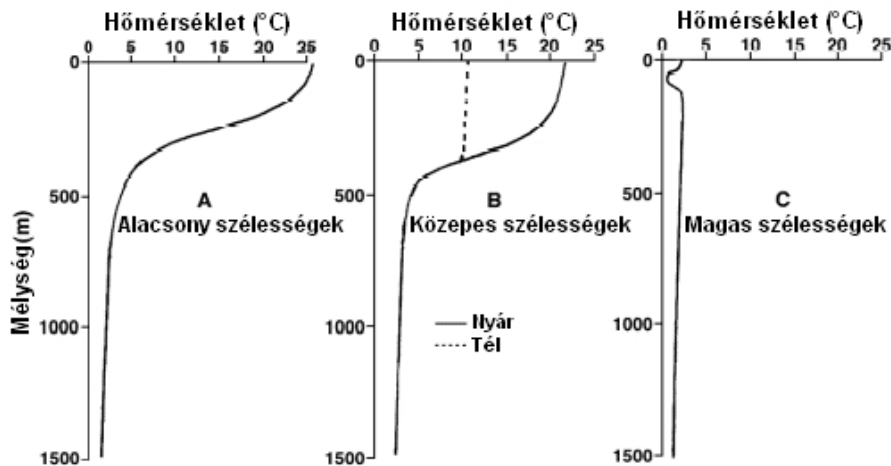
<http://seejanesblog.files.wordpress.com/2009/12/batch1antconv.jpg>;

<http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/d/d8/Antarctica-Region.png/600px-Antarctica-Region.png>)

A tengervíz-hőmérséklet mélységgel való változása (3.7. ábra) függ a földrajzi szélességtől. A különböző éghajlati övekben – a légkörhöz hasonlóan – jellegzetesen eltérő profilokat kapunk. Erről a tényről a légkörben is gyakran hajlamosak vagyunk megfeledkezni, és csak saját égövünk hőmérsékleti profiljával foglalkozunk. A trópusi öv és a mérsékelt égövek átlagos óceáni hőmérsékleti profiljai hasonló lefutásúak, míg a sarki tengerek esetében ez a profil eltérő sajátosságokat mutat.

Térjünk most át a világóceán háromdimenziós hőmérsékleti eloszlásának vizsgálatára.

Tipikus hőmérsékleti profilok

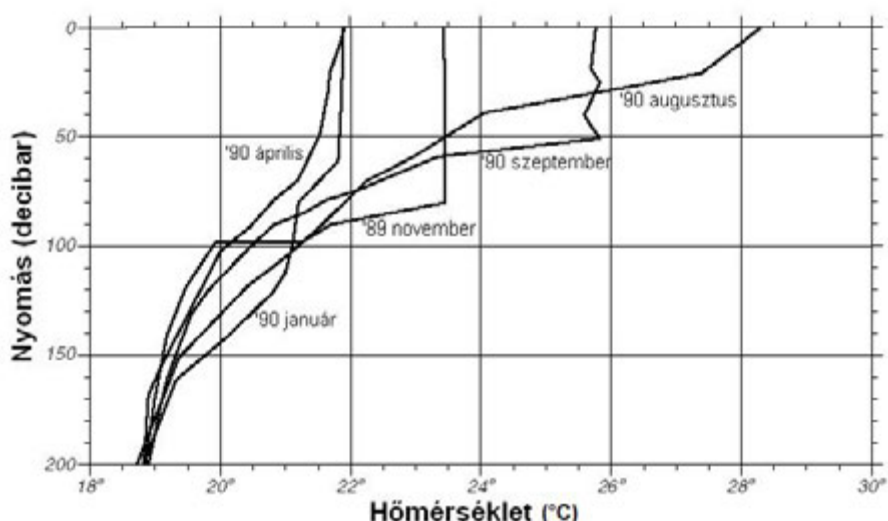


3.7. ábra. *Tipikus hőmérsékleti profilok a trópusokon, a mérsékelt szélességeken és a sarki övekben* (Forrás:

http://earthguide.ucsd.edu/virtualmuseum/Glossary_Climate/images/ocean_temp_profile.gif)

Ha megmérjük a világóceán vizének függőleges hőmérsékleti profilját, akkor – bármely helyen – három különböző réteget különböztethetünk meg. A legfelső réteg a 100–300 m vastagságú, közel egyenletes, vagy a mélységgel mérsékeltelen csökkenő hőmérsékletű *keveredési réteg*, amely a légkör felszínközeli rétegének felel meg, mivel itt az intenzív turbulens kicserélődés alakítja ki a hőmérséklet eloszlását. Ezután következik a mélységgel gyorsan csökkenő hőmérsékletű *termoklin* (gör., a.m. hőmérsékleti hajlat) *réteg*, ahol a felszínről történő hőszállítás hatása

a mélységgel elenyészik. E réteg az 1000–2000 m-es mélységig tart. Alsó határán a hőmérséklet értéke ismét stabilizálódik és a mélység növekedésével közel izoterm marad, globálisan 2–4 °C körüli értéken (azaz a profilok mindhárom övezetben ide konvergálnak). Ez a *mélyóceán vízrétege*. Ha most szemügyre vesszük a három égővben mutatkozó különbségeket, akkor a következőket mondhatjuk. A *trópusi övben* a legnagyobb a különbség a 20–30 °C hőmérsékletű keveredési réteg hőmérséklete és a mélyóceán hőmérséklete között. A magas hőmérséklet miatt itt a legfejlettebb a turbulencia, és a keveredési réteg vastagsága itt a legnagyobb: 300 m körüli. A *mérsékelt égővekben* a keveredési réteg vízhőmérséklete 8–15 °C körüli és erős évszakos ingást mutat. Ennek megfelelően nyáron fejlettebb e réteg és vastagsága 200 m körüli, míg télen összezsugorodik és csak mintegy 100 m mélységű. Nyáron e rétegben is nagy a hőmérsékleti gradiens (a mélységgel való hőmérséklet-csökkenés), amelyet *szezonális termoklinnek* nevezünk, megkülönböztetendő a fent említett *állandó termoklintól*. A 3.8. ábra egy szubtrópusi mérőállomás termoklin rétegének éves menetét mutatja be, amely mintegy átmenetet képez a trópusi és a mérsékelt égővi éves hőmérsékleti változás között. Egyébként arról is gyakran megfigyelünk, hogy a Föld gömb alakja miatt a magasabb szélességeken a sarkok felé haladva a besugárzás és a tengerfelszín hőmérséklete sokkal gyorsabban csökken, mint a trópusokon: a napmagasság $\cos$ függvénye, ahol j a földrajzi szélesség. Ennek megfelelően a fent elmondottak a mérsékelt övek tengereinek átlagos viszonyai, amelytől a különböző szélességeken és tengerekben nagy eltérések mutatkozhatnak (pl. Földközi-tenger versus Hudson-öböl). Végül a *sarki tengerekben* a keveredési réteg nyáron fejletlen, 20–50 m vastagságú, de hőmérsékleti profilja „normális” lefutású, télen viszont elfajul és a vízhőmérséklet a mélységgel nő. Különösen igaz ez a tengeri jéggel fedett részeken. A termoklin zóna szinte teljesen hiányzik, ezt egy enyhe *inklinális* (hajlat) helyettesíti.



3.8. ábra. A keveredési réteg és az évszakos termoklin lefutása az 1989 novembere és 1990 szeptembere közötti időszakban a Bermudai Atlanti Idősor Állomáson (Bermuda Atlantic Time-series Station, BATS), a 31,8°É, 64,1°Ny földrajzi koordinátákon, ami szubtrópusi-mérsékelt övi viszonyoknak felel meg. (A decibar egységű függőleges koordinátázás lényegében megegyezik a méter egységű koordinátázással.) (Forrás: http://oceanworld.tamu.edu/resources/ocng_textbook/chapter06/Images/Fig6-7.htm)

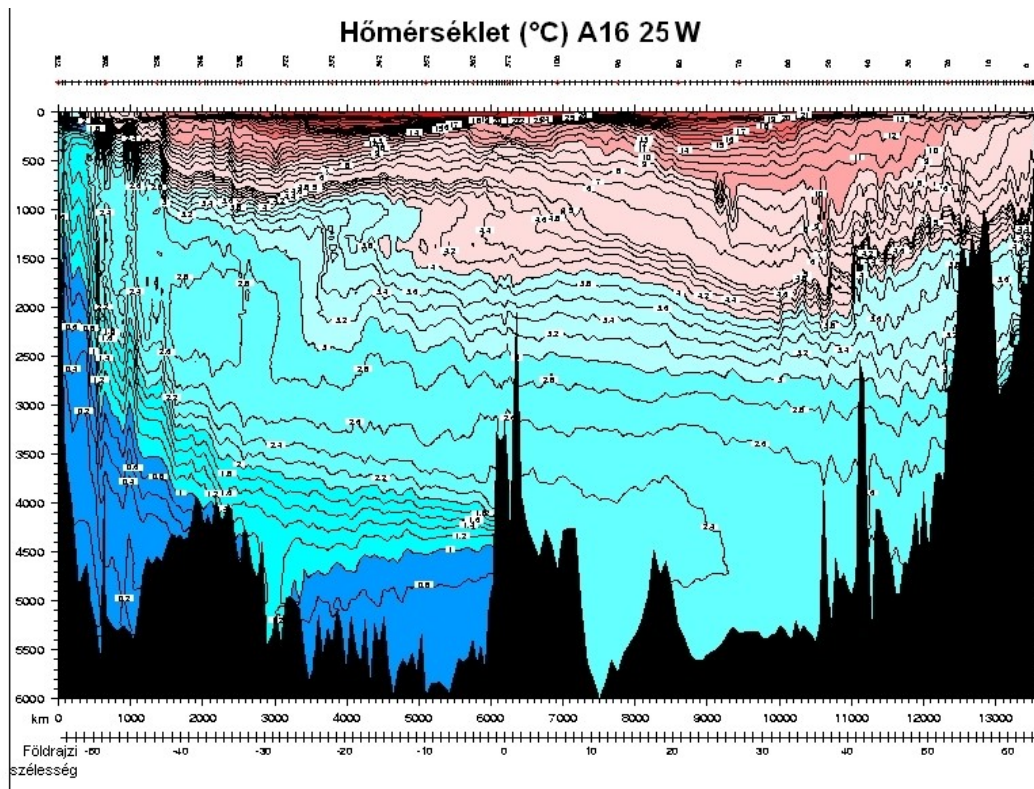
Az óceán hőmérsékletének a mélységgel és a földrajzi szélességgel való változásába talán a legjobb bepillantást akkor nyerhetjük, ha megvizsgáljuk a tengervíz hőmérséklet-eloszlásának azon meridionális-vertikális metszetét, amelyet a Hawaii-szigetek fővárosa, Honolulu délköre (157°49'Ny) mentén készítettek. Az egyetlen tengerszint feletti pont a térképen Oahu szigetének felel meg – Honolulu földrajzi szélessége 21°18'É – tehát a kontinensek „zavaró” hatásától mentes képet tükröz a Csendes-óceán medencéjéről. Észak felé a tartományt Alaszka, dél felé pedig az Antarktisz határolja, ezért nem teljes. Sajnos ezt az ábrát jegyzetünkben szerzői jogvédelmi okokból nem áll módunkban közölni.

Foglalkozunk először a felső 1000 m-es réteg hőmérsékleti viszonyaival (felső ábrarész). A trópusi területeken a felszínhez közeli ritkább izoterma-tartomány a jól fejlett keveredési rétegre utal. Az ez alatt fekvő sűrű izotermájú, azaz gyors hőmérsékletváltozású réteg a keveredési réteg alsó és a termoklin réteg felső szintjeit foglalja magában. Látható, hogy ez a réteg a sarkok felé haladva gyorsan közelít a felszínhez és a 40°D, illetve az 50°E szélességeken el is éri azt. Az Antarktiszhoz közeledve jól látható a termoklin elfajulása a 60°D körül függőleges izotermák formájában (ez az ACC hatása is), majd az egész rétegződés elfajulása, illetve sarki rétegződéssé való átalakulása,

ahol a $-1,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ hőmérsékletű leghidegebb vizek a felszín közelében találhatók. Látható, hogy a réteg alján átlagosan már mindenütt $+4\text{ }^{\circ}\text{C}$ körüli értékek lépnek fel, melyet emiatt (és mivel ez az édesvíz sűrűségi maximum-pontja) régebben a mélyóceán egységes hőmérsékletének vélték.

Az ábra alsó része az, ami meglepő lehetne számunkra, ha a korábbiakból nem tudnánk, hogy a 3,5% sótartalmú (átlagosan 1025 g/cm^3 sűrűségű) tengervíz sűrűségi maximumpontja a fagyáspontja, azaz $-1,9\text{ }^{\circ}\text{C}$, tehát nem viselkedik „rendellenesen”, mint az édesvíz. Így teljesen világos, hogy miért van a leghidegebb, kb. $+1,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ hőmérsékletű víz a mélyóceán fenekén. Látjuk, hogy a mélyóceánban a víz mélységgel való hűlése már igen lassú: 2000 m mélységben átlagosan $+2,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, 3500 m mélységben pedig átlagosan $+1,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ hőmérséklet uralkodik, tehát ezer méterenként csak tízedfokokat változik az átlagos vízhőmérséklet. Mindez igaz az egész óceáni medencére, kivéve az Antarktiszt körülvevő vizekre. Ott sokkal hidegebb víz van a mélyben is, $+0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ minimum hőmérséklettel, ami erős függőleges irányú „lekeverés” jelenlétére látszik utalni. Ez a lekeverési mechanizmus a tengeráramlások talán legfontosabb mozgatója, felfedezése a XX. század végének egyik legnagyobb tudományos eredménye. A későbbiekben részletesen foglalkozunk vele.

Hasonló képet mutat az Atlanti-óceán észak-déli „tengelyén”, a 25°Ny hosszúsági körön felvett meridionális-vertikális metszet is (3.9. ábra), még hidegebb mélyóceáni vizekkel, és Grönland partvidéke mentén egy olyan hatalmas hidegvíz „vizesés”-sel a felszín és a mélyóceán között, amelynek párja a Csendes-óceánon sehol sem található meg, és amely a globális óceáni vízkörzés egyik legfontosabb „hajtómotorja”: a Dánia-szorosban zajló vízsüllyedéssel.



3.9. ábra. Az Atlanti-óceán hőmérséklet-eloszlásának meridionális-vertikális metszete a 25°Ny hosszúsági kör mentén (Forrás: http://sam.ucsd.edu/sio210/gifimages/A16_THETA.gif)

3.1.2. Háromdimenziós sótartalom-eloszlás a világóceánban

Azt mindenki tudja, hogy a világóceán vize, azaz a tengervíz sós. Azt azonban már jóval kevesebben, hogy a sótartalom – a hőmérséklethez hasonlóan – mind horizontális, mind vertikális irányban változik, és azt még

kevesebben, hogy e változásoknak, a hőmérsékletváltozásokkal együtt igen fontos szerepük van az óceán különböző mozgásformáinak kialakításában.

A tengervíz átlagosan 35% sótartalma a tengeri élőlényeknek – amelyek a bioszféra túlnyomó részét alkotják – is alapvető létfeltétele: egy hirtelen nagyobb mértékű sótartalom-változás a tengeri bióta azonnali csaknem teljes kipusztulásához vezetne, elsősorban a szervezetben belüli és kívüli víz oldatnyomása, vagy ozmotikus nyomása között előálló különbség miatt. Sósabb vízben az élőlények összeszáradnának (víz kidiffundálás), míg kevésbé sós vízben felvizenyősödnének (víz bediffundálás). Szerencsére ennek jelenlegi ismereteink szerint kicsi a veszélye: a tengervíz sókoncentrációja az elmúlt 1,2 milliárd évben nem, vagy alig változott. A világóceán vizének sótartalma – az egész víztömeget tekintve – térben is eléggé homogén. Teljes víztömegének 75%-ában a sótartalom 34,5–35,0‰ közé esik. Talán nem meglepő, hogy a mélyóceán a leghomogénebb 34,6–35,0‰ közötti sótartalommal, első pillantásra érdekes viszont, hogy a legnagyobb kiterjedésű Csendes-óceán egyben a leghomogénebb sótartalmú is: vizének 50%-ában a szalinitás 34,6–34,7‰ között változik.

A közhiedelemmel ellentétben a tengervíz sótartalma nem csak oldott konyhasóból (NaCl), azaz Na^+ és Cl^- ionokból áll, hanem leginkább közismert gyógyvizeink (pl. Mira, Hunyadi János, Ferenc József gyógyvizek) só- illetve ion-összetételéhez hasonlít (3.1. táblázat, 3.10. ábra).

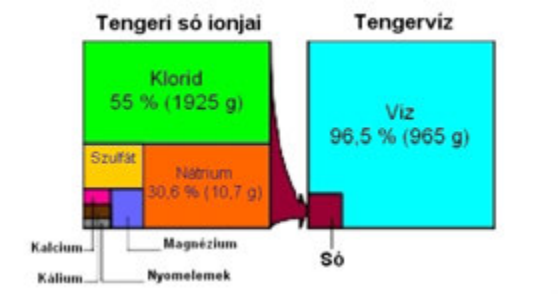
Ion	Vegyérték	Koncentráció ppm, mg/kg	Súly %	Molekula súly	mmol/ kg
Klorid Cl	–1	19345	55,03	35,453	546
Nátrium Na	+1	10752	30,59	22,990	468
Szulfát SO_4^{4-}	–2	2701	7,68	96,062	28,1
Magnézium Mg	+2	1295	3,68	24,305	53,3
Kalcium Ca	+2	416	1,18	40,078	10,4
Kálium K	+1	390	1,11	39,098	9,97
Bikarbonát HCO_3^-	–1	145	0,41	61,016	2,34
Bromid Br	–1	66	0,19	79,904	0,83
Borát BO_3^{3-}	–3	27	0,08	58,808	0,46
Stroncium Sr	+2	13	0,04	87,620	0,091
Fluorid F	–1	1	0,003	18,998	0,068

3.1. táblázat. A tengervíz só-, és ionösszetétele

Már a Challenger expedíció is felfedezte, hogy a fenti ion-koncentrációk csaknem állandók a világóceánban, kivéve az olyan melléktengereket, mint a Balti-tenger, v. a Fekete-tenger, amelyek eléggé elszigeteltek a nagy óceánoktól és sok folyóvíz is táplálja őket.

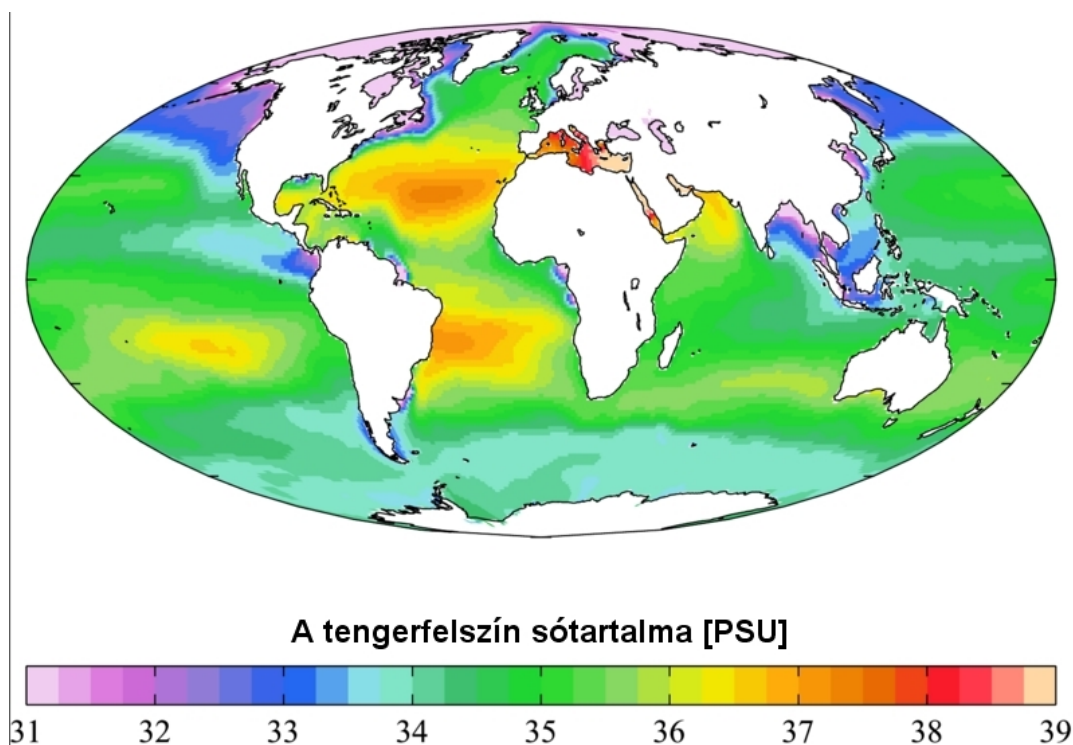
A tenger sósságának okát kereső, illetve magyarázó tudományos elméletek hosszú múltra tekintenek vissza, és részét képezik a világóceán keletkezéséről felállított elméleteknek. Az újkorban talán Sir Edmund Halley volt az „úttörő”, aki 1715-ben azzal az elmélettel állt elő, hogy a sótartalom forrása a szilárd földkéreg és a folyók mosták be azokat az óceánba, ahol azok a folyamatos párolgás révén koncentráálódtak. Így alakult ki – szerinte – a lefolyás nélküli beltengerek, mint a Kaszpi-tenger, az Aral-tó, vagy a Holt-tenger sótartalma is. Halley elmélete mai szemmel nem, vagy csak kis részben helytálló, mivel ma úgy véljük, hogy az ósóceán sótartalma az őslégkörből (klórgáz) és a szilárd vagy folyékony (magma) állapotú felszínről származott (nátrium), amikor megjelent a folyékony állapotú víz – az előbbi a vízben HCl formájában oldódva, míg az utóbbi a vízzel exoterm kémiai reakcióba lépve elsődlegesen NaOH formájában – amelyek azután sav-bázis reakció során semlegesítették egymást. Mivel az őslégkör anyagai is végső soron a köpeny anyagából párologtak el, Halley-nek abban van igaza, hogy a tengeri só elsődleges forrása a litoszférát is magában foglaló köpeny.

Akárhogy is volt, a világóceán sótartalmának és a só kémiai összetételének eonokon (milliárd éves nagyságrendben) és óceánokon keresztül állandósága jó bizonyítéka annak, hogy a sósságért felelős ionok bekerülése az óceán vizébe és onnan való kikerülése nagyon pontos kémiai egyensúlyban van.



3.10. ábra. A tengervíz összetételének ábrája (a különböző ionokat jelző területek tömegarányosak). (Forrás: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/2/2c/Sea_salt-e-dp_hg.svg)

Térjünk át a tengervíz felszíni sótartalmának (3.11. ábra), röviden a *tengerfelszín sótartalmának* (*sea surface salinity, SSS*) elemzésére. Az SST-hez hasonlóan az SSS-t befolyásolja a legtöbb hatás, így ez a térben és időben legváltozékonyabb jellemzője a világóceán szalinitásának. Az SSS eltérései a szalinitás említett 35‰ átlagértékétől a világóceán egyes részein első pillantásra nem tűnnek túl jelentősnek: 31–39‰ közötti értékek fordulnak elő. Ezek az eltérések azonban relatív értékben $\pm 10\%$ -ot jelentenek. Másképpen fogalmazva az SSS térbeli változékonysága legalább 20-szorosa a világóceán teljes víztömegét jellemző szalinitás változékonyságának.



3.11. ábra. Évi átlagos felszíni tengervíz sótartalom (SSS) térkép a Világóceán Atlasza (2005) c. kiadványból (Forrás: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/f/f7/WOA05_sea-surf_SAL_AYool.png)

Figyelmesebben megnézve a globális eloszlást, három sajátosság emelhető ki:

1. Az északi félgömb magasabb szélességein kiterjedten (lényegében az egész Északi-Jeges-tengerre kiterjedően) és egyes trópusi területein is (Délkelet-Ázsia) alacsony – akár 31‰-ig csökkent – sótartalmú felszíni víz alakul ki a világóceánban, elsősorban a bővizű folyók kisebb sűrűségű édesvizének beömlése és a felszínen való „szétterülése” miatt. A déli félgömbön ez a sajátosság szinte teljesen hiányzik, mivel az Antarktiszon nincsenek folyók. Látható, hogy a kontinentális jég – a grönlandi és antarktisi gleccserek – oladásából származó adalék nem túl jelentős, szemben egyes éghajlatkutatók véleményével. Egyes melléktengerek sótartalma még ennél is jóval kisebb lehet

az említett övezetekben (Balti-tenger, Fekete-tenger). A tengerfelszín sótartalmának globális minimumát a Balti-tengerhez tartozó Botteni-öbölben mérték, 1‰ értékkel – ez gyakorlatilag már édesvíz.

2. A szubtrópusi övezetben a csekély mennyiségű csapadék és a nagy párolgás miatt magas sótartalmú felszíni vizek alakulnak ki. Ez a jelenség azonban nem egyformán érinti az Atlanti- és a Csendes-óceánt. A sokkal inkább „kontinensek közé zárt”, mindössze 30–40 hosszúsági fok „szélességű” Atlanti-óceánon a jelenség mindkét félgömbön nagyon szembetűnő 38‰-ig terjedő maximumokkal, ugyanakkor a csaknem teljes félgömböt átfogó, 130–150 hosszúsági fok „szélességű” Csendes-óceánon a jelenség elmosódott, inkább csak a déli félgömb szubtrópusi részén – az El Niño jelenséggel kapcsolatos meleg víztömegben – észlelhető.

3. A fenti okfejtés alkalmazásával érthetővé válik a csapadékszegény szubtrópusi és trópusi területeken található Földközi-tenger és Vörös-tenger felszíni vizének feltűnően magas, 39‰-et meghaladó sótartalma is, hiszen ezek sokkal kisebbek és sekélyebbek, partvidékük pedig nagyrészt sivatagos. Ezek a tengerek az SSS globális maximum-helyei, ha nem számítjuk a beltengereket. Ha ezeket is számításba vesszük, akkor a Holt-tenger (3.12. ábra) magasan vezeti a világranglistát 337‰, azaz 33,7% sótartalmával. A Holt-tenger vizének tehát több mint egyharmada só.



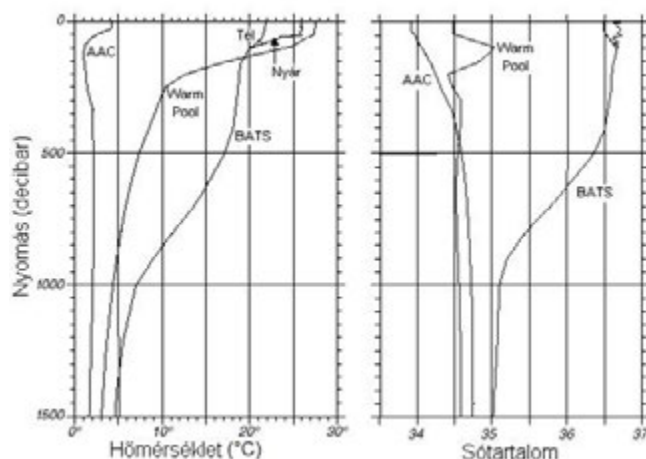
3.12. ábra. A Holt-tenger (Forrás:

http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/2/21/Dead_Sea_by_David_Shankbone.jpg)

A fentieket összefoglalva azt mondhatjuk, hogy az SSS eloszlása a világóceánban jól követi a csapadék övezetes eloszlását a kontinenseken. *A sivatagos és arid kontinentális területek óceáni „szomszédai” a magas felszíni sótartalmú zónák, míg a csapadékos és humid területek szomszédságában alacsony felszíni sótartalmú zónák helyezkednek el. Ez a „rend” csak a hatalmas kiterjedésű Csendes-óceán térségében bomlik fel valamelyest, és így a Csendes-óceán a leghomogénebb felszíni sótartalmú óceán. Az Atlanti-óceánban a sarkok felől a térítők irányába mutató nagy értékű SSS gradiensek viszont – mint majd látni fogjuk – kulcsszerepet játszanak a már sokat emlegetett óceáni „szállítószalag” működtetésében. A fent elmondottak ékesszólóan bizonyítják a légkör és az óceán, mint éghajlati alrendszerek szoros csatolását.*

Meg kell említenünk, hogy az „óceán időjárásában”, azaz az óceáni cirkuláció évszakos és évek közti (szezónális és interannuális) változásában az SST-vel azonos fontossággal bíró globális SSS eloszlásról koránt sincs olyan teljes képünk, mint a hőmérséklet esetében, elsősorban a műholdas távérzékelés hiánya miatt. A 2009-ben útjára indított Talajnedvesség és Óceán Sótartalom (*Soil Moisture and Ocean Salinity, SMOS*) program egy speciális műszerekkel felszerelt műholdnak az ESA által történt fellövésével és a megfelelő inverziós (visszaszámitási) módszerek fejlesztésével a meteorológiai és oceanológiai előrejelzések két fontos hiányzó építőkövének pótlását célozza műholdas távérzékelés. A program amerikai megfelelője az U.S. Nemzeti Oceanográfiai Adatközpont (*National Oceanographic Data Center*) által 2006-ban elindított Globális Hőmérséklet és Sótartalom Profil Program (*Global Temperature–Salinity Profile Programme, GTSP*), amely az előzőtől eltérően inkább a hagyományos helyszíni mérési adatok rendszeres gyűjtését és széleskörű hozzáférhetőségét célozza meg.

Áttérve a tengervíz sótartalma vertikális eloszlásának vizsgálatára szinte ugyanazzal az állítással kezdhethetjük, mint a hőmérséklet esetében, nevezetesen: a tengervíz sótartalmának mélységgel való változása függ a földrajzi szélességtől (3.13. ábra). A különböző éghajlati övekben itt is jellegzetesen eltérő profilokat kapunk, amelyek azonban némiképp különböznek a hőmérsékleti profiloktól.

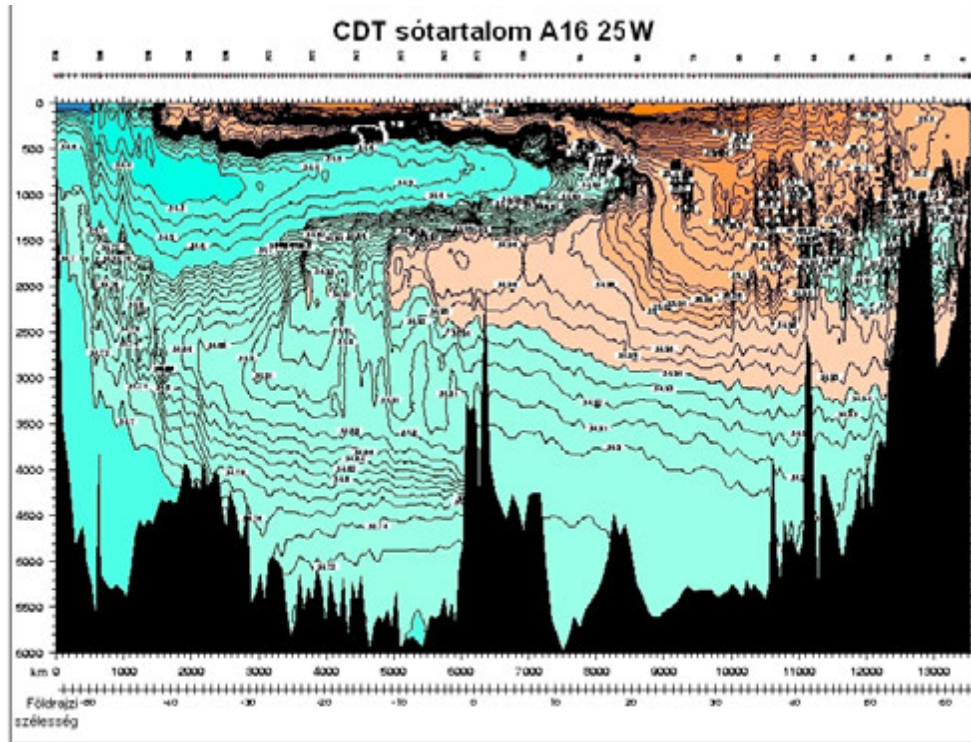


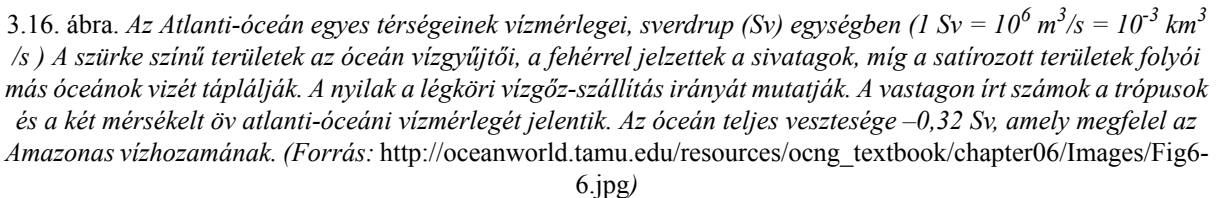
3.13. ábra. A trópusok, a mérsékelt szélességek és a sarki övezetek jellegzetes óceán-hőmérsékleti és -szalinitási profiljainak összehasonlító ábrája. A Warm Pool jelű görbék a Csendes-óceán medencéjének legmelegebb trópusi területeit jellemzik a dátumvonal (Marshall-szk.) közelében (9,5°É, 176,3°K). A BATS jelűek a már említett Bermudai Atlanti Idősor Állomáson (Bermuda Atlantic Time-series Station, BATS, 31,8°É, 64,1°Ny) mért profilok szubtrópusi-mérsékelt övi jellemzőkkel, végül az AAC jelű profilokat az Antarktiszi Cirkumpoláris Áramlásban (62,0°D, 170,0°K) mérték, tehát a sarki vizeket jellemzik. (Forrás:

http://oceanworld.tamu.edu/resources/ocng_textbook/chapter06/Images/Fig6-8.htm)

A világoceán vizének függőleges hőmérsékleti profiljait meghatározó három különböző réteg a sótartalom-profilokban is – bármely helyen – kimutatható. A legfelső réteg itt is a 100–300 m vastagságú, a közel egyenletes, vagy a mélységgel mérsékeltén változó sótartalmú *keveredési réteg*, ahol az intenzív turbulens kicserélődés alakítja ki a sótartalom eloszlását. Ezután következik a mélységgel gyorsan változó szalinitású *haloklin* (gör., a.m. sótartalom hajlat) *réteg*, ahol a felszínről történő szállítás hatása a mélységgel elenyészik. E réteg – a hőmérsékletéhez hasonlóan – az 500–1000 m-es mélységig tart. Az ez alatt fekvő *mélyóceáni vízrétegben* a szalinitás ismét közel állandó, azaz a profilok csaknem függőlegesek. A *három égövben* mutatózó különbségek azonban más jellegűek, mint a hőmérséklet esetében. Az egyes égövekhez tartozó átlagos hőmérséklet- és sótartalom-profilok eltérő viselkedése az eltérő tengerfelszíni eloszlásokra vezethető vissza. Láttuk, hogy míg a felszíni hőmérsékleti (SST) maximumok az Egyenlítő közelében jelentkeznek, addig a felszíni sótartalom maximumai a 30°É és 30°D közelében vannak, s az Egyenlítőn a felszíni víz jóval kevésbé sós. Ennek megfelelően a sótartalom *szubtrópusi vertikális profilja* jellegében hasonló a hőmérséklet trópusi és mérsékelt égövi profiljához, a mélységgel csökkenő sótartalommal, gyenge évszakos menettel (BATS). Az *arktikus és antarktikus sótartalom profilok* sem térnek el jellegükben a hőmérsékleti profiloktól – egyaránt a gyenge függőleges menti változás jellemzi őket, inverziós (azaz a mélységgel növekvő) rétegződés mellett. Az AAC profilok viszonylag magas hőmérséklete és alacsony sótartalma a felszín alatti 30–50 méteres rétegben nagyrészt a nyári mérésnek (1969. január 16.) tulajdonítható – utóbbi a gleccserek és jéghegyek olvadákvizével való keveredés eredménye. A *trópusi szalinitás-profil* – a fentieknek megfelelően – jellegében gyökeresen eltér az övezet átlagos tengervíz-hőmérséklet profiljától. A sarki profilokhoz hasonlóan nem mutat jelentős függőleges menti változást, és a keveredési rétegben 100 m körüli mélységig jellegzetes *inverzió* (azaz a sótartalom mélységgel való növekedése) figyelhető meg. Ez a sekély inverzió – gyengébb mértékben – a *nyári szubtrópusi profilban* is fellelhető. Az inverzió okát – első pillantásra – a bőséges trópusi csapadéokban (mindennapos esők) és a tengeráramlásokban keressük, de van egy fontos másik mechanizmus is, melyet később (a sűrűség függőleges eloszlásának elemzésénél) ismertetünk majd.

A hőmérsékletéhez hasonlóan a 3.14. ábrán bemutatjuk a szalinitásnak az Atlanti-óceán észak-déli „tengelyén”, a 25°Ny hosszúsági körön felvett meridionális-vertikális metszetét. Alább (3.15. ábra) egy meridionális metszetet mutatunk be a világoceán zonálisan átlagolt sótartalmáról (itt csak a felszíni értékek szerepelnek), de az ábra összehasonlítást is tartalmaz az adott szélességi körök felszíni vízmérlegével (E – P), és így jó összefoglalása a fent mondottaknak.





A tengervíz sűrűségét a hőmérséklet és a sótartalom határozza meg. Termodinamikailag a víz lényegében *összenyomhatatlan közeg*, tehát ha a tengervíz nem volna sós, elegendő volna egyedül a hőmérséklet ismerete a sűrűség meghatározásához. A sótartalom azonban – mint az alábbi, 3.17. ábra is szemléltetően mutatja – legalább olyan mértékben befolyásolja a világóceán egyes víztömegeinek sűrűségét, mint azok hőmérséklete. Ebből az a mélyreható elméleti fizikai következtetés fakad, hogy a térben és időben változó sótartalmú világóceán háromdimenziós (S, t, ρ) fázisterű (pseudo) termo-hidrodinamikai rendszerként írható le, azaz az összenyomható közegek háromdimenziós (p, t, ρ) fázisterű termo-hidrodinamikájával analóg elméleti fizikai-matematikai apparátus alkalmazható rá. Egyszerűbben fogalmazva: a *szabadon változó sótartalmú víz* viselkedése az *összenyomható levegőével* analóg, ebben a közegben a hőtani és az áramlástan folyamatok kölcsönösen befolyásolják egymást. A világóceánban és a légkörben kialakuló képződmények, mozgásrendszerek ezért elméleti szempontból hasonlóak.

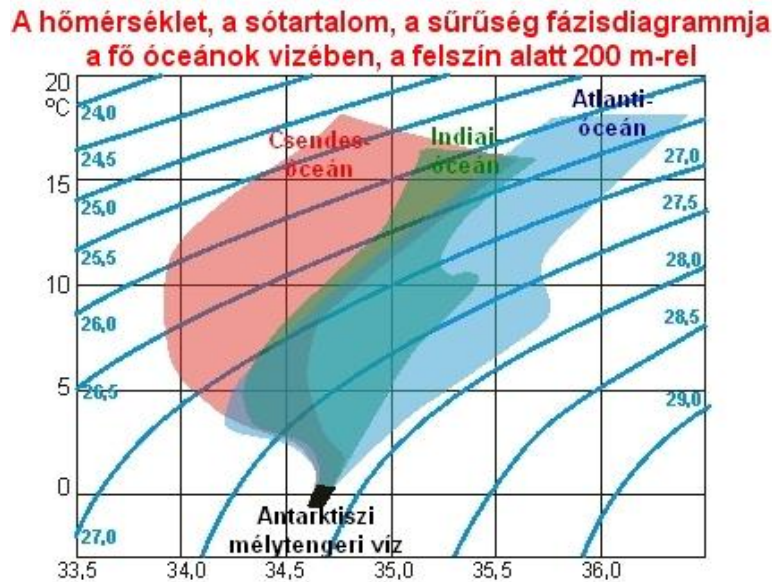
$$\rho = \rho(S, t, p)$$
$$\sigma(S, t, p) = \rho(S, t, p) - 1000 \text{ kg/m}^3.$$

XML to PDF by RenderX XEP XSL-FO F ormatter, visit us at <http://www.renderx.com/>

$$\sigma(S, t, p) \cong \sigma(S, t, p = 0) = \sigma_t(S, t).$$

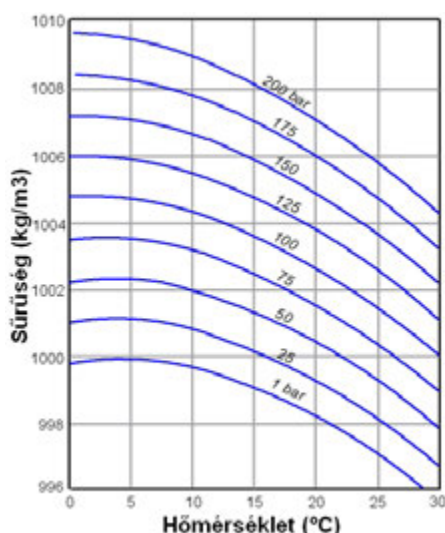
Ezt a sűrűségi mérőszámot „szigma-t”-nek nevezik, ezzel is hangsúlyozva a p -től való függetlenségét.

A következő, 3.17. ábrán a szigma-t izovonalak segítségével mutatjuk be az összenyomhatatlannak tekintett, illetve felszínközeli (–200 m) hozott tengervíz sűrűségét a hőmérséklet és a sótartalom függvényében. Ez a tengervíz említett (S, t, ρ) állapotábrája.



3.17. ábra. A világóceán vizének háromdimenziós (S, t, ρ) pszeudo-termodinamikai állapotábrája és a három nagy világóceán vizének állapot-eloszlása. Az x -tengelyen az s sókoncentráció ($[s] = \text{‰}$ egységben), az y -tengelyen a hőmérséklet ($[t] = \text{°C}$ egységben) látható, míg a σ_t sűrűség izovonalai, azaz az izopiknikus vonalak kék színnel feltüntetve $[\sigma_t] = \text{kg/m}^3$ egységben. A három főbb óceán vizének átlagos állapot-eloszlását az (S, t, ρ) állapottérben – a felszíni rész kizárásával – a színezett területek mutatják. (Forrás: <http://www.seafriends.org.nz/oceano/ocean50.gif>)

A 3.17. ábráról leolvasható, hogy a sótartalom 1 g/kg nagyságú változása mintegy 3–4 °C hőmérsékletváltozásnak megfelelő mértékben változtatja meg a tengervíz sűrűségét, tehát igencsak nem elhanyagolható tényező. Ugyanakkor meg kell jegyezni, hogy a tengervíz, illetve általában a víz sűrűségének nyomástól való függetlensége sem teljesen (sőt egyáltalán nem) helytálló feltételezés a világóceán átlagosan ~4000 m mélységű vizében. Az alábbi, 3.18. ábra mutatja, hogy ebben a mélységben (~400 bar nyomáson) a tiszta víz sűrűsége 0 °C hőmérsékleten mintegy 1020 kg/m³. Így tehát a mélyóceánban a hőmérséklet és a sótartalom által meghatározott értékhez mintegy 20–30 kg/m³ többletérték adódik. Ugyanakkor ez a többlet vízszintes irányban homogén, tehát nem kelt mozgást, függőlegesen pedig sztatikus, azaz szintén a mozdulatlanságnak megfelelő eloszlású. Ezért lehet – első közelítésben – az óceáni áramlások kialakulásának fizikai leírásában elhanyagolni.



3.18. ábra. A tiszta víz (p , t , ρ) termodinamikai állapotábrája (Forrás: http://docs.engineeringtoolbox.com/documents/309/water-density-temperature-pressure_2.png)

Az óceánok víztömegének állapot-eloszlását vizsgálva megállapíthatjuk, hogy a Csendes-óceán vize a legkönnyebb $26,0 \text{ kg/m}^3$ körüli sűrűség átlagértékkel és az Atlanti-óceán vize a legnehezebb $27,5\text{--}28,0 \text{ kg/m}^3$ közötti átlagos sűrűséggel. Az Antarktisz körüli mélyvíz átlagos sűrűsége nagyobb, mint a Csendes-óceán és az Indiai-óceán vizéé, de nem nagyobb, mint az Atlanti-óceán átlagos sűrűsége. Ennyit jelent az Atlanti-óceán magas sótartalma az antarktisi víz alacsony hőmérsékletével szemben (azaz „versenyképes” sűrűsénövelő).

Tényszámokban összegezve a két ábra adatait, a következőket mondhatjuk: „A felszíni tengervíz sűrűsége a világóceánban $1020\text{--}1029 \text{ kg/m}^3$ között változik a hőmérséklet és a sótartalom függvényében. A mélyóceánban nagy nyomás alatt a tengervíz sűrűsége elérheti, sőt meg is haladhatja az 1050 kg/m^3 értéket.” (Dr. J. Floor Anthoni, 2000, 2006, www.seafriends.org.nz/oceano/seawater.htm)

A következő, 3.2. táblázatot ismét annak illusztrálására közöljük, hogy a tengervíz sűrűsége, mint tényszám körül mekkora még ma is a bizonytalanság.

A tengervíz sűrűsége

The Physics Factbook™ szerkesztette Glenn Elert

Irodalomjegyzék	Eredmény (magyarázó szöveggel)	Szabványos eredmények
Beicher, Robert J. <i>Physics for Scientists and Engineers</i> . Orlando: Saunders College, 2000.	Anyag: tengervíz Sűrűség (kg/m^3): $1,03 \cdot 10^3$	1030 kg/m^3
"Density and Weight." <i>Compton's Interactive Encyclopedia</i> . Copyright © 1994, 1995, 1996, 1997. The Learning Company, Inc.	„A tengervíz általában 3,5%-kal nehezebb az édesvíznél, mert minden 1000 font víz körülbelül 35 font sót tartalmaz.”	1035 kg/m^3
Windows to the Universe team. Density of Ocean Water. Boulder, CO: ©2000–01 University Corporation of Atmospheric Research (UCAR), ©1995–1999, 2000. The Regents of the University of Michigan.	„Az óceán vizének sűrűsége körülbelül 1027 kg/m^3 a tenger felszínén.”	1027 kg/m^3

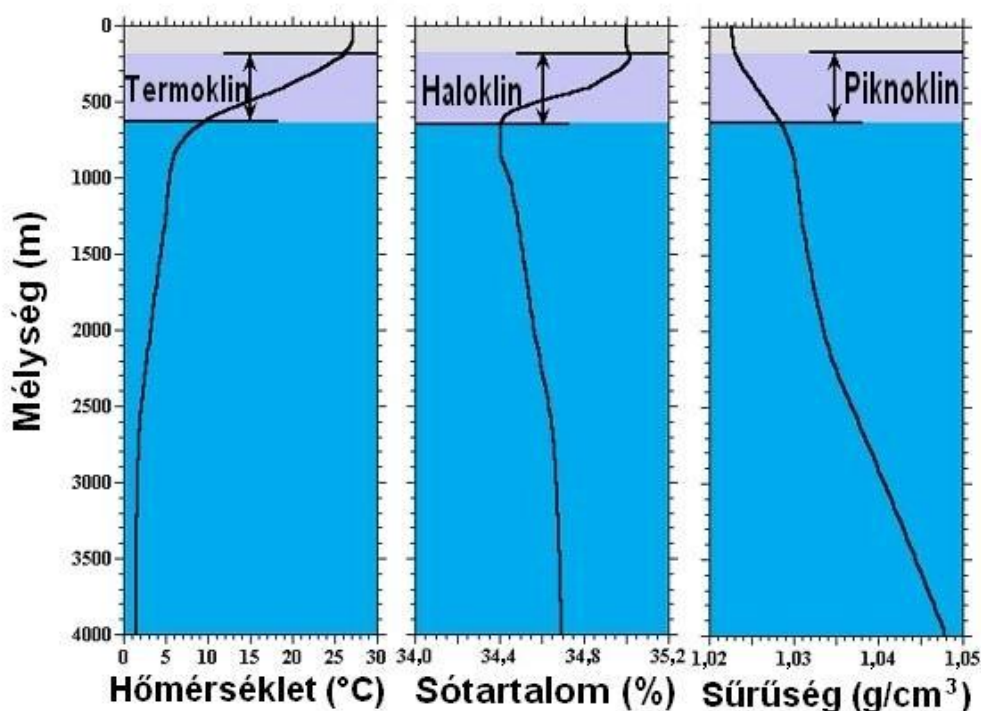
"Ocean - Density and Pressure." <i>Encyclopedia Britannica.</i> , USA, 1965.	„A sótartalom fent említett definíciója szerint e mennyiségként a tengervíz sűrűségének azon részét szokták megadni grammban, amely meghaladja az 1 kg-ot. Ezt a mennyiséget σ -val szokták jelölni. Hasonló jelöléssel például a specifikus súly $\sigma = 25$ értékkel jellemezhető, amikor is a teljes súly 1,025 kilopond.”	1025 kg/m ³
Introduction to Hydrology. Department of Geography, Okanagan University College, 2001 Június 11.	„A tengervíz sűrűsége az óceán felszínén 1020 és 1029 kilogramm per köbméter között változik.”	1020–1029 kg/m ³
<i>Glencoe Earth Science.</i> Ohio: McGraw Hill, 2002: 395.	„A sósság és hőmérsékleti különbségek miatt a tengervíz sűrűsége körülbelül 1,02 g/cm ³ és 1,03 g/cm ³ között váltakozik.”	1030 kg/m ³
<i>Van Nostrand's, Scientific Encyclopedia</i> 7-dik kiadás. Canada, 1989: 2046.	„Amíg a tiszta víz sűrűsége 4 Celsius fokon 1 g/cm ³ , a tengervíz sűrűsége ennél nagyobb érték. Változik a tengerpart, folyók stb. közelségétől függően valamint a földrajzi elhelyezkedés és mélység függvényében. Jellemző átlagos értéke 1,026–1,028 g/cm ³ .”	1026–1028 kg/m ³
Gross, Grant, M. <i>Oceanography</i> 6-dik kiadás. Ohio, 1994: 51.	„A sótartalom változása 34‰-ről 35‰-re 30 Celsius-fokon a sűrűséget 1,021 g/cm ³ -ről 1,022 g/cm ³ -re változtatja.”	1021–1022 kg/m ³
<i>Handbook of Chemistry and Physics</i> 48-dik kiadás. Ohio, 1967–1968: F-3.	„Különböző folyadékok sűrűségeTengervíz ... 1,025 g/cm ³ ”	1025 kg/m ³
Jim Manning. How do we measure the density of sea water? Woods Hole Oceanographic Institute, 2001.	„Miután az édesvíz tömege 1000 kg köbmétereként és a tengervíz ennél 1,026-szor nehezebb, megállapítható, hogy a jellemző tengervíz sűrűség 1026 kg/m ³ .”	1026 kg/m ³

3.2. táblázat. A tengervíz sűrűsége

Mint említettük, a tengervíz sűrűségét gyakorlatilag annak hőmérséklete és a sótartalma határozza meg. Nyilvánvalóan igaz ez az adott mennyiségek vertikális profiljaira is, melyek összefüggésének vizsgálatára most térünk át. A sűrűség vertikális profiljának, azaz a sűrűségi rétegződésnek kitüntetett szerepe van a világóceán vertikális irányú mozgásainak (felszíni víz lesüllyedése, mélységi víz felemelkedése) kialakulásában, mivel ez határozza meg egy adott vízréteg hidrosztatikai stabilitási viszonyait. A mélységgel növekvő sűrűség esetén a vízréteg *stabil*, míg az ellenkező esetben *instabil rétegződésű*. A világóceán már említett három éghajlati övezetében – a hőmérsékleti és a sótartalom profilok különbözősége miatt – a sűrűségi profilok sem azonos jellegűek, tehát eltérőek az egyes rétegek stabilitási viszonyai is.

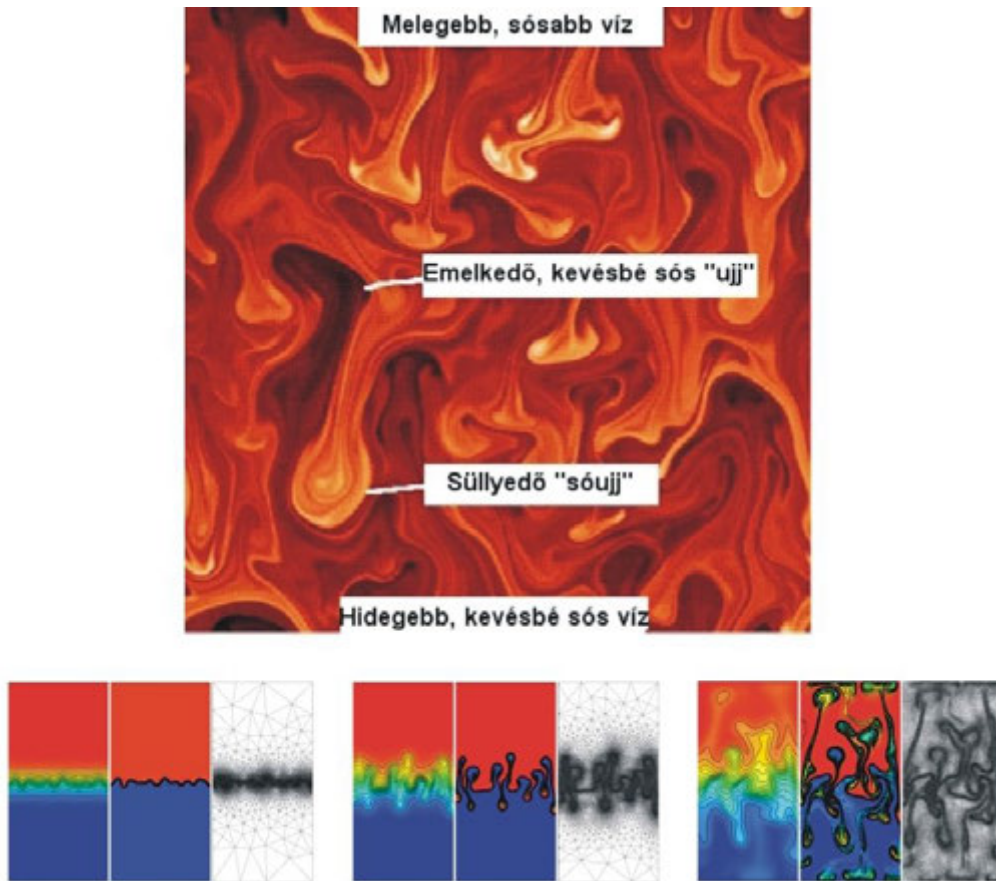
A trópusi övben és a mérsékelt övekben – a 3.19. ábrának megfelelően – mindhárom profil közel állandó a keveredési rétegben, ugyanakkor a sűrűségi hajlat, azaz *piknoklin rétegben* – a hőmérséklet és a sótartalom együttes csökkenése mellett – a sűrűség a mélységgel jelentősen *nő*, tehát erősen *stabil* a rétegződés. Ez a *záróréteg* megakadályozza, hogy a mélyebb rétegek (azaz a mélyóceán) vize keveredjen a felsőbb rétegek (azaz a kevert réteg) vizével. Lentebb, közepes mélységekben (1000–2000 m) a sűrűségnek a mélységgel való növekedése lassul, majd – főleg a nyomás növekedése miatt – 2000–3000 m mélységtől ismét gyorsul.

Profilok a szubtrópusi övezetben



3.19. ábra. A világóceán vizének vázlatos hőmérsékleti, sótartalom- és sűrűségprofilja a szubtrópusi övezetben (Bermuda-szigetek) (Forrás: http://ocp.ldeo.columbia.edu/climatekidscorner/ocean_stratification.jpg)

A keveredési réteg eltérő színezése miatt (szürke) ezen az ábrán a leginkább szembeötlő az a sajátosság, amelyet a sótartalom övezetes vertikális profiljait bemutató ábra magyarázatánál is említettünk. Amíg a hőmérséklet – a légkörhöz hasonlóan, csak tükrözve – a keveredési réteg alján süllyedni kezd, és egyenletes görbülettel megy át a termoklinbe, addig a sótartalomnak a keveredési réteg alján lokális maximuma van, azaz sekély inverziót figyelhetünk meg profiljában az e szint körüli néhány száz 10 méteres rétegben. A jelenség mögött álló mechanizmus a *konvekciónak* a tengerekre jellemző formája, amelyet „só-ujjakkal” (*salt fingers*) neveznek (3.20. ábra), és amely a felszínen a párolgás által besűrűsödött, nagy sótartalmú és a keveredési réteg aljáról származó kisebb sótartalmú víz szinte azonnali (momentán) átkeveredését idézi elő. Mivel a felszíni víz egyszerre sűrűbb és melegebb, mint a keveredési réteg alján található hidegebb és kisebb sűrűségű víz, a só-ujjak jelenségének nincs légköri megfelelője, hiszen a melegebb levegő egyben ritkább (kisebb sűrűségű) is. Mégis, talán a *légköri termikék* hasonlítanak leginkább szerkezetükben a só-ujjakhoz, azzal a különbséggel, hogy a felfelé és lefelé mozgó „termikék” mérete és területességére eső száma a sósvízben közel azonos, míg a levegőben lefelé mozgó termik nincsen. A só-ujjak igen hatékony átkeverést biztosítanak, még a turbulens kicserélődéshez képest is. A só-ujjak kialakulása a trópusi és (jóval kisebb intenzitással) a szubtrópusi óceáni térségre jellemző.



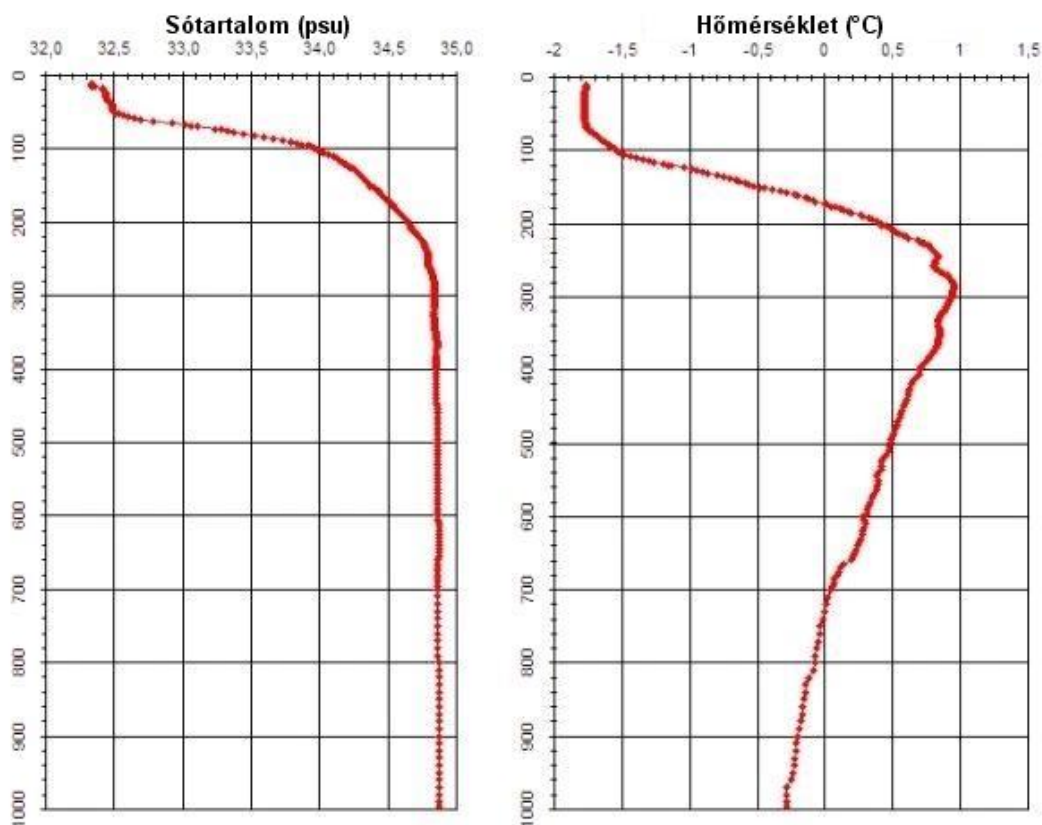
3.20. ábra. Só-ujjak fantáziaképen (a) és számítógépes modellben (b) A (b) képcsoport képei a hőmérséklet és a sótartalom eloszlását és az alkalmazott adaptív rácsot mutatják három egymást követő időpontban (a rácsra vonatkozóan lásd véges elem módszerek²) (Forrás: <http://www.planetwater.ca/research/oceanmixing/shown.jpg>.)

Áttérünk a sarkvidéki vertikális sűrűségprofilok elemzésére (3.21. ábra). Már az előzőekben láttuk, hogy itt gyökeresen eltérő a hőmérsékleti és sótartalom-profilok lefutása, mint másutt. Mivel a felszíni víz hideg és alacsony sótartalmú, lényegében hiányzik a termoklin és a haloklin réteg, a profilokat csekély vertikális gradiensek jellemzik. Sőt az is előfordulhat, hogy a hőmérséklet a sótartalommal együtt határozottan nő a mélységgel, tehát a profilok mintegy tükörképei a másik két övezet profiljainak. Szemléltetően fejezi ki ezt a jelenséget az alábbi ábra, amely csaknem az Északi-sarkon készült vékony jégtakaró alatt és a felső 1000 m-es vízréteg sajátosságait mutatja be. Mind a sótartalom, mind a hőmérséklet erősen nő a mintegy 300 m vastagságú keveredési rétegben, majd az előbbi stabilizálódik, az utóbbi pedig enyhe csökkenésbe kezd.

²Matematikai módszer parciális differenciálegyenletek közelítő megoldására, melynek alkalmazása során a térkoordináták szerinti deriváltakat rácshálózat segítségével fejezik ki közelítőleg.

Poláris Óceáni Profilalkotási Rendszerrel (POPS) nyert profilok, 2006

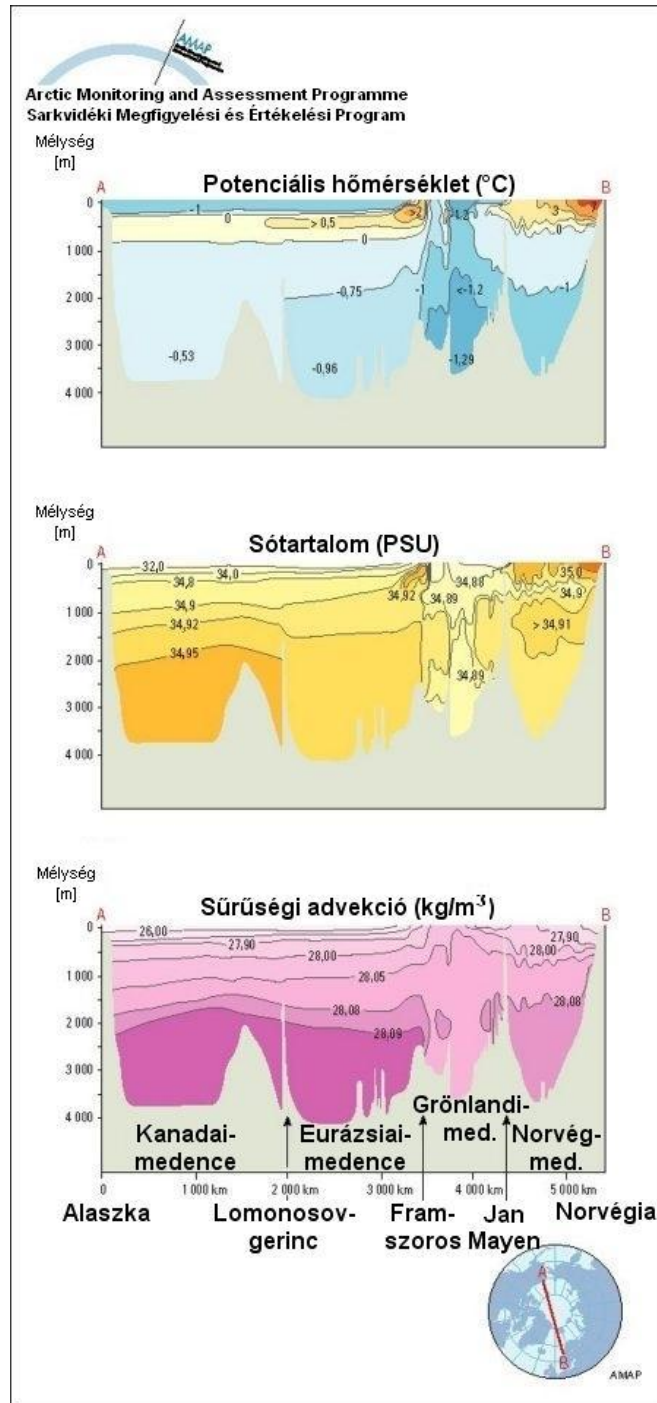
Első profiladat: 2006. április 19.; Szélességi fok: 89,02404 E; Hosszúsági fok: 166,2431 K



3.21. ábra. Óceáni hőmérséklet- és sűrűségprofilok (Forrás: http://psc.apl.washington.edu/northpole/jpgs/POPS_NPEO06_1stprofile_060419.jpg)

Felmerül a kérdés, hogy milyen lesz a sűrűségprofil, és elsősorban az, hogy nem válik-e *hidrosztatikailag instabillá* a rétegződés valamely vízrétegben? A hőmérséklet növekedésével ugyanis lefelé haladva csökken a víz sűrűsége, és ezt kell a sótartalom sűrűsénövelő hatásának egyensúlyoznia, illetve meghaladnia, hogy a stabilitás megmaradjon. A választ a 3.22. ábráról olvashatjuk le, amely az Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP) 2009. évi jelentéséből származik. A tengervíz sűrűségét ábrázoló térképen a Fram-szoros és Jan Mayen szigete között jól kivehető az a tartomány, ahol a felszíntől egészen a 4000 m mélyen fekvő tengerfenékhöz vertikális lekeverés, ún. *ventilláció* folyik, tehát a felszíni víz és a mélyóceán víztömege elkeveredik (a sűrűség nem monoton vertikális profilú). Ez a híres grönlandi vízsüllyedés, amely az Észak-atlanti Mélyvíz (North Atlantic Deep Water, NADW) kialakítója.

Az imént említettek és a só-ujjakról szóló rész is megerősíti, hogy az óceán egyes részein van *konvekció*, illetve *ventilláció*. Az óceáni konvekció és a ventilláció között csupán annyi a különbség, hogy az előbbi (a légköri konvekcióhoz hasonlóan) a felszíntől egy zárórétegig (a termoklin felső szintjéig) terjed, míg az utóbbi a teljes óceáni vízoszlopot átfogja. A meteorológiából jól tudjuk, hogy egy légrétegben a konvekció előidézője a *hidrosztatikai instabilitás* és így van ez az óceáni konvekció és ventilláció esetében is: mind a só-ujjak, mind a grönlandi vízsüllyedés térségében *hidrosztatikai instabilitás* van jelen. Felmerül a kérdés, hogy másutt is vannak-e, lehetnek-e a világóceánban instabil rétegződésű víztömegek, illetve konvekció, vagy ventilláció? Ennek a kérdésnek az eldöntéséhez ismét az elmélethez kell fordulnunk.

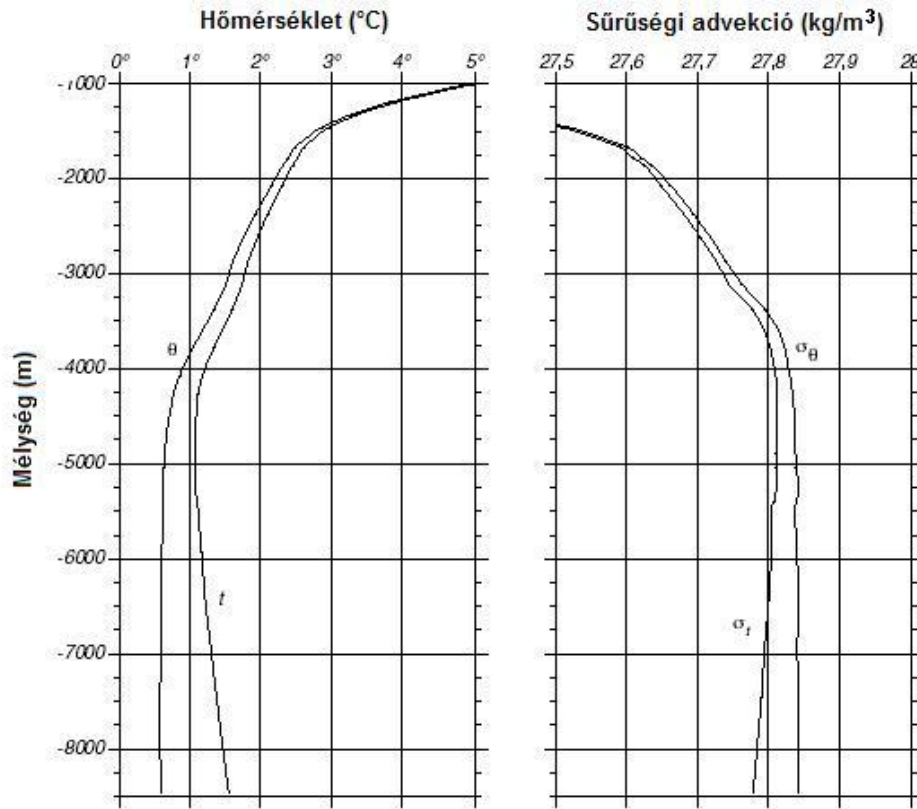


3.22. ábra. Az Északi-Jeges-tenger potenciális hőmérséklet³, sótartalom- és sűrűségi advekció eloszlása az Alaszka–Norvégia metszetben (Forrás: <http://www.amap.no/mapsgraphics/files/distribution-of-potential-temperature-salinity-and-density-across-the-arctic-ocean-and-the-greenland.jpg>)

A só-ujj típusú *konvekcióval* foglalkozunk először. A teljes tengermélységhez képest igen vékony keveredési rétegben nagy pontossággal helytálló a Boussinesq-közelítés (az átlagos sűrűség nyomás-függetlensége). Ezt mutatja az is, hogy a konvekció a sűrűség kiegyenlítődésegig tart. Tehát itt az instabilitás mértéke a $\sigma_t(z=0) - \sigma_t(z=-H) > 0$ sűrűségkülönbség (amennyiben ez pozitív). Eközben a vízelemek (elemi víztérfogatok) az állandó sűrűségű (*izopiknikus*) felületek mentén mozognak.

³Lásd később.

A teljes óceáni vízoszlopot átfogó *ventilláció* esetében azonban nem tekinthetünk el az átlagsűrűség nyomás-függetlenségétől, vagyis az összenyomható levegőhöz hasonló helyzetben vagyunk. A nyomás-függetlenség biztosításához – a meteorológiával analóg módon – a *potenciális hőmérséklet* bevezetése célszerű. A több ezer métert süllyedő vízelemek oldalfalain az emelkedő külső nyomás munkát végez, így összezsugorodnak és hőmérsékletük megemelkedik. Teljesen hasonlóan az emelkedő vízelemek csökkenő külső nyomás mellett oldalfalaikon munkát végeznek, kitágulnak és hőmérsékletük csökken. Ez teljesen hasonló a légkörhöz. Amint a 3.23. ábra mutatja, az adiabatikus melegedés mértéke 4000 m mélységben mintegy 0,5 °C, míg 8000 m mélységben eléri az 1 °C-ot.



3.23. ábra. A bal oldali ábra a tényleges (t) és a potenciális hőmérséklet (θ) vertikális profiljának összehasonlító ábrája, míg a jobb oldali ábra a szigma- t (σ_t) és a szigma- θ (σ_θ) mennyiségek vertikális profiljainak ugyanilyen összehasonlító ábrája. A profilokat a Kermadec-árokban mérték a 28,26°D, 175,82°K koordinátájú pontban.
(Forrás: http://oceanworld.tamu.edu/resources/ocng_textbook/chapter06/Images/Fig6-9.htm)

A potenciális hőmérséklet – az oceanográfiában – az a θ hőmérséklet, amit egy adott H mélységben lévő (t hőmérsékletű, S szalinitású és p nyomású) vízelem felvesz, ha azt adiabatikus (hőcsere-mentes) módon a felszínre ($p = 0$) emeljük. Definíciós egyenlete alakilag sem egyezik meg a légkörben használt Poisson-egyenlettel, mivel a víz folyékony. A nyomás – a fent leírt mechanizmusnak megfelelően – elsődlegesen a hőmérsékletet befolyásolja, majd azon keresztül a sűrűséget. Logikus tehát egy σ_θ *potenciális sűrűség* nevű mennyiség bevezetése, amely a hőmérséklet helyett a potenciális hőmérsékletnek felel meg, azaz ennyi lenne a H mélységben lévő vírzés sűrűsége, ha azt adiabatikusan a felszínre emelnénk, a sótartalom változtatása nélkül:

$$\sigma_\theta = \sigma(S, \theta) = \sigma(S, \theta, p = 0).$$

Sajnos ez a mennyiség nem elég pontos, mert a sűrűségnek a sótartalomtól és a hőmérséklettől való bonyolult függésében nem veszi figyelembe az együtthatók nyomásfüggését. A nagy mélységben fekvő egymástól különböző sótartalmú és hőmérsékletű, de azonos sűrűségű vízelemek potenciális sűrűsége erősen különbözhet egymástól. A hibák olyan nagyok lehetnek, hogy a potenciális sűrűség használata fiktív instabilitás megjelenését is eredményezheti. A probléma megoldására empirikus közelítésként korábban a világóceán közepes mélységének megfelelő 4000 dbar referencia-nyomásszinttel számolt θ_4 potenciális hőmérsékletet vezették be a potenciális sűrűség képletébe:

$$\sigma_4 = \sigma(S, \theta_4) = \sigma(S, \theta_4, p = 4000),$$

később más referencia-nyomásszintek használatával is megpróbálkoztak. A pontosság ezzel csak csekély mértékben nőtt.

Jackett és McDougall 1997-ben egy újabb, sokkal pontosabb megoldással álltak elő. Abból indultak ki, hogy egy mozgó vízelem mindig olyan trajektórián (pályán) mozog, hogy felette kevésbé sűrű, alatta pedig sűrűbb víz legyen. Ez azt jelenti, hogy mozgása közben a tartózkodási helye mélységének megfelelő p_r nyomáshoz – mint referencia-szinthez – tartozó potenciális sűrűsége, szakszóval *neutrális sűrűsége* (γ_n) állandó marad. Az ilyen trajektóriát az oceanográfiában *neutrális trajektóriának* (Eden and Willebrand, 1999) nevezik, egy adott ponton áthaladó neutrális trajektóriák összessége pedig egy *neutrális felületet* alkot. A légkörben a neutrális sűrűség analógja a potenciális, vagy az ekvivalens potenciális hőmérséklet, és mindkét közegben egyaránt igaz, hogy a neutrális felületeken mozgó víz, illetve légrések nem végeznek munkát. A tengervíz állapotegyenletének⁴ bonyolultsága miatt a γ_n = konstans felületek nem számíthatók ki olyan pontossággal, mint a légköri izentrop felületek. Jackett és McDougall a Levitus-féle (1982) óceáni atlasz adataiból interpolációval kiszámították néhány neutrális felület lefutását, és az adódott, hogy egy vízirész helyének mélysége a Föld megkerülése során a közelítő felületen mintegy 10 m-rel változik meg – ez a közelítés hibája. A számítások során választ kaptak a korábban feltett kérdésre: a víz-ujjak zónáin, valamint az arktikus (grönlandi) és az antarktikus vízsüllyedési zónán kívül nincs a világóceánban olyan hidrosztatikailag instabil tartomány, melyben konvekció, vagy ventiláció alakulhatna ki.

3.2. Fény- és hangterjedés az óceán vizében

3.2.1. A világóceán optikai jellemzői

Ha az óceánt és a légkört *sugárzástani* szempontból szeretnénk elkülöníteni egymástól, akkor azt mondhatjuk, hogy a légkör a *rövidhullámú* ($0,3\text{--}4\text{ }\mu\text{m}$ hullámhosszúságú) *napsugárzás* által teljesen átjárt közeg, az óceán viszont csak részlegesen átjárt, s az a réteg, amelyben a rövidhullámú sugárzás intenzitása még jelentékeny (energiája, illetve az általa létrehozott *sugárzási hőbevitel* még jelentős összetevője a vízelemek hőmérlegének) igen vékony (mintegy 100 m vastagságú). Tehát amíg a légkör bármely tartományának hőtanában és az azzal kölcsönható áramlástanában (jelentős, vagy kevésbé jelentős) szerepet játszik a *sugárzási hőbevitel*, addig az óceánban – a felső átvilágított réteg kivételével – ez nem jellemző hőtani mennyiség. Lényegében ugyanezt mondhatjuk el a légkör és az óceán saját *hosszúhullámú* ($4\text{--}80\text{ }\mu\text{m}$ hullámhosszúságú) *termikus kisugárzása* szerepének összehasonlításakor is. A légkörnél mintegy 1000-szer sűrűbb vízben a hosszúhullámú sugárzás útján történő hőcsere mindenütt elhanyagolhatóan kicsiny a hőcsere másik két formája: a molekuláris *hővezetés* és az áramló-elkeveredő vízelemek által létrehozott *hőáramlás* mellett. Az óceán hőmérlegének elemzése a fizikai oceanográfia tárgykörébe tartozik, itt csak érintőlegesen foglalkozunk vele, mint azt a korábbiakban is tettük. Ezért a továbbiakban a *látható fény* óceánbeli terjedésének kérdéseire, azaz a tenger *optikájára* koncentrálunk.

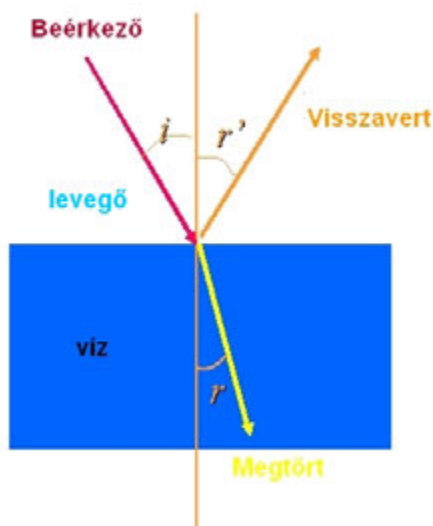
Fényvisszaverődés és fénytörés az óceán felszínén

A tenger felszínére érkező napsugárzás egy – jelentős, vagy kevésbé jelentős – része *visszaverődik* a légkörbe, míg a sugárzás másik része – fénytörés után – behatol a vízbe (3.24. ábra).

⁴A tengervíz állapotegyenlete a sűrűségét meghatározó sőtartalom és termodinamikai állapotváltozók: a hőmérséklet és a nyomás közötti összefüggés, azaz egy

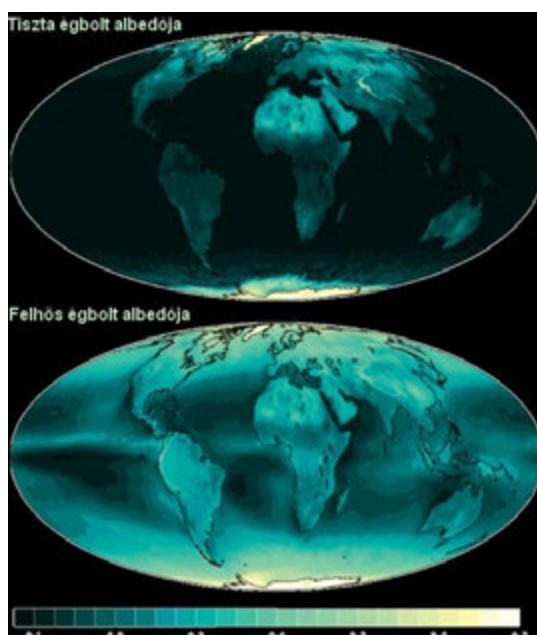
$$\rho = \rho(S, T, p)$$

alakú háromváltozós függvényegyenlet, melynek alakja igen bonyolult és csak közelítőleg ismert (Millero et al. (1980)).



3.24. ábra. A tenger felszínére érkező napsugárzás eloszlása (Forrás: <http://www.mineralatlas.com/Optical%20crystallography/reflection.jpg>)

Az egységnyi intenzitású (1 W/m^2) besugárzásból visszaverődött rész aránya a tengerfelszín *albedója*, amelynek legfőbb sajátossága az, hogy erősen függ a *napmagasságtól*, valamint a vízfelszín hullámzás okozta *érdességétől*. Összességében a tengerfelszín albedója jóval kisebb, mint a szárazföldi felszín albedója, amint azt a 3.25. ábra is mutatja.



3.25. ábra. A földfelszín albedójának globális eloszlása tiszta és felhős égbolt mellett (Forrás: <http://en.wikipedia.org/wiki/Albedo>)

A fizikában az albedó csak első közelítése a felületek fényvisszaverő képessége fizikai jellemzésének. Először is jelentősen függ a hullámhossztól, tehát általában – mint mi is – a látható fény spektrumára, a 390–750 nm (esetleg 400–700 nm) közötti hullámhossz-tartományra nézve szokták definiálni. Másodsor, általános esetben a Fresnel-egyenletek szerint egy ún. *bidirekcionális visszaverési függvény* (bidirectional reflectance function, BDRF) jellemzi a visszaverést, ahol az egyik irány a fény beesési iránya, a másik pedig a visszaverés (a szemlélő) iránya. Az albedó ebből a visszaverés iránya szerint vett hemiszférikus integrálként adódik, tehát *hemiszférikusan integrált visszaverés*. Az albedó a fényt tükröző (csillogó) és a közönséges – a fényt részben tükröző, részben szóró – felületek esetében

irányfüggő, azaz erősen, illetve gyengébben függ a fény beesési szögétől, míg az ún. Lambert-féle fényt szóró (matt) felületek esetében irányfüggetlen.

A földi környezeti felszínek közül a legtöbb (csupasz felszín, hó, bioszféra, felhőzet) közel Lambert-féle, tehát matt, csak a víz- és – kisebb mértékben – a hóval nem fedett jégfelszín rendelkezik tükröző tulajdonsággal. Az óceán esetében – amely csaknem tökéletes tükröző – az albedó meghatározásánál (képletében) feltétlenül figyelembe kell venni az irányfüggést. A felszín albedója a Nap adott θ zenitszöge mellett két tag összegeként, a következő képlettel írható fel:

$$\alpha = (1 - D) \alpha_s(\theta) + D\alpha_d.$$

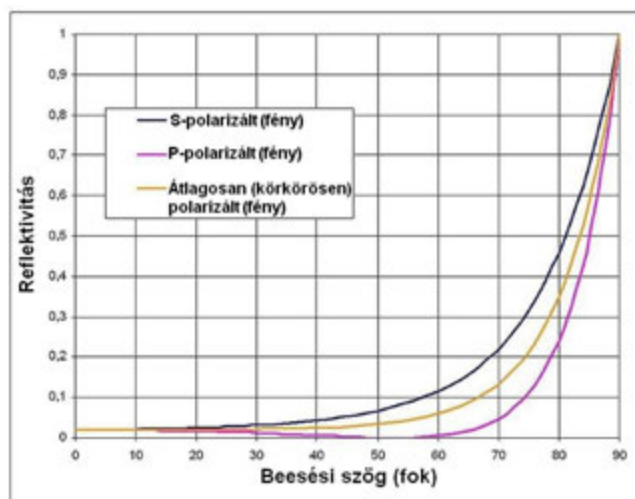
A képletben α – a teljes albedó, $\alpha_s(\theta)$ – az irányfüggő hemiszférikus visszaverés (a direkt napsugárzás visszaverési aránya), α_d – a bi-hemiszférikus visszaverés (a diffúz égboltsugárzás visszaverési aránya), végül D – a diffúz sugárzás aránya a teljes sugárzásban. Az irányfüggő összetevőt a szakirodalomban találóan gyakran nevezik „fekete égbolt” albedónak (ez lenne a teljes albedó, ha nem volna légkör), míg a második tagot – „fehér égbolt” albedónak. (Természetesen ez a felbontás nem tévesztendő össze a fenti ábrán bemutatott tiszta és felhős égbolt melletti albedóval.)

A víz fényvisszaverése – mint említettük – jelentősen eltér a többi felszíntípusétól. A sima vízfelszínről a fény víz által el nem nyelt hányada gyakorlatilag teljesen visszatükröződik, tehát nem szóródik (3.26. ábra).



3.26. ábra: A vízfelszín fényvisszaverése (Forrás: <http://www.nikiomahe.com/wp-content/uploads/2008/07/Garden-Reflection-Japanese-Tea-Garden.jpg>)

A fény hullámhosszához mérten a hullámzó vízfelszín is sima, csak nem vízszintes, tehát változó irányú tükröző. A vízfelszín Fresnel-egyenletekből számított teljes reflektivitását mutatja be a 3.27. ábra.



3.27. ábra. A sima vízfelszín reflektivitása 20 °C-on, mint a zenitszög függvénye. Az s-polarizált fény a beesés síkjára merőlegesen, míg a p-polarizált fény e síkban polarizált. (Forrás: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/en/7/7f/Water_reflectivity.jpg)

Látható, hogy a vízfelszín fényvisszaverő képessége *magas és közepes napállások* (kis és közepes zenitszögek: 0–60°) esetén *rendkívül kicsi* (~0,02–0,06), *alacsony napállások* (nagy zenitszögek: 60–90°) mellett azonban *drasztikusan megnő* (10° napmagasság esetén ~0,4, 4° napmagasság esetén ~0,6, végül 2° napmagasság esetén ~0,8 értéket vesz fel). Az alacsony napállású területek aránya jelentős, főleg a mérsékelt szélességeken a nappal-éjszaka vonal napos oldalán fekvő, a sarkok felé egyre szélesedő hajnal-alkony zónákban, illetve a sarkvidékeken (a sarkokon 23,5° a legmagasabb napállás). A *hullámzás* ugyanakkor némileg *csökkenti a visszaverést alacsony napállás esetén*, mert a reflektivitási görbe konvexitása miatt a hullámok Nap felé eső (jobban megvilágított) oldalán a beesési szög növekedése nagyobb visszaverés-csökkenést eredményez, mint a Nappal ellentétes (kevésbé megvilágított) oldalukon a visszaverés növekedése.

Végezetül megjegyezzük, hogy a víz *globális átlagban kis értékű albedója*, illetve *nagy sugárzáselnyelő-képessége* mind az óceánok, mind a légkör hőháztartásának fontos tényezője – amivel itt nem foglalkozunk részletesen. Az albedónak a napmagasságtól való specifikus függése két érdekes következménnyel jár:

1. Optikailag azt eredményezi, hogy az egyenlítői vizek jóval világosabbak (jobban megvilágítottak), mint a sötét sarki vizek, s a különbség a szokásos koszinuszos függésnél is jóval nagyobb mértékű, hiszen alacsony napállásnál a napfény jóval kisebb része hatol be a vízbe, mint magas napállásnál.
2. Hőtanilag a sarki tengerek fűtését redukálja a koszinuszos függésnél nagyobb mértékben, amivel növeli az Egyenlítő és a sarkok közötti hőmérsékletkülönbséget, ami a világóceán és az atmoszféra általános víz- illetve légkörszénének alapvető mozgatója.

Áttérünk az óceán vizébe behatoló (és az onnan esetleg kilépő) fény törésének elemzésére. Mindenki jól tudja, hogy a fénytörést a Snellius–Descartes törvény⁵ írja le, amely képletben a

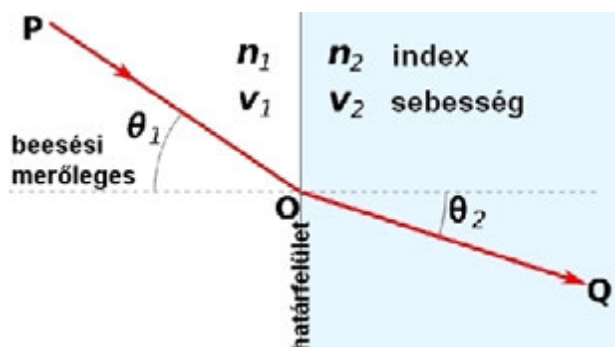
$$\frac{\sin \theta_1}{\sin \theta_2} = \frac{n_2}{n_1} = \frac{v_1}{v_2}$$

alakot ölti, és amelyet a 3.28. ábra szemléltet, ezért csak annyit jegyzünk meg, hogy az n_1 és n_2 mennyiségeket a levegő és a víz (vákuumra vonatkoztatott) törésmutatóinak nevezzük, míg a v_1 és v_2 mennyiségek – a fénysebességek a levegőben és a vízben. Az

⁵Az angol szakirodalomban a vonatkozó fizikai törvény neve „Snell’s law”, ami jogos is, meg nem is, mivel azt elsőként Willebrord Snell holland matematikus ismerte fel 1621-ben, de nem publikálta. Ezt követően 1637-ben René Descartes is felfedezte az összefüggést s ezt cikkben publikálta. Végül 1703-ban Christian Huygens, aki a fényről minden hullámmozgásra kiterjesztette a törvény érvényét, előásta Snell (latinul: Snellius) publikálatlan kéziratát és megjelentette. Akárki is volt az első, a törvény fontos előfutára volt a fizikát forradalmasító Huygens-elvnek, majd az optikát általánosan leíró Fresnel-egyenleteknek.

$$\frac{n_2}{n_1} = \frac{c/v_2}{c/v_1} = n_{2,1} \cong 1,333$$

mennyiséget a víznek a levegőre vonatkozó törésmutatójának (röviden *víz-levegő törésmutatónak*) nevezzük. Itt fontos a sorrend, mivel mindig a fényt „befogadó” közeget jelöljük meg először, míg a fényt „küldő” közeget másodikként (c – a fénysebesség értéke vákuumban).



3.28. ábra: Fénytörés (Forrás: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/d/d1/Snells_law.svg/641px-Snells_law.svg.png)

Snellius igen szemléletes magyarázatot fűzött az általa felfedezett törvényhez. A beeső fénysugarakat egyenes sorokban menetelő katonák menetoszlopának tekintette, mely a levegőből a vízbe érve – ahol kisebb a menetelés sebessége – a vízfelület normálisához közelebbi irányba fordul, hogy az egyenes sorok (valójában a fényhullámok hullámfrontjai) ne bomoljanak fel.

A fenti okfejtés szigorúan véve a levegőből az óceán vizébe behatoló fényre vonatkozik, de a törvény megfordítható abban az értelemben, hogy az óceán vizéből a levegőbe kilépő fénysugár útját is leírja. A Snellius–Descartes törvény minőségileg – egyszerű szavakban kifejezve – azt mondja, hogy:

„A fény a levegőből a vízbe, mint sűrűbb közegbe való belépés során a beesési merőlegeshez törik, míg a vízből a levegőbe, mint ritkább közegbe való kilépés során a beesési merőlegetől törik.”

A törvény e megfogalmazása azonnal rámutat kétfajta szinguláris viselkedés lehetőségére. Az egyik a már ismertetett *külső teljes visszaverődés*, amely csak aszimptotikusan, $\theta_1 \rightarrow 90^\circ$ esetén teljesül, de van egy nagyon érdekes következménye a tenger vizébe bejutott fénnel kapcsolatban. Mivel a víz-levegő törésmutató 1,333, $\sin \theta_1 = 1$ esetén $\sin \theta_2 = 1/1,333 = 0,75$. Tehát a levegőből a vízbe bejutott fénysugarak fénytörés után csak $\arcsin 0,75 = 48,5^\circ$ -nál kisebb szöget zárhatnak be a beesési merőlegessel. Ezért egy, a víz alól felfelé néző bűvár számára a vízfelszín feletti világ képe egy 97° nyílásszögű kúpba zsugorodik össze. A bűvár ui. a felszín feletti tárgyakat a megtört fény irányából látja. Ez az ún. *Snell-féle ablak* (Snell's window, 3.29. ábra), amelyen kívül a víz csekély diffúz fényszórása miatt a bűvár lényegében sötétséget lát. Merülés közben a mélység növekedésével a Snell-ablak egyre kisebb lesz, tehát a fény egyre inkább felülről jön, a fényviszonyok szimmetrizálódnak (a Nap látszólagos helyzete egyre inkább a zenit felé tolódik) a teljes kioltódás előtt.



3.29. ábra: *Snell-féle ablak* (Forrás: <http://www.uwphotographyguide.com/images/snells-window-diver.jpg>)

A másik szingularitás az előbbinél sokkal jobban ismert *belső teljes visszaverődés*, amely a vízből a levegőbe irányuló fénysugarakat érinti. Nyilvánvaló, hogy ezekre vonatkozóan a levegő-víz törésmutatóval kell számolni, amely a víz-levegő törésmutató reciproka: $n_{1,2} = 1/n_{2,1} = 1/1,333 = 0,75$. Ez azt jelenti, hogy a beesési (vagy ez esetben „kijutási”) merőlegessel az előbb említett arcsin $0,75 = 48,5^\circ$ -nál nagyobb szöget bezáró fénysugarak nem juthatnak ki a vízből, hanem teljesen visszaverődnek. A víz tehát belülről nézve lényegesen jobb tükör, mint kívülről nézve (3.30. ábra).



3.30. ábra. *Belső teljes visszaverődés az óceán vizében* (Forrás: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/c/c0/Total_internal_reflection_of_Chelonia_mydas_.jpg)

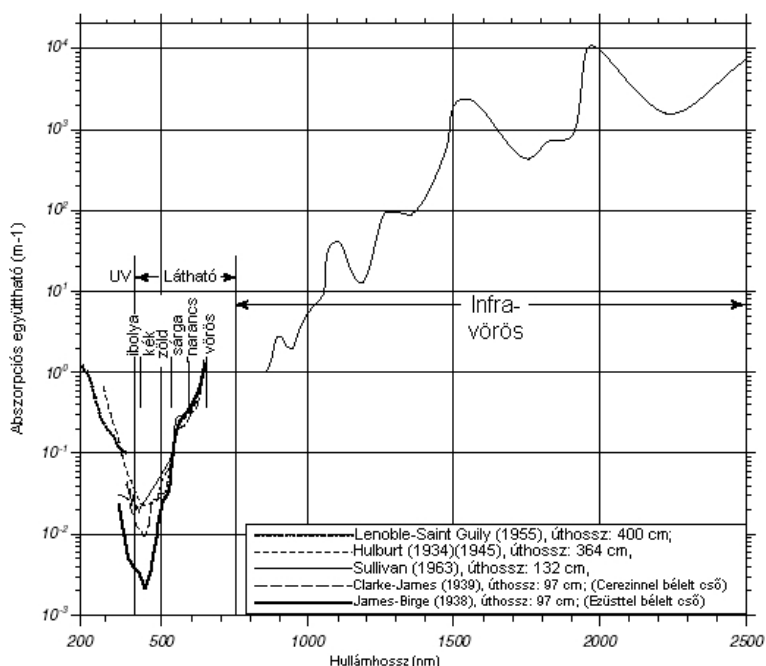
Fényelnyelődés és fényszóródás az óceán vizében

Az előző részben megállapítottuk, hogy „normális körülmények között”, azaz közepes, vagy magas napállás esetén a rövidhullámú napsugárzás (energiájának) 94–98%-a bekerül az óceán vizébe. Itt fokozatosan – és elég gyorsan – kioltódik⁶ (a korábbiakban említett felső ~100 m-es rétegben). A kioltódást (*extinkciót*) a víz belső rétegeiben két mechanizmus valósítja meg: a (direkt) elnyelődés (*abszorpció*) és a szóródás (*diszperzió*). Az *abszorpció* során a fény fotonjaiban rejlő energia más energiafajtvá: a molekulák mozgási energiájává, azaz belső energiává, vagy kémiai reakciók során kémiai energiává (pl. fotoszintézis) alakul át. A *diszperzió* nem más, mint a fotonok véletlenszerű irányváltoztatásainak összessége, melyet egy valószínűségi eloszlással lehet jellemezni. A nálunk Beer–Bouguer–Lambert (BBL) törvénynek (az angolszász forrásokban egyszerűen „Beer’s law”-nak) nevezett összefüggés szerint a fényintenzitás abszorpció általi gyengülése egységnyi távolságon arányos az intenzitással egy anyagi állandón keresztül, melyet *abszorpciós együtthatónak* (3.31. ábra) nevezzük:

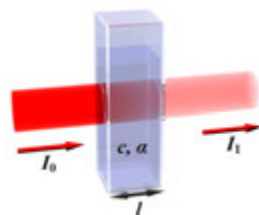
$$\frac{dI}{dl} = -\alpha I, \text{ vagy integrálva } I_l = I_0 e^{-\alpha l}$$

A képletben I – a sugárzás intenzitása, α – az abszorpciós együttható, l – a fénynek a közegben megtett útja, I_0 és I_l – a közegbe belépő és onnan kilépő fény intenzitása (3.32. ábra).

⁶Itt az optikában, illetve a sugárzástanban elfogadott precíz szakszavakat használjuk, melyek latin nyelvű megfelelőik tükörfordításai, bár a köznyelvi nyelvben kioltódás helyett gyakran gyengítésről, vagy elnyelődésről beszélünk.



3.31. ábra. A tiszta víz abszorpciós együtthatója (α) a fény hullámhosszának függvényében. Az ábrán látható görbék különböző szerzők által különböző körülmények között elvégzett laboratóriumi mérések eredményei. (Forrás: http://oceanworld.tamu.edu/resources/ocng_textbook/chapter06/Images/fig6-17.htm)



3.32. ábra. A be- és kilépő fény intenzitása (Forrás: http://static.wikidoc.org/0/04/Beer_lambert.png)

A szóródásra nincs a BBL-törvényhez hasonló egyszerű összefüggés, ennek ellenére gyakran a teljes kioltódást (extinkciót = abszorpciót + diszperziót) – is a BBL-törvénnyel analóg alakban írják le, s a vonatkozó gyengítési együtthatót *extinkciós együtthatónak* nevezik. A leíró oceanográfiában gyakrabban használják az *átbocsátás* (transmittance) értékét, amely egyszerűen a gyengítés mértéke: $T = I_1 / I_0$ százalékban kifejezve, vagy e helyett az *elnyelés* (absorptance) értékét, ami: $A = 1 - T = 1 - I_1 / I_0 = (I_0 - I_1) / I_0$.

A gyengülés hullámhossz-függése

Az elnyelődés és a szóródás egyaránt függ a fény hullámhosszától, tehát a teljes kioltódás (gyengülés) is. A látható fény tartományában a kisebb hullámhosszú, nagyobb energiájú kék és zöld sugarak kevésbé nyelődnek el, és jobban szóródnak, mint a nagyobb hullámhosszú, kisebb energiájú sárga és vörös sugarak. Ugyanakkor a legkisebb hullámhosszú, legnagyobb energiájú ibolyaszín tartományban ismét fokozódik az elnyelés. Az elnyelés minimuma a hullámhossz függvényében 460–470 nm körül van, a kék szín tartományában. Ezt a szint láthatjuk az óceánvízben lefelé nézve az ott található, levegőn fehér színű tárgyak (pl. korallak, halak stb.) színeként (3.33. ábra). Figyelemre méltó, hogy az abszorpciós együttható minimuma a látható fény tartományában három nagyságrenddel (10^{-3}) kisebb a maximumnál, az infravörös tartományban uralkodó átlagértéknél pedig hat nagyságrenddel (10^{-6}) kisebb. A víz abszorpciója tehát drasztikusan hullámhosszfüggő, *szelektív*. Megjegyezzük még, hogy a tengervíz sótartalma szinte egyáltalán nem befolyásolja az optikai tulajdonságait, tehát a fent közölt tiszta (desztillált) vízre vonatkozó eredmények az óceán vizére is érvényesek.



3.33. ábra. Az óceán vizének átlátszósága (Forrás: <http://www.bbc.com/travel/specials/okinawa/assets/images/gallery/homeGallery-2.jpg>)

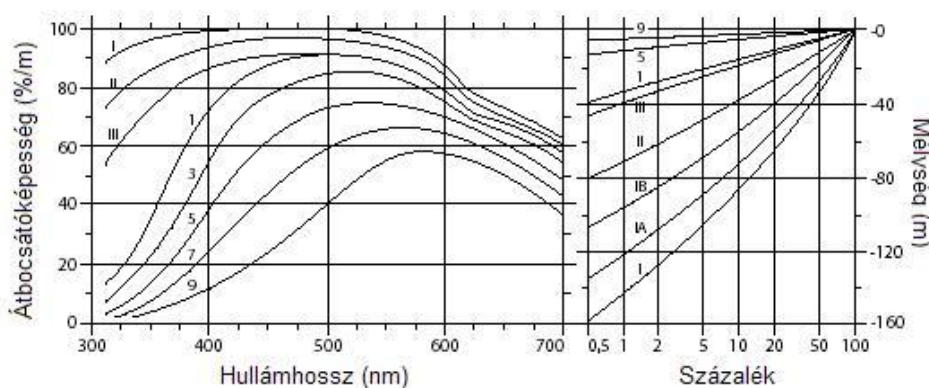
Az óceán vizének átlátszósága

A 3.34. ábra összefoglaló képet ad az óceán vizének átlátszósági viszonyairól.

A világóceán nagy részének vizei, főleg az óceánmedencék közepén (a tengerfenéki síkságok felett) található mélyvizek nagyon tiszták, átlátszóságuk gyakorlatilag a desztillált vízzel megegyező, sőt – nagyobb sűrűségük révén – meg is haladhatják azt. Ilyen például a Kuroshio áramlat meleg vize, amely a Csendes-óceán nyugati részén található Warm Pool-ból származik. A mélyóceáni vizeket tisztaságuk (átlátszóságuk) alapján három osztályba szokták sorolni, melyeket római számokkal jelölnek (I – II – III). A part menti (a kontinentális selfek felett található) vizek már lényegesen kevésbé átlátszóak és színük is változik, mivel az elnyelés minimumának (azaz az átbocsátás maximumának) hullámhossza az 500–600 nm tartományba tolódik el. A part menti vizeket fokozódó homályosságuk alapján 1-től 9-ig tartó osztályokba szokták sorolni. Ez látható a 3.34. ábra *bal oldali* részén.

A legkevésbé elnyelt (azaz legjobban átbocsátott) 465 nm hullámhosszúságú „óceánkék” fény behatolási mélysége, vagyis az a mélység, ahol a behatoló fény intenzitása 1/200-ad részére (0,5%) csökken – a BBL törvény alapján számolva – a legátlátszóbb mélyóceáni vízben eléri a 160 m-t, és a többi mélyóceáni vízben is viszonylag nagy értékű: sehol sem kisebb 40 m-nél. Ugyanakkor a part menti vizekben kizárólag 40 m-nél kisebb behatolási mélységek találhatók, a leghomályosabb (legzavarosabb) 9-es kategóriájú part menti vizeknél ez csak 4–5 m. Ezt mutatja az ábra *jobb oldali* része, ahol az x-tengelyen az átbocsátást (T) ábrázoljuk az y-tengelyen található mélység függvényében, a fent felsorolt víztípusokra. Jól látszik az átbocsátásnak (a fényintenzitás csökkenésének) a mélységtől való log-lineáris függése, mivel az x-tengely beosztása logaritmikus, míg az y-tengely beosztása lineáris, és a gyengülést leíró görbék közel egyenesek.

$$\ln T = \ln \frac{I_1}{I_0} = -\alpha d$$



3.34. ábra. Balra: az egyes óceáni víztömegek átlátszósága (átbocsátása, T) a hullámhossz függvényében: I – extrém tisztaságú óceánvíz, II – homályosabb trópusi és szubtrópusi vizek, III – mérsékelt égövi vizek, 1–9 – fokozódó homályosságú parti vizek. Jobbra: a 465 nm hullámhosszúságú fény gyengülése és behatolási mélysége az előbb említett víztípusokra. (Forrás: http://oceanworld.tamu.edu/resources/ocng_textbook/chapter06/Images/Fig6-18.htm)

Az ábrán bemutatott átlátszóság jellemzők számszerűsítését jól szolgálja az a – Czelnai Rudolf könyvéből átvett – két táblázat (3.3. és 3.4. táblázat), melyet a következőkben mutatunk be:

Hullámhossz (nm)	300	400	460	500	540	580	640	700
Tiszta (I) óceánvíz	16%	4%	2%	3%	5%	9%	29%	42%
Homályos (III) óceánvíz	57%	16%	11%	10%	13%	19%	36%	55%
Part menti vizek	-	63%	37%	29%	28%	30%	45%	74%

3.3. táblázat. A fényintenzitás százalékos elnyelődése ($A = 1 - T$) méterenként a hullámhossz függvényében különböző tengervíz-fajták esetén

Méllység (m)	0	10	20	50	130	200
Átbocsátás (%)	100	9,5	3,7	0,31	0,0005	0,0000002

3.4. táblázat. A fényintenzitás százalékos gyengülése különböző mélységekben átlagos tengervízben

A fentiekből látszik, hogy a tenger alatti fényviszonyok, azaz a megvilágítottság mélységgel való változása igen erősen függ a tengervíz átlátszóságától. Amíg a legtisztább tengervíz (I. kat.) átlátszósága olyan nagy, hogy még 90 m mélységben is elég világos van, mivel a felszínről beérkező sugárzás 10%-a lejut ide, addig a leghomályosabb part menti vizekben (9. kat.) már 5 m mélységben is szinte teljes sötétség honol, hiszen itt ez a fény behatolási mélysége, ahová a felszíni sugárzásintenzitásnak mindössze 0,5%-a hatol le. A fenti táblázat a vízfajták átlagára jellemző értékeket közöl.

A tenger biológiájában fontos szerepet játszik azon felszíni réteg (és ennek vastagsága), ahol a fény még elegendő a fitoplankton fotoszintéziséhez, azaz életéhez. Ez a zóna, amelyet *euphotikus* (jól megvilágított) zónának neveznek, átlagosan 80 m vastagságú.

A tengervíz színe

A tengervíz színe egyrészt a legtermészetesebb optikai fogalom, amelyet az ócéánnal kapcsolatban elképzelhetünk, másrészt azonban talán a legbonyolultabb is. Miért? Mert a tengervíz színén nem a tengervíz belsejében látható színt értjük, hanem a levegőből, a vízfelszínen keresztül látható színt. A vízfelszínről pedig korábban említettük, hogy gyakorlatilag nincs a színt meghatározó Lambert-féle diffúz szórása, tükörként viselkedik. Az ellentmondást úgy lehet feloldani, ha a tengervíz (levegőből látható) színeként a belső szín és a tengerfelszín alatti néhány centiméteres vízrétegből a levegőbe visszaszórt (diffúzan visszavert) fény színének *superpozícióját* tekintjük a tenger színének. A továbbiakban a tenger színeként mindig erről beszélünk, ha ezt külön nem jelezzük.

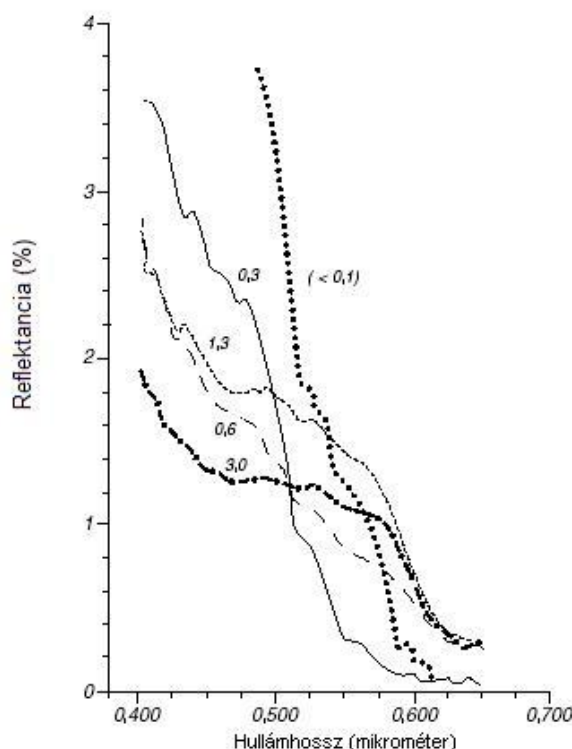
A korábbiakban már említettük, hogy a tiszta tengervíz belső kék színéért nagyrészt a hullámhosszfüggő elnyelődés felelős. Ez azért van így, mert a tiszta óceánvízben a fény szinte nem szóródik az elnyelődéshez képest. Jól illusztrálja ezt a következő, 3.5. táblázat a teljes elnyelődést bemutató táblázattal való összehasonlításban.

Hullámhossz (nm)	375	400	450	500	550	600	650	700
Tiszta (I) óceánvíz	0,7%	0,5%	0,3%	0,2%	0,1%	0,1%	0,1%	0%

3.5. táblázat. A fényintenzitás százalékos szóródása (D) méterenként tiszta óceánvízben a hullámhossz függvényében

Látható, hogy a visszaszórás csak a rövidebb hullámhosszak (300–500 nm) tartományában járul hozzá jelentősen az óceánvíz színének kialakításához, s mivel az ibolyától a vörös színig monoton csökkenő, az ibolya és a sötéték árnyalatokat erősíti fel a tiszta tengervíz színében. A nagyon átlátszó óceánvíz (I. kat.) színe ezért *mély-kobaltkék*, helyenként szinte *fekete*. A szórást a kevésbé átlátszó óceánvízben (II. és III. kat.) elsősorban a fitoplankton (klorofill tartalmú egysejtű élő szervezetek) idézi elő. A fitoplankton hullámhosszfüggő szórása és elnyelése (színe) miatt a produktív (nagy plankton-tartalmú) óceáni vizek *türkizkék*, illetve *zöldes* árnyalatúak. Természetesen a plankton az elnyelést is jelentősen növeli, tehát jelentősen hozzájárul az óceánon belüli fényviszonyok alakításához és az óceán vizének melegítéséhez. A part menti vizekben (1.–9. kat.) a szórás és a következtében kialakuló fénygyengülés a mélyóceán vizéhez képest nagyon erős, azt a planktonon kívül számos más lebegő részecske (hullámváz által felkevert homok, iszap, folyókból bekerülő szennyezés) is előidézi. Ezek minden hullámhosszra kiterjedő szórása és elnyelése (színe) a part menti vizeket *barnáskék*, esetleg *barna* árnyalatúvá teszi. Nagy folyók torkolata közelében a behordott lösz *sárgás* színűvé is teheti a tengert, ezért ezt az anyagot az oceanográfiában „gelbstoff”-nak (sárga anyag, németül) nevezik.

Tiszta időben a tengervíz színe repülőgépről (lásd a következő, 3.35. ábrát), illetve műholdról kvantitatívan mérhető a diffúz visszaverés spektrumának meghatározásával. A Terra és az Aqua műholdakon elhelyezett MODIS spektrométerek 36 hullámhossz-sávban mérik a felfelé irányuló sugárzást a 405 nm-től egészen a 14 385 nm-ig terjedő tartományban.



3.35. ábra. A tengervíz diffúz visszaverése a hullámhossz függvényében az Atlanti-óceán északnyugati részében, különböző színű vizek felett, 305 m magasból történő repülőgépes mérések adatai szerint. A görbékre írt számok az euphotikus zónában mért átlagos klorofill koncentrációt jelentik mg/m^3 egységben. A visszaverést függőlegesen polarizált fényre vonatkozóan mérték az 53° -os ún. Brewster-szög alatt. Ez a zenitszög minimálja az égboltról

*érkező fényt és így kiemeli a tengerfelszínről érkező visszaszórt fényintenzitást*⁷. (Forrás: http://oceanworld.tamu.edu/resources/ocng_textbook/chapter06/Images/fig6-19.htm)

A tengervíz színe – az említett fitoplankton jelenléte miatt – szoros kapcsolatban van a klorofill-tartalmával, ami a víz produktivitásának fő jellemzője. A tengervíz színének spektrális mérése alapján tehát lehetőség van a klorofill-tartalom meghatározására is.

3.2.2. A világóceán akusztikai jellemzői

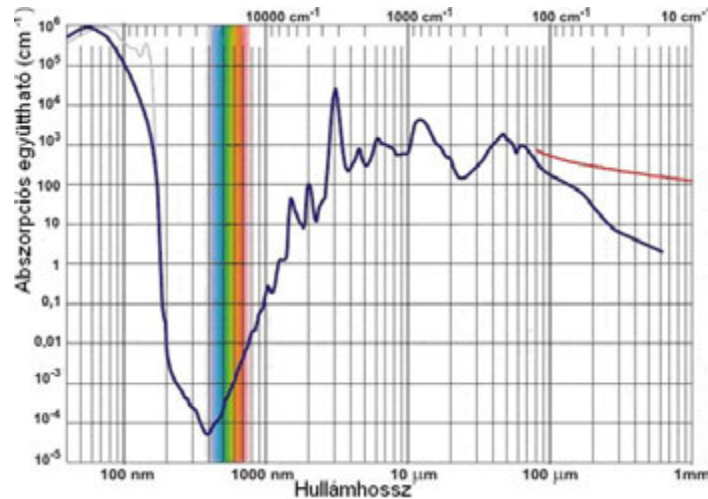
Az óceán akusztikája nemcsak tisztán tudományos, hanem gyakorlati szempontból is rendkívül fontos kérdéskör, mivel az óceánban a fény és más elektromágneses hullámok helyett hanghullámokon alapuló távérzékelési technikák terjedtek el. Ennek okát az alábbiakban vázoljuk röviden.

Az óceán fénytanával foglalkozó részben már említettük, hogy az óceán vizében a fény nem terjed „*túlságosan jól*” a légkörhöz viszonyítva. Ha szemügyre vesszük a 3.37. ábrát, amely a víz elnyelését az elektromágneses sugárzás rendkívül széles spektrumában mutatja be, akkor azt mondhatjuk, hogy az elektromágneses sugárzás egészen a rádióhullám tartományig ($\lambda < 1$ m) *rendkívül rosszul* terjed a vízben. A fény-tartomány (200–1000 nm, UV + látható + IR fény) döbbenetes szingularitást (átbocsátási ablakot) képez a fenti nagyon széles spektrum sávjában, hiszen itt a víz abszorpciócs együtthatója átlagosan (csak) 10^{-3} cm^{-1} . A 100 nm-nél rövidebb hullámhosszakra (kemény UV + röntgen + gamma-sugárzás) átlagosan $10^5\text{--}10^6 \text{ cm}^{-1}$, és az 1000 nm-től egészen az 1 m-ig terjedő igen széles hullámhossz-tartományban, amely az IR sugárzástól a VHF rádióhullámokig számos sugárzásfajtát foglal magában, átlagosan $10^2\text{--}10^3 \text{ cm}^{-1}$. Még hatalmasabb – 11 nagyságrendet átfogó – különbségek mutatkoznak a fent említett hullámhossz-tartományokban az elektromágneses hullámoknak a vízben 10 nm-től 100 m-ig terjedő *kioltódási hosszában*, de az a lényeg, hogy az egész $\lambda < 1$ m hullámsávra elmondható 100 m-es érzékelési határ az elektromágneses hullámokon alapuló távérzékelést gyakorlatilag megghiúsítja. A víz átbecsátó képessége csak az UHF (Ultra High Frequency, 10–100 cm) és a VHF (Very High Frequency, 1–10 m) rádió-hullámsávok határát képező 1 m-es hullámhossznál éri el – 100 μm -tól már monoton, és 1 cm-től egyenletes erős gradienssel növekedve – azt az értéket, mint a kék fény esetében. A vízben tehát még az UHF hullámsávú (URH) rádiózás is korlátozott, optimális a középhullámú és a hosszúhullámú rádiózás.

⁷Tengerpart és iszapzátony képe (3.36. ábra) a visszavert napsugárzást maximáló (bal oldali kép) és minimáló (jobb oldali kép) polarizátor alkalmazásával. Jól látható, hogy maximálás „elfakítja”, míg a minimálás „kiszínezi” a képet, kiemelve a jellemző barnás-kékes színeket.



Tengerpart és iszapzátony képe polarizált fényben. Bal oldalt: a visszavert napsugárzást maximáló polarizátor, jobb oldalt: a szórt sugárzást maximáló polarizátor alkalmazásával.



3.37. ábra. *A víz átbecsátóképessége* (Forrás: <http://www.physics.umd.edu/grt/taj/104a/watopt.gif>)

A fentiek alapján kijelenthetjük, hogy a légkörben használatos – 99%-ban $\lambda < 1$ m hullámhosszú elektromágneses sugárzáson alapuló – távérzékelő eszközök a vízben lényegében használhatatlanok. Ehelyett akusztikus távérzékelő eszközök fejlődtek ki, amelyek hatékony működését – mint azt az alábbiakban látjuk majd – a víz akusztikai tulajdonságai nagyban elősegítik.

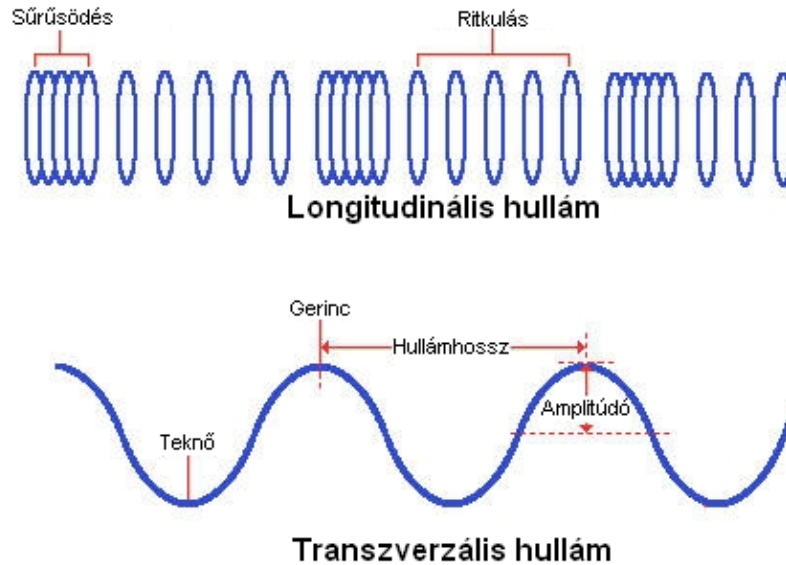
A hang kiemelt szerepét az óceánban történő mérések és információ-átadás szempontjából jól summázza az alábbi idézet, melyet Robert H. Stewart „Bevezetés a fizikai oceanográfiába” (Introduction to Physical Oceanography) c. könyvéből vettünk át: „A hang biztosítja az egyetlen kényelmes eszközt az óceánban az információ nagy távolságra történő továbbítására. Felhasználják a tengerfenék tulajdonságainak mérésére, az óceán mélységének, hőmérsékletének és az áramlatoknak meghatározására. A bálnák és más tengeri állatok hang segítségével navigálnak, kommunikálnak és találnak élelmet.”

Hanghullámok az óceán vizében

A hanghullámok mind a levegőben, mind a vízben *longitudinális* hullámok (3.38. ábra), amelyeknél a hullám haladási iránya (a fázisebesség-vektor iránya) és az oszcillációs tengely iránya (az oszcillációs vektor iránya) azonos. A hullám elsődlegesen nyomási hullám, amely nagyobb, illetve kisebb nyomású folyadék-térfogatok mozgó periodikus sorából áll. Az összenyomható és ideális gáznak tekinthető levegőben változatlan hőmérséklet mellett a nyomás-perturbációk a

$$\rho = \frac{p}{RT}$$

állapotegyenlet értelmében nagyságukkal arányos sűrűség-perturbációkat is keltenek: a hullám nagyobb sűrűségű (összesűrűsödött), illetve kisebb sűrűségű (megritkult) folyadék-térfogatokból áll. A levegőhöz képest lényegében összenyomhatatlan víz állapotegyenletében a sűrűségnek a nyomástól való függése a hanghullámban fellépő nyomáskülönbségek esetén elhanyagolható és csak a nyomáshullám érzékelhető.



3.38. ábra. A longitudinális és a transzverzális hullám (Forrás: <http://scienceprep.org/images/waves.jpg>)

A hangsebesség az óceán vizében

A fizikai folyadékok egy széles osztályában a c hangsebességet a

$$c^2 = \left. \frac{dp}{d\rho} \right|_{ad}$$

képlet adja meg, ahol dp és $d\rho$ a nyomás- és a sűrűségváltozás hányadosa a termodinamika I. főtételeének adiabatikus ($Q = 0$) és csak a dp és $d\rho$ változásokat (p és ρ változókat) tartalmazó alakjából számítva. Ezt az alakot a szokásos dT változást (T változót) is tartalmazó alakból a közeg $T = T(p, \rho)$ alakú állapotegyenletének alkalmazásával nyerjük. Az ideális gáznak tekintett levegőben az I. főtétel fent definiált adiabatikus alakjának előállítását:

$$c_P dT = \alpha dp \Rightarrow \frac{c_P}{R} (\alpha dp + p d\alpha) = \alpha dp \Rightarrow \frac{c_V}{R} \alpha dp = -\frac{c_P}{R} p d\alpha \Rightarrow dp = -\frac{c_P}{c_V} \frac{p}{\alpha} d\alpha = \frac{c_P}{c_V} \frac{p}{\rho} d\rho$$

tehát a hangsebesség

$$c^2 = \frac{dp}{d\rho} = \frac{c_P}{c_V} \frac{p}{\rho} = \frac{c_P}{c_V} RT$$

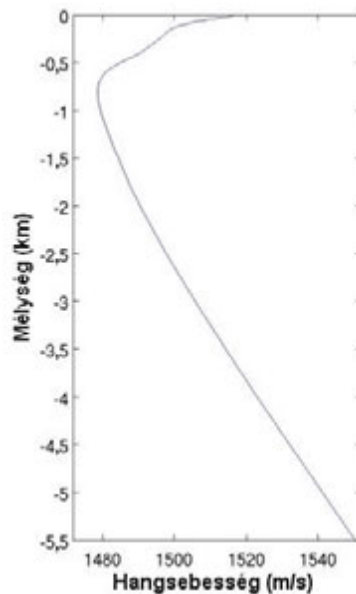
A levezetésnél többször is használtuk a levegő állapotegyenletét és annak differenciál-formáját. A levegőben a hang sebessége csak a hőmérséklettől függ: $c = c(T)$.

Az óceán vizének esetében ugyanezt az eljárást kell követnünk, de figyelembe kell vennünk, hogy a tengervíz sűrűsége a sótartalmától is függ, tehát a számításokhoz használt *állapotegyenlet* alakja $T = T(S, p, \rho)$, illetve $t = t(S, p, \rho)$. Mivel említettük, hogy a tengervíz állapotegyenletének szokásos alakja, a $\rho = \rho(S, t, p)$ implicit függvény-alak – amely a sűrűség fázistérbeli eloszlását adja meg – igen bonyolult alakú, nem várható, hogy az átrendezésével meghatározható – a hőmérséklet fázistérbeli eloszlását megadó – egyenlet egyszerűbb legyen. Ezért alakját és a fenti levezetést a tengervízre itt nem is közöljük, csak a hangsebesség végső (közelítő) számítási formuláját mutatjuk be MacKenzie (1981) nyomán:

$$C = 1448,96 + 4,591 \cdot t - 0,05304 \cdot t^2 + 0,0002374 \cdot t^3 + (1,340 - 0,01025 \cdot t) \cdot (S - 35) + 1,675 \cdot 10^{-7} p^2 - 7,139 \cdot 10^{-13} t p^3$$

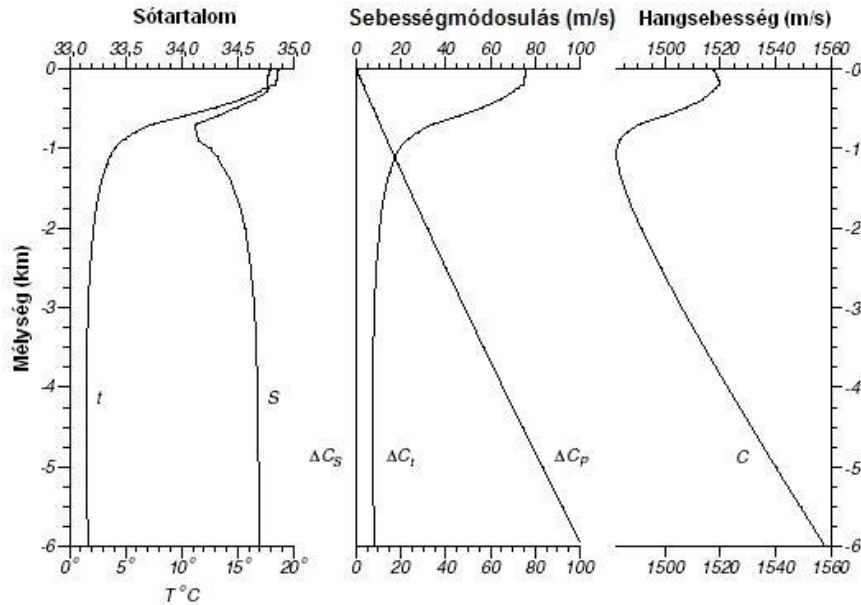
A képletben C – a hangsebesség m/s-ban, t – a hőmérséklet °C-ban, S – a sótartalom ‰-ben, végül p – a nyomás dekabar (100 hPa) egységben. A formula alapján, melynek pontossága 1 m/s körüli, a tengervízben 1450–1570 m/s közötti hangsebesség értékek adódnak, tehát a hang 4–4,5-szer gyorsabban terjed a vízben, mint a levegőben és természetesen a sebesség változékonysága is nagyobb.

A 3.39. ábrán az óceán vizében mérhető hangsebesség átlagos vertikális profilját ábrázoljuk a mélység függvényében. Látható, hogy a hangsebességnek határozott *minimuma* van a 800 és 1000 m közötti mélységben, ami jelentős következményekkel jár az óceáni hangterjedési viszonyok vonatkozásában.



3.39. ábra. Az óceánokban mérhető hangsebesség vertikális profilja (Forrás: <http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/6/6f/SOFAR.png>)

Már a fenti empirikus képletből is kiderül, de a pontos levezetés is azt adja, hogy a hangsebesség a tengervízben a pszeudo-termodinamikai rendszer mindhárom független állapotváltozójától, a sótartalomtól, a hőmérséklettől és a nyomástól is függ, azaz $C = C(S, t, p)$. A 3.40. ábra a hangsebességet meghatározó állapotváltozók hatásának analitikus szemléltetése. Az ábra baloldalán bemutatott hőmérséklet és sótartalom-profil mellett középen bemutatjuk az egyes állapotváltozók, az S sótartalom, a t hőmérséklet és a p nyomás által okozott ΔC_S , ΔC_t , ΔC_p hangsebesség-változásokat a mélység függvényében, majd az ábra jobboldalán láthatjuk a hatások összegződésével kialakult eredő C profil.



3.40. ábra. Bal oldalon a hőmérséklet és a sótartalom vertikális profilja, középen az egyes állapotváltozók (S , t , p) sebességmódosító hatása, jobb oldalon a hangsebesség változása a mélység függvényében (Forrás: http://oceanworld.tamu.edu/resources/ocng_textbook/chapter03/Images/Fig3-15.html)

Az egyes állapotváltozók hatáserősségét a hangsebesség-változások deriváltjaival lehet mérni. Eszerint:

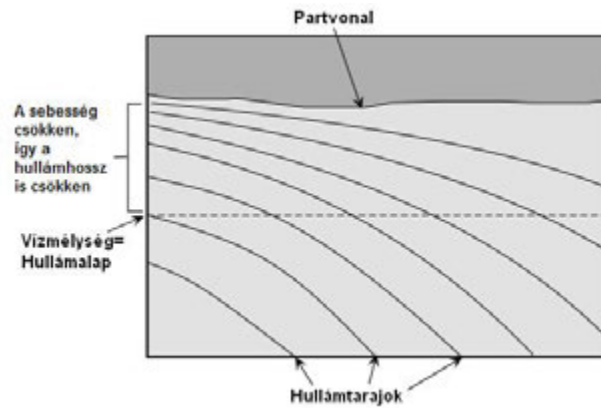
$$E_S = \frac{dC}{dS} \approx 1,5 \text{ ms}^{-1} \text{‰}^{-1}, E_t = \frac{dC}{dt} \approx 4 \text{ ms}^{-1} \text{°C}^{-1}, E_p = \frac{dC}{dp} \approx 0,16 \text{ ms}^{-1} \text{bar}^{-1}.$$

Mivel egy mélyóceáni vízoszlopban a sótartalom változása 1–2‰ között van, a hőmérsékletváltozás 15–30 °C, a nyomásváltozás pedig 400–600 bar, nyilvánvaló – és az ábrán is látható – hogy a két utóbbi hatás dominál (a sótartalom változása elhanyagolható) és az előbb említett hangsebesség-minimumot a gyors hőmérsékletcsökkenés idézi elő, amit azután a nyomás egyenletes emelkedése kompenzál a nagyobb mélységekben.

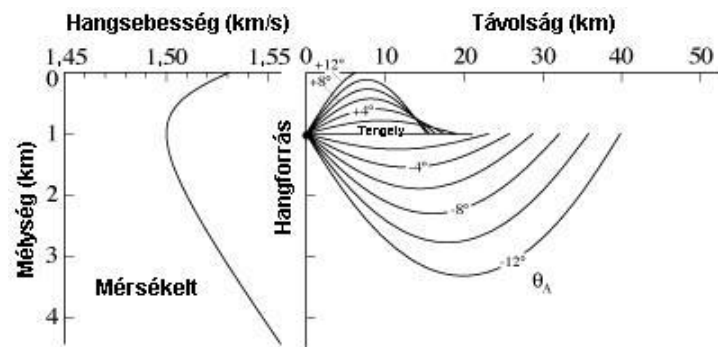
A mélytengeri hangvezető és az árnyékszónák

A függőleges profilokban a hangsebesség-minimum megléte a világóceán szinte teljes területén (kivéve az arktikus térségeket) egy igen érdekes képződmény, az ún. *mélyóceáni hangcsatorna*, vagy *hullámvezető* (wave guide) megjelenéséhez vezet. A hanghullámok – mint minden más hullámfajta – olyan közegben, amelyben sebességük egy bizonyos irányban folytonosan változik, az adott irányban *elhajlanak* és mindig a kisebb sebességű rész felé.

Ezt az elhajlást – amely nem tévesztendő össze a diffrakcióval – *folytonos törésnek* (continuous refraction, 3.41. ábra) is nevezik. Tehát az óceánban azok a hanghullámok, amelyek a 800–1000 m mélységű sebességminimum szintje *felett* keletkeznek *lefelé*, amelyek pedig e sebességminimum szintje *alatt* keletkeznek *felfelé* hajlanak el. Az elhajlás vagy pályagörbület annál nagyobb, minél nagyobb az egységnyi távolságra eső sebességváltozás. Szemléletesen mutatja ezt a 3.42. ábra, amely együttesen ábrázolja a hangsebesség vertikális profilját és a sebességminimum szintben (a tengelyben) kibocsátott hullámok trajektóriáit. A minimális hangsebesség szintje feletti hullámok elhajlása nagyobb (pályájuk „legörbülése” gyorsabb), mert itt a mélységgel igen gyorsan csökken a sebesség, míg a minimum-szintnél nagyobb mélységekben a hullámok kisebb mértékben hajlanak el (pályájuk lassabban „görbül fel”), mert itt a mélységgel csak lassan növekszik a hangsebesség. A végeredmény mindkét esetben mégis ugyanaz: a hanghullámok energiája a minimális sebességű szint körül koncentrálódik: a szint körüli réteg csapdába ejti és ott is tartja a hanghullámokat, miközben erősségük (amplitúdójuk) az energia-koncentráció miatt nő.



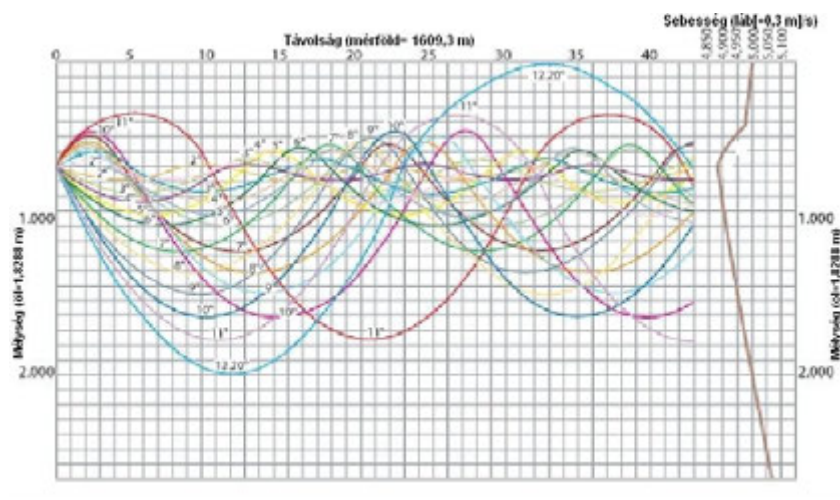
3.41. ábra. Folytonos törés (Forrás: <http://earthsci.org/processes/geopro/ocean/refraction.png>)



3.42. ábra. Hang terjedése az óceánokban (Forrás: http://www.dosits.org/images/dosits/2-3_bottom2.png)

Ezért nevezték el igen találóan ezt a csatornát felfedezőik Maurice Ewing és J. Worzel (1944) SOFAR (Sound Fixing And Ranging) Channel-nek (arról nem is beszélve, hogy „so far” angolul azt jelenti, „oly messze”).

A SOFAR csatorna nem teljesen „tökéletes”: csak azokat a hullámokat képes „befogni”, amelyeknek a vertikális irányszöge 12° -nál kisebb. A vízszintessel 12° -nál nagyobb szöget bezáró pályán elinduló hanghullámok „kiszabadulnak” a vonzásából és eléri a felszínt, vagy az óceán fenekét és innen *verődnek vissza*, jelentősen meggyengülve. A hangcsatornában haladó hullámok is gyengülnek valamelyest az elnyelődés (abszorpció) miatt. Ez azonban frekvencia-függő: az alacsony frekvenciájú infrahangok kevésbé nyelődnek el, tehát egy ilyen hangforrás hangenergiájának a csatornában maradó része szinte nem veszít energiát, s így óriási távolságokat tehet meg lényeges gyengülés nélkül.



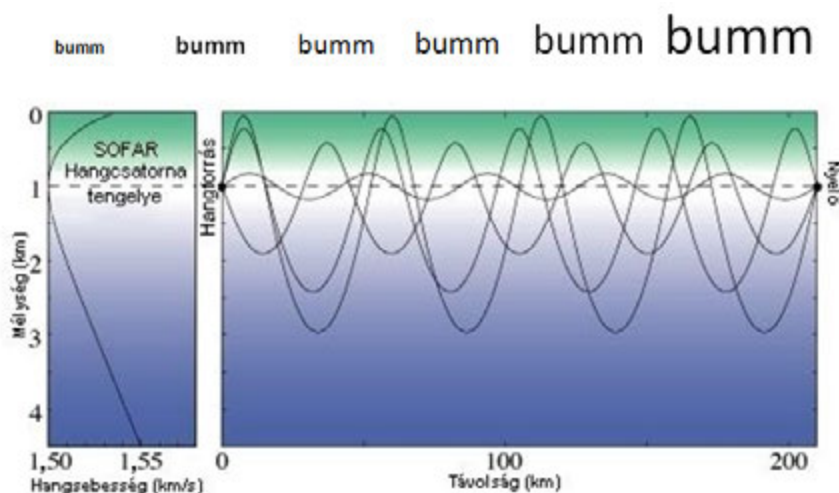
3.43. ábra. A SOFAR csatornában közlekedő hanghullámok pályái (Forrás: http://www.navy.mil/navydata/cno/n87/usw/issue_25/images/ray_diagram.png)

A 3.43. ábra a SOFAR csatornában „közlekedő” hanghullámok számos lehetséges pályáját ábrázolja, amelyek azt mutatják, hogy a csatorna mintegy „előretolja” a hullámokat s azok soha nem érhetik el, csak megközelíthetik a felszínt, vagy a tenger fenekét. A csatornában maradó különböző irányú hullám-csomagok különböző hosszúságú pályákat tesznek meg, ezért egy rövid idejű hangimpulzus nagy távolságban észelve egymást gyengítő és erősítő rendezetlen impulzus-sorozattá (reverberációvá) torzul. Ugyanez a helyzet a légkörben a mennydörgéssel, amint azt az alábbi (3.44.) ábra mutatja:



3.44. ábra. A mennydörgés jelensége (Forrás: <http://oceanservice.noaa.gov/education/yos/resource/JetStream/lightning/images/refract1.jpg>; <http://oceanservice.noaa.gov/education/yos/resource/JetStream/lightning/images/refract2.jpg>)

Egy robbanás hangja így érkezik meg a távoli észlelőhöz a SOFAR hangvezetőn (3.45. ábra): egyre hangosodó és időben egymást egyre gyorsabban követő *reverberációk*, melyek közül az utolsó a „valódi”, a hangcsatorna tengelyében „utazó” szinte gyengítetlen jel, ami azonban a minimális sebességgel halad, tehát utoljára érkezik meg. A hanghatás közelítőleg az alábbi ábrának megfelelően vizualizálható.



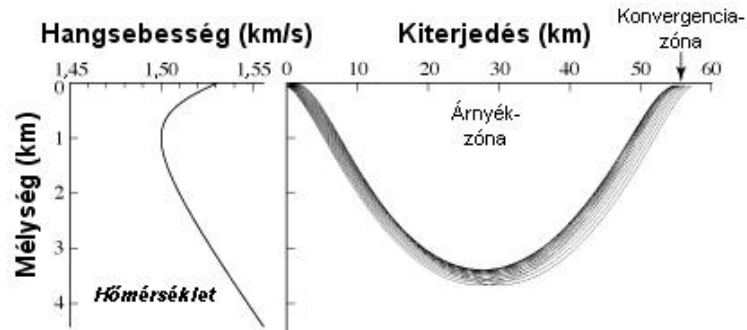
3.45. ábra.

A SOFAR csatorna (Forrás: <http://www.dosits.org/images/dosits/sofar-color-big.png>)

A SOFAR hangvezető réteg, mint említettük, az arktikus területek kivételével mindenütt jelen van: a trópusokon mintegy 2000 m mélységben húzódik, a sarkok felé haladva egyre inkább közeledik a felszínhez (a mérsékelt szélességeken mélysége 1000 m körül van), míg a pólusok közelében eléri azt és elenyészik.

A tengerfelszín alatt kis mélységben kibocsátott hang útja jelentősen eltérhet a fent leírt mélytengeri hangterjedéstől. Ahol a SOFAR réteg eléri a tengerfelszínt, ott az előbbieknél megfelelően a hang a tengelyben halad a felszín, vagy a tengerfenék érintése nélkül és nagy távolságokat tesz meg lényeges gyengülés nélkül. Ha viszont a SOFAR réteg nem éri el a felszínt, de annak közelében van, az elhajlás miatt a hang elindul lefelé a csatorna tengelye felé. Azt elérve tovább halad lefelé, majd kb. 30 km-t megtéve az elhajlás íve kezd felfelé hajlani és mintegy 60 km-re

a kibocsátás helyétől ismét eléri a kibocsátási mélységet: a „semiből” hallhatóvá válik. Továbbhaladva a jelenség gyengülve többször ismétlődik. A hangpálya egy csökkenő amplitúdójú szinusz hullám. Ezt a teljesen rendellenes viselkedést a nyaláb fókuszáltsága és koherenciája váltja ki. Azokat a zónákat, ahol a hang a felszín közelében van, *konvergencia-zónáknak* (*caustic zones*) nevezik, míg azokat a zónákat, ahol a mélyben halad, *árnyékszónáknak* (*shadow zones*, 3.46. ábra).



3.46. ábra. Árnyékszóna (Forrás: http://www.dosits.org/images/dosits/dosits_rays_2006.png)

A hang elnyelődése az óceánban

A hang elnyelődésére – mint minden más hullámmozgásra – a fény elnyelődésével azonos alakú BBL törvény érvényes. Az akusztikában – és a hullámterjedés több területén a természetes alapú exponenciális függvény (e^x) és logaritmus ($\ln x$) helyett a 10-es alapú hatvány-függvény (10^x) és logaritmus ($\log_{10}x$) használatos a BBL törvényben. Ennek alapján:

$$I = I_0 e^{-kx} = I_0 \cdot 10^{-Kx} \text{ ahol } k = -\frac{1}{x} \ln \frac{I}{I_0}, K = -\frac{1}{x} \log_{10} \frac{I}{I_0} \text{ és}$$

$$K = k \cdot (\ln 10)^{-1}$$

A fenti, 10-es alapú logaritmushoz kötődő definíció alapján a gyengítés mértékét decibel-ben, szokták megadni (

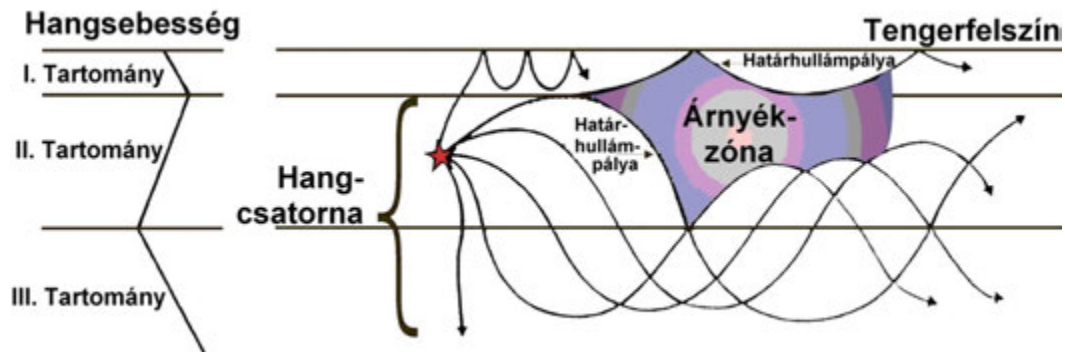
$$1 \text{ dB} = 10 \cdot \log_{10}(I / I_0)$$

⁸), amiből következik, hogy a K elnyelési együttható megfelelő mértékegysége [K] = dB/km.

A K hangelnyelési együttható igen erősen függ a hullámhossztól, azaz a frekvenciától. Az óceáni akusztikában vizsgált 10 Hz–1 MHz közötti hangfrekvencia-tartományban az alacsony (~1000 Hz) frekvenciájú hanghullámok gyengülése mindössze 0,8 dB/km, míg a magas (~100 000 Hz) frekvenciájúaké 50 dB/km. Ez azt jelenti, hogy az 1000 Hz-es, $L = C/n \approx 1,5$ m hullámhosszúságú hangjel mindössze 1,8%-kal gyengül 1 km-es úton ($I = 10^{-0,08} \cdot I_0 = 0,982 I_0$), ugyanakkor a 100 000 Hz-es, $L = C/n \approx 1,5$ cm hullámhosszúságú jel gyengülése 5 nagyságrendű ($I = 10^{-5} \cdot I_0 = 0,00001 I_0$). Az óceán mélységének feltérképezésére használt 30 000 Hz-es hang-lokátorok (echo-sounders) optimális kompromisszumot jelentenek az elérhető felbontás és a mérési sebesség között, jeleik hullámhossza elég rövid a jó felbontáshoz és gyengülésük sem túl nagy az oda-vissza úton. Az igen alacsony frekvenciájú hanghullámok, melyeknek hullámhossza is igen nagy, a fent említett SOFAR hangvezető csatorna segítségével 1000–10 000 km-es távolságokból is hallhatók maradnak. 1960-ban egy kísérletben, melynek során a hangvezetőben robbantásokat végeztek Perth (Ausztrália) közelében, a kibocsátott 15 Hz-es, 100 m hullámhosszú hanghullámokat a bermudai BATS állomáson is észlelték, mintegy 20 000 km megtétele után. A SOFAR csatorna (3.47. ábra) egy nevezetes hadicélú felhasználása a hidegháború idején létesített Hangfigyelő Rendszer (Sound

⁸A bel (rövidítése: B) az egyik leggyakrabban használt egység a telekommunikációban, az elektronikában és az akusztikában. A Bell Telephone Laboratory mérnökei „fejlesztették ki”, a szabványos telefonkábel 1 mérföld (1,6 km) hosszú darabja okozta hangerősség-csökkenés mértékének meghatározásához. Eredetileg *transmission unit* vagy *TU* (átviteli egység, illetve ÁE) volt a neve, de 1923-ban vagy 1924-ben, a laboratórium alapítójának tiszteletére (Alexander Graham Bell) átnevezték a ma ismert névre. A bel, mint egység, túl nagyra bizonyult a napi használatban, ezért a decibel (dB), ami 0,1 bel (B), terjedt el a mindennapi gyakorlatban. A bel használatos a hang-teljesítmény szintek mérésénél is. A Richter-skála által használt számokat is tulajdonképpen belben fejezik ki (egység nélküli számok). A spektrometriában és optikában az elnyelés egységének mérésére (optikai sűrűség) használt egység megfelel –1 B-nek.

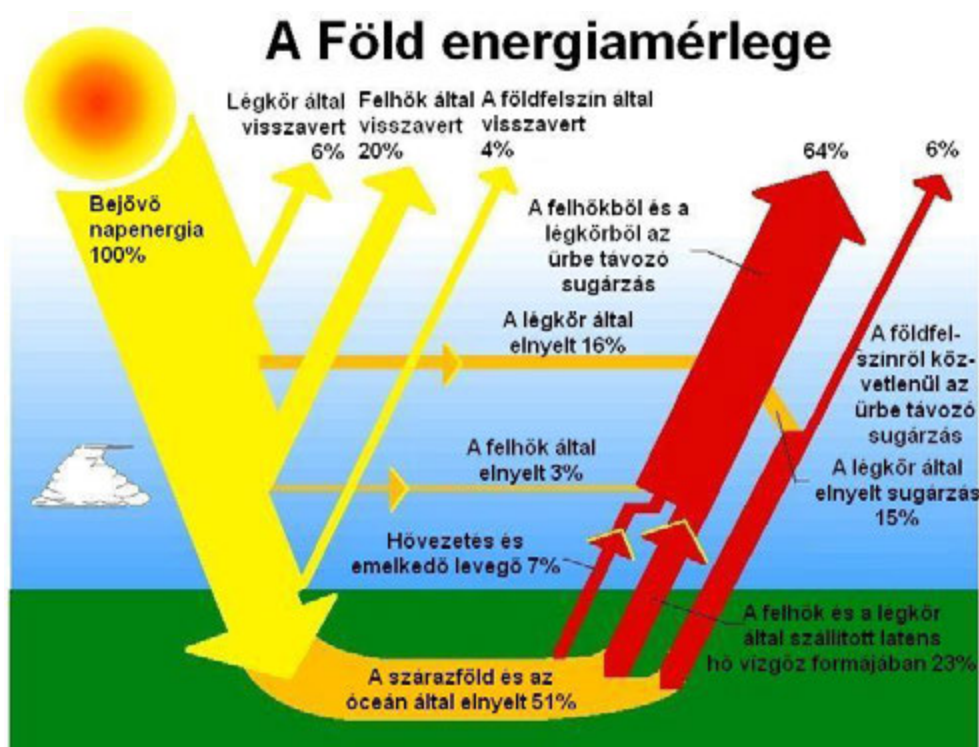
SURveillance System, SOSUS), amely az Atlanti-óceán északi vizein Európa és Amerika között mintegy „korlátot” alkotó, vonalba rendezett, a csatorna magasságában lebegő detektorokkal figyelte a Murmanszkból induló szovjet tengeralattjárók dél felé való mozgását. A rendszer alkalmasnak bizonyult a bálnák vonulásának (1700 km sugarú körön belül), valamint a mélytengeri vulkánkitöréseknek a megfigyelésére is.



3.47. ábra. SOFAR csatorna pályái és az árnyékszóna (Forrás: http://misclab.umeoce.maine.edu/boss/classes/SMS_491_2003/sound/sofar.png)

4. fejezet - A világóceán hőmérlege

A fejezet bevezetésekképpen megjegyezzük, hogy „a hő a hőenergiának az a mennyisége, amely átadódik az egyik testből a másikba a testek közötti hőmérsékletkülönbség miatt” (Donald E. Simanek).



4.1. ábra. A Föld energiamérlege (Forrás: <http://science-edu.larc.nasa.gov/EDDOCS/images/Erb/components2.gif>)

A Földet elérő napenergiának¹ körülbelül a felét az óceán- és a földfelszín elnyeli, és átmenetileg a felszínközeli rétegében tárolja (4.1. ábra). A rendelkezésre álló napenergiának csak egyötödét nyeli el közvetlenül a légkör. Az óceán által elnyelt energia legnagyobb része kibocsátódik a légkörbe, elsősorban párolgás és infravörös sugárzás által. A fennmaradó részét a tengeráramlatok szállítják más területekre, különösen a közepes szélességekre.

A trópusi óceán általi hőleadás a fő energiaforrása a légköri általános cirkulációnak, a napenergia tárolása az óceánban enyhébbé teszi a Föld éghajlatát. Az óceáni áramlatok által szállított hőenergia mennyisége időben nem állandó, és a szállítás szignifikáns változásai, különösen az Atlanti-óceánban, fontosak lehetnek a jégkorszakok kialakulásában. Ezen okok miatt, az óceáni hőmérleg és hőszállítás elemzése fontos a Föld éghajlatának és annak rövid és hosszú távú változékonyságának a megértésében.

4.1. Az óceáni hőmérleg összetevői

Az óceán felső rétegeiben tárolt belső energia változásai az energiabevétel és -leadás közötti egyensúly felbomlását okozzák a tenger felszínén. Ezt a felszínen keresztüli hőátadás, azaz hőáram (hőfluxus) egyenlíti ki. A hő- és vízáram megváltoztatja a felszíni víz sűrűségét, ezáltal a felhajtóerőt. Ezért a hő- és vízáramok összegét néha felhajtóerő-fluxusnak is nevezik.

A mélyebb rétegek energiaárama általában jóval kisebb, mint a felszíni rétegeké. Továbbá az óceánba be- és kilépő teljes energiaáramnak nullának kell lennie, különben az óceán teljes egésze felmelegedne vagy lehűlné. Az adott térfogatba be- és kiáramló víz hőáramának összege adja annak hőmérlegét.

¹Fizikailag pongyola kifejezéssel a továbbiakban a Napból származó sugárzási energiát „napenergiának”, a termikus, v. belső energiát pedig „hőenergiának” fogjuk nevezni.

A tengerfelszín hőmérlegének legfontosabb összetevői a következők:

1. Besugárzás Q_{SW} , a tengerfelszínre érkező napsugárzás árama;
2. nettó infravörös sugárzás Q_{LW} , a tengerfelszínről távozó infravörös sugárzás nettó árama;
3. szenzibilis hőáram Q_S , a hővezetés hatására a tengerfelszínről kilépő hőáram;
4. latens hőáram Q_L , az elpárolgott víz által szállított hőáram és
5. advekción Q_V , az áramlások által elszállított hő.

A tengerfelszín hőmérleg-egyenletének alakja így:

$$Q_T = Q_{SW} + Q_{LW} + Q_S + Q_L + Q_V \quad (4.1)$$

ahol Q_T az eredő hőnyereség vagy -veszteség. A hőáram mértékegysége: W/m^2 .

A hőáram felület és idő szerinti integrálásával megkaphatjuk az adott felület által adott időtartam alatt felvett, vagy leadott energia mennyiségét: $W/m^2 \cdot m^2 \cdot s = J$.

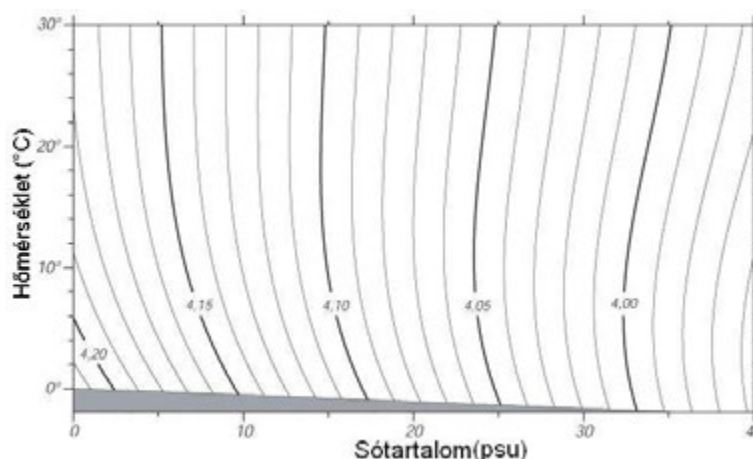
Az energiafelvétel, vagy -leadás az adott felület alatt fekvő, a folyamatban résztvevő vízréteg belső energiájának megváltozásaként fogható fel, amely hőmérsékletváltozáshoz vezet:

$$\Delta E = mc_{pw} \Delta T \quad (4.2)$$

ahol m a melegedő vagy hűlő víz tömege, és c_p a tengervíz fajhője állandó nyomáson:

$$c_{pw} = 4,2 \cdot 10^3 J \cdot kg^{-1} \cdot ^\circ C^{-1} \approx 4,0 \cdot 10^3 J \cdot kg^{-1} \cdot ^\circ C^{-1} \quad (4.3)$$

Tehát közelítőleg 4000 joule energia szükséges ahhoz, hogy 1,0 kilogramm tengervíz hőmérséklete $1,0^\circ C$ -kal emelkedjen (4.2. ábra).



4.2 ábra. A tengervíz fajhője légköri nyomáson, c_p joule / gramm / $^\circ C$ -ban megadva a hőmérséklet ($^\circ C$) és sótartalom (%) függvényében, a Millero-féle (Millero et al., 1973) tapasztalati képlet alapján számolva és Fofonoff és Millard algoritmusának a felhasználásával (1983). Az alsó vonal a sós víz fagyáspontja. (Forrás: http://oceanworld.tamu.edu/resources/ocng_textbook/chapter05/Images/fig5-1.jpg)

4.2. Az óceán fontossága a Föld hőmérlegében

Ahhoz, hogy megértsük az óceán fontosságát a Föld hőmérlegében, nézzünk meg egy egyszerű összehasonlítást az óceáni és a szárazföldi hőtárolás között, éves ciklust vizsgálva. A ciklus során a hő nyáron tárolódik, és a téli hónapokban felszabadul. A lényeg az, hogy a világóceán sokkal több hőt tárol és bocsát ki, mint a szárazföld.

A (4.3) formula, valamint a talaj és a kőzetek hőkapacitását megadó

$$c_{pl} = 0,8 \cdot 10^3 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \quad (4.4)$$

formula összehasonlításával azt kapjuk, hogy $c_{pw} = 5 \cdot c_{pl}$, azaz egységnyi tömegű óceánvíz hőkapacitása ötszöröse az egységnyi tömegű szárazföldi felszín (szikla vagy száraz talaj) hőkapacitásának.

Annak a víznek a térfogatát, amely éves időskálán hőt cserél a légkörrel, 1 m^2 -nyi óceánfelszín alatt $\sim 100 \text{ m}^3$ -nyire becsülhetjük. Ez az a víztömeg, amely a felszíntől 100 m mélységig tart, azaz így az óceáni kevert réteg vastagságát átlagosan 100 m-nek tekintjük. Az óceánvíz sűrűségét kerekén 1000 kg/m^3 -nek véve a légkörrel hőcserét folytató víz tömege 10^5 kg -nak adódik.

Ugyanakkor annak a szárazföldi talajnak vagy kőzetanyagnak a térfogata, amely éves időskálán hőt cserél a légkörrel, 1 m^2 -nyi felszín alatt nem több, mint $1\text{--}2 \text{ m}^3$. Az éves hőmérsékleti hullám ugyanis csak $1\text{--}2 \text{ m}$ mélységig hatol be a talajba/sziklába. Mivel a szilárd felszín alkotó anyag átlagos sűrűsége 3000 kg/m^3 , a légkörrel hőcserét folytató talaj/kőzet tömege $\sim 3000 \text{ kg}$.

Az óceán és a szárazföld egységnyi felszínéhez tartozó éves hőtárolási értékek a fentiek alapján a következők:

$$\Delta E_{(o)} = m_w c_{pw} \Delta T_{(o)} \approx (10^5 \text{ kg}) \cdot (4 \cdot 10^3 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}) \cdot (10^\circ\text{C}) = 4 \cdot 10^9 \text{ J} \quad (4.5)$$

$$\Delta E_{(c)} = m_l c_{pl} \Delta T_{(c)} \approx (3 \cdot 10^3 \text{ kg}) \cdot (8 \cdot 10^2 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}) \cdot (20^\circ\text{C}) = 4,8 \cdot 10^7 \text{ J} \quad (4.6)$$

$$\frac{\Delta E_{(o)}}{\Delta E_{(c)}} \approx 100 \quad (4.7)$$

A képletekben a szárazföldek átlagos évi hőmérsékletingását (a nyár és tél közötti tipikus hőmérsékletkülönbséget) $\Delta T_{(c)} = 20^\circ\text{C}$ -nak, az óceánokét pedig $\Delta T_{(o)} = 10^\circ\text{C}$ -nak vettük. Az óceánok hőtárolása tehát egységnyi felületre vonatkoztatva is két nagyságrenddel nagyobb a szárazföldekhez képest (az egész Földre vonatkozó 70%/30% $\sim 2,3$ óceán-kontinens arány ezt még tovább növeli) és ez jelentős következményekkel jár. A szárazföldek felett az éves hőmérsékleti hullám amplitúdója (a felszínközeli léghőmérséklet éves ciklusú ingása) az óceántól való távolsággal növekszik, és meghaladhatja a 40°C -ot is a kontinensek központi területein. Szibériában ez az érték eléri a 60°C -ot. Ugyanakkor az óceánok fölött és a partok mentén az éves hőmérsékleti hullám amplitúdója kisebb, mint 15°C . Az óceánfelszín vízhőmérsékletének (SST) változékonysága még ennél is kisebb, átlagosan $5\text{--}8^\circ\text{C}$.

4.3. A hőmérleg összetevőinek elemzése

Nézzük meg, milyen tényezők befolyásolják a hőmérleg egyes összetevőit, s ezen keresztül a hőmérleget.

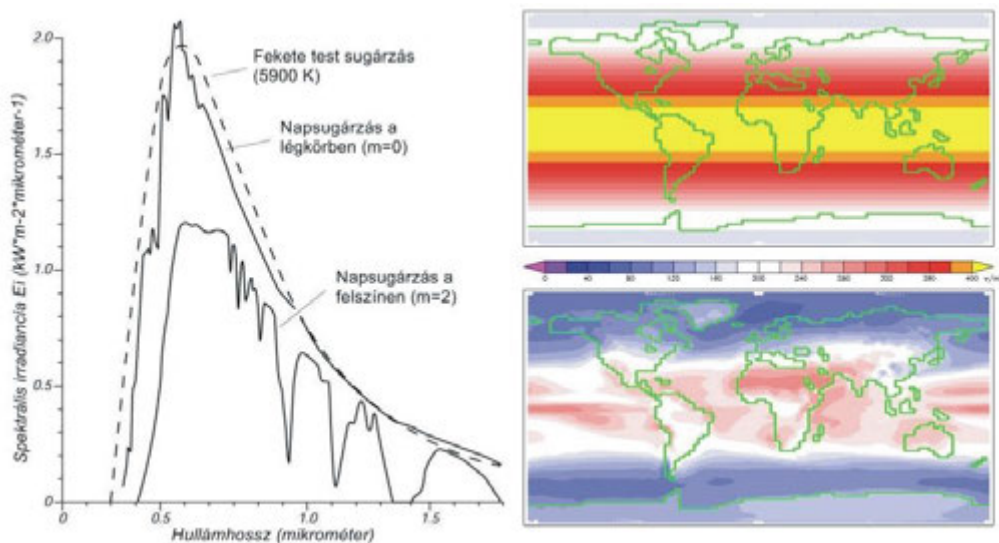
4.3.1. A besugárzást befolyásoló tényezők

A beérkező napsugárzást elsősorban a földrajzi szélesség, az évszak, a napszak és a felhőzet határozza meg. A sarkvidékek kevésbé melegszenek fel, mint a trópusok, a mérsékeltövi területek télen kevésbé melegszenek fel,

mint ugyanazon területek nyáron, kora hajnalban kevésbé van meleg, mint kora délután (ezek az időpontok a napi hőmérsékleti hullám minimum és maximum helyei), végül a felhős napokon is alacsonyabb a hőmérséklet, mint a napsütéses napokon.

A következő tényezők fontosak:

1. A Nap magassága a horizont felett, ami függ a földrajzi szélességtől, az évszaktól és a napszaktól.
2. A nappal hossza, ami függ a földrajzi szélességtől és az évszaktól.
3. A napsugárzást elnyelő felszín területe, ami függ a Nap magasságától a látóhatár fölött.
4. A napsugárzás légköri csillapítása (4.3. ábra), ami függ:
 - a felhőktől, melyek elnyelik és szórják a napsugárzást;
 - a légkörön való áthaladás hosszától, amely a napmagasság koszinuszával, $\cos\phi$ -vel arányos (a napmagasság a Nap ϕ szöge a látóhatár fölött);
 - a légkörben található sugárzásilag aktív gázmolekuláktól, amelyek az ún. elnyelési (hullámhossz) sávokban elnyelik a sugárzást. A legfontosabb elnyelők a vízgőz (H_2O), az oxigén (O_2), az ózon (O_3) és a szén-dioxid (CO_2);
 - az aeroszoloaktól, amelyek szórják és elnyelik a sugárzást (mind a vulkanikus, mind és tengeri aeroszolok fontosak);
 - a légköri portól, ami szórja a sugárzást (különösen a Szaharából származó por fontos az Atlanti-óceán fölött).
1. A felszín visszaverő-képessége, ami függ a napsugárzás magassági szögétől (4.4. ábra) és a tengerfelszín érdességétől.



4.3. ábra. Bal oldal: Besugárzás (spektrális irradiancia) a légkör felső határán és a tengerszinten egy derült napon. A szaggatott vonal a feketetest-sugárzásnak a napsugárzáshoz legjobban illeszkedő görbéje. A standard légtömegek² számát m -mel jelölték. Így $m=2$ esetben a napmagasság 30° a horizont felett (Stewart, 1985). Jobb oldalt: Éves átlagos besugárzási térképek a légkör tetején (felső ábra) és a tengerszinten (alsó ábra) (Forrás:

http://oceanworld.tamu.edu/resources/ocng_textbook/chapter05/Images/Fig5-2s.jpg;

<http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/7/78/Insolation.png>)

²Főként az USA-beli szakirodalomban $m=1$ standard légtömegnek a légkör átlagos optikai mélységét nevezik, ami értelemszerűen (planparallel közelítés) merőlegesen beeső sugárzásra vonatkozik. Az $m=2$ légtömeg kétszeres optikai mélységet jelent, amely ténylegesen 30° -os napmagasságnak felel meg, mivel $\sin 30^\circ=0,5$, amivel az optikai mélység fordítottan arányos.

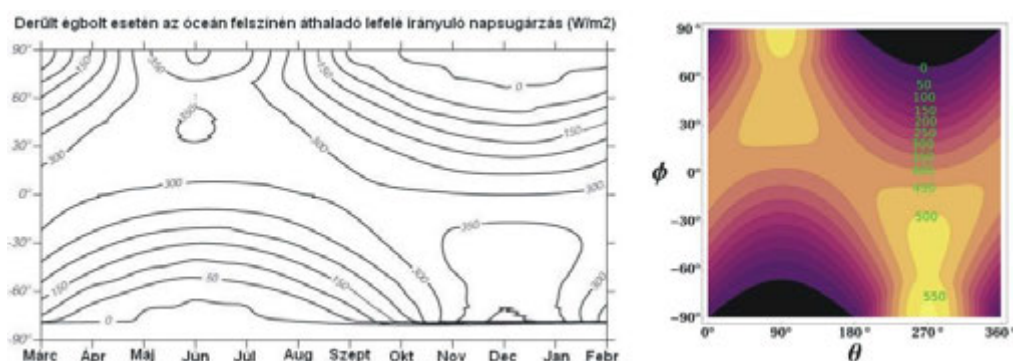


4.4. ábra. A felszín visszaverő-képessége a beesési szög függvényében (Forrás: <http://www.lsu.edu/comarge/Solar%20Angle.jpg>)

A felsorolt hatások között a napsugárzás beesési szöge és a felhőzet dominálnak. Az ózon, a vízgőz, az aeroszolok és a por általi elnyelés sokkal gyengébb.

Az éves átlagos besugárzás értéke (4.5. ábra) a következő tartományban van:

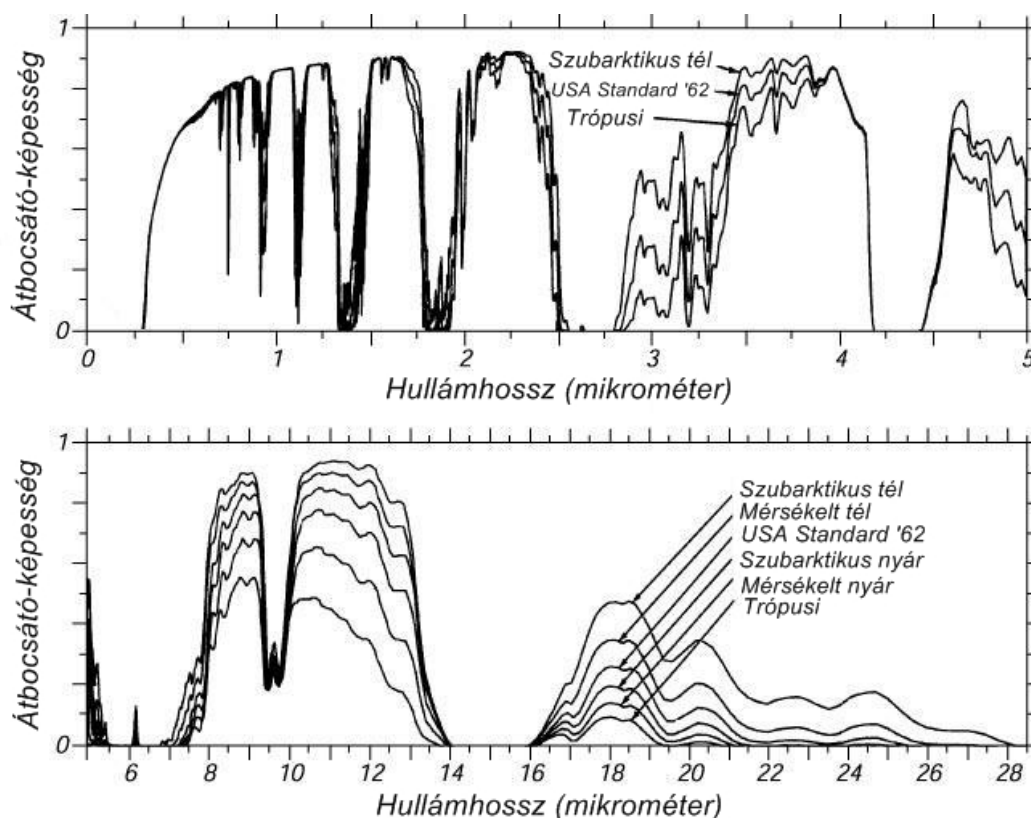
$$30 \text{ W/m}^2 < Q_{SW} < 260 \text{ W/m}^2$$



4.5. ábra. Balra: az óceán felszínén áthaladó lefelé irányuló napsugárzási áram havi átlaga W/m^2 -ben derült égbolt esetén, az 1989-es évben, a NASA Langley Kutató Központjának Műholdas Adatelemzési Központjában, a Nemzetközi Műholdas Felhőklimatológiai Projekt adatainak felhasználásával végzett számítások szerint (Darnell et al., 1992). Jobbra: elméleti besugárzás a légkör felső határán, a napállandót 1367 W/m^2 -nek feltételezve, $23,4398^\circ$ tengelyferdeség és $282,895^\circ$ perihélium szög, valamint $0,016704$ excentricitás mellett. (Forrás: http://oceanworld.tamu.edu/resources/ocng_textbook/chapter05/Images/Fig5-3s.jpg; <http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/e/e0/InsolationTopOfAtmosphere.png>)

4.3.2. Az infravörös sugárzást befolyásoló tényezők

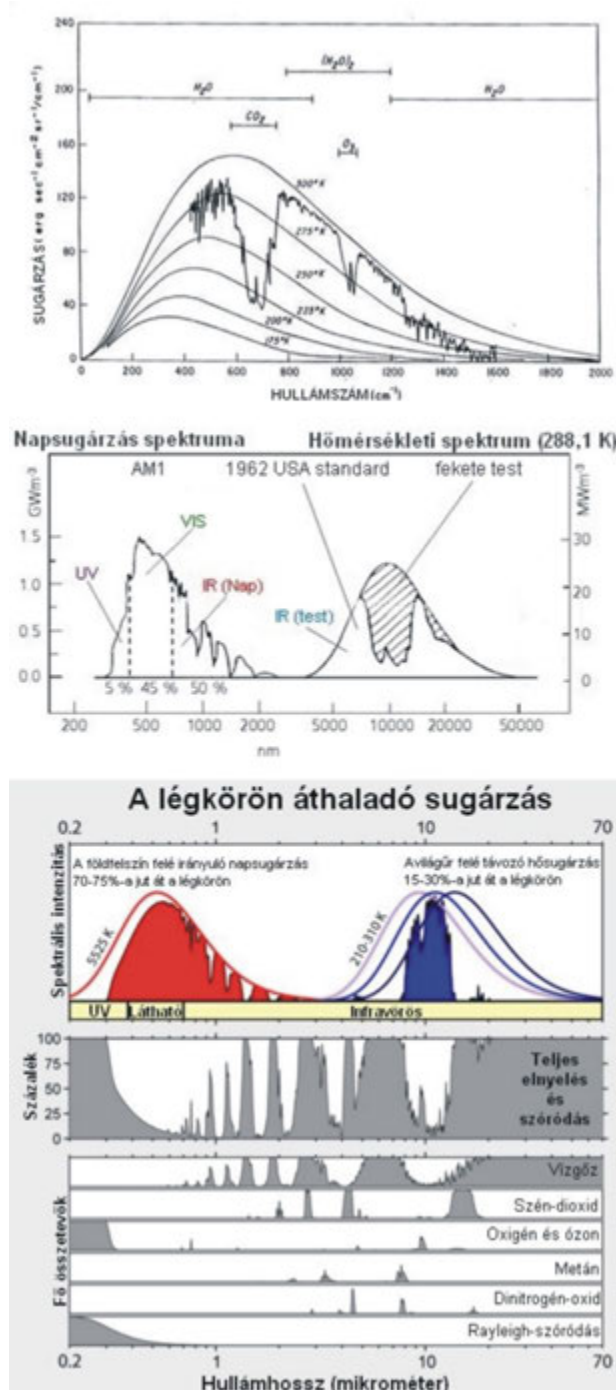
A tenger felszíne gyakorlatilag a tengervízzel azonos (nagyjából 290 K) hőmérsékletű abszolút fekete testként sugároz (a Kirchoff-féle sugárzási törvény szerint, ui. a víz csaknem tökéletes elnyelő). A sugárzás eloszlását a hullámhossz függvényében a Planck-egyenlet adja meg. A 290 K hőmérsékletű tengervíz a $10 \mu\text{m}$ körüli hullámhosszon sugároz a legerősebben (l. Wien-féle sugárzási törvény). Ezen a hullámhosszon a felhők erős elnyelők, de a vízgőz is szerepet játszik az elnyelésben. A légkör spektrális áteresztőképességének ábrája tiszta (felhőmentes, 23 km -es látástávolságú, tehát csaknem aeroszol- és pormentes), de változó mennyiségű vízgőzt tartalmazó légkörök esetén (4.6. ábra) azt mutatja, hogy a légkör szinte átlátszó bizonyos hullámhosszúságú IR tartományokban. Ezeket légköri ablaknak nevezzük.



4.6. ábra. A légkör függőleges irányú áteresztőképessége³ a 0–28 μm közötti tartományban hat modell-légkör alapján, derült égbolt és tiszta levegő esetén (23 km-es látástávolságot feltételezve) a gázmolekulák és az aeroszolok szórásának (Rayleigh- és Mie-szórás) figyelembevételével. Jól látható, hogy a vízgőz hogyan módosítja az áteresztőképességet a 8–13 μm közötti sávban. Ez tulajdonképpen egy IR légköri ablak lenne, ha éppen a 10 μm -nél levő maximális spektrális kibocsátási intenzitás környezetében nem lenne egy lokális áteresztőképesség-minimum („szürke folt”). Ezért a vízgőznek a Q_{LW} -re gyakorolt módosító hatása elég bonyolult és erősen függ a kibocsátó víz hőmérsékletétől. (Selby és McClatchey, 1975). (Forrás:

http://oceanworld.tamu.edu/resources/ocng_textbook/chapter05/Images/Fig5-4.jpg)

³Az ábra felső fele elsősorban a („rövidhullámú”) napsugárzás, míg az alsó fele elsősorban a földi eredetű termikus („hosszúhullámú”) sugárzás szempontjából bír jelentőséggel. Lásd a következő ábrákat.



4.7. ábra. A légkör által átbocsátott rövid- és hosszuhullámú sugárzás spektrális eloszlása több különböző forrás alapján. Megjegyezzük, hogy az egyes forrásokból származó spektrumok több helyen jelentősen eltérnek egymástól. (Forrás: http://fgservices1947.files.wordpress.com/2009/03/clip_image0045b45d.gif; http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/7/7c/Atmospheric_Transmission.png)

Egy felhőmentes napon a világűr felé történő hő kibocsátásban, illetve a hővisszatartásban a 8–13 μm között található vízgőzablak játssza a fő szerepet. Az elnyelés más sávokban, mint például a 3,5 μm és 4,0 μm között, a légköri CO_2 -koncentrációtól függ. A CO_2 -koncentráció növekedésével ezek az ablakok bezárulnak, és több sugárzás kerül csapdába a légkörben.

Mivel a légkör lényegében „átlátszó” a beérkező napsugárzásra, de eléggé „homályos” a kimenő infravörös sugárzásra nézve, a légkör csapdába ejti a sugárzási energiát (4.7. ábra). Ez a hatás üvegházhatásként ismert. Az

üvegházhatás a konvekcióval együttesen a Föld felszíni átlaghőmérsékletét mintegy 33°C-kal megnöveli ahhoz az értékhez képest, ami a légkörmentes – a világűrrel termikus egyensúlyban levő – Földön lenne jellemző.

Ha a felszín sugárzási egyensúlyban lenne a légkörrel, a felszíni hőmérséklet 67 °C lenne. Ez nem történhet meg a felszíni víz párolgása miatt, főleg a trópusi tengerek hűtik a felszínt (Philander, 1998).

A nettó infravörös fluxus függ:

1. A felhők vastagságától. Minél vastagabb a felhőréteg, annál kevesebb hő távozik az űrbe.
2. A felhők magasságától, amely meghatározza a hőmérsékletüket, s ezen keresztül befolyásolja azt, hogy mennyi hőt sugároznak vissza a felszínre, ezen belül az óceánba. Ez utóbbi a Stefan–Boltzmann törvény szerint T_c^4 -nel arányos, ahol T_c a felhő (abszolút) hőmérséklete. A magas felhők hidegebbek, mint az alacsony felhők, tehát kevesebb sugárzást bocsátanak ki.
3. A légköri vízgőztartalomtól. Nedvesebb légkörből a vízgőz elnyelése és visszasugárzása miatt kevesebb hő távozik az űrbe.
4. A tengervíz hőmérsékletétől. Melegebb víz több hőt sugároz ki. A kisugárzott energia mennyiségét itt is a tengerfelszín-hőmérséklet (SST) határozza meg, T_w^4 -nel arányos.
5. A hó és jégtakaró kiterjedésétől. A jégfelszín a vízhez hasonlóan fekete testként sugároz ki, de – kisebb (fele akkora) fajhője (c_{pi}) miatt – sokkal gyorsabban lehűl, mint a nyílt vízfelszín:

$$c_{pi} = 2,1 \cdot 10^3 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \approx 2,0 \cdot 10^3 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$$

A jéggel borított tengerrészek a légkörtől elszigeteltek, tehát nem tudják kifejteni hőtároló és hőátadó szerepüket.

A vízgőztartalom és a felhőzet nagyobb mértékben befolyásolják a világűr felé történő IR kisugárzást, mint a felszínhőmérséklet. A forró trópusi területek kevesebb hőt vesztenek ily módon, mint a hideg sarki területek. Ha a világóceán felszínén az Egyenlítő és a sarkok közötti éves átlagos hőmérsékleti kontraszt durva becsléseként 25 °C-ot veszünk, azaz a Föld egyes területeinek éves átlagos tengerfelszín-hőmérséklet (SST) maximális eltérésére a

$$0^\circ\text{C} < t < 25^\circ\text{C}, \quad 273\text{ K} < T < 298\text{ K}$$

becsléssel élünk, akkor a relatív változékonyság $T_{\max} / T_{\min} = 298 / 273 = 1,092$. Ekkor a termikus kisugárzás relatív

változékonyságára $Q_{LW, \max} / Q_{LW, \min} = T_{\max}^4 / T_{\min}^4 = 1,42$ adódik. Ez tehát 42%-os különbséget jelent a sarki és a trópusi területek egységnyi tengerfelszínéről kisugárzott IR sugárzási energia mennyiségében. Ezt az arányt a vízgőz jelenléte, vagy hiánya akár 200%-ra is emelheti.

Az éves átlagos nettó infravörös fluxus értéke a következő viszonylag szűk határok között változik:

$$-60 \text{ W/m}^2 < Q_{LW} < -30 \text{ W/m}^2$$

,

azaz ennyi sugárzási energia távozik a világűr felé. Ez a trópusokon és a mérsékelt szélességeken eltörpül a besugárzás mellett, de a sarkvidékeken a téli évszakban meghaladja azt. A sarki éjszakák idején ez az egyetlen légköri sugárzási áram. Nem meglepő tehát, hogy a sarki területek mennyire érzékenyek a légköri üvegházhatás változásaira.

4.3.3. A latens hőáramot befolyásoló tényezők

A latens, azaz párolgási hőáramot elsősorban a szélesebbesség és a levegő relatív páratartalma befolyásolja. Azonos hőmérséklet mellett, nagy szél és száraz levegő esetén a tengerfelszínről sokkal több (maximális mennyiségű) víz párolog el, mint szélcsend és közel 100%-os relatív páratartalom esetén (minimális mennyiség). A jéggel borított tengerfelszín párolgása sokkal kisebb, mint a nyílt vízfelszíné. Ezért a sarkvidékeken a legnagyobb hővesztés a jégmentes területekről történik. A jégtakaró és a nyílt víz területi aránya tehát nagyon fontos a sarkvidéki hőmérlegben.

A latens hőáram éves átlagos értéke:

$$-130 \text{ W/m}^2 < Q_L < -10 \text{ W/m}^2$$

4.3.4. A szenzibilis hőáramot befolyásoló tényezők

A szenzibilis hőáramot elsősorban a szélesebbesség és a levegő-tengerfelszín hőmérséklet-különbség befolyásolja. Erős szél és a nagy hőmérséklet-különbségek nagy fluxust eredményeznek. A szél hatását jól érzékeltethetjük, ha arra gondolunk, hogy szélben jóval hidegebbnek érezzük az adott hőmérsékletű (hideg) levegőt, mert több hő szállítódik el testfelületünkről.

A szenzibilis hőáram éves átlagos értéke:

$$-42 \text{ W/m}^2 < Q_S < -2 \text{ W/m}^2$$

4.4. A hőmérlegben szereplő áramok meghatározása mérésekkel és számításokkal

4.4.1. Direkt meghatározási módszerek

Csak egy elméletileg pontos módszer van a tengerfelszín feletti planetáris határrétegben⁴ (planetary boundary layer, PBL) a turbulens impulzusáram, valamint a turbulens diffúziós szenzibilis és latens hőáram meghatározására. Ez pedig az adott mennyiségek közvetlen mérése. Ezek a mérések még ma is eléggé költségesek, és – expedíció⁵ jellegük miatt – általában nem alkalmasak éghajlati átlagok, vagy egyéb éghajlati jellemzők meghatározására. A közvetlen méréseket általában csak más turbulens áramokat számító módszerek kalibrálására használják.

A közvetlen mérések a turbulens áramok definíciós egyenlőségeiben szereplő, a turbulenciát (turbulencia-testeket, turbulent eddies) jellemző rövid idejű állapothatározó-fluktuációk mérését jelentik. A turbulencia Reynolds-féle elméletének megfelelően

1. a turbulens impulzusáram függőleges irányú összetevője:

$$\tau = \tau_{zx} = \frac{1}{T} \int_0^T \rho_a u' w' dt = \overline{\rho_a u' w'} = \rho_a \overline{u' w'} = \rho_a u_*^2 \quad (4.8)$$

1. a turbulens szenzibilis hőáram függőleges irányú összetevője:

$$Q_s = \frac{1}{T} \int_0^T \rho_a c_{pa} T' w' dt = \overline{\rho_a c_{pa} T' w'} = \rho_a c_{pa} \overline{T' w'} = \rho_a c_{pa} u_* T_* \quad (4.9)$$

⁴A légkör földfelszínnel érintkező rétege, ahol a mikroszkálájú turbulencia által létrehozott turbulens „csúsztatási feszültségek” és turbulens „viszkózitási erő” már nem hanyagolható el a felette fekvő szabad légkörben fellépő erőhatások mellett.

⁵Nem folyamatos, hanem csak bizonyos időszakokra kiterjedő, nem mindig egységes előírások szerint végzett mérési kampányok.

1. a turbulens latens hőáram függőleges irányú összetevője:

$$Q_L = \frac{1}{T} \int_0^T \rho_a L_E q' w' dt = \overline{\langle \rho_a L_E q', w' \rangle} = \rho_a L_E \overline{\langle q', w' \rangle} = \rho_a L_E u_* q_* \quad (4.10)$$

A képletekben az időbeli integrál-átlag képzés időtartama $[0, T] \approx 10 - 20$ perc, ami a légköri turbulencia jellemző időskálájának felső határa. A képletekben megjelenő mennyiségek a turbulens fluktuációk kovarianciái, ezért a közvetlen számítási módot angolul „eddy covariance technique” névvel illetik. A mérési eredményekből tehát csupán ezen kovarianciák képzése az áramok meghatározásához szükséges számítás.

A közvetlen számításhoz szükséges mérésekkel szembeni követelmények a következők:

1. A méréseket a planetáris határréteg felszínközeli alrétegében⁶, általában a tengerfelszíntől 30 m-es magasságban kell végezni, mert a fluxusok e szinttől a felszínközeli réteg felső határáig már nem függenek a magasságtól (s így a szélirány is állandó). Szárazföldi felszín esetén 10–15 m az optimális műszer-telepítési magasság, de tengerfelszín esetén a hullámozás miatt ezt célszerű megnövelni.
1. A méréseket gyakori (legalább 2–3 másodpercenkénti) mintavételezésű elektronikus műszerekkel kell végezni, amelyeknek mérési alapelve általában nem egyezik meg a hagyományos műszerekével.
- A sebesség-összetevők mérésére elvileg alkalmasak a digitális propelleres szélmérők, de inkább a Doppler-elven működő akusztikus anemométereket használják (4.8. ábra).



4.8. ábra. Ultrahangos áramlásmérők (anemométerek) különböző fajtái

(Forrás: <http://www.novalynx.com/images/200-7000.jpg>; <http://www.novalynx.com/images/200-7200.jpg>; <http://www.novalynx.com/images/200-81000-200.jpg>; http://www.metek.de/tl_files/pictures/product_categories/20110314_Ultrasonic%20Anemometer.jpg)

- A hőmérséklet mérésére az ellenállás-hőmérők (4.9. ábra) és az akusztikus anemométerek egyaránt alkalmasak (utóbbiak a hőmérséklet négyzetgyökével arányos adiabatikus hangsebesség mérésével).



⁶A planetáris határrétegnek a felszínnel közvetlenül érintkező 50–200 m vastagságú alrétege, amelyben a turbulens viszkozitási erők domináns szerepet játszanak, nagyságrendileg felülmúlják az összes többi légköri erőhatást. Ennek következtében a turbulens áramok a magassággal nem változnak, állandó értékűek.

4.9. ábra. Ellenállás-hőmérők egy meteorológiai állomáson (Forrás: http://www.sciencephoto.com/image/427288/530wm/C0108876-Electrical_resistance_thermometers-SPL.jpg)

- Végül a légnedvességet a lézerfény differenciális gyengülésének mérésén alapuló lidar (4.10. ábra) méri a fenti gyakori mintavételezési igényeknek leginkább megfelelően.



4.10. ábra. Differenciális elnyelésű LIDAR működés közben
(Forrás: <http://energydynamicslab.com/company/images/aglite-lidar.jpg>)

1. Mint az a definíciós képletekből látszik, az u , v , w szélkomponensek, a T abszolút hőmérséklet és a q specifikus nedvesség fluktuációinak (u' , v' , w' , T' és q') együttes mérése szükséges a közvetlen számításokhoz.

A sugárzási áramok mérése

A turbulens áramokkal szemben a sugárzási áramok mérésére jól bevált eszközök vannak, és a Meteorológiai Világszervezet globális mérőhálózatában rendszeresen és összehangoltan folynak a rövid- és hosszuhullámú sugárzásmérések. Az adott témában releváns teljes (direkt és szórt) rövidhullámú sugárzást piranométerekkel⁷ vagy aktinométerekkel, míg a hosszuhullámú sugárzást pirgeométerekkel⁸ mérik (4.11. ábra). A teljesség kedvéért megjegyezzük, hogy a direkt (a Nap irányából érkező) napsugárzást pirheliométerekkel, míg a rövid és hosszuhullámú sugárzás összegét pirradiométerekkel⁹ lehet mérni.



4.11. ábra. Sugárzási áramok mérésére szolgáló műszerek. (Forrás: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/5/53/Hukseflux_radiometer_sr11_photo.jpg ; http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/f/fe/Hukseflux_Pyranometer_SR03.jpg ; http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/0/00/Net_radiometer_nr01_hukseflux.gif)

Jel	Változó	Érték és mértékegység
c_p	A levegő fajhője	$1030 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$
C_D	Ellenállási tényező	$(0,44 + 0,063 U_{10}) \cdot 10^{-3}$
C_L	Latens hőátadási tényező (Smith, 1988 nyomán)	$1,35 \cdot 10^{-3}$

⁷A piranométerek üvegbúrával fedettek, amely a földi termikus sugárzást gyakorlatilag nem engedi át, így a zenit felé fordított érzékelőjükkel a teljes rövidhullámú napsugárzást mérik.

⁸A pirgeométerek az összes számba vehető hullámhosszú sugárzást átengedő lupolen búrával fedettek, és érzékelőjüket lefelé fordítják, hogy a felszín felől a zenit felé irányuló sugárzási áramot mérik.

⁹A pirradiométerek szintén lupolen búrával fedettek, de felfelé fordított érzékelőjükkel az égbolt felteréből érkező rövid- és hosszuhullámú sugárzás összegét mérik.

C_S	Szenzibilis hőátadási tényező (Smith, 1988 nyomán)	$0,9 \cdot 10^{-3}$
L_E	Párolgási hő	$2,5 \cdot 10^6$ J/kg
q	Fajlagos/Specifikus légnedvesség	kg (vízgőz)/ kg (levegő)
q_a	Fajlagos/Specifikus légnedvesség a tengerfelszín felett 10 méterrel	kg (vízgőz)/ kg (levegő)
q_s	Fajlagos/Specifikus légnedvesség a tengerfelszínen	kg (vízgőz)/ kg (levegő)
Q_S	Szenzibilis hőáram	W/m ²
Q_L	Latens hőáram	W/m ²
T_a, t_a	Lég hőmérséklet a tengerfelszín felett 10 m-rel	K, ill. °C
T_s, t_s	A tengerfelszín hőmérséklete	K, ill. °C
T', t'	Hőmérsékleti fluktuáció	K, ill. °C
T_*	Dinamikus hőmérséklet	K, ill. °C
u'	Horizontális sebesség (szél-) fluktuáció	m/s
u_*	Súrlódási sebesség	m/s
U_{10}	Szélesebesség a tengerfelszín felett 10 m-rel	m/s
w'	Vertikális sebesség fluktuáció	m/s
ρ	A levegő sűrűsége	1,294 kg/m ³
T	Szélhajtás (wind stress)	Pa

4.1. táblázat. A hőmérleg-összetevők és az impulzusáram számítási formuláiban használt mennyiségek és jelöléseik

4.4.2. A hőmérleg indirekt számítási módszerei: átlagokból történő számítás (bulk formulas)

A turbulens impulzus-, hő- és nedvességáramot meghatározó fluktuációk közvetlen méréseinek hiányában az áramokat közelítőleg meghatározhatjuk a jóval könnyebben mérhető átlagmennyiségekből is. Ezeket a képleteket – a címben jelzett, magyarra majdnem lefordíthatatlan – angol kifejezéssel tömbösített, vagy átlagolt képleteknek nevezzük. Levezetésük, illetve alkalmazásuk azon alapul, hogy a turbulens viszkozitás, illetve a turbulens diffúzió folyamatát a hasonló jellegű molekuláris szintű folyamatokkal azonos mechanizmusúnak tekintjük, és az ott érvényes képleteket alkalmazzuk rájuk. Egyes esetekben viszont nagyobb méretű, makroszkálájú fizikai folyamatok analógiájára alkotunk formulákat, mint pl. a merev testek csúszási súrlódásának képlete.

A leggyakrabban használt, átlagokon alapuló számítási képletek a következők:

$$\tau = \rho_a \cdot C_D \cdot U_{10}^2 \quad (4.11)$$

$$Q_S = \rho_a \cdot c_{pw} \cdot C_S \cdot U_{10} (T_s - T_a) \quad (4.12)$$

$$Q_L = \rho_a \cdot L_E \cdot C_L \cdot U_{10} (q_s - q_a) \quad (4.13)$$

ahol az egyes tagok magyarázatát lásd a 4.1. táblázatban.

Az oceanográfiában a felszíni levegőt jellemző átlagos mennyiségeket – a szárazföldi mérésektől eltérően – egységesen a nyugvó vízfelszíntől számított 10 m-es magasságban mérik, mivel az ennél alacsonyabban elhelyezett műszerek mérési adatait a hullámzás erősen befolyásolhatja.

4.4.3. A hőmérleg-összetevők és egyéb áramok meghatározásához szükséges mérések, számítások és adatok

A léghőmérséklet (T_a) mérése bójákra, esetleg hajókra szerelt hőmérőkkel történhet. Műholdas távérzékelés útján a felszínközeli léghőmérséklet nem mérhető. A tengerfelszín-hőmérséklet (T_s) mérése szintén történhet bójákra, esetleg hajókra szerelt hőmérőkkel, de a léghőmérséklettel eltérően a világűrben infravörös-sugárzásmérőkkel (mint például az AVHRR) végzett mérések adatai is kielégítő pontosságúak.

A levegő specifikus nedvességének (q_a) meghatározása ugyancsak bójákra, esetleg hajókra szerelt hőmérőkkel történik. A tengerfelszínnel közvetlenül érintkező levegőt telítettnek szokás venni, hőmérsékletét pedig a tengerfelszín-hőmérséklettel azonosnak. A tengerfelszíni telítési specifikus nedvességet (q_s) ezért a tengerfelszín-hőmérsékletből (T_s) számítják, a Clausius–Clapeyron egyenlet alkalmazásával, mely szerint $q_s = q_s(T)$, azaz a telítési specifikus nedvesség csak a hőmérséklettől függ¹⁰.

Tekintsük át végül összefoglalóan a hőmérleg egyes összetevőit alkotó áramok gyakorlati mérését, illetve kiszámítását. A kiszámítandó fluxusok a következők: 1. besugárzás, 2. nettó infravörös sugárzás, 3. szenzibilis hő, 4. vízvesztesség (párolgás) és a vele kapcsolatos latens hő, 5. vízbevétel (csapadék), 6. egyéb, tengervízben oldott anyagok: gázok és aeroszolok. Ezen kívül 7.-ként a mozgásmennyiség (impulzus) áramot is számolni kell. Ez utóbbi nem közvetlen összetevője a hőmérlegnek, de értékének ismeretére több hőmérleg-összetevő (4.1. táblázat) számításához szükség van.

Először is célszerű lerögzíteni a számítások szükséges pontosságát (a mérések pontosságát a 4.2. táblázat mutatja be). Általában $\pm 15 \text{ W/m}^2$ pontossági követelményt szokás állítani, mivel megközelítőleg ez az a hőmennyiség, amely a 100 m vastagságúnak feltételezett kevert réteg hőmérsékletét $\pm 1^\circ\text{C}$ -kal meg tudja változtatni.

Változó	Pontosság	Megjegyzések
Szélesség	$\pm 1,5 \text{ m/s}$	Eszköz hiba
$\pm 1,5 \text{ m/s}$	Mintavételi hiba (havi átlag)	
Szél stressz	$\pm 10\%$	Légellenállási együttható hibája
$\pm 14 \text{ Pa}$	Feltételezve, hogy 10 m/s a szélesség	
Napsugárzás	$\pm 5\%$	Havi átlagos érték
$\pm 15 \text{ W/m}^2$	Havi átlagos érték	
$\pm 10\%$	Napi átlag	
Eső arány	$\pm 50\%$	
Csapadék	$\pm 10\%$	$5^\circ \times 5^\circ$ terület TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission)
Nettó hosszuhullámú sugárzás	$\pm 4\text{--}8\%$	Napi átlag
$\pm 15\text{--}27 \text{ W/m}^2$		
Latens hőáram	$\pm 35 \text{ W/m}^2$	Napi átlag

4.2. táblázat. A szél és a hőmérleg-összetevők űr-távérzékeléssel végzett méréseinek pontossága

Az átlagos szélesség és a szélnyomás kiszámítása közvetlenül a felszíni (bójákról és hajókról végzett), valamint műholdas szkatteméteres¹¹ mérések adataiból történik.

A besugárzást elsősorban a műholdakon elhelyezett, a látható fény tartományában mérő radiométerek adataiból számítják ki. Még ma is előfordul, hogy a műholdas adatok mellett a hajókon végzett felhőzet-megfigyelések

¹⁰Lásd pl. Götz–Rákóczi: A légkör dinamikája.

¹¹Felszíni szél mérésére szolgáló aktív távérzékelő műszer, melynek mérése elve a hullámok szóródásán alapul.

adatait is felhasználják, bár ezek ellenőrizhetetlen és kétségtelenül alacsony pontosságú (nagy hibával terhelt), lényegében kvalitatív adatok. A földfelszíni mérési adatoknak a használatból való kiszorulását bizonyítja, hogy az 1990-es évektől kezdve a Nemzetközi Műholdas Felhő-klimatológiai Projekt (International Satellite Cloud Climatology Project, ISCCP) adatait használják, mint alapvető globális felhő-klimatológiai adatbázist (Darnell et al., 1988; Rossow és Schiffer, 1991). A besugárzás kiszámítása a szokásos felszín-légkör albedó koncepció alapján történik. A klasszikus elképzelés az volt, hogy a légkör külső határára érkező napsugárzás egy része visszaverődik a felhőzetről, a maradék hányad pedig eléri a felszínt, és onnan a felszínalbedónak megfelelő része ugyancsak visszaverődik a világűrbe. Az 1990-es években Cess et al. (1995) és Ramanathan et al. (1995), munkáiban megjelent az a feltételezés, hogy a felhők és a magas koncentrációjú vízpára elnyelésén keresztül a légkörben elnyelődő hőmennyiség sem elhanyagolható. Ezt a hatást is figyelembe véve a besugárzás a

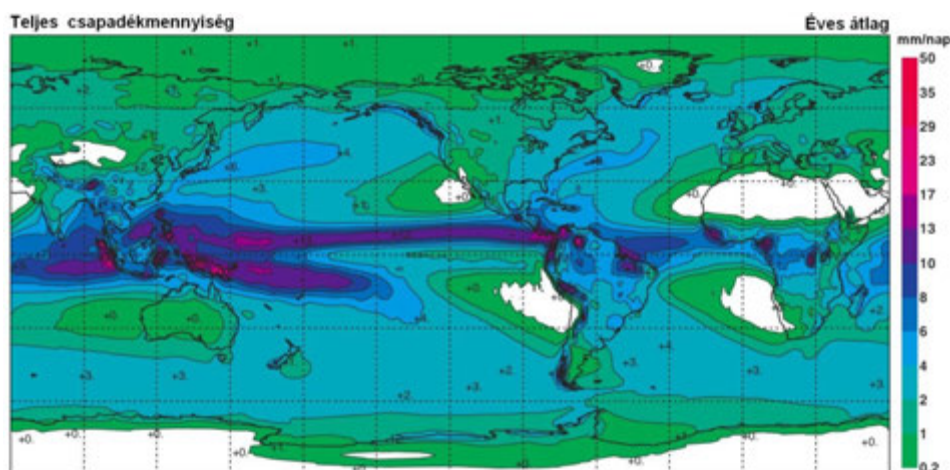
$$Q_{SW} = S(1 - A) - C \quad (4.14)$$

képletből számítható, ahol $S = 1365 \text{ W/m}^2$ – a napállandó, A – a rendszer-albedó és C – a légköri gázok és vízcseppek (felhőcseppek) együttes elnyelése. A besugárzást egyrészt a műholdakon elhelyezett, a felhőzetet észlelő radiométerek (pl. AVHRR) adataiból számítják, másrészt a gázok elnyelését empirikus abszorpciós függvények segítségével közelítik. Az így elvégzett számítások hibája 5–7% körüli.

Belépő vízáram (csapadékmennyiség): A vízmérleg és bizonyos mértékben a hőmérleg egyik legnehezebben kiértékelhető összetevője a csapadékmennyiség, annak nagy tér- és időbeli változékonysága miatt. A bójákon, vagy hajókon elhelyezett hagyományos, vagy billenőedényes automata csapadékmérőkkel végzett mérés csaknem lehetetlen, mivel az óceánon a csapadékhullást gyakran erős szél kíséri és a hajók felépítménye is eltorzítja az esőcseppek pályáját. Ezért általános az alulmérés. Az óceánok feletti globális csapadékeloszlás mérése ezért a korszerű távérzékelő rendszerek a legalkalmasabbak. A legpontosabbnak a mikrohullámú sugárzásmérők és a meteorológiai radarok együttes használatán alapuló területi csapadékatlag számítások bizonyultak az 1997-ben sorra került Trópusi Esőmérési Expedíció (Tropical Rain Measuring Mission, TRMM) során. A gyakorlatban a trópusokra is és más földrajzi szélességeken/re végzett mérések és számítások során is a numerikus előrejelzési modellek kezdeti mezőiből (NWP analysis or first guess) indulnak ki, és a szokásos adatasszimilációs eljárásokkal illesztik hozzájuk a felszínen mért vagy távérzékelte csapadékatokat. Hosszabb időszakokra (klimatológiai időskálán) végzett elemzések során NWP reanalízisekből¹² indulnak ki (4.12. ábra). A legnagyobb hibaforrás a csapadék-mezők előállítása során a kis-skálájú (rácsméret alatti, vagy szubgrid skálájú, legtöbbször konvektív felhőkből hulló) csapadékok figyelmen kívül hagyása, illetve a radar által mért csapadék-intenzitás (dBz) adatok csapadékösszeggé való átszámítása. Mindezek miatt általában csak a durva, 1–5° felbontású (átlagolt) globális csapadékmezőket szokták megbízhatónak tekinteni.

A nettó hosszúhullámú sugárzást nem könnyű kiszámítani, mert függ a felhők magasságától és vastagságától, valamint a légköri vízgőz vertikális eloszlásától. Ezért ezt a karakterisztikát is adatasszimilációval szokták előállítani a numerikus időjárás-előrejelzési modell-produktumokból, és a rádiószondás vertikális nedvesség-profilokból.

¹²A meteorológiában és a klimatológiában ma már széles körben alkalmazott *reanalízis technika* azt jelenti, hogy az elmúlt 50–60 évben készített napi, vagy még sűrűbb időbeli felbontású meteorológiai analízis térképeket – adott globális időpontra (UTC) vonatkozó mérésekből interpolált felszíni és magaslégtér meteorológiai állapothatározó-mezőket – a jelenlegi legmodernebb adatasszimilációs, azaz tágabb értelmű interpolációs módszerekkel a nyers mérési adatokból újra előállítják, s így összehasonlíthatóvá teszik, mivel kiszűrik a módszertani inhomogenitásokat. A két legismertebb reanalízis adatbázis az ECMWF-ben (ERA-40) és az NCEP-ben (NCEP-NCAR RA) található.



4.12. ábra. A globális átlagos csapadékmennyiség (mm/nap) az ECMWF 40 éves reanalízis projekt alapján számítva (Kallberg et al 2005). (Forrás: http://oceanworld.tamu.edu/resources/ocng_textbook/chapter05/Images/Fig5-5.png)

A kilépő vízáramot (párolgást) és a hozzá kapcsolódó latens hőáramot – az átlagokon alapuló képletek alkalmazásával – a tengerfelszínen (bójákról, illetve hajókról) végzett mérésekből származó, az ICOADS adatbázisba gyűjtött, relatív páratartalom-, vízhőmérséklet- és szélsébség-értékekből számolják. Ezeket az áramokat általában nem műholdas adatokból számítják, mert a műholdas eszközök nem elég érzékenyek a tengerfelszín közeli vízgőztartalom és telítettség meghatározására. Talán a legjobb fluxusokat a numerikus időjárási modellek analízis mezőiből végzett számítások adják.

A szenzibilis hőáramot a levegő és az óceán hőmérséklet-különbségéből, valamint a felszíni mérésekből származó szélsébségből, esetleg a numerikus időjárási modellek eredményeiből számítják. A szenzibilis hőáram szinte mindenhol kicsi, kivéve télen a kontinensek keleti partjain, amikor a hideg, sarkvidéki légtömegek jelentős mennyiségű hőt vonnak el a meleg, nyugati határ menti áramlatoktól (pl. Golf-áram). Ezeken a területeken ismét a numerikus modellek adják a fluxusok legpontosabb értékeit. A fluxus-átlagértékek hosszú adatsorát ugyanakkor a felszíni (elsősorban hajókról végzett) szél-, valamint lég- és vízhőmérséklet adatok alapján lehet a legpontosabban meghatározni.

4.4.4. A hőmérleg összetevői és az óceán-légkör közötti egyéb áramok adatbázisai

A fentiekből már nyilvánvaló, hogy sok forrásból származó és nagyon különböző tartalmú és formátumú adat-együttesekből álló adatbázis segítségével lehet csak meghatározni azokat az alapvető rezsím-paramétereket, amelyek a világóceán és a globális légkör közötti kölcsönhatásokat jellemzik. Ennek megfelelően komplex adatbázisok és megjelenítő rendszerek szükségesek a gyűjtött információ minél teljesebb áttekintéséhez.

A felszíni és a műholdas mérési adatok együttes felhasználásával lehetséges csak globális térképek készítése a fluxusokról. A fluxusok átlagértékei hosszú (klimatikus) adatsorának térképei a hajókról végzett mérések 150 évének adat-együtteséből készültek, különösen az északi féltekén. Ezeket a múlt szempontjából pótolhatatlan és emiatt igen értékes adatokat, mivel térben és időben ritkák, napjainkban egyre inkább felváltják a műholdas távérzékelési adatok (bár helyenként pontatlanabbak, mint a hagyományos mérési adatok).

A leghasználhatóbb fluxus-térképek a 3. és 4. generációs műholdas adatsorok és a felszíni megfigyelések kombinálásával készíthetők a numerikus időjárási modellek outputjai –mint first guess – felhasználásával. A továbbiakban néhány széles körben használt oceanográfiai adatbázist tekintünk át, felsorolva az összeállításukhoz felhasznált adatforrásokat is.

A Nemzetközi Átfogó Óceán-Légkör Adatbázis (International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set, ICOADS) – felszíni adatok

A hatalmas mennyiségű távérzékelte adat ellenére még ma is a hajókon végzett megfigyelések által összegyűjtött adatsor a leggazdagabb tengeri információforrás (főleg klimatológiai időskálán). A fenti adatbázis létrehozói, Slutz et al., (1985) a következőképpen írják le tengeri megfigyelési adatok gyűjtésére, szerkesztésére, összefoglalására és közzétételére vonatkozó erőfeszítéseiket.

1854 (a krími háború s az azt eldöntő ún. balaklavai vihar) óta sok ország vesz részt az időjárás és a tenger állapotának rendszeres megfigyeléseiben, az időjárási paraméterek és a tengerfelszín jellemzőinek mérésében. Ezek a mérések és megfigyelések természetesen magukon hordozzák a hajó útvonala és a hajózási időszak által képviselt véletlenszerűséget, tehát nem tekinthetők rendszeresnek. A későbbiekben rögzített földrajzi helyeken állomásozó hajókról, bójákról és más műszerplatformokról (pl. repülőgépekről) végeztek megfigyeléseket, s ezek már kvázi rendszeresnek voltak tekinthetők. A megfigyelési és mérési adatokat rögzítő ún. „tengerállapot-jelentéseket” számos szervezet számos helyen gyűjtötte. Az így felgyűlemlett hatalmas adathalmaz, amely időben a 19. század közepétől napjainkig terjedő időszakot öleli fel, képezi az óceáni mérési történeti adatbázist.

A fentiekben leírt időben és térben hatalmas ívű adatbázist jelentette meg azután az ICOADS akronim néven az USA Óceáni és Légköri Hatósága (National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA) (Woodruff et al., 1987).

Az ICOADS 2.3. kiadása mintegy 213 millió jelentést tartalmaz a tenger állapotáról, amelyek az 1784–2005 időszakra vonatkoznak és bójákon, egyéb észlelési platformokon, valamint kereskedelmi hajókon végzett mérésekből és megfigyelésekből származnak. Az adatbázis minőség-ellenőrzött adatokat tartalmaz, melyek közül a kis valószínűséggel hiteles adatokat kiszűrték. A jelentések egyenként 22 légköri és óceáni jellemző adatból állnak, melyek közül 8 direkt mérési adat, a többi pedig számított mennyiség. Az adatbázisban összegyűjtött adatok alapján a mért mennyiségekre (léghőmérséklet, tengerfelszín-hőmérséklet, szélesség, tengerszíni légnyomás, légnedvesség és felhőzet) és az ezekből számított 11 egyéb jellemzőre nézve 14 statisztikai jellemzőt határoztak meg és ábrázoltak térképes formában.

Az adatgyűjtemény alapvetően három adattípusból áll: 1) különálló jelentések, 2) az egyes jelentésekből összeállított $2^\circ \times 2^\circ$ felbontású, éves havi összesítők az 1800–2005 évekből, ugyanilyen, csak $1^\circ \times 1^\circ$ felbontású összesítők az 1960–2005 időszakból, és végül 3) évtizedes havi összesítők. Az adatokat többszörös minőségellenőrzésnek vetették alá, melynek során egyes hibásnak, vagy megbízhatatlannak ítélt adatokat – az eredeti jelentésekben megtartva és megjelölve (flagging) – az átlagolásból kihagytak, illetve interpolált adattal helyettesítettek (trimming out).

Az ICOADS adatbázist – egyedülálló értéke miatt – sokszoros minőségellenőrzésnek vetették alá az elmúlt évek során. Összefoglalóan azt állapították meg, hogy az északi félgömbre vonatkozó adatok megbízhatóan használhatók, míg a déli félgömbre vonatkozók kevésbé megbízhatók és szisztematikus hibákkal terheltek. Glecker és Weare (1997) az ICOADS adatokból az átlagokon alapuló formulákkal levezethető áramok pontosságát vizsgálták az 55°E és a 40°D szélesség körök közötti övezetben. Azt találták, hogy az adatokból képezett zonális átlagok szisztematikus hibákat tartalmaznak. A besugárzás értékek a magasabb szélességeken $\pm 10 \text{ W/m}^2$, míg a trópusokon $\pm 25 \text{ W/m}^2$ hibát tartalmaztak. A számított hosszúhullámú kisugárzás-értékek csupán $\pm 7 \text{ W/m}^2$ hibájúak voltak. A legnagyobb hibákkal terheltek a számított latens hőáram-értékek voltak: hibáik az északi óceáni területeken $\pm 10 \text{ W/m}^2$ -től a trópusi óceánok nyugati térségeiben jellemző $\pm 30 \text{ W/m}^2$ -en keresztül egészen a nyugati peremáramlásokra (Golf-áramlat, Kuroshio) jellemző $\pm 50 \text{ W/m}^2$ ig terjedtek. Josey et al. (1999) a teljes hőmérleg pontosságát vizsgálta és azt találta, hogy annak jellemző hibája az ICOADS adatokban $\pm 30 \text{ W/m}^2$. A vizsgálatok alapján DaSilva, Young és Levitus a 4.15. ábrán látható korrekciókat javasolta.

Műholdas távérzékelési adatok

Különböző korábbi műholdas távérzékelési projektekből számos nyers és feldolgozott adat származik, de a továbbiakban mi csak az utóbbi mintegy két évtizedből származó egységesen feldolgozott adatokról teszünk említést, mivel az adott vizsgálatokhoz ezek használhatók. A műholdas adatok különböző feldolgozottsági fokúak, amelyeket a 4.3. táblázatban foglalunk össze.

Szint	Adattípus és feldolgozás módja
1	Műholdas adatok eredeti villamos jel formátumban (pl. volt, ohm stb.)
2	Geofizikai mértékegységekbe átszámított 1. szintű adatok a műhold mérési helyére és mérési időpontjára vonatkoztatva (pl. m/s, K stb.)
3	A 2. szintű adatok meghatározott helyre és időpontra (általában egy megadott rácshálózat szögpontjaira) interpolálva
4	A 3. szintű adatok térbeli és időbeli átlagai, vagy belőlük levezetett további mennyiségek (egyéb statisztikai jellemzők, vagy származtatott mennyiségek)

4.3. táblázat. Műholdas adatok feldolgozottsági szintjei

Az alábbiakban felsoroljuk azokat a legfontosabb meteorológiai műholdakat, amelyek a világóceán folyamatos operatív megfigyelését végzik:

1. A NOAA által üzemeltetett poláris pályán keringő meteorológiai műholdak,
2. az USA Védelmi Meteorológiai Műhold Programja (U.S. Defense Meteorological Satellite Program, DMSP) poláris pályán keringő műholdjai, amelyeken Speciális Mikrohullámú Érzékelő/Képfelvévő (Special Sensor Microwave/Imager, SSM/I) eszközöket helyeztek el,
3. a NOAA által üzemeltetett USA geostacionárius meteorológiai műholdak (GOES), a japán geostacionárius műhold (GMS), és az Európai Űrügynökség (ESA) által üzemeltetett európai geostacionárius műholdak (METEOSAT, MSG).

Az operatív meteorológiai műholdakon kívül számos olyan tudományos célú, kísérleti műhold van, amelyek – illetve a rajtuk elhelyezett műszerek – adatokat szolgáltatnak a világóceánról. Ezek közül a legfontosabbak:

1. A Nimbus-7 műholdon elhelyezett Földi Sugárzásmérleg Mérő Műszerek (Earth Radiation Budget Instruments),
2. A Földi Sugárzásmérleg Kísérlet (Earth Radiation Budget Experiment, ERBE) keretében felbocsátott Földi Sugárzásmérleg Mérő Műhold (Earth Radiation Budget Satellite),
3. Az Európai Űrügynökség Földi Sugárzási Műholdjai (Earth Radiation Satellites, ERS-1 & -2),
4. A Japán Korszerű Föld-megfigyelő Rendszer műhold (ADvanced Earth Observing System, ADEOS) és a Midori műhold,
5. a Quikscat,
6. a Föld Megfigyelő Rendszert (Earth Observing System, EOS) alkotó Terra, Aqua és Envisat műholdak,
7. a Trópusi Esőzés Mérő Akció (Tropical Rainfall Measuring Mission, TRMM) és
8. a Topex/Poseidon és az azt helyettesítő Jason-1.

A sok forrásból gyűjtött műholdas adatokat különböző állami szervezetek gyűjtik, tárolják és dolgozzák fel. A tovább-feldolgozás során állnak elő azok a fluxus adatok is, amelyek a jelen fejezet témáját képezik.

Az adatfeldolgozást végző intézmények és szervezetek, illetve a keret-projektek:

Globális Csapadék-klimatológiai Projekt (Global Precipitation Climatology Project, GPCP)

Ez a projekt lényegében mind a három fő adatforrás-típust felhasználja a teljes Földre kiterjedő csapadék-eloszlások előállításához:

- infravörös hőképek a kumulusz és kumulonimbusz felhők magasságáról a GOES műholdakról. Mint ismeretes, ezek a felhők annál fejlettebbek, s így annál több csapadékot szolgáltatnak, minél magasabban van a felhőtető-magasságuk. A felhőtető pedig a troposzféra magassággal monoton csökkenő hőmérséklete miatt annál hidegebb, minél magasabba nyúlik fel (a trópusokon nem ritkán 15–18 km-re). A felhőtetők IR hőmérsékleti adatai tehát jó közelítéssel megadják magasságukat, s ezen keresztül tűrhető pontosságú konvektív csapadékbecslest tesznek lehetővé;
- szárazföldeken, tengeri bójákon és hajókon végzett hagyományos csapadékmérések adatai;
- a hulló csapadékelemek által kibocsátott rádiójelek, melyeket az SSM-I műszer rögzít.

A projekt során 1987 júliusától 1995 decemberéig $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ -os rácshálózaton, mintegy 1 mm/nap pontosságú adatokat gyűjtöttek az egész Földre (Huffman et al., 1995, 1997). Az adatok a NASA Goddard Űrrepülési Központjában érhetőek el. A másik nevezetes, 17 évet átfogó adatsor Xie és Arkin (1997) nevéhez fűződik, akik 7 különböző csapadékmérő és távérzékelő eszközzel mért adatokat integráltak az NCAR/NCEP reanalízis rendszer alapján. Az adatok felbontása a Huffman-féle adatokéval megegyező.

Numerikus időjárás-előrejelzési modell-eredmények reanalízise

A hőmérleg-összetevőket és a fluxusokat a korábbiakban leírt légköri modell reanalízis projektek során is kiszámították. Ezek az adatok azért értékesek, mert folytonos mezők, illetve rögzített rácshálózat pontjaihoz tartozó adatok, amelyek konzisztensek a felhasznált modell dinamikájával, tehát nincsenek bennük belső ellentmondások. A modellek futtatásához elvégzett folyamatos adat-asszimiláción keresztül a mérési és távérzékelte adatok információtartalmát is figyelembe veszik. Az adatasszimilációs ciklusok 6 órás időtartamához igazodóan 6 óránként, tehát rendkívül sűrű időbeli felbontásban hozzáférhetők a fluxus-adatok is. Ugyanakkor végül is ezek valamiképpen „mesterséges” adatok, amelyekben csak egy meghatározott részt képviselnek a közvetlen mérési eredmények. Mint ismeretes, Európában főként az ERA-40 (ECMWF) reanalízis adatokat használják, míg az USA kutatói általában az NCAR/NCEP reanalízis adatokra támaszkodnak. Az adatok között vannak a szélhajtás, a szenzibilis és latens hőáramok, a rövid- és hosszúhullámú sugárzási áramok, a felszíni hőmérsékleti és csapadékmezők.

A számított fluxusok pontossága

Mind a légkör, mind az óceán éghajlati skálán történő modellezése során, de elsősorban a jelen klímamodellezésének élvonalát jelentő kapcsolt légkör-óceán dinamikai klímamodellekben (Atmospheric-Oceanic General Circulation Models, AOGCMs) alapvető (mondhatni axiomatikus) kérdés, hogy milyen pontossággal vagyunk képesek ezeket a kölcsönhatási tényezőket reprodukálni modelljeinkben. A szükséges pontosság hiányában ugyanis kizárólag hamis rendszer-válaszokra számíthatunk. Ha a természetben fennálló dinamikus egyensúly e két éghajlati alrendszer között a modellben megbomlik, fiktív egyirányú fejlődés indul meg, amely szisztematikus modell-hibákhoz vezet. Pl. az óceánból a légkörbe globális átlagban fiktív hőáram indul meg, amely a (modellezett) óceánfelszín szisztematikus hűléséhez és egyben a modell-légkör szisztematikus melegedéséhez vezet. A fluxusok pontosságával kapcsolatos legutóbbi eredmények nem túl biztatóak e tekintetben. Az eredmények a következőkben összegezhetők:

1. A két létező reanalízis projekt eredményei egymáshoz közeli globális átlagot adnak, ugyanakkor igen nagyok a területi különbségek. A NASA Goddard EOS adatok reanalízise sajnos még nagyobb hibákat mutat. A fentiek bizonyítása Taylor (2000) és Chou et al. (2004) közleményeiben található meg.
2. Eléggye egyértelműnek látszik, hogy ezek a hibák pontosan abból származnak, hogy numerikus előrejelzési modellek kezdeti feltételeiből származtatták őket. Ez utóbbi modelleket pedig – alaptudományos szempontból sajnálatos módon – „hangolták” annak érdekében, hogy az általuk érintett területre minél pontosabb időjárás-előrejelzéseket adjanak. Ennek eredményeképpen a – melléktermékként származtatott – fluxusok pontatlanabbak lehetnek, mint akár a szórványos felszíni mérésekből származó értékek.
3. A köd és az alacsony szintű stratus felhőzet rossz minőségű szimulációja a modellekben lehet az egyik elsőszámú oka a fenti gyenge minőségű fluxus szimulációknak.
4. A numerikus modellekből leszármaztatott fluxusok – sajnos – zonális átlagban is igen jelentős eltéréseket mutatnak az ICOADS adatoktól. A különbség helyenként eléri a 40 W/m^2 értéket.
5. Az időjárás-előrejelzési célokra létrehozott numerikus modell-rendszerek – mind a mai napig – nem igénylik és ellenőrzik a légkör-óceán hő-transzport dinamikus egyensúlyi feltételének teljesülését. Ez talán nem is lenne olyan nagy baj, ha az ERA-40 adat-együttes nem adna $3,7 \text{ W/m}^2$ hőáramot a légkörből az óceánba (40 év

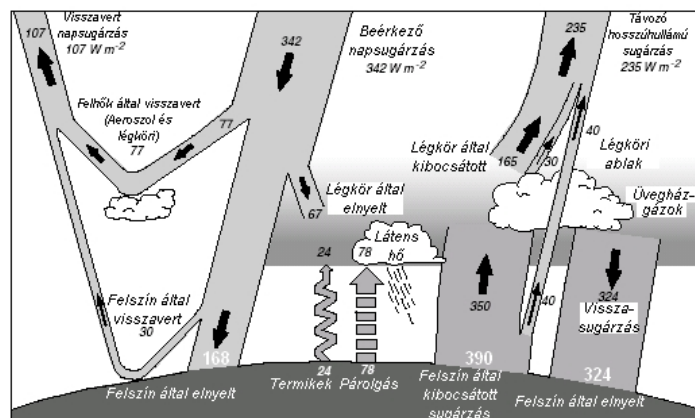
átlagában), amíg az NCAR/NCEP reanalízis adatokból ugyanerre az időszakra nem adódna $5,8 \text{ W/m}^2$ hőáram az óceánból a légkörbe. Mindennek betetőzéséül az ICOADS adatokból számított érték $\sim 16 \text{ W/m}^2$ hőáram a légkörből az óceánba.

Bár Taylor (2000) megjegyzi, hogy nincsen ideális adatbázis ezekre a „létfonosságú” fluxusokra, záró megjegyzésként meg kell jegyeznünk, hogy a légkör-óceán energiaáram pontos meghatározása továbbra is egyike marad napjaink rendszer-elméletű éghajlat-modellezése alapvető megoldatlan problémáinak.

4.5. Az óceán hőmérlege, annak egyes összetevői és egyéb turbulens áramok földi eloszlása

A jelen fejezet záró paragrafusában – az adatok fizikai jellemzése, mérési és feldolgozási módszereinek leírása, végül a mérési és adatfeldolgozási módszerek pontosságával kapcsolatos kételyek kifejtése után – nyilvánvalóan mégis csak összefoglaljuk a jelenleg rendelkezésre álló ismereteinket ezekről az óceán-légkör kölcsönhatást meghatározó mennyiségekről.

Elsőként a fejezetet nyitó ábrához hasonló földi energia-transzport-diagramot közlünk (4.13. ábra), amely annyiban különbözik attól, hogy nem relatív, hanem abszolút (W/m^2) egységekben tünteti fel az egyes energia-áramokat. Ez talán első pillantásra nem lényeges, de valójában igen fontos különbség, hiszen az abszolút egységek használata azok pontosságának és a mérleg kvantitatív ellenőrizhetőségének garanciája.

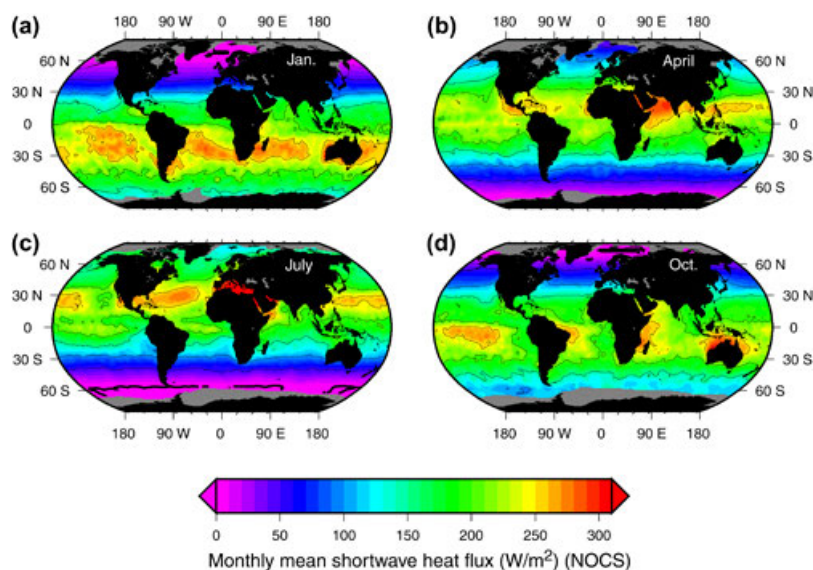


4.13. ábra. A Föld éves átlagos sugárzási- és hőegyenlege. (Forrás: http://oceanworld.tamu.edu/resources/ocng_textbook/chapter05/Images/Fig5-6.jpg)

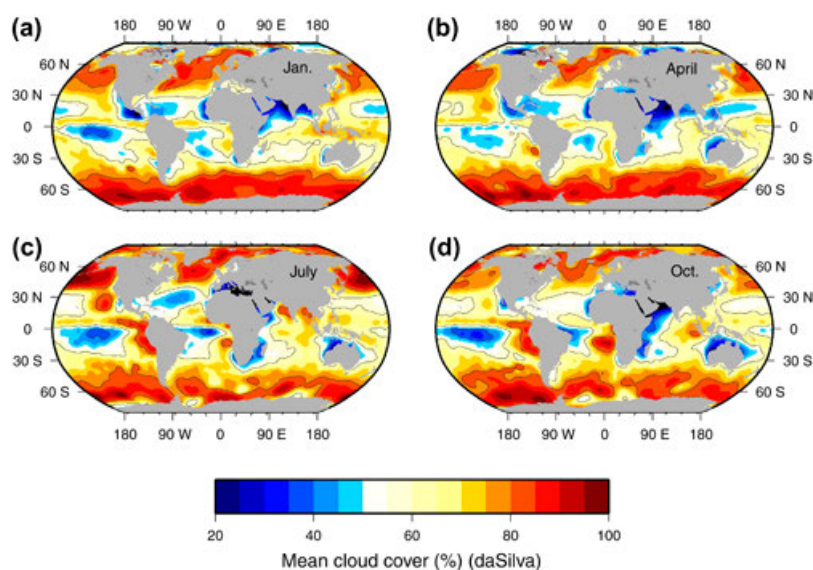
Szóljunk néhány közismert tényről, amelyek leolvashatók az ábráról.

- A légkör felső határán a besugárzás és a Föld infravörös termikus sugárzása egyensúlyban van (ellenkező esetben a földi környezet melegedő, vagy hűlő tendenciát mutatna). A felszínen ugyanakkor a besugárzást a felszín hosszuhullámú sugárzása, valamint a párolgási latens hőáram egyensúlyozza ki közelítőleg, míg a szenzibilis hőáram kis értékű.
- A Földet elérő napsugárzási energiának csak mintegy 20%-át nyeli el a légkör (azt is elsősorban a felhőzet jelenléte miatt, mivel a felhőmentes levegő elnyelése a felhőzetének csak töredék része), míg a szilárd és folyékony felszín 49%-ot. (Így adódik a felszín-légkör rendszer közismert 30%-os, vagy 0,3 értékű albedója.) A légkört tehát alapvetően a felszín melegíti fel.
- Kissé részletesebben: elsősorban a trópusi meleg óceánfelszínek infravörös kisugárzása a felelős ezért, melyet a nedves trópusi légkör hatékonyan nyel el. A másik mechanizmus a felszíni víz párolgása, amely hűti az óceán vizét. Az elpárolgott vízgőz elsősorban a felszín közelében szállítódik a passzátok által a térítőktől a Hadley-

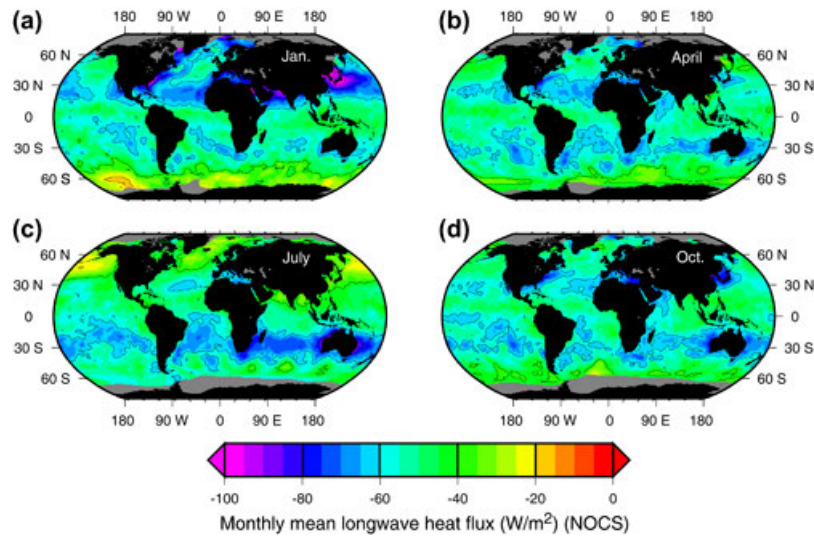
A következő ábrákon az összes hőmérség-összetevő, Q_{SW} (4.16. ábra), Q_{LW} (4.18. ábra), és Q_L (4.19. ábra) teljes globális eloszlása látható.



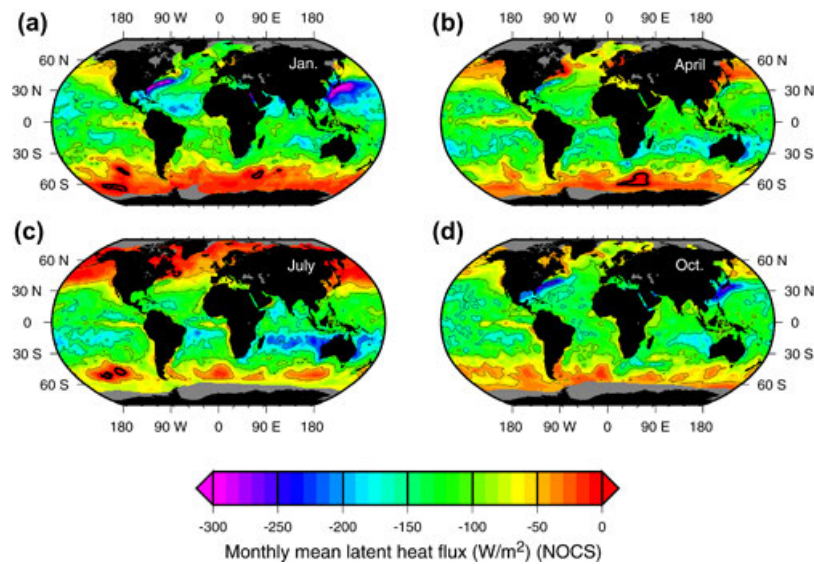
4.16. ábra. A havi átlagos rövidhullámú besugárzás földi eloszlása (a) január, (b) április, (c) július és (d) október hónapokban (Forrás: http://booksite.academicpress.com/DPO/gallery/chs05/s5_02_full.jpg)



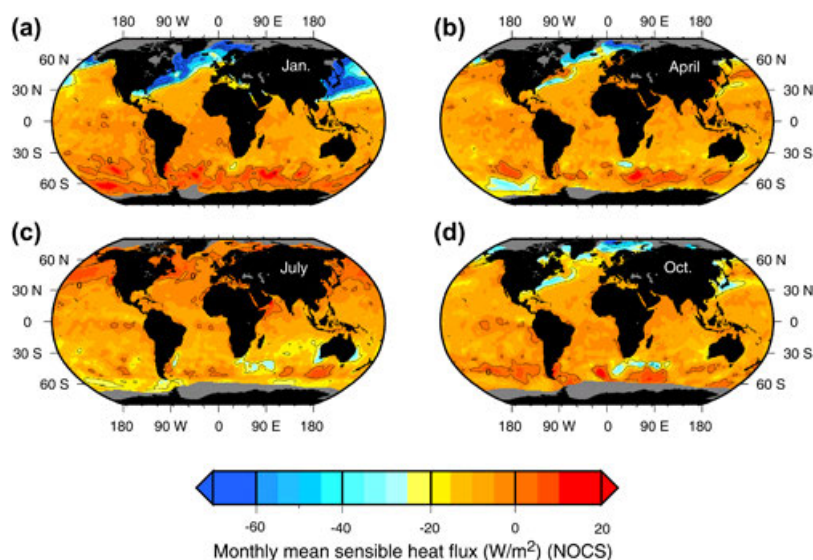
4.17. ábra. A havi átlagos felhőborítottság földi eloszlása (a) január, (b) április, (c) július és (d) október hónapokban (Forrás: http://booksite.academicpress.com/DPO/gallery/chs05/s5_03_full.jpg)



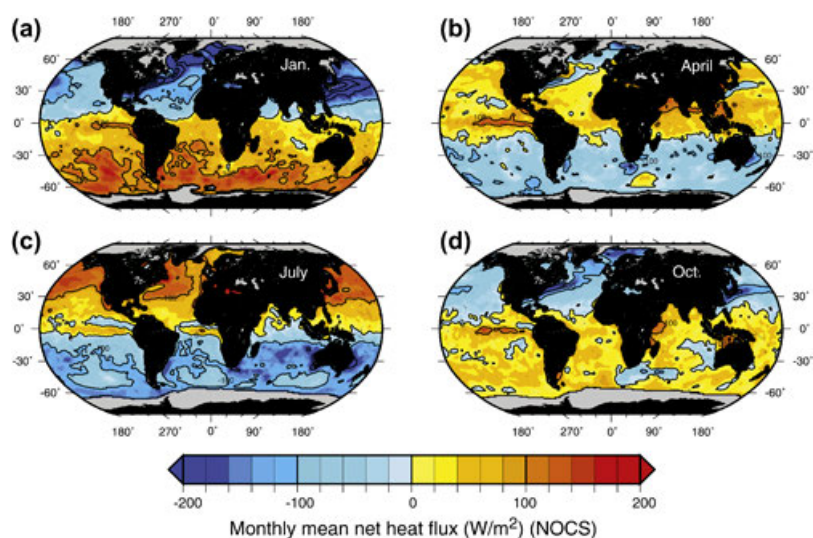
4.18. ábra. A havi átlagos hosszúhullámú kisugárzás földi eloszlása (a) január, (b) április, (c) július és (d) október hónapokban (Forrás: http://booksite.academicpress.com/DPO/gallery/chs05/s5_04_full.jpg)



4.19. ábra. A havi átlagos latens hőáram földi eloszlása (a) január, (b) április, (c) július és (d) október hónapokban (Forrás: http://booksite.academicpress.com/DPO/gallery/chs05/s5_05_full.jpg)



4.20. ábra. A havi átlagos szenzibilis hőáram földi eloszlása (a) január, (b) április, (c) július és (d) október hónapokban (Forrás: http://booksite.academicpress.com/DPO/gallery/chs05/s5_06_full.jpg)



4.21. ábra. A havi átlagos teljes hőáram földi eloszlása (a) január, (b) április, (c) július és (d) október hónapokban (Forrás: http://booksite.academicpress.com/DPO/gallery/chs05/s5_07_full.jpg)

A fent bemutatott, a világóceán teljes területére vonatkozó fluxus-eloszlások elég jól tükrözik azokat a fizikai folyamatokat, amelyek létrehozták őket. Látható, hogy a rövidhullámú besugárzást elsősorban a felhőzet mennyisége (4.17. ábra) szabályozza. Természetes, hogy ez a mennyiség mindenütt pozitív értékű. Ugyanakkor a hosszuhullámú kisugárzás ott a legnagyobb, ahol a felhőzet mennyisége a legkisebb. Ilyen terület pl. az óceánok középső része, vagy a Csendes-óceán keleti partja a trópusi és szubtrópusi övekben. Természetes, hogy ez a mennyiség mindenütt negatív értékű. A latens hőáramot (4.19. ábra) a téritők közelében maximalizálja a nagymértékű párolgás és csapadékhiány. Ugyancsak nagy értékeket vesz fel az északi félgömb nagy kontinenseinek (Eurázsia és Észak-Amerika) keleti partvidékein (Japán és a Hudson-öböl térsége) a téli időszakban, amikor ezek fölött a tengerrészek fölött arktikus száraz és igen hideg levegő ömlik le. A szenzibilis hőáram (4.20. ábra) szintén ott vesz fel nagy értékeket, ahol a tengerfelszín fölé a kontinensek felől hideg levegő érkezik. Az óceánfelszín teljes hőbevitelének (4.21. ábra) maximuma – nyilvánvalóan – a trópusi térségekben lép fel, míg a legnagyobb hővesztés a kontinensek szél alatti (keleti) partvidékén jelentkezik.

4.6. A meridionális hőszállítás

Összességében, a Föld a légkör felső határán a trópusok felett hőt nyer, a sarkok felett pedig hőt veszít. A légköri és óceáni cirkuláció együttesen szállítja a hőt az alacsonyabb és a magasabb szélességek között, hogy fenntartsák az egyensúlyt a hőnyereség és -veszteség között. Ezt az észak-déli irányú hőtranszportot nevezik teljes meridionális hőszállításnak.

Az óceán és a légkör együttes meridionális hőszállítását, azaz a teljes meridionális hőszállítást meg lehet határozni a légkör felső határán átlépő teljes (sugárzási) hőáram zonálisan átlagolt meridionális profiljából. Természetesen fel kell tételezni, hogy elegendően sok év átlagában az éghajlati rendszer termikus egyensúlyban van. Ennek megfelelően a rendszer egyes közegeinek teljes hőtartalma és így a fenti profil is állandó.

A műholdak radiométerei ma már nagy pontossággal tudják mérni a légkör felső határán átlépő (sugárzási) energia-áramokat.

1. A besugárzást a napállandó adatokból, valamint a meteorológiai műholdak és egyéb speciális műholdak, mint például a Föld sugárzási mérlegének kísérleti műholdja (Earth Radiation Budget Experiment, ERBE) által mért visszavert napsugárzásból számítják ki különbségképzéssel, tehát lényegében az $1-\alpha$ mennyiséget határozzák meg, ahol α a Föld albedója.
2. A kisugárzást a műholdak infravörös hullámhossz-tartományú radiométereivel mérik.
3. A légkör felső határán átlépő teljes (nettó) sugárzási energiaáram a belépő napsugárzás és a kilépő infravörös sugárzás különbsége. Ezt a továbbiakban hőmérlegnek nevezzük.

A légköri és óceáni meridionális hőszállítás összegét a légkör felső határán mért hőmérlegekből számítják. A számítás menete a következő. Először is felvesszük az említett hőmérleg zonális átlagait egy megfelelő felbontású, szélességi körökkel határolt, globális sávhálózaton. Ezután kiszámítjuk a zonális átlagok meridionális deriváltját, ez lesz ugyanis arányos a meridionális hőszállítással.

5. fejezet - A világóceán hullámmozgásai I.

Szél keltette hullámozás

5.1. A világóceán különböző léptékű mozgásainak rendszere

A földi légkörhöz hasonlóan a világóceán is geofizikai folyadék (geophysical fluid), és mint ilyen, minden időpontban és minden méretskálán állandóan mozog. A légkör és az óceán a földi éghajlati rendszer mozgó közegei. A mozgások összessége mindkét közeg esetében – mint minden gáznál és folyadéknál – rendezetlen (vagy csak mikrofizikai értelemben rendezett) és rendezett mozgások együttesére bontható fel. A rendezetlen mozgások (hőmozgás, diffúzió) esetében a levegő- vagy vízmolekulák, vagy néhány száz molekulából álló clusterek (a víz ilyen, kb. 200 molekulából álló clusterekből áll) pályája különböző és véletlenszerű. A mikrofizikai skálán rendezett mozgások (pl. fázisátmenetek) esetében sokkal több (10^{10} – 10^{18}) molekula mozog együtt (pl. kondenzálódik, vagy beépül a jég kristályrácsába stb.), de a rendezettség az emberi szemmel látható skálán még mindig nem jelenik meg: nem látunk mozgást. Intuitíven mozgásról mindkét kontinuum esetében akkor kezdünk beszélni, amikor annak rendezettségére már olyan skálájú, hogy azt érzékelni tudjuk. Ez a turbulencia néhány cm-es méretskálája, ahol legalább molnyi nagyságrendű ($\sim 6 \cdot 10^{23}$ db) molekula mozog együtt, a levegőben enyhe szélfuvallatokat, a víz felszínén enyhe hullámfodrozódást előidézve. Ezt a legalább molnyi tömegű anyagot nevezzük az elméleti leírások során légrésznek, illetve víztésznek.

A méteres (m) mérettartomány feletti mozgások már egyik közeg esetében sem rendezetlenek¹, hanem méretskálánként különböző, de rendezett geometriával és kinematikával rendelkező, meghatározott dinamikájú mozgások. A meghatározott dinamika azt jelenti, hogy ismertek a ható erők, valamint azok egymáshoz és a mozgásban fellépő gyorsulásokhoz viszonyított nagyságrendjei: a mozgásra felírható a Newton 2. törvényét tükröző mozgásegyenlet. A m-es mérettartomány feletti mozgásokat egységesen mindkét közegben rendezett mozgásoknak nevezzük.

A rendezett mozgások mindkét közegben méret szerinti osztályokba: nagyságrendi hierarchiába rendezhetők, s mindkét közegben egyformán alkalmazható a hasonlósági elmélet, ennek alapján elvégezhető az egyes méretosztályokba tartozó mozgások nagyságrendi analízise: észlelt és mért geometriai és kinematikai sajátosságai alapján az őket kormányzó erőviszonyokra, azaz a dinamikájukra való következtetés.

Az előző fejezetben tárgyalt fizikai és termodinamikai sajátosságok miatt² – a légkörhöz hasonlóan – az óceánban sem választhatók el az áramlástani és a hőtani folyamatok: az óceán esetében is az egymással kölcsönhatásban lévő hidrodinamikai és termodinamikai folyamatok elmélete építhető fel, amit az óceán hidro-termodinamikájának (v. termo-hidrodinamikájának) nevezünk. Ennek megfelelően mind a légkör, mind az óceán rendezett mozgásaiban általában együttesen jelennek meg az áramlások és hőtani folyamatok, tehát ezek minden mérettartományban általában hidro-termodinamikai képződmények, vagy mozgásrendszerek.

A gyakorlatibb megközelítésű elnevezéssel képződmény, vagy elméletibb megközelítésű elnevezéssel mozgásrendszer mindig egy meghatározott méret- és időskálájú önszervező (tehát saját geometriáját, kinematikáját és termodinamikáját kialakító) és kvázi-zárt (tehát a környezetétől elkülönülő, a környezettel a saját belső kölcsönhatásainál viszonylag gyengébb kapcsolatban álló) fizikai rendszert jelent mindkét társtudományban (meteorológia és oceanográfia).

¹A „klasszikus” meteorológia-fogalmat elfogadó kutatók számára talán szokatlannak tűnik az ilyen kis léptékű mozgások „rendezett”-nek nyilvánítása, de gondoljunk például az épületek körül kialakuló áramlásokra, melyek napjainkban már szimulálhatók.

²Ha az óceán édesvízi volna, akkor a víz összenyomhatatlansága miatt lényegében szétválasztható lenne a kétdimenziós (ρ , T) fázisterű hőtani és a p nyomás által (is) kormányzott áramlástani folyamatok osztálya. Az édesvízi tavakban ez gyakorlatilag meg is tehető. A tengervíz változó sótartalma és ennek a sűrűséget jelentősen befolyásoló hatása miatt viszont az óceánra – a légkörhöz hasonlóan – csak háromdimenziós (ρ , S , T), vagy – a nagy mélységet is figyelembe véve – négydimenziós (ρ , S , T , p) fázisterű (pszeudo)termodinamika építhető fel, s ez nem függetleníthető az áramlástani folyamatoktól.

A fentiekben elmondottak ellenére a légkör és az óceán dinamikája között számos jelentős különbség van. Melyek ezek közül a legfontosabbak?

- A légkörben fellépő – s a meteorológusokat tudományos szempontból érdeklő – mozgásokat döntő részben belső dinamikai instabilitások hozzák létre, míg az óceánban számos – az oceanológusokat igencsak érdeklő – mozgásforma (pl. a szél keltette hullámmozgás vagy a tengerjárás: az ár-áply) kialakulása egyértelműen külső kényszerhatásokra vezethető vissza.
- A légkörben zajló mozgások döntő része – a levegő gáz halmazállapotából következő inherens³ (és jelentékeny mértékű) összenyomhatósága miatt – kapcsolt hidro-termodinamikai folyamatok együttese, azaz hidro-termodinamikai rendszer. A rendezett mozgás-skálán nagyon kevés olyan légköri folyamat van, amely kizárólag áramlási, tehát benne a levegő összenyomhatatlan közegként viselkedik. A hőközlés, illetve hőelvonás során a gázokra jellemző térfogati munka miatt természetes körülmények között a légkörben szinte egyáltalán nincsenek tisztán hőtani folyamatok (a 0,3 mm vastagságú felszínközeli diffúzív alréteget kivéve). Az óceánban ezzel szemben – a víz folyékony halmazállapotából következő inherens összenyomhatatlansága (azaz igen kismértékű összenyomhatósága) miatt – számos olyan mozgás van, amely tisztán áramlási jellegű, és – a víznek a levegőnél 3 nagyságrenddel nagyobb sűrűsége miatt – jelentős szerepük van a tisztán hőtani folyamatoknak is, mint pl. a diffúzív hővezetés stb.
- Valójában a légkör a vele kölcsönhatásban levő felszíni alrendszerek által a legjobban befolyásolt éghajlati alrendszer, hiszen még a légköri mozgások fő hajtóereje, a Nap sugárzó energiája is nagyrészt a felszín közvetítésével jut el a légkörbe. A felszínt alkotó alrendszerek: a kontinensek, az óceánok, a krioszféra és a bioszféra egyaránt a légköri folyamatokat jelentősen befolyásoló tényezők. Az általuk kifejtett hatások egyaránt lehetnek mechanikai kényszerek (érdesség, domborzat), termikus kényszerek (fűtés, illetve hűtés szenzibilis és latens hőcsere útján), valamint a légköri vízzel kapcsolatos kényszerek: víztartalom-növelés (nedvesítés), vagy -csökkentés (kiszáritás). A légkör – mint gyors közeg – a hatások „szállítója” az éghajlati rendszerben⁴. Ez azonban nem tűnik fel első látásra, mert a légkör a földi alrendszerek közt legnagyobb önszervező képessége folytán mintegy „elrejt” mozgásrendszereinek eredetét: igen markáns légköri képződmények jönnek létre igen rövid idő alatt minden méretskálán, melyekről első pillantásra nem is gondolnánk, hogy voltaképpen a lassú rendszerek hatása váltja ki őket. Pl. trópusi ciklonok nem keletkeznek felmelegedett tengerfelszín nélkül, éghajlati anticiklonok (hónapokig fennálló magasnyomású képződmények) nem keletkeznek erősen lehűlt, hóval borított kontinensfelszínek nélkül, mediterrán ciklonok nem keletkeznek az Alpok domborzati (orografikus) kényszere nélkül stb.
- A köztudatban – s a közelmúltig a tudományos gondolkodásban is – viszont a fent mondottakkal ellentétben az volt, illetve ma is az az általános vélemény, hogy az óceánt a légkörnél nagyobb mértékben befolyásolják a kölcsönható földi alrendszerek, elsősorban a szárazföldek és a légkör. A szárazföldeket azért gondoljuk nyilvánvaló befolyásoló tényezőnek, mert meghatározzák az óceánok és a tengerek alakját, geometriáját, s így áramlási viszonyait is. Az utóbbi gondolatot az óceán légköri kormányzásáról a tenger szél által keltett hullámmozgása sugallja, amely szerves része a tengerről alkotott képünknek. E látszat ellenére a valóságban az óceánnak – amely globális skálán teljes mélységében sem vastagabb réteg, mint a légkör alsó tartományát alkotó troposzféra⁵ – csak a felső 100 m-es keveredési rétegében zajlanak jelentős kölcsönhatások a többi felszíni alrendszerrel, míg mélyebb zónája a közvetlen kölcsönhatások elől elszigetelt (intakt), kizárólag belső hatások mozgatják⁶.

A fenti alapvető különbségek hatására az óceánban kifejlődő mozgásrendszerek megjelenési formája, geometriája meglehetősen eltér a légköri megfelelőikétől, pedig dinamikájuk nem is különbözik túlságosan, hiszen mindkét esetben ugyanazok, vagy majdnem ugyanazok a ható erők.

Az óceán mozgásrendszereinek, akárcsak a légköri mozgásrendszereknek inherens tulajdonsága a nem-linearitás (non-linearity), azaz a kaotikus jelleg, s a vele járó korlátozott előrejelezhetőség. Tudjuk, hogy a „nem-lineáris

³Lényegéből fakadó, elválaszthatatlan részét képező.

⁴A légkör a földi környezeti közegek „Merkúr”-ja, a gyors üzenetvivő, aki nem véletlenül volt a görög mitológiában.

⁵A Föld sugarához képest mindkét közeg igen sekély „burkot” alkot, áramlásaik a Föld mélyebb rétegeiben, a köpenyben és a magban zajló áramlásokhoz képest kétdimenziósak: $H_{\text{légkör}} \ll H_{\text{óceán}} \ll 10^{-3} H_{\text{Föld}}$.

⁶A világóceán tényleg a földi környezeti közegek „Neptun”-ja, a víz(felszín) alatt rejtőzködő, ritkán megmutakozó kiismerhetetlen óriás, aki a tenger istene volt a görög mitológiában.

mozgás” kifejezés tulajdonképpen egy metafora⁷: a mozgást leíró differenciál-egyenletek nem-lineáris tulajdonságának (azaz annak, hogy a mozgást meghatározó függvények és deriváltjaik szorzatait is tartalmazza, elsősorban az advekciót leíró tagokban) az átvitele magára a mozgásra. A nem lineáris mozgások tehát – általában – azok a mozgások, melyekben nincs meg az egyszerű alapmozgások: egyenes vonalú mozgás, körmozgás, rezgőmozgás, (lineáris) hullámmozgás stb. lineáris, vagy periodikus változékonysága. Változékonyságuk, a pályák változása bonyolultabb, kiszámíthatatlanabb, mint az előbb felsorolt „lineáris mozgásoké”.

Ugyanakkor mind az óceánban, mind pedig a légkörben számos olyan mozgás van, amely közel lineáris, vagy közel periodikus. Ha egy laikus embert megkérdezzük, hogy szerinte mi a légkör jellemző mozgása, 99%-ban biztosak lehetünk, hogy azt válaszolja: „a szél”, vagyis a lineáris légáramlás. Ha ugyanezt a kérdést a tengerrel kapcsolatban tesszük fel neki, akkor pedig 99%-os biztonsággal azt a választ kapjuk: „a hullámmozgás”. A valóságban mind az áramlások, mind pedig a hullámok mindkét közegnek egyformán jellemző alap-mozgásformái. Sőt, ennél még több is igaz: nevezetesen a következő állítások tehetők:

A földi légkör és az óceán minden mozgása dinamikailag közel áll egy egyenes vonalú, vagy egy hullámmozgáshoz, aminek az az oka, hogy a nem-lineáris advekció és disszipáció hatása nem képes teljesen megváltoztatni, illetve „kítörölni a mozgásból” a lineárisan kifejezhető ható erők által létrehozott egyenes vonalú vagy hullámmozgás jellemzőket. Ezért a lineáris mozgások dinamikai analízise minőségileg (kvalitatíve) átvihető a nem-lineáris mozgásokra is, tehát voltaképpen az összes rendezett mozgásra.

Ez a kijelentés azért bír nagy gyakorlati jelentőséggel, mert a matematika klasszikus megoldási módszerei (Fourier-módszer, Green-függvényes módszer stb.) – csekély kivétellel – csak a lineáris differenciálegyenletekre alkalmazhatók, míg a nem-lineáris differenciálegyenletekre nem. Ezért korábban azt mondtuk, hogy ezek az egyenletek nem oldhatók meg. Ma – a matematika fejlődését tükröző korszerűbb szóhasználattal – azt mondjuk, hogy ezeknek az egyenleteknek nem létezik analitikus függvényekkel leírható zárt alakú megoldásuk.⁸ A klasszikus értelemben vett dinamikai analízis elvégzése pedig ilyen megoldásokat, s azok előállítását igényli.

Ezért – amellet, hogy számos nem klasszikus értelemben vett dinamikai analízis látott már napvilágot a nem-lineáris megoldásokkal kapcsolatban – mégis a mai napig az az alapvető eljárás, hogy egy nem-lineáris rendszer dinamikai analízisét a lineáris megoldásokra szorítkozva végzik el, majd az eredményeket mindenképpen heurisztikus elemeket is tartalmazó logikával átviszik a teljes megoldás-halmazra. A lineáris megoldások részhalmazának előállítását szolgáló módszerek neve linearizáció, amely a rendszert leíró differenciálegyenleteken elvégzett olyan átalakítást jelent, melynek eredményeként a nem-lineáris egyenletekből lineárisakat nyerünk, a fizikai tartalom megőrzésével. A fizikai tartalom megőrzése (vagy fizikai konzisztencia) azt jelenti, hogy a linearizált egyenletek megoldásainak benne kell lennie (speciális, lineáris megoldásként) az eredeti, nem-lineáris egyenletek megoldás-halmazában, azaz nem mondhatnak ellent a nem-lineáris egyenletek által leírt fizikai törvényeknek.

A földi légkörben kialakuló hullámmozgások első áttekintő (az alapvető mozgásformák mindegyikére kiterjedő, de távolról sem teljes) dinamikai analízisét már az 1950-es években elvégezték. Ez és az azóta elvégzett számtalan hasonló vizsgálat lehetőséget ad arra, hogy hozzávetőleges képet kapjunk a légkörben fellépő hullámmozgások alapvető típusairól, s azok fő dinamikai jellemzőiről. Az eredményeket az 1980-as évekre az óceán hullámmozgásaira is áttöltötték, tehát ma a légkör és az óceán lineáris és egyes nem-lineáris hullámairól körülbelül azonos mélységű tudással rendelkezünk. A linearizációs módszerek közül a nem-lineáris valóságot legjobban közelítőnek, és ezért a legszélesebb körben alkalmazottnak az ún. kis perturbációk módszere bizonyult. Ezzel a módszerrel ui. tűrhető pontossággal leírható bármely nem-lineáris képződmény fejlődésének korai szakasza, amikor még az advekció és a disszipáció hatása kicsi.

⁷Az ókorban metaforának nevezték azt a szófordulatot, amikor valaki egy hasonlatot használt egy általa meg nem nevezett dolog nevének nevezése helyett, azért, mert (1) az egyik dolog hasonlít a másikra, vagy (2) nem létezik megfelelő szó az említett dologra (nyelvi, szókincsbeli hiányosság esete).

„... [a metafora] helyénvalónak látszik, ha a szóban forgó dologra nincs külön kifejezés, így e szóképet a megvilágítás, nem üres szójáték céljára alkalmazzuk” (Cicero, 228)

„Névátvitelnek azt nevezem [...] amikor a hasonlóság alapján átvisszük valamely szó jelentését egy másikra, vagy diszítő célzattal, vagy a nyelv fogyatékosága miatt.” (Cicero, 231)

⁸Ez a kijelentés azt jelenti, hogy a jövőben is kizárható ilyen megoldást adó módszerek kifejlesztése. Az ún. analitikus függvények (amelyek az általánosan használt polinom-, hatvány-, trigonometrikus stb. függvényeket jelentik) ugyanis olyan tulajdonságúak (pl. végtelen sokszor differenciálhatók, tehát Taylor-sorba fejthetők stb.), amelyekkel a nem-lineáris egyenletek megoldásai nyilvánvalóan nem rendelkeznek. Ezzel szemben ez utóbbi függvényeknek olyan, mára többé-kevésbé jól ismert tulajdonságaik vannak, mint a bifurkációk, különös attraktorok, fraktáldimenzió stb., melyeket egyetlen analitikus függvény sor sem tud felmutatni. A természettudományok szempontjából a lényeg az, hogy ezen megoldások klasszikus értelemben vett dinamikai analízise nem végezhető el.

Eszerint mind a légkörben, mind pedig az óceánban az 5.1. táblázatban megadott alapvetően különböző fizikai természetű hullámmozgások lépnek fel, illetve alkotják a nem-lineáris mozgások alapját:

Hullámfajta	Kormányzó erő	Hullámtípus	Fázissebesség
3D hanghullámok	nyomási gradiens erő	longitudinális	340 m/s, illetve 1450–1500 m/s
3D gravitációs hullámok	gravitációs erő	általános	10–80 m/s
2D felületi gravitációs hullámok	gravitációs erő, felületi erők	általános, kvázi-transzverzális	200–300 m/s
2D inerciális hullámok	a földforgás eltérítő ereje (Coriolis-erő)	kvázi-kétdimenziós körhullámok	10–30 m/s
2D Kelvin-hullámok	a földforgás eltérítő ereje (Coriolis-erő)	kvázi-kétdimenziós síkhullámok	2–3 m/s
2D Rossby-hullámok	a földforgás differenciális (változó) eltérítő ereje	kvázi-kétdimenziós, kvázi-transzverzális	10–15 m/s
Árapály hullámok	differenciális (változó) gravitációs erőter	kvázi-kétdimenziós, kvázi-transzverzális	200–300 m/s

5.1. táblázat. A különböző fizikai természetű hullámok típusai

A táblázathoz a következő megjegyzéseket lehet fűzni:

1. A hanghullámokat sem a meteorológiában, sem pedig az oceanológiában általában nem vizsgálják a többi hullámmozgással együtt mozgásként, illetve dinamikai folyamatként, mivel: (a) keletkezésüket másodlagos folyamatoknak köszönhetik (hullám-morajlás, mennydörgés), (b) energiájuk a többi hullámfajtánál lényegesen kisebb, és (c) nem nagyon lépnek kölcsönhatásba a többi hullámfajtával és nem-lineáris folyamatokká sem fejlődnek át. Az akusztika tehát egyik tudományterületen sem képezi szerves részét a dinamikának.

2. A légkörben és az óceánban egyaránt a nagytérségű mozgások kialakításában kitüntetett szerepük van az inerciális, a külső és a belső gravitációs hullámoknak, illetve az azokból kifejlődött nem-lineáris mozgásformáknak, amelyek egymással (lineáris és nem-lineáris) kölcsönhatásba lépve alakítják ki a különböző bonyolult mozgásrendszereket. Ezek a folyamatok azonban jelentősen különböznek a légkörben és az óceánban.

Az 5.2. táblázatban a fent felsorolt hullámmozgás-típusok szerepét és az általuk létrehozott (belőlük kifejlődött) nem-lineáris képződményeket tekintjük át a két közegben (hanghullámok nélkül):

Hullámfajta	Megjelenési forma (manifesztáció)		Jelentőség	
	Óceán	Légkör	Óceán	Légkör
3D gravitációs hullámok	Konvekció (só-ujjak) és ventilláció (vízsüllyedés-emelkedés)	Konvekció (termikék, konvektív felhők, zivatarok, konvektív rendszerek) Szubtrópusi és trópusi ciklonok hő-utánpótlása	közepes	kiemelt
2D felületi gravitációs hullámok	Szél keltette hullámok, vízlengés (seiche), viharhullámok (storm surge), cunami	Orografikus hullámok, frontális hullámok, tropopauza hullámok	kiemelt	nagy
2D inerciális hullámok	Óceáni medencék tengeráramlatai	Trópusi ciklonok	nagy	nagy
2D Kelvin-hullámok	Trópusi óceán évszakos viselkedése	Trópusi légkör évszakos viselkedése	közepes	közepes

2D Rossby-hullámok	Stacionárius örvénygyűrűk	Mérsékelt övi ciklonok és anticiklonok	közepes	kiemelt
Árapály hullámok	Tengerjárás (árapály jelenség)	Légköri árapály	nagy	kicsi

5.2. táblázat. Hullámfajták és tulajdonságaik

A következőkben – lezárva a fenti, alapvetően dinamikai szemléletű okfejtést, de annak eredményeire támaszkodva – a jegyzet más részeihez hasonlóan elsősorban jelenségtani szempontból tekintjük át az óceán mozgásrendszeit.

5.2. A hullámozás jelenségtana

A folyadékdinamikában a szél keltette hullámok (magyarul közönségesen „víz-hullámok”, míg angolul „wind waves” – „szél-hullámok”) azok a felszíni hullámok, amelyek a vízszintes irányú légáramlás, azaz a *szél* hatására keletkeznek a vízfelszíneken: az óceán, a tengerek, a tavak, a folyók, sőt még a pocsolyák felszínén is. Itt most az óceán és a tengerek szél keltette hullámaira, köznyelven az *óceán- vagy tengerfelszín hullámaira* összpontosítunk. Ezek méreteikben és élettartamukban nagyon különbözőek lehetnek a néhány centiméteres nagyságú és másodperces–perces élettartalmú *hullám-fodroktól* a több méteres magasságú és órákig–napokig fennmaradó, kialakulásuktól megszűnésükig gyakran több ezer kilométert is megtevő *óriáshullámokig*.

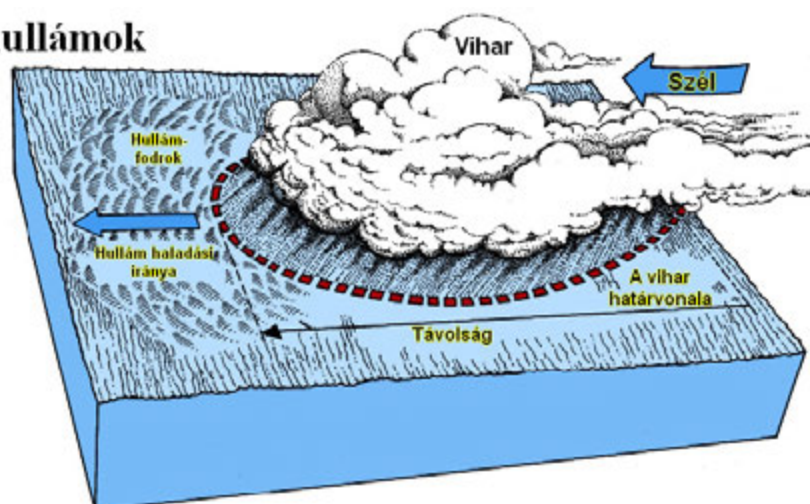
A szél keltette hullámok (5.1. ábra) kialakulását az alábbi öt fő tényező befolyásolja:

- a szélesebbesség;
- a szél által mozgásba hozott vízfelszín hosszanti (szélirányba eső) kiterjedése, esetleg kifutás⁹ (fetch);
- a „fetch” szélessége (szélre merőleges irányú kiterjedése);
- a szélfúvás időtartama;
- a vízmélység: h.

A fenti hatások együttese alakítja ki a hullámok méretét. Bármely tényező növekedése a hullámok méretének növekedéséhez vezet. A hullámok fő jellemzői a következők:

- a hullámok magassága: H (a hullámvölgy aljától a hullámhegy tetejéig);
- a hullámok hosszúsága: L (két szomszédos hullámhegy közötti távolság);
- a hullámok periódusideje: T (két egymást követő hullámhegy beérkezése közötti idő adott helyen);
- a hullámok iránya.

Szél keltette hullámok

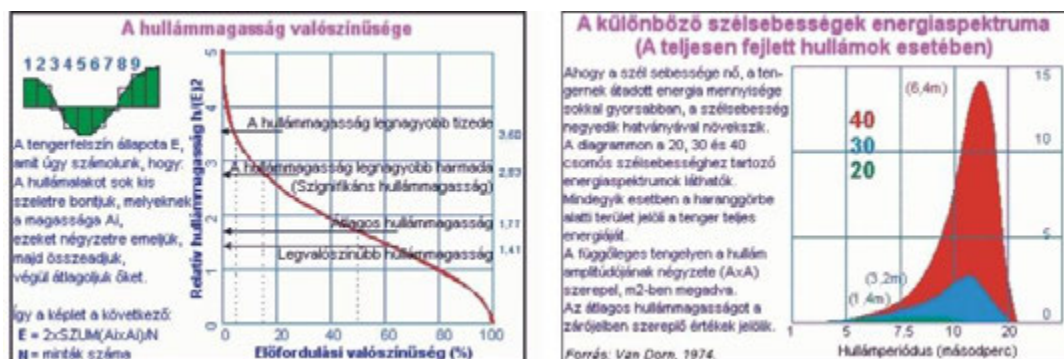


5.1. ábra. A szél keltette hullámozás és az egyéb eredetű felületi gravitációs hullámok fizikája(Forrás:)

⁹A „kifutás” kifejezést Czelnai (1999) használja a „fetch” magyarra való átültetéseként.

Ha hosszabban nézzük a hullámozgó tengerfelszínt, észrevesszük, hogy az egymást követő hullámok hosszúsága és magassága nem azonos. Valójában mindkét mennyiség véletlenszerű eloszlást mutat átlagértékük körül, ami a hullámozgás nem-lineáris jellegéből következik. Átlagos tengeri időjárási feltételek mellett (friss szél) a tenger hullámainak hosszúsága 50–100 m körüli, magasságuk pedig 1–1,5 m között változik. Mivel a hullámok magassága az a tényező, amely a hajózás biztonságát befolyásolja, ennek objektív jellemzésére bevezették a jellemző, vagy szignifikáns hullámmagasság (significant wave depth, SWH) fogalmát. Ez a szám egy adott időtartam alatt megfigyelt hullámok legmagasabb egyharmadának (maximális triád) átlagos magassága. Az átlagolási idő 20 perctől akár 12 óráig terjedhet, az így meghatározott szignifikáns hullámmagasság felhasználásától függően (szörföléstől a hosszútávú hajózásig), s ezzel együtt változik (nő) az érvényességi terület is. Meghatározott időjárási képződmények (leggyakrabban trópusi, vagy mérsékeltövi tengeri viharok) esetén is szoktak szignifikáns hullámmagasságot számolni. A szignifikáns hullámmagasság, mint mérőszám azért jó, mert a legmagasabb hullámok magassága általában ennek kétszerese.

A szél erőssége és a hullámok magassága közötti összefüggés (5.2. ábra) – gyakorlati szempontból – a hajózás kezdete óta foglalkoztatta a tengerészeket, és különösen fontos volt a nagy hullámoknak nem ellenálló hajók korában, azaz egészen a XX. századig. Ma is fontos a gyakorlatban a tengereket nagy létszámban járó kisebb hajók (halászhajók, jachtok stb.) szempontjából.



5.2. ábra. A szél erőssége és a hullámok magassága közötti kapcsolat (Forrás:

<http://www.seafriends.org.nz/oceano/ocean09.gif>; <http://www.seafriends.org.nz/oceano/ocean08.gif>)

A gyorsan változó tengeri időjárási feltételek mellett még ma is a Beaufort-féle szél- és hullámerősségi skála az, amely a gyakorlatban jól használható tájékoztatást ad a hajósoknak a tenger állapotáról. A Beaufort-skálát Sir Francis Beaufort brit admirális alakította ki még 1805-ben és eredetileg kizárólag hajózási célokat szolgált, tehát az egyes szélerősség-fokozatokhoz tartozó jelenségsoportot a tengeren észlelhető jelenségekből állította össze (melyeket az 5.3. ábra illusztrál), beleértve a hullámok átlagmagasságát is. Szárazföldi ország lévén, Magyarországon a Beaufort-skála „kontinentalizált” változatát használjuk, azaz a szélerősség-fokozatokat szárazföldi jelenségsoportokkal írjuk le, s ez képezi a meteorológia tananyag részét. Ugyanakkor a legnagyobb hajósnemzetek, mint az Egyesült Államok, vagy Nagy-Britannia és a Nemzetközösség (Commonwealth) hidro-meteorológiai szolgálata ma is a Beaufort-skálának megfelelően adják ki rendszeres tájékoztatásaikat a tenger állapotáról. Az 5.3. táblázatban közölt eredeti Beaufort Szél és Hullámskála 13 fokozatú, 0-tól 12-ig. Az USA Nemzeti Meteorológiai Szolgálata (NWS) a 8-as fokozatnál erősebb előrejelzett szél esetén bocsát ki figyelmeztetéseket, helyileg azonban már az 5-ös fokozattól is figyelmeztetik a hajósokat egyes, a hajózásra veszélyes (zátonyos, sziklás partú) térségekben.

a.)

Beaufort-fokozat	Szélsebesség		Leírás	Hullám-magasság		Hatása	
	csomó	km/h		m	láb	a vízen	a szárazföldön
0	0	0	Szélcsend	0	0	Tükörsima vízfelület.	A füst egyenesen száll felfelé.
1	1–3	1–6	Gyenge szél	0,1	0,33	A vízen apró fodrok láthatók.	A felszálló füst gyengén ingadozik, a szél <u>alig</u> érezhető.
2	4–6	7–11	Gyenge szél	0,2	0,66	Kis hullámok, de a vízfelület még sima.	A fák levelei zizegnek, az arcon érezhető a légmozgás.
3	7–10	12–19	Mérsékelt szél	0,6	2	Barázdált vízfelület, határozott hullámvonalakkal.	A szél a fák leveleit, vékony hajtásait mozgatja.
4	11–15	20–29	Mérsékelt szél	1	3,3	Hosszú, alacsony hullámok, fehér tarajjal.	A szél a fák gallyait, kisebb ágait állandóan mozgatja.
5	16–21	30–39	Élénk szél	2	6,6	Közepesen magas hullámok fehér tarajjal.	A nagyobb faágak is mozognak, a levegő mozgása jól hallható.
6	22–27	40–50	Erős szél	3	9,9	Nagy hullámok néhol átbukó tarajjal.	Már a legvastagabb ágakat is mozgatja; a drótkötelek, villanyvezetékek zúgnak.
7	28–33	51–62	Igen erős szél	4	13,1	A tarajakon összefüggő fehér hab jelenik meg. A hullámok nagyok.	A kisebb fák törzsei erősen hajladoznak, vékonyabb gallyak letörnek. A széllal szemben nehéz a gyaloglás.
8	34–40	63–75	Viharos szél	5,5	18	Hosszú hullámhegyek, sűrű, fodros hullámokkal. A habok a szélirányhoz igazodva csíkokba rendeződnek.	A szél a fákról ágakat tör le, a nagyobb fák törzsei is erősen hajladoznak.
9	41–47	76–87	Vihar	7	23	Magas hullámhegyek, az egész vízfelület porzik, evezni széllal szemben már nem lehet.	A vihar a gyengébb fákat kidönti, a vastagabb ágakat letöri. Kisebb épületek megrongálódnak, a tetőcserepek lesodródnak.
10	48–55	88–102	Erős vihar	9	29,5	A vízfelület fehéren porzik, hosszú, átbukó tarajokkal, magas hullámokkal.	A vihar gyökerestül forgatja ki a fákat, az épületekben jelentős károk keletkeznek.
11	56–63	103–119	Orkászzerű vihar	11,5	37,7	Háborgó tenger különösen nagy hullámokkal. A vizet vízszintesen fújja a szél, a látótávolság nagyon lecsökken.	Súlyos anyagi károk, a téglalapítású házak is megsérülnek.
12	64–80	>120	Orkán	>14	>46	Az egész vízfelület fehéren porzik. A szél letépi és elfújja a hullámtarajokat. A látótávolság gyakorlatilag megszűnik.	A szél épületeket, tetőket rombol, súlyos pusztítást végez.

b.)

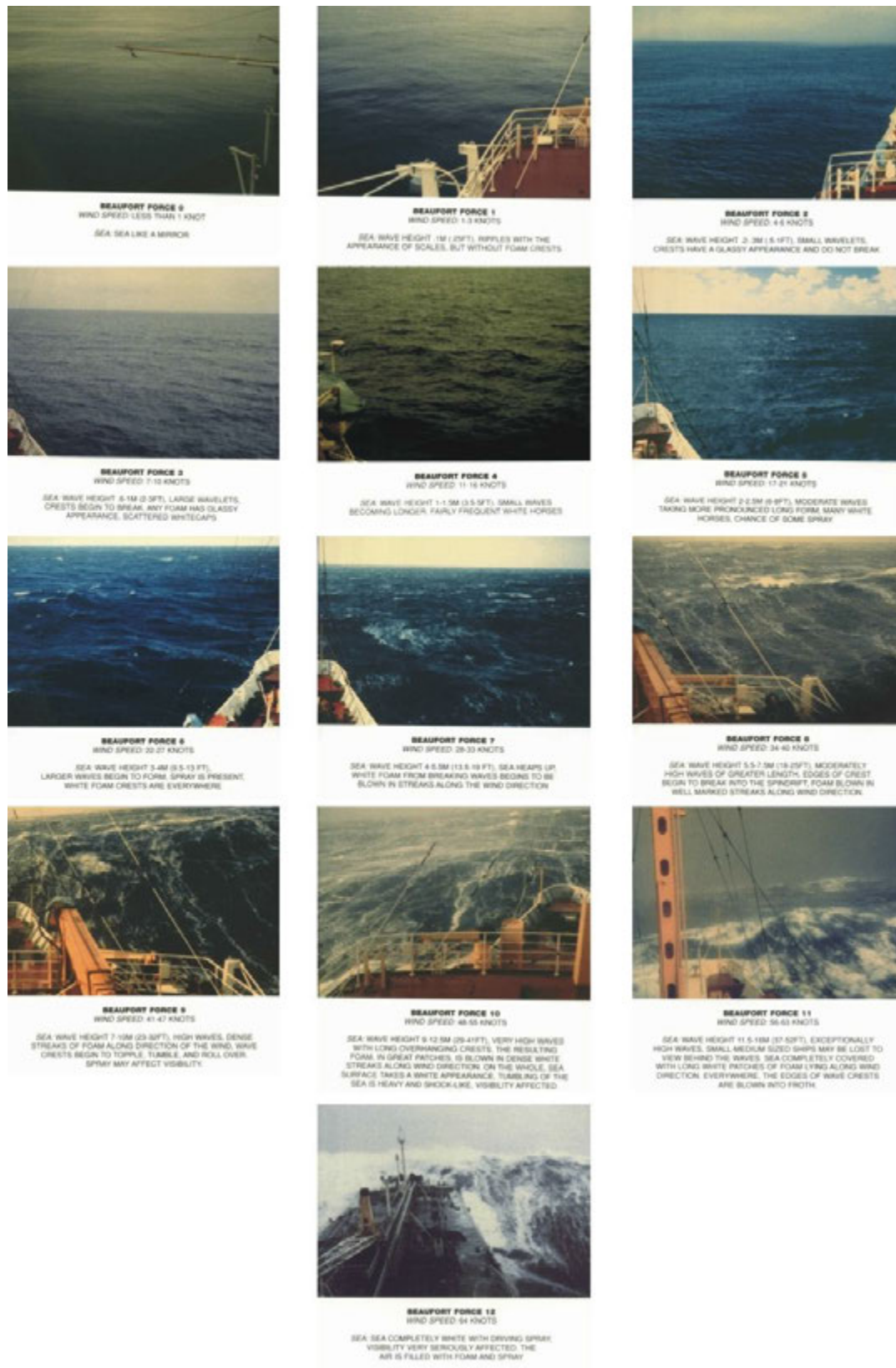
Scale	Wind speed and wave depth	Characterizing phenomena
-------	---------------------------	--------------------------

Calm – 0	Wind speed is 0-1 mph/kts; wave depth is 0 ft.	The sea is calm, like a mirror.
Light Air – 1	Wind speed is 1-3 mph/kts; wave depth is >0.5 ft.	Ripples with the appearance of scales are formed, but without foam crests.
Light Breeze – 2	Wind speed is 4-7 mph/4-6 kts; wave depth is >1 ft.	Small wavelets, still short, but more pronounced. Crests have a glassy appearance and do not break.
Gentle Breeze – 3	Wind speed is 8-12 mph/7-10 kts; wave depth is 2-3 ft.	Large wavelets. Crests begin to break. Foam of glassy appearance. Some whitecaps.
Moderate Breeze – 4	Wind speed is 13-18 mph/11-16 kts; wave depth is 3.5-5 ft.	Small waves, becoming larger; fairly frequent whitecaps.
Fresh Breeze – 5	Wind speed is 19-24 mph/17-21 kts; wave depth is 6-8 ft.	Moderate waves, taking a more pronounced long form; many whitecaps are formed. Chance of some spray.
Strong Breeze – 6	Wind speed is 25-31 mph/22-27 kts; wave depth is 9-13 ft.	Large waves begin to form; the white foam crests are more extensive everywhere. Probably some spray. (If the storm forms in the tropics, a 6 or 7 on the Beaufort Scale corresponds to a Tropical Depression's wind speed as it develops first into a Tropical Storm, and if it strengthens, a hurricane.)
Near Gale – 7	Wind speed is 32-38 mph/28-33 kts; wave depth is 13-19 ft.	Sea heaps up and white foam from breaking waves begins to be blown in streaks along the direction of the wind.
Gale – 8	Wind speed is 39-46 mph/34-40 kts; 19-25 ft. wave depth is 18-25 ft.	Moderately high waves of greater length; edges of crests begin to break into spindrift. The foam is blown in well-marked streaks along the direction of the wind. (If the storm forms in the tropics, once the wind reaches speeds above 38 mph, it is categorized as a Tropical Storm and given a name.)
Severe Gale – 9	Wind speed is 47-54 mph/41-47 kts; wave depth is 23-32 ft.	High waves. Dense streaks of foam along the direction of the wind. Crests of waves begin to topple, tumble and roll over. Spray may affect visibility.
Storm – 10	Wind speed is 55-63 mph/48-55 kts; wave depth is 29-41 ft.	Very high waves with long overhanging crests. The resulting foam, in great patches, is blown in dense white streaks along the direction of the wind. On the whole the surface of the sea takes on a white appearance. The 'tumbling' of the sea becomes heavy and visibility is affected.
Violent Storm – 11	Wind speed is 64-72 mph/56-63 kts; wave depth is 37-52 ft.	Exceptionally high waves (small and medium-size ships might be for a time lost to view behind the waves). The sea is completely covered with long white patches of foam lying along the direction of the wind. Everywhere the edges of the wave crests are blown into froth. Visibility affected.
Hurricane – 12	Wind speed is 73-83 mph/64-71 kts; wave depth is over 45 ft.	The air is filled with foam and spray. Sea completely white with driving spray; visibility very seriously affected. (A 12 on the Beaufort Scale corresponds to a Category

		1 Hurricane on the Saffir-Simpson Scale, the scale by which hurricanes are measured.)
--	--	---

5.3. táblázat. Az eredeti Beaufort-féle Szél- és Hullámskála a.) magyar fordításban, ami azonban az angol eredetinek csak rövidített változata, és a szárazföldi jelenségeket is tartalmazza b.) angolul, mivel a tengeri jelenségek leírása lényegesen részletesebb, és számos nehezen lefordítható tengerészeti szakkifejezést is tartalmaz.

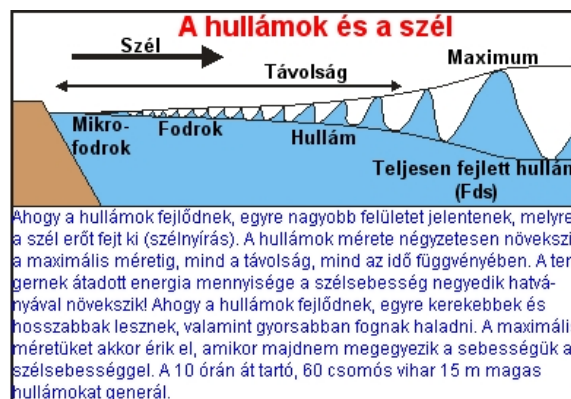
Tájékoztatásul közöljük, hogy 1 mérföld (mile) = 1,609 km, 1 tengeri mérföld (nautical mile) = 1,852 km, 1 csomó (knot) = 1,852 km/h. Mivel 1 m/s = 3,6 km/h, ezért 1 m/s $\approx$ 2 csomó. Végül 1 láb (foot) = 0,3048 m, azaz 1 m $\approx$ 3 láb.



5.3. ábra. A Beaufort-skála (Forrás: http://en.wikipedia.org/wiki/Beaufort_scale)

5.2.1. A hullámozgás kialakulása és megszűnése

Amikor a teljes nyugalomban levő tengerfelszín (*perfectly calm sea*) felett feltámad a szél, először egyes területeken, majd később mindenütt *fodrozódni* (*ripple*) kezd a víz (egyesek úgy mondják, hogy „*libabőrös lesz*”), kis örvények és hullám-fodrok jelennek meg rajta (5.4. ábra). Érdekes módon a hullám-fodrok először nem a szél irányára merőlegesen haladnak, hanem két egymással szöget bezáró irányban, amelyek mindegyike szimmetrikusan (jobbra és balra) 10–20° közötti szöget zár be a széliránnyal. A szél további élénkülésével a fodrozódás csapkodásba (*chop*), majd hullámozgásba megy át, a hullámok felveszik szinuszosidális alakjukat és a szél irányába fordulnak. Kialakul az egyenletesen hullámozgó tenger (*fully developed sea*). Ha tovább fokozódik a szél erőssége, akkor a hullámok csúcsa elveszti stabilitását és habos vízpermetté hullik szét, mely fehér tarajként jelenik meg. Ezek a *tarajos hullámok* (*white cap waves*). A hullámozgó tenger – akár „közönséges”, akár tarajos hullámokból áll, egyfajta egyensúlyi állapot a vízfelszínnel közölt szélenergia és a hullámok mozgási energiája között. A viharossá fokozódó szélben azután a szél már olyan többletenergiaival rendelkezik, amit a víz – tehetetlensége folytán – nem tud átvenni, és a szél rombolni kezdi az általa felépített hullámozgást. A viharos tengeren a hatalmas hullámok *megtörése*, habos vízpermetté való széthullása egészen a hullám „derekáig” tarthat, és a szél valóságos habfolyamokat tol maga előtt. A levegő is megtelik a szél által felemelt szálló vízpermettel.



5.4. ábra. A hullámozgás kialakulásának folyamata (Forrás: <http://www.seafriends.org.nz/oceano/ocean06.gif>)

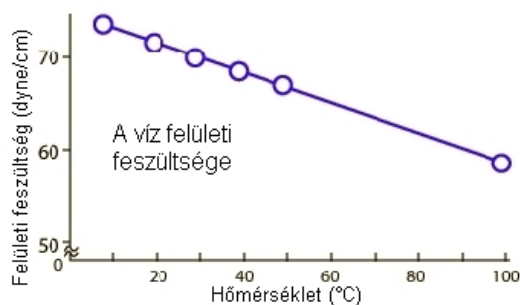
Ha a szél sebessége csökken, vagy esetleg teljesen eláll (a szél), a mozgásba hozott vízfelszín tovább hullámozzik még egy jó ideig. Két eset lehetséges: (1) a nyílt óceánon a hullámozgás megtartja szabályosságát és így csillapul fokozatosan: ezt a jelenséget *holt hullámozgásnak* (*swell*) nevezik, (2) szűkebb (kisebb szélességű) vízfelszíneken: öblökben, tavakban a hullámok fokozatosan elvesztik koherenciájukat és a szélre merőleges hullámfrontokból álló szabályos hullámozgás átmegy ún. *hánykolódásba* (*toss*), amely az energia-disszipáció hatására szintén fokozatosan csillapodik.

5.2.2. A hullámok fajtái

A fentiekben a hullámozgásnak három alaptípusát említettük meg, melyek a következők voltak:

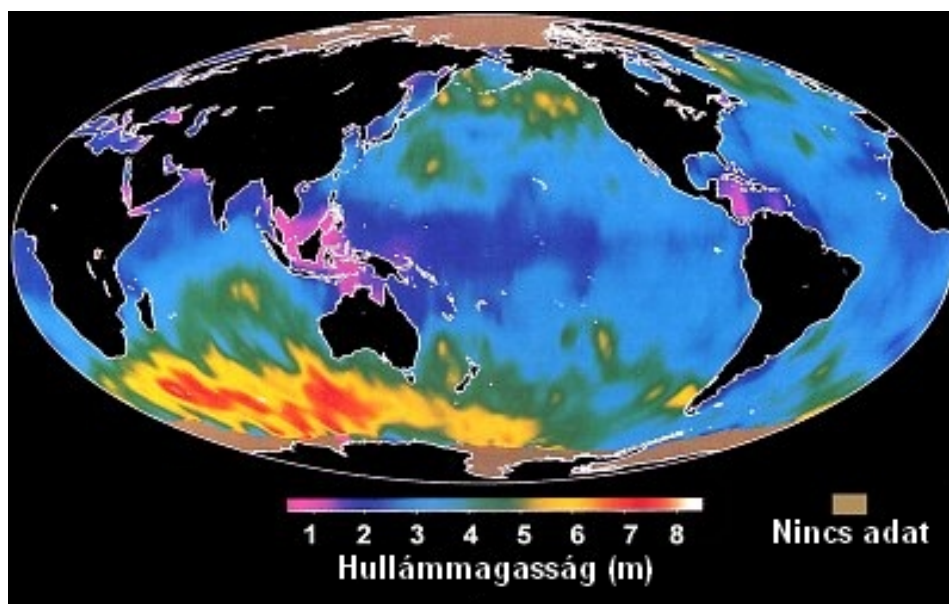
- **Hullám-fodrok**, vagy angol nevükön ripples
- **Tenger-hullámok**, vagy (magyarra lefordíthatatlan) angol nevükön seas
- **Holt hullámok**, vagy (magyarra lefordíthatatlan) angol nevükön swell

A hullám-fodrok a teljesen sima vízen megjelenő apró örvények és egyenlőtlenségek, melyeket a feltámadó szél hoz létre, és amelyek gyorsan elhalnak, ha a szél eláll. Fizikai természetüket tekintve ezek ún. kapilláris hullámok, amelyeket a vízfelszín felületi feszültsége hoz létre és tart fenn. Ezekben a hullámokban a felületi feszültség tart egyensúlyt a szél nyomóerejével. A hullám-fodrok kicsinyek, hullámhosszuk a víz hőmérsékletfüggő felületi feszültségének (5.5. ábra) az óceánban felvett értékei mellett nem lehet nagyobb, mint 1,73 cm.



5.5. ábra. A vízfelszín felületi feszültsége és a hőmérséklet közötti kapcsolat ($1 \text{ dyne} = 10^{-5} \text{ N}$) (Forrás: <http://hyperphysics.phy-astr.gsu.edu/hbasees/fluids/imgflu/surten3.gif>; <http://www.met.hu/>)

A tenger-hullámok – amelyeket az angol, mint hajós-nyelv, egyszerűen „seas”-nek, azaz tengereknek nevez – a kifejtett hullámok, amelyek nem-lineárisak ugyan, de gyenge nem-linearitásuk miatt kis és közepes szélességeknél alakjuk igen közel van az ideális szinuszhullámokhoz, csak méreteik mutatnak szórást. Fizikai természetüket tekintve külső, vagy felületi gravitációs hullámok, amelyekben a gravitációs erő (a szél által felemelt víztömeg súlya) tart egyensúlyt a szél nyomóerejével. Tapasztalati törvény alapján a hullámhossz $1/7$ -énél kisebb magasságú hullámok képesek egyensúlyban maradni átbukás (hullámtörés) nélkül. A „kifejtett” tenger-hullámok a világoceán átlagában legfeljebb 6–7 m magasságot érnek el, de a 12–15 m magas hullámok sem túl ritkák. A legmagasabb hullámok – mint azt az alábbi térkép (5.6. ábra) is mutatja – a déli félgömb nyugati szél zónájában (40 – 60° D) fordulnak elő, ahol maximális a zonális áramlás sebessége és nincsenek kontinentális akadályok. Itt említjük meg, hogy az angol nyelvben a „rendesen” hullámozó tengerre is külön kifejezés van: wind sea, amely ismét lefordíthatatlan, de leginkább „szél alatti tenger”-nek lehetne fordítani.



5.6. ábra. A hullámmagasság alakulása a világoceánban (Forrás: <http://www.seafriends.org.nz/oceano/wavehght.jpg>)

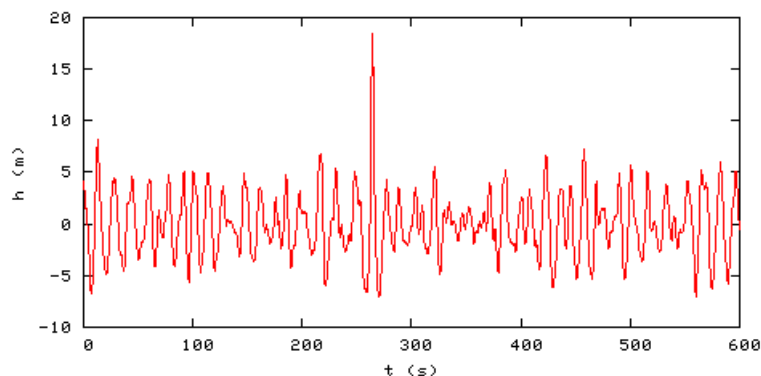
Végül a holt hullámok esetében – hiszen azok már nincsenek kitéve a szél nyomásának – a mozdulatlan egyensúlyi állapotból kilendített víztömeg magasabb hozzáférhető potenciális energia szintje (tulajdonképpen 0-nál magasabb, hiszen a sima felületű víznek nincs ilyen energiája) biztosítja a hullám mozgási energiáját, amíg a disszipáció azt fel nem emészt. Az óceánokon és tengereken, mint nagy kiterjedésű vízfelületeken, nem csak a már megszűnt szél-események (szélviharok) holt hullamai észlelhetők, hanem a folyamatban levő, vagy folyamatosan jelenlevő időjárási képződmények (a mérsékelt övi viharciklonok, a déli félgömb alacsony nyomású övének állandó viharos nyugati szele) több ezer kilométert „utazó” holt hullamai is jelen vannak, melyek a hullámforrás zónától egy szélirány tengelyű diszperziós kúpban, vagy teljes körben terjednek szét. Mivel a disszipáció a rövidebb hullámokat gyorsabban felemészt, elsősorban a nagy hullámok (5.7. ábra) terjednek nagy távolságokra. Elsősorban ezek a

hullámok alkotják a Csendes-óceánon és a déli félgömb trópusi térségeiben a partokat szélcsendes szép időben is szinte állandóan elérő, ott megtörő nagy hullámokat (breakers), melyek a szörfözők kedvencei.



5.7. ábra. Holt hullámok repülőgépről fényképezve (bal oldalt), holt hullámon lovagoló szörfös (jobb oldalt)

E jelenségtani rész befejezéseként szót kell ejtenünk – tisztázatlan keletkezési mechanizmusuk és különlegesen veszélyes voltuk okán is – az ún. elvadult, vagy szörnyeteg hullámokról (rogue waves, freak waves, monster waves, extreme waves, „killer waves”, „king waves”), amelyek az átlagos hullámmagasságnál sokkal nagyobb – azok magasságát 2–3-szor is meghaladó magasságú – szél keltette hullámok. Lényeges hangsúlyozni, hogy ezeket a hullámokat – akárcsak a hullámozó tenger többi hullámát – a szél és nem más erők hozzák létre, tehát nem tartoznak ebbe a kategóriába a szökőár-hullámok (cunamik), az árapály hullámok (tidal waves), vagy a viharhullámok (storm surge), melyekről később szólunk részletesen. A szörnyeteg hullámok sok hajó eltűnésének lehettek a valószínű okai, ám létezésükben a legutóbbi időkig sokan kételkedtek. Létezésüket csak 1995-ben bizonyította be véglegesen a Draupner német olajfúró platformon rögzített lézer-altiméteres tengerszint-magassági adatsor (5.8. ábra).



5.8. ábra. A szörnyeteg hullámok kategóriájába tartozó, 25,6 m magasságú „Draupner-hullám” létezését igazoló altimetrikus diagram, melyet az Északi-tengeren rögzítettek 1995. január 1-jén (Forrás: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/en/7/78/Draupner_freak_wave.png)

Később, 2000-ben egy brit kutatóhajó a Skóciától nyugatra fekvő Rockall Trough-ban (Csupaszikla Árok) hajózva rögzítette az eddigi legmagasabb, műszerrel mért óceáni hullámmagasságot, ahol az SWH értéke 18,5 m volt, egyes individuális hullámok pedig elérték a 29,1 m-es magasságot. Ez minden kétséget kizárt, hiszen nem csak egy hatalmas hullám volt, hanem sok. Végül 2004-ben egy, az ESA (European Space Agency) által készített 3 hetes műholdas radar-altimetrikus adatsorban 10 szörnyeteg hullámot (5.9. ábra) regisztráltak, melyek mindegyike elérte a 25 m magasságot.

A szörnyeteg hullámok kialakulására nézve jelenleg is több elmélet létezik, amelyek a következők:

- diffraktív (visszaverődéses) energia-fókuszálás, amelyet elsősorban a fenék domborzati viszonyai váltanak ki;
- tengeráramlatok általi energia-fókuszálás áramlási nyírás útján (pl. Agulhas-áramlás);
- lineáris hullám-interferencia eredményeként, amelyből a hullámmagasság fent már látott Rayleigh-eloszlása maximális részeként adódnak e hullámok;

- nem-lineáris kölcsönhatások (negatív disszipáció) eredményeként, a nem-lineáris Schrödinger-egyenlet, vagy a Korteweg–DeVries-egyenlet megoldásaként, vagyis ún. szolitonként, végül
- a légáramlás és a tengerhullámozgás interferenciájából a levegőben kialakuló társult hullámozgás rásegítésével.



5.9. ábra. Szörnyeteg-hullám a valóságban és a képzeletben (Forrás: <http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/6/63/Wea00810.jpg>; <http://www.toptenz.net/wp-content/uploads/2011/06/Rogue-Wave.jpg>)

5.2.3. A hullámok partot érése és a hullámtörés

Ha egy hullám a mélytengerről a parti sekély vízbe érkezik, majd ezt követően eléri a partot, akkor az alábbi sematikus ábrán (5.10. ábra) bemutatott folyamat zajlik le.



5.10. ábra. A mélytengeri hullámok magasságának alakulása sekély vízbe érésük után (Forrás: <http://www.seafriends.org.nz/oceano/ocean05.gif>)

A sekély vízbe érve a szokásos 30–60 m hullámhosszú és 3–4 m magas mélytengeri hullámok először lefékeződnek, majd sebességük állandóvá válik (l. később). A fékeződéskor felszabaduló mozgási energia potenciális energiává alakul át és megnövekszik a hullám magassága. Egyidejűleg a fékeződő hullámok egymásra tolulnak és így hullámhosszuk is megrövidül. Amikor a H magasság és az L hullámhossz aránya (amely gyorsan növekszik) eléri a korábban már említett $1/7$ -es stabilitási határértéket, a hullám csúcsa destabilizálódik, megjelenik rajta a hullámtaraj. Tovább haladva a part felé kb. $1/6$ -os magasság-hullámhossz arány elérésekor a hullám teljes tömegében destabilizálódik, mivel egyre kisebbedő alapja nem tudja többé fenntartani a rá nehezedő egyre magasabb vízoszlop súlyát. A hullám elveszti szinusz alakját, teteje előresiet, alja pedig hátramarad, így jellegzetes előre áthajló spirálszerű keresztmetszetet vesz fel (mintha horizontális tengelyű forgó örvénnyé akarna alakulni), majd pillanatok múlva ez az instabil struktúra is összeomlik, a hullám teljes tömegében rendezetlen tájékos tömeggé válik, majd

a parton elhal. Ez a parti hullámtörés jelensége. A jelenség ilyen látványosan csak ott zajlik, ahol a tenger elég gyorsan mélyül, illetve válik sekélyé a part felé közeledve. Ha a partot hosszú sekély szakasz előzi meg, és/vagy akadályok (sziklák és zátonyok) is vannak, akkor a hullám egy ponton, vagy inkább egy szakaszon magába omlik, rendezetlen mozgássá disszipálódik (5.11. ábra). A már sekély vízben haladó, állandó sebességű hullámok ott omlanak össze, ahol a h vízmélység a H hullám-magasság 80%-a alá csökken: $h < 0,8 H$. A part körüli hullám-összeomlási zónát – amelyet általában fehér hab borít – nevezték eredetileg „surf”-nek, a surface = felület szó rövidítéséből.



5.11. ábra. Hullámtörés gyorsan mélyülő (bal oldalt) és sekélyvízű sziklás (jobb oldalt) partszakaszon (Forrás: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/2/2a/Big_wave_breaking_in_Santa_Cruz.jpg; http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/c/c7/Porto_Covo_pano_April_2009-4.jpg/800px-Porto_Covo_pano_April_2009-4.jpg)

A szörfözők, illetve az óceánparton működő életmentők három kategóriába szokták sorolni a megtörő hullámokat, sportolásra való alkalmasságuk és veszélyességük alapján:

- Szétömlő, vagy kigördülő (szétömlő) hullámok: ezek a hullámok jellemzik a lapos homokpartokat, és ezek a legalkalmasabbak a szörfölésre kevésbé gyakorlottak számára. Ez a legközségesebb hullámtörés típus.
- Eldobó, vagy lenyomó (átbukó) hullámok (5.12. ábra): ezek az előbb említett látványosan megtörő, megtörés előtt örvénybe forduló hullámok, melyek a közepesen meredek partszakaszokat jellemzik. Nagyon gyorsan törnek meg, és ha a parttal kis szöget zárnak be, folyamatosan mozog az átbukási pont a part mentén. Ezek a mesterfokú szörfözők kedvencei (akik az átbukási pont körüli zónában „sielnek”), de nagyon veszélyesek, mert a partra dobhatják, illetve a mederfenékre nyomhatják súlyukkal a hibázókat. A megfelelő mélyülés mellett ilyen hullámtörés kialakulásához nagy és lassú hullámok szükségesek, tehát elsősorban a távolról érkező swell-hullámok törnek meg így.



5.12. ábra. Átbukó hullámok (Forrás: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/1/1e/2010_mavericks_competition.jpg/800px-2010_mavericks_competition.jpg; http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/4/4e/Mavericks_Surf_Contest_2010b.jpg/800px-Mavericks_Surf_Contest_2010b.jpg)

- Emelő-süllyesztő hullámok: ezek olyan hullámok, amelyek tulajdonképpen nem is törnek meg, hanem eredeti alakjukban érik el a partot. A nagyon meredek, csaknem függőleges partfalak mentén alakulnak ki. Sportolásra kevésbé alkalmasak, viszont nagyon veszélyesek, mert az úszókat beránthatják a mélyvízbe és nem engedik ki onnan.

Végül megemlítjük – amiről már korábban is szoltunk –, hogy a hullámok nem csak partot éréskor törhetnek meg. Részleges vagy teljes hullámtörést okozhat a viharos szél a nyílt tengeren is, és ekkor tarajos erősszél-hullámok, vagy zömükben tajtékká omlott viharhullámok (5.13. ábra) jönnek létre. A parti hullámtöréssel ellentétben azonban a viharos szél által kiváltott hullámtörés, amit viharhullámok kialakulásának is neveznek, semmivel sem (vagy nagyon kevésel) csökkenti a hullámok energiáját és pusztító erejét.



5.13. ábra. Viharhullámok az Atlanti-óceánon (Forrás: <http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/1/16/Wea00816.jpg>)

5.3. A hullámok fizikája

Korábban említettük, hogy a szél keltette hullámok fizikai szempontból kapilláris hullámok, más néven felületi feszültségi hullámok (ilyenek a hullám-fodrok), vagy külső, más néven felületi gravitációs hullámok lehetnek (minden más szél keltette hullám ilyen). Tulajdonképpen a méret növekedésével folytonos átmenet tapasztalható a két hullám-típus között, mint azt az alábbiakban látni fogjuk, tehát nyugodtan állíthatjuk, hogy a szél keltette hullámok az egészen kis mérettartományban a felületi feszültség által befolyásolt, egyébként „tisztá” külső gravitációs hullámok. A most következő okfejtésekben a bonyolult matematikai levezetésekre nem térünk ki, de azt feltételezzük, hogy az olvasó jártas a hullámmechanikai alapfogalmak értelmezésében. Két fogalmat azonban részletesebben leírunk, mivel a továbbiakban ezeknek kiemelkedő jelentőségük lesz:

Egy hullám **fázissebességének**, vagy terjedési sebességének (phase speed) nevezzük a

$$c = \frac{L}{T} = \frac{\omega}{k}$$

mennyiséget, ahol L – a hullámhossz, T – a periódusidő, $\omega = 2\pi/T$ – a körfrekvencia, végül $k = 2\pi/L$ – a hullámszám. A fázissebesség egy adott hullám azonos oszcillációs fázisban levő pontjainak (pl. hullámcsúcsok) mozgási sebességét határozza meg.

Egy hullámcsoport (egymást követő hullámok együttese) **csoportsebességének** (group velocity) nevezzük a

$$V_g = \frac{L^2}{T^2} \left(\frac{\partial L}{\partial T} \right)^{-1} = \frac{\partial \omega}{\partial k}$$

mennyiséget, ahol a jelölések az előzőkkel megegyezők. A csoportsebesség az energia, vagy az információ terjedési sebessége a hullámcsoport mozgása közben. Lényegét a következőképpen interpretálhatjuk. Az $\omega = \omega(k)$ függvény a frekvencia-egyenlet megoldása, amely meghatározza a körfrekvencia hullámhossztól való függését az adott hullámtípus esetében, és ezen keresztül a fázissebesség $c = c(k)$ függését is. A következő alapesetek lehetségesek:

1. Ha a körfrekvencia egyenesen arányos a hullámszámmal, azaz $\omega = \omega_0 \cdot k$, akkor a csoportsebesség független a hullámszámtól és éppen megegyezik a fázissebességgel a

$$V_g = \frac{\partial \omega}{\partial k} = \omega_0 = \frac{\omega}{k} = c$$

egyenlőségek értelmében. Ekkor mindkét mennyiség állandó.

2. Ha a körfrekvencia a hullámszámnak az egyenes aránynál (lineáris függésnél) gyorsabban növekvő függvénye, azaz pl. $\omega = \omega_0 \cdot k^\alpha, \alpha > 1$, akkor a csoportsebesség nagyobb a fázissebességnél a

$$V_g = \frac{\partial \omega}{\partial k} = \alpha \cdot \omega_0 \cdot k^{\alpha-1} > \omega_0 \cdot k^{\alpha-1} = \frac{\omega}{k} = c$$

relációk értelmében. Ekkor mindkét mennyiség a hullámszámnak monoton növekvő függvénye.

3. Ha a körfrekvencia a hullámszámnak az egyenes aránynál (lineáris függésnél) lassabban növekvő függvénye, azaz pl. $\omega = \omega_0 \cdot k^\beta, 0 < \beta < 1$, akkor a csoportsebesség kisebb a fázissebességnél a

$$V_g = \frac{\partial \omega}{\partial k} = \beta \cdot \omega_0 \cdot k^{\beta-1} < \omega_0 \cdot k^{\beta-1} = \frac{\omega}{k} = c$$

relációk értelmében. Ekkor mindkét mennyiség a hullámszámnak monoton csökkenő függvénye.

4. Ha a körfrekvencia nem függ a hullámszámtól (konstans), azaz $\omega = \omega_0$, akkor a csoportsebesség eltűnik, a fázissebesség pedig fordítottan arányos a hullámszámmal a

$$V_g = \frac{\partial \omega}{\partial k} = 0 < \frac{\omega_0}{k} = c$$

relációk értelmében.

5. Ha a körfrekvencia a hullámszám monoton csökkenő függvénye, azaz pl. $\omega = \omega_0 \cdot k^{-\gamma}, \gamma > 0$, akkor a csoportsebesség negatív értéket vesz fel a

$$V_g = \frac{\partial \omega}{\partial k} = -\gamma \cdot \omega_0 \cdot k^{-\gamma-1} < \omega_0 \cdot k^{-\gamma-1} = \frac{\omega}{k} = c$$

relációk értelmében. Ekkor a csoportsebesség a hullámszámnak monoton növekvő, a fázissebesség pedig monoton csökkenő függvénye.

A fentiek fizikai interpretációja röviden a következő:

- Az 1. esetben a hullámok és az energia együtt terjed, az individuális hullámok nem változnak,

$$V_g / c = 1$$

- A 2. esetben az energia gyorsabban terjed, mint a hullámok, az individuális hullámok – látszólag – a csoport előtt jelennek meg és áthaladva azon, mögötte elhalnak,

$$V_g / c = \alpha > 1$$

- A 3. esetben az energia lassabban terjed, mint a hullámok, az individuális hullámok – látszólag – a csoport mögött tűnnek fel és áthaladva azon, előtte elhalnak,

$$V_g / c = \beta < 1$$

- A 4. esetben az energia nem terjed, a forrás csak hullámokat bocsát ki, energiát nem,

$$V_g / c = 0$$

- Végül az 5. esetben az energia a forrás felé terjed a kibocsátott hullámok által,

$$V_g / c < 0$$

5.3.1. Kapilláris-gravitációs hullám-átmenet

Először a kapilláris-gravitációs hullám-átmenetet tárgyaljuk. Mivel itt nagyon kis (legfeljebb néhány cm-es hullámhosszú) hullámokról beszélünk, nyugodtan feltételezhetjük, hogy a vízmélység végtelen nagy, vagy matematikai értelemben ahhoz tart.

Modellünk tehát végtelen mélységű összenyomhatatlan fizikai folyadék.

A „tisztá” kapilláris hullámok két közeg határfelületén létrejövő olyan hullámok, melyek dinamikáját egyedül a felületi feszültség határozza meg. A kapilláris hullámok igen kicsik, hullámhosszuk nem haladhatja meg a néhány mm-t. A kicsit nagyobb hullámok átmenetet képeznek a felületi gravitációs hullámok felé, és így elnevezésük kapilláris-gravitációs hullám. Ezek dinamikáját már a gravitáció és a folyadék tehetetlensége (inerciája) is befolyásolja a felületi feszültség mellett.

A tiszta kapilláris hullámok körfrekvenciáját a következő összefüggés (frekvencia-egyenlet, vagy terjedési egyenlet, dispersion relation) adja meg a hullámszám függvényében:

$$\omega^2 = \frac{\sigma}{\rho + \rho'} |k|^3$$

ahol σ – a felületi feszültség, ρ – a nagyobb sűrűségű, ρ' – a kisebb sűrűségű fizikai folyadék sűrűsége. Mivel esetünkben a tengervíz és a levegő határfelületéről van szó, és a levegő sűrűsége három nagyságrenddel kisebb a vízénél, $\rho' \sim 0$. Innen a kapilláris hullámok fázissebességére a

$$c_k = \pm \sqrt{\frac{\sigma}{\rho}} |k| = \pm \sqrt{\frac{\sigma}{\rho}} 2\pi \cdot L^{-1/2} = \text{const} \cdot L^{-1/2}$$

képlet adódik. A terjedési sebesség tehát a hullámok $L = 2\pi / k$ hullámhosszának négyzetgyökével fordítottan arányos, és befolyásolja a víz sűrűsége, valamint felületi feszültsége, amely 72–75 mN/m értékek között változik a 0–30 °C hőmérsékleti tartományban. Mivel $\omega(k) = \text{const} \cdot k^{3/2}$, a csoportsebesség nagyobb a fázissebességnél, $V_g / c = 3/2$.

Áttérve a kapilláris-gravitációs hullámokra, ezekre a következő frekvenciaegyenlet adódik:

$$\omega^2 = |k| \left(\frac{\rho - \rho'}{\rho + \rho'} g + \frac{\sigma}{\rho + \rho'} k^2 \right)$$

A jelölések megegyeznek az előbbi képletben használtakkal, g – a nehézségi gyorsulás. A g együtthatóját, amely a két közeg sűrűségi arányát jellemzi, Atwood-számnak nevezik. Ha az előbbiekhöz hasonlóan elhanyagoljuk a levegő sűrűségét a vízzel szemben, akkor az Atwood-szám 1 értéket vesz fel és a képlet az

$$\omega^2 = |k| \left(g + \frac{\sigma}{\rho} k^2 \right)$$

alakra egyszerűsödik. Itt három esetet érdemes megvizsgálni:

a) Gravitációs hullám rezsim: nagy hullámhosszokra (azaz kis k értékekre) az első tag domináns és gravitációs hullámokat kapunk:

$$c_g = \frac{\omega}{k} = \pm \frac{1}{k} \sqrt{|k|g} = \pm \sqrt{\frac{g}{k}} = \pm \sqrt{\frac{g}{2\pi}} L^{1/2} = \text{const} \cdot L^{1/2}$$

Mivel $\omega(k) = \text{const} \cdot k^{1/2}$, a csoportsebesség kisebb a fázissebességnél, $V_g / c = 1/2$.

b) Kapilláris hullám rezsim: kis (milliméteres) hullámhosszokra a második tag domináns, tehát visszakapjuk a kapilláris hullámokra érvényes frekvencia-egyenletet és fázissebességet. Ezek tehát tiszta kapilláris hullámok.

c) Fázissebesség minimum rezsim: a fenti két szélső eset között érdekes és fontos megvizsgálni azt az esetet, amikor a kapilláris effektus által okozott csoportsebesség-növekedés, és a gravitáció által okozott csökkenés éppen egyensúlyban van, kioltják egymást, tehát a fázissebesség és a csoportsebesség megegyezik. Általános esetben ez a

$$\frac{\rho - \rho'}{\rho + \rho'} g + \frac{\sigma}{\rho + \rho'} k^2 = 0$$

összefüggést adja, amiből

$$k_{krit} = \sqrt{\frac{(\rho - \rho')g}{\sigma}}, L_{krit} = 2\pi \sqrt{\frac{\sigma}{(\rho - \rho')g}}$$

adódik a kritikus hullámhosszra.

Víz-levegő határfelület esetén az egyszerűsített képlettel számolva

$$k_{krit} = \sqrt{\frac{\rho g}{\sigma}}, L_{krit} = 2\pi \sqrt{\frac{\sigma}{\rho g}} = 1,73 \text{ cm}$$

Ha kiszámítjuk a c fázissebesség minimumának hullámhosszát az alábbi képletekkel

$$c^2 = \frac{\omega^2}{k^2} = \frac{g}{|k|} + \frac{\sigma}{\rho} k, \quad \frac{dc^2}{dk} = -\frac{g}{k^2} + \frac{\sigma}{\rho} = 0 \Rightarrow k_{min} = \sqrt{\frac{\rho g}{\sigma}}$$

és ezt összevetjük előbbi eredményünkkel, látható, hogy $k_{krit} = k_{min}$. Ezt tekinthetjük annak a hullámszám, illetve mérethatárnak, amely alatt a kapilláris erő, fölötté pedig a gravitációs erő dominál, vagyis a „fodor-hullám” határnak.

A következőket Richard Feynman-tól idézzük: "[water waves] that are easily seen by everyone and which are usually used as an example of waves in elementary courses [...] are the worst possible example [...]; they have all the complications that waves can have."¹⁰

Ezt a fentiek – azt hisszük – jól bemutatták.

5.3.2. Felületi gravitációs hullámok fizikája, mélyvízi és sekélyvízi hullámok

Áttérve a kifejlett szél keltette hullámok – mint felületi gravitációs hullámok – fizikájára, elsőként le kell szögezni, hogy itt már nem használhatjuk a korábbi végtelen mélységű folyadék elméletet, hiszen a hullámok nagyok is lehetnek a vízmélységhez képest.

Modellünk tehát véges (h) mélységű összenyomhatatlan fizikai folyadék

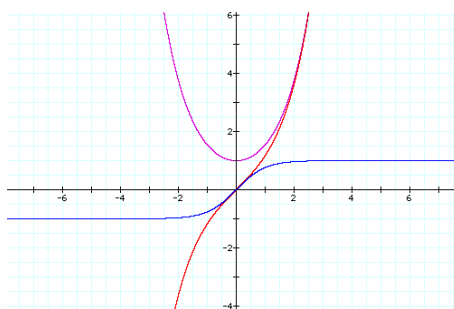
Először is azt az érdekes tényt említjük meg, hogy ezeknek a hullámoknak az Euler- és Lagrange-féle képe jelentősen különbözik egymástól. Míg ránézésre (az euleri szemléleti módnak megfelelően) az óceán felszínén haladó $A=H/2$ amplitúdójú szinusz profilú hullámokat látunk, melyek a vízben a felszíntől a $-h$ mélységben levő fenék felé haladva¹¹ a mélységgel hiperbolikusan lecsengő amplitúdójú u vízszintes és w függőleges sebesség-, valamint p nyomás-hullámokat hoznak létre (5.14. ábra):

$$w(x, z, t) = A \frac{k}{\omega} \sinh[k(z+h)] \cos(kx - \omega t)$$

$$u(x, z, t) = iA \frac{k}{\omega} \cosh[k(z+h)] \sin(kx - \omega t)$$

$$p(x, z, t) = -i\rho A \cosh[k(z+h)] \sin(kx - \omega t)$$

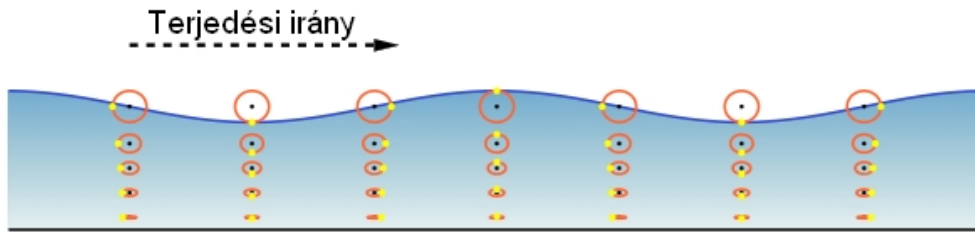
addig az egyes (lagrange-i) vízcsoportok valójában szinte egy helyben maradnak és ott a felszínen kör-, a mélyben pedig egyre kisebbedő és laposodó ellipszis pályákon (trajektóriákon) mozognak: orbitális mozgást végeznek (5.15. ábra). Ezt a legjobban egy a vízre helyezett, vízzel félig töltött palackkal lehet szemléltetni, amely egy helyben marad és ott egyenletesen billeg.



5.14. ábra. A hiperbolikus szinusz --- a hiperbolikus koszinusz --- és a hiperbolikus tangens --- függvény görbéje (Forrás: http://www.cs.brown.edu/~jwicks/boost/libs/math/special_functions/graphics/hyperbolic.png)

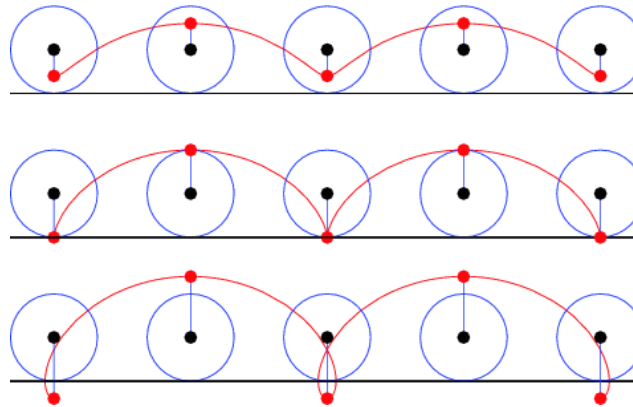
¹⁰A vízhullámokat mindenki jól ismeri, és az elemi iskolákban az egyszerű mozgások példaként tanítják őket. A valóságban ezzel szemben az egyszerű mozgások lehető legrosszabb példái, mivel az összes lehetséges bonyolultságot tartalmazzák, amelyeket csak hullámmozgások tartalmazhatnak.

¹¹A képletekből látható, hogy u , p és w egymáshoz képest 90° -kal eltolt fázisban vannak, vagyis a hullámhegyek és hullámvölgyek középpontjai alatt vannak a vízszintes sebesség és a nyomás maximumai, míg a neutrális pontok alatt a fel- és leáramlás maximumai.



5.15. ábra. Vízrészecskék trajektóriái a szél keltette hullámokban (Forrás: http://en.wikipedia.org/wiki/File:Orbital_wave_motion.svg)

A hullámokban tehát a víz átlagsebessége nulla, csak a hullámenergia továbbtódik. Az orbitális pályák csökkenése megfelel az amplitúdók gyors hiperbolikus csökkenésének, fél hullámhossznyi mélységben a felszíni érték 5%-ára redukálódnak. A pályák középpontjának mozdulatlanlansága szigorúan csak a lineáris hullámokra érvényes, általában azonban ezek a pontok is elmozdulnak a hullámzás irányába, de sokkal lassabban. A középpontok pályája ekkor egy ún. trochoid görbe (5.16. ábra). Ilyen görbét kapunk, ha a gördülő (tömör) kerék egy kiszemelt pontjának, vagy egy kiszemelt pontjával azonos sugáron levő – a keréken kívüli, de képzelten együttgördülő – pont mozgását követjük. Ha a pont a kerék felületén van, akkor cikloid görbéről, vagy cikloisról beszélünk, belső pont esetén zsugorított, külső pont esetén pedig nyújtott trochoidról.



5.16. ábra. Trochoid görbék: zsugorított (felül), cikloid (középen) és nyújtott (alul) (Forrás: http://mathworld.wolfram.com/images/eps-gif/Trochoid_1000.gif)

A hullámzás esetén a kerék R sugara a hullámhossznak felel meg az $L = 2\pi R$ összefüggésen keresztül, míg a kiszemelt pont r távolsága a kerék középpontjától a hullám magasságának $H = 2r$ összefüggésén keresztül. Ezek és a korábban említett $H/L < 1/7$ -es stabilitási határérték összevetésével látható, hogy mély vízben stabil szélhullámok esetén csak zsugorított trochoid trajektóriák jöhetnek létre. Sekély vizeket és nem szél keltette hullámokat is figyelembe véve azonban mindhárom trajektória-típus előfordulhat.

A felületi gravitációs hullámokat az előző képletekben matematikailag egy 3 összetevőből (u, v, p) álló és a mélységtől is függő hullám-vektorként írtuk le. Ez tükrözi fizikai lényegüket, azt, hogy minden állapothatározó mezejében oszcillációkat keltenek, a víz belsejében is. Lehetséges azonban egy alternatív, egyszerűsített – és egyben természetesebb – leírásuk is, a hullámzó vízfelszín magassága, mint állapothatározó segítségével. Mielőtt ezt bemutatnánk, megjegyezzük, hogy az előző képletekben a nyugvó vízfelszín volt a (felfelé növekvő) magassági skálánk kezdőpontja: $z = 0$, ahol a nyomást is $p = 0$ -nak vettük, azaz a légnyomást elhanyagoltuk (szokásos oceanográfiai közelítés). Ezek után a felületi gravitációs hullámok legegyszerűbb matematikai leírása a

$$\tilde{h}(x, t) = (H/2) \sin(kx - \omega t)$$

hullámprofil-egyenlettel adható meg a fenti koordináta-rendszerben. Mivel ez a hullám a $z = 0$ szinten

$$p(x, 0, t) = \rho g (H/2) \sin(kx - \omega t)$$

nyomás-hullámot generál, azonnal látható, hogy a víz belsejében terjedő sebesség- és nyomás-hullámok amplitúdóját meghatározó A tényező értéke

$$A = -\rho g (H/2)$$

Másrészt a $p(z=0) = 0$ feltételből következő

$$\left. \frac{\partial p}{\partial t} \right|_{z=0} = \rho g w|_{z=0}$$

dinamikai határfeltétel alapján meghatározható a hullámok frekvenciaegyenlete és fázissebessége is:

$$\omega \rho A \cosh(kh) = \rho g \frac{k}{\omega} A \sinh(kh) \Rightarrow \omega^2 = gk \frac{\sinh(kh)}{\cosh(kh)} = gk \tanh(kh)$$

$$\omega(k) = \pm \sqrt{gk \tanh(kh)} \Rightarrow c_{g,h} = \pm \sqrt{\frac{g}{k} \tanh(kh)}$$

A véges h mélységű vízben terjedő felületi gravitációs hullámok sebességét tehát befolyásolja a vízmélység a k és/vagy a h növekedésével 1-hez tartó hiperbolikus tangens függvényen keresztül.

Ennek alapján három rezsimet szokás elkülöníteni:

- **mélyvízi hullámok** – ha a vízmélység nagyobb, mint a hullámhossz fele, $h > \frac{1}{2} \lambda$, a $\lim_{h \rightarrow \infty} \tanh(h) = 1$ határérték alapján a fázissebességet már nem nagyon befolyásolja a vízmélység és képletünk átmegy a végtelen mélységű vízrétegre érvényes képletbe:

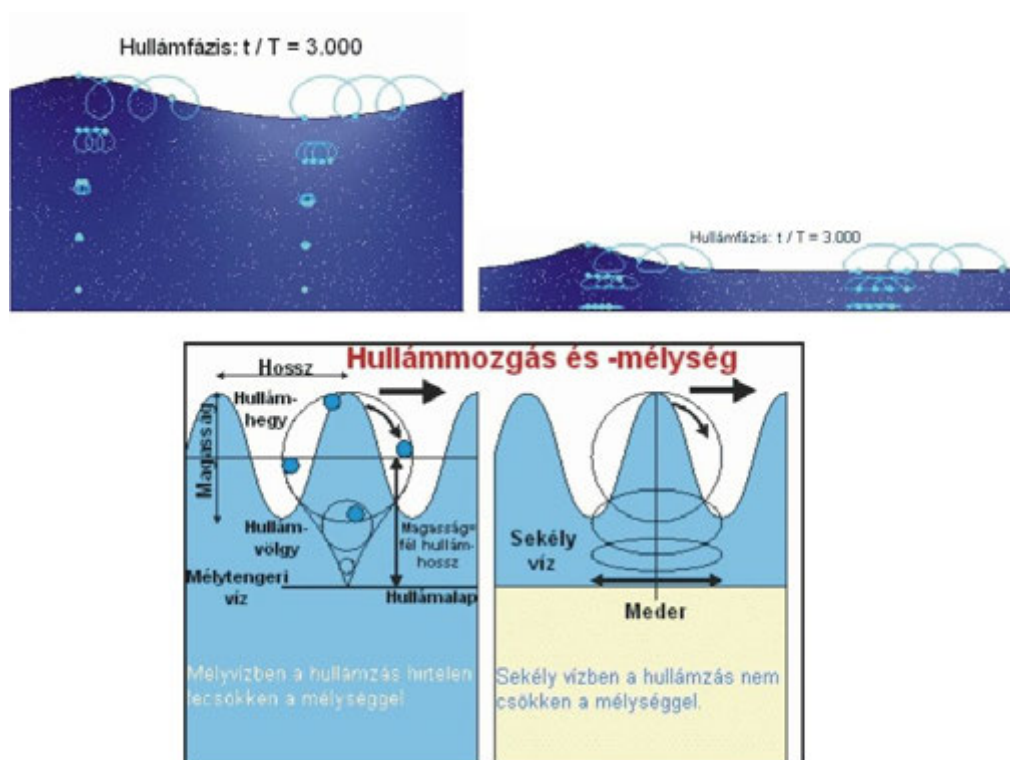
$$\omega(k) = \pm \sqrt{gk} = \text{const} \cdot k^{1/2}, c_{g,d} = \frac{\omega}{k} = \pm \sqrt{\frac{g}{k}} = \pm \sqrt{\frac{g}{2\pi}} L^{1/2} = \text{const} \cdot L^{1/2} = \frac{g}{\omega} = \frac{gT}{2\pi} = \text{const} \cdot T$$

- **sekélyvízi hullámok** – ha a vízmélység kisebb, mint a hullámhossz 1/20-ad része, $h < \frac{1}{20} \lambda$, a $\lim_{k \rightarrow 0} \frac{\tanh(k)}{k} = 1$ határérték alapján a fázissebességet már nem nagyon befolyásolja a hullámhossz, és képletünk átmegy az

$$\omega(k) = \pm k \sqrt{gh} = \text{const} \cdot k, c_{g,s} = \frac{\omega}{k} = \pm \sqrt{gh} = \pm \sqrt{\frac{g}{2\pi}} L^{1/2} = \text{const} \cdot L^{1/2}$$

képletbe;

- **átmeneti hullámok** – egyéb esetekben, vagyis amikor $\frac{1}{20} \lambda < h < \frac{1}{2} \lambda$, mind a hullámhossz, mind a vízmélység befolyásolja a hullámok terjedését (5.17. ábra).



5.17. ábra. Átmeneti hullámok (Forrás: http://en.wikipedia.org/wiki/File:Deep_water_wave.gif ; http://en.wikipedia.org/wiki/File:Shallow_water_wave.gif ; <http://www.seafriends.org.nz/oceano/ocean04.gif>)

6. fejezet - A világóceán hullámmozgásai II.

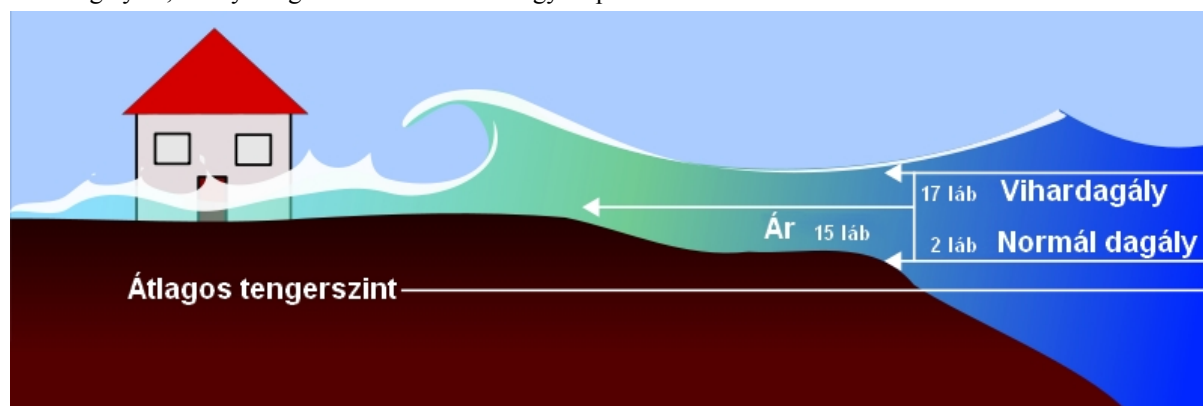
Viharhullámok, szökőárhullámok (cunamik) és állóhullámok (seiche)

A következő részben az óceán azon hullámzásaival foglalkozunk, amelyek fizikai természete közel van a szél keltette hullámokéhoz, azaz ugyanúgy felületi gravitációs hullámok. Az ebben a fejezetben ismertetendő mozgásformák közül a viharhullámok és az állóhullámok egyaránt rokonságban vannak a szél keltette hullámokkal, ugyanis részben a szél energiája hozza létre őket. A cunamik csak fizikailag rokonai a szél keltette hullámoknak, mert szeizmikus erők által létrehozott hullámok, amelyek a tengerfenékről, mint hullámforrástól felfelé terjednek, azaz a hatásnak közvetlenül kitett vízfelület a tengerfenéken van.

6.1. Viharhullámok (storm surges)

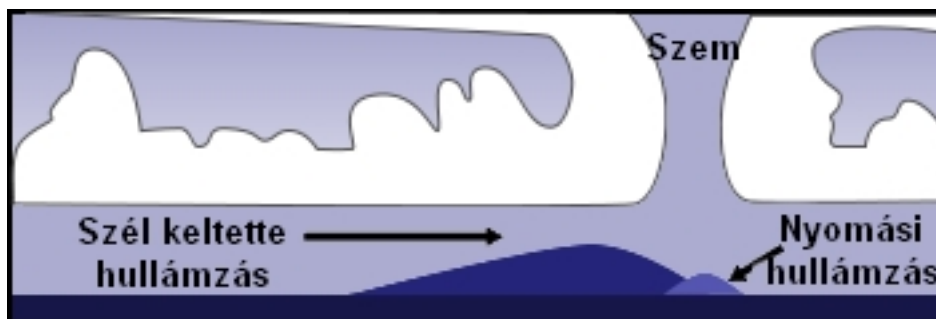
A viharhullám, amelyet magyarul gyakran – és részben jogosan, részben tévesen – vihardagálynak is neveznek, olyan óriás-hullám jellegű vízszint-kiemelkedés, amelyet részben egy alacsony nyomású légköri képződménynek a tengerfelszínre gyakorolt „szívóereje”, részben pedig tartósan a part felé fújó szél hatása idéz elő. A viharhullámokat a trópusi és szubtrópusi térségekben alapvetően a trópusi ciklonok, míg a magasabb földrajzi szélességeken a gyorsan fejlődő és áthelyeződő mély (középpontjukban 970 hPa-nál kisebb felszíni légnyomású) mérsékelt övi ciklonok, az ún. viharciklonok hozzák létre. A viharhullám kialakulásában szerepet játszanak a tengerfenék domborzati viszonyai is. Általában sekély vízben jönnek létre, mivel ezt a vízréteget kis inerciája miatt könnyen felduzzasztja a nyomáskülönbség és a szél együttes emelő ereje. Gyakoribbak a nagy folyótorkolatokban, ahol a vihar okozta esőzések árhulláma is hozzáadódik az eredeti hullámhoz. Végül a vihardagály kifejezés azért terjedt el a viharhullámokra, mert a gravitációs dagályhatás (lásd később) is szerepet játszik kialakulásukban. Látjuk tehát, hogy számos fizikai erőhatás és más tényező együttes megléte szükséges a hullámok kialakulásához, amelyek a trópusokon a trópusi ciklonok partot érésének, „partra szállásának” (landfall) rendszeres kísérő jelenségei, és így a partvidék elárasztásával rendszeresen pusztítanak, míg a mérsékelt övekben viszonylag ritkábban fordulnak elő, de akkor pusztításuk – szintén az elöntés által – majdnem mindig kivételes nagyságrendű.

Mint fentebb említettük, a viharhullámok felépülésében és az általuk okozott pusztításban jelentős tényező az, hogy milyen nagyságú az érintett helyen a tengerjárás (az apály és dagály különbsége), valamint hogy apály, vagy dagály idején érik-e el a partot. Ezért magasságukat is a normális (asztronomikus) dagály értékekhez viszonyítva szokták megadni egyes alkalmazásokban. Az Egyesült Államokban a Nemzeti Hurrikán Központ által a trópusi ciklonok időszakában kiadott előrejelzésekben a viharhullám-magasság (surge) a normális (előrejelzett asztronomikus) dagályhoz viszonyított vízszintet, míg a vihardagály (storm tide) magasság a dagály és viharhullám együttes magasságát jelenti a standard geodetikus tengerszinthez viszonyítva (6.1. ábra). Egyébként éppen a vihardagály az, amely a legtöbb áldozatot szedi egy trópusi ciklon átvonulása alkalmával.



6.1. ábra. Normál és vihardagály (1 láb=0,3 m) (Forrás: <http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/3/32/Surge-en.svg>)

A viharhullámok (mind az általuk követelt emberáldozatok, mind pedig az okozott anyagi kár tekintetében) a cunamikkal vetélkedő igen pusztító természeti képződmények. Fizikájukról említettük, hogy a két legfontosabb, őket kialakító összetevő a szélvihar torlójának hulláma és az alacsony légnyomásból származó nyomáshullám, melyeknek összeadódása egy trópusi ciklon esetében az alábbi sematikus ábrán (6.2. ábra) látható. A mérsékelt övi ciklonok által kialakított viharhullámok esetében a nyomáshullám és a szélhullám aránya épp ellentétes: az előbbi jóval nagyobb.



6.2. ábra. Trópusi ciklon által kialakított viharhullám vázlata (Forrás: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/4/42/Storm_surge_graphic.svg)

Sok esetben, elsősorban a mérsékelt övekben, ahol jóval nagyobb a tengerjárás, a gravitációs dagályhullám is jelentős lehet. Ezek együttesen határozzák meg a hullám pusztító erejét. Mégis talán a legfontosabb tényezők az általuk okozott pusztításban a tengerpart és a part mögötti szárazföld adottságai. Emiatt vannak a világnak olyan tájai, illetve országai, ahol a viharhullámok okozta áradások különösen nagy veszélyt jelentenek. Ezek mindenütt lapos, hosszú sekély tengerszakaszt határoló iszapos, vagy homokpartok, amelyek a parttól beljebb is nagy kiterjedésű síkságokban illetve mélyföldekben folytatódnak. A pusztítást természetesen befolyásolja, illetve növeli a sebezhetőség (nagy népsűrűség, rossz minőségű épületek és infrastruktúra).

A pusztítási és emberáldozat-listákat magasan vezető térség a Bengáli-öböl, ezen belül Banglades, ahol a trópusi viharok és ciklonok pusztítanak rendszeresen. Itt szinte minden kockázati tényező együtt van a Gangesz delta-torkolatával együtt. Ezen kívül is a kelet-ázsiai térség a legveszélyeztetettebb, s csak ezek után következik a Karibi-térség. A feljegyzett 30 legpusztítóbb (leghalálosabb) trópusi viharhullám listáját az alábbiakban mutatjuk be a Weather Underground webhely alapján (6.1. táblázat).

Rangsor:	A legnagyobb pusztítás neve / térsége:	Év:	Óceán területe:	Halálesetek:
1.	Nagy Bhola Ciklon, Banglades	1970	Bengáli-öböl	500 000
2.	Hooghly River Ciklon, India és Banglades	1737	Bengáli-öböl	300 000
3.	Haiphong Tájfun, Vietnam	1881	Csendes-óceán nyugati része	300 000
3.	Coringa, India	1839	Bengáli-öböl	300 000
5.	Backerganj Ciklon, Banglades	1584	Bengáli-öböl	200 000
6.	Nagy Backerganj Ciklon, Banglades	1876	Bengáli-öböl	200 000
7.	Chittagong, Banglades	1897	Bengáli-öböl	175 000
8.	Szuper Tájfun Nina, Kína	1975	Csendes-óceán nyugati része	171 000
9.	02B Ciklon, Banglades	1991	Bengáli-öböl	140 000
9.	Nargis Ciklon, Mianmar	2008	Bengáli-öböl	140 000
11.	Nagy Bombay Ciklon, India	1882	Arab-tenger	100 000
12.	Hakata-öböl Tájfun, Japán	1281	Csendes-óceán nyugati része	65 000
13.	Calcutta, India	1864	Bengáli-öböl	60 000
14.	Swatow tájfun, Kína	1922	Csendes-óceán nyugati része	60 000
15.	Barisal, Banglades	1822	Bengáli-öböl	50 000
15.	Sunderbans partok, Banglades	1699	Bengáli-öböl	50 000
15.	India	1833	Bengáli-öböl	50 000

Rangsor:	A legnagyobb pusztítás neve / térsége:	Év:	Óceán területe:	Halálesetek:
15.	India	1854	Bengáli-öböl	50 000
19.	Bengál Ciklon, Calcutta, India	1942	Bengáli-öböl	40 000
19.	Banglades	1912	Bengáli-öböl	40 000
19.	Banglades	1919	Bengáli-öböl	40 000
22.	Canton, Kína	1862	Csendes-óceán nyugati része	37 000
23.	Backerganj (Barisal), Banglades	1767	Bengáli-öböl	30 000
24.	Barisal, Banglades	1831	Bengáli-öböl	22 000
25.	Nagy Hurrikán, Kis-Antillák szigetek	1780	Atlanti-óceán	22 000
26.	Devi Taluk, Délkelet India	1977	Bengáli-öböl	20 000
26.	Nagy Coringa Ciklon, India	1789	Bengáli-öböl	20 000
28.	Banglades	1965 (május 11)	Bengáli-öböl	19 279
29.	Nagasaki Tájfun, Japán	1828	Csendes-óceán nyugati része	15 000
30.	Banglades	1965 (május 31)	Bengáli-öböl	12 000

6.1. táblázat. *A feljegyzett 30 legpusztítóbb trópusi viharhullám*

A nagy gyilkos ciklonok miatti halálesetek száma nagyon bizonytalan, különösen az 1900 előtti időszakban. A fenti sorrend így egy kissé bizonytalan. Az információk forrása: Banglapedia, Wikipedia, Anwar Ali: „Climate change impacts and adaptation assessment in Bangladesh” és David Longshore: Encyclopedia of Hurricanes, Typhoons, and Cyclones (1999).

Az európai térségben – ugyanúgy, mint Ázsiában Banglades – a listát egyértelműen Hollandia vezeti (6.3. ábra). Itt is majdnem minden tényező együtt van, azzal a kivétellel, hogy a hollandok már évszázadok óta mindent elkövetnek a kockázat csökkentésére. Ha nem így lenne, a térség még sokkal veszélyesebb lenne. Ezt az is mutatja, hogy ez az egyetlen hely a világon, ahol a tenger a történelmi időkben, pontosan 1287 egy végzetes éjszakáján (Luca napjának éjjelén) 5000 négyzetkilométernyi szárazföldet „kebelezett be” véglegesen: ekkor keletkezett a sósvízü Zuiderzee beltenger, melynek lecsapolása, a területek visszanyerése azóta is tart. A nevezetes hollandiai viharok és áradások listája az elmúlt 1200 évben a Wikipédia alapján (6.2. táblázat):

838. december 26.: Északnyugat-Hollandia nagy részét elárasztotta egy vihar. Az árvízi katasztrófához a megfelelő védőgátak hiánya is hozzájárult. A halottak száma a Troyes-i Prudentius püspök szerint 2437.

1014. szeptember 28.: Hollandia részben lezárt partvonalán először keletkezett rés. Walcheren szigete meglehetősen nagy kárt szenvedett el. Évekbe telt mire az emberek élete visszatérhetett a régi kerékvágásba. A szászországi Quedlinburg apátság krónikája szerint több ezer ember vesztette életét.

1042. november 2.: Az Annales Blandiniensis (Gent) említ egy árvizet, mely valószínűleg csak a flamand tengerpartot érintette, különösképpen az Yser folyó torkolatát.

1134: A Zwin megnyílik, csatornaként összekötve Brugge-t (ma Belgium) az Északi-tengerrel.

1163: Hollandiában ebben az évben számos árvíz előfordult. Ezek a Maas-folyó mentén védőgátszakadást okoztak. Ennek következményeként az öreg Rajna torkolata Katwijk-nél, amely már szinte teljesen feltöltődött, teljesen bezárult az árvíz által szállított üledék következtében.

1170: Első mindenszentek árvíz (Allerheiligenvloed). Észak-Hollandia nagy része és a Zuiderzee területe elárasztódott. Egy csatornát kinyitottak az Északi-tengertől az édesvízü Flavó-tóhoz (Almere-tóhoz), és ez alakult a sósvízü Zuiderzee-vé. Az árvíz kiterjedt az Északi-tengerre, a Zuiderzee-re és Waddenzee-re. Két fontos tényező okozta a tenger kiterjedését: az első a tenger területének növekedése, a második a nagy tőzeges területek jelenléte, melyeket könnyen elmosott a víz.

1196: Szent Miklós árvíz (Sint-Nicolaasvloed): Észak-Hollandia nagy része és a Zuiderzee területe elárasztódott. Amely területeket az 1170-es vihar árvíz kikezdett, ez a vihar tovább pusztította, nagy tőzeges területeket elmosva.

A vihar eredményeképpen a tőzeges területek elpusztultak Nyugat-Fríziában és a Waddenzee és az Almere-tó (amelyből a Zuiderzee keletkezett), megnagyobbodott.

1212: Észak-Hollandiában hozzávetőlegesen 60 000 halottat követelő árvíz pusztított.

1214: Vihar-árvíz, mely egész Hollandia területét érintette. Nagy erózió a tőzeges területeken.

1219. január 16.: Szent Marcellus árvíz (Sint-Marcellusvloed). Észak-Hollandia nagy része és a Zuiderzee területe elárasztódott, körülbelül 36 000 embert megölve. Ez volt 50 év alatt a negyedik nagy árvíz. Óriási következményei voltak a két belső tenger: a Zuiderzee és a Waddenzee fejlődésére Hollandiában.

1248. november 20., december 28., és 1249. február 4.: Észak-Hollandia árvízi területei, a tengerparti dűnék elárasztódtak (valószínűleg Callantsoog-nál). Árvíz volt a Frízföldön és Groningenben is.

1277: Árvíz öntötte el Reiderland-ot.

1280: Észak-Hollandia nagy része elárasztódott. Ez az árvíz hozta létre a Lauwerszee-t.

1282: Egy vihar betört a tengerparti dűnéken keresztül Texel környékén és beengedte a tengervizet előnteni a mai Waddenzee és IJsselmeer területét.

1287 december 14: Szent Luca árvíz.

1362: Grote Mandrenke lecsap januárban, „nagy fulladást” okozva. A hurrikán erősségű szél óriási hullámokkal egy hatalmas beltengert faragott Hollandiába, legalább 25 000 lakost megölve. A sós tenger 60 plébániát nyelt el. A vihar Angliában is az infrastruktúra megsemmisülésével járt.

1404: Első Szent Erzsébet árvíz.

1421. november 18.: Második Szent Erzsébet árvíz.

1530: Szent Félix árvíz (Sint-Felixvloed).

1570. november 1.: Második mindenszentek árvíz (Allerheiligenvloed).

1675: Ez az árvíz legfőképpen Észak-Hollandiát érintette. Elárasztotta Terschelling egy részét, Stavoren és Hindeloopen the környékét, Kampen közelében Mastenbroek-et, a Schagen és Den Helder közötti részt, Észak-Hollandiát Alkmaar-tól keletre, Amsterdam környékét, Haarlemmermeer nagyon nagy részét.

Az **1703-as** Nagy Vihar. Ez a vihar olyan pusztító árvizet okozott, mely több ezer ember halálát követelte. Bár nincsenek korabeli szélmérési adatok, de rengeteg beszámoló és naplóbejegyzés teszi egyértelművé, hogy ez a vihar rendkívül súlyos volt. A vihar éjszaka érte el csúcspontját, hatalmas károkat okozva, beleértve számos gát megrongálását is. Ez volt a legerősebb kb. 500 km-es körzetben, érintve Wales, Közép- és Dél-Anglia, az Északi-tenger, Németalföld és Észak-Németország területeit. Sokan hatalmas viharhullámról beszéltek. A tengerészek tornádóról számoltak be. Más források egy szörnyű viharról írtak, és ez utóbbiak jól egyeztek is egymással. Rengeteg villámot figyeltek meg az égen. Az angol újságíró és író, Daniel Defoe (a Robinson Crusoe szerzője) írta ezzel kapcsolatban, hogy „a legszörnyűbb vihar, amit a világ valaha látott”. Defoe szerint a vihar annyira rettenetes volt, hogy nincs az a toll, amivel le lehetne írni a történeteket. A vihar már két hete tartott, és még akkor nem érte el a csúcspontját. Frízföld déli részét teljesen elöntötte az árvíz, a számos gát megrongálódása miatt. Egy zeelandi kapitány egy levelet írt a Zeelandi Tengernagyi Hivatalnak, melyben arról számolt be, hogy nem tudták állni a vihart. A holland flottát is súlyos csapásként érte, azonban a brit flottát érintette a legkeményebben. Hadihajók tucatjai voltak akkor tengeren, az angliai partoknál, ahol több ezren veszítették életüket. A meteorológusok megpróbálták rekonstruálni a vihart. 1703. december elején Skandinávia felett magas volt a légnyomás, azonban a Vizcayai-öbölben, az Egyesült Királyság délnyugati részén volt két depresszió. Az első alacsony nyomású térség az Északi-tenger felett alakult ki, a második Skóciában. A ráadás azonban az volt, hogy egy újabb jelent meg Írországból is. Ez fokozatosan növelte a vihar erősségét, valamint kiterjedését Angliából a keletebbi területekre. A viharos szél a depresszió déli oldalán fúj, Dél-Angliában, ahol már hurrikán erejű szél alakult ki. A barométerek mutatói drasztikusan visszaestek: a számítások szerint a légnyomás 950 hPa-ra csökkent, ami ritkának és igen alacsonynak számít Angliában. Egy erőteljes anticiklon, mely hirtelen érkezett, hatalmas légnyomás-különbségeket okozott, ezzel alakítva ki ezt a hatalmas erejű, pusztító vihart.

1717. december 24-25. éjjel: Karácsonyi árvíz (Kerstvloed).

1820. január 23.: Ez az árvíz elárasztotta Alblasserwaard nagy részét, számos gát beszakadt. Január 26-án a Linge folyó és a Steenenhoek és Gorinchem közötti csatorna zsilipe az események során a csapás hatására összeroskadt. Kb. 1300 km²-nyi terület került víz alá a szerencsétlenség hatására.

1825. február 3-tól 5-ig: Groningen, Frízföld és Overijssel tartományok komoly gátszakadások miatt elárasztódtak, melynek eredményeképpen több mint 800 ember vesztette életét. 1825. február 17-én a kormány felállított egy segélyező bizottságot, hogy támogatást nyújtson az árvízi katasztrófa miatt. A bizottság kimutatását a nemzeti archívumban tartják Hágában. Az árvíz emlékére megjelentették a „Gedenkboek van Neerlands watersnood in februari 1825” című könyvet (magyarul: Az 1825. februári holland árvíz katasztrófájának emlékére).

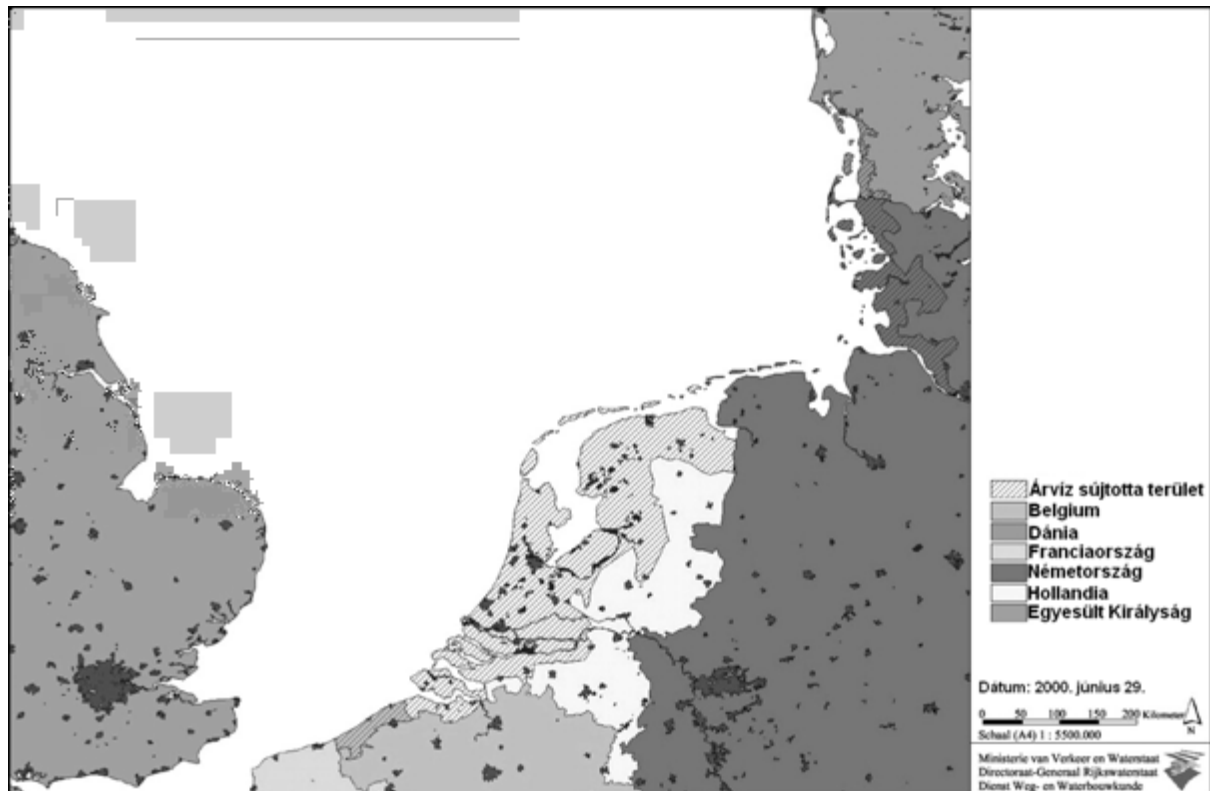
1836: Két viharciklon vezérelte árvíz a Haarlemmermeer tó mellett: Az egyik novemberben elérte Amszterdam kapuját, a másik karácsony napján elárasztotta Leyden-t. 1840 májusában ennek eredményeképpen az emberek elkezdték lecsapolni és visszakövetelni a Haarlemmermeer-t.

1916. január 13. és 14.: Zuiderzee környékén árvízi katasztrófa. Egy tucatnyi helyen áttörtek a védőgátak. Később munkálatok kezdődtek a Zuiderzeewerk-en és megkezdődött az árvízi vihar szolgálat megalakítása.

1953. január 31.-február 1. éjszaka: Északi-tengeri árvíz.

6.2. táblázat. A nevezetes hollandiai viharok és árvizek

Hollandián kívül a viharhullámok szempontjából az Északi-tenger közeli lapályos partvidékei veszélyeztetettek, melyek elsősorban Németországhoz, Dániához és Nagy-Britanniához tartoznak.



6.3. ábra. A viharhullámok által leggyakrabban sújtott területek Északnyugat-Európában, elsősorban Hollandiában és Belgiumban

Végezetül említsünk meg néhányat a közelmúlt nevezetes európai és észak-amerikai viharhullámai közül:

A XX. század legnagyobb viharhullámának az 1953-as *Északi-tengeri áradást* tartják, amely kb. 2000 áldozatot követelt Hollandiában és Angliában. Ez egy kombinált vihar- és gravitációs árapály-hullám volt, amely a vízszintet 5,6 m-rel emelte meg a normál tengerszint fölé.

Németország történetének egyik legnagyobb viharhulláma az 1962-es *Északi-tengeri áradás* volt, amelynek nevezetessége, hogy voltaképpen a Balti-tengert, és azon belül is a német partokat érintette a legnagyobb mértékben. Összesen körülbelül 60 000 ember otthona semmisült meg és a halottak száma Hamburgban elérte a 315-öt.

A közelmúlt egyik legnevezetesebb extratropikus vihara az 1991-es *Halloween-vihar* volt, amely egy trópusi ciklon és egy mérsékelt övi depresszió keverékeként Kanada atlanti partvidékén végzett nagy pusztítást, az eddig legészakabbra partot ért trópusi ciklonként.

Viharhullám szempontjából a 2005-ös Katrina hurrikán (6.4. ábra) is a rekord-döntő események közé sorolható az USA délkeleti partvidékén. 2005-ben az USA-ban az egyik a legnagyobb feljegyzett viharhullám kialakította a Katrina-hurrikánt, amely egy 7,6 méteres viharhullámot hozott létre a Szent-Luis-öböl környékén, Mississippiben, Waveland közösségekben, St. Louis-öbölben, Diamondhead-nél, és Pass Christian-nál, Pass Christian-nál 8,5 méteres viharhullámmal.



6.4. ábra. A Katrina-hurrikán műholdképei (Forrás:

http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/8/8d/Katrina_2nd_landfall.jpg;

http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/a/a4/Hurricane_Katrina_August_28_2005_NASA.jpg/465px-Hurricane_Katrina_August_28_2005_NASA.jpg)

6.2. Szökőárhullámok (cunamik, ang. tsunamis)

Kr. e. 426-ban Thuküdidész, a görög történész és filozófus *A peloponnészoszi háború története* c. könyvében már felveti a szökőárhullámok keletkezésének kérdését, és helyesen meg is válaszolja azt, mondván, hogy a tenger alatti földrengések lehetnek e hullámok okozói. Idézzük írásának vonatkozó részét:

„E jelenség okát, véleményem szerint, a földrengésben kell keresnünk. Azon a helyen, ahol ütése a legerősebb, a tengert visszanyomja, amely azután hirtelen kettőzött erővel nyomul vissza áradást okozva. Földrengés nélkül nem látom, hogyan történhet meg egy ilyen katasztrófa.”

A szökőárhullámok, vagy eredeti japán elnevezésükkel cunamik (ami szó szerinti fordításban kikötői hullámokat jelent) olyan hullámok, amelyek – a később ismertetendő ár-apály hullámokhoz hasonlóan – az óceán egy részének teljes víztömegére kiterjednek, azaz az adott részben foglalt teljes vízoszlop függőleges irányú kimozdulása váltja ki őket¹, de a létrehozó erőhatások teljesen mások, tehát nem a Hold, vagy a Nap vonzása. (A szökőárhullámok angol neve: tidal wave, éppen ezért nem túl szerencsés, mivel összekeverhető az ár-apály elnevezésével, ami – mint az előző fejezetből tudjuk – tide.) Leggyakrabban szeizmikus erők hoznak létre cunamikat, egészen pontosan a tengerre is kiterjedő hatású földrengések és földcsuszamlások, a csak tengerfenéki területekre kiterjedő tengerrengések és üledécsuszamlások, valamint tengerfenéki, illetve a tengerre is kiterjedő hatású szárazföldi vulkánkitörések. Ezenkívül a kontinentális jégmezők egy részének leszakadása, az elsősorban az Antarktiszra és Grönlandra jellemző ún. gleccser-borjadzás, ritkán nagyobb meteorit-bechapódások lehetnek ezeknek a hullámoknak a kiváltó okai². A mesterséges okok között a tengerfenéken, vagy a tenger vizében végrehajtott nagyerejű (általában

¹Ellentétben a szél keltette hullámokkal, melyek a mélységgel gyorsan csillapszanak.

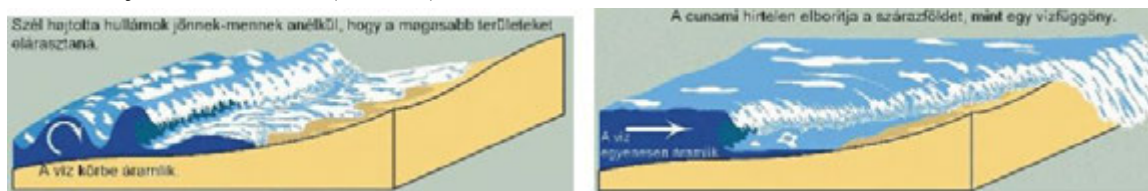
²Már Thuküdidész görög természettudós és filozófus is felismerte a szökőárhullámok szeizmikus eredetét.

nukleáris) robbantások említhetők meg. A trópusi ciklonokban fellépő légköri nyomáscsökkenés által kiváltott viharhullámokat újabban meteocunamiknak is szokták nevezni, ami fizikai szempontból megalapozott, hiszen a csökkent légnyomású terület az egész alatta fekvő vízoszlopra szívóhatást gyakorol és kimozdítja azt nyugalmi helyzetéből. Mivel a későbbiekben ismertetendő állóhullámok (seiche-k) is megmozgathatják a sekélyebb tavak, vagy tengeröblök teljes víztömegét, ezek is megkülönböztetendők a cunamiktól. A cunami legtöbbször nem egyetlen hullám, hanem egy hullám-sorozat, amit angolul hullám-vonatnak (wave train) is szoktak nevezni. Tulajdonképpen ilyen hullámokat hozunk létre kicsiben, amikor egy kődarabot a vízbe dobunk, hiszen a kő süllyedése közben az egész vízoszlopot kimozdítja a helyéből, és a felszínen körhullámok sorozata indul el.

6.2.1. Hatásmechanizmusuk, jelenségtanuk

A cunamik a nyílt óceánon egyáltalán nem magas – általában csak mintegy 30–120 cm-es – de igen nagy (gyakran több száz km) hullámhosszúságú hullámok, illetve hullámsorok. Terjedési sebességük – a nagy hullámhossznak

megfelelően – igen nagy. A mélyvízi hullámok $c = \sqrt{gL/2\pi}$ fázissebesség-képletéből számítva az $L = 10\text{--}1000$ km = $10^4\text{--}10^6$ m közötti hullámhossz-tartományban fázissebességük $c = 125\text{--}1250$ m/s = $450\text{--}4500$ km/h között változik. Ez mutatja óriási mozgási energiájukat, ami a partot érve amplitúdójukat, illetve magasságukat hatalmasra (az eredeti több tízszeresére) növeli. Ezáltal lassuló, de még mindig igen nagy sebességű óriáshullámok jönnek létre, amelyek általában igen nagy pusztítást végeznek, esetleg még a parttól több km távolságban levő területen is. A hullámok a partra kifutva – energiájukat az útjukba kerülő akadályok lerombolására fordítva – tovább lassulnak, végül leállnak. A cunami hullámok általában nem törnek meg, nagy hullámhosszuk miatt csak a leghatalmasabb hullámok teteje destabilizálódik (6.5. ábra).



6.5. ábra. A szél keltette hullámok és a cunami hullámok közötti különbség ábrája (Forrás: <http://staff.washington.edu/cpetroff/wordpress/wp-content/uploads/2011/03/windwave-1024x326.jpg>; <http://staff.washington.edu/cpetroff/wordpress/wp-content/uploads/2011/03/tsunami-1024x341.jpg>)

Részletes jelenségtanukra áttérve: a természetben az $L \sim 200$ km körüli hullámhosszak és $c \sim 800$ km/h körüli terjedési sebességek lépnek fel leggyakrabban. A hatalmas hullámhossz miatt a cunami hullámok periódusideje is igen hosszú: $T = L/c \sim 1/4$ h, azaz kb. 15 perc telik el adott helyen két hullámhegy megérkezése között. Emiatt szinte egyáltalán nem vehetők észre a mélytengeren. Az itt haladó hajókról igen ritkán észlelik őket³.

Ahogy a cunami a parthoz közeledve a sekély vizekre ér, az ún. *hullám-kifutás* (wave shoaling) összenyomja a hullámot, melynek sebessége mintegy 80 km/h-ra mérséklődik, miközben hullámhossza is mintegy 20 km-re csökken. Eközben zajlik le a hullám magasságának gyors és félelmetes arányú növekedése: megjelenik a látható „vízhegy”. A 20 km-es hullámhossz miatt e növekedés percekig tart, s csak ezután éri el a hullám teljes magasságát. A legnagyobb cunamik kivételével – mint említettük – a partot érő hullám nem törik meg, egységes „vízfal”-ként éri el a partot, melynek csak egy keskeny „szalagja” habzik. Ez a vízfal főként a gyorsan nagy mélységűre mélyülő óceáni vizekkel szomszédos nyílt partokra jellemző. Azt a tengerszint-növekedést, amelyet a normális tengerszinthez képest a cunami csúcsának megérkezésekor mérhetünk, „*felfutásnak*” (run-up) nevezik. Mivel – mint említettük – a cunami általában nem egy hullám, hanem hullám-sorozat, számos ilyen felfutás követheti egymást, és nem is biztos, hogy az első a legnagyobb (6.6. ábra). A felfutások között 10–20 perc is eltelhet, míg az egész jelenség több óráig is tarthat.

³Ez és a cunami igen gyors haladása nagyon megnehezíti, illetve lényegében kizárja a tengerre telepített figyelmeztető rendszer kialakítását. Erre legfeljebb geostacionárius műholdakról lenne lehetőség.



6.6. ábra. A Nagy Indiai-óceáni Cunami (2004) hullámsorának egymást követő felvételei a Kata Noi Beach-en (Thaiföld) (1) a második cunami hullám visszahúzódásának kezdete de. 10 óra 17 perckor, (2) a második cunami hullám utáni maximális víz-visszahúzódás 10.20-kor, (3) a harmadik cunami hullám 11.00-kor, (4) a negyedik cunami hullám 11.22-kor (Forrás: <http://upload.wikimedia.org/wikipedia/en/a/a1/2ndTsunamiWave.JPG>; <http://upload.wikimedia.org/wikipedia/en/e/ea/KataNoiRecedingWaters.JPG>; <http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/c/c3/KataNoiHighest.jpg>; <http://en.wikipedia.org/wiki/File:KataNoiMoreWaves.JPG>)

Igen gyakori az az eset, amikor a cunaminak nem a kiemelkedő (hullámhegy), hanem a lesüllyedt (hullámvölgy) része éri el a partot először. Ekkor a tenger abnormális mértékben visszahúzódik, felfedve a tengerfenék egy olyan sávját is, amely egyébként sohasem látható. Ez az egyetlen biztos előjele a szökőárnak, de mivel csak percekkel a hullám megérkezése előtt jelentkezik, általában nem hagy elég időt a menekülésre. A 2004-es Nagy Indiai-óceáni Cunami esetében a látványos vízvisszahúzódás (drawback) emberek megmenekülése helyett számos emberéletet követelt, ugyanis elsősorban a turisták – kíváncsiságtól hajtva – ellepték a szárazra került tengerreszt, hogy tengeri állatokat gyűjtsenek. A mintegy 10 perc múlva érkező hullámhegy majd mindegyiküket megölte (lásd 6.7. ábra).



6.7. ábra. A tengerpart képe a legnagyobb víz-visszahúzódás időpontjában a Nagy Indiai-óceáni Cunami (2004) esetében (Forrás: <http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/3/36/KataNoiReceding.jpg>)

6.2.2. Intenzitásuk és energiájuk mérőszámai

Akárcsak a földrengések esetében, számos kísérlet történt arra, hogy mérőszámokat definiáljanak a cunamik intenzitásának, illetve nagyságrendjének jellemzésére, s így lehetőség legyen a különböző események összehasonlító elemzésére. Az első rutinszerűen használt cunami-erősség skálák az ún. *Sieberg–Ambraseys skála*, és az ún. *Imamura–Iida intenzitás-skála* voltak, melyek közül az elsőt a Földközi-tenger térségében, míg a másodikat a Csendes-óceán nyugati medencéjében használták és használják. Az utóbbi skálát később I. Szolovjov orosz geofizikus módosította, aki a cunami intenzitását az

$$I = \frac{1}{2} + \log_2 H_{\text{án}}$$

képlet alapján javasolta kiszámítani, ahol $H_{\text{án}}$ az átlagos hullámmagasság a cunami forrásához legközelebbi eső parton. Ma ezt a skálát, amely *Szlovjov–Imamura cunami intenzitás-skála* néven ismeretes, használják az egész világon a cunamik méretskálájaként, így a globális cunami katalógusok összeállításánál is, amelyeket az USA-ban a NOAA/NGDC (Nemzeti Geofizikai Adatközpont), Oroszországban pedig az Orosz Föderáció Tudományos Akadémiájának Novoszibirszki Cunami Laboratóriuma tart naprakészen.

A fenti empirikus skálával szemben a cunami globális magnitúdójának (energiájának) nem helyhez kötött meghatározására az első próbálkozás az ún. ML skála volt, melyet megalkotóiról, Murty és Loomis amerikai

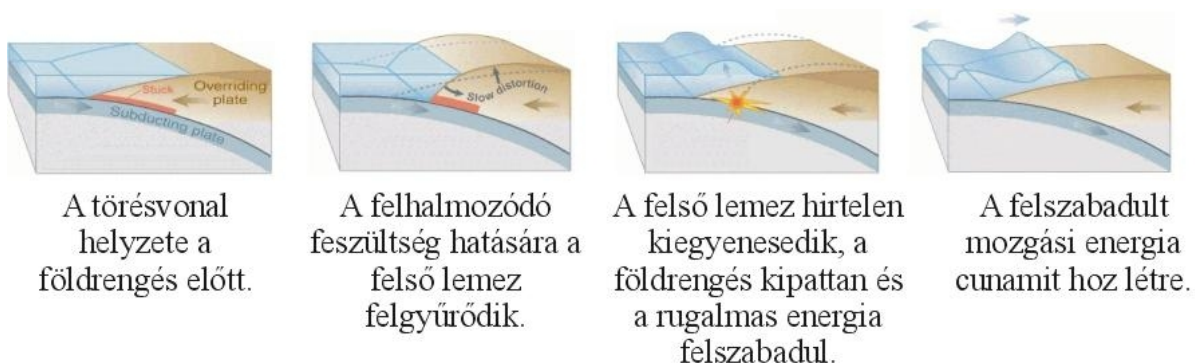
geofizikusokról neveztek el, és a szököárhullám(ok) teljes potenciális energiáján alapult. Sajnos az energia kiszámításának pontatlansága miatt ez a – fizikailag leginkább megalapozott – skála nem terjedt el. Ehelyett egy kevésbé egzakt, de jól számítható globális skálát szoktak használni, melynek neve M_s *cunami magnitúdó skála*, és a következő képlettel számítható:

$$M_s = a \log_{10} h + b \log_{10} R + D$$

ahol h az epicentrumtól R távolságban levő pontban vízszint-mérő (ár-apály mérő) műszerrel mért maximális cunami hullámmagasság, a , b és D pedig empirikus úton megállapított numerikus konstansok (M_s jelentése – totális, v. teljes magnitúdó).

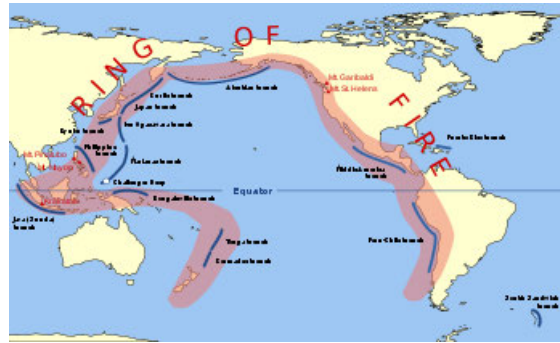
6.2.3. Szeizmikus tektonikus (tele)cunamik

Szeizmikus cunamik leggyakrabban akkor jönnek létre, ha a fent részletezett szeizmikus jelenségek valamelyike – leggyakrabban tengerrengés – során a tengerfenék egy jelentős darabja lesüllyed, vagy felemelkedik. A geofizikában azokat a földrengéseket, amelyek a szilárd földfelszín alkotó kőzetlemezek határán (tektonikus törésvonalak mentén) következnek be és az egyik lemeznek a másikhoz viszonyított függőleges helyzetváltozásával járnak, tektonikus földrengésnek nevezik. Ekkor a mozgó lemezdarab vagy alázökken a másiknak, vagy pedig föléje tolódik. Természetesen előfordul, hogy mindkét tektonikus lemez egyszerre mozdul meg. Ezek a földrengések rendszerint az ún. konvergens (összetartó) törésvonalak mentén pattannak ki, ahol a kőzetlemezek vízszintes irányban egymáshoz nyomódnak, míg a törésvonalak másik két fajtájánál, a divergens (széttartó), illetve a deformatív (egymás mellett elcsúszó) törésvonalaknál jóval ritkábbak és kisebb erejűek. A következő, 6.8. ábra a konvergens törésvonalaknál egymás alá csúszó kőzetlemezek által kiváltott „betolódási” szeizmikus cunamik kialakulásának tipikus tektonikai hátterét mutatja be.



6.8. ábra. A cunami kialakulásának mechanizmusa (Forrás: <http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/8/8c/Eq-gen1.jpg>; <http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/b/b5/Eq-gen2.jpg>; <http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/b/b9/Eq-gen3.jpg>; <http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/3/3a/Eq-gen4.jpg>)

Ezen mechanizmus fontosságát jelzi, hogy a cunamik mintegy 80%-a a Csendes-óceánon következik be, az itt kialakult és a szeizmológusok által „tűzgyűrűként” (*Pacific Ring of Fire*, 6.9. ábra) ismert, csaknem a teljes óceáni medencét körbevevő tektonikus szubdukciós gyűrű körzetében végbemenő lemezmozgások miatt.



6.9. ábra. A Csendes-óceáni „tűzgyűrű” (the Pacific Ring of Fire) (Forrás: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/5/52/Pacific_Ring_of_Fire.svg/350px-Pacific_Ring_of_Fire.svg.png)

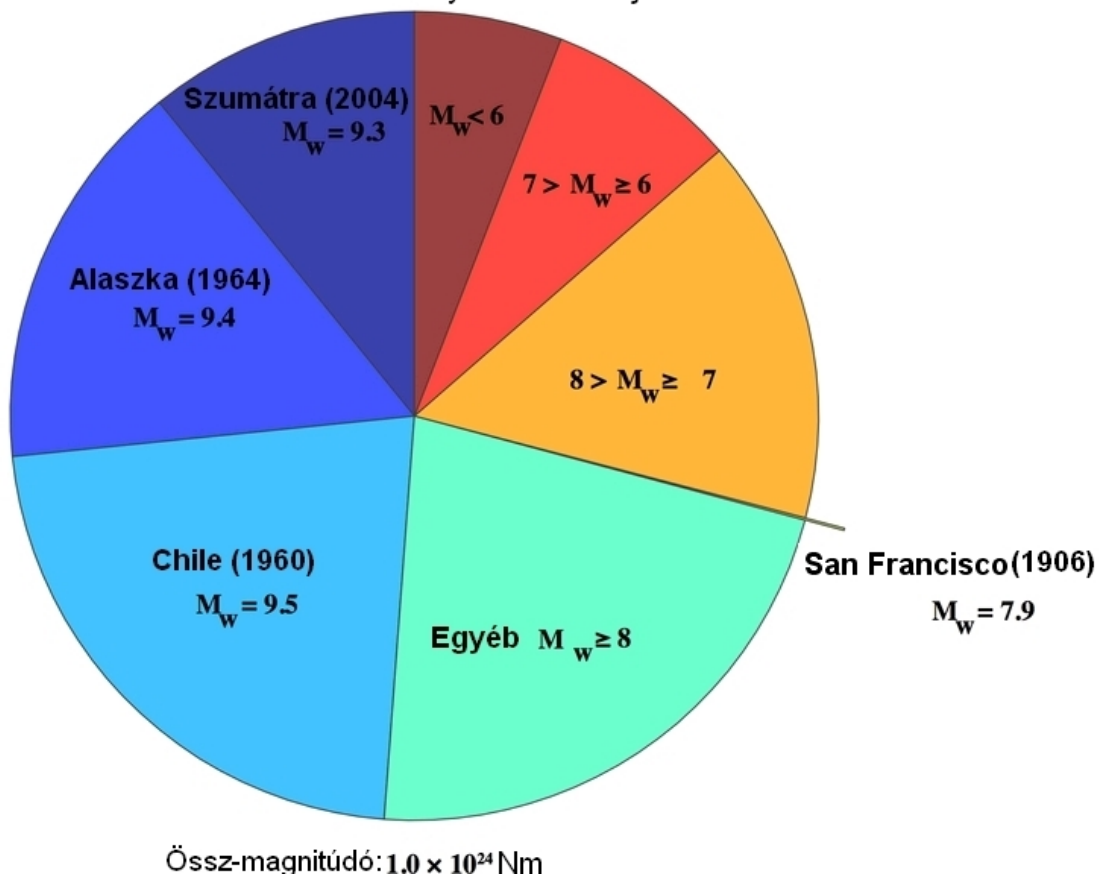
Az elmúlt évszázad (egész pontosan az 1906–2005 közötti időszak) legnagyobb tektonikus földrengései, melyeknek energiáját az alábbi diagramon (6.10. ábra) mutatjuk be, azaz az 1960-as chilei földrengés, az 1964-es alaszakai földrengés és a 2004-es szumátrai földrengés – helyszínükből következően – mind szökőárt eredményeztek, mégpedig olyan globális szökőárhullámokat, amelyek többször megkerülték a Földet. Az ilyen cunamikat *globális*, vagy *tele-cunaminak* nevezzük; az őket kiváltó földrengések pedig mindannyiszor szubdukciós törésvonalak mentén kialakult ún. *megathrust* („mega-betolódási”) rengések voltak.

A műszerekkel megbízhatóan megmért energiájú földrengések közül⁴ csak a három legnagyobb rengés: a Valdivia közeli epicentrumú *Nagy Chilei Földrengés* (Great Chilean Earthquake, $M_w=9,5$), az alaszakai Vilmos hercegszorosbeli (Prince William Sound) epicentrumú *Nagypénteki Földrengés* (Good Friday Earthquake, $M_w=9,4$), valamint a Szumátra közelében fekvő Simeulue sziget alatti epicentrumú *Karácsony Másnapi Földrengés* (Boxing Day Earthquake, $M_w=9,3$) energiája haladta meg az $M_w=9,0$ magnitúdó értéket. Az éppen $M_w=9,0$ magnitúdójú földrengések száma is csupán kettő volt: az egyik Kamcsatka partjaitól keletre fekvő epicentrummal 1952-ben következett be, a másik a 2011-es japán földrengés volt, amely a Tōhoku Földrengés nevet kapta földrajzi helyéről. Mind az öt felsorolt óriás-földrengés azonos jellegű volt a következőkben:

- a Csendes-óceán körüli tűzgyűrűben pattantak ki, tengeri vagy óceáni epicentrummal;
- lemeztektónikai eredetű mega-alácsúszásos, „megathrust” rengések voltak;
- mindegyikük globális hatású „tele-cunamit” okozott.

⁴Egészen 2011 márciusáig.

Globális szeizmikus események: 1906. január – 2005. december



6.10. ábra. Globális szeizmikus események 1906 januárjától 2005 decemberéig (Forrás: <http://feww.files.wordpress.com/2009/07/total-seismic-moment-released-by-earthquakes-1906-2005.jpg?w=420&h=361>)

Az M_w magnitúdó értékek a rengés során felszabaduló energiát (a rengés által „végzett”) munkát jellemzik a következő képlet alapján:

$$M_w = \frac{2}{3} \log_{10} M_0 - 10,7$$

ahol M_0 a rengés energiája 10^{-7} J (Nm) egységben. A listavezető chilei földrengés energiája tehát mintegy 2×10^{23} Nm volt, amivel a listázott rengések összenergiájának 1/5 részét képviselte, míg a legutóbbi szumátrai tengerrengés energiája 10^{23} J (Nm) volt, azaz az összenergia 1/10 része.

Tragikus sajátossága ezeknek a globális cunamiknak, hogy míg az időrendben első három rengés viszonylag kevés áldozattal járt, elsősorban a közelükben fekvő partok viszonylag gyér népessége és a sűrűn lakott urbanizált területek epicentrumuktól való viszonylag nagy távolsága miatt, addig az utolsó kettő – amely már századunkban következett be – tragikus rekordokat döntött mind az emberi áldozatok, mind pedig az anyagi károk és a jövőbe ható következmények terén. Mindez fokozottan irányítja rá figyelmünket a Föld túlnépesedéséből és veszélyes erőforrásainak túlzott használatából fakadó veszélyekre. E két „mega-katasztrófával” a továbbiakban részletesen foglalkozunk.

Sajnos a 21. század eddig – ismereteink szerint – rekord-döntőnek bizonyult a globális hatású cunamik tekintetében. A 2004-es szumátrai földrengés, amelynek nyomán a Nagy Indiai-óceáni Szökőárnak nevezett természeti katasztrófa kialakult, az eddig feljegyzett harmadik legnagyobb erejű földrengés és a legtöbb áldozatot követelő szökőár volt az emberiség történetében.

6.2.4. A 2004-es Indiai-óceáni Szökőár (the 2004 Indian Ocean Tsunami)

A 2004-es indiai-óceáni (Szumátra-Andaman) földrengés egy, a tengerfenéken bekövetkezett óriási betolódási földrengés (tengerrengés) volt, amely 2004. december 26-án 00:58:53 UTC-kor (helyi idő szerint 10:58:53-kor) kezdődött. Epicentruma az indonéziai Szumátra szigetétől nyugatra, az Andaman-sz. irányában volt, ezért a szeizmológusok általában Szumátra-Andaman földrengésnek nevezik. A földrengés által kiváltott szökőárra is többféle elnevezés terjedt el, melyek közül az Indiai-óceáni Cunami, az Indonéziai Cunami és a Karácsony Másodnapi (Boxing Day) Cunami a legelterjedtebbek. A szökőárt kiváltó földrengés a Richter-skálán 9,1–9,3 közötti erősségű volt, azaz a műszerrel regisztrált harmadik legerősebb. Ugyanakkor első helyen áll a keletkezett kéregrepedés (fault) hosszát és kialakulásának időtartamát illetően: 1600 km, illetve 8,3–10 perc. A repedés következtében az egész Föld 1 cm-es amplitúdójú rezgésbe kezdett és az antipódusnak számító Alaszkában is másodlagos rengések léptek fel. A keletkezett szökőár egyes partokon 30 m-es hullámokat hozott létre. A leginkább érintett országok Indonézia, Sri Lanka, India és Thaiföld voltak, de még Dél-Afrikában is voltak halálos áldozatok. Az áldozatok száma mértéktartó becslések szerint is elérte a 230 ezret, amivel – a halálos áldozatok tekintetében – az írott történelem harmadik legnagyobb természeti katasztrófájává lett (6.11. ábra).



6.11. ábra. A nagy Indiai-óceáni Szökőár Ao Nangban (Thaiföld) (Forrás: <http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/2/2d/2004-tsunami.jpg/300px-2004-tsunami.jpg>)

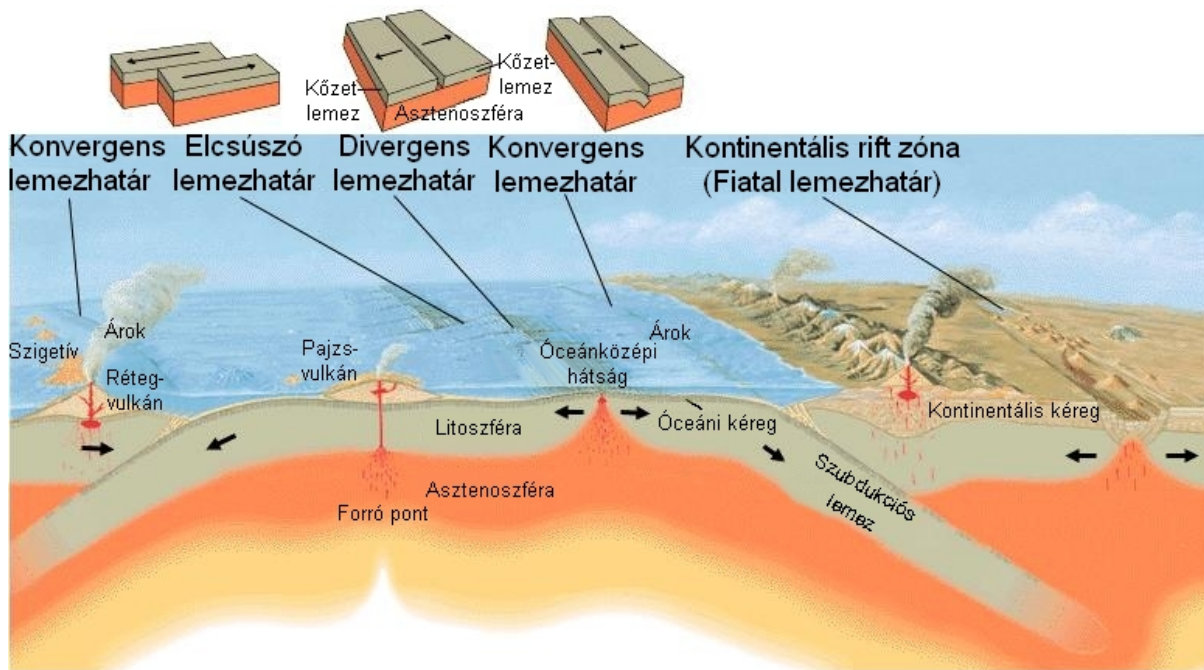
A Szökőár részletes leírása geofizikai és oceanográfiai szempontból, egyéb aspektusok

Szeizmikus háttér

A kipattant megathrust rengés szokatlanul nagy volt mind földrajzi, mind geológiai értelemben. Körülbelül 1600 kilométer (1000 tengeri mérföld) hosszúságú törésvonal-szakasz repedt meg és csúszott el mintegy 15 métert (50 láb) azon a törésvonalon, ahol az Indiai lemez becsúszik a felette fekvő Burma lemez alá. A repedés nem pillanatszerűen ment végbe, hanem néhány perc alatt és két fázisban:

1. fázis: Szeizmografikus és akusztikus szondázási adatok igazolják, hogy az első fázisban egy mintegy 400 km (250 tengeri mérföld) hosszúságú és 100 kilométer (60 tengeri mérföld) szélességű repedés keletkezett 30 km-rel a tengerfenék alatt – ez volt a valaha is észlelt legszélesebb repedés, amely egy földrengés során keletkezett. A repedés 2800 m/s sebességgel terjedt – ami 10 000 km/h, illetve 6200 mph sebességnek felel meg – kiindulópontjától, Aceh partjaitól északnyugati irányban. Kialakulása mintegy 100 másodperc alatt zajlott le.

2. fázis: Ezután mintegy 100 másodperces szünet állt be az eseményekben, majd a repedés folytatta útját az Andaman és Nicobar-szigetek felé. A repedés északi része a korábban létrejött déli résszel ellentétben már lassabban – 2100 m/s (7500 km/h, illetve 4700 mph) sebességgel terjedt északi irányban további 5 percen át, amíg elért egy olyan lemezhatár-szakaszra, ahol alábukás helyett csúszó-ütköző mozgás volt jellemző (a két lemez ellentétes irányban elcsúszik egymás mellett). Ez természetszerűen lecsökkentette a víz függőleges irányú kilendülését és jelentősen mérsékelte a cunami-hullám méretét az Indiai-óceán északabbra fekvő térségeiben (a 6.12. ábra a törésvonalak három alapvető fajtáját ábrázolja).



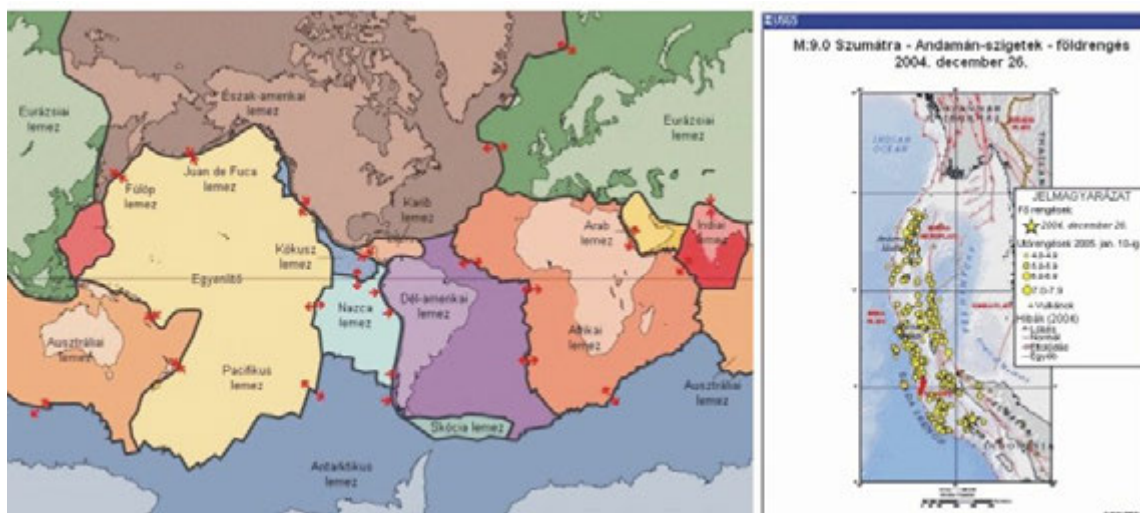
6.12. ábra. Szubdukció folyamatai (Forrás: http://giseis.alaska.edu/input/west/guides/amato_faulting/fault_types_and_boundaries.jpg)

Az Indiai lemez a nagy Indo-Ausztráliai lemez része, amely az Indiai-óceán és a Bengáli-öböl alatt fekszik, és keleti irányban mozog mintegy 6 cm/év sebességgel. Az Indiai lemez a Burmai lemezzel (amely a nagy Eurázsiai lemez egy része) a Szunda-árokban érintkezik, amely a földrengésben és szökőárban közvetlen szerepet játszó szubdukciós zóna volt. A Burmai lemezen fekszenek az Andaman és a Nicobar-szigetek, valamint Észak-Szumátra. A szubdukciós zónában a lesüllyedő kőzet megolvad, gáztartalma felszabadul, és a félig olvadt magma vulkanikus kürtöket formál, így egy vulkanikus hegylánc formálódik a törésvonal mentén, amelyet Szunda-ívnek neveznek (6.13. ábra).

Oceanográfiai és geológiai következmények

Az oldalirányú mozgásokon kívül a rengés után a tengerfenék több métert megemelkedett, mintegy 30 km³ vizet kiszorítva a helyéről. Ez a víztömeg okozta a cunami hullámokat. Mint az az előbb leírtakból kiderül, a vertikális elmozdulás nem egy pont, hanem egy vonal mentén játszódott le, tehát a cunamit nem pontforrás, hanem egy 1600 km hosszúságú vonalforrás okozta. Ez volt az oka annak, hogy minden idők egyik legnagyobb tele-cunamija jött létre, amely elérte Mexikót, Chilét és az Arktiszt is. A tengerfenék megemelkedése csökkentette a teljes Indiai-óceán térfogatát, mintegy 0,1 mm-rel megemelve annak átlagos vízszintjét.

Geológiailag számos igen látványos következménye volt a földrengésnek. Mintegy 10 m-es oldalirányú és 4–5 m-es függőleges irányú elmozdulás történt a teljes 1600 km-es törésvonal mentén. Mivel a mozgás függőleges irányú is volt, nem meglepő, hogy egyes szárazföldi területek a tenger szintje alá süllyedtek. Az Andaman- és a Nicobar-szigetek a délnyugati irányú mintegy 1,25 m-es elmozdulás mellett csaknem 1 méterrel megsüllyedtek.



6.13. ábra. A bal oldali ábrán a Föld alapvető tektonikus lemezei láthatók, köztük a földrengésben érintett lemezekkel. A jobb oldali ábra az $M_w > 4,0$ magnitúdójú utóregések színhelyét (epicentrumát) ábrázolja, amely pontthalmaz nagyon jól kirajszolja a Szunda-ív térségét. (Forrás:

http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/8/8a/Plates_tect2_en.svg;

http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2004/us2004slav/tect_lg.gif)

2005 februárjában a változások feltérképezésére kiküldött HMS Scott, a Brit Királyi Haditengerészet kutatóhajója, egy nagyfelbontású és több hullámhosszon működő szonár segítségével végigkutatta a földrengés által érintett tengerfenék területét 1000 és 5000 méter közötti mélységben. Azt tapasztalták, hogy a rengés hatalmas változásokat okozott a tengerfenék topográfiájában. A korábbi geológiai tevékenység által létrehozott 1500 m magas domb-láncok mindenütt beomlottak a törésvonal mentén, több kilométer szélességű üledék-omlásokat okozva. Az egyik ilyen „omlás” egy olyan monolit kötőmb megmozdulását jelentette, amely 100 m magas és 2 km hosszú volt. A tektonikus emelés hatására felfelé mozduló víztömeg hatalmas – nem ritkán több millió tonna súlyú – sziklatömböket görgetett a tengerfenéken, akár 10 km távolságra. A legfontosabb végeredmény az volt, hogy egy 80–100 km hosszúságú mélyóceáni árok nyílt meg az epicentrum közelében a tengerfenéken.

A felszabadult energia mennyisége

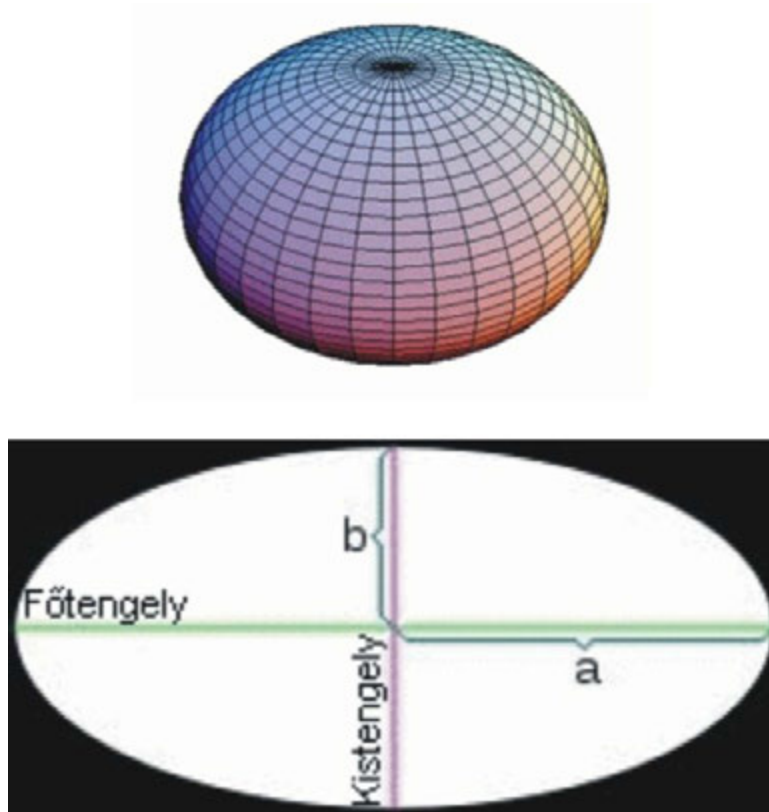
Ha csupán a felszínen felszabadult energiát vesszük számításba (ME, amelyet pusztítást okozó szeizmikus potenciálnak neveznek), ezt $1,1 \times 10^{11}$ MJ-ra becsülik, amely 26,3 megatonna TNT-nek felel meg, tehát a hirosimai atombomba pusztító energiájának mintegy 1500-szorosa volt. Ez azonban csak egy kis része a teljes felszabadult energiának, melynek többi része a felszín alatt realizálódott. Ez a korábban már definiált teljes energia az adott esetben $4,0 \times 10^{16}$ MJ lehetett, tehát mintegy 363 000-szer nagyobb, mint az ME.

Ez már 9560 Gt TNT ekvivalens, azaz 550 millió hirosimai bomba egyesített energiája, vagy az USA 370 évi teljes energiaszükséglete a 2005. évi szinten. Már említettük, hogy ennél nagyobb energiája csak az 1960-as chilei ($2,5 \times 10^{17}$ MJ) és az 1964-es alaszakai ($7,5 \times 10^{16}$ MJ) földrengésnek lehetett.

Geofizikai és planetológiai következmények

A rengés a földfelszínen átlagosan 20–30 cm-es amplitúdójú oszcillációt keltett, amely megegyezik a Nap és a Hold teljes vonzóerejének hatásával. Ezek a rezgések az antipóduson is elérték a 3 mm amplitúdót, és még két hónappal a rengés után is észlelhetők voltak, mintegy 100-szoros gyengülés után. Csak mintegy négy hónap után olvadtak bele a Föld sajátrezgéseibe. A rengés hatalmas energiája és viszonylag csekély mélysége miatt az energia főleg felszíni elasztikus (Rayleigh-) hullámok formájában terjedt, melyeknek amplitúdója a földkerekségen mindenütt elérte az 1 cm-t.

A tömegátrendeződés és az energia-felszabadulás következtében a Föld planetáris paraméterei (6.14. ábra) is megváltoztak kis mértékben. A földrengés az elméleti modellek szerint mintegy 2,68 mikroszekundummal változtatta meg a nap hosszát a Föld lapultságának változása révén.



6.14. ábra. A Föld alakja (Forrás:

<http://image.absoluteastronomy.com/images/encyclopediaimages/o/ob/oblatespheroid.png>;
http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/6/64/Ellipse_axis.svg)

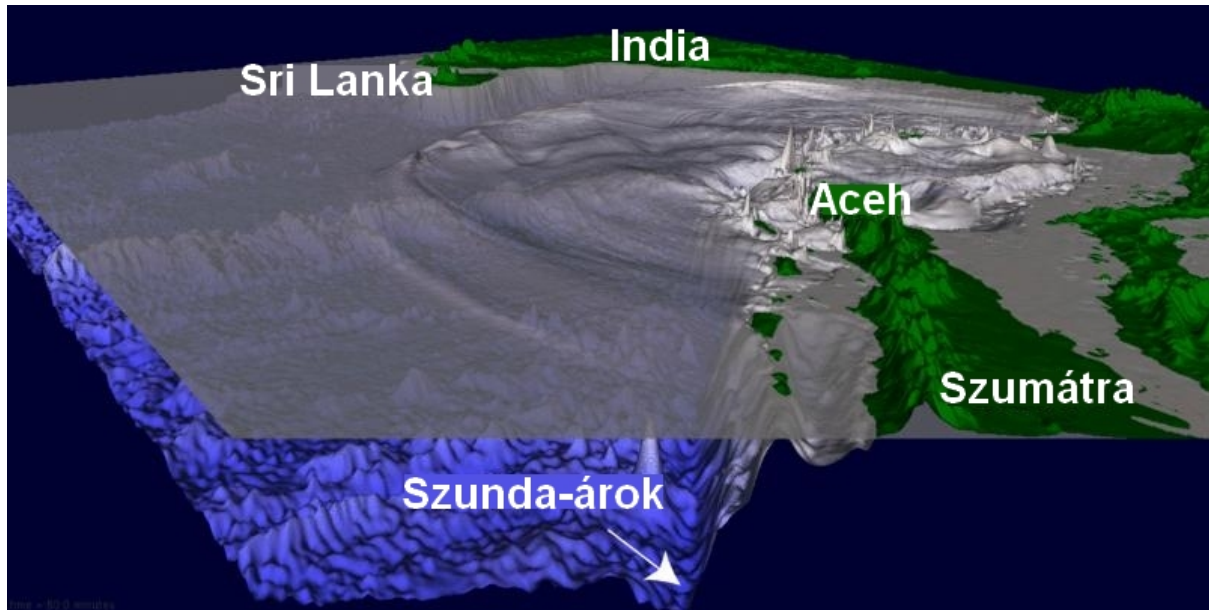
Ezzel egyidejűleg kiváltotta a Föld forgástengelye körüli „imbolygását” a 145° keleti szélesség irányában. Ennek mértékéről megoszlanak a vélemények: 2,5 cm és 5–6 cm közé teszik. Minthogy azonban a Hold vonzása következtében a nap hossza amúgy is 15 μ s-mal nő évente, az okozott anomália kb. 3 hónap alatt eltűnik (vagy inkább beolvad, ami nem ugyanaz). Ehhez hasonlóan a Föld tengelyének természetes gravitációs eredetű Chandler-ingása, amely akár 15 m-t is elérhet, magába „nyeli” a földrengés által okozott anomáliát.

Meg kell említeni, hogy ez volt az első cunami, amelyről majdnem teljes műholdas felvétel-sorozat készült a TOPEX/POSEIDON és JASON-1 műholdak jóvoltából. Ezek a műholdak a tengerfelszín topográfiáját 1–2 cm pontossággal mérő radarokat hordoznak a fedélzetükön, és a cunami hullám magasságát a mélytengeren mintegy 50 cm-nek regisztrálták.

A cunami jellemzői

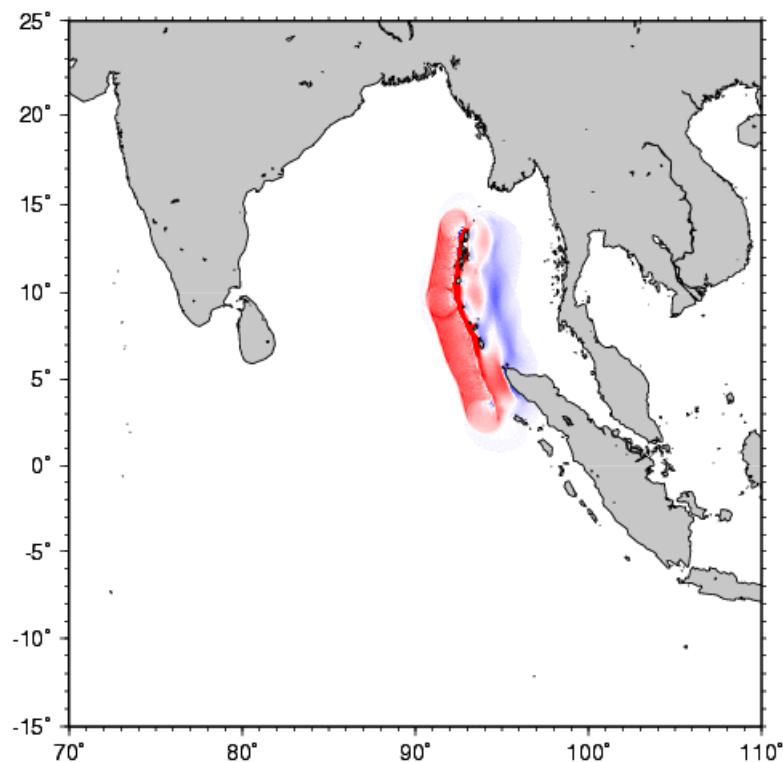
A cunami – az átlagnak megfelelően – eltérő viselkedést mutatott a mélyóceánban és a sekély parti vizekben. Az első esetben csupán egy kis kiemelkedésként volt megfigyelhető, amely azonban a hely függvényében 500–1000 km/h sebességgel haladt. A parti vizekben sebessége néhányszor tíz km/h-ra csökkent, miközben amplitúdója két nagyságrenddel megnőtt és így pusztító erejű hullámhegygé vált. Aceh (Szumátra) területén a károk vizsgálata közben bizonyítékot találtak arra, hogy a hullám 24 méteres magasságot ért el a partvonal hosszú szakaszán, majd a szárazföldön tovább haladva – már nem közvetlenül a parton fekvő egyes területeken – a 30 m-es magasságot is elérte. Egyes helyeken a cunami 2 km mélységben hatolt be a szárazföldre. Mint említettük, a műholdakon elhelyezett radar-magasságmérők a nyílt óceánon csupán 60 cm-es maximális hullámmagasságot regisztráltak. Sajnos ezeket a méréseket figyelmeztetési célra nem tudták felhasználni, mivel feldolgozásuk nem on-line történt, az adatok csak néhány órával később váltak ismertté.

Elismert cunami szakértők véleménye szerint a szökőárhullámok energiája 20×10^9 MJ (5 megatonna TNT egyenérték) volt, ami kétszerese a II. világháborúban felhasznált összes robbanóerőnek, de mégiscsak elenyésző része a földrengés teljes energiájának.



6.15. ábra. A Szumátra-Andaman földrengés által kiváltott szökőár terjedésének animációja a főrengést követő 3 órában. A vizualizáció északnyugati irányba nézve készült. (Forrás: <http://walrus.wr.usgs.gov/tsunami/sumatraEQ/SumatraNW2.html>; http://upload.wikimedia.org/wikipedia/en/4/45/2004_tsunami_animation.gif)

Mivel az 1600 km hosszú törésvonal, amelyen a földrengés lezajlott, csaknem észak–déli irányú volt, nyilvánvaló, hogy a cunami hullámok erre merőlegesen, azaz keleti és nyugati irányba indultak el. Ennek a ténynek az érintett partokra nézve számos szerencsés és szerencsétlen következménye volt (6.15., 6.16. ábra).



6.16. ábra. A cunami hullámstruktúrája a főrengést követően. Piros színnel a pozitív, kék színnel pedig a negatív magassági anomáliát jelöltük. Jól látható, hogy keleti irányban egy negatív hullám indult el, ami a parton víz-visszahúzóddással kezdődő cunamit váltott ki (pl. Thaiföldön). Ugyanakkor nyugati irányban pozitív hullámot váltott ki a rengés, tehát a cunami víz-visszahúzóddás nélkül futott ki a partra (pl. Sri Lankán). A hullámok azon sajátossága

is jól látható, hogy a mélyülés amplitúdója kisebb, mint a feltornyosulásé. Sajnos ez nem sokat segített a szumátraiakon, hiszen igen közel voltak az epicentrumhoz, viszont lényegesen rontotta a Sri Lankaiak helyzetét.
(Forrás: <http://images-mediawiki-sites.thefullwiki.org/10/2/6/6/57821663151093164.gif>)

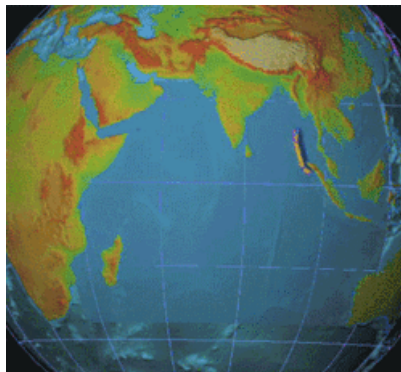
Banglades, ami a Bengáli-öböl északi végében fekszik, gyakorlatilag érintetlen maradt, annak ellenére, hogy igen alacsonyan fekvő terület és viszonylag közel volt az epicentrumhoz is. Ez annak köszönhető, hogy a cunami hullámok itt gyakorlatilag a parttal párhuzamosan gördültek, és – mint korábban említettük – energiájuk is jóval kisebb volt, mint a délebbre fekvő részeken. A szárazföldeknek a cunami keletkezési helyével átellenes oldalán fekvő partszakaszok általában biztonságosak, de nagy cunamik esetén a hullámok megtörése és szétsugárzása (diffrakciója) miatt ezeken a helyeken is keletkezhetnek károk. Így 2004-ben az India nyugati partján fekvő Kerala állam, valamint Sri Lanka nyugati partvidéke is jelentős károkat szenvedett. Érdekes tény az is, hogy az epicentrumtól 7000 km-re, de a hullámok irányára merőlegesen fekvő szomáliai partokon nagyobb károk keletkeztek, mint Bangladesben, melynek partvidéke mindössze 1500 km távolságra volt az epicentrumtól.

Mivel a 2004-es cunami globális hatású tele-cunami volt, megérkezése a rengés időpontjához képest – az adott hely távolságának függvényében – széles határok között változott (mint azt a 6.17. ábra animációjából is láthatjuk). Szumátra északi részére a rengés után már 15 perccel megérkezett a szökőár, Sri Lankára és India keleti partvidékére 90–120 perccel a rengés után, míg Szomáliába 7 órával később. Thaiföldön szintén viszonylag későn, 2 órával a rengés után jelentkezett a cunami, mivel a sekély Andaman-tengeren lényegesen lassabban haladtak a hullámok a sekélyvízi terjedési sebesség kisebb értékének megfelelően:

$$c_d = \sqrt{\frac{gL}{2\pi}} > c_s = \sqrt{gh} \quad \text{ha } h < L/2\pi$$

ami $L = 31,4 \text{ km} = 3,14 \times 10^4 \text{ m}$ hullámhossz mellett $h < 5000 \text{ m}$ határmélységet határoz meg. Mivel itt a tengersélység ennek csak kb. 1/10-e, ez $\sqrt{10}$ -szeres, azaz mintegy 3-szoros sebességcsökkenést jelent.

A cunami legtávolabbi észlelési pontja (nem számítva a műszeres méréseket, melyek az egész Földön kimutatták azt), a Dél-Afrikában fekvő Struisbaai (az afrikai kontinens csaknem legdélibb pontja, az Agulhas-fok szomszédságában) volt, 8500 km-re az epicentrumtól. Itt egy 1,5 m magas dagályhullámként érkezett ki a partra, 16 órával a földrengés kipattanása után. Ez a nagy késés annak tulajdonítható, hogy a hullám lelassult a Dél-Afrikát körülvevő széles kontinentális talapzaton, majd délnek fordult a kontinens keleti partvonalát követve. Egyes források szerint a cunami elérte az Antarktisz is, ahol a japán Showa Kutatóbázison 1 m-es hullámot mértek, s ezt követően számos rezonancia-hullám is észlelhető volt.



6.17. ábra. A cunami alább közölt animációjából világosan látható, hogyan sugároztak ki a cunami hullámok az 1600 km hosszúságú aktív zónából. (Forrás:

http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/4/47/2004_Indonesia_Tsunami_Complete.gif)

Halálos áldozatok és szükségintézkedések

Az U.S. Geological Survey adatai szerint összesen 227 898 ember vesztette életét a cunami következtében. Ezzel a katasztrófa a cunamiknál általában több áldozatot követelő földrengések között is az első 10 között van az emberiség történetében. A legtöbb áldozatot, mintegy 170 000 embert, Indonézia lakosai közül követelte a szökőár. Az epicentrumtól 8000 km-re fekvő Dél-Afrikában is 8 halálos áldozat volt. Igen szomorú dolog, hogy az áldozatok

mintegy 1/3-a gyermek volt. Ezen kívül a halászatból visszatérő férjeiket váró asszonyok közül is feltűnően sok volt az áldozat. (A halászok a trópusokon általában éjjel, vagy kora hajnalban indulnak el és délre térnek haza a zsákmánnyal.) A helyi lakosokon kívül nagyszámú külföldi turista – mintegy 9000 ember – is életét veszítette. E szempontból a listavezetők az északi országok voltak, elsősorban Svédország, 543 áldozattal.

Sri Lankán, Indonéziában és a Maldív-szigeteken szükségállapot (statárium) bevezetése vált szükségessé. Az ENSZ becslése szerint a mentési munkálatok költségei az eddigi legmagasabbak voltak az emberiség történetében Az ENSZ akkori főtitkára, Kofi Annan szerint a helyreállítás valószínűleg 5–10 évet vesz majd igénybe.

A 6.3. táblázat az emberéletben és a létfeltételekben okozott károkat foglalja össze.

Az érintett ország és időzónája	Halottak megerősített száma	Halottak becsült száma	Sérültek száma	Eltűntek száma	Kitelepítettek száma
Indonézia (UTC+7h)	130 736	167 799	n/a	37 063	500 000+
Sri Lanka (UTC+5:30h)	35 322	35 322	21 411	n/a	516 150
India (UTC+5:30h)	12 405	18 045	n/a	5640	647 599
Thaiföld (UTC+7h)	5395	8212	8457	2817	7000
Szómália (UTC+3h)	78	289	n/a	n/a	5000
Mianmar (Burma) (UTC+7h)	61	400–600	45	200	3200
Maldív-szk. (UTC+3h)	82	108	n/a	26	15 000+
Malajzia (UTC+7h)	68	75	299	6	n/a
Tanzánia (UTC+3h)	10	13	n/a	n/a	n/a
Seychell-szk. (UTC+4h)	3	3	57	n/a	200
Banglades (UTC+6h)	2	2	n/a	n/a	n/a
Dél-Afrika (UTC+1h)	2	2	n/a	n/a	n/a
Jemen (UTC+3h)	2	2	n/a	n/a	n/a
Kenya (UTC+1h)	1	1	2	n/a	n/a
Madagaszkár (UTC+3h)	n/a	n/a	n/a	n/a	1000+
Összes	~184 167	~230 273	~125 000	~45 752	~1,69 millió

6.3. táblázat. A nagy Indiai-óceáni Szökőár által okozott károk

Gazdasági és környezeti károk

A cunami okozta anyagi veszteségek végzetesek voltak a tengerparti halászközösségekre, akik amúgy is az adott országok legszegényebb néprétegeihez tartoznak. Indonéziában jelentős gazdasági kárként jelentkezett a halászhajók és felszerelések csaknem 100%-ának pusztulásán felül a halászok számában, mint munkaerőben és családfenntartó emberekben bekövetkezett veszteség. Sri Lankán a sok felszereléssel (horgok, varsák, lándzsák stb.) folytatott hagyományos halászmesterség mintegy 250 000 embernek adott kenyeret, ez volt a régió fő gazdasági „ágazata”. Az utóbbi időben a halászat dinamikusan fejlődő szektor volt, ami jelentős devizabevételt is termelt az országnak. Becslések szerint itt a halászati infrastruktúra mintegy 2/3-a semmisült meg. A halászok csónakjaikat üvegszál erősítésű hajókra próbálják cserélni a szökőár óta. A közgazdászok véleménye megoszlik a károk súlyosságáról az érintett nemzetgazdaságok egésze szempontjából, többségük azonban alapvetőnek mondja ezeket az infrastrukturális veszteségeket, valamint a mezőgazdaságban és az ivóvízbázisban bekövetkezett nehezen visszafordítható károk miatt, amelyeket a sós tengervízzel való tartós elöntés okozott. Károk keletkeztek a Malakka-szorosban folyó nagy volumenű hajóforgalmat biztosító infrastruktúrában (világítótornyok, jelzőbóják, kikötői berendezések stb.) is. A turizmus csak mintegy 5 évvel a cunami után érte el a korábbi értéket, jelentős részben pszichológiai momentumok (a veszélytől való félelem) miatt.

Az emberéletekben bekövetkezett szörnyű veszteség mellett az indiai-óceáni cunami hatalmas és maradandó környezeti károkat is okozott (6.18. ábra), amelyek még hosszú éveken át negatív hatást fognak gyakorolni a térségre. Komoly károk keletkeztek az ökoszisztémában, ezen belül a mangrove erdőkben, a korallzátonyokban és trópusi esőerdőkben, valamint a parti mocsarak élővilágában, biodiverzitásában, és a felszín alatti vizekben.

Ezenfelül a keletkezett hatalmas mennyiségű szilárd és folyékony hulladék (romok, szétömlött szennyvíz stb.) tovább súlyosbította a környezet károsodását (6.19. ábra). A fő problémát a térség csekély mennyiségű édesvíz készletének tengeri só általi megmérgezése és a szántóföldeken visszamaradt jelentős sósórtég jelenti (6.20. ábra). Még a Maldív-szigeteken is mintegy 16–17 eddig lakható korall-sziget (atoll) vált évtizedekre lakhatatlanná. Az ivóvíz-bázis alapjául szolgáló porózus kőzetek sóval telítődtek, a sóval fedett szántóföldek pedig terméketlenné váltak. Helyreállításuk rendkívül költséges lenne. Sri Lankán több ezerre tehető az elpusztult rizs, mangó és banánültetvények száma. Az ivóvizet szolgáltató kutak mintegy két év múltán váltak ismét használhatóvá.



6.18. ábra. Cunami okozta pusztítás (Forrás: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/8/80/US_Navy_050102-N-9593M-040_A_village_near_the_coast_of_Sumatra_lays_in_ruin_after_the_Tsunami_that_struck_South_East_Asia.jpg)



6.19. ábra. Az Apung 1-et, egy 2600 tonnás hajót a cunami 2–3 km-re sodorta be a partra és végül egy kétpályás autópályán „landolt”. Ma Banda Aceh városának egyik fő turisztikai attrakciója. (Forrás: http://3.bp.blogspot.com/_LoPTdkHrjK/SvEYoVOWogI/AAAAAAAAFqw/orJRuSFGXeg/s1600/apung-ship-washed-ashore-banda-aceh-2004-tsunami-2600-tons.JPG)



6.20. ábra. A cunami által elárasztott terület és elpusztult növényzet, Khao Laknál, a Phuket-sziget északi részén, Thaiföldön (Forrás: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/d/d2/TsunamiAftermathNorthofPhuket_NASA.jpg)

Sajnálatos körülmények folytán a tele-cunamik száma e jegyzet írásának ideje alatt is egy, különösen tragikus következményekkel járó cunamival gyarapodott, amely Japán sűrűn lakott középső részét sújtotta és – a nagyszámú emberáldozat, valamint az ország fejlett infrastruktúrájában keletkezett rekord összegű kár mellett – a történelemben

először okozott az INES (International Nuclear Event Scale) skálán legsúlyosabb, 7-es minősítésű, legalább egy évszázadra kiható atomerőmű-balesetet, reaktor-leolvadással és jelentős radioaktív környezetszennyezéssel.

6.2.5. A 2011-es Tōhoku Földrengés és Szökőár, vagy Nagy Kelet-japáni Földrengés

A hivatalos japán nevén *Higashi Nihon Daishinsai*, azaz angolul „Eastern Japan Great Earthquake Disaster” egy $M_w=8,9-9,0$ magnitúdójú, szintén tenger alatti epicentrummal rendelkező megathrust földrengés volt, amely Japán legnagyobb szigete, Honshu keleti partjai közelében robbant ki 2011. március 11-én 05:46 UTC-kor, azaz japán idő szerint 14:46 JST-kor. A rengés epicentruma megközelítőleg 70 km-re keletre volt a Tōhoku tartomány keleti partján fekvő Oshika-félszigettől, a rengés fészke mélysége pedig kb. 32 km volt. Ez volt a Japánt (a történelmi időkben) valaha is ért legnagyobb földrengés és az ötödik helyet foglalja el a globális földrengés erősség-listán, melyet, mint már korábban említettük, 1900-tól vezetnek. Az epicentrumnak a szárazföldre való közelsége miatt a földrengés extrém nagyságú, helyenként 38,9 méteres szökőárhullámokat keltett, amelyek átlagosan 10 km mélységben hatoltak be a szárazföldre. A nagyszámú áldozat és az infrastruktúrában keletkezett rendkívüli kár mellett a szökőár – mint már említettük – egyszerre több INES 7-es skálájú nukleáris balesetet okozott, ami példátlan az atomenergia alkalmazásának történetében, és a lakosságnak az érintett Fukushimai Atomerőmű 30 km sugarú körzetéből történő végleges kitelepítését igényelte. A keletkezett anyagi kár összegét 300 milliárd dollárra becsülik, amivel a rengés a legnagyobb anyagi kárt okozó természeti katasztrófává lett az emberiség történetében.

A Japán Rendészeti Minisztérium közlése szerint 14 981 halálos áldozata volt a katasztrófának 5279 volt a sérültek és 9880 az eltűntek száma az érintett összesen 18 prefektúrában. 125 000 épületben keletkeztek károk, jó részük teljesen megsemmisült. A földrengés és a cunami nagy területen súlyos károkat okozott az infrastrukturális létesítményekben: vasútvonalakban, autópályákban stb. is. Számos helyen tüzek keletkeztek, és egy duzzasztógát is leomlott. Mintegy 4,4 millió háztartás maradt áram nélkül és 1,5 millió ivóvíz nélkül. Számos erőmű-egység károsodott, és a Fukushimai Erőmű 3 nukleáris reaktorában következett be hidrogén-robbanás az ún. konténment-épületekben a reaktorok hűtőrendszerének tönkremenetele következtében a hűtővízből felhalmozódott hidrogénből. Később ezek a reaktorok teljesen tönkrementek, azaz leolvadtak. Az erőmű 30 km-es körzetéből kilakoltatták a lakosságot.

Naoto Kan japán miniszterelnök a következő kijelentést tette: „A II. világháború vége óta eltelt 65 évben ez a legkeményebb és legnehezebben orvosolható megpróbáltatás a japán nép számára.” A földrengés Honshu szigetét 2,4 m-rel mozdította el keleti irányban, a Föld tengelyét pedig mintegy 10–25 cm-rel lökte arrébb (6.21. ábra). A korai becslések csupán a biztosított értékekben keletkezett károkat 14.5 és 34.6 billió USA dollár közé teszik. A Bank of Japan (Japán Nemzeti Bank) 15 trillió jen (183 billió dollár) értékű segílyt ajánlott fel az ország bankjainak a pénzügyi egyensúly fenntartására.



6.21. ábra. Honsu szigete a földrengés után (Forrás: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/2/2a/SH-60B_helicopter_flies_over_Sendai.jpg)

A Szökőár részletes leírása geofizikai és oceanográfiai szempontból, egyéb aspektusok

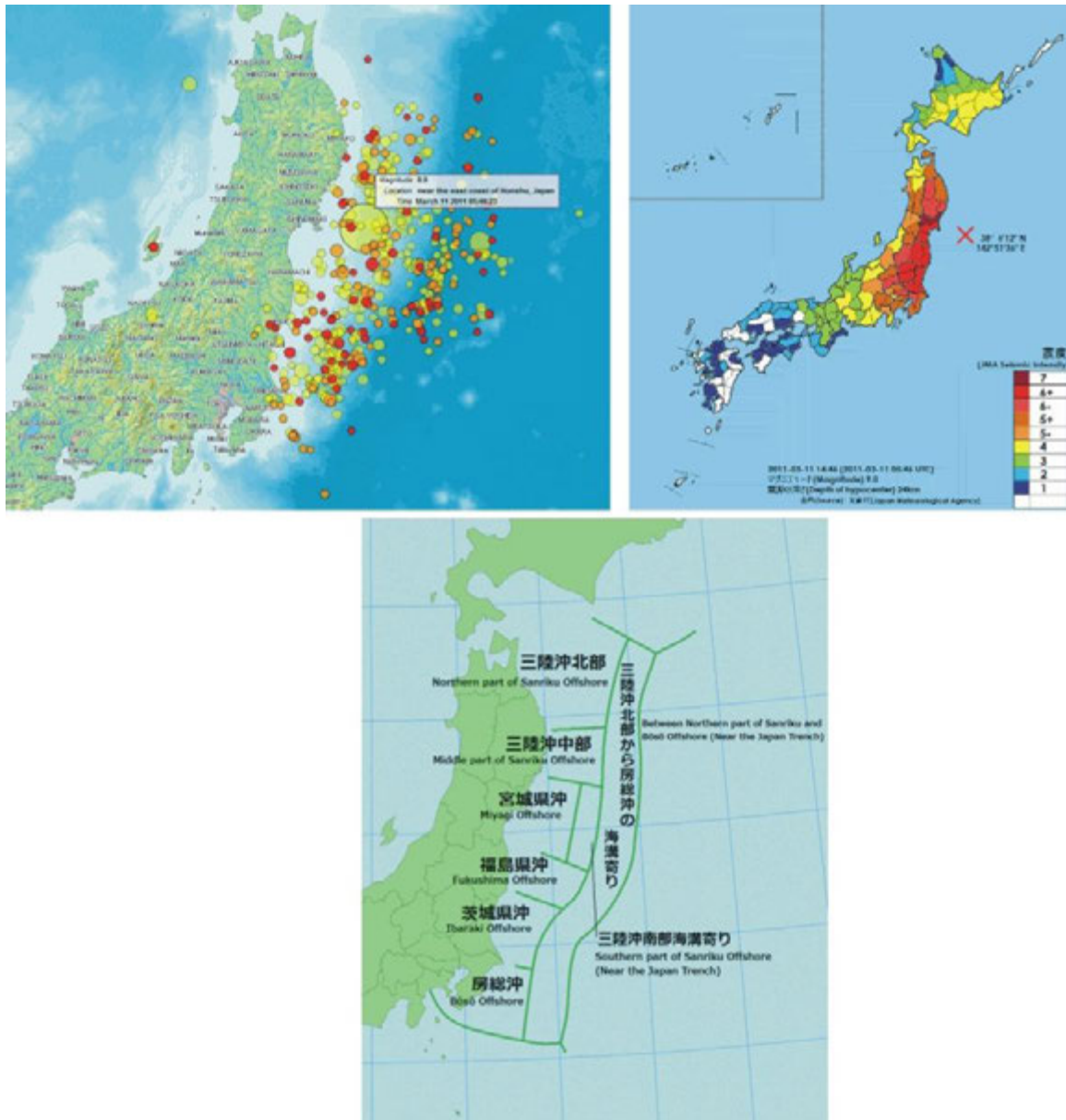
Szeizmikus háttér

Az $M_w=9,0$ magnitúdójú tengeralföldi mega-betolódási rengés 2011. március 11-én, japán idő (JST) szerint 14:46 órákor következett be a Nyugati-Csendes-óceán alatt, viszonylag kis, 32 km-es mélységben; epicentruma megközelítőleg 72 km-re keletre volt a Tōhoku japán tartományban fekvő Oshika-félszigettől és 6 percig tartott.

A rengéshez legközelebb eső nagyobb japán város Sendai volt, a Honshu szigeten 130 km távolságban. A rengés Tokiótól 373 km távolságban tört ki. A fő rengést számos erős előrengés előzte meg, bekövetkezése után pedig több száz utórengést észleltek. Az első nagyobb előrengés egy $M_W=7,2$ nagyságú esemény volt március 9-én, körülbelül 40 km-nyire a március 11-i főrengés helyétől. Még ugyanazon a napon három $M_W > 6,0$ erősségű előrengést észleltek. A főrengést követően egy $7,0 M_W$ -s utórengést észleltek helyi idő (JST) szerint 15:06 perckor, majd egy $7,4 M_W$ -s lökést 15:15 perckor és egy $7,2 M_W$ -s lökést 15:26 perckor. A rengés időpontjától mostanáig több mint $800 M_W > 4,5$ magnitúdójú utórengés következett be. Az utórengések Omori törvénye szerint még évekig folytatódhatnak egyre csökkenő intenzitással. A Japán Földrengés Előrejelző Rendszer, amely az ország különböző pontjain elhelyezett több mint 1000 szeizmométer integrált hálózata, a rengés tokiói észlelése előtt 1 perccel küldött ki figyelmeztetést a várható eseményről. Ez kudarcnak látszik, ám a rendszert üzemeltető Japán Meteorológiai Szolgálat (Japan Meteorological Agency, JMA) szerint még ez a csekély időelőny is sok emberéletet mentett meg. Az USGS által kezdetben $7,9 M_W$ -jűnek becsült rengést gyorsan felértékelték a Richter-skálán 8,8, majd 8,9, végül 9,0 erősségűnek. A japán előrejelzés is a valósnál kisebb erősségűnek prognosztizálta a rengést, megegyezően az USGS által adott első értékeléssel. Ennek okairól a későbbiekben még szólunk.

Geofizikai háttér

A földrengés ott keletkezett, ahol a Csendes-óceáni lemez a Honshu északi része alatt fekvő lemez alá csúszik be; hogy ez utóbbi melyik tektonikus lemez, arról még tudományos vita folyik. Az alábukó Csendes-óceáni lemezből, amely igen jelentős, 8–9 cm/év sebességgel mozog, a Honshut tartó lemez alján történő csúszás közben nagy mennyiségű mozgási energiából átalakult rugalmas energia szabadul fel. A korábbiakban leírt mechanizmusnak megfelelően az alsó lemez süllyedő mozgása magával húzza lefelé, és eközben rugalmasan meghajlítja a felső lemezt egészen addig a pontig, amikor már elég feszültség gyűlik fel a szeizmikus esemény kipattanásához, azaz a felső lemez „kirugózódásához”, vagy „felpattanásához”. Az esemény a tengerfenék több méteres felemelkedését eredményezi. A kérdéses nagyerősségű földrengéshez általában legalább 500 km hosszúságú törésvonal és hosszú, viszonylag egyenes csúszási felület szükséges. Ez esetben azonban a lemezhatár és a szubdukciós zóna nem volt túlságosan egyenes, számos szakembert meglepett, hogy a rengés energiája mégis meghaladta a 8,5 nagyságrendet (ez volt az oka a kezdeti alábecsléseknek is). A rengés hipocentruma Japán Iwate Tartományának part menti vizeitől az Ibaraki Tartománnyal szomszédos parti vizekig terjedt. A JMA értékelése szerint az esemény éppen mintegy 500 km hosszúságban és 200 km szélességben tépte fel a földkérget. A kérdéses értékelés szerint a tektonikus mozgás három részletben zajlott le. A tektonikus mozgás a szárazföldön is nagy talajmozgást váltott ki. Ennek maximuma a Miyagi tartományban fekvő Kurihara városában a JMA által használt lokális szeizmikus skálán maximális, azaz 7-es erősségű volt. Három szomszédos tartományban (Fukushima, Ibaraki és Tocsigi) 6-os erősségű, míg Tokióban 5-ös erősségű rengést észleltek (6.22. ábra).



6.22. ábra. A földrengés intenzitása a globális (M_w) és a Japánban használt helyi skálán, valamint az érintett kéregdarab (Forrás: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/9/92/Map_of_Sendai_Earthquake_2011.jpg; http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/5/5a/Shindomap_2011-03-11_Tohoku_earthquake.png; http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/7/78/SeismicAreas_JapanTrenchEarthquakes.png)

A felszabadult energia

A földrengés által a felszínen felszabadított energia $M_c=1,9\pm0,5\times10^{17}$ J volt, ami megoszlott a talajmozgás és a cunami energiája között. Ez az energiamegnység majdnem kétszerese volt a korábban elemzett, 9,1-es magnitúdójú Indiai-óceáni Földrengés és Cunami energiájának. A teljes felszabadult energia (M_0), amelyet szeizmikus momentumnak is neveznek, több mint 200 000-szer nagyobb volt ennél és elérhette a $3,9\times10^{22}$ J értéket. Ez az érték viszont valamivel kisebb, mint a 2004-es esemény energiája. Az energiakoncentráció azonban ez esetben – az aktív törésvonalak hosszának összehasonlításából – mintegy háromszorosa volt az előző eseményének. TNT egyenértékben kifejezve ez 9320 gigatonnának felel meg, ami megközelítőleg 600 millió hirosimai atombomba energiájával egyenlő.

Geofizikai és geológiai következmények

A rengés Japán északkeleti részének egyes kéreg-darabjait 2,4 méterrel közelebb tolta Észak-Amerikához. Ezáltal ezeken a helyeken Japán szárazföldi területe Ny-K irányban kiszélesedett. Az epicentrumhoz legközelebb fekvő kéregrészek mozdultak el a legnagyobb mértékben. Ugyanitt a partvonal mintegy 400 km hosszúságú szakasza több mint 60 cm-rel megsüllyedt; szomorú következményként a kialakult szökőár (cunami) nagyobb mélységben és nagyobb energiával hatolt be a szárazföld belsejébe. Egyes becslések szerint a Csendes-óceáni lemez 20 m-rel mozdult el nyugati irányban, de nem kizárt, hogy az elmozdulás a 40 m-t is meghaladta. Április 6-án a Japán Partvédelmi Örség bejelentette, hogy a rengés az epicentrum közelében 24 m-rel tolta arrébb a tengerfenéket, ugyanakkor mintegy 3 m-rel megemelve azt.

A kiemelkedően nagy rengésekhez hasonlóan ez a rengés is zavart keltett a Föld orbitális paramétereiben; a Föld tengelye a különböző becslések szerint mintegy 10–25 cm-rel tolódott el. A Föld forgási sebessége a kapott impulzus hatására mintegy 1,8 m/s-mal megnőtt. A Föld tengelyének dőlésszöge a felszíni tömegátrendeződés miatt változott meg, a szögsebesség-momentum megmaradási törvényének megfelelően.

Ennél a rengésnél is bekövetkezett a nagy földrengések egyik legveszedelmesebb geológiai következménye: a talaj elfolyósodása (ennek során főként az öntéstalajok folyadékként viselkednek, lásd 6.23. ábra). Ez a jelenség elsősorban a Tokiót környező területeken, és magában a városban volt megfigyelhető. Következésképpen mintegy 30 ház teljesen megsemmisült, további 1064 épület pedig kisebb-nagyobb mértékben megrongálódott.



6.23. ábra. A talaj elfolyósodása Tokióban a földrengés következtében (Forrás:

http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/8/8f/Soil-liquefaction_at_Shinkiba_after_2011_Tohoku_Pacific_Ocean_offshore_earthquake.jpg)

A földrengés egyik legsúlyosabb geológiai következménye a sok helyen bekövetkezett felszínsüllyedés volt, ami kapcsolatban állt a talaj-cseppfolyósodással. A Japán Űrgeoinformatikai Szolgálat a következő felszínsüllyedési értékeket közölte az ország alap-háromszögelési hálózatának érintett sarokpontjaiban, a 2011. április 14-én végzett GPS mérések adatai alapján:

- Miyako, Iwate – 0,50 m (1,64 ft)
- Yamada, Iwate – 0,53 m (1,73 ft)
- Ōtsuchi, Iwate – 0,35 m (1,14 ft)
- Kamaishi, Iwate – 0,66 m (2,16 ft)
- Ōfunato, Iwate – 0,73 m (2,39 ft)
- Rikuzentakata, Iwate – 0,84 m (2,75 ft)
- Kesennuma, Miyagi – 0,74 m (2,42 ft)
- Minamisanriku, Miyagi – 0,69 m (2,26 ft)
- Oshika félsziget, Miyagi – 1,2 m (3,93 ft)
- Ishinomaki, Miyagi – 0,78 m (2,55 ft)
- Higashimatsushima, Miyagi – 0,43 m (1,41 ft)
- Iwanuma, Miyagi – 0,47 m (1,54 ft)
- Sōma, Fukushima – 0,29 m (0,95 ft)

- Oshika Peninsula Miyagi – 1,2 m (3,93 ft)

A szakértők véleménye szerint ezek a felszínsüllyedések véglegesnek tekinthetők. Ennek eredményeképpen az érintett, a tengerszintnél csak alig magasabban fekvő területek a jövőben sebezhetőbbek lesznek az áradásokkal és a tengerszint változásaival szemben.

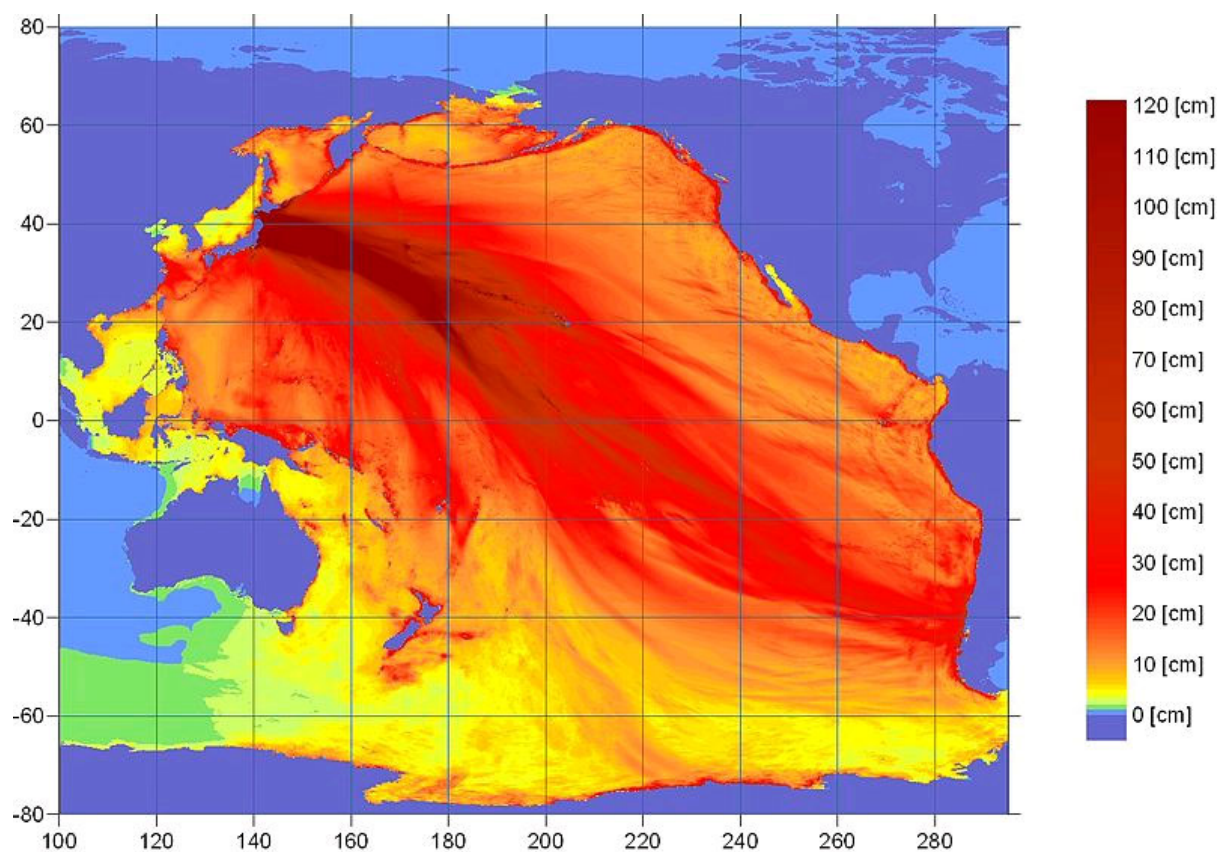
Megjegyezzük, hogy a felszíni eltolódások és az orbitális változások gyors regisztrálását a GPS rendszer tette lehetővé, melynek a rengés időpontjában sok műholdja volt a közelben, egy éppen az epicentrum felett. Ezeket a változásokat közvetlenül – természetesen – nem érzékelhetjük.

Utórengések

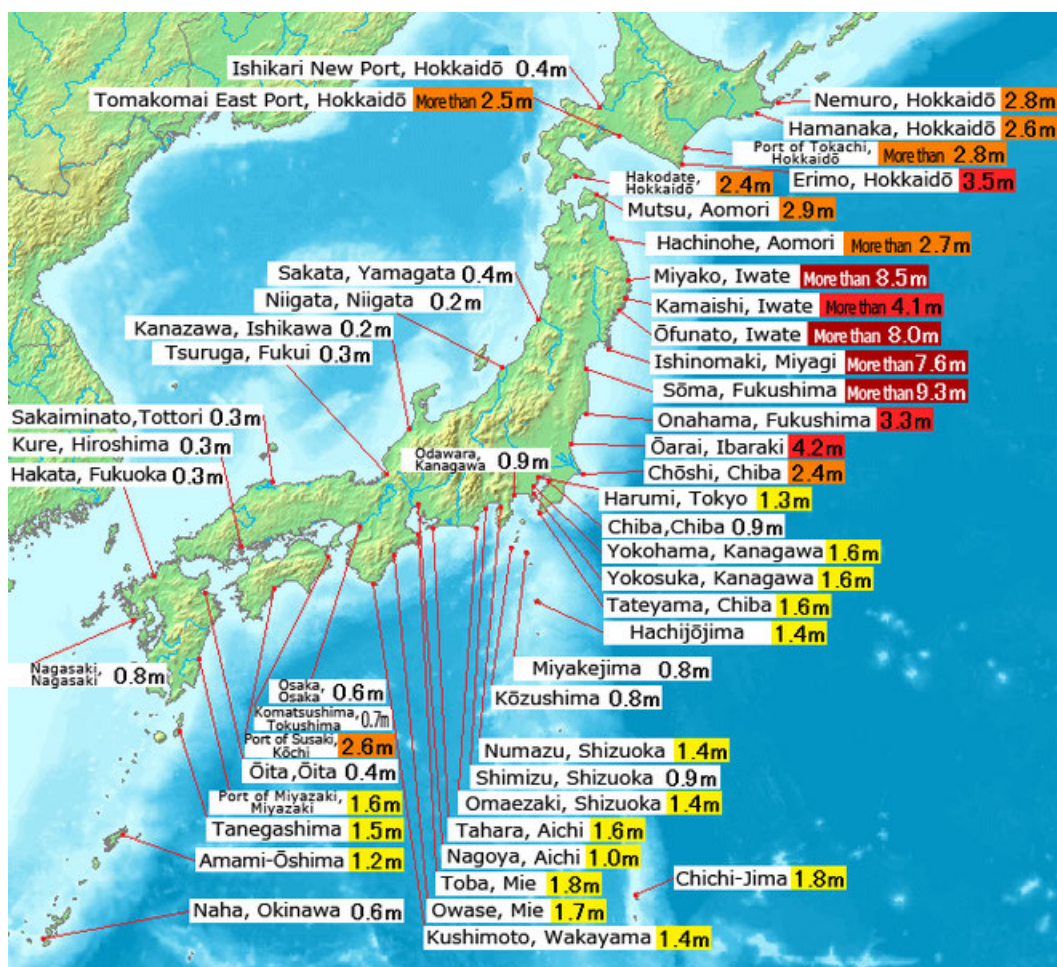
Japánban mintegy 900 utórengést észleltek a főrengést követő időszakban, melyek közül 60 $M_w \geq 6,0$ erősségű volt. A maximális erősségű utórengések március 11-én jelentkeztek $M_w = 7,7$ és $M_w = 7,9$ erősséggel, ezenkívül április 11-én is volt egy nagy erejű utórengés, melynek erőssége nem ismert pontosan. Ez utóbbi rengés epicentruma a tenger alatt volt Sendai Tartomány partjaitól 66 km-re. A JMA a rengés erejét $M_w = 7,4$ magnitúdóra becsülte. Ez a rengés további 4 ember halálát okozta, és jelentős területeken okozott áramkiesést, ami nukleáris létesítmények működését is veszélyeztette.

A szökőár (globális megacunami)

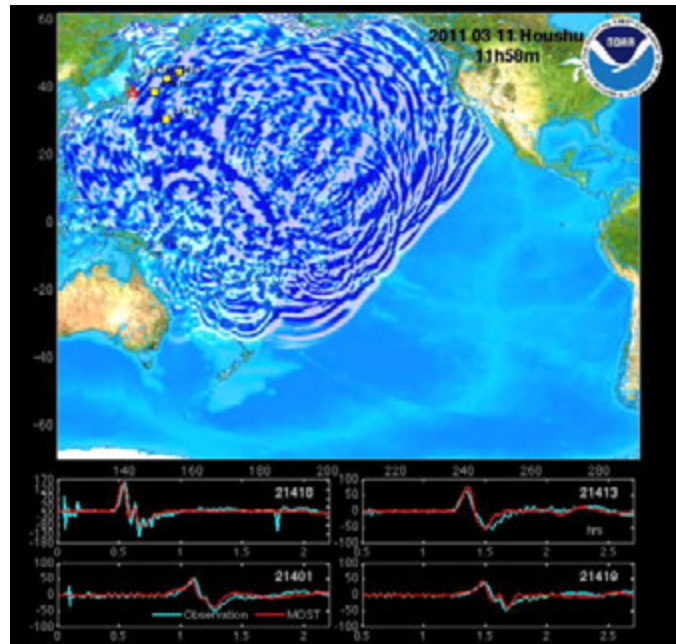
A földrengés, amely a tengerfenék egy, Tōhoku Tartomány partjaitól mintegy 60 km-re fekvő, 180 km hosszúságú szakaszának 5–8 m közötti felfelé történő elmozdulásával volt kapcsolatban – nyilvánvalóan – nagy erejű cunamit is okozott. A földrengés és a cunami közül az utóbbi volt az, amely a több ezer emberélet elvesztését és a rendkívüli mértékű anyagi kárt okozta. A cunami Japán egész északnyugati partvidékén rendkívüli erejű volt (6.24. és 6.25. ábra), és egész településeket tett a földdel egyenlővé. Megérkezése az epicentrum és a szárazföld közötti mindössze 60 km-es távolság miatt a rengést követően szinte azonnali volt. Nyugat felé továbbhaladva érintette a teljes csendes-óceáni-medencét (6.26. ábra). A távolabbi pontokon azonban már időben történt riasztások és kitelepítések fogadták. A Csendes-óceánon átkelve Észak- és Dél-Amerika teljes nyugati partvidékén észlelhető volt, Alaszkától a Horn-fokig. Ilyen távolságban hatásai azonban már nem voltak jelentősek. A maximális hullámmagasság, mintegy 37,9 m valószínűleg az Iwate Provinciában fekvő Taró városában jelentkezett. Ez a valaha észlelt és feljegyzett tektonikus cunamik között első helyen áll. Érdekes, hogy a globális távhatások közül az epicentrumtól legtávolabb, mintegy 17 000 km-re fekvő Chile nyugati partvidékén észlelt hullámok voltak a legmagasabbak, mintegy 2 méteres magassággal. Ez jól látható a 6.24. ábrán abból, hogy a szökőár globális potenciális energiája az érintett partvidékek közül itt volt a legmagasabb (természetesen Japánt kivéve).



6.24. ábra. A szökőár globális potenciális energia térképe (NOAA) (Forrás: <http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/6/6a/2011Sendai-NOAA-Energylhvpd9-05.jpg>)



6.25. ábra. A Tōhoku földrengés által kiváltott cunami hullámok magassága Japán egyes részein (NOAA) (Forrás: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/8/8d/2011_Tohoku_earthquake_observed_tsunami_heights_en.png)



6.26. ábra. A NOAA által készített animáció a szökőárhullám terjedéséről (Forrás: <http://en.wikipedia.org/wiki/File:20110311Houshu.ogg>)

Hatásai Japánban

Mint említettük, a JMA a legmagasabb fokozatú riasztást adta ki a cunami előtt, amely azonban csupán mintegy 3 m-es hullámmagasságot jelentett. Ezzel szemben Miyagi provinciában átlagosan 10 m hullámmagasság volt észlelhető. A szökőár mintegy 470 négyzetkilométer területet öntött el. Említettük már, hogy a cunami japán helyi idő szerint (JST) 14:46-kor pattant ki, és epicentruma mintegy 67 km-re volt Japán partjaitól. Ennek megfelelően 10–30 percet vett igénybe, amíg a szökőár elérte a szárazföldet, majd É és D felé terjedt tovább a partvonal mentén, érintve Miyagi és Iwate prefektúrákat. Mindkét helyen nagy pusztítást okozott, többek között 101 cunami kiürítési körzet is víz alá került. Akárcsak a 2004-es Indiai-óceáni földrengés és cunami esetében, a szökőár hatásai kisebb területet érintettek ugyan, de sokkal halálosabbak és pusztítóbbak voltak, mint magáé a földrengésé. Teljes városok váltak rommá. Ezek között talán első helyet foglal el Minamisanriku városa, ahol 9500 személy tűnt el, melyek közül mindössze 1000 ember holttestét sikerült később megtalálni. A szökőár extrém magassága (ami az epicentrum közelségéből fakadt) szintén sok ember halálát idézte elő, mert sem ők, sem a hatóságok nem számítottak 10–20 m magasságú óriáshullámokra (tk. vízfalakra).

2011. március 13-án a Japán Meteorológiai Szolgálat (JMA) a következő adatokat közölte a szökőár magasságáról, az operatíván működő mérő- és riasztó állomások adatai alapján (az alábbiakban csak a korábbi hivatalos lehetséges maximumot, 3 métert meghaladó hullámmagasságokat és bekövetkezésük időpontját közöljük):

- 15:12 JST – Iwate Kamaishi-oki – 6,8 m (22 ft)
- 15:15 JST – Ōfunato – 3,2 m (10 ft) vagy magasabb
- 15:20 JST – Ishinomaki-shi Ayukawa – 3,3 m (11 ft) vagy magasabb
- 15:21 JST – Miyako – 4,0 m (13,1 ft) vagy magasabb
- 15:21 JST – Kamaishi – 4,1 m (13 ft) vagy magasabb
- 15:44 JST – Erimo-cho Shoya – 3,5 m (11 ft)
- 15:50 JST – Sōma – 7,3 m (24 ft) vagy magasabb
- 16:52 JST – Ōarai – 4,2 m (14 ft)

A fenti adatok kapcsán felhívjuk a figyelmet a több helyen feltüntetett „vagy magasabb” jelzőre, ami arra utal, hogy a hullámmagasság meghaladta a mérőműszerek felső mérési határát. Ezenkívül az adatokat tartalmazó jelentésből idézzük az alábbi mondatot (angol fordításban): „At some parts of the coasts, tsunamis may be higher than those observed at the observation sites.”

10 nappal később, 2011. március 23-án a Japán Kikötői és Repülőtéri Hatóság a kikötők szemléje és a tengeren mért telemetrikus mérési adatok alapján a következő hullámmagasság listát tette közzé:

- Hachinohe kikötő – 5–6 m (16–19 ft)
- Hachinohe kikötő területe – 8–9 m (26–29 ft)
- Kuji kikötő – 8–9 m (26–29 ft)
- Lehorgonyzott GPS hullámmagasság-mérő Iwate prefektúra középső része (Miyako) partjai közelében – 6 m (20 ft)
- Kamaishi kikötő – 7–9 m (23–30 ft)
- Lehorgonyzott GPS hullámmagasság-mérő Iwate prefektúra déli része (Kamaishi) partjai közelében – 6,5 m (22 ft)
- Ōfunato kikötő – 9,5 m (31 ft)
- Felfutási magasság, Ōfunato terület kikötője – 24 m (79 ft)
- Lehorgonyzott GPS hullámmagasság-mérő Miyagi prefektúra északi részének partjai közelében – 5,6 m (18 ft)
- Onagawa halászkikötő – 15 m (50 ft)
- Ishinomaki kikötő – 5 m (16 ft)
- Lehorgonyzott GPS hullámmagasság-mérő Miyagi prefektúra középső részének partjai közelében – nem tudott mérni
- Shiogama-Sendai kikötő Shiogama szakasza – 4 m (13 ft)
- Shiogama-Sendai kikötő Sendai szakasza – 8 m (26 ft)
- Sendai repülőtér területe – 12 m (39 ft)

A Yokohamai Nemzeti Egyetem és a Tokiói Egyetem által kiküldött kutatócsoport jelentése szerint az Ofunato településhez tartozó Ryori-öbölben a cunami hullámmagassága elérte a 30 m-t, mivel elsodort halászfelszerelést találtak az egyik ilyen magas szikla tetején. Az Iwate tartományban fekvő Taró településen 37,9 m hullámmagasságot állapított meg egy szakember egy olyan hullámnál, amely 200 m-re hatolt be a szárazföldre egy meredek hegylejtőn. Ugyanígy, az Iwate tartományban fekvő Miyakohoz tartozó Omoe félszigeten egy, az Aneyoshi halászkikötőtől 400 m-re fekvő közeli hegy oldalában 38,9 m hullám felfutási magasságot regisztráltak a tokiói Tudományos és Műszaki Főiskola szakértői. Ez az – eddig még hivatalosan el nem ismert – adat megdönti a Japánban eddig valaha is észlelt legnagyobb cunami magasságot, amely 1896-ban következett be az ún. Meiji-Sanriku földrengés idején.

Hatásai a Csendes-óceán medencéjében

A földrengés bekövetkezése után nem sokkal, egészen pontosan 07:30 UTC-kor a Hawaiiiban található Csendes-óceáni Szökőár Riasztó Központ (Pacific Tsunami Warning Center, PTWC) széleskörű riasztást rendelt el a Csendes-óceán teljes medencéjére. Oroszország 11 000 embert telepített ki a Kuril-szigetektől. Az Egyesült Államok Alaszkai és Nyugati-parti Cunami Riasztó rendszere lényegében a teljes észak-amerikai nyugati partvidéket riadóztatta, Mexikótól északra. A riasztás nem volt hiábavaló, mert 2,4 m-es magasságig terjedő szökőárhullámok érték el Kalifornia és Oregon partjainak egy részét, megrongálva a kikötőket és a dokkokat, melynek során mintegy 10 millió dollár kár keletkezett. Kanadában elsősorban a Vancouver-szigeten volt érezhető a cunami hatása 1 m-es hullámok formájában. Itt anyagi károk nem keletkeztek, de több helyen voltak pánikszerű megnyilvánulások a lakosság körében. A dél-amerikai csendes-óceáni partvidéken – érdekes módon – a valamiképpen hullám-fókuszpontba került chilei partvidék szenvedte a legnagyobb károkat. A hullámmagasság itt elérte a 3 m-t, 200 ház rongálódott meg. Hasonló történt a Galápagos-szigeteken, ahol azonos hullámmagasság mellett 260 család szorult segítségre, annak ellenére, hogy a nagy távolság miatt a szökőár ide csak 20 óra késéssel érkezett meg. Ekkorra már a cunami-riasztást lefűjták.

Emberáldozatok, humán következmények

A Japán Nemzeti Rendőrség által közzétett hivatalos adatok szerint 14 981 halálos áldozata és 5279 sebesültje volt a földrengésnek és – elsősorban – a cunaminak, ugyanakkor 9880 személyt eltűntnek nyilvánítottak. Korábbi híradások még ennél is nagyobb veszteségekről számoltak be, mint pl. 9500 halottról és eltűntről a korábban már említett Minamisanriku városában (a lakosság 50%-a), vagy 10 000 halottról csupán Iwate Prefektúrában.

2011. április 11-re 13 155 áldozat holttestét találták meg és ezek közül 12 143 fulladásos halált halt, tehát a szökőár áldozata lett. Elsősorban az idős emberek estek áldozatul: a halottak 65,2%-a 60 év feletti, 24%-a pedig 70 év feletti személy volt. A katasztrófa 378 iskoláskorú gyermek életét követelte, 158-an eltűntek. 19 külföldi személy

esett áldozatul. A hatóságok és a tartományi kormányzatok sok esetben kénytelenek voltak a nagyszámú áldozatot tömegsírokba temetni a járványveszély elkerülése végett, a hagyományos japán hamvasztásos temetkezés helyett.

A katasztrófa további emberáldozatokat is követelt Óceánia szigetein és Amerika nyugati partvidékén, de ezek száma elenyésző volt a japán áldozatokéhoz képest.

Anyagi károk és maradandó következmények

a) Épületkárok

A földrengés és a cunami által okozott kár mértéke és a károsodott terület nagysága egyaránt rendkívüli volt. A károk döntő részét a szökőár okozta. A leginkább érintett városokról készült videofelvételeken szinte az atomrobbanás hatásához hasonló teljes pusztulás látható: egyetlen épület vagy egyéb szerkezet sem maradt épen, sőt minden a felismerhetetlenségig összeroncsolódott (6.27. ábra). (Ez a fizika szemszögéből egyáltalán nem meglepő, hiszen mindkét esetben nagysebességű lökéshullám pusztít.) Az anyagi kár mértékét pénzben kifejezve több tízmilliárd dollárra teszik. A részben vagy egészben elpusztult térség nagyságát műholdas fényképfelvételekről becsülték meg, és ez is több 10 000 négyzetkilométernek adódott. A cunami pusztítása annak ellenére következett be, hogy Japán előzőleg több milliárd dollárt áldozott arra, hogy 34 751 km hosszúságú partvonalának legalább 40%-án szökőár-elhárító parti gátakat építsen. A parti védőművek (6.28. ábra) átlagosan 12 m magasak voltak, ennek ellenére a vízáradat átsöpört rajtuk és hatalmas mozgási energiájával egy részüket romba is döntötte.



6.27. ábra. A Hirota-félsziget látképe az elsöpört Rikuzentakata településsel (Forrás: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/e/e4/Distant_view_of_Rikuzentakata.jpg)



6.28. ábra. Egy parti védőmű Japánban Tsu város közelében (Forrás: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/1/1a/Tsunami_wall.jpg)

A Japán Nemzeti Rendőrség 2011. április 3-i jelentése szerint mintegy 190 000 épület rongálódott meg a rengés és a szökőár során, ezek közül 45 700 teljesen megsemmisült (6.29., 6.30. ábra). A legsúlyosabb épületkárok Miyagi Prefektúrában (29 500 épület), Iwate Prefektúrában (12 500 épület) és Fukushima Prefektúrában (2400 épület) keletkeztek. Az eltakarítandó romok és törmelék mennyisége elérte a 25 millió tonnát.

Becslések szerint mintegy 230 000 személy- és tehergépkocsi pusztult el, illetve rongálódott meg a katasztrófa során. 2011. május végén a leginkább érintett Iwate, Miyagi és Fukushima prefektúrák lakosai közül 15 000-en kérték autójuk forgalomból való hivatalos kivonását azzal a hivatkozással, hogy a járművek nem fellelhetők, vagy teljesen tönkrementek.



6.29. ábra. A földrengés és az azt követő szökőár által elpusztított Minato település légi fényképe (Forrás: <http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/6/69/MinatoAfterTohokuEarthquake.jpg>)



6.30. ábra. A földrengést követően Tokióban fellángolt tűz (Forrás:

http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/a/a7/Effect_of_2011_Sendai_earthquake_in_Tokyo_%28cropped%29.jpg)

b) Atomerőművek károsodása

A Fukushima I és Fukushima II (6.31. ábra), valamint az Onagawa Atomerőmű összesen 11 reaktora automatikusan lekapcsolt a földrengést követően. A lekapcsolás után a reaktorokban felhalmozódó „hulladékhő”, valamint a kiegészítő fűtőelemek tározóinak hője csak folyamatos hűtéssel szabályozható, amely mindkét esetben tartalék dízel-generátorok segítségével történik. Mint az jól ismert, a Fukushima I és a Fukushima II Atomerőműveknél a cunami elpusztította ezeket a tartalék dízel-generátorokat, amely mindkét erőműben a reaktorok túlmelegedéséhez vezetett. A Fukushima I erőmű három reaktorában hidrogén-robbanások következtek be, és megkezdődött a reaktormag ún. leolvadási folyamata (meltdown). A sugárzó fűtőanyag a konténmentek és az épületek robbanások okozta jelentős sérülései (6.32. ábra) miatt kapcsolatba került a környezeti levegővel és vízzel, emiatt nagy területre kiterjedő jelentős intenzitású radioaktív sugárzás alakult ki az erőművek környezetében. A reaktorbalesetet a Nemzetközi Nukleáris Baleseti Skálán (International Nuclear Emergency Scale, INES) először csak 5-ös fokozatúnak minősítették, ezt azonban 1 hónap múlva 7-es fokozatúvá minősítették át, ami megegyezik a Csernobili Atomerőmű balesetének minősítésével és egyben a skála legmagasabb fokozata. A Fukushima II erőmű reaktoraiban valamivel később alakult ki vészhelyzet, ezáltal a problémával küzdő reaktorok száma hatra emelkedett.

Japánban szükségállapotot hirdettek ki a fukushimai balesetek után és előbb az erőművek körüli 10 km sugarú körből, majd pedig ezt megnövelve, 20 km sugarú körből kitelepítették a lakosságot. Több mint 300 000 ember kitelepítésére került sor, akik közül sokan mind a mai napig nem térhettek vissza lakóhelyükre. A Japán Ipari és Nukleáris Biztonsági Szolgálat szakértői szerint az erőmű területén a normálisnál mintegy 1000-szer magasabb radioaktív sugárzási szintek alakultak ki, míg az erőművön kívül a normálisnál mintegy 8-szor magasabb szintet mértek (ez utóbbit sokan erősen alulbecsültnek tartják).

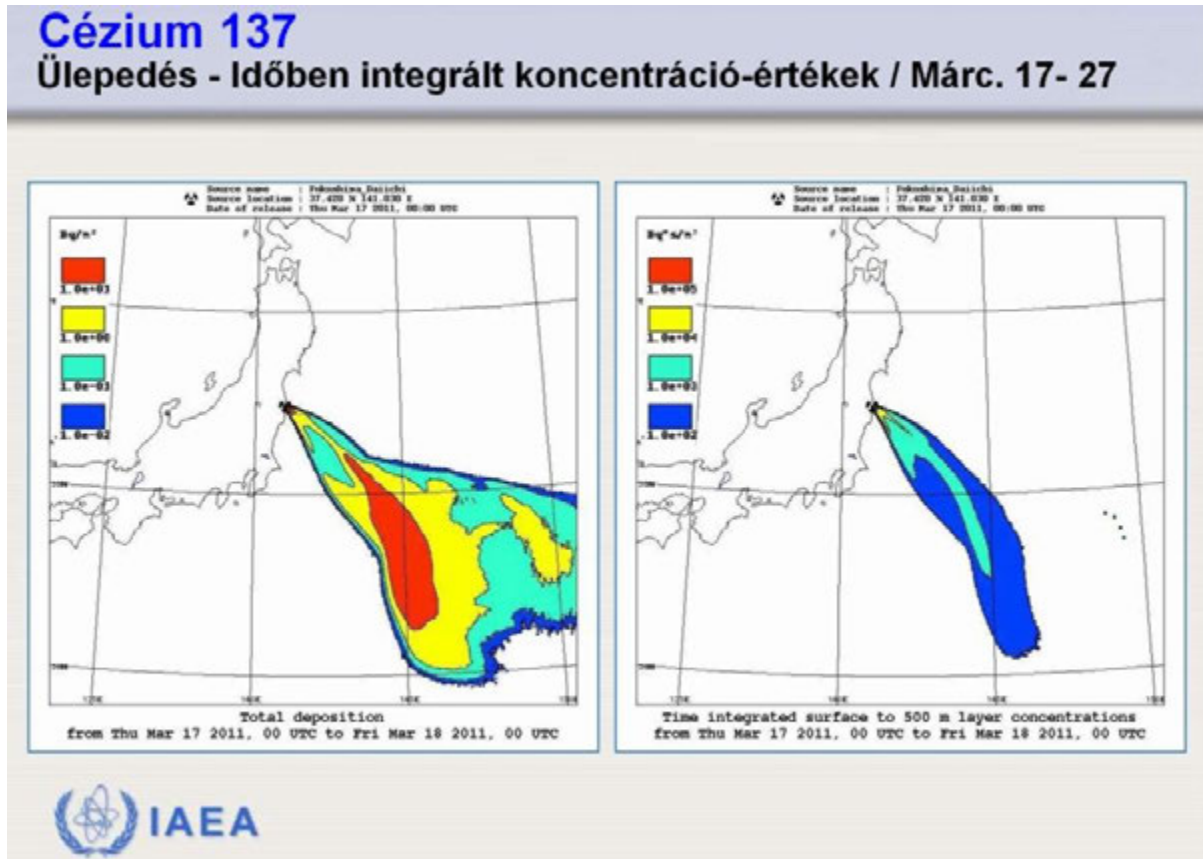
Radioaktív jódot (^{131}I) mutattak ki Fukushima prefektúra több városának ivóvizében, de még olyan nagyvárosok ivóvizében is, mint Tokió, vagy Niigata. Néhány város ivóvizét a sokkal hosszabb – mintegy 30 éves – felezési idejű és ezért sokkal veszélyesebb radioaktív cézium (^{137}Cs) is megfertőzte (6.33. ábra). Fukushimában a talajon radioaktív jódot, céziumot és stronciumot (^{90}Sr) is kimutattak. Japán számos részén az élelmiszerek is sugárfertőzötté váltak. Egyes halfajták, mint pl. a szardínia halászatát is megtiltották.



6.31. ábra. A Fukushima I és II erőművek látképe a katasztrófa előtt (Forrás http://ens-newswire.com/wp-content/uploads/2011/03/20110312_daiichiaerial.jpg)



6.32. ábra. A Fukushima I Atomerőműről készült légifelvétel a katasztrófa után (Forrás: <http://1.bp.blogspot.com/-OwrUXmSwsnw/TYY3kuCCjzI/AAAAAAAAADM0/J2OH7WqLZA8/s400/Japan%2BFukushima%2Breactor%2Baerial%2Bphoto.jpg>)



6.33. ábra. A fukushimai reaktorbalesetből származó radioaktív cézium leülepedett mennyisége és időben integrált koncentrációja a 2011. március 17–27. közötti időszakban (Forrás: http://2.bp.blogspot.com/-9Vpe7xoen_Q/TZF-wodgbFI/AAAAAAAAABCE/t1PKI7S3IQ8/s1600/Picture%2B2.png)

c) Egyéb (energia)ipari üzemekben keletkezett károk

A Cosmo Oil Company egyik, napi 220 000 hordó (35 000 m³) kapacitású olajfinomítójában (Ichiharában, Tokiótól keletre) kiterjedt tűz alakult ki, amelyet csak 10 nap múlva tudtak eloltani (6.34. ábra). A tárolt olaj és a tározók teljesen megsemmisültek. A tűznek 6 halálos áldozata volt. Japán legnagyobb kőolaj-feldolgozó vállalata, a JX Nippon Oil and Energy a kialakult tűz miatt szintén elvesztett egy napi 145 000 hordó (23 000 m³) kapacitású finomítót, de itt a munkásokat időben kimentették és az oltás is csak 2 napot vett igénybe. Becslések szerint Japán napi olajfogyasztása a következő 1–2 éves időszakban mintegy 300 000 hordóval (48 000 m³) fog emelkedni elsősorban a hagyományos olajtüzelésű hőerőművek teljesítményének növelésére, hogy a kiesett mintegy 11 GW atomerőművi kapacitást pótolják. Sendaiban az importált cseppfolyós földgázt fogadó telep szenvedett súlyos károkat, mintegy 1 hónapig nem tudta fogadni a gázszállítmányokat.



6.34. ábra. Az ichiharai olajfinomítóban keletkezett tűz látképe (Forrás: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/a/a1/Cosmo_Oil_explosion_2_20110311CROP.jpg)

d) Hajózás, szárazföldi közlekedés, repülőterek kárai

Japán összes kikötőjét bezárták a földrengést követően, ám ezek legtöbbjét hamarosan (1–2 napon belül) megnyitották. A földrengés övezetében fekvő 15 kikötő közül 4 (Hachinohe, Sendai, Ishinomaki és Onahama) teljesen elpusztult, míg a chibai kikötő, amely a kőolaj- és földgáz fogadására szakosodott, a kashimai nagy konténer-kikötővel együtt súlyosan károsodott. A többi kikötő csak kisebb károkat szenvedett. 2011. március 29-re nagy volumenű helyreállítási munkák után mind a 15 kikötőt részlegesen sikerült megnyitni a hajóforgalom előtt. Japán legfontosabb kikötője, a tokiói kikötő csak kisebb károkat szenvedett (bár itt tört ki a fenti képen látható tűz az egyik raktárépületben). A kikötő egy része víz alá került és a talaj elfolyósodása is okozott károkat.

A hajózáshoz képest a szárazföldi közlekedést és a légiközlekedést kiszolgáló létesítményekben jelentősebb károk keletkeztek. A Tōhoku Gyorsforgalmi Út (Autópálya) több helyen jelentősen megrongálódott. A földrengés napján szinte az egész szigeten leállt a vasúti közlekedés (óvatosságból leállították), emiatt a nagyobb városokban, elsősorban Tokióban több 10 000 ember rekedt az állomásokon, illetve az éjszakát alkalmi szálláshelyeken volt kénytelen tölteni. A földrengés másnapján, március 12-én a legtöbb, nem, vagy csak csekély mértékben megrongálódott vasútvonalon helyreállt a közlekedés.



6.35. ábra. A földrengés középpontjához legközelebb fekvő Shinichi vasútállomás romjai (az állomás csaknem teljesen megsemmisült) (Forrás: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/1/17/Shinichi_Sta_20110404.jpg)



6.36. ábra. A szökőár által Onagawa állomásról „elmosott” vasúti szerelvény roncsai (Forrás: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/b/b9/Carried_train_in_Ishinomaki_Line_.JPG)

Ami a mozgásban levő vonatokat illeti, egy szerelvény kisiklott, ennek utasait csak másnap reggel tudták kimenteni. A körzetben a távolsági vasúti forgalmat bonyolító JR East vasúttársaság 70 vasútvonala közül 62 szenvedett kisebb-nagyobb károkat, az epicentrumhoz közeli parti területeken 7 vasútvonal 23 állomását teljesen elmosta a

szökőár (6.35., 6.36. ábra). A vasúti pálya 680 helyen rongálódott meg. A felrobbant fukushimai atomerőmű 30 km-es körzetében a vasúti közlekedést is felfüggesztették, ami magában is nagy kiesést okozott a vasúti forgalomban.

A Japán egyik jelképéül szolgáló Shinkanzen, a szupergyors 400–500 km/óra sebességű gyorsvasút-hálózat vonalai közül egyedül a tohokui shinkanzen vonal szenvedett károkat, ám ezek jelentősek voltak. A vonalon mintegy 1100 sintörés és egyéb kár következett be, beleértve a magasított vonalrészeket tartó acél és vasbeton szerkezetek törését és az állomásépületek tetőinek beszakadását. A forgalom csak 10 nappal a katasztrófát követően állt helyre véglegesen, a javítási munkálatok természetesen tovább folytatódtak.

A gyakori áramszünetek miatt a tokiói közlekedés rendkívüli mértékben lelassult, a városi járművek, villamosok és autóbuszok 10–20 percenként közlekedtek, a megállóknban csúcsidőben nem ritkán több ezer fős tömegek várakoztak. A városon belüli szupergyors vasutakat az utórengések veszélye miatt több napra leállították, ami a közlekedési nehézségeket tovább növelte.

A térségben fekvő repülőterek közül a Sendai Repülőteret teljesen elmosta egy rendkívüli magasságú (12 m-es) szökőár hullám (6.37. ábra) 15.55-kor, azaz a rengés után csaknem egy órával. Tokió nagy nemzetközi repülőterei a Narita és a Haneda repülőterek azonban csak kisebb károkat szenvedtek és csak 24 óra hosszat voltak zárva.

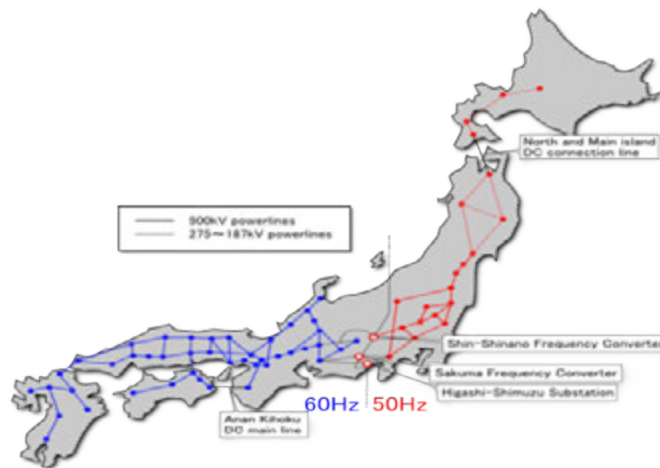


6.37. ábra. A szökőár által elöntött Sendai repülőtér (Forrás: <http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/5/54/SendaiAirportMarch16.jpg>)

e) Közművek (víz-, gáz-, áramszolgáltatás) károsodása

A katasztrófát követően mintegy 1,5 millió háztartás maradt víz nélkül. Március 21-én ez a szám még mindig 1 millió felett volt.

Az áramszolgáltatásban kulcsszerepet játszó nagyfeszültségű hálózatban keletkezett károk szintén tetemesek voltak. A helyzetet nehezítette az a körülmény, hogy Japán magánkézben levő áramtermelő létesítményei nem egységesek: a hálózat egy része 60 hertzes, míg a másik része a világszerte elterjedt 50 hertzes váltóáramot szállítja (6.38. ábra).



6.38. ábra. Japán nagyfeszültségű távvezeték hálózata a használt frekvenciák feltüntetésével (Forrás: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/f/f8/Power_Grid_of_Japan_as_of_2008.png)

A Tōhoku Electric Power (TEP) jelentése szerint mintegy 4,4 millió háztartás maradt elektromos áram nélkül Japán északkeleti részén közvetlenül a földrengés után. Számos konvencionális és atomerőmű automatikusan lekapcsolt a hálózatról a túlterhelés miatt, ezáltal a szolgáltatott elektromos teljesítmény 21 GW-tal csökkent. A fukushimai atomerőműveket is üzemeltető Tokyo Electric Power Company (TEPCO) közölte, hogy hosszabb időre az eddig szolgáltatott 40 GW teljesítmény helyett csak mintegy 30 GW-ot lesz képes szolgáltatni. Az áramhiányt ún. „gördülő kikapcsolásokkal” próbálják áthidalni, ami azt jelenti, hogy a különböző körzetekben egymást követő 3 órás időszakokra kapcsolják ki az áramot. Ezek az időszakos áramhiányok egészen 2011 végéig tartottak. A Tokiót is magában foglaló Kanto régió áramellátásában (amelyet a TEPCO biztosít) a környező társaságok nem tudtak segíteni, részben saját erőműveik károsodása miatt, részben pedig a frekvencia-különbség miatt. Néhány nagy vas- és acélgyár viszont felajánlotta mintegy 2–2,5 GW-ra becsülhető áramtermelő kapacitását a lakosság kisegítésére, és önkéntes áramhasználati kampányt is beindítottak.

f) Távközlés, véderő, ürközpont, védelmi létesítmények

Mind a vezetékes, mind pedig a mobiltelefon-hálózat jelentős károkat szenvedett a földrengésben és a szökőárban (6.39. ábra). Mindazonáltal a mobiltelefon- és internet szolgáltatások igen gyorsan, gyakorlatilag egy nap alatt helyreálltak a térségben. Számos külföldi szolgáltató díjtalan műholdas hívásokat és internethasználatot engedélyezett a térségben a rengést követő néhány napban.



6.39. ábra. Megrongálódott áram- és telefonvezeték Ishinomakiban (Forrás: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/d/d0/Fallen_power_poles_in_Ishinomaki.jpg)

A Japán Véderő matsuhimai katonai repülőtérén jelentős károkat okozott a szökőár, 18 Mitsubishi vadászrepülőgép rongálódott meg kisebb-nagyobb mértékben. A parti őrség két hajóját is összetörte a szökőár. A védelmi létesítményekben és járművekben mintegy 2 milliárd dollár kár keletkezett. A Japán Űrkutatási Hivatal (Japan Aerospace Exploration Agency, JAXA) egy hétre kiürítette a Tsukubában található irányítóközpontját, ahonnan a Nemzetközi Űrállomást is irányítják. Szerencsére itt csak jelentéktelen károk keletkeztek.

g) Műemlékek, kulturális értékek károsodása



6.40. ábra. Egy összetört műemlék utcai lámpa a Mitoban található Tokiwa Szentélyben (Forrás: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/d/dd/Monuments_fell_down_by_2011_T%C5%8Dhoku_Earthquake_in_Tokiwa-shrine.JPG)

754 műemlék rongálódott meg a katasztrófa során 19 prefektúrában, köztük 3 Nemzeti Kegyhely, 160 Fontos Kulturális Érték, 144 Japán Nemzeti Emlékmű, 6 Műemléki Értékű Épületcsoport, és 4 Fontos Sérülékeny Népi

Kulturális Érték (6.40. ábra). Az UNESCO által alapított Világörökség részét képező Nikkói Templomok és Szentélyek is kárt szenvedtek. Tokióban is számos műemlék rongálódott meg, mint a Koishikawa Korakuen (6.41. ábra), Rikugien (6.42. ábra), Hamarikyū Onshi Teien (6.43. ábra), és az Edo Palota (6.44. ábra) falai.



6.41. ábra. Őszi színpompa a Koishikawa Korakuen Kertben (Forrás: <http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/e/ec/Koishikawakorakuen-koyo-panorama1.jpg>)



6.42. ábra. A Rikugien Kert látványa (Forrás: <http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/2/2b/Rikugien-10-2009-fujishiroto02.jpg>)



6.43. ábra. A Hamarikyu Onshi Teien Kert fényképe 1863-ból (Forrás: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/6/6d/Bjh42_Yedo_TycoonGarden.jpg)



6.44. ábra. A Japán Császári Palota, az Edo Palota Tokió központjában (Forrás: http://www.globeimages.net/data/media/93/himeji_hyogo_japan_wallpaper.jpg)

h) Utóhatás, média szerepe, tudományos következtetések

A japán földrengés és cunami katasztrófa következményei még ma sem mérhetők fel teljességükben s valószínűleg sohasem lesznek felmérhetők. Mindenesetre rengeteg emberi szenvedést és óriási gazdasági kárt okozott, amelyek még igen sokáig éreztetik majd hatásukat. Különösen így van ez amiatt, hogy az emberiség történetében ez volt az első olyan természeti katasztrófa, amely atomlétesítményeket is érintett, évszázadokra kiható következményekkel. Emiatt, és a régióra jellemző nagy népsűrűség miatt igen nagyszámú, mintegy 340 000 embert kellett kitelepíteni, akinek egy része mind a mai napig nem térhetett vissza lakóhelyére. Valószínű, hogy a fukushimai atomerőmű környete néhány évig, esetleg évtizedig a csernobilihez hasonlóan lesz a sugárzás magas szintje miatt. Reményt keltő, hogy a legmagasabb környezeti sugárzási szintek itt a csernobili szintnek csak 1/10 részét érték el, s azt is rövid ideig, mivel csak igen csekély mennyiségű hosszú élettartamú izotóp került kibocsátásra.

Kiemelendő ugyanakkor az a rendkívüli fegyelmezettség és egymáson való segítőkészség, amelyet az érintett lakosság és az egész japán nemzet tanúsított a katasztrófa napjaiban és azt követően. A kormány által mozgósított hadsereg (véderő), és az önkéntes mentőosztagok, amelyek között számos külföldi csapat is volt, igen hatékony munkát végeztek az emberéletek megmentésében. A Japán Vöröskereszt mintegy 1 milliárd dollár értékű adományt kapott. Mint már említettük, az anyagi jellegű károk között egyaránt voltak azonnal jelentkező és hosszú időre kiható tényezők. Összességében az anyagi károkat 10 billió yenre, azaz mintegy 122 milliárd dollárra becsülik. Ezzel a tohokui katasztrófa – az 1995-ös nagy kínai földrengéssel együtt a legnagyobb anyagi károkat okozó, azaz legköltségesebb természeti katasztrófáknak bizonyultak az emberiség történetében.

A katasztrófával kapcsolatos lakosság-figyelmeztetési és tömegtájékoztatási tevékenység az ország kiemelkedően magas informatikai színvonalának megfelelően széleskörű, részletes és általában magas színvonalú volt. Egyes kritikai megjegyzések a kormányzati szervek túlzottan óvatos tájékoztatási stílusát érték, mások viszont a helyenként

egymásnak ellentmondó információk közlését rótták fel. Kevésbé egyértelműen helyeslő, sőt esetenként elítélő megjegyzések hangzottak el a fukushimai atomkatasztrófa eseménytörténetének a lakosság felé történő kommunikációjával kapcsolatban (6.45. ábra). Egyes lapok és a lakosság egy jelentős része úgy vélte, hogy a TEPCO tudatosan félreinformálja a nemzetet és benne az érintetteket, túl optimista képet festve a helyzetről, és a kormányzati szervek is tudomásul veszik és átveszik ezt a hamis tájékoztatást. Annak a véleményüknek is hangot adtak, hogy ez számos érintett, az erőmű környezetében lakó ember életét is veszélyezteti. A nukleáris baleset kezdeti INES 5-ös fokozatú (alul)minősítése, majd a késlekedve megtett INES 7-es fokozatra való emelés ennek tényleg alapot is adott.



6.45. ábra. Tüntetés Tokióban a fukushimai balesettel kapcsolatos félretájékoztatás miatt (Forrás: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/3/39/Anti_nuclear_rally_in_Tokyo_on_Sunday_27_March_2011.JPG)

Tudományos szempontból a szakemberek kiemelik a magas műszerezettségű területen bekövetkezett földrengés és szökőár során gyűjtött hatalmas mennyiségű mérési adat fontosságát, amelyek „lehetővé tették annak többé-kevésbé pontos regisztrálását és rekonstruálását, hogy mi is történt a földkéreg egyik lemezének ilyen nagyságrendű megrepedése során”. Mérnöki szempontból igen sok adat gyűlt össze, amelyek megmutatják, hogy az épületek és mechanikai szerkezetek mennyire ellenállók egy nagy erejű rengéssel és elsősorban egy kivételes nagyságú szökőárral szemben. Ezeket közvetlenül hasznosítani kívánják az újjáépítés során.

A szeizmológusok számára a katasztrófa előrejelzése inkább számított kudarcnak, mint sikernek. A szeizmológus tudományos közösség a soron következő „nagy rengést” ugyanott várta, ahol az 1923-as nagy tokiói földrengés bekövetkezett. A kormányzat egy ún. tokai földrengésre készült fel, melynek epicentruma Tokiótól délkeletre, Honshu déli partjainál lett volna. Itt ugyanis az elmúlt évszázadokban számos nagy rengés pattant ki, azaz az itt húzódó törésvonal igen aktív volt. A Tōhoku tenger-rengés helyszíne, a Japán árok így meglepetésként érte a földrengéskutatókat, mivel aktivitása csekély volt és 8-as erősségűnél nagyobb földrengést itt még nem észleltek (6.46. ábra).



6.46. ábra. A Tōhoku földrengés és cunami által érintett terület, valamint az általa kiváltott fukushimai nukleáris baleset során sugárszennyezetté vált terület (Forrás:

http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/3/3d/JAPAN_EARTHQUAKE_20110311.svg)

A fukushimai nukleáris baleset óta eltelt időszakban a világ teljes nukleáris energia-politikája átalakult. 2012 májusára Japán leállította összes működő nukleáris reaktorát, és bejelentette, hogy az így keletkezett energiahiányt megújuló energiaforrásokkal kívánja pótolni. Számos ország törölte a nukleáris energiatermelés fejlesztésével kapcsolatos terveit, sok helyen erőmű bezárásokra is sor került. Nyugodtan állíthatjuk tehát, hogy a Tōhoku Földrengés és Szökőár megváltoztatta az egész emberiség nézeteit és terveit jövőnk egyik legfontosabb kérdésével, az energiatermeléssel kapcsolatban.

A 6.4. táblázatban a történelem során bekövetkezett ismert legnagyobb tektonikus földrengéseket foglaljuk össze. Ebből az összeállításból jól látható, hogy legnagyobb részük tengerek illetve óceánok közelségében illetve területén pattant ki és így egyben cunamit is keltett.

Esemény	Becsült Magnitúdó Skála (M_w)	Résztevő tektonikai lemezek	További részletek/Megjegyzések
365 Kréta földrengés	8,0+	Afrikai lemez alábukik az Égei-tengeri lemez alá	• A rengés egy nagy cunamit gerjesztett a Földközi-tenger keleti részében és Kréta szigetének jelentős vertikális áthelyeződését okozta.
1575 Valdivia földrengés	8,5	Nazca lemez alábukik a Dél-amerikai lemez alá	

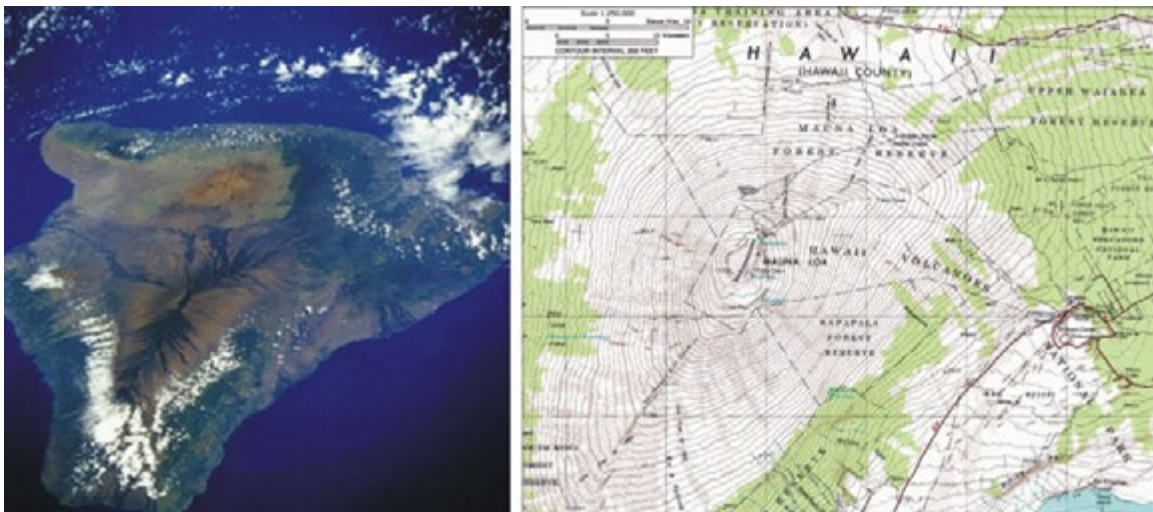
1700 Cascadia földrengés	8,7–9,2	Juan de Fuca lemez alábukik az Észak-amerikai lemez alá	• Csúszás hossza: 1000 km (625 mérföld) • Elcsúszás mozgása: 20 m (60 láb)
1737 Kamcsatka földrengés	9,0–9,3	Csendes-óceáni lemez alábukik az Okhotsk lemez alá	• Időtartama: 15 perc • Mélysége: 40 km
1755 Lisszabon földrengés	9,0	Feltételezhetően része egy fiatal szubdukciós zónának, de eredete még vitatott	
1868 Arica földrengés	9,0	Nazca lemez alábukik a Dél-amerikai lemez alá	
1877 Iquique földrengés	8,8	Nazca lemez alábukik a Dél-amerikai lemez alá	
1946 Nankaidō földrengés	8,1	Fülöp-tengeri lemez alábukik az Eurázsiai lemez alá	
1952 Kamcsatka földrengés	9,0	Csendes-óceáni lemez alábukik az Okhotsk lemez alá	• Mélysége: 30 km
1957 Andreanof szigetek földrengés	8,6–9,1	Csendes-óceáni lemez alábukik az Észak-amerikai lemez alá	
1960 Nagy Chilei Földrengés	9,5	Nazca lemez alábukik a Dél-amerikai lemez alá	• Mélysége: 33 km • Elcsúszás hossza: 1000 km (625 mi) • Elcsúszás szélessége: 200 km (125 mi) • Elcsúszás mozgása: 20 m (60 láb)
1964 Alaszka földrengés („Good Friday” földrengés)	9,2	Csendes-óceáni lemez alábukik az Észak-amerikai lemez alá	• Időtartama: 4–5 perc • Mélysége: 25 km • Elcsúszás hossza: 800 km (500 mérföld) • Elcsúszás mozgása: 23 m (69 láb)
2004 Szumátra-Andaman földrengés („Indai-óceán földrengés”)	9,1–9,3	Indiai lemez alábukik a Burmai lemez alá	• A hanglokátor felmérése alapján a mért teljes vertikális áthelyeződés az epicentrum közelében hozzávetőlegesen 40 méter, és két külön mozgásból következett be, melyből két külön hatalmas, meredek, vertikális szikla képződött egymáson. • Időtartama: 8–10 perc • Mélysége: 30 km • Elcsúszás hossza: 1600 km (994 mérföld) • Elcsúszás mozgása: 33 m (108 láb)
2010 Maule földrengés („Chile földrengés”)	8,8	Nazca lemez alábukik a Dél-amerikai lemez alá	
2011 Tōhoku földrengés és cunami	9,0	Csendes-óceáni lemez alábukik az Okhotsk lemez alá	• Időtartama: 5 perc • Mélysége: 32 km • Elcsúszás hossza: 500 km (310 mi) • Elcsúszás szélessége: 200 km (125 mi) • Elcsúszás mozgása: 20 m (60 ft)

6.4. táblázat. Az ismert legnagyobb tektonikus földrengések és jellemzőik

A 2004-es cunami követelte eddig a legtöbb halálos áldozatot a cunamik közül az írott történelemben. Az előző legtöbb áldozatot követelő cunami 1782-ben pusztított a Csendes-óceánon, mintegy 40 000 ember halálát okozva a Dél-kínai tenger térségében. A Krakatau 1883-as kitörése által okozott cunami becslések szerint 36 000 ember pusztulását okozta. Az 1900–2004 közötti időszakban a legtöbb halálos áldozatot követelő földrengés és cunami az olaszországi Messinában következett be 1908-ban a Földközi-tengeren. Itt mintegy 70 000 áldozat volt. Végül az Atlanti-óceán térségében a leghalálosabb földrengés és cunami 1755-ben Lisszabonban pusztító katasztrófa volt, ahol a rengés, a szökőár és a tűzvész együttesen mintegy 100 000 embert ölt meg.

6.2.6. Vulkánkitörések által okozott cunamik

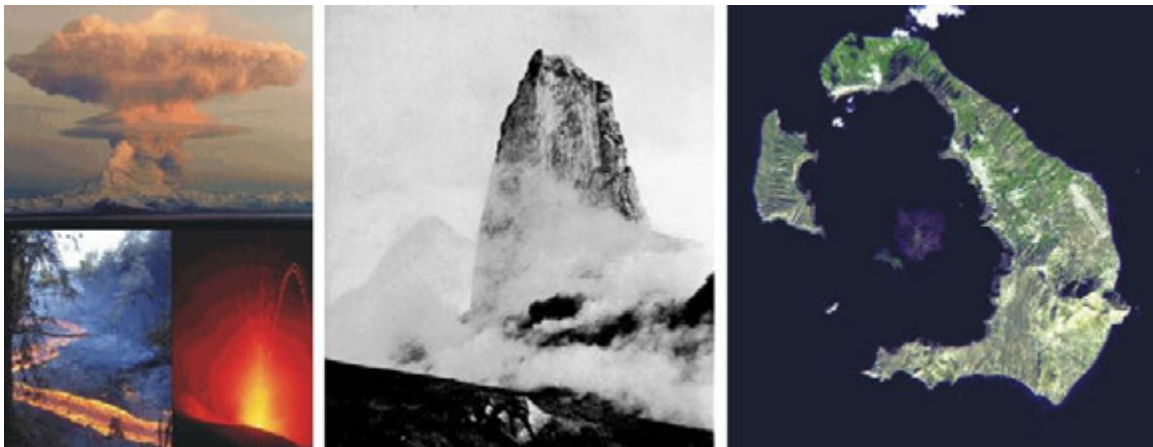
A vulkánkitörések a tektonikus földrengéseknél jóval ritkábban okoztak cunamikat, és ez nagy valószínűséggel így lesz a jövőben is. Nyilvánvaló az ok: a szárazföldi (kontinentális lemezekon kialakult) vulkánok közül csak kevés helyezkedik el a tengerparton, tehát többségük nem képes szökőár kiváltására. Az óceáni lemezek vulkanizmusa közismerten az óceánközépi hátságok térségében koncentrálódik kiterjedt hasadékvulkánok formájában, amelyek általában igen messze esnek a partoktól. Elsősorban azonban azért kevésbé veszélyesek mind a hasadékvulkánok, mind a „klasszikus” pontszerű vulkánok, mint a lemezek mozgása, mert a kitörések energiája döntő részben felfelé irányul, a láva és egyéb vulkáni termékek (hamu, vulkáni „bombák”, piroklaszt) kilövellésére a légkörbe, vagy a mélyóceánba. Vannak azonban kivételek, s ezek cunami-keltő potenciálja igen nagy, s ugyanilyen nagy – a tektonikus cunamikkal vetélkedő – a kialakult cunamik energiája is. Ezek a kivételes vulkánok az óceáni lemezekon helyenként megtalálható „forró pontok” (kéreg-elvékonyodások) felett felépülő sziget-vulkánok, melyek egyben a leghatalmasabb ilyen képződmények is a Földön. A jelenben a legjellemzőbb, vagy talán legismertebb példái az ilyen vulkánoknak a Hawaii-szigetek vulkánjai. Ezek közül a leghatalmasabbak a Mauna Kea (6.48. ábra), amely 4205 m, a Mauna Loa (6.47. ábra), amely 4169 m, végül a Kilauea (6.48. ábra), amely (csak) 1277 m magas a tengerszint felett, de a mintegy 6000 m-es tengermélységet figyelembe véve az óceáni talapzattól számított közelítő magasságuk sorban 10 200 m, 10 150 m és végül (csupán) 7300 m. Ezzel a két első hegy a Föld két legmagasabb hegye, melyek magassága mintegy 1500 m-rel haladja meg a 8848 m magas (nem vulkanikus) Mount Everest magasságát. Hozzá kell tennünk, hogy ezek a vulkánok – a Balaton-felvidék kialudt vulkánjaihoz hasonlóan – ún. pajzsvulkánok, vagy lemez-vulkánok, amelyek szilikátban szegény igen híg lávából épülnek fel, illetve azt bocsátanak ki. A pajzsvulkánoknak ez a tulajdonsága azonban éppen az, ami veszélytelenné teszi őket mind kitöréseik, mind pedig cunami-keltő potenciáljuk szempontjából. A híg láva ugyanis nem tartalmaz sem robbanásveszélyes gázokat, sem pedig az ugyancsak robbanásveszélyes piroklasztot, ami gázokkal telített izzó por. Vannak azonban olyan kevésbé bázisos sűrű lávát termelő sziget-vulkánok, melyeknek kitörései robbanásszerűek, és jelentős földrengésekkel járnak együtt. Még pusztítóbb lehet egy ilyen kitörés, ha a vulkáni kürtőbe, vagy a kalderába a kitörés során betör a tengervíz, mivel ekkor egy hatalmas méretű gőzrobbanás is végbemegy, amely általában szétrobbantja és megsemmisíti az egész hegyet, vagy annak legnagyobb részét. A sziget-vulkánok ilyen kitörései v. kaldera-robbanásai általában rendkívül pusztító cunamikat váltanak ki (6.49., 6.50., 6.51. ábra).



6.47. ábra. A Mauna Loa látképe és szintvonalas térképe (Forrás: http://en.es-static.us/upl/2011/08/maunaloa_hawaii_nasa_400.jpg;
<http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/b/be/MaunaLoaMap.jpg>)



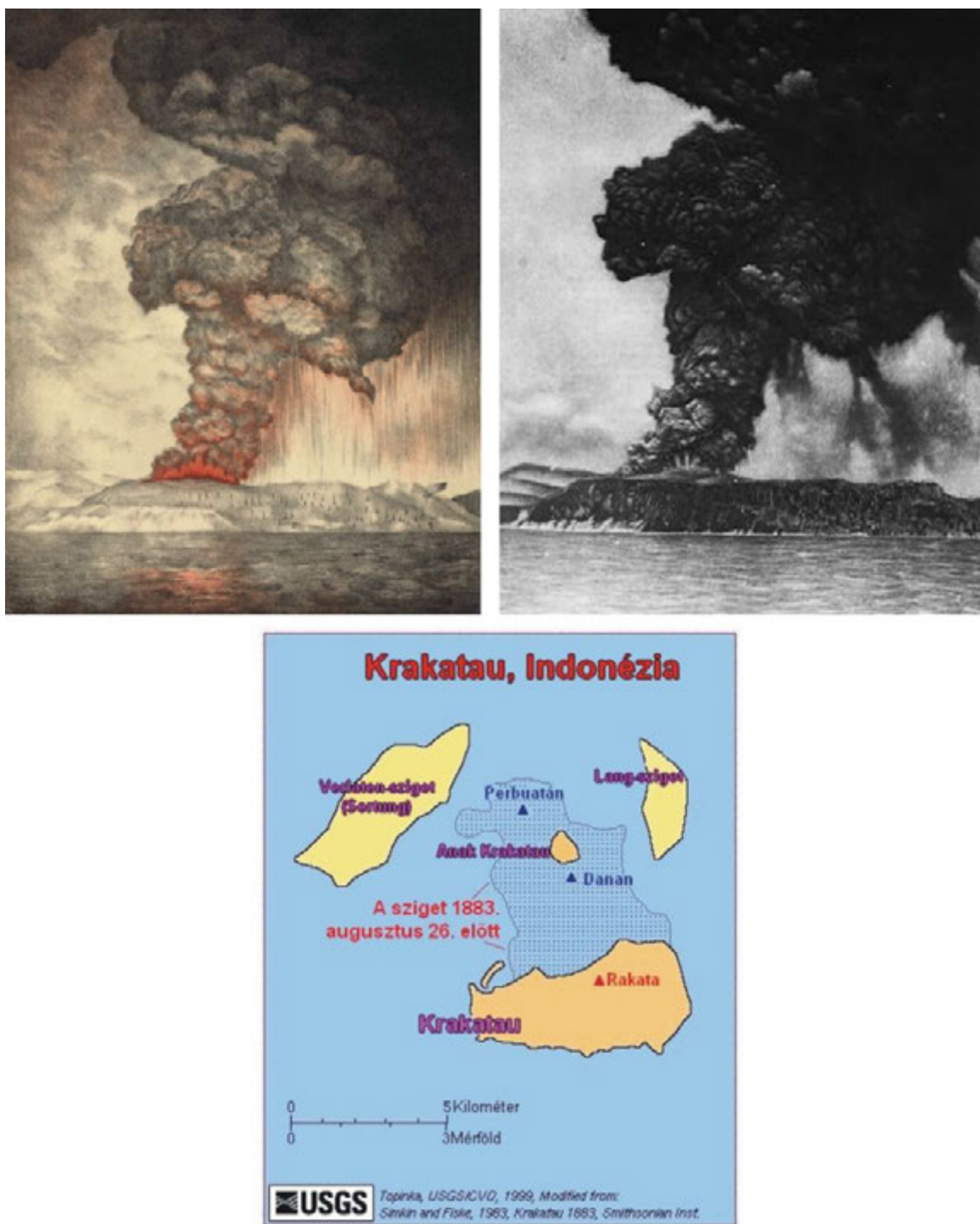
6.48. ábra. A Mauna Kea és a Kilauea (Forrás:
http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/8/8d/Mauna_Kea_from_the_ocean.jpg;
http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/b/b8/Puu_Oo_looking_up_Kilauea_-_edit.jpg)



6.49. ábra. Balra: a robbanásos vulkánkitörések talán leglátványosabb példája az alaskai Redoubt Mountain gombafelhőt eredményező kitörése, alatta egy Hawaii és egy Stromboli típusú kitörés képe. Középen a Mount Pelée 1902-es tragikus kitörése előtt a kalderából „kinőtt” hatalmas „bazaltdugó”. Jobbra: a görögországi Santorini szigete jelenleg, amely a Thera vulkán felrobbanása után a vulkánból megmaradt rész. (Forrás:
http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/6/65/Lava_forms.jpg;
http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/3/3a/Pele_1902_6.jpg;
http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/1/14/Santorini_Landsat.jpg)



6.50. ábra. Balra: a Fülöp-szigeteki Pinatubo vulkán robbanásos kitörése. Jobbra: a Mount St. Helens (USA) hasonló kitörése. A hatalmas kaldera-robbanások nem okoztak cunamit a tengertől való távolság miatt. (Forrás: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/3/3f/Pinatubo91eruption_clark_air_base.jpg; http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/a/a5/MSH80_eruption_mount_st_helens_05-18-80.jpg)



6.51. ábra. Az ismert legnagyobb vulkáni eredetű cunami katasztrófát okozó Krakatau (Krakatoa) vulkán felrobbanása metszeten (balra) és fényképen (jobbra), valamint a robbanás során megsemmisült szigetrész (Forrás:

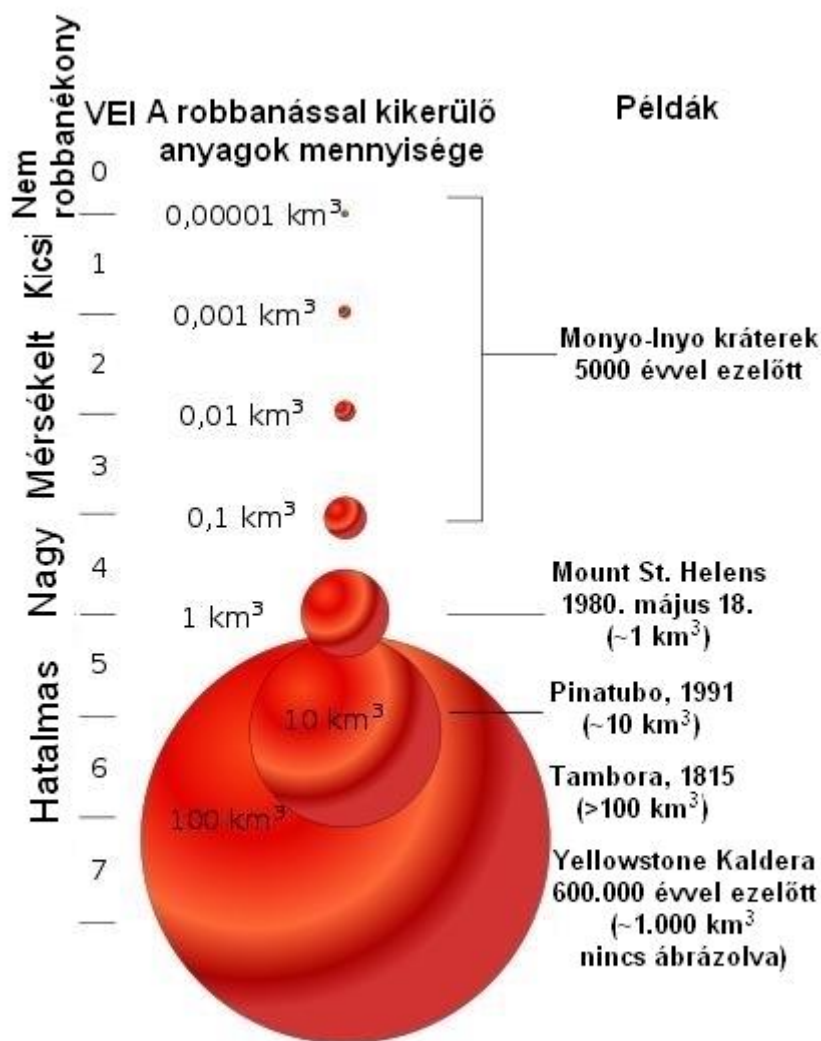
http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/4/49/Krakatoa_eruption_lithograph.jpg;

<http://www.drgeorgepc.com/tsu1883KrakatoaEruption.jpg>;

http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/6/67/Map_krakatau.gif)

A legrégebbi ismert kaldera-robbanás, amely bizonyíthatóan cunamit is okozott, a görögországi Szantorini szigetén következett be a Kr. e. 2. évezred közepén (becslések szerint Kr. e. 1620 körül). A vulkanikus kitörések robbanóerejét jellemző Vulkanikus Explozivitási Index (Volcanic Explosivity Index, VEI, 6.52. ábra), valamint a kidobott anyag mennyiségét mérő Szilárd Szikla Egyenérték (Dense Rock Equivalent, DRE) alapján a történelmi idők egyik legnagyobb (ha nem a legnagyobb) kitörése volt (6.5. táblázat). A kitörés – amelyet egyformán illetnek a Szantorini kitörés, a Thera vulkán kitörése, illetve a Minoszi kitörés névvel – VEI értékét a legújabb eredmények alapján 7-

nek, DRE értékét pedig 60 km^3 -re becsülik (ez utóbbi kb. 100 km^3 vulkanikus anyag kilövellését jelenti). A kitörés és a kaldera-robbanás megsemmisítette a minoszi civilizáció egyik legfőbb városát, Akrotirit, és ezen felül számos települést és mezőgazdasági területet a környező szigeteken és magán Kréta szigetén is. A kitörésről megbízható leírás nem maradt fenn, ám számos görög mítoszban megjelenik, sőt állítólag még egy kínai krónikában is említésre kerül. Utóhatásai a krétai civilizáció lehanyatlásához, egyesek szerint teljes megsemmisüléséhez vezettek, de még az antik Görögország és Egyiptom gazdasága és politikai élete is megrendült a kitörés következtében. Sok történész egyetért abban, hogy valószínűleg ez a kitörés volt Platón Atlantisz-történetének alapja, amely egy tenger alá süllyedt kontinensről számol be (6.53. ábra).



6.52. ábra. A Vulkanikus Explozivitási Index és a kitörés által kidobott anyagmennyiség néhány múltbeli kitörés alkalmával (Forrás: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/0/01/VEIfigure_en.svg)



6.53. ábra. Atlantisz látképe Platón leírása alapján (Forrás: <http://www.unmuseum.org/atlantiscity.jpg>)

Szantorini szigetét ma mintegy 60 m vastag fehér vulkáni hamuréteg borítja be, amely alatt világosan kirajzolódik az eredeti talajszint. A hamurétegben négy jól elkülöníthető alréteg található, amelyek a kitörés különböző fázisaiban rakódtak le. Az ún. plíniuszi típusú⁵ robbanásos kitörés során mintegy 30–35 km magas hamufelhő keletkezett, ami mélyen behatolt a sztratoszférába. A kaldera-robbanásoknál szokásos módon a magmakamrába betört a tengervíz, hatalmas gőzrobbanást kiváltva.

A kitörés egy rendkívüli magasságú, 35–150 m magas hullámokból álló cunami hullámsorozatot is kiváltott, amely Kréta 110 km-re fekvő teljes északi partvidékét letarolta. A Therától 27 km-re fekvő Anafi szigetén habkő rétegek (6.54. ábra) találhatók 250 m-rel a tengerszint feletti lejtőkön.



6.54. ábra. Vulkanikus habkő, mely nagy gáztartalma miatt könnyebb a víznél (Forrás: <http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/7/7b/Teidepumice.jpg>)

Korábban a régészek Kr. e. 1500 körülre tették a kitörés időpontját, de ma egy, a hamuréteg által sértetlenül betemetett olajfa radiokarbonos kormeghatározása alapján 95%-os valószínűséggel Kr. e. 1600 és 1627 közé teszik. Távhatásai közül nem a cunami volt a legjelentősebb, hanem a sztratoszférába került hatalmas hamumennyiség, amely még évekig ott lebegett, „vulkanikus telet” okozva állítólag még Kínában is.

VI	A kiszórt törmelékanyag térfogata	Kitörés típusa	Leírás	Kitörési oszlop magassága	Gyakoriság	Troposzférikus injekció	Sztratoszférikus injekció	Példák
----	-----------------------------------	----------------	--------	---------------------------	------------	-------------------------	---------------------------	--------

⁵A vulkánkitörések erősen robbanásos típusa, amelyet először Plinius római természettudós és admirális írt le tudományos alapossággal, a Vezúv Kr. u. 79-ben bekövetkezett katasztrofális kitörésekor, amely elpusztította Pompeiit és Herculaneumot.

0	< 10 000 m ³	Hawaii-típus	effuzív	< 100 m	állandó	elhanyagolható	nincsen	<i>Kīlauea, Piton de la Fournaise, Erebus</i>
1	> 10 000 m ³	H a w a i i - Stromboli-típus	enyhe	100–1000 m	naponta	jelentéktelen	nincsen	<i>Stromboli, Nyiragongo (2002)</i>
2	> 1 000 000 m ³	Stromboli-Vulcano-típus	explozív	1–5 km	hetente	mérsékelt	nincsen	<i>Galeras (1993), Mount Sinabung (2010)</i>
3	> 10 000 000 m ³	V o l c a n o - Pelé-típus	explozív	3–15 km	néhány havonta	lényeges	lehetséges	<i>Nevado del Ruiz (1985), Soufrière Hills (1995)</i>
4	> 0,1 km ³	S z u b - plíniuszi	katasztrofális	10–25 km	≥ 1 évente	lényeges	határozott	<i>Mount Pelée (1902), Eyjafjallajökull (2010)</i>
5	> 1 km ³	Plíniuszi	katasztrofális	20–35 km	≥ 10 évente	lényeges	jelentős	<i>Mount Vesuvius (79 CE), Mount St. Helens (1980)</i>
6	> 10 km ³	U l t r a - plíniuszi	kolosszális	> 30 km	≥ 100 évente	lényeges	lényeges	<i>Krakatau (1883), Mount Pinatubo (1991)</i>
7	> 100 km ³	U l t r a - plíniuszi	s z u p e r - kolosszális	> 40 km	≥ 1000 évente	lényeges	lényeges	<i>Thera (c. 1620 BCE), Tambora (1815)</i>
8	> 1000 km ³	Szupervulkáni	m e g a - kolosszális	> 50 km	≥ 10 000 évente	lényeges	lényeges	<i>Yellowstone (640 000 BP), Toba (74 000 BP)</i>

6.5. táblázat. A történelmi időkben és az elmúlt 1 millió évben bekövetkezett legnagyobb vulkánkitörések típusba sorolása és legfontosabb fizikai paraméterei (Forrás: http://en.wikipedia.org/wiki/Volcanic_Explosivity_Index)

A kambriumtól a pleisztocénig, tehát napjainkig tartó mintegy 500 millió éves időszakban 47 VEI 8-as osztályú, esetleg még annál is nagyobb nagyságrendű vulkánkitörés következett be a Földön, amelyek közül 42 az elmúlt 36 millió évben történt. A legutóbbi ilyen kitörés az új-zélandi Taupo-tav (légifényképét lásd a 6.55. ábrán) létrehozó Oruanui szuper-kitörés volt, amely kb. 26 500 évvel ezelőtt történt. Az elmúlt 10–12 ezer évben, azaz a holocénben még VEI 8-as erősségű kitörés sem volt. Az időszakban 5, vagy több VEI 7 osztályú kitörés történt. Ugyanebben az időszakban 58 bizonyíthatóan plíniuszi típusú kitörés és ebből 13 bizonyítható kaldera-robbanás volt. Valószínűleg több olyan ide sorolható kitörés, illetve robbanás történt, melyeknek nyomai már nincsenek meg, vagy még nem azonosították őket.



6.55. ábra. Az új-zélandi Taupo-tó (Forrás: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/3/38/Lake_taupo_landsat.jpg)

A másik olyan kaldera-robbanási katasztrófa, amely telecunamit váltott ki, és az egész világon érezte a hatását a mai Indonézia területén, a Szunda-szorosban (6.56. ábra) fekvő Krakatau szigetvulkán 1883-ban bekövetkezett kaldera-robbanása volt. Ismereteink szerint ez volt az a vulkánkitörés, amely a legpusztítóbb cunamit váltotta ki a történelem során.



6.56. ábra. A Szunda-szoros (Forrás: <http://plzcdn.com/ZillaIMG/98cd9f1f461119ebd96c224f59be60ec.jpg>)

A Krakatau 1883-as kitörése májusban kezdődött, csúcspontját pedig 1883. augusztus 27-én érte el a vulkán csaknem teljes megsemmisülésével. A megsemmisülést okozó kaldera-robbanás volt ismereteink szerint a Földön bekövetkezett legnagyobb erejű robbanás az emberiség történelme során.

Az 1883-at megelőző években a vulkán intenzíven működött, az általa okozott földrengéseket még Ausztráliában is érezték. Május 20-án, 4 hónappal a végső robbanás előtt gőz- és hamukitörések kezdődtek, utóbbiak 6 km magas hamufelhőket is létrehoztak. A robbanások hangját Jakartában is hallották. Május végén a tűzhányó aktivitása hirtelen megszűnt, és június közepéig ez így is maradt. A vulkán tevékenysége június 16-án újult fel, több kürtő nyílt meg, jelentős mennyiségű hamu és habkő került a légkörbe az ezt követő 2 hónapban.

Augusztus 25-ére a kitörések nagyon felerősödtek. Augusztus 26-án helyi idő szerint 13.00-kor a vulkán ún. paroxizmatikus (dühöngő) állapotba került, a belőle kirobbanó piroklasztikus (izzó hamu) felhő elérte a 27 km magasságot. A kitörés folyamatossá vált és a vulkán 20 km-es körzetén belül tartózkodó hajókra 10 cm nagyságú

habkövek záporoztak. 18.00 és 19.00 óra között egy kisebb cunami érte el a kb. 40 km-re fekvő Jáva és Szumátra partjait.

Végül augusztus 27-én a hajnali-korai reggeli órákban (06.30 és 06.44), majd a délelőtti folyamán (10.02 és 10.41) négy óriási robbanás ment végbe. A robbanások hangját a 3500 km-re fekvő nyugat-ausztráliai Perthben, valamint a 4800 km-re fekvő Mauritius szigetén is hallották. Mindkét helyen ágyúlövéseknek gondolták azt. Mind a négy robbanás hatalmas méretű cunamikat indított útjukra, melyeknek hullámmagassága meghaladta a 30 métert. A gázok feszítőerejének csökkenésével az eddig felfelé kilövellő piroklaszt a szigeten és a tengerfelszín mentén terjedő halálos piroklaszt folyásokba (6.57. ábra) ment át, amelyek elárasztották majdnem az egész Szunda-szorost és Szumátra egyes parti területeit is. A robbanások során felszabadult energia meghaladta a 200 megatonna TNT-egyenértéket, azaz mintegy 4-szerese volt az ún. Cár-bombáénak, amely a világon valaha is megalkotott legnagyobb termionukleáris fegyver volt (50 MT, 1961).



6.57. ábra. Piroklaszt folyás a Fülöp-szigeteki Mayon vulkán oldalán (Forrás: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/7/73/Pyroclastic_flows_at_Mayon_Volcano.jpg)

A robbanás által keltett lökéshullám (tk. hanghullám, ami egyszerre légköri nyomás- és sűrűség-hullám) 1086 km/óra sebességgel terjedt tovább. Ereje beszakította a Szunda-szorosban tartózkodó hajók matrózainak dobhártyáját, és 85 hPa-os nyomáshullámot idézett elő még a jakartai gázművek higanyos nyomásmérő műszereiben is, széttörve a higanyt tartalmazó csöveket. A keletkezett nyomáshullámot a Föld összes barográfja regisztrálta, 7-szer kerülte meg a Földet, amíg 5 nap múlva végre megszűnt létezni. A vulkanikus hamut a robbanások 80 km magasságba, a mezoszféra alsó határáig lökték fel, elárasztva a teljes sztratoszférát.

Ezt követően a robbanások és a vulkáni tevékenység teljesen megszűnt, augusztus 28-ára a Krakatau (már ami maradt belőle) elcsendesült. Apró sárlavinák jelezték még tevékenységét egészen októberig.

Következmények

a) "The Burning Ashes of Ketimbang"

Augusztus 27-én a déli órákban forró hamueső kezdett hullani Ketimbangban, Szumátrán. A piroklasztikus esőben kb. 1000 ember veszítette életét. Ezek az emberek voltak a Krakatau egyetlen közvetlen áldozatai. Egy olyan erősségű piroklaszt hullám végzett velük 60–70 km távolságból, amely képes volt átszelni a tengert is.

A piroklaszt árák, a vulkáni hamueső és főleg a cunami, illetve ezek együttes fellépése azonban számos további áldozatot szedett. A Sebesi szigetén élő 3000 emberből nem maradt túlélő. A holland⁶ hatóságok által összeállított hivatalos veszteséglistán 36 417 áldozat szerepel, de egyes források 120 000-re teszik az áldozatok számát. Szumátrán és Jáván is számos város és falu pusztult el. Megbízható jelentések szóltak megégett emberi csontvázakról, amelyeket habkő „tutajokon” egészen a kelet-afrikai partokig sodort az Egyenlítői Áramlat.

⁶1883-ban a mai Indonézia holland gyarmat volt.

b) Cunamik és távhatások

Az Indiai-óceán teljes térségben, egészen Dél-Afrikáig, a hajók a nyílt tengeren is himbálództak a cunamik hatására. Úgy gondoljuk, hogy ezeket a hatalmas cunamikat a kezdetben felfelé kilövellő piroklaszt oszlopok már említett gravitációs összeomlása után a tengerbe zúdult hatalmas mennyiségű vulkáni anyag idézte elő, nagy tömegű vizet szorítva ki a helyéről. Merak városát pl. egy 46 m magas cunami hullám pusztította el, amely a következő részben leírt omlásos eredetű cunami hullámokra emlékeztetett. A tenger felszínén a piroklaszt „folyók” túlhevült gőzpárnákon csúsztak egészen a közeli szárazföldreig. Helyenként a tenger fenekére zúdult piroklaszt anyag is 15 km-t tett meg, míg leállt. Nemrégiben Németországban laboratóriumi kísérletekkel is igazolták a piroklaszt egyrészt a víz felszínén úszni képes (könnyű frakció), másrészt a fenékre zúduló (nehéz frakció) komponensekre bomlását.

c) Földrajzi következmények

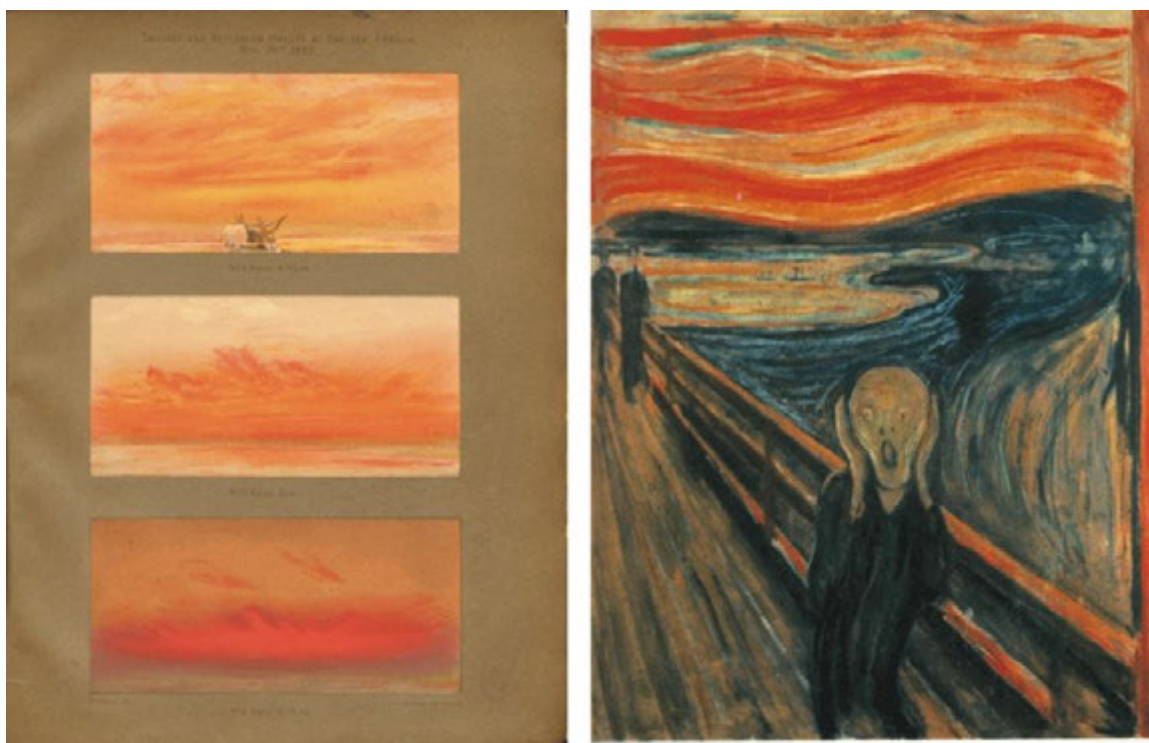
A robbanást követően hamarosan kiderült, hogy Krakatau szigete csaknem teljesen eltűnt. A Rakata vulkán déli fele megmaradt, másik fele eltűnt, és egy vertikális sziklafal valamint egy 250 m mély kaldera maradt a nyomában. A sziget északi kétharmadából egy sziklaszirt maradt, melyet ma Bosun sziklájának neveznek (ez a Danan hegy egy törmeléke).

A sziget szétesése, valamint a vulkán által lerakott hatalmas mennyiségű törmelék következtében a környező tengerfenék topográfiája teljesen átalakult. Becslések szerint mintegy $18\text{--}21\text{ km}^3$ tufa és habkő rakódott le a tenger fenekén, mintegy $1\,100\,000\text{ km}^2$ -es területen, kitöltve a vulkán körüli 30–40 m mély medencét.

d) Globális klimatikus és légköri optikai jelenségek

A kitörést követő évben a Föld átlaghőmérséklete $1,2\text{ °C}$ -kal visszaesett. A szokásos időjárási patternekben több éven át zavarok mutatkoztak, az átlaghőmérséklet csak 1888-ra állt vissza a normális értékre. A sztratoszférába kilövellt hatalmas mennyiségű kén-dioxid (SO_2) gáz felhője lassan szétterült az egész bolygó felett. Ezáltal megnőtt a magas szintű cirrus felhők kénessav (H_2SO_3) koncentrációja. Ez megnövelte a felhők albedóját (fényvisszaverő képességét), ami lehűtötte a Földet. Az oxidálódott SO_2 -ből idővel szulfát aeroszol vált ki, amely tovább csökkentette a felszínre érő napsugárzás erősségét. Végül a légkörbe jutott kén-dioxid a légköri vízben oldódva savas esők formájában jutott vissza a talajra.

A kitörés következtében a magaslégkörbe került és ott ugyancsak globálisan szétterült finom por évekig elsötétítette az eget. Ugyanakkor rendkívülien szép színes naplementéket (6.58. ábra) okozott a fénnytörés és fényszórás miatt az egész világon.



6.58. ábra. Balra: William Ashcroft brit festő képei a Krakatau kitörését követő évek színes alkonyatairól. Jobbra: Edvard Munch: A sikoly c. 1893-ban festett híres képe, amely egyesek szerint szintén a színes alkonyok egyikét ábrázolja. (Forrás: <http://www.diederikvanvleuten.nl/webyp-system/data/7-8-im-CenterPhoto-1287.jpg>; http://upload.wikimedia.org/wikipedia/en/archive/f/f4/20090829082327!The_Scream.jpg)

A kitörés addig nem látott típusú optikai (halo) jelenség, az ún. Bishop-féle gyűrű (6.59. ábra) megjelenését is előidézte a Nap körül. Egyébként a jelenség nevét első megfigyelője és leírója, Rev. Sereno Edward Bishop (1827–1909) honolulu-i lelkészről kapta, aki éppen a Krakatau hamuja által okozott halo jelenséget figyelte meg.



6.59. ábra. Az Eyjafjallajökull vulkán kitörése által okozott Bishop-gyűrű a Nap körül 2010 májusában a hollandiai Leydenből (Marco Langbroek felvétele) (Forrás: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/f/f5/BishopRing18mei2010_18_sml.jpg)

e) Utójáték, az ifjú Krakatau (Anak Krakatau)

Mint az összeomlott szigetvulkánok esetében általában, ha a vulkánt létrehozó „forró pont” nem mozdul el, a romok helyén új vulkán kezd növekedni. Így történt ez a Krakatau esetében is, 1960-tól az újra növő vulkán csúcsa már a víz felett van, kis vulkáni szigetet alkot, melynek neve Anak Krakatau, azaz Ifjú Krakatau (6.60. ábra).



6.60. ábra. Az ifjú Krakatau (Forrás: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/1/1e/Krakatau_18may92.jpg)

A következő táblázat a legtöbb halálos áldozatot követelő vulkánkitöréseket foglalja össze az elmúlt évszázadokból (6.6. táblázat). Tárgyunknak megfelelően megjelöltük azokat a kitöréseket, amelyek cunamit is okoztak. Látjuk, hogy számuk viszonylag kevés, tehát a vulkánosság, mint ok, csak a második helyen van a cunami katasztrófák kiváltásában. A legnagyobb és leghalálosabb kitörés a Tambora vulkán 1815-ös kitörése volt, amely 92 000 ember halálát okozta, de nem járt cunamival.

Vulkán	Év	Halottak	Halálozás fő oka
Tambora, Indonézia	1815	92 000	Éhezés
Krakatau, Indonézia	1883	36 417	Cunami
Mount Pelee, Martinique	1902	29 025	Hamu ár
Ruiz, Columbia	1985	25 000	Sárfolyás
Unzen, Japán	1792	14 300	Vulkán beomlás, cunami
Laki, Izland	1783	9350	Éhezés
Kelut, Indonézia	1919	5110	Sárfolyás
Galunggung, Indonézia	1882	4011	Sárfolyás
Vezúv, Olaszország	1631	3500	Sárfolyás, lávafolyás

Vezúv, Olaszország	79	3360	Hamu ár, vízesés
Papandayan, Indonézia	1772	2957	Hamu ár
Lamington, Pápua Új-Guinea	1951	2942	Hamu ár
El Chichon, Mexikó	1982	2000	Hamu ár
Soufriere, St. Vincent	1902	1680	Hamu ár
Oshima, Japán	1741	1475	Cunami
Asama, Japán	1783	1377	Hamu ár, sárfolyás
Taal, Fülöp-szigetek	1911	1335	Hamu ár
Mayon, Fülöp-szigetek	1814	1200	Sárfolyás
Agung, Indonézia	1963	1184	Hamu ár
Cotopaxi, Ecuador	1877	1000	Sárfolyás
Pinatubo, Fülöp-szigetek	1991	800	Betegség
Komagatake, Japán	1640	700	Cunami
Ruiz, Columbia	1845	700	Sárfolyás
Hibok-Hibok, Fülöp-szigetek	1951	500	Hamu ár

6.6. táblázat. A történelmi időkben a legtöbb halálos áldozatot követelő vulkánkitörések és jellemzőik

6.2.7. Szeizmikus csuszamlásos megacunami

A megathrust, vagy telecunamikon kívül a cunaminknak még számos más fajtája is létezik, amelyek közül egyeseknek még a kialakulási mechanizmusa sem teljesen tisztázott. Jó néhány példa van olyan cunamikra, amelyek *konvergens lemezhatároktól* távol robbantak ki. A történelmi időkben ilyenek voltak az új-fundlandi *Grand Banks* cunami 1929-ben, valamint a *Pápua Új-Guineai* cunami 1998-ban. Az említett cunamik az ún. *tengeriüledék- omlási cunamik* osztályába tartoznak, amikor a földrengések a kontinentális alapokon felgyülemlett üledékeket destabilizálják, és ezek leomolva és a kontinentális lejtőkön lecsúszva cunami hullámot váltanak ki. Ezek a cunamik viszonylag gyorsan elhalnak a tektonikus cunamikhöz képest. A földtörténet egyik érdekes rejtélye az ún. Storegga-incidens, amely egy kb. 8000 évvel ezelőtt bekövetkezett *megacunami* nyomait rögzíti az üledékes kőzetek sztratigráfiai leleteiben. Ez lehetett az üledék-omlási cunamik legintenzívebb megnyilvánulása a holocénben. A jelenlegi tudományos álláspont szerint három hatalmas Storegga-omlás ment végbe a norvégiai (az országtól nyugatra, az Atlanti-óceánban fekvő) kontinentális talapzat peremén (Storegga egyébként norvégul „Nagy Perem”), melyek mindegyike nagy cunamit váltott ki az Észak-Atlanti-óceánon (6.61. ábra). Az omlások mintegy 290 km hosszúságú partszakaszt (pontosabban self-szakaszt) érintettek és kb. 3500 km³ omladék zuhant a mélyóceánba. A radiokarbonos kormeghatározás szerint a legutolsó ilyen omlás Kr. e. 6100 körül következett be. Az omlás által kiváltott cunami nyomait Skóciában is fellelték, ahol a tengerből származó törmelék a Firth of Forth részét képező Montrose-medencében a jelenlegi partvonalától 80 km-re hatolt be a szárazföldre, a jelenlegi dagályszintnél 4 m-rel magasabb réteget képezve. Még érdekesebb dolog, hogy az utolsó Storegga-omlás előtt valószínűleg néhány évszázadig egy kontinentális „földhíd” létezett az Atlanti-óceánban Dánia, Hollandia és Anglia között, amelyet Doggerland-nak neveztek, és amelyet a harmadik Storegga-cunami mosott el, katasztrofális következményekkel.



6.61. ábra. A három hatalmas Storegga-omlás helyszínei (Forrás:

http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/d/db/Grand_Banks.png;

<http://www.utopiakalmar.se/sites/default/files/styles/helspalt/public/storregaen.jpg>; http://nextnature.net/wp-content/uploads/2009/04/2007_dogger_re-engineered_satellite_photo_530.jpg; http://nextnature.net/wp-content/uploads/2009/04/doggerland_530.jpg)

A Storegga-omlás közvetlen nyomait a 2000-es évek elején fedezték fel egy norvégiai tengeri földgázmező feltárása során, és azóta is folyamatosan vizsgálják. 2004-ben végül egy olyan általánosan elfogadottá vált tudományos hipotézis látott napvilágot, mely szerint az omlások a kb. 10 000 évvel ezelőtt véget ért jégkorszak törvényszerű velejárói voltak, amikor is a jégkorszak ideje alatt a gleccserek által a sekély tengerbe hordott nagy mennyiségű többlet-üledék omlott le. Ebből következően egy jövőbeli glaciális is hasonló következményekkel érhet véget a térségben, de előbb nem várható hasonló omlás, pl. az emberi tevékenység következtében⁷. Mindazonáltal még ma sem zárják ki, hogy a Storegga-omlásokat más okok, mint pl. földrengés, vagy a tengervízben feloldódott metán által képezett metánhidrát komplex melegezés általi megbomlása és a metán felszabadulása okozta.

Már az 1950-es években sejtették, hogy a szárazföldön bekövetkező nagy földcsuszamlások a korábban feltételezettnél sokkal nagyobb – esetleg rekord-döntő magasságú – cunamikat okozhatnak tavakban, vagy zárt öblökben, mivel laboratóriumi kísérletek azt mutatták, hogy a lezúduló földtömeg energiáját a szóban forgó víztömeg nem tudja elnyelni, de még lényegesen csökkenteni sem, és ezért teljes tömegében megmozdul. A feltételezést kisvártatva (1958) igazolta az alaskai Lituya-öbölben (Lituya Bay) bekövetkezett földcsuszamlás és szökőár (6.62. ábra), amely a valaha mért és üledékekben regisztrált hullámnál legalább egy nagyságrenddel nagyobb, 524 m magas hullámot keltett. A hullám csaknem azonnal elérte a szűk öbl (valójában fjord) partját, és így – csodával határos módon – mindössze két emberáldozatot követelt. Még csodálatosabb, hogy egy csónaknak sikerült „meglovagolnia” a hullámot. Ez tehát a ma világrekordot tartó megacunami, melynél nagyobb valószínűleg csak az a 65 millió évvel ezelőtt bekövetkezett egyszerre tele- és megacunami volt, amely a Yukatán félszigeten

⁷A felfedezést követően u.i. számos olyan szenzációhajhász sajtóközlemény látott napvilágot, hogy a szóban forgó Ormen Lange földgázmező kiaknázása a közeljövőben óriás-cunamit okozhat az Észak-Atlanti-óceán térségében.

fekvő Chicxulub krátert (egyések szerint az egész Mexikói-öblöt) létrehozó (6.63. ábra), és a dinoszauruszok globális kihalásához vezető elhíresült kisbolygó-becsapódás következményeként jött létre.



6.62. ábra. *A Lituya-öbölben bekövetkezett földcsuszamlás és cunami nyomai (a víz által elmosott erdők a parton)*
(Forrás: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/d/dd/Lituya_Bay_overview.jpg)



6.63. ábra. A Chicxulub-kráter a Yucatán-félszigeten, valószínűleg a földtörténet egyik legnagyobb, aszteroida-becsapódás által okozott katasztrófájának nyoma. A becsapódás mintegy 65 millió évvel ezelőtt történt és tömeges kihaláshoz (dinoszauruszok) vezetett (Forrás: <http://listverse.wpengine.netdna-cdn.com/wp-content/uploads/2007/11/crater.jpg>)

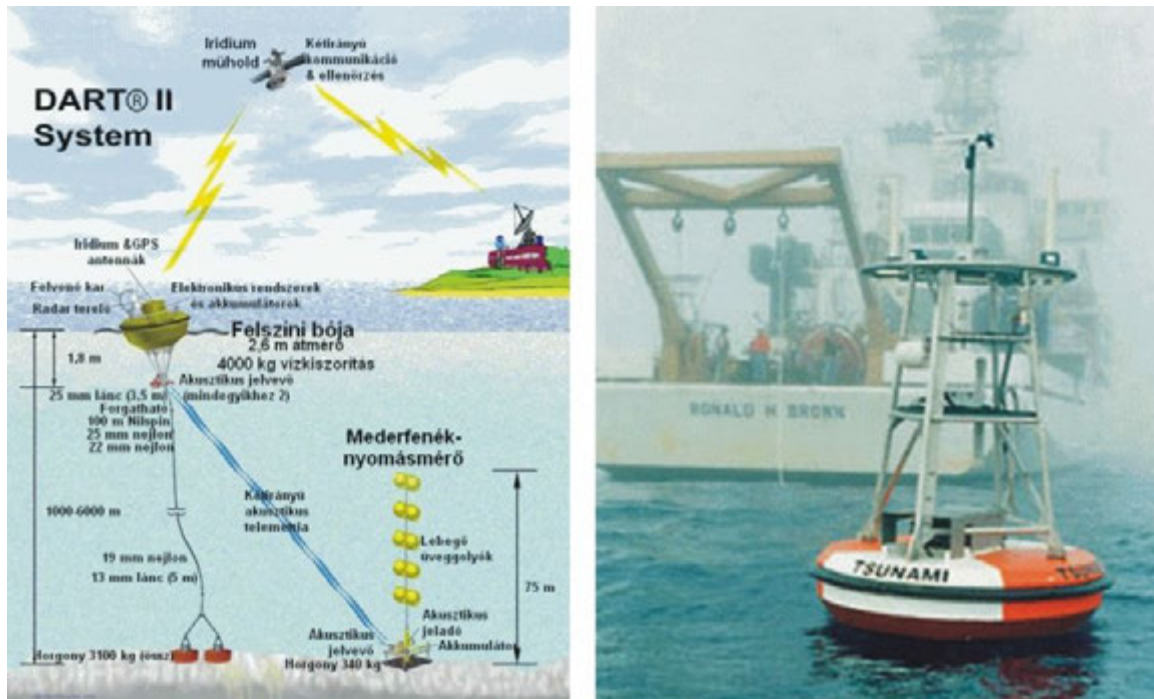
6.2.8. Az előrejelzés és riasztás lehetőségei és módszerei

Egészen rövid (perces) időtávon a tenger szokatlan mértékű visszahúzódása (*drawback*) jelezheti előre a cunami érkezését és riaszthatja az embereket. A – gyakran a szívóhatásból származó (cuppanás jellegű) hangjelenséggel is kísért – víz-visszahúzódást észlelőknek csak akkor van esélyük a túlélésre, ha azonnal természetes magaslatokra, vagy szilárd alapokon álló építmények magasabb szintjeire futnak (a megacunami hullámok aránylag nem túl magasak, ismert esetekben nem haladták meg a 15 m-t, tehát kedvező terepen van esély). A cunamik által gyakran látogatott helyeken élők ezzel tisztában vannak. A 2004-es indiai-óceáni cunami esetében érdekes módon egy angol kisfiú, aki nem sokkal korábban tanult a cunamiról, emberek tucatjainak életét mentette meg e jel felismerésével a Thaiföldön fekvő Phuket üdülőhelyen. Ugyanakkor – sajnos – e jelzés nem általános érvényű. A 2004-es cunami esetében Sri Lanka és Afrika keleti partvidékén nem volt észlelhető a jelenség, mert a hullám pozitív fázisa, azaz a vízszint-emelkedés érkezett meg korábban. Thaiföld viszont az epicentrumtól nyugatra esett, ahová a hullám negatív fázisa érkezett meg először.

Általánosságban a cunami kellő pontosságú előrejelzése jelenleg még nem lehetséges, még akkor sem, ha ismert a kiváltó föld- vagy tengerrengés helye és erőssége. A geológusok, oceanográfusok és szeizmológusok együttműködése szükséges ahhoz is, hogy egy szökőár-riasztás kibocsátásra kerüljön. Ma már képesek vagyunk automata műszerekkel észlelni egy küszöbön álló szökőár bizonyos jeleit rögtön a földrengés bekövetkezése után és így – az epicentrum közvetlen környezetébe eső partok kivételével – időben kiadni a riasztást. A legsikeresebb ilyen rendszerek a fenéknymás-mérő berendezések, amelyeket bójákra helyeznek el, és az alattuk fekvő tengervíz oszlop teljes nyomását mérik (6.64. ábra). Mivel a közismert

$$p = \rho \cdot g \cdot h$$

hidrosztatikai összefüggés szerint a p teljes nyomás egyenesen arányos a vízoszlop h vastagságával (ρ – a víz sűrűsége, g – a nehézségi gyorsulás), a vízszint változása, azaz a hullám észlelhető.



6.64. ábra. A DART (Deep Ocean Assessment and Reporting of Tsunamis) cunami riasztó rendszer felépítése és egyik nyomásmérésen alapuló hullámmagasság-mérő bójája (Forrás:

http://www.ndbc.noaa.gov/dart/dart_mooring.jpg;

http://upload.wikimedia.org/wikipedia/en/0/0f/Dart_tsunamicover.jpg)

A cunamik által veszélyeztetett helyeken (a parttól 2–300 km-re fekvő mélytengeri határvonalon, melyet a kontinentális lejtő alja jelöl ki) ezen az elven működő cunami riasztó rendszereket telepítettek az elmúlt években, főleg századunk két megacunami után. Ilyen rendszerek működnek már régebben a csendes-óceáni tűzgyűrű fejlett országaiban (USA, Japán), de 2004 után még a szegényebb országok, mint Indonézia, vagy Sri Lanka is telepítette rendszereit. (Sajnos a japán rendszer 2011-ben az epicentrumnak a parthoz való közelsége miatt nem lehetett eléggé hatékony.) Az érintett (ún. Pacific Rim, magyarul Csendes-óceáni Szegély) országok nemzetközi együttműködéssel létrehozták a Csendes-Óceáni Cunami Riasztó Rendszert, amely a Hawaii fekvő Honoluluban található. A rendszer feladata az egész tűzgyűrű térség szeizmikus monitoringja és a cunami riasztások kiadása a megfelelő számítógépes elemzés után. (Említettük, hogy nem minden szubdukciós rengés vált ki cunamit, illetve azt, hogy egy cunami nem minden partvidéken fejt ki pusztító hatást. Egy felesleges riasztás pedig a várható pánik miatt szintén jelentős károkat okozhat.)

A számítógépes modellek általában csak percekkel az esemény bekövetkezése előtt tudják megbízhatóan jelezni a cunami érkezését (6.65. ábra), annak ellenére, hogy az előbb említett vízoszlop-nyomásmérők adatain kívül számos más adatot (szeizmikus, batimetrikus és partvonal-topográfiai adatokat) is figyelembe vesznek.



6.65. ábra. Figyelmeztető tábla, illetve a cunamik áldozatainak állított emléktáblák az érintett városokban (Forrás:

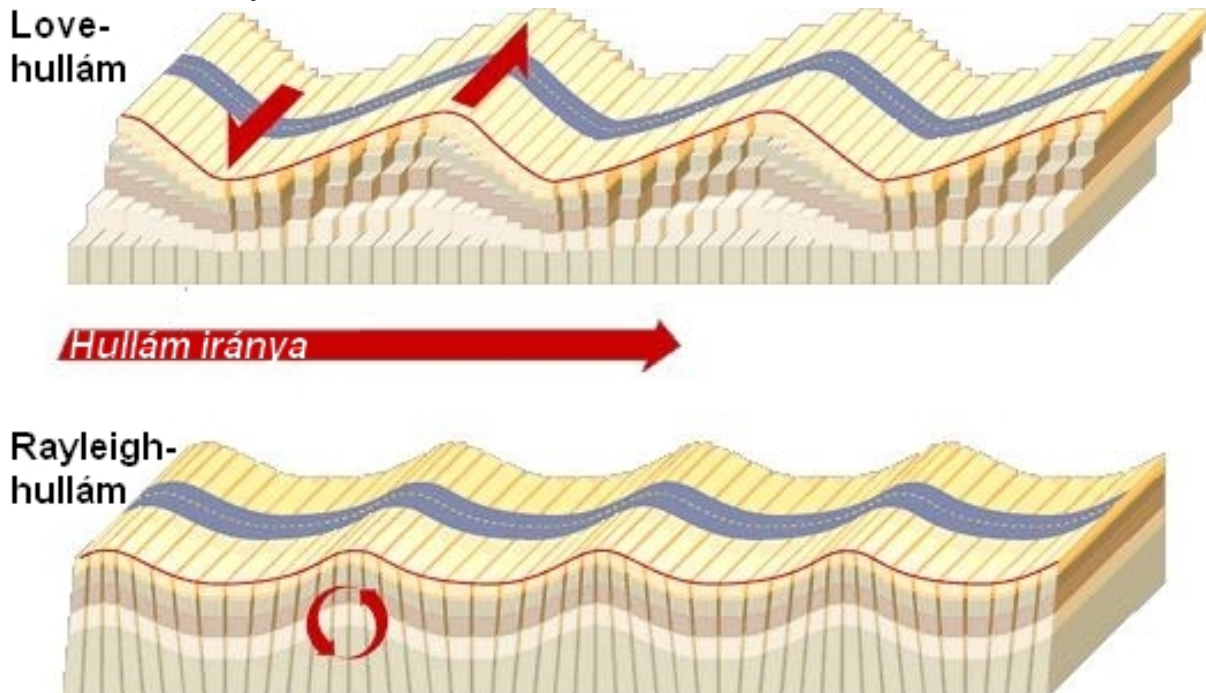
http://upload.wikimedia.org/wikipedia/en/3/33/Bamfield_%28171%29.jpg;

http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/2/29/Kamakura_tsunami.jpg;

http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/8/85/The_monument_to_the_victims_of_tsunami.jpg;

http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/5/54/Tsunami_Memorial_Kanyakumari.JPG)

Egyes zoológusok feltételezik, hogy bizonyos állatfajok képesek érzékelni a földrengések által keltett szuperszonikus Rayleigh-hullámokat (6.66. ábra), melyek terjedési sebessége kb. 10-szerese a hangsebességnek és a cunami hullám terjedési sebességének, azaz kb. 3000 m/s. Ha a hipotézis igaz, akkor ezeknek az élőlényeknek a viselkedése alkalmas lehet az előrejelzésre.



6.66. ábra. A földrengések két jellemző hullám-típusa: a Love-hullám és a Rayleigh-hullám (Forrás:

http://www.exploratorium.edu/faultline/basics/images/rayleighlove_lrg.gif)

Ugyanakkor ez a hipotézis ellentmondásos és ezért széles körben még nem elfogadott. Nem megbízható forrásokból származó állítások szerint az 1755-ös nagy lisszaboni földrengést és cunamit az állatok megéreztek és magasabban fekvő helyekre menekültek. Ugyanílyan híresztelések terjedtek el a 2004-es cunami esetében is Sri Lankáról, ahol állítólag egy elefánt sem pusztult el, mivel időben magaslati helyekre menekültek (miközben az emberek a partra tódultak a visszahúzódó vizet bámulni és tömegesen haltak meg).

Amint azt a 21. század két megacunamija is megmutatta, a cunamik ellen még a mai technikai színvonalon is csaknem lehetetlen a védekezés. Ennek ellenére a cunami veszélynek kitett országok közül egyesek (elsősorban Japán) számos mérnöki létesítményt hoztak létre a cunamik kivédésére. Korábban bemutattuk egy japán parti védőfal képét, amely 12 m magasságú, azonban általában ezek a védőfalak nem magasabbak 4–5 m-nél, és csak a nagy népsűrűségű városi partszakaszokon épültek ki. Sajnos a 2011-es események e létesítmények kudarcát

bizonyították a nagyon is védett fukushimai partszakaszon, mivel a víz egyszerűen átsöpört rajtuk, helyenként hatalmas sebességével romba is döntötte őket. Más helyeken zsilipeket és vízelvezető csatornákat építettek ki az érkező víz elvezetésére. A tapasztalatok szerint ezek a létesítmények nemképp fékezik ugyan a cunami hullámokat és csökkentik a károkat, de nem tudnak megvédeni a pusztítás nagyobb részétől.

A természetes akadályok, mint pl. a partra kiültetett többszörös fasorok valószínűleg hatékonyabban csökkenthetik a hullámok erejét. 2004-ben az óceán kókuszpálmákkal és mangrove erdőkkel szegélyezett partjai határozottan kisebb károkat szenvedtek, mint a nyílt partok. Ennek eklatáns példája volt az, hogy az India Tamil Nadu államban fekvő Naluvedapathy falu minimális károkkal és alig néhány emberáldozattal „megúsza” a cnamit az általános pusztulás közepette, mivel 2002-ben (24 óra alatt) 80 244 fát ültettek el közvetlenül a tengerparton (6.67. ábra), hogy így bekerüljenek a Guinness Rekordok Könyvébe.



**A Naluvedapathy
falu**

**Kazuárfák a part
közelében**



6.67. ábra. Fateleptés egy indiai faluban (Forrás: <http://iseeindia.com/wp-content/uploads/2011/08/final.jpg>)

A környezetvédők ennek alapján általában a tengerparti faültetést javasolják a cunamik kivédésére (6.68. ábra). Igaz, hogy a fák évtizedekig nőnek, mégis úgy tűnik, hogy sokkal hatékonyabb eszközök a szökőárak kivédésére, mint a mesterséges gátak.



6.68. ábra. A mangrove-erdők képesek elnyelni a cunamik erejét és segítenek csökkenteni az általuk okozott károkat a szárazföldi területeken (Forrás: <http://web.mit.edu/12.000/www/m2009/teams/2/image002.jpg>)

6.3. Állóhullámok (seiche-k)

Az állóhullámok, vagy seiche-k az óceánokban és tengerekben, valamint a nagyobb tavakban fellépő gravitációs rezonancia-hullámok. A rezonancia a fizikából jól ismert jelenség: rezgések (oszcillációk) közötti lineáris kölcsönhatás, melynek során a rendszer bizonyos „kitüntetett frekvenciájú” oszcillációi energiát nyernek a többi „nem kitüntetett frekvenciájú” oszcillációtól. Olyan rendszerekre jellemző, amelyekben az energia két, esetleg több formában tárolódik (pl. mozgási és helyzeti energia) s ezek könnyen átalakulhatnak egymásba. Ilyen rendszer a hullámzó víz is! A rezonancia következtében a rendszer azonos erősségű gerjesztés mellett a kitüntetett frekvenciákon jóval nagyobb amplitúdóval oszcillál: ezeket rezonancia-frekvenciáknak nevezzük. Nem, vagy alig csillapított rendszerekben a legfontosabb rezonancia-frekvencia a rendszer természetes, vagy sajátfrekvenciája, amely a nem kényszerített oszcillációinak, illetve vibrációinak frekvenciája. A többi rezonancia-frekvenciát egyszerű rendszereknél a sajátfrekvencia felharmonikusai képezik, de bonyolultabb rendszerekben számos, egymással matematikai kapcsolatban nem álló rezonancia-frekvencia is megfigyelhető. A sajátfrekvenciát viszont általában a rendszer geometriája határozza meg. Így van ez a fent említett állóvizek esetében is.

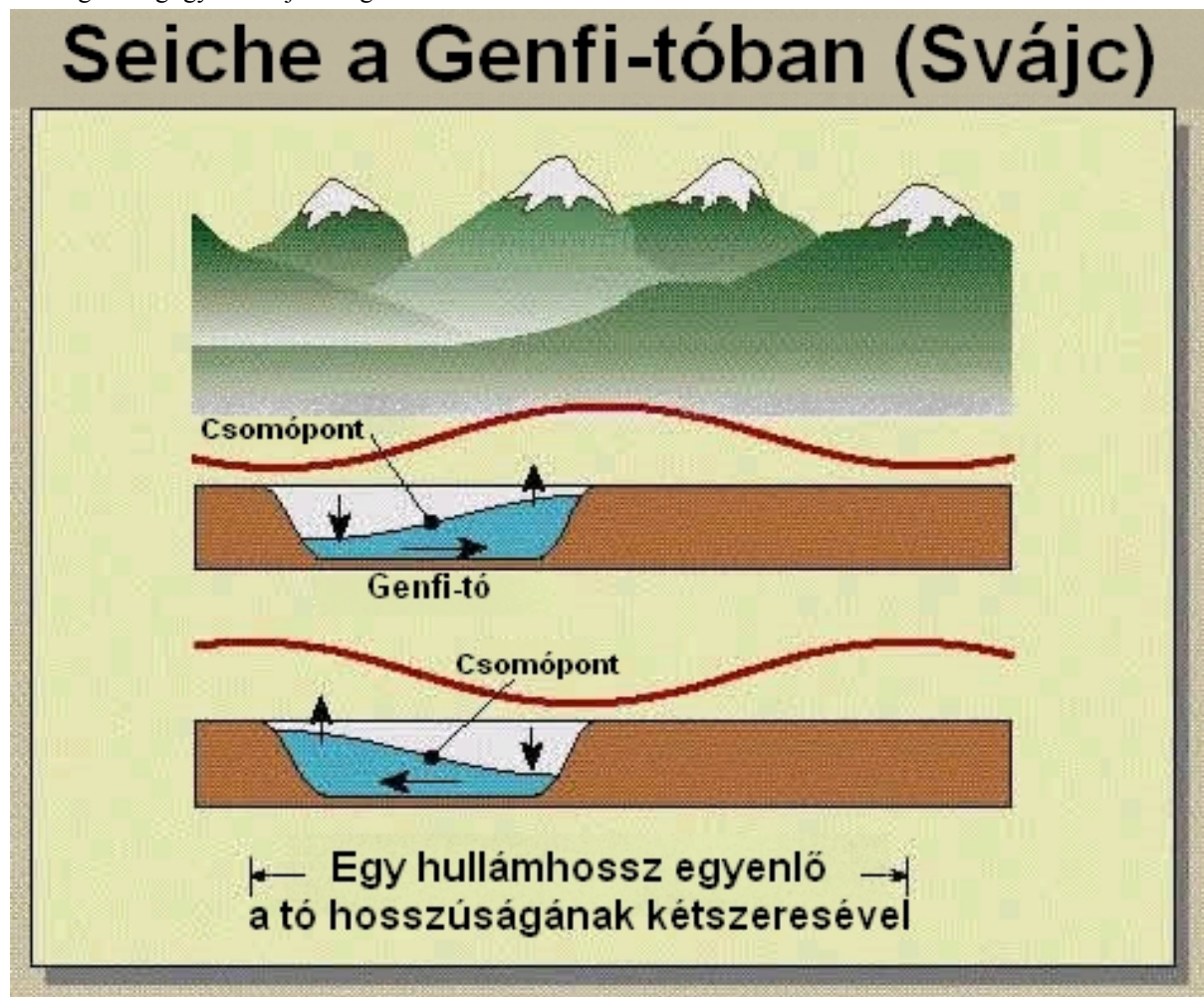
A nagy kiterjedésű óceáni és tengeri víztömegek normális körülmények között nem rezonálnak, egyszerűen azért, mert óriási tömegükhöz képest nem lépnek fel bennük rezonanciát előidéző nagyságrendű gerjesztő erők. Ezért a rezonancia-hullámok, illetve állóhullámok a jóval kisebb kiterjedésű és kisebb víztömeget magukba foglaló tengeröblök és tavak, valamint mesterséges víztározók (rezervoárok) jellemző oszcillációi. Ezek természetes, vagy sajátfrekvenciáit és ezáltal rezonancia-frekvenciáit geometriájuk, jellemző méreteik (hosszúság, szélesség stb.)

határozzák meg. Egy hosszú, elnyúlt formájú, viszonylag keskeny állóvízben, vagy vízrészben a hosszúság (l) a sajátfrekvenciát meghatározó domináns méret. A sekélyvízi gravitációs hullámok frekvencia-egyenletéből (ugyanis a jelentős amplitúdójú seiche-k sekély vízben tudnak kialakulni) a lehetséges legnagyobb, $L = 2l$ hullámhosszúságú⁸ rezonanciahullám periódusidejére a

$$c = \frac{2l}{T} = \pm \sqrt{gh} \Rightarrow T = \frac{2l}{\sqrt{gh}},$$

érték adódik, ahol h a tó vagy öböl mélysége. Ezt az egyszerű összefüggést Merian-formulának nevezik.

A tavi állóhullámok (amelyeket magyarul *vízingsnak* is nevezünk) *seiche* elnevezése *François-Alphonse Forel* svájci hidrológustól származik (illetve az ő 1890-ben megjelent tudományos értekezése alapján vált közhasználatúvá), aki a Genfi-tavon figyelte meg őket (6.69. ábra). A szó svájci francia dialektusban „előre-hátra himbálódzást”, vagy egyszerűen „löttyögést” jelent, és ez azt bizonyítja, hogy a keskeny és hosszú alpi gleccsertavakban az emberek már régen megfigyelték e jelenséget és nevet is adtak neki.

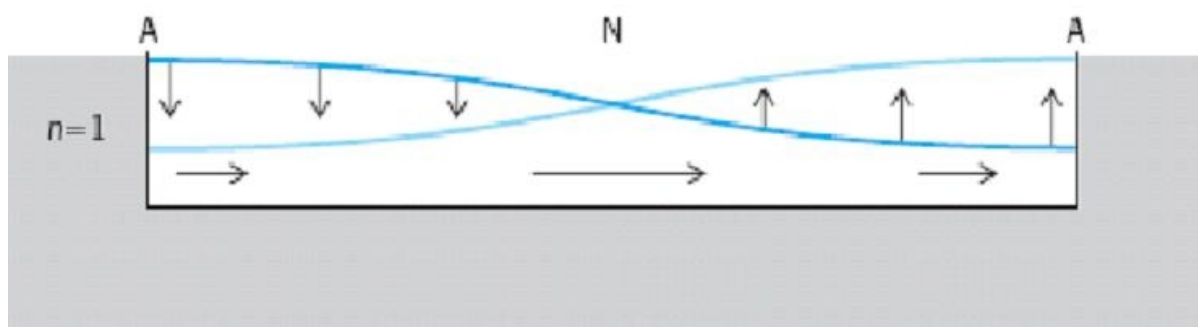


6.69. ábra. A Genfi-tó állóhullámai (Forrás: <http://educationally.narod.ru/fig1103.gif>)

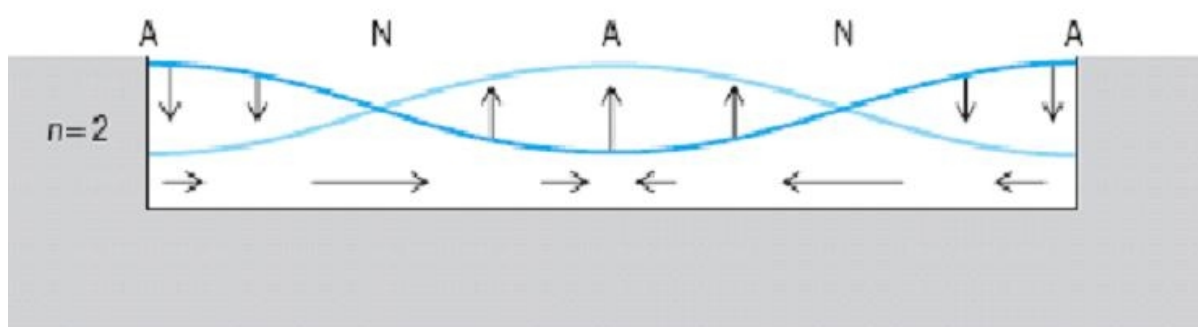
A vízings a Balatonon is megfigyelhető, domináns hullámhossza a tó kb. 70 km-es hosszának kétszerese, azaz $L = 2l = 140$ km, periódusideje pedig a Merian-formulából $h = 4$ m átlagos vízmélységet feltételezve $T \approx 6$ órának adódik.

⁸Ezt könnyen ellenőrizhetjük pl. fürdőkádunkban, ahol – mikor kiszállunk belőle – egy fél szinuszhullám jellegű vízmozgást figyelhetünk meg. Ugyanezt láthatjuk egy téglalap alakú edényben, pl. sütőtepsiben, ha vizet töltünk bele, majd hossz tengelye irányában kissé megdöntjük.

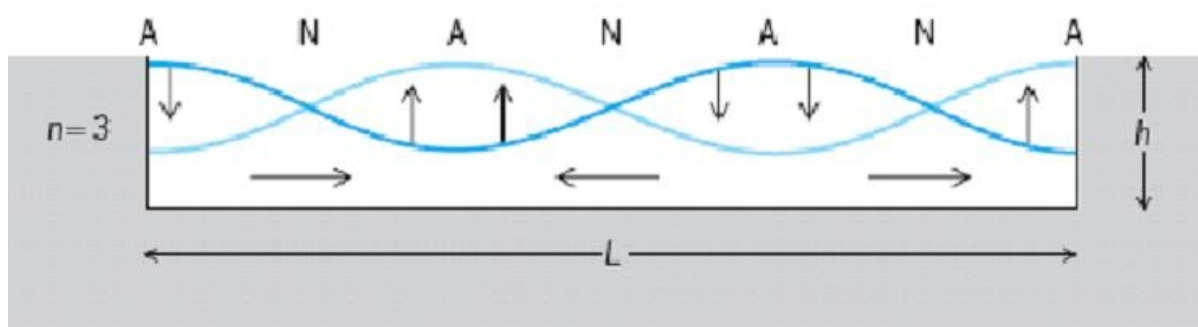
A vízingerés a legtöbb esetben – így a Balatonon is – rendkívül hosszú periódusideje miatt szabad szemmel nem látható, csak vízszintíró műszerrel észlelhető. A seiche, azaz a gravitációs rezonanciahullám kiváltó oka a legtöbb esetben – az eddig leírt szél keltette hullámokhoz és viharhullámokhoz hasonlóan – a víz feletti levegő áramlása és a légnyomás változása lehet. Gyakran a földrengésekhez társuló *szökőárhullámok*, vagy *cunamik* utóhatásaként is fellépnek *seiche*-k. A vízingerés úgy alakul ki, hogy egy sekélyvízi gravitációs hullám nagy sebességgel végigfut a vízfelület hosszán, majd a tó vagy öböl végét képező partról lényeges gyengülés nélkül visszaverődve önmagával interferál és létrehozza az állóhullámot, amelynek csomópontja a vízfelület közepén van. Mint említettük, erős vízingerés esetén a leghosszabb alaphullám felharmonikusai is megfigyelhetők, melyek periódusideje $1/2$ -, $1/3$ -, $1/4$ -stb. szerese az alaphullám periódusidejének (6.70. ábra).



(a)



(b)



(c)

N = csomópont

A = amplitúdópont

— a felszín alakja

— a vízfelszín egy fél periódussal később

Az egy- (a), a két- (b) és a háromcsomópontos (c) seiche sematikus ábrája egy téglalap alakú medencében.

A vertikális és a horizontális vektorok az áramlás irányát mutatják, amelyek megfelelnek a jelzett vízfelszín megváltozásának.

A függőleges mozgások jelentős mértékben eltűntek.

6.70. ábra. Az állóhullámok típusai

(Forrás: <http://www.accessscience.com/loadBinary.aspx?aiD=2597&filename=612800FG0010.gif>)

A vízingásnál a gravitációs állóhullámokban jelenlevő mozgási és helyzeti energia aránya oszcillál harmonikusan a látszólagos hullámmentességgel jellemzett minimális helyzeti energia-maximális mozgási energia állapot, és a tó- vagy öböl-medence két végén jelentkező amplitúdó-maximumhoz tartozó maximális helyzeti energia-minimális

mozgási energia állapot között, miközben összegük közel konstans. A rezonanciához szükséges tömegkorlát a rezonanciát kiváltó erőhatás mértékével nőhet, kivételes nagyságú nyomási és szélerek fellépése esetén nagy víztömegek is „berezonálhatnak”. Végül a fent említett szabályos, vagy ahhoz közeli geometria sem mindig szükséges feltétel: kis víztömeget magukban foglaló, teljesen szabálytalan alakú kikötőkben is gyakran idézhet elő stabil vízmozgást kivételes nagyságú úszó járművek, objektumok (olajtankerek, olajfűró platformok stb.) mozgása, mozgatója.

6.3.1. Tavak vízmozgása

A nagyobb tavakon csaknem mindig jelen vannak kisebb ritmikus vízszint-oscillációk. Az észak-amerikai Nagy Tavakon a seiche-t *slosh*-nak nevezik, ami a „lötyögés” angol megfelelője. Ezek esetenként igen jelentősek lehetnek. Érdekes, hogy az USA Nemzeti Meteorológiai Szolgálat (NWS) a Nagy Tavak egyes térségeiben alacsony vízszint előrejelzéseket bocsát ki, ha 60 cm-nél nagyobb seiche-k várhatók. A sekély és szélirányban elnyúló Erie-tavon keletkeznek leggyakrabban szél által keltett seiche-k, amelyek az 5 m (16 ft) magasságot is elérhetik. Hatásuk hasonló a viharhullámokéhoz, azzal a különbséggel, hogy a seiche többször is visszatér. Nevezetes még az 1954-es Hazel hurrikán okozta viharhullám, majd azt követő seiche-katasztrófa az Ontario-tavon, amely Torontóban kiterjedt áradást okozott. Ugyancsak 1954-ben a Michigan-tavon alakult ki egy 3 m magas seiche, amely 10 ember halálát okozta a chicagói partszakaszon. A seiche-k egyik igen veszélyes vonása gyors fellépésük: 1995. július 13-án a Felső-tavon 15 perc periódusidejű, több mint 1 m magasságú seiche lépett fel, amely számos hajót partra vetett. Ugyanez a jelenség a Huron-tavon 1,8 m magasságot ért el.

A szeizmikusan aktív övezetekben fekvő tavakon, mint pl. a kaliforniai Lake Tahoe a Sierra Nevadában különösen veszélyesek lehetnek a tavi cunami hullámok, melyek azután seiche-be mennek át. Ezen a tavon több alkalommal alakult ki 10 m magasságú seiche az elmúlt 5000 évben, ami a jelen és a jövő számára is nagy kockázatot jelent. A földrengés-generálta seiche-k (a cunamikhöz hasonlóan) az epicentrumtól több ezer km-re is felléphetnek. Érdekes, hogy az úszómedencék vize teljes tömegében berezonálhat ilyen gerjesztés hatására, mivel a rengéshullámok frekvenciája közel van a víztömegek sajátfrekvenciájához. Ilyen jelenséget tapasztaltak 1994-ben Kalifornia-szerte a northridge-i földrengés kapcsán, míg egy 1964-es alaskai földrengés még Puerto Rico-ban is okozott seiche-eket az úszómedencékben. Történelmileg fontos megemlíteni az 1755-ös liszaboni nagy földrengés által, valamint a 2004. december 26-i földrengés- és cunami-katasztrófa által nagy távolságban kiváltott seiche-eket is. A cunamik által keltett seiche hullámok napokig fennmaradhatnak a rengéshullám levonulta után.

6.3.2. Tengerek és tengeröblök vízmozgása

A legismertebb tengeri seiche-k az Északi-tengeren és annak melléktengereiben, pl. a Balti-tengeren lépnek fel, de nem ritkák az Adriai-tengeren sem. A teljes Északi-tenger gyakran mutat mintegy 36 órás periódusidejű vízmozgást. Nyilvánvaló, hogy a beltengerek hosszúság alakja és esetenként sekélyisége egyaránt kedvez a jelenség kialakulásának. Éppen ezért a tengereket lezáró sekély öblökben, ahol gyakran nagy kikötővárosok helyezkednek el, (tehát együttesen van jelen a hullám-energia felhalmozódás és a nagy sebezhetőség) lehet a legpusztítóbb a jelenség hatása. A legfontosabb ilyen pontok Európában Szentpétervár a Finn-öbölben, és Velence az Adriai-tenger északi sekély végében, a Pó folyó deltavidékén (6.71. ábra).

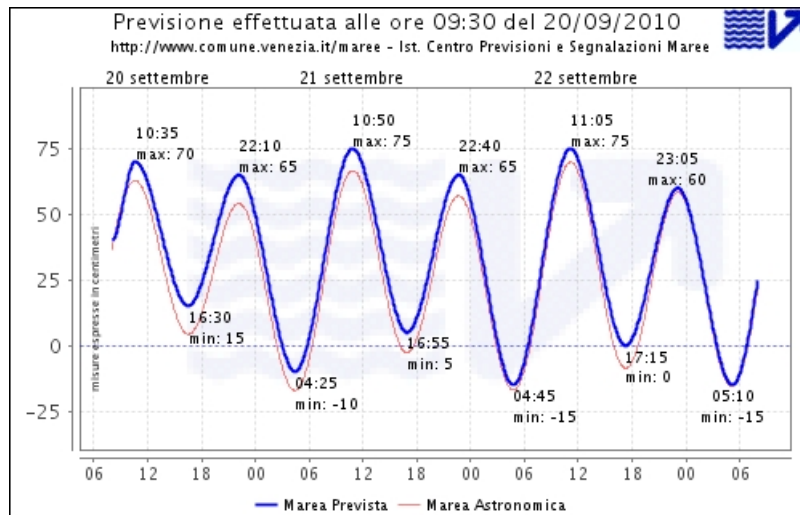
A szentpétervári árhullámokat célszerűbb lenne talán a már ismert viharhullámokhoz (storm surge) sorolni, mivel kiváltó okuk csaknem mindig egy mérsékeltövi ciklon által keltett nyomáshullám, ám az a tény, hogy a kialakult magas vízállás hosszan, néha napokig is fennmarad, már a seiche jelenséggel kapcsolatos. A jelenség fizikája a következő: egy észak-atlanti ciklon szívére ható jelentős víztömeget présel a Balti-tengerbe és az annak újszerű nyúlványát képező Finn-öbölbe. A ciklon haladásával a tengerben lassú haladású, több száz km hullámhosszúságú seiche hullámok alakulnak ki, amelyek a Finn-öbölbe, majd a Néva folyó tölcseártorkolatába – tehát egyre szűkülő vízrészekbe – hatolva, egyre nagyobb (4 m-t is meghaladó) magasságot érnek el. Az ilyen nagyságú árhullámok pedig a Néva melletti mocsaras területen, tehát gyakorlatilag a tengerszinten fekvő Szentpétervár területén kiterjedt elöntést okoznak. Ugyanez a geográfia és mechanizmus okozza a kiterjedt és a műemlékekben nagy kárt tevő elöntéseket a Pó folyó deltatorokolata melletti mocsárra, illetve szigetre épült Velencében is.



6.71. ábra. A Balti-tenger és a Pó folyó torkolatának térképe (Forrás: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/9/92/Baltic_Sea_map.png; http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/e/ef/Po_bacino_idrografico.png)

A 6.72. ábra világosan mutatja a ritmikusan jelentkező felharmonikusokat a velencei tengerszint ingadozásában normál helyzetben is.

A velencei árapály



6.72. ábra. Velencei árapály-adatok, amelyek jól mutatják az öböl rezonancia-frekvenciája által generált közel 6 órás periódusidejű állóhullámokat (Forrás: <http://www.comune.veneziana.it/flex/cm/pages/ServeBLOB.php/L/IT/IDPagina/1748>)

Mindkét helyen speciális védművekkel igyekeznek védekezni az ismétlődő elöntésekkel szemben. Szentpéterváron egy hagyományos, több mint 25 km hosszúságú, a kronstadti erőd helyét, a Kotlin-szigetet is magába foglaló gátrendszert (6.73. ábra) építettek ki az elmúlt két évtizedben, míg Velencében az EU által támogatott MOSE Projekt keretében egy a maga nemében páratlan elmozdítható gátrendszert (6.74. ábra) hoztak létre a Velencei Lagúna három, egyébként hajózási útvonalul szolgáló kijáratának védelmére.



6.73. ábra. Szentpétervár gátrendszere (Forrás: http://en.wikipedia.org/wiki/File:Spb_kronshtadt.svg)



6.74. ábra. Velence gátrendszere (Forrás: http://1.bp.blogspot.com/_O8WRyjRuMKg/Rq5Rvodm75I/AAAAAAAAA-0/8aeSaQ540VY/s320/venice+aerial+false+color.jpg;
http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/b/b8/MOSE_Project_Venice_from_the_air.jpg/800px-MOSE_Project_Venice_from_the_air.jpg)

Végül kevésbé megfigyelt és felderített mechanizmusú víz alatti állóhullámok (belső seiche-k) is léteznek a zárt tengerek termoklin rétegében.

7. fejezet - A tengeri árapály jelenség (a „tengerjárás”)

7.1. Az árapály jelenségtana

Az árapály jelenség – szép régi magyar szóval a tengerjárás – nagyon fontos szerepet játszott az elmúlt évezredekben mind az emberiség mindennapi életében (hajózás, kereskedelem), mind pedig a tudománytörténetben. Az előbbiről tanúskodnak pl. az alábbi angol mondások, kifejezések: „Time and tide wait for no one.” (Az idő és a dagály senki miatt nem vár.), vagy „the ebb and flow of events” (kb. a történelem, vagy az események árapálya). Közismert, hogy ezen kvázi-periodikus jelenség okozója a Nap és a Hold együttes tömegvonzása a forgó Földön elhelyezkedő világóceán folyékony, tehát tetszőleges alakváltozásra képes víztömegére. Az árapály jelenségnek számos fontos hatása van a világóceánra:

- A tengerjárás az óceán sok részén, elsősorban a partvidékeken erős áramlásokat okoz. Ezek sebessége a partoknál elérheti az 5 m/s-ot is (ez tengeráramlások esetében igen nagy érték), felkavarva ez által a parti vizeket és akadályozva a halászatot, a hajózást, valamint más tengeri tevékenységeket.
- Az árapály keltette áramlások belső, víz alatti hullámokat hoznak létre a tengerfenék domborzati egyenlőtlenségein, mint pl. a tenger alatti hegyek, a kontinentális lejtők, vagy az óceánközépi hátságok. Ezekben a hullámokban az elsődleges árapály hullám energiája disszipálódik, s az így létrejött turbulencia állandó mozgásban, átkeveredésben tartja a világóceánt.
- Az árapály erők segítik a mélységi cirkulációt (MOC), ezáltal befolyásolják az éghajlatot és annak változásait.
- Az árapály erők és az általuk keltett áramlások a tengerfenéken lerakódott üledéket is felemelik, állandóan mozgatják, szállítják. A szárazföldeken fellépő szélereziozhoz hasonlóan az óceánfenéken árapály erőzioról beszélhetünk.
- Mivel a földkéreg rugalmas tektonikus lemezekből áll, ez is meghajlik, egyrészt közvetlenül a Nap és a Hold okozta gravitációs anomália hatására, másrészt az árapály hullám súlya alatt. Ennek következtében elsősorban a vékony és rugalmas óceáni lemezek mintegy 5 cm amplitúdójú oszcilláció (azaz 10 cm-es hullám-magasságú hullám) fut végig. Ez ugyanilyen mértékben emeli, illetve süllyeszti a kontinentális lemezeket is. (Az árapály hullám azonban lassú, ezért nem érzékeljük pusztító földrengésként, a geodéziai méréseknél azonban szűrni kell ezt a „zajt”.)
- Az óceáni dagályhullám a nagy tömegű víz tehetetlensége folytán késésben van a gravitációs tér periodikus változása mögött. A késés szögsebesség-momentum (perdület) átadást eredményez, elsősorban a Föld és a Hold között. Az árapály erők következtében a Föld tengely körüli forgása folyamatosan lassul (ezért nő a nap hossza), míg a Holdé gyorsul. Ugyanakkor a Hold Föld körüli keringése is gyorsul, ami a Hold–Föld távolság fokozatos növekedését eredményezi. Végül a Hold tengely körüli forgása – a Földdel szinkronban – szintén lassul, aminek eredményeképpen eonok óta fennáll az az állapot, hogy a Holdnak csak az egyik félgömbjét látjuk.
- Az árapály erők befolyásolják a műholdak pályáját is. Az altimetrikus (óceánfelszín-magasság mérő) műholdak esetében ezeket a zavarokat a szükséges pontosság elérése érdekében korrigálni kell.
- A Naprendszer bolygóin és Holdjain működő árapály erők rendkívüli jelentőségét a 21. században kezdjük csak megérteni, hiszen ekkor váltak hozzáférhetővé az első részletes űrszonda felvételek a Jupiter és a Szaturnusz holdjairól (7.1. ábra). Mai ismereteink szerint talán a leglátványosabb megnyilvánulása az árapály erőknek a Naprendszerben a Szaturnusz gyűrűinek szerkezete, melyeket a bolygó és mintegy 60 holdjának kölcsönhatásai alakítottak ki. Természetesen a galaktikus dinamikának is a gravitációs kölcsönhatások képezik a fő hajtóerejét, de az itt ható erőket már nem tekintjük árapály erőknek.



7.1. ábra. Balra: a Jupiter bolygóhoz legközelebbi holdja az Io, melyet az árapály erők olyan mértékben felfűtenek, hogy felszíne állandó izzásban van. Jobbra: a Szaturnusz gyűrűi, melyeket rések választanak el. E réseket bizonyítottan a bolygó nagyobb holdjaival való árapály-kölcsönhatások hozták létre, itt ugyanis a holdak keringési idejével megegyező keringési idejű részecskék helyezkednének el, amelyeket az árapály rezonancia „lelökött” pályájukról. A legnagyobb az ún. Cassini-rés, amelyet a legközelebbi hold, az Io hatása hozott létre. (Forrás: <http://burro.astr.cwru.edu/Academics/Astr221/SolarSys/Jupiter/io.html>; http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/9/96/Saturn_eclipse_exaggerated.jpg)

Befejezve a fenti jelenségtani felsorolást, térjünk most át arra a kérdésre, hogy hogyan is okozzák a Föld körüli gravitációs tér Nap és Hold által keltett anomáliái (perturbációi) az árapály megfigyelt jelenségét (7.2. ábra) globális mértékben.



7.2. ábra. Dagály és apály váltakozása a Fundy-öbölben (Forrás: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/7/76/Bay_of_Fundy_High_Tide.jpg; http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/c/cf/Bay_of_Fundy_Low_Tide.jpg) © Samuel Wantman / Wikimedia Commons / CC-BY-SA-3.0 & GFDL)

Előbb azonban adjunk egy kis tudománytörténeti áttekintést. A tengerészek és a tengerparton élő emberek már évezredek óta tudják, hogy az apály-dagály váltakozás kapcsolatban van a Hold fázisaival. Ha a Hold véletlenül egy helyben állna a Föld mellett, és a Nap hatásával nem törődnénk, minden egyszerű volna. A dagályhullám 24 órás ciklussal körbehaladna a Földön. A dolgok azonban nem ilyen egyszerűek. A Hold kering a Föld körül, s közben a Föld is forog a tengelye körül s ez rendkívül bonyolult kölcsönhatást eredményez. Ehhez hozzájárul a látszólag nagyon távol levő Nap gravitációs hatása, ami azonban a rendkívül nagy naptömeg miatt a holdi hatással szemben egyáltalán nem elhanyagolható: annak mintegy 40–45%-a. Itt a kölcsönhatást szintén a Föld forgása, valamint a Nap körüli pályájának ellipszis alakja befolyásolja (utóbbi sem elhanyagolható mértékben). Ha ezen hatások eredőjét képesek lennénk pontosan kiszámítani, akkor a dagályhullámok bekövetkezése és nagysága pontosan előrejelezhető lenne, aminek – nyilvánvalóan – nagy gyakorlati jelentősége volna.

Ezen soktest probléma egzakt megoldása azonban mind a mai napig nem ismert, csak közelítő megoldások léteznek. A pontos megoldás megtalálásán olyan nagy tudományos elmék fáradoztak, mint Galilei, Descartes, Kepler,

Newton, Euler, Bernoulli, Kant, Laplace, Airy, Lord Kelvin, a fizikai oceanológus Munk, és még sokan mások. Az első elektromos számológépek közül egyesek (még az 1800-as években) a dagályok előrejelzése céljából épültek. Ferrel 1880-ban épített egy dagály-időpont előrejelző berendezést amely 19 dagályhullám összetevőt vett figyelembe, melyet aztán 1901-ben 37 hullám-összetevőre bővítettek.

Mindezen sok erőfeszítés mellett még ma is számos megválaszolatlan kérdés van. Ilyenek:

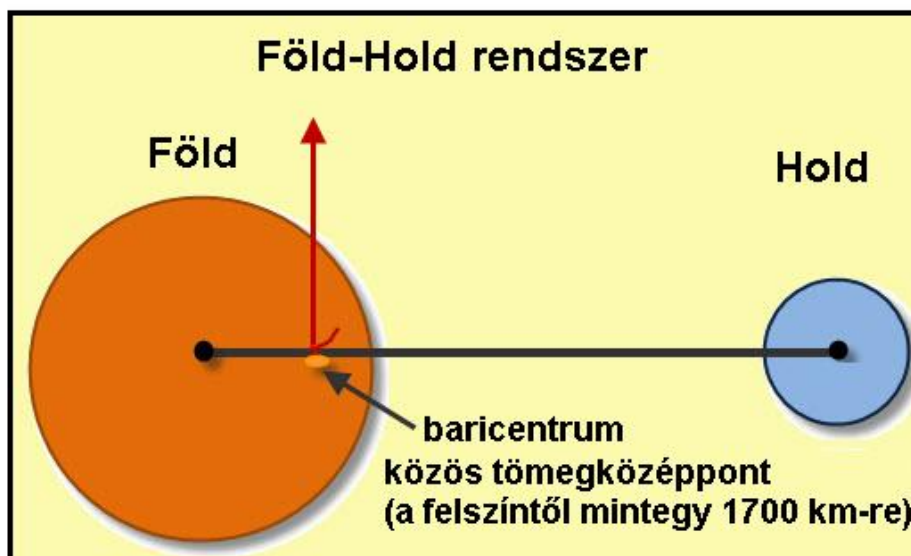
- Milyen amplitúdójú és fázisú a dagályhullám a világóceán, elsősorban pedig a part tetszőleges pontján?
- Mennyi a dagályhullámok fázis- és csoportsebessége (vektoriális értelemben: azaz irány és nagyság szerint) az óceánfelszín egyes pontjain?
- Milyen a dagályhullámok alakja: egyszerű szinuszosidális hullámok, vagy több hullám szuperpozíciójaként előálló bonyolultabb alakú hullámok?
- Hogyan disszipálódik a dagályhullámok energiája? Mennyire disszipatívak ezek a hullámok az óceán „belső” térségében (a parttól távol)?

Ezekre az egyszerű kérdésekre nem egyszerű választ adni, mivel a tengerjárás, mint fizikai jelenség a világóceán víztömegének saját gravitációja által befolyásolt, közel rezonáns frekvenciájú ingása a forgó Földön elhelyezkedő, meghatározott, de nem szabályos domborzattal (síkságok, hátságok, sziget-hegységek, árkok) rendelkező, elasztikus óceán-medencékben. Ennek ismeretében nem lehet csodálkozni azon, hogy az első pontos globális árapály térképek csak 1994-ben láttak napvilágot (LeProvost et al., 1994). A tengerpart egy bizonyos pontján jelentkező dagályok fizikai leírása és így előrejelzése is lényegesen könnyebb. Ehhez elegendő egy kellően pontos vízszintmérő, valamint az adott pontban fellépő dagály-erőhatások ismerete.

7.2. Az árapály jelenség elméleti (dinamikai) leírása

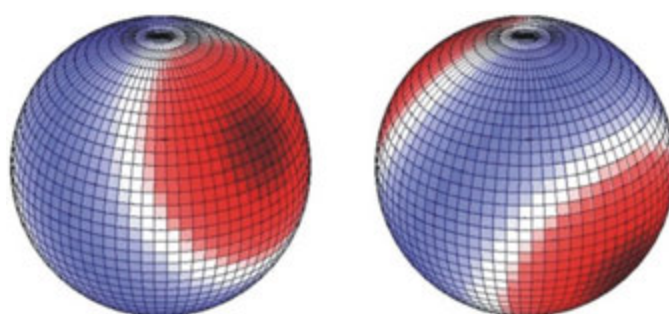
Az árapály jelenség dinamikai leírása, mint minden más dinamikai elmélet esetében, a ható erők és az általuk előidézett mozgások jellemzőit magába foglaló dinamikai egyenletrendszeren keresztül lehetséges. Jelen esetben az óceánnak a mozgásegyenleteket és a kontinuitási egyenletet magába foglaló dinamikai egyenletrendszerét használhatjuk (akárcsak bármely más óceáni mozgásforma esetében), ható erőkként pedig a Föld és a Hold, illetve a Föld és a Nap közötti tömegvonzást, valamint a fenti égitest-párok egymás körüli keringésekor fellépő centripetális, illetve centrifugális erőket kell figyelembe vennünk, attól függően, hogy inercia-rendszerben, vagy az égitestekhez rögzített vonatkoztatási rendszer(ek)ben gondolkozunk.

Czelnai Rudolf írja könyvében (Czelnai, 1999), hogy az árapály-erők megértéséhez először azt kell tudatosítanunk magunkban, hogy nem teljesen igaz az a triviálisnak tűnő állítás, miszerint a Hold kering a Föld körül. Valójában – mint minden kettős, vagy többes égitest-rendszer esetében – az égitestek közös tömegközéppontjuk körül végeznek keringést, mintha egy súlyzót forgatnánk, melynek két gömbje a két gravitációs kölcsönhatásban levő égitest. Ez a mozgásforma az árapály jelenség létező legegyszerűbb elméleti leírásának az alapja. A Föld–Hold középpontjai közötti közepes távolság, $d = 384\,000\text{ km}$ a földsugárnak ($a = 6370\text{ km}$) mintegy 60-szorosa, de mivel a két égitest tömegaránya kb. $1/81$ ($M_F = 5,9736 \cdot 10^{24}\text{ kg}$, $m_H = 7,349 \cdot 10^{22}\text{ kg}$), a közös tömegközéppont a Föld középpontjától csak $d / 81 = 384\,000 / 81 \approx 4740\text{ km}$ -re, azaz mintegy $0,73$ földsugárra ($0,73a = 4740\text{ km}$) van (7.3. ábra). (Itt kéne megfognunk a képzeletbeli Föld–Hold súlyzót a porgetéskor.)



7.3. ábra. A Föld–Hold rendszer (Forrás: <http://www.swampfoxnews.com/swfxgrfx/cartoons/editopic/earth-moon-rod-balnc.jpg>)

Czelnai szemléletes leírását folytatva a Föld–Hold rendszer holdhónaponként (idegen szóval sziderikus hónaponként), ~28, azaz egész pontosan 27,12 naponként egyszer megfordul a tengelye körül. Ez a tengely a tömegközépponton áthaladó, a Hold (pontosabban a kettős rendszer egymás körüli) keringési síkjára merőleges egyenes. Vagyis nemcsak a Hold, hanem a Föld is végez egyfajta keringést, vagy inkább excentrikus forgást a fenti tengely körül, hiszen a tengely átmetszi a Földet. Ebből a forgásból centrifugális erő származik, amelynek iránya a Föld középpontjára vonatkoztatva mindig éppen ellentétes a Hold irányával, s így egyben a Hold Földre gyakorolt gravitációs erejének irányával. A két erő egyensúlyt tart, ez biztosítja a rendszer stacionárius állapotát. A Föld középpontjára vonatkoztatott fenti erőegyensúly a földfelszíni pontokban azt jelenti, hogy a Hold felőli félgömbön a holdi tömegvonzási erőnek van többlete a Hold zenitállási pontjában felvett maximummal, míg a Holddal szembeni félgömbön az excentrikus forgásból származó centrifugális erőnek, a Hold nadírállási pontjában felvett maximummal. Ebből az következik, hogy a világtengeren két „kidudorodás” jön létre, az egyik a Hold felé mutató „csúccsal”, míg a másik a Holddal ellentétes irányba mutató csúccsal. A csúcsok a legnagyobb dagály helyei, míg az őket összekötő egyenesre merőleges főkör, az ún. kvadráns főkör mentén jelentkezik a legnagyobb apály (7.4. ábra).

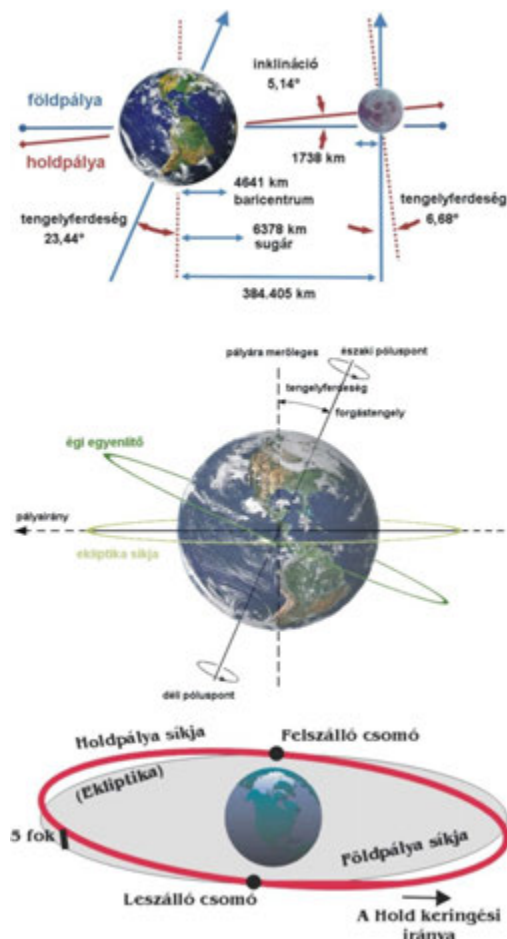


7.4. ábra. A Hold keltette tengerjárás (globális árapály-hullám) képe egy képzelt kontinens nélküli, teljesen vízzel borított ún. óceán-Földön, két, egymáshoz képest 180°-kal elforgatott nézőpontból. A piros területek a dagály „dombjait” mutatják, a kék terület pedig az apály „gyűrűjét” jelenti. (Forrás: <https://upload.wikimedia.org/wikipedia/en/6/65/Tideforcenw.jpg>; <https://upload.wikimedia.org/wikipedia/en/a/ad/Tideforcese.jpg>)

A fenti elméletet – Galileo Galilei „Értekezés a tenger dagályáról és apályáról”, eredeti olasz címén: „Discorso del flusso e refluxo del mare” c. 1616-ban megjelent úttörő tanulmányában kifejtett, elvében helyes, de a fenti centrifugális erő figyelmen kívül hagyása miatt mégis téves képet adó elméletének továbbfejlesztésével Isaac

Newton¹, majd ezt követően differenciálegyenletek formájában Pierre-Simon Laplace fejlesztette ki 1776-ban. Talán hihetetlenül hangzik, de ezekkel – a megfelelő erőhatásokkal kényszerített – összenyomhatatlan fizikai folyadékra vonatkozó parciális differenciálegyenletekkel Laplace volt a mai értelemben vett hidrodinamika úttörője.²

Vegyük észre, hogy eddigi gondolatmenetünkben még egyáltalán nem jelent meg a Föld tengely körüli forgása. Ha ezt is hozzávesszük az elmülethez – amit Laplace egyébként már megtett – feladatunk lényegesen elbonyolódik. Ez azért van így, mert míg az ekliptika síkjához (a Föld és a többi bolygó Nap körüli keringési síkjához) képest a Hold Föld körüli keringési síkja csak csekély és így elhanyagolható mértékben ($5,1^\circ$) hajlik el, addig a Föld forgástengelye dőlt és ezáltal a földforgás izocirkuláris síkjai³ által az ekliptika síkjával bezárt szög $23,4^\circ$ (7.5. ábra). Ez már nyilvánvalóan nem elhanyagolható.



7.5. ábra. A Föld pályaelemei (Forrás: <http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/4/43/Earth-Moon.PNG>; <http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/6/61/AxialTiltObliquity.png>; <http://www.mek.oszk.hu/00500/00558/html/dip4.htm>)

Ezért – az időskálák különbségét is figyelembe véve⁴ – mégsem mondhatjuk azt, hogy a dagályhullám (ami voltaképpen két csúcs) egyszerűen követi a forgó Földet „óránként 15 hosszúsági foknyit, pontosan úgy, ahogy a Föld forog⁵.” Ez az első tényező, amely jelzi az árapály elmélet tényleges bonyolultságát.

Az árapály-jelenség legegyszerűbb egzakt fizikai leírása az ún. dagály-potenciál, vagy dagályerő potenciál segítségével lehetséges. Ez azért nem egyszerűen csak egy gravitációs erő anomália-potenciál, mert az árapály-jelenség kialakításában a gravitáción kívül az egymás körül keringő Föld–Hold, illetve Föld–Nap rendszerekből

¹Newton, I. (1684): *Principia Mathematica*

²Laplace egyenletrendszer lényegében megegyezik a mai „sekélyvízi” („shallow water”) egyenletekkel.

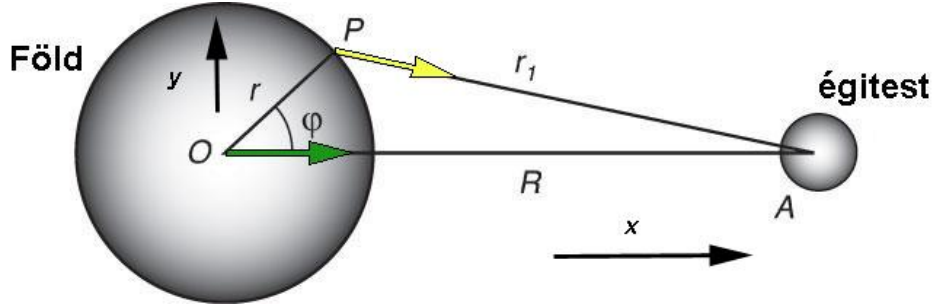
³A Föld egyenletes körmozgást végző különböző sugarú szeleteinek határértéke, melyeket a bolygó szélességi körök menti finom „felszeletelésével” kapunk.

⁴A földforgási periódus a keringési periódusnak, azaz a sziderikus hónapnak mindössze 1/28-a.

⁵Idézet Czelnai R. „A világóceán” c. könyvéből.

származó földi virtuális centrifugális erőkomponens is részt vesz. Mindazonáltal az alábbi levezetésben ezt a hatást figyelmen kívül hagyhatjuk. A levezetést Stewart (2008) monográfiájából vettük, azt elsőként Pugh (1987) közölte.

Tételezzük fel, hogy a Föld és az árapály-keltő égitestek közül a Hold a 7.6. ábrán látható módon helyezkednek el egymáshoz képest:



7.6. ábra. A Föld és a Hold elhelyezkedése egymáshoz képest. (Forrás: http://oceanworld.tamu.edu/resources/ocng_textbook/chapter17/Images/Fig17-10.htm)

Fontos megjegyezni, hogy a legtöbb régebben kiadott oceanográfiai könyv – s ez alól a később ismertetendő Kuruc A.-féle „Tengerrajz” monográfia sem kivétel – a dagálykeltő erők közül elkülöníti a Hold gravitációs vonzóerejét, mint a 7.6. ábrán látható, Hold felé eső „dagály-domb” okozóját, és a Földnek a baricentrum (közös tömegközéppont) körüli excentrikus forgása következtében létrejött centripetális erőt, mint a Holddal ellentétes „dagály-domb” okozóját. Ennek az elkülönítésnek a modern fizikai szemlélet szerint nincs alapja, és helyette a két egymás körül forgó égitest közös gravitációs mezejéről beszélünk, mint egységes dagálykeltő erőről. A Földet ismét teljesen vízzel borított óceán-bolygónak tekintve az ábrán látható P földfelszíni pontban a Hold gravitációs potenciálja a

$$V_M = -\frac{\gamma M}{r_1} \quad (7.1)$$

képlettel írható le, ahol M – a Hold tömege, γ – a gravitációs állandó, r_1 pedig a P pont és a Hold középpontjának távolsága. Ez nyilvánvaló a Hold gravitációs erőterének Newton-féle formulájából:

$$\mathbf{F}_{gr,M} = \nabla V_M = \nabla \left(-\frac{\gamma M}{r_1} \right) = \frac{\gamma M}{r_1^2} \frac{\mathbf{r}_1}{r_1} = \frac{\gamma M}{r_1^2} \mathbf{e}_1 \quad (7.2)$$

A képletben az $\mathbf{e}_1$ egységvektor nyilvánvalóan a P földi pontból a Hold felé mutat. A koszinusz-tételt az OPA háromszögre alkalmazva

$$r_1^2 = r^2 + R^2 - 2rR \cos \varphi \quad (7.3)$$

ahol r – a Földsugár, R – a Föld és a Hold középpontjának távolsága, φ pedig a Hold zenitszöge a P pontban. Ezt behelyettesítve a Hold-vonzási potenciálnak is nevezett V_M képletébe, kapjuk, hogy

$$V_M = -\frac{\gamma M}{R} \left\{ 1 - 2 \left(\frac{r}{R} \right) \cos \varphi + \left(\frac{r}{R} \right)^2 \right\}^{-1/2} \quad (7.4)$$

Míthogy $r/R \approx 1/60$, vagyis értéke 0-hoz közeli, elegendő pontosságúnak bizonyul az a közelítés, hogy V_M et r/R Legendre-sorba⁶ fejtjük (l. Whittaker and Watson, 1963), és az első három tagra csonkítjuk (trunkáljuk):

⁶Legendre-polinomokkal szorzott hatványsor, mely jól illeszkedik a gömbi geometriához.

$$V_M = -\frac{\gamma M}{R} \left\{ 1 + \left(\frac{r}{R} \right) \cos \varphi + \left(\frac{r}{R} \right)^2 \frac{1}{2} (3 \cos^2 \varphi - 1) + \dots \right\} \quad (7.5)$$

Mint ahogy azt már említettük, a Hold gravitációs erőterét a fenti V_M potenciál gradienseként kaphatjuk meg. Ha alkalmazzuk a közelítést, akkor a gradiens képzésekor a függvény sor első tagja 0 adalékot ad, a második tag pedig $x = r \cos \varphi$ szerint deriválva a Holdnak a Föld középpontjára gyakorolt gravitációs erőhatását (vonzóerejét) adja meg, melynek értéke

$$\mathbf{F}_{gr,M}(R) = \nabla V_M(R) = \nabla \left(-\frac{\gamma M}{R} \right) = \frac{\gamma M}{R^2} \frac{\mathbf{R}}{R} = \frac{\gamma M}{R^2} \mathbf{i} \quad (7.6)$$

A korábban használt $\mathbf{e}_1$ (sárga) egységvektorhoz hasonlóan az $\mathbf{i}$ (zöld) egységvektor is a Hold felé mutat, kezdőpontja azonban a Föld tömegközéppontja. A fenti képlettel leírt erőhatás tartja meg a Földet a közös tömegközéppont, azaz a baricentrum körüli excentrikus körpályáján (imbolygásban). A harmadik tag az árapály-potenciál, amennyiben – mint fentebb említettük – a sorfejtés magasabb rendű tagjait elhanyagoljuk:

$$V_t = -\frac{\gamma M r^2}{2R^3} (3 \cos^2 \varphi - 1) \quad (7.7)$$

Ezt differenciálva kaphatjuk meg a dagály-erőt, amely voltaképpen az adott P pontra ható vonzóerő és az előbb említett O Föld-középpontra ható globális vonzóerő különbsége. Ennek is van a lokális zenit irányába mutató, vonzóerő jellegű összetevője, amelyet az óceánok területén a tengerfenékre nehezedő nyomási erő-többség (a dagályhullám vízoszlopának többlet-súlya) kompenzál. (Természetesen ez lehet nyomási erő-hiány is az apály területén.) Van azonban egy, a lokális vízszintes irányba mutató erő-összetevő is, amely a Hold mozgásának megfelelően vízszintes nyomási gradienst és gyorsulást hoz létre és így létrehozza és áthelyezi a dagályhullámot. Ezt a gyorsulást fogjuk most kiszámítani:

$$a_h = \mathbf{F}_{t,M} \cdot \mathbf{j} = \nabla V_t \cdot \mathbf{j} = \frac{\partial V_t}{\partial y} = \frac{1}{r} \frac{\partial V_t}{\partial \varphi} \quad (7.8)$$

$$a_h = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(-\frac{\gamma M r^2}{2R^3} (3 \cos^2 \varphi - 1) \right) = \frac{1}{r} \frac{\gamma M r^2}{2R^3} 3 \cos \varphi \sin \varphi = \frac{G_{t,M}}{r} \sin 2\varphi \quad (7.9)$$

ahol $G_{t,M} = \frac{3}{2} \frac{\gamma M r^2}{R^3}$ az ún. dagálykeltő, vagy dagályerő-potenciál. A fenti képletből jól látható a dagályhullám kettős csúcsa, melyek a Föld–Hold vonalra szimmetrikusan helyezkednek el (7.7. ábra).



7.7. ábra. Az árapály-keltő erő vízszintes összetevőjének globális eloszlása abban az esetben, ha az árapály-keltő égitest az Egyenlítő felett van zenitben (a Z fókuszpont felett az ábrán). (Forrás:)

Kövessük a továbbiakban is Stewart (2008) gondolatmenetét, amelyben lépcsőzetesen építi fel a tengerjárás dinamikai elméletét.

Napdagály: Nyilvánvaló, hogy a fentivel azonos dinamikai elmélet segítségével lehet leírni a Nap hatására kialakuló árapály jelenséget is. A két jelenség, vagy pontosabban gravitációs kölcsönhatás erősségének összehasonlítására jól használható az imént bevezetett dagályerő, v. árapály-erő potenciál:

$$G_{t, Hold} = G_{t, M} = \frac{3}{2} \frac{\gamma M r^2}{R_M^3}, G_{t, Nap} = G_{t, S} = \frac{3}{2} \frac{\gamma S r^2}{R_S^3} \quad (7.10)$$

$$\frac{G_{t, Nap}}{G_{t, Hold}} = \frac{S}{M} \cdot \frac{R_M^3}{R_S^3} = \frac{2 \cdot 10^{30} \text{ kg}}{7,35 \cdot 10^{22} \text{ kg}} \cdot \left(\frac{384 \cdot 10^6 \text{ m}}{150 \cdot 10^9 \text{ m}} \right)^3 \approx 0,46 \quad (7.11)$$

A képletekben a következő jelöléseket használtuk: S, R_S – a Nap tömege és Földtől való távolsága, M, R_M – a Hold tömege és Földtől való távolsága. Az összehasonlítás jól mutatja, hogy a Nap-árapály egyáltalán nem hanyagolható el a Hold-árapály mellett, hiszen annak majdnem a fele. A korábban említett hidrodinamikai számítások szerint a Hold-dagályhullám magassága egy vízbolygó-Földön mintegy 55 cm, a Nap-dagályé pedig mintegy 25 cm volna. A valóságos adatok ettől jelentősen eltérnek, általában felfelé, elsősorban azért, mert az egyes óceánmedencékben tárolt víz tényleges tömege lényegesen kisebb, mint a világóceáné, és ezek a víztömegek kvázi-függetlenül reagálnak az árapály kényszererőkre.

Dinamikus árapály-elmélet: A fenti dinamikai elmélet teljesen sztatikus: mind a Hold, mind a Nap esetében a két kölcsönható égitestet mozgásuk egy adott pillanatában rögzítettük. Így aztán elméletünk a jelen pillanatban még meglehetősen fogyatékos. Mint jól tudjuk azonban, a Hold kering a Föld körül (pontosabban a korábban leírt excentrikus centrifuga-mozgást végzik a baricentrum körül), valamint a Föld és a Hold is forog. Ezek a legfontosabb dinamikus hatások Föld–Hold viszonylatban. Meg kell jegyeznünk, hogy a Holdpálya nem kör, hanem ellipszis alakú, és időben változik: az ellipszis forog. A Föld–Nap dinamikus kölcsönhatások közül ugyancsak a keringés (ez esetben igen jó közelítéssel a Föld keringése) és a földforgás a lényegesek. A hosszabb időskálákon, még egyéb időfüggő folyamatok, mint pl. a Föld orbitális paramétereinek változásai (pl. a precesszió) is szerepet játszanak. Ezen hatások szuperpozíciója egyáltalán nem könnyű feladat. Ennek szemléltetésére álljon itt az alábbi példa.

Azt hinnénk, hogy a földforgás igen egyszerű hatás, vagyis a két dagály-domb 24 óra alatt megkerüli a Földet. Ez a pontosan 24 órás periódusidejű forgás azonban kölcsönhatásba lép a Hold keringésével, melynek periódusideje sokkal nagyobb (a 27,32 napos sziderikus hónap) és – mint már említettük – teljesen más síkban zajlik, mint a földforgás. Mindemellett e két mozgás szuperpozíciójának eredménye az, hogy a forgó Földről nézve a Hold 24 óra 50 perc alatt kerüli meg a Földet. Ezt nevezzük Hold-napnak. Így aztán két dagály-domb a Hold-napnak megfelelő frekvenciával, azaz 12 óra 25 percenként (1/2 Hold-nap) járja körül a glóbuszt. Itt még nem is beszéltünk a Hold keringési síkja és a földforgás ekvicirokuláris síkja közötti jelentős különbségről. A fenti elmélet a földi Egyenlítőre nézve szimmetrikus módon tehát csak akkor teljesül, ha a Hold zenitpontja a földi Egyenlítőre esik, ami sziderikus hónaponként csak kétszer fordul elő. Ez azt jelenti, hogy a kifejtett stacionárius elmélet –kimondatlanul– csak akkor értelmezhető könnyen, amikor a Hold az Egyenlítő síkjában „delel”. Következésképpen, ha az összes felsorolt mozgást egybe akarjuk ötvözni, elég bonyolult elméletet kell létrehoznunk.

A Hold és a Nap relatív mozgása: A bemutatott példa után térjünk át a szisztematikus (rendszeres) tárgyalásra. Ennek nyilvánvaló módszere az, hogy matematikailag le kell írunk a Hold és a Nap pozícióját a Föld adott pontjához képest, mint az idő függvényét. Ehhez a szokásos geodetikus koordinátarendszert fogjuk felhasználni. A teljesen pontos asztronómiai leírást néhány helyen egyszerűsíteni fogjuk. Az ún. csillagászati geodetikus rendszer csupán annyiban különbözik a földiről, hogy a hosszúságot nem a greenwichi délkörtől, hanem a Tavaszponttól mérik. A Tavaszpont az az irány, amelyben a Föld átlép a télből a tavaszba a tavaszi napéjgyenlőség (márc. 21.) időpontjában, vagyis amikor minden földrajzi pontban egyenlő (12 óra) a nap hossza. A tényleges asztronómiai gömbi koordináta-rendszerben további igazítást hajtanak végre, azaz a földi egyenlítőt elforgatással az ún. égi egyenlítőre cserélik ki, amely az ekliptika síkjának vetülete a Földön, tehát 23,45°-ot zár be a földi Egyenlítővel. Az asztronómiai koordinátarendszerben a földrajzi szélesség megfelelője a deklináció, hosszúságé pedig a

jobb(sodrású) aszcenzió, de ezek helyett a bonyolult elnevezések helyett (a földtudományokban) gyakran használják az ekliptikus hosszúság és szélesség elnevezést.⁷

Az árapály vezető frekvenciái: Ennek előrebocsátásával most írjuk fel legfontosabb képletünket az időben változó dagálykeltő potenciálról, mely a képletben szereplő és időben változó φ szög meghatározására szolgál:

$$\cos \varphi = \sin \varphi_s \sin \delta + \cos \varphi_s \cos \delta \cos(t - \tau) \quad (7.12)$$

A képletben φ_s – az a földrajzi szélesség, melyre a számítást végezzük, δ – a Nap, vagy a Hold deklinációja az Egyenlítőhöz képest, végül τ – az ún. óraszög, amely a Nap, vagy a Hold napi pályájának helyzetét rögzíti: az a földrajzi hosszúság, amelyben a Nap, vagy a Hold keringési síkja átmetszi az Egyenlítőt. A most kapott képletet behelyettesítve az árapály-potenciál képletébe (ami csak a Hold-hatást tartalmazza):

⁷Bár a korábbi ábrákon már többször megjelentek, mégis célszerűnek látjuk összefoglalni Föld, a Hold és a Nap árapályra ható legfontosabb – időben változó orbitális paramétereit:

Égitest	Paraméter	Érték	Periódus
Föld	Keringés a Nap körül (ellipszisen) az ekliptika síkjában	360°	1 sziderikus év = 365,256 nap
Föld	Pályajellemzők: Perigeum (1/2 kistengely) Apogeum (1/2 nagy tengely) Középtáv (1/2)	147 098 290 km 152 098 232 km 149 598 261 km	n.a.
	A Földpálya kistengelyének (perigeumának) körülfordulása az ellipszis mentén	360°	20 942 év
Föld	Tengely körüli forgás	360°	1 nap = 24 óra = 86400s
Föld	Tengelyelhajlás az ekliptika síkjához (ennek normálisához) képest	±23,45°	1 sziderikus év = 365,256 nap
Föld	Precesszió (forgástengely körmozgása a Föld középpontja körül)	360°	26 000 év
Hold	Keringés a Föld körül (ellipszisen) (<i>orbital, sidereal</i>)	360°	1 sziderikus hónap = 27,321 nap
Hold	Relatív keringés a Nap körül keringő Föld körül (<i>synodic</i>)	360°	1 holdhónap = 29,530 nap
Hold	Látszólagos keringési idő a forgó földi rendszerből nézve	360°	1 holdnap = 24,51 óra
Hold	Pályajellemzők: Perigeum (1/2 kistengely) Apogeum (1/2 nagy tengely) Középtáv (1/2)	362 570 km 405 410 km 384 399 km	n.a.
Hold	A Holdpálya inklinációja az ekliptika síkjához képest	5,15° (4,97°-5,32°)	18,613 év
Hold	A Holdpálya kistengelyének (perigeumának) körülfordulása az ellipszis mentén	360°	8,85 év
Hold	Tengely körüli forgás	360°	1 sziderikus hónap = 27,321 nap (<i>szinkron</i>)
Hold	Tengelyelhajlás az ekliptika síkjához (ennek normálisához) képest	6,68°	1,53 (1,35°–1,71°) (szinkron a pálya-inklinációval –Cassini tv.)

$$V_t = \frac{1}{4} \frac{\gamma M r^2}{R^3} \left[(3 \sin^2 \varphi_s - 1) (3 \sin^2 \delta - 1) + 3 \sin \varphi_s \sin 2\delta \cos \tau + 3 \cos^2 \varphi_s \cos^2 \delta \cos 2\tau \right] \quad (7.13)$$

A kapott nagyon fontos képlet a Hold-dagály potenciált három fő komponensre bontja, melyek periódusideje egyenként kb. 14 nap, 24 óra és 12 óra. Ugyanígy módon felbontva a Nap-dagályt szintén három szignifikáns periódusidőt kapunk, melyek: 180 nap, 24 óra és 12 óra. Így végeredményül három karakterisztikus árapály-frekvenciánk van: 12 óra, 24 óra és hosszabb időtartamú, melyek földrajzi hosszúság szerinti mozgása – egyenként $\frac{\sin^2 \theta_s \sin 2\theta_s}{2} (1 - 3 \cos^2 \theta_s)$ -vel arányos, ahol $\theta_s = \pi/2 - \varphi_s$, az ún. kiegészítő szélesség (ang. co-latitude), a földtengellyel bezárt szög. A képletben a két utolsó komponens írja le a rövid periódusú, óraszögtől függő összetevőket, míg az első tag a hosszútávú, csak a deklinációtól függő összetevőt.

Az árapály-jelenségek dinamikájának 20. századi legnevesebb kutatójaként ma A. T. Doodsont (1890–1968) tartjuk számon, aki a fenti gondolatmenetet kiterjesztve az árapály-jelenséget Fourier-analízis alkalmazásával időben hat különböző frekvenciájú folyamatra bontotta, melyekhez a jellemző periódusidőket fizikai alapokon választotta meg. Felbontásának triviális képlete:

$$f = \sum_{i=1}^6 n_i f_i \quad (7.14)$$

ahol az f_i -k a jellemző frekvenciák (módusok), az n_i -k pedig a jellemző súlyok (egész számok), melyeket ma Doodson-számoknak neveznek. A jellemző frekvenciákat a következő táblázatban foglaljuk össze:

	Frekvencia (°/óra)	Periódusidő	Fizikai jellemző
f_1	14,9205211	1 holdnap	Helyi közepes holdidő
f_2	0,54901653	1 hónap	A Hold asztronómiai hosszúsága
f_3	0,04106864	1 év	A Nap asztronómiai hosszúsága
f_4	0,00464184	8,847 év	A holdpálya perigeumának asztronómiai hosszúsága
f_5	-0,00220641	18,613 év	A holdpálya átfordulási ideje
f_6	0,00000196	20 940 év	A nappálya perigeumának asztronómiai hosszúsága

7.1. táblázat. Az ún. Doodson-táblázat: az árapály folyamatnál figyelembe vett fő frekvenciák

A Doodson-számok – amelyek valójában azt fejezik ki, hogy az adott módus hány felharmonikusát kell figyelembe venni – a következők: $n_1 = 1, 2, 3$, míg a többi komponens esetében (valószínűleg a nem kellően pontos súlyozás miatt) Doodson az $n_i \in [-5, +5]$ választást javasolta. Például a legfontosabb, holdnapnak megfelelő f_1 frekvencia Doodson száma 255,555. Doodson fent ismertetett felbontását 1921-ben publikálta.

Mai ismereteink egy ennél már komplexebb, több összetevőt tartalmazó spektrális felbontást tesznek lehetővé. Azonban ez is a (7.14) képletnek megfelelő három frekvencia-csoportot tartalmazza (7.2. táblázat):

Árapály hullámok	Név	n_2	n_3	n_4	n_5	Egyensúlyi amplitúdó (m)	Periódus (óra)
Félnapos	$n_1 = 2$						
elsődleges holdhatás	M_2	0	0	0	0	0,242334	12,4206
elsődleges naphatás	S_2	2	-2	0	0	0,112841	12,0000
holdpálya ellipticitása	N_2	-1	0	1	0	0,046398	12,6584

Hold-Nap kölcsönhatás	K_2	2	0	0	0	0,030704	11,9673
Napos	$n_1 = 1$						
Hold-Nap kölcsönhatás	K_1	1	0	0	0	0,141565	23,9344
elsődleges holdhatás	O_1	-1	0	0	0	0,100514	25,8194
elsődleges naphatás	P_1	1	-2	0	0	0,046843	24,0659
holdpálya ellipticitása	Q_1	-2	0	1	0	0,019256	26,8684
Hosszú periódusú	$n_1 = 0$						
kéthetes	M_2	2	0	0	0	0,041742	327,85
egyhónapos	M_1	1	0	-1	0	0,022026	661,31
féléves	S_2	0	2	0	0	0,019446	4383,05

7.2. táblázat. Az árapály hullámok elsődleges összetevői (az egyensúlyi amplitúdók Apel, 1987 alapján)

Nem tartjuk annyira fontosnak, hogy lefordítsuk, de hadd álljon itt lábjegyzetként a Wikipédia angol nyelvű magyarázata ugyanerről a kérdésről.⁸

A fenti táblázat elkészítésénél az árapály potenciálnak megfelelő egyensúlyi állapotot vettük figyelembe egy óceán-Földön (Cartwright, 1999). Amint az nyilvánvaló, hiszen véges számú elkülöníthető hatás hozza létre, az árapály frekvencia-spektrum „vonalas” és nem „kontinuum-jellegű”. (A szél keltette hullámmozgás az advekcio miatt folytonos spektrumú.) A rövid és hosszú periódusidejű összetevők kölcsönhatása miatt ugyanakkor a rövid idejű árapály-összetevők „felhasadoznak”, vagyis kvázi-kaotikus jelleget mutatnak. A Doodson-féle felbontás összesen 399 spektrális összetevőt tartalmaz, melyek közül 14 harmad-nap körüli (~8 h), 115 félnap körüli (~12 h), 160 egy nap körüli (~24 h) és 100 hosszú periódusidejű (> 1/2 sziderikus hónap). A táblázat csak a legfontosabb (legnagyobb amplitúdójú) összetevőket tartalmazza. A felhasadozott, sok-összetevős spektrumot az alábbi, 7.8. ábrán mutatjuk be.

⁸The number of different tidal frequencies is large, but they can all be specified on the basis of combinations of small-integer multiples, positive or negative, of six basic angular arguments. In principle the basic arguments can possibly be specified in any of many ways; Doodson's choice of his six "Doodson arguments" has been widely used in tidal work. In terms of these Doodson arguments, each tidal frequency can then be specified as a sum made up of a small integer multiple of each one of the six arguments. The resulting six small integer multipliers effectively encode the frequency of the tidal argument concerned, and these are the Doodson numbers: in practice all except the first are usually biased upwards by +5 to avoid negative numbers in the notation. (In the case that the biased multiple exceeds 9, the system adopts X for 10, and E for 11.)

The Doodson arguments are specified in the following way, in order of decreasing frequency:

$\beta_1 = \tau = (\theta_M + \pi - s)$ is 'Mean Lunar Time', the Greenwich Hour Angle of the mean Moon plus 12 hours.

$\beta_2 = s = (F + \Omega)$ is the mean longitude of the Moon.

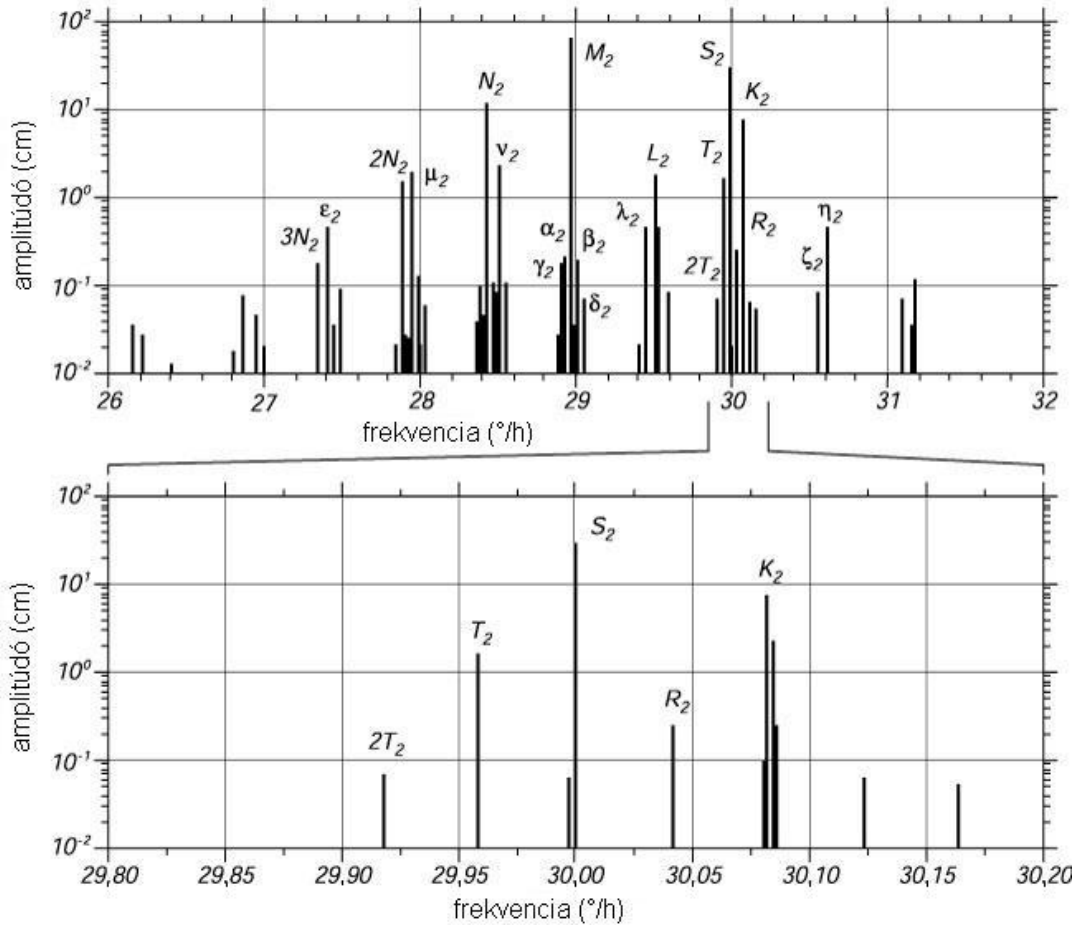
$\beta_3 = h = (s - D)$ is the mean longitude of the Sun.

$\beta_4 = p = (s - l)$ is the longitude of the Moon's mean perigee.

$\beta_5 = N' = (-\Omega)$ is the negative of the longitude of the Moon's mean ascending node on the ecliptic.

$\beta_6 = p_1$ or $p_s = (s - D - l')$ is the longitude of the Sun's mean perigee.

In these expressions, the symbols l and F and D refer to an alternative set of fundamental angular arguments (usually preferred for use in modern lunar theory), in which: l is the mean anomaly of the Moon (distance from its perigee), l' is the mean anomaly of the Sun (distance from its perigee) F is the Moon's mean argument of latitude (distance from its node), D is the Moon's mean elongation (distance from the sun). It is possible to define several auxiliary variables on the basis of combinations of these. In terms of this system, each tidal constituent frequency can be identified by its Doodson numbers. The strongest tidal constituent "M₂" has a frequency of 2 cycles per lunar day, its Doodson numbers are usually written 255.555, meaning that its frequency is composed of twice the first Doodson argument, and zero times all of the others. The second strongest tidal constituent "S₂" is due to the sun, its Doodson numbers are 273.555, meaning that its frequency is composed of twice the first Doodson argument, +2 times the second, -2 times the third, and zero times each of the other three. This aggregates to the angular equivalent of mean solar time + 12 hours. These two strongest component frequencies have simple arguments for which the Doodson system might appear needlessly complex, but each of the hundreds of other component frequencies can be briefly specified in a similar way, showing in the aggregate the usefulness of the encoding.



7.8. ábra. Felül: Az egyensúlyi árapály hullámok spektruma a félnap körüli frekvenciatartományban. A spektrumot csoportokra osztjuk, amelyeket egy egyhónapos ciklus választ el (0,55°/óra). Alul: Az S2 csoport felbontott spektruma, amely egyéves ciklust (0,04°/óra) mutat. A legfinomabb felbontás ezen az ábrán egy 8,847 éves ciklust mutat (0,0046°/óra). Forrás: Richard Eanes, Center for Space Research, University of Texas. (Forrás: http://oceanworld.tamu.edu/resources/ocng_textbook/chapter17/Images/Fig17-12.htm)

Az árapály-potenciál spektrális összetevőkre való felbontásának fontosságát – a Doodson-frekvenciák alkalmazásával – a (7.13) képletnél még szemléletesebben is kifejezhetjük a következő gondolatmenettel. Tegyük fel, hogy a Holdpálya az Egyenlítő síkjában van, azaz $\delta = 0$. Ekkor az egyenlítői pontokban, ahol egyben $\varphi_s = 0$, a dagály-potenciál képlete a

$$V_t = \frac{1}{4} \frac{\gamma M r^2}{R^3} \cos(4\pi f_1) \quad (7.15)$$

A Holdpálya ellipticitását (excentricitását) relatíve kicsinek feltételezve (ez a valóság), ahol R_0 a közepes Föld–Hold távolság, a következő közelítő képletre jutunk:

$$V_t = a(1 - 3\varepsilon) \cos(4\pi f_1) \quad (7.16)$$

ahol

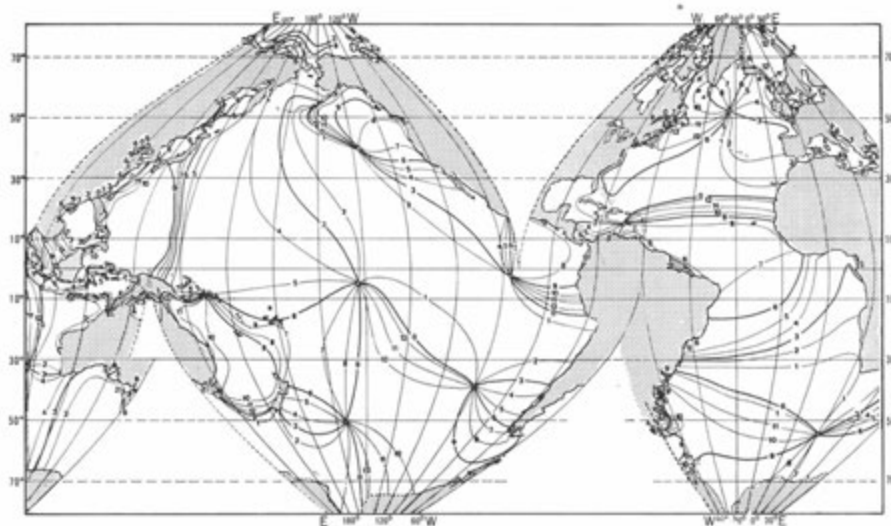
$$a = \frac{1}{4} \frac{\gamma M r^2}{R_0^3}, \varepsilon = b \cos(2\pi f_2) \quad (7.17)$$

Ezt behelyettesítve a (7.16) képletbe:

$$V_t = a \cos(4\pi f_1) - 3ab \cos(2\pi f_2) \cos(4\pi f_1) = \\ = a \cos(4\pi f_1) - 3ab [\cos 2\pi(2f_1 - f_2) + \cos 2\pi(2f_1 + f_2)] \quad (7.18)$$

A formula ilyen formában való felírása még nyilvánvalóbban mutatja a kölcsönhatásokat és a három fő komponensre való szeparációt, melyek periódusideje f_1 és $2f_1 \pm f_2$.

Valóságos árapály. Árapály (dagály) előrejelzés. A fentiek alapján, ha az árapály folyamat végig egyensúlyi lenne, a pontos előrejelzés problémája megoldott volna. Sajnos azonban az árapály távolról sem egyensúlyi folyamat. A dagályhullám, ami fizikai természetű, nem képes lépést tartani a Hold és Nap relatív mozgásával a forgó Föld körül. Az Egyenlítőn a dagályhullámnak 1 nap alatt kellene megkerülnie a Földet, ami mintegy 460 km/óra fázissebességet igényelne. Ez a sekélyvízi hullámok fázissebesség képlete szerint azonban mintegy 22 km mély óceánt igényelne. A legfontosabb módosító (gátló) tényező azonban, amely megakadályozza a stacionaritást, és megbontja a gravitációs geometriát, a kontinensek jelenléte, azaz az óceánok geometriája (alakja). Ezen kívül szerepet játszik a Coriolis-erő, valamint a rezonancia, nemcsak óceán-medence, hanem kisebb (tenger, öböl) skálákon is. Mindezeket a hatásokat figyelembe véve a dagályhullám tényleges mozgását a világtengerben a következő térképen szemléltethetjük (7.9. ábra):



7.9. ábra. Az árapály hullámok azonos fázisú (kotidális) vonalai az Atlanti- és a Csendes-óceánon. A térkép azokat a kotidális vonalakat ábrázolja, amelyeket a félnapos Hold-dagály okoz, ha a Hold a greenwichi délkör és az Egyenlítő metszéspontjában delel. A görbékre írt számok a maximális dagály időpontjának eltérései a GMT-től órában. A dagályhullám amplitúdója nullához közeli, ahol a kotidális vonalaknak egyenletes nagy gradiense van (pl. az Aleut-szigetek és Indonézia között). Az Atlanti-óceán déli medencéjében progresszív hullámterjedési formációt láthatunk. Egyébként mindkét óceánban a rotációs alakzatok a jellemzőek, egy középponttal, melyet amfidromikus pontnak nevezünk. Itt nincs árapály. Az északi féltekén a rotáció az óramutató járásával ellentétes, míg a déli féltekén azzal megegyező (Coriolis-hatás). Különlegesen érdekes a Csendes-óceán 5°D szélességen levő amfidromikus pontja, amely még az északi félteke szabályainak engedelmeskedik. Ezt ellensúlyozza az Észak-Amerika nyugati partjainál fekvő anomáliás amfidromikus cirkuláció. (Forrás: <http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/0/05/Cotidal-lines-world.jpg>)

Ezek után áttérve az előrejelzés problémájára, ezt – mint korábban már jeleztük – két részre célszerű bontani:

1. Árapály előrejelzés a partokra és a sekély vizekre (ellenőrzés vízszintmérőkkel),
2. Árapály előrejelzés a világoceán egészére (ellenőrzés műholdas tengerfelszín-magasságmérőkkel).

1. Partmenti előrejelzés

Két módszer használatos:

Harmonikus módszer: Legalább 20 (esetlegesen 19)⁹ éves vízszint mérési sor alapján Fourier-analízissel az összes számba jöhető harmonikus összetevő amplitúdójának meghatározása. Előrejelzés a Fourier-sor (Doodson-táblázat) alapján. Ez a legrégebben használt tradicionális módszer. Ennek ellenére számos hátránya van:

- Legalább 20 éves „tanuló” adatsor szükséges,
- 1 ezrelék pontosság eléréséhez legalább 39 összetevőt kell figyelembe venni,
- A Doodson-féle 399 összetevőt mind figyelembe kell venni, ha 0,1 ezrelék pontosság a cél.
- A más forrású hullám-mozgások nagy hibákat vihetnek be az adatbázisba és a számításba.
- Az árapály maga is – mint említettük – nem-lineáris (kaotikus) folyamat, tehát valójában nem fejthető Fourier-sorba.
- Sok helyen, főleg folyamtorkolatokban a dagály egyetlen vízfalként jelenik meg, amely angolul „tidal bore” néven ismert, és matematikailag a nem-lineáris szoliton-elmélettel írható csak le.

Trigger-válasz módszer: A módszert Munk és Cartwright (1966) hozták létre. Alapja az adott helyen tapasztalható tényleges dagály, és a dagály-potenciál összehasonlító elemzése. Ennek alapján „átbocsátási” függvényeket lehet számítani az egyes dagály-harmonikusokra. Ezek használatával lehet a dagályokat előrejelezni. A módszer előnyei és hátrányai:

- A módszer csak néhány hónapos adatsort igényel.
- A számítás könnyű, mivel csak az árapály-potenciált kell számolni, és nem kell Fourier-analízis.
- Egyszer kell számolni az átbocsátási függvényt a vezető frekvenciára $T(f_0) = G(f_0) / H(f_0)$ alapon, ahol $G(f_0)$ a mért dagály, $H(f_0)$ pedig a potenciál alapján számított dagály, feltételezve, hogy az átbocsátás frekvenciafüggése elhanyagolható.
- Természetesen ez a módszer is csak lineáris hullámokra alkalmazható.

2. Teljes óceáni előrejelzés

Ez nemrégén még megoldhatatlan feladat volt, mivel nem voltak mérőeszközök. A TOPEX/Poseidon műhold 1992-es felbocsátásával a helyzet gyökeresen megváltozott, mivel ezt a műholdat az óceánfelszín magasságának igen pontos mérésére alkották meg.

A műholdat az óceáni árapály mérésére leginkább alkalmas pályára állították, és mivel magasság-mérési pontossága ± 2 cm volt, gyakorlatilag minden fontos árapály hullám-összetevőt ki tudott mérni. A mérési adatok valójában a teljes oceanográfiát forradalmasították, mivel lehetőség nyílt a más típusú, pl. geosztrofikus áramlatok mérésére is.

Az adatok felhasználása két irányban folyt. Az említett hidrodinamikai elmélet nem bizonyult túl pontosnak, elsősorban az árapály energia disszipációjának hiányos ismerete miatt. Ennek ellenére az elméleti számítások számos új ismeretet adtak. Ezek közül a legfontosabbak:

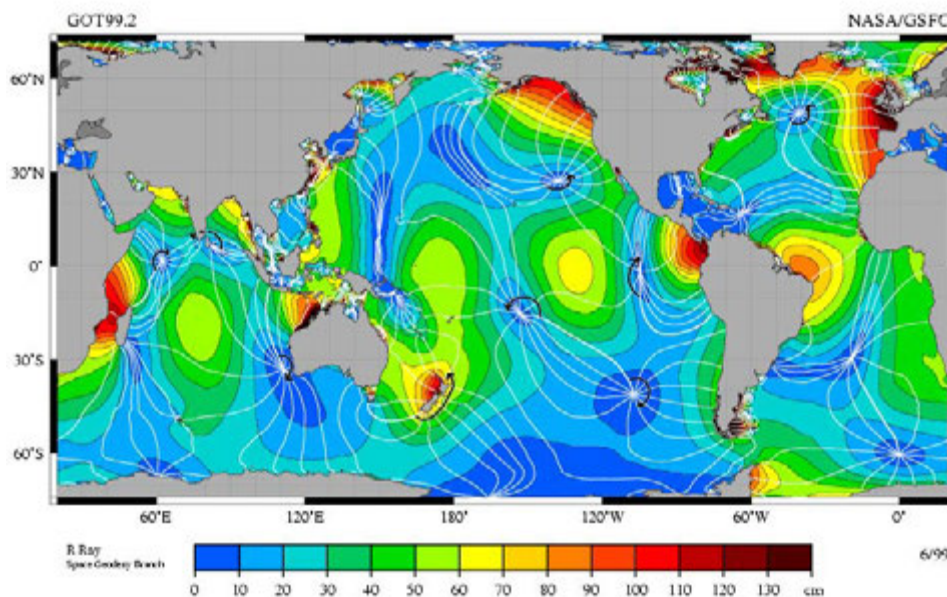
- Az egyik óceán-medencében bekövetkező dagály perturbálja a Föld gravitációs mezejét és víztömegeket vonz magához a többi óceán-medencéből. Ezt az öngerjesztést figyelembe kell venni.
- A dagályhullám plusz víztömege jelentősen deformálja (lefelé nyomja) az óceánfenék kéreglemezét. Így minden óceáni kéreglemez állandó oszcillációt végez.
- Az óceán-medencék rezonancia-frekvenciája és az árapály vezető frekvenciái közel vannak egymáshoz, ezért gyakran alakul ki rezonáns gerjesztés. Az óceánok inerciális körforgásban vannak, ezért a dagályhullám is számos helyen körforgóvá válik. Ezek a hatások néhány helyen, elsősorban a kontinensek partjain extrém magas dagályhullámokat hoznak létre.
- A dagályhullámok nehezen disszipálódnak, hiszen csak a fenéken történő súrlódás, és a turbulens leépülés csökkentheti energiájukat. Itt a tenger alatti hegyvonulatokon és a kontinentális talpazatokon fellépő „gravity drag”-re kell gondolnunk. Egy dagályhullám akár több napig fennmaradhat, és így kölcsönhatásba lép a soron következőkkel.
- Jobb eredményeket lehetett kapni a műholdas altimetrikus adatokat és a hidrodinamikai egyenleteket kombináló módszerrel, ami mérési adat „betöltésén” (nudging) alapult. A trigger-válasz (force-restore) módszert is megpróbálták kombinálni a nudginggal, mérsékelt sikerrel.

⁹A holdpálya inklinációs periódusa (a leghosszabb nem elhanyagolt periódusidő).

Visszatérve a teljes világóceánra kiterjedő árapály-analízishez, gyakorlatilag a 7.9. ábra alatti szöveget kell megismételnünk. Maga az ábra is műholdas altimetriával készült. Jól látható rajta, hogy a kontinensek és elsősorban a Coriolis-erő által módosított dagály-hullámok legtöbbször kör alakú örvényekké módosulnak, melyek középpontjuk, az ún. amfidromikus pontok körül elég szabályos körforgást végeznek. A mérsékeltövi ciklonokhoz hasonlóan ez a körforgás az óramutató járásával ellentétes az északi félgömbön, és az óramutató járásával megegyező a déli félgömbön. Ez egyáltalán nem meglepő, hiszen a Rossby-hullámokból kialakuló mérsékelt övi ciklon-örvényeket a domborzat keltette külső gravitációs hullámok hozzák létre, tehát valójában ugyanolyan fizikájú sekélyvízi hullámok, mint a dagályhullámok. Mindkét hullámfajta nagy, több ezer kilométeres karakterisztikus horizontális mérete miatt tekinthető sekélyvízinek, hiszen sem a légkör, sem az óceán vertikális kiterjedése nem tud versenyezni ezekkel a méretekkal. Az amfidromikus pontokban gyakorlatilag nincs „tengerjárás”, az örvény sugara mentén azoktól távolodva viszont a dagályhullám amplitúdója folyamatosan nő. Mivel az amfidromikus pontok többsége az óceánok középső területein helyezkedik el, a fentiek alapján az óceán-medencék szélén, a szárazföldekhez közeli tengerrészekén és a partokon várhatók a legnagyobb dagályok (7.10. ábra).



7.10. ábra. (a) A part menti területek jelentős dagály-amplitúdóját bemutató kép. (b) a Hold és az árapály kapcsolatát bemutató kép: alacsony (horizont közeli) holdállás → apály, magas (zenit közeli) holdállás → dagály. (Forrás: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/1/1d/Tide_and_Moon.jpg)



7.11. ábra. Az M_2 -vel (l. 7.2. táblázat) jelölt elsődleges (12 órás) Hold-dagály (összetevő) globális eloszlása. Az ábra jól mutatja az amfidromikus pontokat, az örvényeket, és a kontinensek északnyugati partvidékén kialakuló nagy rezonancia-dagályokat. (Forrás: https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/5/5e/M2_tidal_constituent.jpg)

A globális árapály-térképek rámutatnak az óceánmedencék alakjának és nagyságának fontos szerepére is (7.11. ábra). A 12 órás (vagy a körüli) periódusú dagályhullámok közel azonos amplitúdóval fordulnak elő mindhárom óceánban. Ugyanakkor a 24 óra körüli periódusú dagályhullámok az Atlanti-óceánban sokkal ritkábbak, mint a másik két óceánban. Ennek az az oka, hogy az Atlanti-óceán mérete (főleg szélessége, amely csak 3–4000 km) lényegesen kisebb, mint a másik két óceáné. Ezért itt a dagályhullámok nagy sebességük miatt – amely, ha nem

is éri el a $40\,000/24 = 1\,666,6$ km/órát, ami az Egyenlítő kerületi sebessége, de 600–700 km/óra körül van – nem tudnak rezonálni és ezzel állóhullámot létrehozni a 24 órás időskálán. Az Atlanti-óceán medencéjének északi irányban való beszűkülése a Nagy-Britannia–Ízland–Grönland vonalban azonban a Földön mért legmagasabb dagályhullámokat hozza létre.

Globális skálán a legnagyobb dagály-amplitúdó a Kanadához tartozó Fundy-öbölben (7.12. ábra) található, amely New Brunswick és Nova Scotia tartományokat választja el. Itt a dagály amplitúdója 8,15 m, ami 16,3 m hullám-magasságnak felel meg. Az adat nem szignifikáns, mivel legnagyobbbrészt a seiche-rezonancia hozza létre. Ugyanakkor az északi félteke magasabb földrajzi szélességein – az említettek miatt – jellemzőek a magas dagályok.



7.12. ábra. Fundy-öböl (Forrás:

http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/7/74/Wpdms_nasa_topo_bay_of_fundy_-_en.jpg, © 2004 Matthew Trump based on NASA image in public domain)

Az Egyesült Államokban a legnagyobb dagály-amplitúdót Anchorage-ben (Alaszka) mérik, ahol a hullám-magasság 12,2 m. Ez viszont már csaknem szignifikáns adat. A dagály-potenciál földrajzi szélességgel való növekedését az északi féltekén a kontinensek kiterjedési arányának növekedése okozza.

Európában – szintén a seiche-rezonancia jelenség miatt – Franciaországban, a bretagne-i félsziget közelében mérik a legnagyobb dagály-amplitúdót egy Mont St. Michel nevű helyen (ez egy Normandiához tartozó sziget, ld. 7.13. ábra), ahol a hullám-magasság 14,4 m, ismét csak a Bretagne által okozott seiche-rezonancia miatt. A szigetet dagály-szigetnek is nevezik, mivel területének közel felét elönti a víz dagály idején. A világ első „valódi” (nem kísérleti) árapály vízierőművét Franciaország helyezte üzembe a Rance folyón (Bertagne-ban) 1966-ban, 240 MW kapacitással.



7.13. ábra. Mont St. Michel látképe apály és dagály idején (Forrás: <http://i.imgur.com/p0y1q6t.jpg>)

Az árapály energiája és ennek disszipációja: Az árapály perturbációk egy magányosan álló, más égitestekkel gravitációs kölcsönhatásban nem álló Földdel szemben óriási energia-többletet képviselnek, melynek mértékére csupán a disszipáció alapján következtethetünk. Általános vélemény az, hogy az árapály energia mintegy 2/3 része potenciális, míg 1/3 része mozgási energia. Az árapály energia disszipációjára Kantha (1998) adott becslést. Eszerint

a disszipáció mértéke $3,75 \pm 0,08$ terawatt¹⁰ (TW), melynek legnagyobb része, $\sim 3,5$ TW belső gravitációs hullámok formájában az óceánban realizálódik, a fennmaradó részt pedig a litoszféra és az atmoszféra nyeli el. Ne felejtsük el, hogy ez gyakorlatilag hőbevételt jelent az adott földi közegek számára. Ugyanakkor a közvetlen dinamikus kölcsönhatások sem elhanyagolhatók. A disszipáció fékezi a Föld forgását évszázadonként 2,07 milliszekundummal és egyben növeli a Hold–Föld pálya méretét, a közepes pálya 3,86 cm/év mértékű növelésével és végül növeli az óceánok vizének átkeveredését. A fenti számítási eredményeket megerősítik a Föld–Hold távolságmérések, az egyéb asztronómiai számítások, végül a korábbi napfogyatkozási regisztrátumok eredményei. Léteznek számítások a különböző árapály-hullámösszetevők disszipációjára nézve is. Eszerint az elsődleges Hold-hullám (M_2) esetében az energia 2/3 része nyelődik el a sekély tengerek alján (a kontinentális talapzatokon), míg 1/3 rész a mélyóceánokban kelt belső gravitációs hullámzást (Egbert és Ray, 2000). Ugyanakkor a 24 órás periódusú K_1 hullám esetében 85–90% disszipálódik a litoszféra lemezekén a kontinentális talapzatok sekély vizében, míg mindössze 10–15% alakul át a mély-tenger belső energiájává belső gravitációs hullámok gerjesztése révén. Összességében, jelenlegi tudásszintünk ezekről a folyamatokról már lehetővé teszi, hogy a „dagály-információt” hasznosítani tudjuk az óceáni vízkörzés és vízkeveredés elméletében. Ennek megfelelően megfogalmazásra került (az eredeti Broecker¹¹-hipotézissel szemben) hogy az ún. termohalin cirkulációban és átkeveredésben jelentős szerepet játszanak az árapályerők. Mivel a vertikális átkeveredés jelentős szerepet játszik a MOC-ban (Meridional Overturning Circulation, a világóceán globális 3D-s cirkulációja; Munk és Wunsch, 1998), tehát lehetséges, hogy nem a Broecker-féle termohalin vízsüllyedés, hanem az árapály a fontosabb hajtóerő. Ki gondolta volna, hogy a háromdimenziós óceáni futószalag és ennek a klímára gyakorolt hatása megértéséhez az árapály-elmélet megértése is szükséges lesz¹²? Pedig így van!

¹⁰ $3,75 \cdot 10^{12}$ W = J/s, összehasonlítva Czelnai $5 \cdot 10^{12}$ J/s adatával

¹¹A Broecker-hipotézis a világóceán globális 3D vízkörzése, az óceáni „futószalag” (conveyor belt) fő mozgatójaként a termohalin ventilációs vízsüllyedést nevezte meg.

¹²Az árapály valószínűleg az óceánokban zajló függőleges irányú turbulens keveredés egyik fő előidézője (“tides are perhaps responsible for a large portion of the vertical mixing in the ocean”) (Jayne et al. 2004).

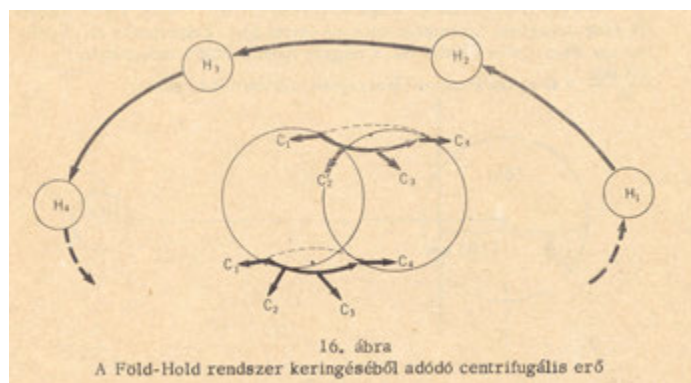
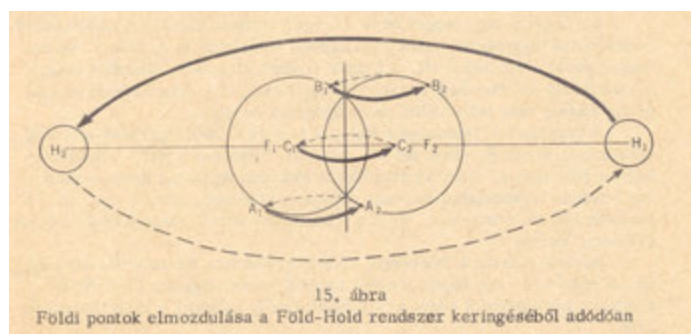
8. fejezet - Függelék

8.1. Dr. Kuruc Andor árapály leírása (elmélete)

(1970, a Felsőfokú Gépármű-közlekedési Technikum hallgatói számára készült jegyzet)

A továbbiakban – az e műben soron következő fizikai oceanográfiai részt¹ mintegy előkészítendő, és egyben a szerzőnek szóló tisztelgésné – szeretném bemutatni az árapály elmélet egy egyszerű matematikai-fizikai tárgyalását, melyet egy számomra eddig nem ismert kollégám, egy 20. század végi hazai oceanográfiai úttörőnk, dr. Kuruc Andor vetett papírra még 1970-ben, „Tengerrajz” c. művében.

Kezdjük a fent idézett műből való alábbi ábrákkal, amelyek a Föld excentrikus Hold körüli körzését hivatottak szemléltetni.



A továbbiakban Kuruc A. szövegét idézzük:

„A keringés a következőképpen történik. Miközben a Hold fél-periódust megtéve H_1 -ből H_2 -be jut, a Föld F_1 helyzetből F_2 helyzetbe, középpontja C_1 -ből C_2 -be, az A_1, B_1 felszíni pontok pedig az A_2, B_2 pontokba jutnak. Tehát minden földi pont más-más középpontú, de azonos átmérőjű kör mentén végzi a forgást (15. ábra). Ennek megfelelően a fellépő centrifugális erő (C) a Föld minden pontján egyező nagyságú. Iránya is egyező, mivel az egyes pontok által megtett körök középpontjától kifelé, azaz a Holddal mindenkor ellentétes irányba mutat (16. ábra).

A másik komponensnek, a Hold vonzásának (V) a Föld középpontjában nyilván egyeznie kell a vele ellentétes centrifugális erővel, hiszen a rendszer csak ebben az esetben van egyensúlyban. Ezen vonzóerő – és egyúttal a vele egyenlő nagyságú centrifugális erő is – a Föld és a Hold tömege (M, m) és a köztük levő távolság (D) ismeretében a

¹Mely alapvetően matematikai formulákban megfogalmazott fizikai elméletek gyűjteményeként fogható fel.

$$P = f \cdot \frac{M \cdot m}{D^2}$$

képlet segítségével (ahol $f=6,67 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1} \text{ sec}^{-2}$ a gravitációs konstans közelítő értéke) kiszámítható. A földfelszín többi pontjain (azaz nem a földközéppontban; **a szerző megjegyzése**), a holdvonzás kisebb, ill. nagyobb annak megfelelően, hogy ezek a pontok a Holdhoz közelebb, vagy attól távolabb vannak. Legnagyobb a holdvonzás értéke a zenitállás helyén (a Holdtól 60 fűldsugárnyi távolságra), legkisebb pedig a zenitállás ellenlábas helyén (a Holdtól 62 fűldsugárnyi távolságra). A kvadraturák helyein a holdvonzás megközelítően megegyezik a centrifugális erővel, tekintettel arra, hogy ezek a helyek a Holdtól kb. a földközépponttal megegyező távolságra vannak. ...

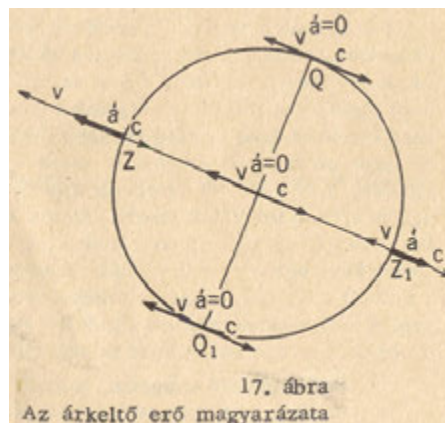
Ami mármost a tárgyalt két erő-komponens eredőjét, az árkeltő erőt illeti, ez a zenitállás helyén a holdvonzás többletéből adódik, és ilyen módon a Hold irányába mutat, az ellenlábas pontban pedig a centrifugális erő többletéből adódik és ilyen módon a Holddal ellentétes irányba mutat (17. ábra).

Elméleti értéke a zenitállás helyén

$$P = f \cdot \frac{M \cdot m}{(D + R)^2}$$

A zenit ellenlábasában valamivel kisebb

$$P = f \cdot \frac{M \cdot m}{(D - R)^2}$$



Más földfelszíni pontra is módunkban áll az árkeltő erőelméleti értékének meghatározása, ha ismerjük a szóban forgó pontnak (P) a zenitállás helyétől való szögtávolságát (α). A képlet ebben az esetben

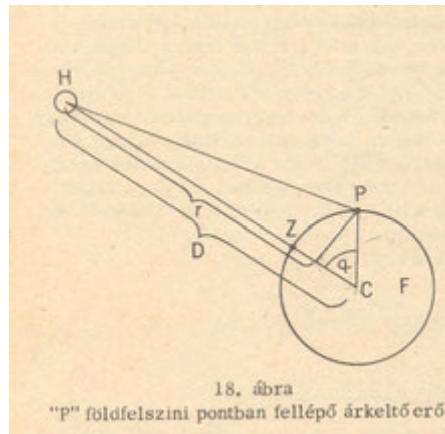
$$P = f \cdot \frac{M \cdot m}{[D + R(1 - \cos \alpha)]^2}$$

Az árkeltő erőnek egy másfajta magyarázata az árkeltő erőt egyedül a Hold vonzásából vezeti le, a centrifugális erőre nincs tekintettel. (Így jártunk mi is el, ez a modern megközelítés; **a szerző megjegyzése**)...

Bármelyik magyarázatot is fogadjuk el, a földfelszín egy tetszőleges pontján elhelyezkedő egységnyi tömegű vízrészecskére ható árkeltő erő...

$$P = f \cdot \frac{M \cdot m}{[D + R(1 - \cos \alpha)]^2} = f \cdot \frac{m}{\rho^2}$$

lesz (18. ábra).



Bontsuk most fel ezt a Hold irányába mutató erőt két összetevőre, melyek közül az egyik a földfelszínre merőleges, a másik pedig azzal párhuzamos. Nézzük először az elsőt.

Az árkeltő erő vertikális (földfelszínre merőleges) összetevője a gravitációval szemben lép fel. Ezt szokták szűkebb értelemben árkeltő erőnek nevezni, hiszen ez teszi lehetővé, hogy a vízcseppek a gravitációval szemben bizonyos energiatöbbletre tegyenek szert. Bennünket tehát az a gravitáció-csökkenés érdekel amely a vertikális komponens következtében az A földfelszíni ponton fellép, feltéve, hogy ez a földfelszíni pont közelebb van a Holdhoz, mint a Föld középpontja. Írjuk fel az A pontra és a C földközéppontra vonatkoztatva az árkeltő erő vertikális komponensének értékét:

$$P_{v(A)} = f \cdot \frac{m}{\rho^2} \cdot \cos z, \quad P_{v(C)} = f \cdot \frac{m}{R^2} \cdot \cos z_0,$$

ahol z ill. z_0 a Hold A pontból, ill. a földközéppontból mért zenittávolsága. A gravitáció-csökkenést (Δg) nyilván a két vertikális erőkomponens különbsége adja meg:

$$\Delta g = f \cdot \frac{m}{\rho^2} (\cos z - \cos z_0)$$

A 18. ábrán látható PHC háromszögből a távolságokat kifejezve

$$\rho^2 = r^2 + R^2 - 2rR \cos z_c,$$

$$R^2 = r^2 + \rho^2 - 2r \cos z,$$

ahonnan

$$\cos z = \frac{R \cdot \cos z_0 - r}{\rho}.$$

Tehát

$$\Delta g = f \cdot \frac{m}{\rho^3} (R \cos z_0 - r) - f \cdot \frac{m}{R^2} \cos z_c$$

Az árkeltő erő tehát – mint két különböző távolságra ható vonzóerő különbsége – a távolság köbével fordítottan arányos.

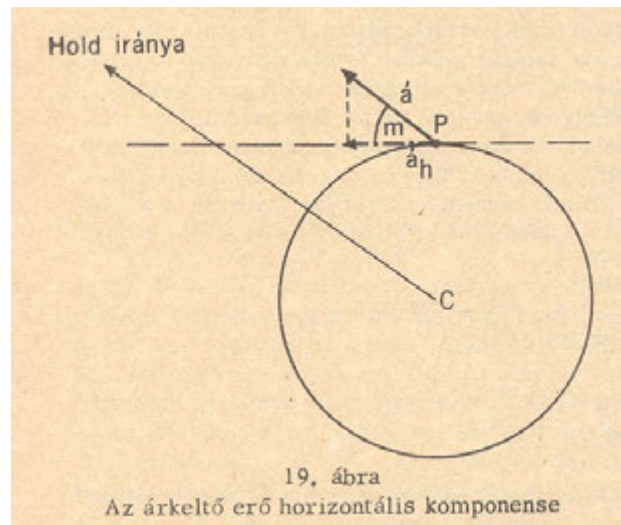
Az ár hullám kialakításában – mint mondtuk – nemcsak vertikális, hanem horizontális mozgások is szerepet játszanak. A vízrészecskék horizontális irányú elmozdulását az árkeltő erő földfelszínnel párhuzamos (horizontális) komponense idézi elő. Ez a komponens hozza mozgásba, kényszeríti áramlásra a vízrészecskéket a zenitállás helye, ill. ennek ellenlábás pontjai irányában, és az összeáramló vízrészecskék torlódásának következménye az e pontokon kulmináló dagályhullám.

Mitől függ mármint ennek a horizontális komponensnek ($\dot{a}_n$) (az általam használt gyorsulás analógja, **a szerző megjegyzése**) az értéke? A 19. ábráról leolvashatóan

$$\dot{a}_n = \dot{a} \cdot \cos m,$$

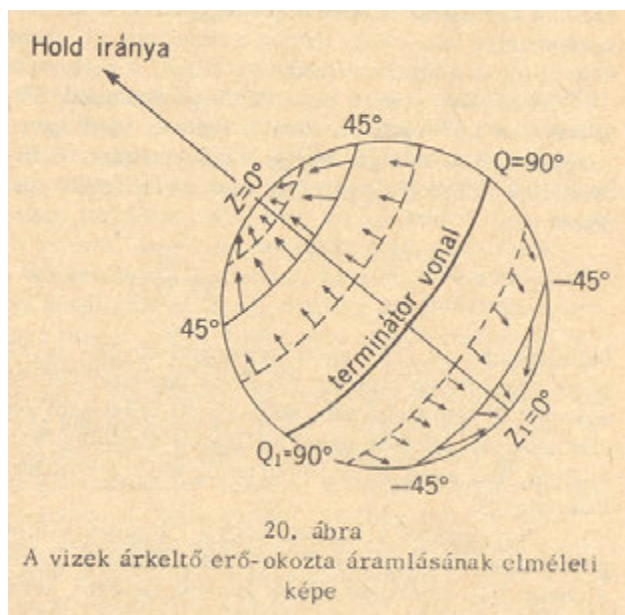
ahol $\dot{a}$ a P földfelszíni pontban ható teljes árkeltő erő, m pedig a Holdnak a kiválasztott földfelszíni pont feletti magassága. ...

A képletből megállapítható, hogy a zenitállás helyén ($m = 90^\circ$) az árkeltő erőnek nincsen vízszintes irányú komponense, azaz az a zenit felé mutat. Ugyanez a helyzet a zenit ellenlábásának pontjában is. A kvadraturák helyén pedig azért nincs vízszintes komponens, mert itt árkeltő erő sincsen. A négy zérus-hely közötti szakaszokon különböző sebességgel áramlanak a vizek a zenitállás, ill. ennek ellenlábás pontja felé, annak megfelelően, hogy az $\dot{a} \cdot \cos m$ szorzat értéke mekkora. Az $\dot{a}$ gyorsulás értéke a zenitállás és az ellenlábás ponton a legnagyobb, viszont a $\cos m$ értéke pontosan ellenkezően változik: a zenitállási pontokon $\cos 90^\circ = 0$, így ez a tag trigonometrikusan nő a kvadratura főköréig. A legnagyobb (gyorsulást és) áramlási sebességet tehát a két pont között félúton fogjuk megtalálni, ahol $\dot{a}$ értéke még elég nagy, $\cos m$ értéke pedig már elég nagy ahhoz, hogy szorzatuk maximális legyen.



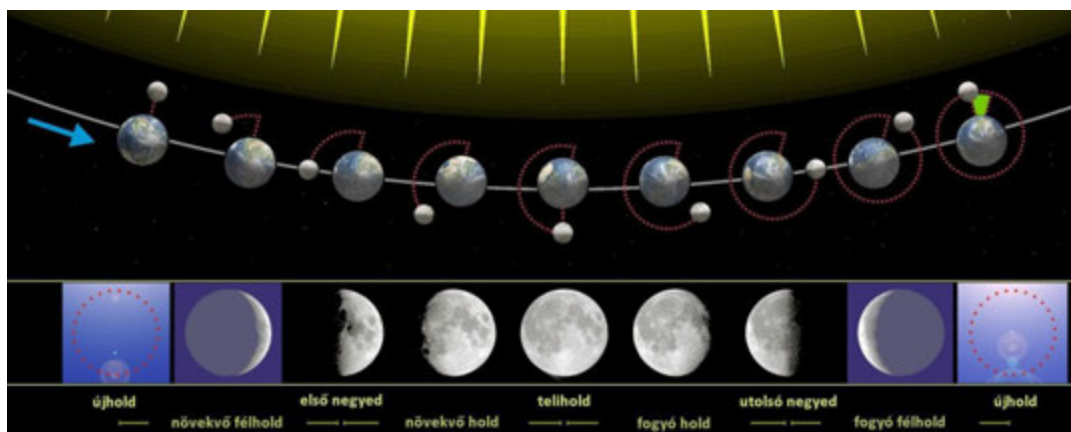
A vizek áramlásának elméleti képe tehát az elmondottak alapján az alábbiak szerint adható meg:

A kvadraturák helyét jelző körtől (amely egyébként a Hold-megvilágítás terminátor-vonala) fokozódó sebességgel áramlanak szét a vizek a zenitállás, ill. ennek ellenlábása körül 45° -os sugárral vonható körig. Itt az áramlás sebessége eléri maximumát, aztán csökkenő sebességgel áramlanak tovább a vizek a zenitállás, ill. annak ellenlábás helyéig, ahol az áramlási sebesség zérus, a víztömegek torlódása viszont tetőzik (20. ábra).



8.2. A holdfázisok és az árapály kapcsolata

Ezt a szöveget nyilvánvaló volta miatt helyeztük függelékbe, amiatt, hogy a fejezet törzsszövegében hivatkozunk rá.



F.1. ábra. A Holdfázisok és a dagály kapcsolatának asztronomikus vetülete (Forrás: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/4/46/Moon_phases_en.jpg)

Az F.1. ábrán látható módon a dagály és a holdfázisok közötti kapcsolat igen egyszerűen leírható, ha figyelembe vesszük a napdagályt is. A Földpálya (azaz az ekliptika síkja) és a Holdpálya közötti deklinációs eltérés miatt a Nap a Holdat Nap-Föld-Hold együttállás esetén is teljesen megvilágítja. Ekkor van telihold (kivéve a holdfogyatkozást, amikor együttálláskor a Hold az ekliptika síkjában van). Újholdkor az együttállás Nap-Hold-Föld típusú. Fentiek alapján nyilvánvaló, hogy újholdkor csak nagyon ritkán látunk „nulla-Holdat”, a holdfogyatkozás időbeli antipódusain, amikor mindhárom égitest az ekliptika síkjában van.

Nyilvánvaló, hogy az utóbbi (újhold) eset az, amikor a Hold-dagály és a Nap-dagály összeadódik, tehát extrém dagályhullámra kell számítanunk. Tehát az újhold a dagály szempontjából a veszélyes periódus. Álljon itt az alábbi idézet Arany János „Sir Patrick Spens” c. ballada-fordításából:

„Múlt este az új hold szarva közt

Látszott a régi hold:

Ha most uram tengerre szállsz,

Félek baj ér utól.”

Mint tudjuk, a „baj” meg is történt (ugyanis az extrém dagály negatív amplitúdójú részébe kerültek be Skócia partjainál.) Ugyanakkor, a Földtengely ferdesége miatt, bármilyen földrajzi szélességen bekövetkezhet ez az együttállás, a vele együtt járó hatásokkal együtt. Tulajdonképpen ez (azaz a Hold-dagály és a Nap-dagály vektoriális összeadódása) az alapja annak, hogy az árapályt kaotikus folyamatként kezeljük, amely mindig szolgálhat meglepetésekkel.

8.3. Az első globális árapály térkép

Az árapály ciklusa mindig is a tengerészet érdeklődésének középpontjában álló kérdés volt. Ezért nem meglepő, hogy már a 19. században – a hiányos adatok ellenére – próbálkozások történtek globális árapály-ciklus térképek összeállítására. Az árapály (tengerjárás) jelenséggel foglalkozó rész befejezéseként erről mutatunk be egy angol nyelvű dokumentumot (F.2. ábra).

WHEWELL'S COTIDAL MAP

The first comprehensive cotidal map of the world is due to William Whewell. In 1833 he presented before the Royal Society of London a paper entitled "Essay towards a First Approximation to a Map of Cotidal Lines."⁵ Two cotidal maps accompany the paper, one for

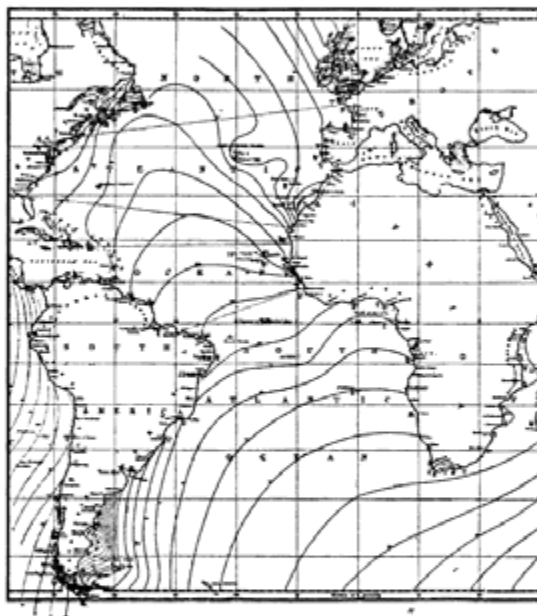


FIG. 2.—Whewell's cotidal map of the Atlantic Ocean.

the British Isles and the other for the world at large between the latitudes 60° N. and 52° S. In the latter of these maps the cotidal lines are drawn across the wide expanses of the Atlantic and Indian Oceans from shore to shore; but in the Pacific Ocean the cotidal lines, because of the meager information at hand at that time, go out but a short distance from the western coast of the United States. Note may be made, however, of a number of cotidal lines across the Southern Pacific from Chile to the Friendly Islands. In Figure 2 the cotidal lines for the Atlantic Ocean are reproduced from Whewell's map.

⁵ William Whewell: *Essay towards a First Approximation to a Map of Cotidal Lines*. *Philos. Trans. Royal Soc. of London*, Vol. 123, 1833, pp. 147-236.

F.2. ábra. Whewell árapály térképe

Irodalomjegyzék

- Apel, J.R.. 1987. *Principles of Ocean Physics*. New York, Academic Press.
- Cartwright, D.E.. 1999. *Tides: A Scientific History*. Cambridge, University Press.
- Cess, R.D., Minnis, L., Forgan, D.P., Hack, E.F., Kiehl, C.N., Potter, V., és Whitlock, D.F.. 1995. *Absorption of solar radiation by clouds: Observations versus models*. Science, 267 (5197). 496–499.
- Chou, S.-H.. 2004. *A comparison of latent heat fluxes over global oceans for four flux products*. Journal of Climate, 17 (20) . 3973–3989.
- Czelnai, R.. 1999. *A világóceán*. Vince Kiadó. 180p.
- Darnell, W.L. és Gupta, F.M.. 1988. *Estimation of surface insolation using sun-synchronous satellite data*. Journal of Climate, 1 (8) . 820–835.
- Darnell, W.L. és Gupta, N.A.. 1992. *Seasonal variation of surface radiation budget derived from International Satellite Cloud Climatology Project C1 data*. Journal of Geophysical Research, 97. 15,741–15,760.
- Doodson, A.T.. 1921. *The Harmonic Development of the Tide-Generating Potential*. Proceedings of the Royal Society of London, Series A, 100(704). 305–329.
- Eden, C.. 1999. *Neutral density revisited*. Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, 46. 33–54.
- Egbert, G.B.. 2000. *Significant dissipation of tidal energy in the deep ocean inferred from satellite altimeter data*. Nature, 405 . 775–778.
- Fofonoff, N.P.. 1983. *Algorithms for computation of fundamental properties of sea water*. Unesco Technical Papers in Marine Science, 44.
- Huffman, G.J. és Rudolf, U.. 1995. *Global precipitation estimates based on a technique for combining satellite-based estimates, rain gauge analysis, and nwp model precipitation information*. Journal of Climate, 8. 1284–1295.
- Huffman, G.J., Arkin, A., Gruber, J., és Rudolf, U.. 1997. *The Global Precipitation Climatology Project (gpcp) combined precipitation data set*. Bulletin of the American Meteorological Society, 78 (1). 5–20.
- Jackett, D.R.. 1997. *A neutral density variable for the world's oceans*. Journal of Physical Oceanography, 27. 237–263.
- Jayne, S.R. és Gille, S.T.. 2004. *Connections between ocean bottom topography and Earth's climate*. Oceanography, 17 (1). 65–74.
- Josey, S.A. és Taylor, P.K.. 1999. *New insights into the ocean heat budget closure problem from analysis of the soc air-sea flux climatology*. Journal of Climate, 12. 2856–2880.
- Kallberg, P., Hoskins, A., és Lamy-Thépaut, R.. 2005. *ERA-40 Atlas*. Reading, UK, ECMWF Re-Analysis Project Rep. Series 19. 199p.
- Kantha, L.H.. 1998. *Tides—A modern perspective*. Marine Geodesy, 21. 275–297.
- Kuruc, A.. 1970. *Tengerrajz*. Budapest, Tankönyvkiadó. 312p.
- Levitus, S.. 1982. *Climatological Atlas of the World Ocean*. NOAA Professional Paper 13.
- Longshore, D. (Ed.). 2000. *Encyclopedia of Hurricanes, Typhoons and Cyclones*. Routledge. 400p.
- MacKenzie, K.V.. 1981. *Nine-term equation for sound speed in the ocean*. Journal of the Acoustical Society of America, 70. 807–812.

- Millero, F.J.. 1973. *Heat capacity of seawater solutions from 5⁰ to 35⁰C and 0.5 to 22⁰/₀₀ chlorinity*. Journal of Geophysical Research, 78 (21). 4499–4506.
- Millero, F.J. és Bradshaw, K.. 1980. *A new high pressure equation of state for seawater*. Deep-Sea Research, 27A. 255–264.
- Munk, W.H.. 1966. *Tidal spectroscopy and prediction*. Philosophical Transactions Royal Society London Series A, 259 (1105). 533–581.
- Munk, W.. 1998. *Abyssal recipes II*. Deep-Sea Research, 45. 1976–2009.
- Newton, I.. 1684. *Principia Mathematica*.
- Philander, S.G.. 1998. *Is the Temperature Rising: The Uncertain Science of Global Warming*. Princeton, NJ, Princeton University Press. 240p.
- LeProvost, C. és Lyard, P.. 1994. *Spectroscopy of the world ocean tides from a finite element hydrodynamic model*. Journal Geophysical Research, 99 (C12): 24. 777–24, 797.
- Pugh, D.T.. 1987. *Tides, Surges, and Mean Sea-Level*. Chichester, John Wiley.
- Ramanathan, V., Zhang, W., és Kiehl, H.. 1995. *Warm pool heat budget shortwave cloud forcing: A missing physics?*. Science, 267 (5197). 499–503.
- Rossow, W.B.. 1991. *Iscpp Cloud Data Products*. Bulletin of the American Meteorology Society, 72 (1). 2–20.
- Selby, J.E.A.. 1975. *Atmospheric transmittance from 0.25 to 28.5 μ m: Computer code lowtran 3*. Air Force Cambridge Research Laboratories, Optical Physics Laboratory Technical Report TR-75-0255.
- DaSilva, A. és Levitus, S.. 1995. *Atlas of surface marine data 1994. Vol. 1: Algorithms and procedures*. National Oceanic and Atmospheric Administration Report.
- Slutz, R.J., Hiscox, S.D., és Joseph, P.M.. 1985. *Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set Release 1*. noaa Environmental Research Laboratories, Climate Research Program, Boulder, Colorado. 268p.
- Stewart, R.H.. 1985. *Methods of Satellite Oceanography*. University of California Press. .
- Stewart, R.H.. 2008. *Introduction To Physical Oceanography*. Texas A & M University. 353p.
- Talley, L. és Emery, J.. 2011. *Descriptive Physical Oceanography*. Academic Press. 560p.
- Taylor, P.K. (Ed.). 2000. *Intercomparison and validation of ocean-atmosphere energy flux fields: Final Report of the Joint World Climate Research Program and Scientific Committee on Ocean Research Working Group on Air-sea Fluxes*. World Climate Research Program Report wcrp-112. 303p.
- Whittaker, E.T.. 1963. *A Course of Modern Analysis*. Cambridge, University Press.
- Woodruff, S.D. és Jenne, P.M.. 1987. *A comprehensive ocean– atmosphere data set*. Bulletin American Meteorological Society, 68. 1239–1250.
- Xie, P.. 1997. *Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimate, and numerical model outputs*. Bulletin of the American Meteorological Society, 78 (1). 2539–2558.