

Meteorológiai Tudományos Bizottság
Légkördinamikai Munkabizottság

Götz Gusztáv

A KLÍMADINAMIKA ALAPJAI

Budapest, 2004

ELŐSZÓ

Az éghajlatnak az emberi tevékenységre visszavezethető globális melegedése, valamint a folyamatot kisebb léptékekben, tehát a regionális és lokális skálán kísérő klímamódosulás világszerte – így hazánkban is – az érdeklődés középpontjában áll. Három kérdésre kell tudnunk felelni: az elkövetkező években és évtizedekben egy meghatározott térségben milyen *változás* következhet be, ez a változás mekkora *hatással* járhat, és melyek a *válaszadás* lehetőségei? A társtudományok a hatáselemzéseket és a cselekvési programokat a változásra a meteorológiától kapott forráskönyvek alapján állítják össze. Munkájuk értelme és eredményessége így elsősorban attól függ, hogy mennyire megalapozott az éghajlat várható alakulásáról számukra nyújtott információ.

A klímaállapot valamely tényleges vagy feltételezett antropogén kényszerre tanúsított reagálásának meghatározására egyetlen objektív módszer áll rendelkezésre: az éghajlati rendszernek a hidro-termodinamikai egyenletekre épülő modellezése. Ezért a Kárpát-medence térségét érintő *változás* elemzése klímadinamikai feladat, amelyet hazánk most készül önállóan és szervezett formában elvégezni. A siker egyik záloga, hogy a tervezett projektben résztvevők „egy nyelven beszéljenek”, a fizikai alapokról azonos elveket valljanak.

Jelen munkaanyag ezt a célt kívánja szolgálni.

1. Bevezetés

Földünk éghajlata a múltban állandóan változott, ingadozik a jelenben, és feltételezhetően módosulni fog a jövőben is. A múltbeli változások kizárólag természeti eredetűek voltak, ám az ipari forradalom kezdetét követő időszak során a helyzet gyökeresen átalakult: a 19. század közepe táján az emberi tevékenység is belépett az éghajlatot hatékonyan alakító tényezők sorába. Az üvegházhatást kifejtő gázok légköri koncentrációjának növelése, a légkör aeroszol terhelésének fokozása és a természetes földfelszín átformálása az a három antropogén eredetű folyamat, amelynek veszélyeire már 1972 júniusában, Stockholmban figyelmeztetett az emberi környezet állapotának megóvása érdekében első alkalommal összehívott ENSZ-konferencia. A résztvevők határozatot hoztak egy környezetvédelemmel foglalkozó ENSZ-program (a UNEP) elindításáról. Javasolták továbbá, hogy a Meteorológiai Világszervezet (WMO) és a Tudományos Uniók Nemzetközi Tanácsa (ICSU) égisze alatt akkorra már szépen kibontakozó terv, a Globális Légkörkutató Program (GARP) keretében az *időjárás* előrejelezhetőségének vizsgálata mellett kapjon lényegesen nagyobb hangsúlyt az *éghajlat* tanulmányozása. A GARP egyesített szervező bizottsága (a JOC) – az ENSZ-konferencia ajánlását követve – 1974 nyarán, közel hetven neves elméleti szakember részvételével, kéthetes tanácskozást rendezett a Stockholm melletti Wijkben, amelyen a kutatók összeállították és rendszerbe foglalták az éghajlati folyamatok elemzésének és modellezésének fizikai alapjairól alkotott ismereteket, majd a JOC még annak az évnek a novemberében, Budapesten tartott ülésén döntött egy klímadinamikai alprogram létrehozásáról.

A tervezett tevékenység szerves folytatása volt annak a kutatói munkának, amelyet még Neumann János kezdeményezett az 1950-es években, a princetoni Institute for Advanced Study-ban, és amelynek keretében Norman A. Phillips 1955-ben kidolgozta a globális légkör szokásos viselkedését elsőként szimuláló általános cirkulációs modellt (Függelék). Mivel az éghajlati modellek lehetőséget nyújtanak feltételezett jövőbeli antropogén kényszerek várható éghajlati hatásának az előrejelzésére, tehát ún. *feltételes* vagy *másodfajú prognózisok* készítésére, a szellemi kihívás, karöltve a társadalmi elvárásokkal, mind több élenjáró légkördinamikai szakember figyelmét terelte egyre megbízhatóbb klímamodellek megalkotására. A kutatások első fellegvára a princetoni Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) lett, amelyet 1955-ben Neumann volt munkatársa, Joseph Smagorinsky alapozott meg, és amely 1967-ben, Syukuro Manabe és Richard Wetherald egyváltozós energiaegyensúlyi modellje alapján, a világon először tett közzé a globális felmelegedés várható mértékére vonatkozó feltételes éghajlati prognózist. Az előrehaladás, köszönhetően a számítástechnikai háttér fejlődésének is, valóban rohamos volt; Smagorinsky 1983-ban már joggal állíthatta, hogy „a klimatológia a leíró geográfia tiszteletre méltó ágából a fizika tudományának kvantitatív diszciplínájává alakult át”. Az ezredfordulóig elért eredményekről a WMO és a UNEP által 1988-ban, Bert Bolin elnöklétével létrehozott, az éghajlatváltozás kérdéseit elemző kormányközi tanács, az IPCC 2001-ben megjelentetett harmadik helyzetértékelő jelentése nyújt átfogó képet (Bolin professzor ma már a tanács elnök-emeritus tisztét tölti be).

A klimatológia leíró ága, a *klimatográfia* célja, hogy a matematikai statisztika módszereire támaszkodva választ adjon arra a kérdésre: *hogyan* viselkedik az éghajlat. A klimatológia elméleti ága, a *klímadinamika* célja viszont az, hogy a matematikai fizika módszereit felhasználva megmagyarázza a klimatográfia által nyert képet: *miért* viselkedik így az éghajlat. A klímadinamika megalapozásakor az első feladatot a kapcsolódó fogalmak pontos meghatározása jelentette. Magától értetődő ugyanis, hogy egy

diszciplínát lehetetlen egzakt formában művelni, ha az alapfogalmak vita tárgyát képezhetik.

2. Alapfogalmak

Az *időjárás* a légkörnek egy adott t időponthoz tartozó $\mathbf{x}$ állapota, illetve az $\mathbf{x}$ állapotnak a múltó idő során tanúsított $\Delta \mathbf{x} / \Delta t$ tranziens viselkedése. Az *éghajlat* (klíma) szűkebb értelemben magának a légkörnek, tágabb értelemben pedig a légkör és a vele érintkező geoszférák együttese által alkotott éghajlati rendszernek a $t \rightarrow \infty$ folyamán tanúsított szokásos viselkedési módja. Bár elnevezését tekintve mindkét alapfogalom meteorológiai koncepció, mindkét terminológiának megvan a dinamikai rendszerek elméletében alkalmazott megfelelője; ott az „időjárást” a vizsgált rendszer pillanatnyi állapotaként, illetve tranziens állapotváltozásaként, az „éghajlatot” pedig a rendszernek a $t \rightarrow \infty$ során aszimptotikusan kialakuló állandósult viselkedési formájaként definiálják. Fontos eltérés a két diszciplína között, hogy a dinamikai rendszerek elméletében a vizsgált állapotegyenlet $d\mathbf{x}/dt = \mathbf{f}(\mathbf{x})$ alakú ($\mathbf{f}$ nem függ az időtől, a rendszer autonóm), vagy $d\mathbf{x}/dt = \mathbf{f}(\mathbf{x}, t)$ alakú, ahol $\mathbf{f}(\mathbf{x}, t) = \mathbf{f}(\mathbf{x}, t + t^*)$ (tehát $\mathbf{f}$ időfüggő, a rendszer valamilyen véges t^* periódusidővel nem-autonóm), míg a meteorológiában aperiodikus nem-autonóm (szabálytalan külső vezérlésű) rendszereket is vizsgálunk, és így a szokásos viselkedési mód aperiodikusan időfüggő lehet. Ezért nem mindig célszerű átvennünk a dinamikai rendszerek elméletének „állandósult viselkedés” (*steady-state behaviour*) szóhasználatát. További különbség a két diszciplína között, hogy a dinamikai rendszerek elméletének elsődleges feladata az állandósult viselkedés leírása és értelmezése, a meteorológia viszont a tranziens viselkedés elemzését (az időjárási folyamatok tanulmányozását és előrejelzését) szintén alapvető célkitűzésnek tekinti.

A feladattól függően mind az időjárást, mind az éghajlatot (klímaállapotot) értelmezhetjük planetáris méretekben (az egész Földre vonatkozóan), regionálisan (például egy földrészre vonatkoztatva) és lokálisan is. Az időjárás jellemzése az $\mathbf{x}$ állapotvektor komponenseinek, tehát a légkör L számú szintjén kijelölt M számú diszkrét pontban N számú állapotjelző aktuális értékeinek, illetve az értékek változásának a megadásával történik. A klímaállapot jellemzésére statisztikai paramétereket használunk; ilyenek a többi között az állapotjelzők átlagértékei, varianciái és kovarianciái, a csapadék átlagos mennyisége, az átlagos napfénytartam és borultság, vagy a szélsőséges állapotok előfordulásának gyakorisága. Az állapot teljes körű leírása napjainkban már a légkör változó koncentrációjú kémiai összetevői térfogatarányának és a légszennyezettség mértékének a megadásával egészül ki. A vizsgált terület kiterjedését, valamint az alkalmazott paramétereket mindenkor az adott feladat jellege határozza meg.

A dinamikai rendszerek elméletében a pillanatnyi $\mathbf{x}$ állapot, továbbá a tranziens és az állandósult viselkedés ábrázolására az állapot egyértelmű leírásához felhasznált $x_1, x_2, \dots, x_n$ független változók által kifeszített ortogonális fázistér szolgál. Ebben az absztrakt térben az adott állapotot egy pont, az állapotváltozást ennek a pontnak a trajektóriája, az állandósult viselkedést pedig a fázistérnek az a vonzó részhalmaza, a rendszer attraktora ábrázolja, amely felé az attraktor vonzási tartományába (medencéjébe) eső trajektóriák $t \rightarrow \infty$ során közelednek. Mivel a fázistér dimenziója (a rendszer szabadsági fokainak száma) megegyezik a független változók $n = L \times M \times N$ számával, ez az ábrázolási technika a gyakorlatilag végtelen szabadsági fokú légkör esetében nem használható. Ezért a klimatológiában megmaradunk a fizikai térben történő hagyományos, térképes szemléltetésnél: a légkör szokásos viselkedését az áramlási rendszerek állandósuló formájának, az energiaegyensúly fennmaradását a Föld minden pontjára biztosító általános cirkulációnak, valamint a hőmérsékletnek és a vízányagnak a cirku-

lációhoz tartozó területi elrendeződésével ábrázoljuk. Emellett a klimatográfia az éghajlati állapot statisztikájának megjelenítésére különböző egyéb formákat (táblázatokat, diagramokat) is alkalmaz.

Mivel a légkör állapotváltozásai $t \rightarrow \infty$ során folytonosan mennek végbe, nem létezik olyan természetes időbeli határ, amely elválasztja az időjárási folyamatokat az éghajlati folyamatoktól. Az időtávot tekintve, módszertanilag mégis célszerű különbséget tenni időjárási és éghajlati időskála között. Különböző *elméleti megfontolások* arra az eredményre vezettek, hogy a határvonal a 28. nap táján húzható meg. *Gyakorlati szempontokat* is figyelembe véve, ezért érdemes a határt a naptári időszakméréshez igazodó egy hónapnál kijelölni: a 30 napnál rövidebb időszakok az időjárási időskálát, az egy hónaptól a végtelen felé terjedő, de *véges hosszúságú* időszakok pedig az éghajlati időskálát definiálják. A konkrétan vizsgált éghajlati időskála hossza mindig a kitűzött feladat jellegéhez igazodik.

A klimatográfia nemzetközileg egységes operatív munkájához a WMO egy vonatkoztatási alap (normál éghajlati állapot) meghatározását írja elő, és ehhez évtizedenként egy 30 éves időszakot jelöl meg. Jelenleg ezt a szakaszt az 1961 és 1990 közötti évek képviselik. A normál klímaállapotnak az ezen időintervallumhoz tartozó statisztikai paramétereit éghajlati törzsértékeknek (éghajlati normálértékeknek) tekintjük. Egy-egy adott hónap, évszak vagy év ténylegesen megfigyelt éghajlati állapotának a normál állapottól számított eltérését éghajlati anomáliának nevezzük; az anomáliák idősora az éghajlat fluktuációját tükrözi. A törzsértékek idősora az éghajlat változékonyságát (ingadozását) mutatja. Az éghajlat megváltozásáról akkor beszélünk, ha a klímaállapot vagy a klímaingadozás statisztikailag szignifikáns módosulását tapasztaljuk.

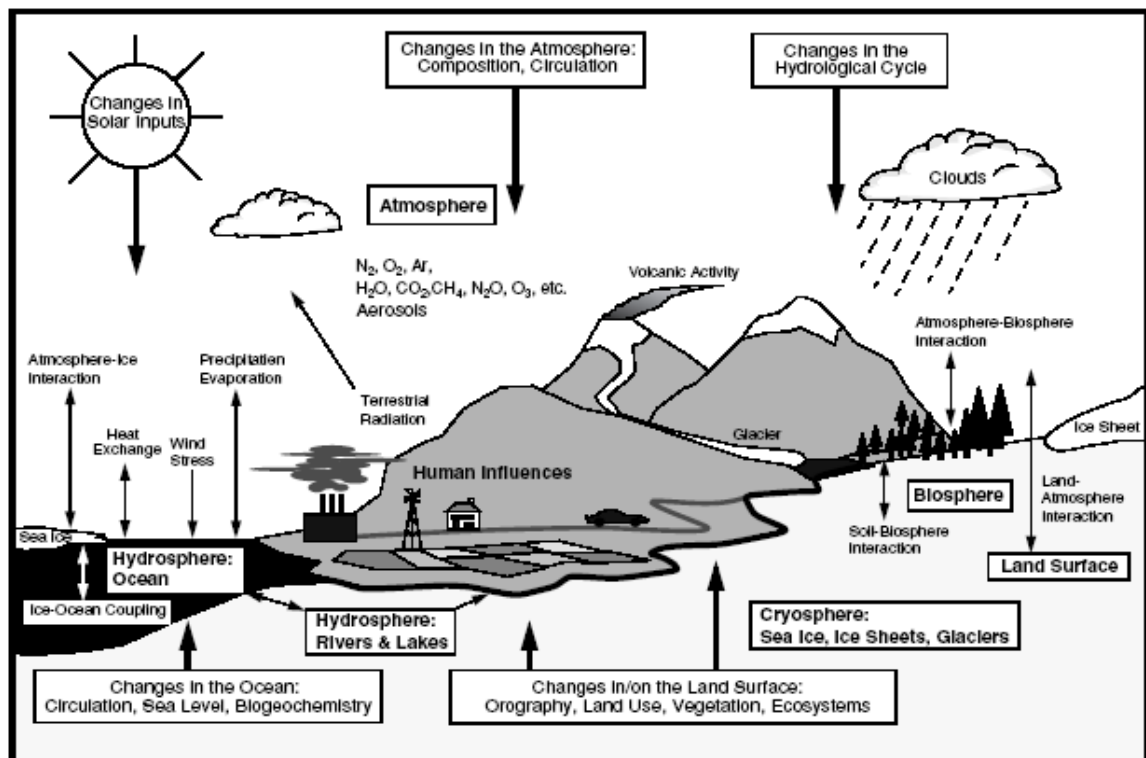
Ezek a változás időtávjára utaló meghatározások azonban relatív jellegűek, a vizsgált éghajlati időskála hosszának függvényében eltérő értelmet kapnak. A nagyon hosszú, geológiai időskálán például az éghajlatváltozást az a jelenség képviseli, amikor a feltételezhetően a „normális” klímaállapotot jelentő jégmentes Föld 300 millió év körüli intervallumonként időlegesen átlép egy-egy lényegesen hidegebb, permanens sarki jégapokák megjelenését eredményező jégkorszakba. Továbbra is a geológiai időskálán maradva, a körülbelül 1,7 millió évvel ezelőtt beköszöntött földtörténeti negyedidőszakon, és egy jelenleg is tartó jégkorszakon belül az éghajlat ingadozását a sorozatosan ismétlődő, 70 000–120 000 éves periódusú glaciációs ciklusok (a glaciális és interglaciális szakaszok), fluktuációját pedig a rövidebb időtartamú felmelegedések (interstadiálisok) jelentik. Ha azonban csak a 10 000 esztendővel ezelőtt kezdődött holocén koron (az utolsó glaciális követő posztglaciális szakaszon) belül vizsgálódunk, éghajlatváltozásként értelmezhetjük például a 4500–7000 évvel ezelőtti, tradicionálisan posztglaciális klíma-optimumnak nevezett, illetve a 11–13. századi, középkori (medievális) meleg periódusként emlegetett éghajlat megjelenését, vagy a 16–19. század során a „kis jégkorszak” kialakulását.

3. Az éghajlati rendszer

Éghajlati rendszerként a légkör és a vele érintkezésben álló négy felszíni geoszféra – a hidroszféra, a krioszféra, a kontinentális felszín és a bioszféra – által alkotott interaktív együttest definiáljuk (1. ábra). Mint említettük, az éghajlat tágabb értelemben ennek az összetett rendszernek a szokásos viselkedési formája.

A *légkör* az éghajlati rendszer központi komponense, annak leginkább instabilis és a legnagyobb változékonyságot mutató része. Fő kémiai összetevői (az állandó koncentrációjú nitrogén, oxigén és argon) a napsugárzásnak a közegen történő áthaladását

alig, a Föld infravörös kisugárzását pedig egyáltalában nem befolyásolják. Ezzel szemben számos változó térfogatarányú légköri nyomgáz (mint például a szén-dioxid, a metán, a dinitrogén-oxid és az ózon) elnyeli a felszín által kibocsátott infravörös sugárzást, majd felfelé és lefelé kisugározza azt, megemelve ezzel a felszínhez közeli hőmérsékletet. Ezeket nevezzük *üvegházhatású gázoknak*, és ezért – bár teljes térfogatuk a száraz levegőnek kevesebb, mint a 0,1%-a – alapvető szerepet játszanak a rendszer energiaháztartásában. A légköri levegő legváltozékonyabb összetevője a vízgőz, amely szintén természetes üvegházgáz; térfogataránya 1% körül mozog. A vízgőz, valamint a szén-dioxid és az ózon a rövidhullámú napsugárzás elnyelésében is szerephez jut. Az említett gázok mellett a légkör fontos alkotóelemei a szilárd és cseppfolyós részecskék (aeroszok), valamint a felhők, amelyek mind a beérkező, mind a kimenő sugárzásátvitellel bonyolult és térben erősen változó kölcsönhatásban állnak.



1. ábra. Az éghajlati rendszer sematikus rajza. Az összetevőket a kövér betűk, a folyamatokat és kölcsönhatásokat a vékony nyilak, a változó folyamatokat pedig a kövér nyilak jelölik

A *hidroszféra* az összes felszíni és felszín alatti vizekből – az óceánokból és tengerekből, továbbá a folyókból, tavakból és víztározókból – tevődik össze. Az óceánok a Föld felszínének közel 71%-át borítják. Globális vízkörzésük – amely egyrészt közelítőleg lineáris reagálás arra a nyíróerőre, amelyet a légáramlás a felszíni vízrétegre kifejt (ezért nevezzük szél-hajtottá cirkulációnak), másrészt a víz hőmérsékletének és sótartalmának meridionális gradienseiből származó sűrűség-különbség nyomán alakul ki (ezért viseli a termohalin cirkuláció nevet) – lényegesen lassabb a légkör cirkulációjánál. A víz nagy hőkapacitása révén az óceánok hatalmas energiát tárolnak, és így ez a lassabb vízkörzés (a világméretű „óceáni szállítószalag”) a jelenleg uralkodó klímaállapotban a teljes meridionális hőátvitelnek közel a felét képes lebonyolítani, ezzel szintén

fontos részesévé válva a globális energiaegyensúly kialakításának. Példaként, az Atlanti-óceán északi felének átlagosan 10 km h^{-1} sebességű tengeráramlata, a Golf-áramlás – amely a Mexikói-öbölből indul ki, először az Egyesült Államok keleti partját követi, majd északkeleti irányba fordul, és Észak-atlanti-áramlás néven, Európa északi partjai mentén haladva éri el a Barents-tengert – mintegy $55 \text{ millió m}^3 \text{ s}^{-1}$ meleg és sós vizet szállít észak felé. Az általa transzportált hő becsült értéke a 24°N szélességnél $1,27 \times 10^{15} \text{ W}$, az 55°N szélességnél pedig még mindig $0,28 \times 10^{15} \text{ W}$, amely az észak-atlanti térséget mintegy 5 fokkal melegíti, és létrehozza Nyugat-Európában a téli hónapok enyhe jellegét. A globális óceáni szállítószalagnak az Atlanti-óceán északi peremén elhelyezkedő leszálló ága a légköri szén-dioxid kitüntetett nyelője. Az óceán teljes víztömege ugyan gyakorlatilag korlátlan kapacitású szén-dioxid tároló, de a víznek a felső és a mélyebb rétegek közötti keveredése igen lassú (az évezredes időskálán működő) folyamat, és ezért a felszíni vízréteg csak korlátozott mennyiségű szén-dioxidot képes az időegység alatt elnyelni. A becslések szerint a Világtenger jelenleg évente $1,9 \times 10^{15} \text{ g}$ szénrel egyenértékű szén-dioxidot vesz fel, ami a fosszilis tüzelőanyagok elégetéséből származó antropogén légköri szén-dioxid szennyeződés mértékének 30%-a. A tengeri üledék oxigén-izotópos vizsgálata lehetőséget nyújt többszázezer évvel ezelőtti idők hőmérsékleti viszonyainak a feltárására.

A *krioszférát* a Föld édesvíz-készletének 80%-át tartalmazó grönlandi és antarktiszi jégmezők, a kontinentális gleccserek, a felszíni hótakaró és a tengerjég alkotják. Jelentőségét a rendszerben nagy reflektivitása és termikus tehetetlensége, alacsony hővezető képessége, továbbá a mélytengeri cirkuláció kormányzásában játszott szerepe biztosítja. A jégmezők mélyebb rétegeibe záródott levegőbuborékok kémiai analízise régmúlt korok légkörének összetételét tárja elénk, a jégben levő oxigénizotópok (O^{18} és O^{16}) aránya pedig az összetételhez tartozó hőmérsékletet adja meg.

A *kontinentális felszín* vegetációja és talajállapota határozza meg, hogy miként jut vissza a napsugárzás energiája a légkörbe. Ennek az energiának egy része infravörös sugárzás formájában melegíti a levegőt, másik része a víz párolgására, és így a légköri vízgőztartalom növelésére fordítódik. A felszínnek a topográfiától és a vegetációtól függő érdessége dinamikailag hat a légmozgásra. A kontinentális felszín a légkörbe kerülő aeroszol részecskék egyik fontos forrása.

A *bioszféra* az általános értelmezés szerint az élet színtere a Földön; az a szerveződési szint, amely magába foglalja az összes élőlényközösséget, az érvényre jutó kölcsönhatásokkal és anyagmozgásokkal együtt. Klímadinamikai vizsgálatokhoz célszerű az életközösségből csak a növényi populációk halmazára korlátozódunk: a tengeri flórára és a szárazföldi flórára (különösen az erdőkre). A növényzet ugyanis jelentősen befolyásolja az üvegházgázok biokémiai körforgalmát, mindenekelőtt a légkör és az óceán szén-dioxid háztartását (a szén-dioxidnak a légkörből a kontinentális felszín növényvilága felé irányuló fluxusa évente $1,4 \times 10^{15} \text{ g}$ szénrel egyenértékű), továbbá hatással van az aeroszolok képződésére. A légkör hatása a flórára fossziliákként, fák évgyűrűiként és pollenmaradványokként őrződik meg, és igen sok ismeret, amivel az elmúlt korok éghajlatáról rendelkezünk, ilyen biotikus indikátorok nyomán került napvilágra.

Noha az éghajlati rendszer komponensei – összetételüket, fizikai és kémiai tulajdonságaikat, szerkezetüket és viselkedésüket tekintve – egymástól nagymértékben különböznek, közöttük a tömeg, az impulzus és a hő fluxusa szoros kapcsolatot teremt. Emellett a komponensek között különböző tér- és időskálákon számos egyéb fizikai, kémiai és biológiai kölcsönhatás alakul ki. Ezek a kölcsönhatások az éghajlati rendszer belső folyamatainak rendkívül összetett voltát, és a klímaállapot természetes belső változékonyságát eredményezik. Az interaktív kapcsolat jellege a légkör és a vele érintkező

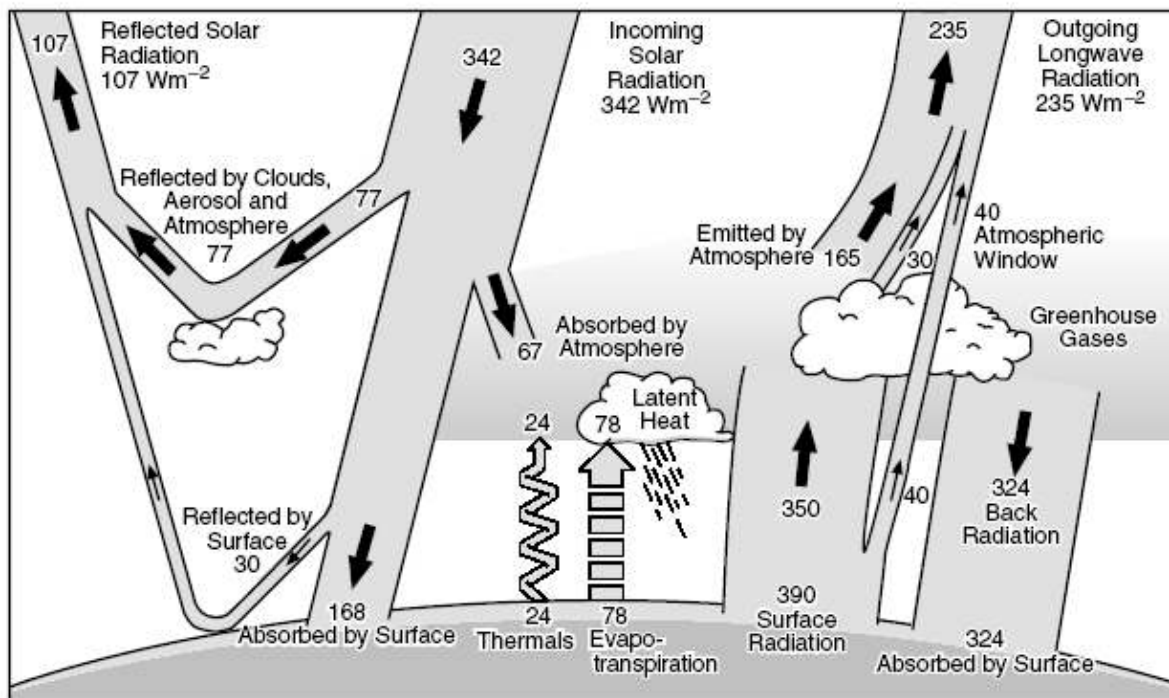
szférák külső kényszerekhez történő igazodási idejének, és így az időskála hosszának függvényében változik. A legrövidebb, egy hónapos éghajlati időskálán a rendszer legkisebb termikus és kinetikus tehetetlenségű összetevőjének, a légkörnek az állapota és a nagyobb tehetetlenségű szférák állapota között a lényegében *egyoldalú*, légkör felé irányuló hatás dominál. Ezt a típusú kapcsolatot külső kényszerként, *felszíni éghajlat-alakító tényezőként* értelmezzük, amely jelentős oksági előidézője a légkörben kialakuló havi éghajlati anomáliák sorozatának, a klímaállapot fluktuációjának. Az időskála hosszúságának növelésével mind markánsabbá válik a légkör állapotának visszahatása a hosszabb igazodási idejű szférák állapotára: az egyirányú hatás helyébe a *kölcsönhatás* lép. Egy példát említve, a víz hőkapacitása lényegesen nagyobb a levegőénél; egységnyi tömegű víz hőmérsékletének egy fokos emelése közel hatszor több hőt igényel, mint a levegő állandó térfogaton történő, ugyanilyen mértékű felmelegítése. Ezért az óceán felszíni hőmérsékletének már kialakult anomáliái az egy hónapos nagyságrendű időskálán a légkör havi középhőmérsékletének anomáliáit előidéző külső kényszer szerepét játssza. A hosszabb időskálákon viszont a légkör hőmérséklete és a felszíni vízhőmérséklet már egymással kölcsönhatásban alakul. Ennek a légkör–óceán kölcsönhatásnak az egyik jellegzetes megnyilvánulása az óceán vizének Dél-Amerika nyugati partvidékénél időszakosan (2 és 7 év közé eső periódusidővel) bekövetkező nagymértékű felmelegedése, az El Niño–déli oszcilláció (ENSO) néven ismert jelenség, amely aztán különböző távkapcsolatok útján az egész globális éghajlati állapotra jelentős hatást gyakorol. Szerepet kap a légkör–óceán kölcsönhatás az észak-atlanti oszcillációnak (a NAO-nak), tehát az Izland és az Azori-szigetek térsége közötti légnyomás-különbség ingadozásának a kialakításában is, ami Európa klímájának elsősorban a téli évszakban jelentkező fluktuációját befolyásolja.

A felszíni geoszféráknak léteznek elemei, amelyek meteorológiai kontextusban nem lépnek interaktív kapcsolatba a környezetükkel. Ilyen elem (és ezért nem része az éghajlati rendszernek) például a domborzat, amely mindig egyirányú hatást fejt ki (felszíni termikus és mechanikai kényszert gyakorol) a légkör viselkedésére. És ugyanebből a megfontolásból nem tekintjük a bioszféra részének sem a faunát, sem az emberiséget – ugyanakkor elismerve, hogy az emberi tevékenység napjainkra a figyelem középpontjába került éghajlatalkító tényező rangjára emelkedett.

4. Éghajlatalkító tényezők

Az éghajlati rendszer elsődlegesen a Nap sugárzása által termikusan gerjesztett rendszer. Hőerőgépként működik, amely a meridionális irány mentén differenciáltan érkező szoláris hőt a légkör és az óceán különböző skálájú mozgásainak kinetikus energiájává transzformálja. Ezeknek a mozgásoknak az együttese, az általános lég- és vízkörzés bonyolítja le az impulzusnak, a hőnek és a vízyagnak azt a térbeli átvitelét, amely az éghajlati rendszernek *korlátos jelleget* biztosít: a rendszer állapotában a Föld egyetlen pontján sem alakul ki progresszív (tartósan egyirányú) változás. A súrlódás nyomán a mozgások energiája azután hővé disszipálódik, amelyet a rendszer infravörös sugárzás formájában juttat vissza a világűrbe. Ezért ebben a kényszerített-disszipatív rendszerben potenciális *éghajlatalkító tényező* minden olyan hatás, amely a légkör felső határához érkező napsugárzás intenzitását, a légkörön belüli sugárzásátvitel feltételeit, továbbá az energiabevétel felszínhez közeli térbeli elrendeződését periodikusan vagy véletlenszerűen módosítja, az éghajlati rendszer állapota pedig az ezekhez a változó tényezőkhez történő állandó igazodás folyamatát mutatja.

A $0,15\text{ }\mu\text{m}$ -tól $4,0\text{ }\mu\text{m}$ -ig terjedő hullámhossztartományba eső, maximális intenzitását $0,47\text{ }\mu\text{m}$ körül elérő napsugárzásból a légkör felső határának egységnyi felületére merőlegesen érkező átlagos hőáramsűrűség (a napállandó) jelenleg 1370 W m^{-2} körül van. A Nap sugárzásából tehát a szferikus felszín minden négyzetméterére $1370/4 = 342\text{ W}$ energia jut. Ennek az energiának a 31%-át a légkör, a felhőzet és a földfelszín azonnal visszaveri az űrbe, a rendszerben maradó hányad (235 W m^{-2}) egy részét a légkör nyeli el, többsége (168 W m^{-2} , tehát a beérkező napsugárzás 49%-a) pedig a Föld felszínét melegíti. A felszín ezt a hőt a látható fény hullámhosszánál nagyobb, $0,76\text{ }\mu\text{m}$ fölötti hullámhosszúságú infravörös sugárzás, továbbá érzékelhető hő és a vízgőz kondenzációja során felszabaduló latens hő formájában juttatja vissza a légkörbe (2. ábra). A Föld felszíne és légköre között lebonyolódó energiacsere a globális felszíni középhőmérsékletet jelenleg a 14°C -os értéken tartja. Ez az érték a magassággal rohamosan csökken; a tropopauzánál az átlagos hőmérséklet -58°C .

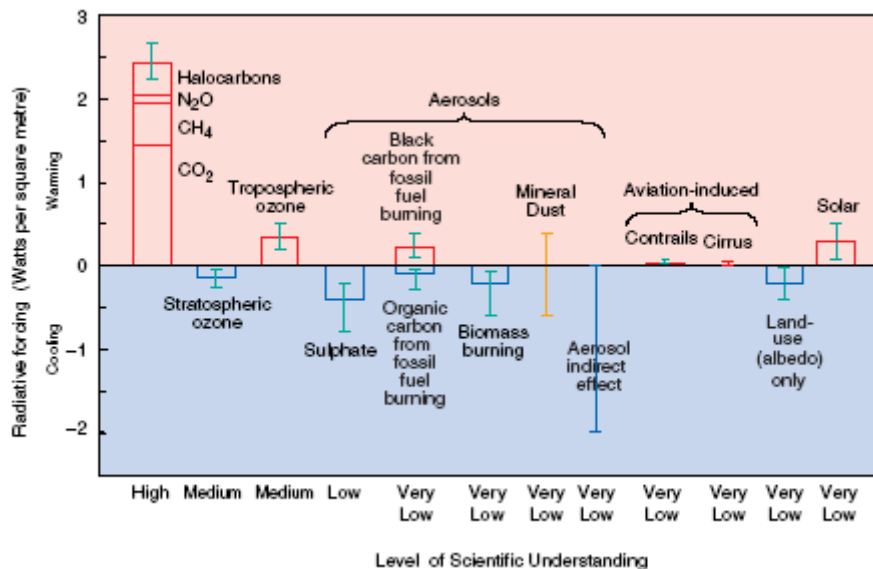


2. ábra. Az éghajlati rendszer globális évi átlagos energiaegyensúlya

Stacionárius klímaállapot kialakulásához egyensúlynak kell beállnia az éghajlati rendszer által nyert napsugárzás és a rendszer által a világűrbe kibocsátott infravörös sugárzás között. Ehhez az éghajlati rendszernek a nyert 235 W m^{-2} energiát szükséges kisugároznia, ami -19°C -os effektív emissziós hőmérsékletnek (a közepes földrajzi szélességeken közelítőleg az 5 km-es magassági szint hőmérsékletének) felel meg. A felszínnek ennél 33 fokkal magasabb hőmérsékletét azok a légköri gázok idézik elő, amelyek az infravörös kisugárzás jelentős részét elnyelik, majd minden irányban (így a felszín felé is) ismét kisugározzák. Ezt a mechanizmust *természetes üvegházhatásnak* nevezzük.

Egyensúlyi klímaállapotban tehát a légkör felső határánál a beérkező és a világűr felé irányuló hőáramsűrűség átlagos különbsége nulla. Ha a napsugárzás vagy a földsugárzás intenzitásában változás következik be, akkor az egyensúly megbomlik, és a rend-

szer számára energiatöbbletet eredményező pozitív, vagy energiavesztéséget jelentő negatív nettó hőáram alakul ki. Ezt a kiegyensúlyozatlanságot különböző gyakorlati megfontolásokból (például a sztratoszféra viszonylag igen rövid igazodási idejére tekintettel) nem a légkör felső határára, hanem a tropopauza szintjére értelmezzük, és a felszín–troposzféra rendszerre ható, W m^{-2} egységben kifejezett *sugárzási kényszerként* definiáljuk. A sugárzási egyensúlyt a klímaállapotnak az új feltételekhez történő igazodása állítja vissza. A rendszer összetevőinek igazodási ideje igen eltérő. A légkör alsó, 10–15 km-es vastagságú részének az igazodási ideje egy hónap körül van: ennyi idő szükséges ahhoz, hogy troposzféra szokásos viselkedése, nevezetesen az impulzus, a hő és a víz horizontális és vertikális átvitelét lebonyolító általános légkörzés egy módosult sugárzási kényszerhez igazodjék. Nagy hőkapacitásuk révén az óceánok igazodása sokkal lassabb, a mélyóceáni vízrétegek esetében évszázadok, sőt évezredek kellenek az egyensúly beállításához. A termikus tehetetlenség a Föld kiterjedt jégmezőinek szintén hosszú igazodási időt kölcsönöz.



3. ábra. A különböző éghajlatalakító tényezők által a felszín–troposzféra rendszerre 2000-ben gyakorolt globális átlagos sugárzási kényszer az 1750. évi szinthez viszonyítva

Sugárzási kényszert természetes (tehát természeti eredetű) és antropogén (az emberi tevékenységből származó) éghajlatalakító tényezők (*külső kényszerek*) egyaránt kiválthatnak (3. ábra). A *természetes külső kényszerek* lehetnek extraterresztrikus és terresztrikus eredetűek. A legfontosabb *extraterresztrikus kényszerek* közé tartozik a napsugárzás változékonysága és a Föld orbitális paramétereinek ingadozása. A műholdas mérések szerint a napállandónak a 11 éves napfoltciklust kísérő változása $\pm 0,2 \text{ W m}^{-2}$ körüli sugárzási kényszerrel egyenértékű. Ismeretes továbbá, hogy a Nap fejlődésével a teljes kisugárzás intenzitása lassan növekszik. Ennek a folyamatnak a felszín–troposzféra rendszerre napjainkban gyakorolt hatását a szakemberek, a Nap aktivitásának 1645 és 1715 közötti csökkenése (az ún. Maunder-minimum) időszakához viszonyítva, $+0,7 \text{ W m}^{-2}$ -es szoláris sugárzási kényszerrel azonosítják. A Föld orbitális paramétereinek közül a Nap körüli pálya lapultsága olyan összetevő, amely a napállandót befolyásolja. Az excentricitás azonban a földtörténet során mindig igen kicsiny ($0,07$ -

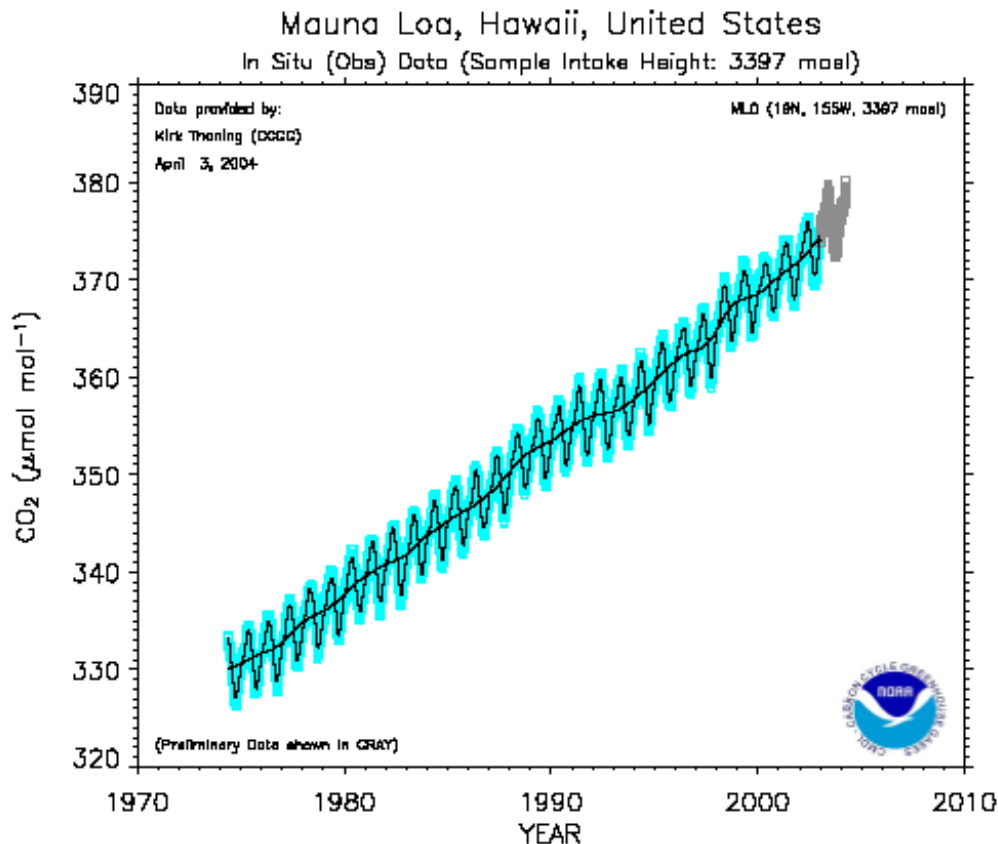
nél kisebb) volt; periodikus változásai a napállandót soha nem módosították $\pm 0,2\%$ -ot elérő értéknél jobban, ami legfeljebb $\pm 0,4$ fokos globális felszíni középhőmérséklet-változást okozhatott. A *terresztrikus éghajlatalakító tényezők* sorából a vulkántevékenységet kell kiemelnünk. A vulkánkitörések nagy mennyiségű aeroszol részecskét juttathatnak a sztratoszférába, megnövelve a napsugárzás szóródását, amivel csökken az alacsonyabb rétegekbe és a felszínre jutó szoláris energia. Így a vulkántevékenység jelentős tranziens sugárzási kényszeret eredményezhet. A 20. század egyik legnagyobb erupciója, a Fülöp-szigeteken levő Pinatubo 1991 júniusában bekövetkezett kitörése például az eseményt követő augusztus és szeptember hónap folyamán -4 W m^{-2} -es sugárzási kényszeret váltott ki, amely csak 1993 márciusára csökkent le fokozatosan nullára. Ez a vulkánkitörés a felszín–troposzféra rendszernek $5,64 \times 10^{22} \text{ J}$ hővesztéséget okozott, a globális felszíni középhőmérsékletnek a mérésekre alapozott 1992. évi becslült csökkenése pedig 0,3 és 0,5 fok között volt.

A sugárzási kényszerhez vezető *antropogén hatások* az ipari forradalmat követően váltak mindinkább számottevően regionális, illetve globális méretekben jelentkező külső éghajlatalakító tényezőkké. Az emberi tevékenység a természetes üvegházhatást fokozó gázok kibocsátásával, továbbá aeroszol részecskék levegőbe juttatásával és a természetes felszín átalakításával képes nem szándékosan módosítani a légkörön belüli sugárzásátvitelt.

Az *üvegházhatású gázok* koncentrációjának emelkedése megnöveli a légkörnek az infravörös sugárzásra vonatkozó optikai vastagságát, és ezért a világűr felé irányuló effektív kisugárzás nem az 5 km körüli szintről, hanem ennél nagyobb magasságból indul. Mivel ezen a magasabb szinten a hőmérséklet alacsonyabb, kevesebb energia emittálódik, ami pozitív sugárzási kényszeret eredményez, és amelyet csak a felszín–troposzféra rendszer magasabb hőmérséklete képes kompenzálni. Ezt nevezzük *fokozott üvegházhatásnak*, amely a tropopauza fölötti légkör termikus állapotára a fordított hatást fejt ki: mivel a sztratoszféra sugárzási egyensúlyát elsősorban az ózon által elnyelt napsugárzás és a szén-dioxid által kibocsátott infravörös sugárzás viszonya határozza meg, ezért a megnövekedett szén-dioxid koncentráció intenzívebb emisszióhoz, és így a sztratoszféra hűléséhez vezet.

A hosszú légköri tartózkodási idejű, jól keveredett antropogén eredetű üvegházgázok (főként a szén-dioxid, a metán, a troposzférikus ózon és a dinitrogén-oxid) koncentrációjának az 1750-es évektől az ezredfordulóra bekövetkezett növekedése együttesen $+2,43 \text{ W m}^{-2}$ értékű globális átlagos sugárzási kényszeret fejt ki. Ennek 60%-a ($+1,46 \text{ W m}^{-2}$) a légkör szén-dioxid koncentrációjának mindenekelőtt a fosszilis tüzelőanyagok elégetése nyomán több mint egyharmaddal (napjainkra 280×10^{-6} térfogatrészből 379×10^{-6} térfogatrész közelébe) történt megnövekedéséből (4. ábra) származik. A kutatók feltételezik, hogy ilyen magas szén-dioxid koncentráció a légkörben az elmúlt 420 000 év során (de elképzelhető, hogy az elmúlt 20 millió év folyamán) soha nem fordult elő, és a 20. század során bekövetkezett koncentráció-növekedési ütem is példa nélkül áll az utolsó 20 000 év történetében. Az üvegházhatású gázok között külön említést érdemelnek a légkörből korábban teljesen hiányzó halogénezett szénhidrogének (a freonok), amelyek mellett, hogy intenzíven abszorbeálják az infravörös sugárzást, előidézői a sztratoszférikus ózonritkulás veszélyes folyamatának. Ennek kimutatásáért 1995-ben Paul J. Crutzen, Mario José Molina és Frank S. Rowland megosztva kémiai Nobel-díjat kapott – ez volt az első alkalom, hogy ezt az 1901 óta évente adományozott díjat a légkörkutatás területén elért eredményért ítélték oda. A freonok használatának korlátozását, illetve előállításuk megszüntetését ugyan már 1987-ben előírta az első jelentős globális környezetvédelmi egyezmény, a Montreali Protokoll, hosszú légköri tartózkodási idejük (50–100 év) miatt azonban hatásukkal még sokáig számolnunk kell,

amit szemléletesen igazol, hogy legutóbb, 2003. szeptember 25-én az Antarktisz fölötti „ózonlyuk” területe kivételes méretet, 28 millió km^2 -t ért el.



4. ábra. A szén-dioxid légköri koncentrációjának növekedése a hawaii Mauna Loa tűzhányó északi lejtőjén épült obszervatóriumban, a 3397 m magasságban, 1974 májusa óta végzett mérések alapján. Az ingadozás a koncentráció éven belüli változékonyságát mutatja

Direkt sugárzási kényszerként a légkörben lebegő kicsiny cseppfolyós és szilárd *aeroszol részecskék* bizonyos típusai a napsugárzás egy részét visszaverik a világűrbe, ami részben (sőt, helyileg és átmenetileg akár teljes mértékben) ellensúlyozhatja a megnövekedett üvegházhatást. Rövid légköri tartózkodási idejük révén azonban ez a sugárzási kényszer térben és időben igen változó; a szulfát részecskék, a biomassza égetéséből származó aeroszolok és a szerves szénrészecskék által előidézett együttes átlagos sugárzási kényszer a modellszámítások szerint $-0,7 \text{ W m}^{-2}$ -re becsülhető. Vannak aztán aeroszolok (például a korom), amelyek elnyelik a napsugárzást, lokálisan melegítve a légkört, vagy elnyelnek és az infravörös tartományban kisugároznak, $+0,2 \text{ W m}^{-2}$ -rel járulva hozzá az üvegházhatás fokozásához. Indirekt hatásként az aeroszol részecskék mint kondenzációs magvak a felhőcseppek számát, sűrűségét és méretét befolyásolják, megváltoztatva ezzel a felhőzet optikai tulajdonságait, ami mai ismereteink szerint összességében igen bizonytalan értékű, $-0,3$ és $-1,8 \text{ W m}^{-2}$ közötti sugárzási kényszeret eredményez.

A *földhasználat* (például a trópusi esőerdők irtása, vagy az elsivatagosodással járó túllegeltetés) mint antropogén éghajlatalakító tényező elsősorban a felszíni albedó növekedését okozva jelenik meg. Az ehhez kapcsolódó sugárzási kényszer $-0,2 \text{ W m}^{-2}$ -

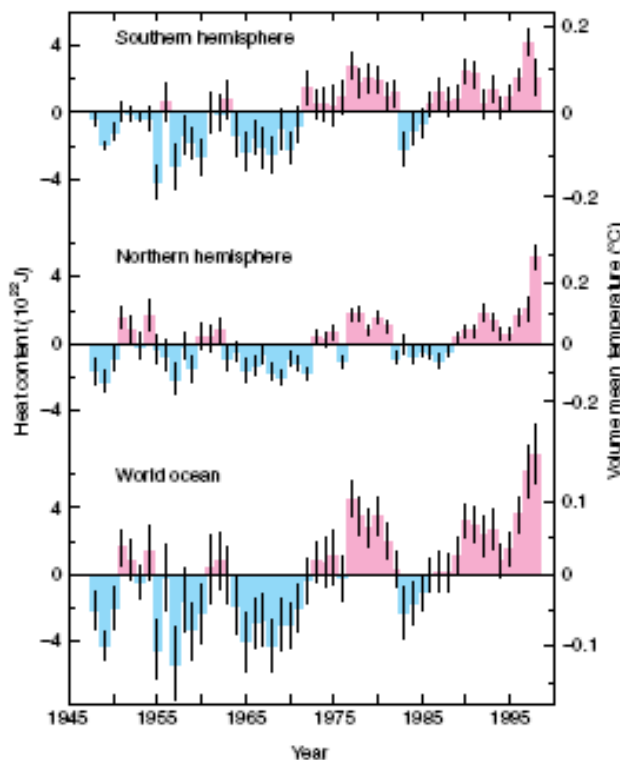
re becsülik, és ennek az értéknek mintegy a fele az emberiség történetének utolsó, iparosodott korszakában alakult ki.

A fentiekben áttekintett, természetes és antropogén eredetű *külső* éghajlatalakító tényezők által keltett *kényszerített* klímamódosulás mellett az éghajlati állapot viselkedésének meghatározó vonása a természetes *szabad* változékonyság. Működik ugyanis egy *természetes belső éghajlatalakító mechanizmus* is, amelynek értelmezése igen bonyolult elméleti feladat, mivel több körülményt kellene tudnunk egyidejűleg figyelembe venni: (1) Az éghajlati rendszer összetevői, eltérő igazodási idejük révén, állandóan az egyensúly felvételére törekednek, ám azt soha nem képesek elérni, ami a változás folyamatosságát vonja maga után. (2) Az összetevők között, mint már említettük, különböző fizikai és biogeokémiai kölcsönhatások és visszacsatolások lépnek fel, amelyek lehetnek pozitív (öngerjesztő) vagy negatív (csillapító) jellegűek, de a folyamat előjelet is válthat. (3) Létezik az autonóm (változó külső kényszert nem tartalmazó) nemlineáris dinamikai rendszereknek egy, csak a 20. század utolsó harmadában felfedezett különös viselkedési formája, ez pedig az önmagát soha pontosan nem ismételő, aperiodikus szabad változékonyság.

Mindaz a bizonytalanság, ami a múltbeli klímaváltozások és a napjainkban megfigyelt éghajlati tendenciák oksági magyarázatát, továbbá egy jövőbeli klímaállapot feltételes előrejelzését övezi, a természetes éghajlatalakító tényezőknek legnagyobbreszt erre a belső mechanizmusára vezethető vissza. A bizonytalanság fokát szépen illusztrálják azok a vizsgálatok, amelyek arra keresik a választ, hogy milyen érzékenyen reagál az éghajlat egy feltételezett sugárzási kényszerre. A reagálás mértékének egyik jellemzője a ΔF sugárzási kényszer és a globális felszíni középhőmérséklet ΔT megváltozása közötti kapcsolatot leíró arányossági tényező, a $\lambda = \Delta T / \Delta F$ *klímaérzékenységi paraméter*. A λ paraméter mellett gyakran alkalmazzák az *egyensúlyi klímaérzékenység* fogalmát, amelyet a szén-dioxid légköri koncentrációjának megduplázódását képviselő ($\Delta F \cong +3,7 \text{ W m}^{-2}$ -es) sugárzási kényszerrel termikus egyensúlyba került felszín–troposzféra rendszerben a globális felszíni középhőmérséklet ΔT_E megváltozása definiál. ΔT_E értékének pontos meghatározása a mélyóceán nagy termikus tehetetlensége következtében igen számításigényes feladat: több ezer éves numerikus szimulációt követel meg. Ha az óceánnak csak a legfelső 100 m vastagságú, jól keveredett rétegét, az Ekman-réteget vesszük figyelembe, akkor a modellek a ΔT_E egyensúlyi klímaérzékenységre, a visszacsatolásokra (elsősorban a vízgőz, valamint a felhőzet–sugárzás visszacsatolásra) tett feltételezések függvényében, 2 és 5 fok közötti értékeket adnak. Tekintettel a légköri szén-dioxid kétszeres koncentrációjának megfelelő sugárzási kényszer bizonytalanságára is (ΔF értéke $+3,5$ és $+4,1 \text{ W m}^{-2}$ között lehet), a λ klímaérzékenységi paraméter valahová a $0,5$ és az $1,5 \text{ K m}^2 \text{ W}^{-1}$ közötti intervallumba esik, de más típusú sugárzási kényszer esetében ettől jelentősen eltérhet. Összességében a szén-dioxid szintjének duplázódása a legnagyobb valószínűséggel $3,5$ fok körüli egyensúlyi globális melegedést eredményez. Ez az érték a háromszorosa annak a hőmérséklet-emelkedésnek, ami egy visszacsatolási folyamatok nélküli, hipotetikus légkörben következne be, és nagyjából a 70%-a az utolsó glaciális szakasz 18 000–25 000 évvel ezelőtti mélypontja és a jelenlegi posztglaciális időszak közötti hőmérséklet-különbségnek.

A belső éghajlatalakító mechanizmus különböző tényezőit sorra véve, a klímadinamika egyik dilemmája, hogy az antropogén eredetű üvegházgázok által 1750 óta keltett sugárzási kényszer miként realizálódott: az energiabevétel többletének hányad része fordítódott a felszín hőmérsékletének emelésére, illetve mennyi az a hő, amely

napjainkban a mélyóceánban tárolódik, és amelyet *nem-realizálódott melegedés* néven szokás emlegetni. A legújabb analízisek szerint a Világóceán hőtartalma az 1950-es évek vége óta növekszik, és a járulékos hőmennyiségnek több mint a felét a legfelső 300 m-es réteg tartalmazza (5. ábra). Ha a mélyebb rétegekben tárolt hő valamikor a jövőben gyorsan átadódik a légkörnek, akkor a folyamat a klímaállapotban hirtelen és nem várt változást okozhat.



5. ábra. Az óceán felső 300 m-es rétegében tárolt hő anomáliái a két hemiszférában és a Világóceánban az 1948 és az 1998 közötti évek során. Megjegyezzük, hogy az $1,5 \times 10^{22}$ J érték a Föld egész felszínére átlagolva 1 W év m^{-2} értéknek felel meg

Az éghajlati rendszer komponensein belüli, valamint a komponensek közötti kölcsönhatások kérdésére térve, a klíma érzékenységet nagymértékben meghatározó *pozitív és negatív visszacsatolások* egész sora eredményezheti a klímaállapot természetes változékonyságát. Egy pozitív visszacsatolásra példa a hőmérséklet–jég–albedó visszacsatolás: a felszíni hőmérséklet csökkenése a jégtakaró kiterjedésének növekedéséhez vezet, ami fokozza a beérkező napsugárzás visszaverődésének mértékét, és ezzel további hőmérséklet-csökkenést von maga után. A negatív visszacsatolás alapvető és hatékony esete a sugárzásos csillapodás: az infravörös kisugárzás intenzitása a hőmérséklet negyedik hatványával növekszik, így a folyamat jelentősen korlátozza az eredeti hőmérséklet-emelkedés mértékét. A következőkben a visszacsatolások közül azokat a fizikai folyamatokat emeljük ki, amelyek a leginkább meghatározó jelentőségűek lehetnek a 21. század klímaállapotának további módosulásában.

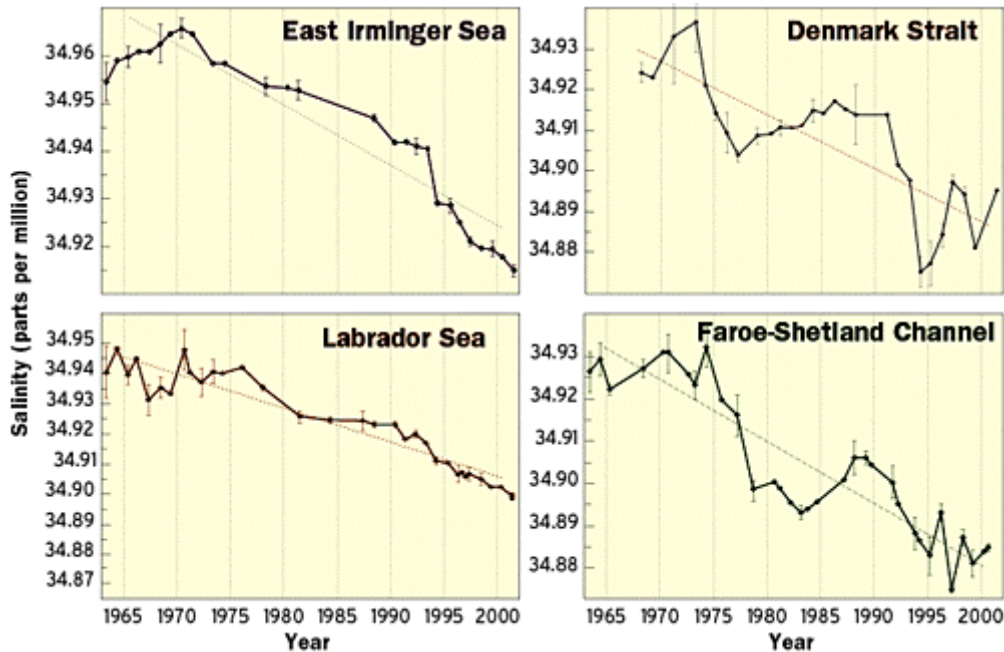
A légkörön belül az egyik legfontosabb éghajlatalakító tényező a *vízgőztartalom változásával összefüggő visszacsatolás*, amely közelítőleg meg is duplázhatja azt a melegedést, ami rögzített vízgőztartalom esetén következne be. A folyamat lényege, hogy a Clausius–Clapeyron-egyenlet értelmében magasabb hőmérsékleten nagyobb a telítési

gőznyomás (a levegő nagyobb mennyiségű vízgőz befogadására képes), és mivel a vízgőz hatékony üvegházgáz, a melegedés pozitív visszacsatolási mechanizmust indíthat el. Ugyanakkor a vízgőz a napsugárzást is intenzíven abszorbeálja, ami tovább fokozza a rendszer melegedését. Mivel a légkör túlnyomó része telítetlen állapotban van, a hőmérséklet emelkedése nem jelenti automatikusan, hogy a vízgőztartalomnak is növekednie kell. A légkör alsó, 1–2 km vastag, jól keveredett turbulens határrétegébe a vízgőz elsősorban közvetlen formában, a felszínről történő párolgás útján táplálódik be, és a vízgőztartalom ebben a rétegben a hőmérséklet emelkedésével valóban növekszik. Ezzel szemben a planetáris határréteg fölötti szabad troposzférában – ahol (ellentétben a határréteggel) a vízgőz üvegházhatása igazán hatékonyan érvényesül – a vízgőztartalom alakulására kizárólag termodinamikai megfontolásokkal nem tudunk következtetést levonni: a szabad-troposzférikus vízgőz viselkedésének kormányzásában bonyolult, nehezen szimulálható hidrodinamikai és mikrofizikai folyamatok is közreműködnek.

Egy jövőbeli klímamódosulás kiszámításánál a legnagyobb bizonytalanságot kétséget kizáróan a *felhőzet–sugárzás visszacsatolás* okozza. A felhőzet a légkörben lebonyolódó sugárzásátvitelt a bolygó felhőborítottsága, valamint a felhőelemek mennyisége, mérete és halmazállapota függvényében befolyásolja. A felhők a sugárzási mérleg negatív, -10 és -20 W m^{-2} közé becsülhető egyensúlyát eredményezik, ugyanis a felhőzet üvegházhatásából származó, $+30$, $+35 \text{ W m}^{-2}$ körüli infravörös melegítő hatás kisebb, mint a felhők nagy albedójából eredő, -45 és -50 W m^{-2} közötti értékű rövidhullámú hűtő hatás. Mint látjuk, ennek a sugárzási mérlegnek a bizonytalansága egy nagyságrenddel nagyobb egy antropogén eredetű szén-dioxid duplázódás $+4 \text{ W m}^{-2}$ -es sugárzási kényszerénél. Kérdés tehát, hogy az üvegházgázoknak az emberi tevékenység nyomán a jövőben várható koncentráció-növekedése során a felhőzet–sugárzás visszacsatolás továbbra is negatív marad-e. Ha a légkör melegszik, akkor intenzívebbé válik a párolgás, ami feltételezhetően növeli a levegő víztartalmát, de nem feltétlenül növeli meg a globális felhőborítottságot.

A légkör és a hidroszféra között kialakuló kölcsönhatások sorából a már említett ENSO és NAO mellett az óceánok általános vízkörzésének lehetséges átrendeződését kell kiemelnünk. Ismert tény, hogy a globális óceáni szállítószalagot az Atlanti-óceán északi része szubpoláris eredetű hideg és sós (tehát sűrűbb) vizének a süllyedése hajtja, amelynek helyébe a felszínen az Egyenlítő térségéből a szoláris hőközlés nyomán meleg, és az intenzív párolgás következtében nagy só-koncentrációval rendelkező víz áramlik. A levegő és a tengerfelszín hőmérsékletének, valamint a tengervíz sótartalmának a megváltozása ezért jelentősen módosíthatja a termohalin cirkuláció szerkezetét. Ha a poláris tartományok melegedése és csapadékosabbá válása, továbbá a tengervíznek a sarki jégmezőkből leszakadó jéghegyek olvadása nyomán az Atlanti-óceánt északról szegélyező Labrador-, Irminger- és Grönlandi-tengerből melegebb és csökkent sótartalmú víz lép be az óceánba, akkor ez a folyamat a termohalin cirkuláció gyengülését, sőt annak teljes leállítását válthatja ki. Ilyen esemény utoljára 8200 évvel ezelőtt, az utolsó glaciális szakaszból történt kilábalást kísérő egyik intenzív felmelegedési időszak során következett be, amikor a Norvég-tenger felszíni vízhőmérséklete jelentősen csökkent, és ennek eredményeként Közép-Európában az éves középhőmérséklet hirtelen két fokkal esett vissza. Számolnunk kell-e a jövőt tekintve hasonló veszéllyel? Tény, hogy a tengeri jégmező kiterjedése az Arktisz térségében, különösen tavasszal és nyáron, az 1950-es évek óta 10–15%-kal zsugorodott, a nyári átlagos jégvastagság az elmúlt harminc év során közel 40%-kal lett kisebb, és az oceanográfusok megfigyelése szerint a szubpoláris tengerek Atlanti-óceánba táplálódó vizének sótartalma az 1960-as évek közepe óta egészen az 1000–4000 m-es mélységig drasztikusan redukálódik (6. ábra). Megfigyelték azt is, hogy a Feröer- és Shetland-szigetek között húzódó csatornán ke-

resztül a Grönlandi- és a Norvég-tengerből származó hideg és sós víznek az óceán felé irányuló átfolyása 1950 óta legalább 20%-kal csökkent. Mindez arra utal, hogy a termohalin cirkuláció lassulása máris elkezdődött. Valószínűsíthető tehát, hogy az Arktisz klímájának antropogén eredetű melegedését a vízkörzés további gyengülése kíséri majd, és bár a termohalin cirkuláció 100 éven belül bekövetkező teljes leállását az IPCC helyzetértékelő jelentése által idézett egyetlen modellkísérlet sem prognosztizálja, ennek lehetősége abszolút bizonyossággal nem zárható ki. Erre a problémára a 7. fe-



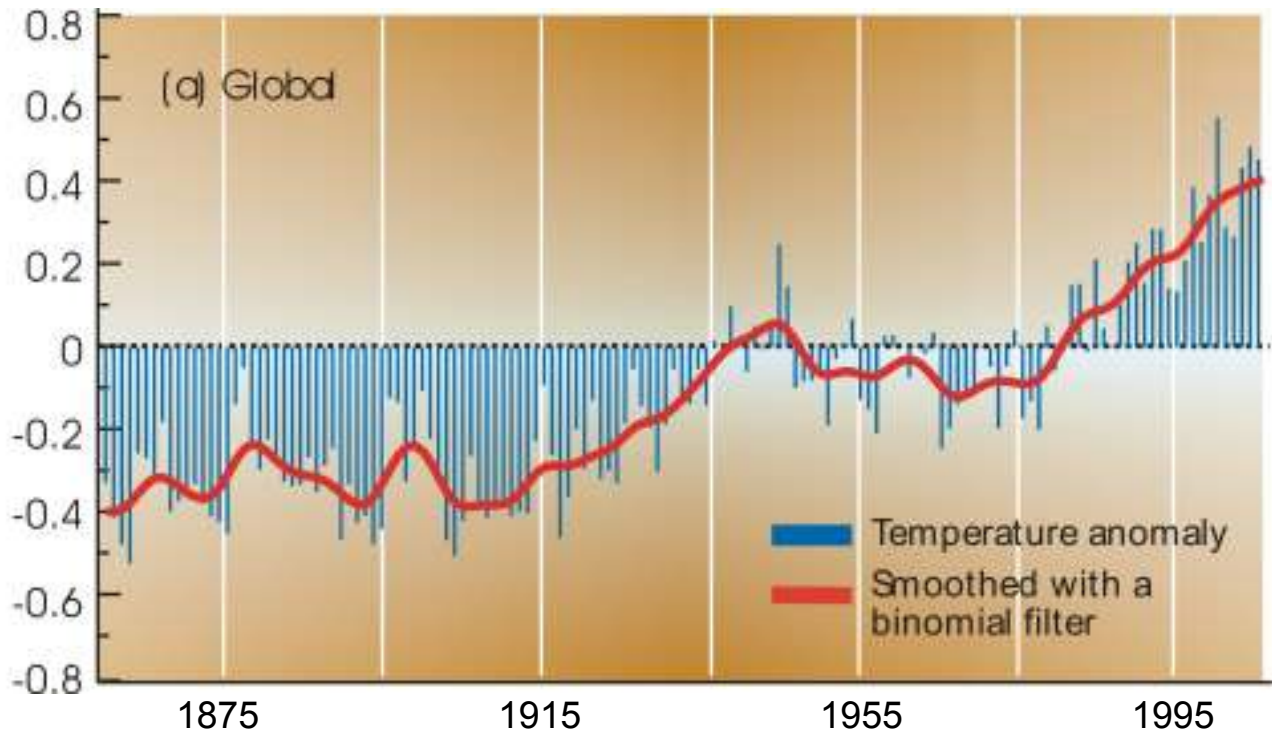
jezetben még visszatérünk.

6. ábra. Az Atlanti-óceán északi részét övező szubpoláris tengerek sótartalmának csökkenése az 1960-as évek közepe óta.

A víz sótartalma ppm egységekben szerepel ($1 \text{ ppm} = 10^{-6}$ térfogatrész)

Az *aperiodikus szabad változékonyság* kérdésére áttérve, Földünk két hatalmas geofizikai folyadék entitásának, a légkörnek és a Világóceánnak a modelljei a nemlineáris dinamikai rendszereknek ahhoz a népes családjához tartoznak, amelynek inherens belső tulajdonsága a kaotikus viselkedés. Ez a viselkedési forma már igen egyszerű, három szabadsági fokú autonóm rendszerekben is felléphet, és egyik ismerve a determinisztikus állapotváltozások irreguláris, véletlenszerűnek tűnő jellege, amelyet az állapotjelzők között kialakuló nemlineáris kölcsönhatások hoznak létre. A szabad változékonyság értéktartománya a fizikailag megengedett összes állapotra kiterjed, lehetővé téve azok eltérő gyakoriságú bekövetkezését. A modellszámítások eredményeit a valós légkörre értelmezve, ezért még az olykor szokatlanul halmozódó extrém időjárási események, vagy az éghajlati idősorokban jelentkező, tartósabban egyirányú trendek is lehetnek olyan folyamatok, amelyeket nem külső éghajlatalakító kényszerek váltanak ki. A kaotikus viselkedés másik jellemvonása a kezdeti feltételekre mutatott érzékenység, közelebről a kiindulási állapot előírásánál elkövetett hiba exponenciális (minden hatványfüggvényénél gyorsabb ütemű) növekedése, amelyet a rendszeren (elsősorban a légkörön) belül fellépő dinamikai instabilitás különböző típusai idéznek elő. Ez a tulajdonság a kategorikus előrejelzések időtávját korlátozza, és mivel a kezdőállapot egzakt

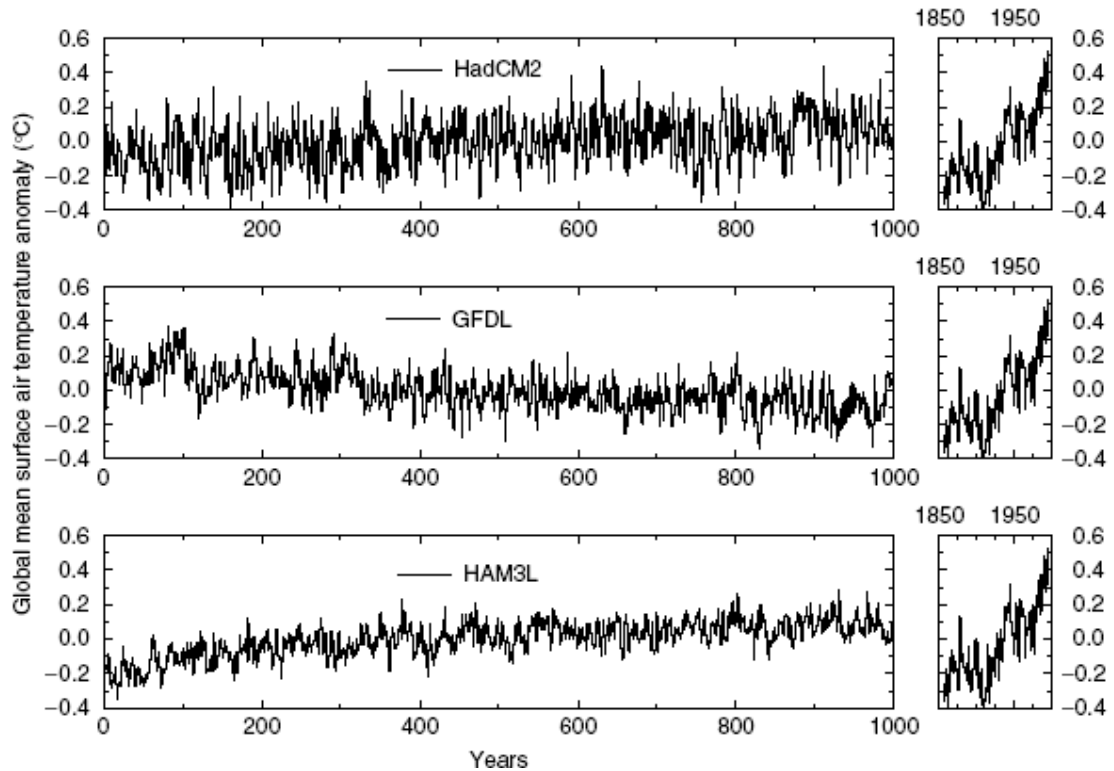
megadása a megfigyelő hálózat tökéletesítése és a fejlett adatasszimilációs eljárások alkalmazása ellenére irreális absztrakció, ezért mind a havi és évszakos klíma-anomáliák várható alakulására irányuló, mind a hosszabb távú éghajlati előrejelzések – az időjárás-előrejelzésekhez hasonlóan – csak az ensemble-technikára alapozott, és valószínűségi formában megfogalmazott kijelentések lehetnek.



7. ábra. A globális felszíni középhőmérséklet 1861 és 2003 között mutatott eltérései Celsius-fok egységekben az 1961–1990. évek megfigyelései alapján előállított éghajlati törzsértéktől a bracknelli Hadley Centre (UK Met Office) és a norwichi Climatic Research Unit (University of East Anglia) adatai szerint

A mérések szerint a globális felszíni középhőmérséklet a 20. század során $+0,6 \pm 0,2$ fokkal változott, amit a tengerszint 0,1–0,2 m-es emelkedése kísért. A melegedés jelentős része két szakaszban, 1910 és 1945 között, valamint 1976 után következett be. 1861 óta az öt legmelegebb esztendő az utolsó tíz évben fordult elő – a rekordot 1998 tartja, a második helyen 2002, a harmadikon pedig a 2003. év áll (7. ábra). Az 1976-os évet követő intenzív felszíni melegedési trenddel párhuzamosan a sztratoszférában szignifikáns lehűlés volt tapasztalható; az alsó-sztratoszféra évtizedenként 0,5–0,6 fokkal, a felső-sztratoszféra évtizedenként 2,5 fokkal vált hidegebbé. Joggal vetődik fel tehát a klímadinamika egyik legfontosabb, ma is vitatott kérdése: mindez még a szabad belső változékonyság keretén belül történt-e, vagy az antropogén külső kényszer által keltett „jel” esetleg már a természetes viselkedés kaotikus „zajszintje” fölé emelkedett? Autonóm éghajlati modellekkel szimulált, ezer év hosszúságú hőmérsékleti idősorok statisztikai analízise, majd ennek az elmúlt 150 év műszeres megfigyeléseinek adatsorával történt összevetése arra a következtetésre vezetett, hogy a felszíni középhőmérséklet szimulált idősorai egyik esetben sem mutattak olyan intenzív egyirányú tendenciát, mint a mérési adatokból számított trend (8. ábra). Ha ezekben a modellekben a természetes

belső változékonyság reprezentálása korrekt volt, akkor jogos lehet az IPCC megállapítása, miszerint ma már „létezik észrevehető emberi hatás az éghajlatra”.



8. ábra. A globális felszíni középhőmérséklet anomáliáinak természetes változékonysága a bracknelli UK Met Office Hadley Centre (HadCM2), a princetoni NOAA Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) és a readingi European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (HAM3L) éghajlati modellje alapján

5. Az éghajlati rendszer pszeudo-intranzitivitása, többes egyensúlya és strukturális stabilitása

Az éghajlat modellezésének alapelve, hogy a hidro-termodinamikai törvények, amelyek egy rendszer tranziens viselkedését kormányozzák, egyúttal meghatározzák az állandósult viselkedésnek (esetünkben a rendszer klímaállapotának) azokat a statisztikai tulajdonságait, amelyek egy előírt kezdeti állapotnak a végtelen időtáv során bekövetkező változását jellemzik. Ha az összes kezdeti állapot $t \rightarrow \infty$ során ugyanazokkal a statisztikai karakterisztikákkal rendelkező állandósult viselkedési formához vezet, akkor teljesül az ergodhipotézis, és a rendszert *tranzitív*nek nevezzük. Ha viszont létezik két vagy több, egymástól eltérő jellemzőkkel rendelkező klímaállapot, és $t \rightarrow \infty$ során néhány kezdeti állapot az egyik klímaállapothoz vezet, míg más kezdeti állapotok más klímaállapotokat generálnak, a rendszert *intranzitív*nek nevezzük. Ha pedig vannak eltérő statisztikai tulajdonságokkal rendelkező klímaállapotok, amelyeket egy tranzitív rendszer különböző kezdeti állapotokból kiindulva hosszú, de véges időszak során felvehet, akkor a rendszer *pszeudo-intranzitív*.

Ismert tény, hogy a mai klímaállapot (a légkör általános cirkulációjának jelenlegi szerkezete) nem az egyetlen, dinamikailag konzisztens formáció, amely képes az impulzusnak, a hőnek és a víznek az egyensúly fennmaradásához szükséges globális transzportját lebonyolítani. Azt azonban nem tudjuk, hogy a légkör a tranzitív vagy az intranzitív kategóriába tartozik-e; ehhez le kellene állítanunk a légkörzést, és megnéznünk, hogy a folyamatot megint elindítva, az új kezdeti feltételekkel vajon a jelenlegi klímaállapot jön-e ismét létre. Tudjuk viszont, hogy mind a légkörnek, mind az óceánnak léteznek az éghajlati időskálán tartósabban fennmaradó, egymást váltó (tehát metastabilisnak tekinthető) szokásos viselkedési módusai; erre a tényre *többes egyensúly* néven szokás hivatkozni. Az éghajlati állapot többes egyensúlya a rendszer pszeudo-intranzitív jellegére utal. A nemlineáris dinamikai rendszerek elméletében ekkor úgy fogalmazunk, hogy a rendszernek több attraktora van, és az uralkodó klímaállapot attól függ, hogy a kezdeti állapot melyik attraktor vonzási tartományában (medencéjében) helyezkedett el.

A többes egyensúly létezésére számos esemény utal. A legrövidebb éghajlati időskálán a lehetséges klímaállapotok közötti átváltásokra példa a közepes földrajzi szélességek áramlási rendszerének két metastabilis módusa, a karakterisztikusan zonális, illetve meridionális áramlási kép váltakozásának sorozata. Ez a jelenség a 35. és 65. szélességi kör közötti horizontális felszíni nyomáskülönbség (a zonális index) ciklikus változásával (az átlagosan 40 nap körüli hosszúságú indexciklussal) jellemezhető, és napjainkban az észak-atlanti oszcilláció (NAO) egyik formájaként áll a kutatások előtérében. A geológiai időskálán a legjellegzetesebb eseménysort az egymást követő, tipikusan 100 000 év hosszúságú glaciációs ciklusok, tehát a közel periodikusan ismétlődő glaciális (alacsony hőmérsékletű, eljegesedéssel és gyenge üvegházhatással kísért), illetve interglaciális (melegebb és intenzív üvegházhatással rendelkező) időszakok képviselik. Váltás akkor következik be, amikor a fázistérben mozgó állapotpont az uralkodó attraktor vonzási tartománya határának a közelébe kerül, és egy kis belső vagy külső perturbáció már elegendő ahhoz, hogy az állapotpontot átbillentse a másik attraktor medencéjébe. Numerikus kísérletek szerint ilyen kis extraterresztrikus perturbációt képviselhetek a Föld pályaelemeinek a glaciációs ciklusok periodicitásával közel megegyező periodikus módosulásai, amikor a klímaállapot a metastabilis eljegesedési szakaszból a szintén metastabilis interglaciálisba váltott át, illetve amikor az orbitális paraméterek a fordított irányú kényszert fejtették ki.

A dinamikai rendszerek elméletének fontos területe annak a kérdésnek az elemzése, hogy milyen hatást vált ki magának a $d\mathbf{x}/dt = \mathbf{f}(\mathbf{x})$ állapotegyenletnek a megváltoztatása az állandósuló viselkedési formára. A probléma a rendszer *strukturális stabilitásával* áll összefüggésben: megőrződik-e a rendszer állandósult fázistérbeli képe az $\mathbf{f}$ függvény perturbálása nyomán? Definíciószerűen egy dinamikai rendszert akkor mondunk strukturálisan stabilisnak, ha a rendszer állapotegyenletének kis perturbálása eredményeként előálló attraktív halmaz topologikusan ekvivalens marad a perturbálatlan rendszer attraktív halmazával, tehát megadható egy olyan kölcsönösen egyértelmű leképezés, amely az egyik halmazt a másikba viszi át, és megfordítva.

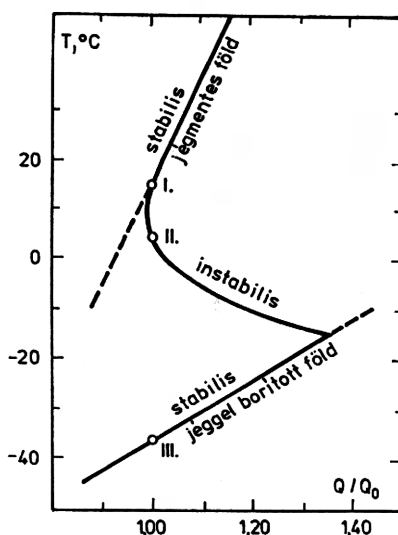
Az éghajlati rendszer strukturális stabilitásának kérdése a fizikai térben nulladimenziós energiaegyensúlyi klímamodellekkel végzett numerikus kísérletek során került előtérbe. Ebben a modellcsaládban a rendszer egyetlen $x = T$ változóját a globális felszíni középhőmérséklet jelenti, amelynek megváltozását az éghajlati rendszer $R\downarrow = R\uparrow$ sugárzási egyensúlya határozza meg:

$$c \frac{dT}{dt} = R\downarrow - R\uparrow. \quad (1)$$

Itt $R\downarrow = Q_0(1 - \alpha)$ a rövidhullámú napsugárzásból származó nettó energiabevétel, ahol $Q_0 = \sigma_0/4$ (σ_0 a napállandó), $\alpha = a - bT$ pedig a planetáris albedó, ahol az a és a b paraméterek a krioszféra és a felszíni albedó közötti visszacsatolás folyamatát jellemzik; $R\uparrow = \varepsilon \sigma T^4$ a termikus kisugárzásból származó nettó energiaveszteség, ahol σ a Stefan–Boltzmann-állandó, ε pedig a rendszer effektív emisszivitása; végül c a rendszer hőkapacitása. Ilyenformán az (1) sugárzási egyensúly a

$$\frac{dT}{dt} = \frac{1}{c} [Q_0(1 - a) + Q_0 bT - \varepsilon \sigma T^4] \quad (2)$$

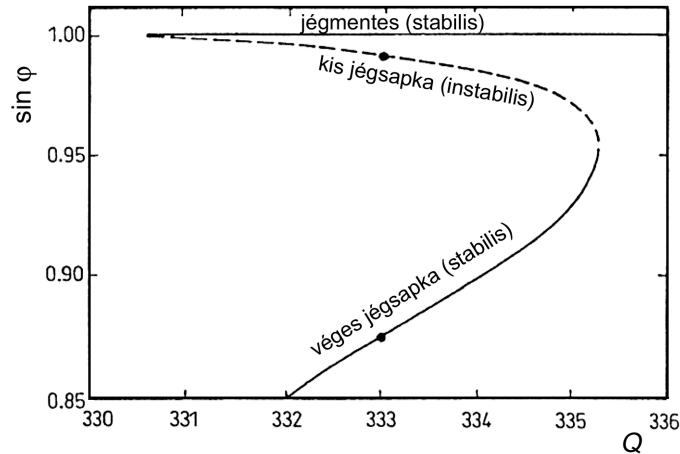
állapotegyenlethez vezet. Az éghajlati rendszer termikus állapotának viselkedését a Q_0 , ε , a , b és c kontrollparaméterek értékei határozzák meg, és egy $dT/dt = 0$ egyensúlyi (stacionárius) klímaállapot kialakításában a rendszer termikus tehetetlenségét jellemző c paraméternek csak késleltető szerepe van.



9. ábra. Egy jég–albedó visszacsatolást tartalmazó egyváltozós éghajlati modell egyensúlyi megoldásainak függése a napállandó értékétől. A rendszer T hőmérséklete a két szaggatott görbeszakaszt izotermikus légkör esetén követné

A (2) egyenlettel kormányzott éghajlati modell a jelenlegi földi klíma strukturális stabilitásáról a napállandótól függő Q értékének függvényében a 9. ábrán szereplő képet eredményezi. Látjuk, hogy a napállandó mai, $Q = Q_0$ értékénél a globális éghajlatnak az I., II. és III. pontokkal jelölt, három egyensúlyi állapota létezik. Ezek közül az I. pont a jelenleg uralkodó, 14°C-os középhőmérsékletű stabilis klíma; a II. pont instabilis közötes klímaállapotot képvisel, míg a III. pont olyan stabilis mélyhűlt éghajlati állapot, amelyre a modellek – a beérkező és a kimenő sugárzásra alkalmazott parametrizáció függvényében – nagyon eltérő, de minden esetben igen alacsony globális középhőmérsékletet eredményeznek (ez az érték akár -100°C is lehet). A napállandó 3% körüli csökkenése (a pontos érték a modellt kormányzó állapotegyenletben használt jég–albedó visszacsatolás mechanizmusától függ) a mai klímaállapotot ún. *katasztrófa*

ugrással az egyedül megmaradó stabilis mélyhűlt állapotba vezetné át. A mélyhűlt állapotnak a „normális” klímába történő visszabillentéséhez ezzel szemben a napállandó kb. 6%-os növekedése szükséges, tehát a teljes egészében jéggel borított „fehér Föld” klímája a napállandó változásával szemben stabilisabb állapotot jelent.



10. ábra. A kis jégsapka-instabilitás. A napállandó Q értékének a kritikus 335 W m^{-2} -es érték fölött bekövetkező megnövekedése nyomán a rendszer kis jégsapkával rendelkező állapota egy stabilis jégmentes állapotba ugrik át

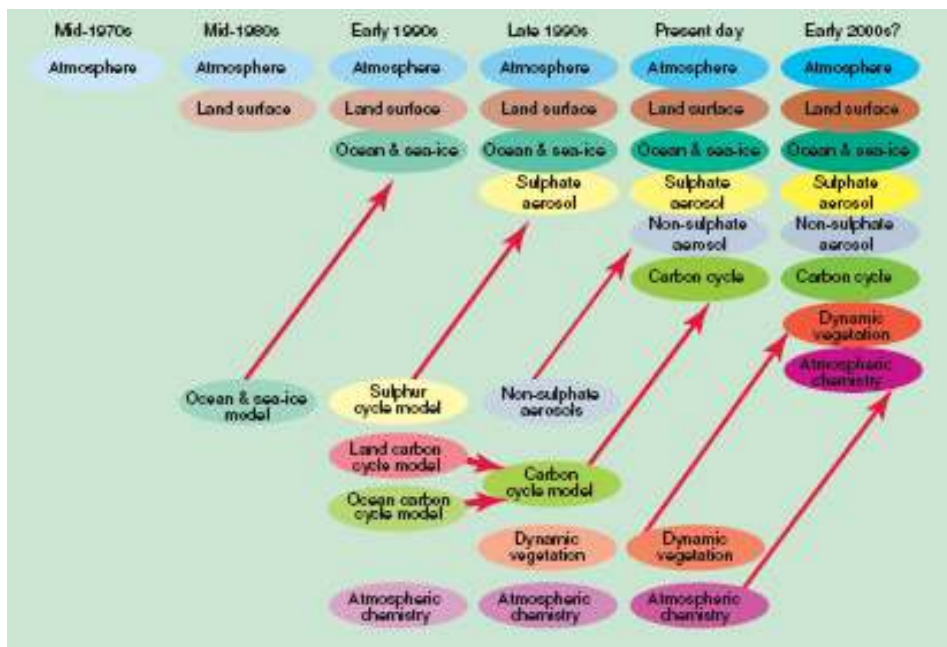
A többes egyensúly alsó, „fehér Föld”-ágának (9. ábra) nincs a földtörténeti múltban előfordult megfelelője. Ennek ellenére ezzel a modellcsaláddal sok érdekes kísérletet végeztek el – közülük elsősorban azok emelendők ki, amelyek elvezettek az ún. *kis jégsapka instabilitás* fogalmához. A jelenség lényegét a 10. ábra foglalja össze; a diagram vízszintes tengelyén Q értéke, függőleges tengelyén a bolygót fedő egyensúlyi jégsapka peremét jelentő ϕ szélességi kör szinuszja szerepel. Mint látjuk, a napállandónak a $Q = 335 \text{ W m}^{-2}$ -es kritikus érték fölötti kis növekedése a véges kiterjedésű, stabilis jégsapka állapotot a stabilis jégmentes állapotba viszi át. Ha viszont a kettős egyensúly tartományán belül (például a $Q = 333 \text{ W m}^{-2}$ értéknél) a póluson, valamilyen okból kifolyólag, egy kis jégsapka jelenik meg, úgy ez instabilis állapotot jelent: az albedó–hőmérséklet pozitív visszacsatolás révén a jégsapka gyorsan véges kiterjedésűvé növekszik. Ezzel a folyamattal a földtörténeti múlt több karakterisztikus éghajlati epizódját sikerült értelmezni, például a grönlandi és az antarktiszi jégmezők megjelenésének és növekedésének a mechanizmusát, az Észak-Amerikában mintegy 2,9 milliárd éve lezajlott laurenciumi hegységképződés folyamán a jégmezők oszcillációit, valamint a 65 millió évvel ezelőtt elkezdődött kainozoikum (a Föld újkora) tranziens eljegesedéseit.

Végül megjegyezzük, hogy a klímának a különböző éghajlati időskálákon megjelenő metastabilis állapotait elemző, egy nemlineáris rendszerben a lehetséges viselkedési módusok közötti kvázi-periodikus vagy véletlenszerű átváltásokat kísérő *gyors változások* tényét hangsúlyozó kutatások az alternatíváját alkotják a klíma *flyamatos és lassú változását* előtérbe állító szemléletmódnak. Az éghajlati rendszer strukturális stabilitása, illetve a többes egyensúly létezése a klímaállapot jövőbeli alakulását illetően számos meglepetést rejthet (7. fejezet).

6. Éghajlati modellek

Az *éghajlati modellek* az éghajlati rendszer egésze, illetve a rendszer összetevői viselkedésének a szimulálására és tanulmányozására, továbbá az összetevők között kialakuló kölcsönhatások felderítésére és elemzésére szolgálnak. A modellek segítségével elsősorban az éghajlati folyamatok és a természetes klímaváltozékonyság oksági megismerése alapozható meg; emellett a modellezési technika alkalmazása képezi az egyetlen objektív eljárást annak a klíma-prognosztikai kérdésnek a megválaszolására, hogy miként reagál az éghajlati állapot egy feltételezett antropogén kényszerre.

Az éghajlati rendszer modellezése – alapelvét, valamint a rendszer központi összetevőjét, a légkört tekintve – a numerikus időjárás-prognosztika feladatának, nevezetesen a tömeg, az impulzus és az energia megmaradását kifejező hidro-termodinamikai egyenletek rövid távú (24–36 órás) integrálásának a $t \rightarrow \infty$ időtáv felé történő kiterjesztését jelenti. E cél elérése érdekében az időjárás objektív előrejelzésére kezdetben, a 20. század közepén alkalmazott, az időjárási időskála kezdeti tartományában elfogadható közelítésnek számító, hőcsere- és súrlódásmentességet feltételező modelleket (tehát a belső energiakonverziót ugyan megengedő, de a teljes energiájukat az időben megőrző, ún. konzervatív rendszereket) át kellett alakítani a termikus gerjesztést és a súrlódás folyamatát egyaránt leíró kényszerített-disszipatív rendszerekké. Konzervatív rendszereknek ugyanis nincs az állandósult viselkedést jellemző attraktoruk; konzervatív modell-légköröknek nincs a szokásos viselkedést jellemző éghajlatuk. Mivel az óceánok folyamatait ugyanezek az egyenletek kormányozzák, az alapelv az éghajlati rendszernek erre a komponensére is érvényes. A többi felszíni szférára vonatkozóan nem rendelkezünk ilyen szilárd elméleti háttérrel, ezért a teljes éghajlati rendszer modellezésénél különböző parametrizációs eljárások és empirikus kapcsolatok alkalmazására kényszerülünk.



11. ábra. Az éghajlati modellek fejlődése az elmúlt negyed évszázad során

Az éghajlati modellek legbonyolultabb formáját a teljes kiépítettségű légköri és óceáni általános cirkulációs modellek, illetve kombinált változataik, a kapcsolt légkör–óceán általános cirkulációs modellek képviselik, amelyek a tengerjég és a kontinen-

tális felszín viselkedését szimuláló modellekkel, továbbá ma már a legfontosabb kémiai folyamatokat (például a kén és a szén globális ciklusát) is leíró modellekkel egészülnek ki (11. ábra). Az éghajlati rendszerről alkotott összes ismeretünket azonban lehetetlen ezekbe a modell-együttesekbe explicit, illetve parametrizált formában maradéktalanul beépíteni, mert komplexitásuk olyan szintet érne el, amely már meghaladja a legfejlettebb szuper-számítógépek teljesítőképességét. Gyakorlati megfontolásokból kiindulva ezért egyszerűsítéseket szokás bevezetni, amelyek redukálják a modell összetettségét és számításigényét. Mivel az egyszerűsítések különböző szintjei lehetségesek, napjainkra az éghajlati modellek hierarchiája épült fel, amelynek a csúcán az említett kapcsolt modellek állnak, alul pedig a rendszer sugárásháztartását leíró, a fizikai térben két- vagy akár nulladimenziós (egy szabadsági fokkal rendelkező) energiaegyensúlyi modellek helyezkednek el. Egyszerűsített modellekkel sok olyan ok-okozati összefüggés válik elemezhetővé, amelyet a nagy modellekben, éppen a bonyolultságuk révén és a nemlineáris jellegükből eredően, lehetetlen nyomon követni. Mindaz, amit ma a klímaállapotnak a különböző éghajlatalakító tényezőkkel szembeni érzékenységről tudunk, elsősorban a hierarchia alsóbb szintjein álló modellekkel végzett numerikus kísérletekből származik.

Az éghajlati modellek verifikálásának direkt módszere, hogy milyen megbízhatósággal képesek szimulálni a jelenleg uralkodó klímaállapotot. A kis felbontást alkalmazó légkör–óceán általános cirkulációs modellek ma már igen pontosan írják le a globális légkörzés nagytérségű jellemző vonásait. A regionális skálán ezeknél a modellek-nél a területileg átlagolt bizonytalanság mértéke erősen függ a földrajzi helytől; az évszakos hőmérséklet megadásának pontossága 4 fokon belül van, a csapadék mennyiségére vonatkozó számítások pedig -40 és $+80\%$ közé eső értékkel térhetnek el a megfigyelésektől. Lényegesen megbízhatóbban szimulálják a térbeli részleteket a nagyobb felbontással dolgozó regionális éghajlati modellek: itt a hőmérsékleti érték bizonytalansága általában 2 fokon, a csapadék mennyiségének bizonytalansága pedig 50% -on belül van. A kutatások érdekes témája, hogy a regionális klíma modellek milyen pontosan tudják reprezentálni az éghajlati állapot 10^4 km^2 -nél kisebb, lokális skálájú jellemvonásait. Kanadai kutatók *Big Brother Experiment* néven ismert, perfekt-modell kontextusban végrehajtott vizsgálatai szerint a regionális modellek különösen akkor képesek elfogadható hűséggel szimulálni a stacionárius és tranziens örvények makro- és kisebb skálájú összetevőit, amikor azokat a téli évszakra jellemző intenzív nagytérségű kényszer vezérli.

Az éghajlati folyamatoknak kapcsolt modellekkel történő szimulálása során felmerülő számos nehézség közül említsük meg azt, amely az inicializálással függ össze, és talán a legfontosabb. A megbízható szimulációhoz elengedhetetlen, hogy az éghajlati rendszer összetevői (elsősorban a légkör és az óceán) közötti kapcsolódás megadása helyes, tehát az impulzus, a hó és a víz szférák közötti fluxusára vonatkozó kezdeti feltételek a hidrodinamikai és termodinamikai egyensúly állapotát képviseljék. Az igazodási idők igen eltérő volta miatt azonban ez a követelmény nehezen teljesíthető, a hibával terhelt kezdeti feltételek pedig azt eredményezik, hogy a szimulált klímaállapot a hosszú éghajlati időskálán haladva lassan eltér a valós állapottól. Ez a klímasodródásnak nevezett jelenség megnehezíti a reális tendenciák azonosítását; elkerülésére a szakemberek több eljárást (fluxus-kiigazító technikát) dolgoztak ki.

A hőmérséklet és a csapadékmennyiség havi és évszakos éghajlati anomáliáinak előrejelzését általában nem tekintjük szorosabb értelemben vett klímadinamikai problémának. Az ilyen távra szóló éghajlati előrejelzések (ún. távprognózisok) ma már – felváltva a korábbi regressziós és analógiás módszereket – egyre szélesebb körben kapcsolt légkör–óceán modellek több hónapos integrálásán alapulnak, és a korlátozott

előrejelezhetőség háttérében a légkörnél nagyobb termikus tehetetlenségű felszíni szférák állapotának (elsősorban a tengerfelszín hőmérsékletének) kényszerítő szerepe, illetve ezzel összefüggésben az éghajlati rendszer ún. rendezett belső változékonysága (például az ENSO és a NAO) áll. Az évszakos éghajlati előrejelzéseknek a Development of European Multi-Model Ensemble Systems for Seasonal to Interannual Prediction (DEMETER) elnevezésű program keretében történő fejlesztése során komoly perspektívát ígér a numerikus időjárás-előrejelzéseknel jól bevált, multi-modell–multi-analízis eljárásra épülő ensemble-technika alkalmazása.

A megfigyelt folyamatok éghajlati modellekkel megkísérelt szimulálása több érdekes távkapcsolat működésére vetett fényt. A NOAA Climate Monitoring and Diagnostics Laboratory kutatói például nemrég kimutatták, hogy ha globális cirkulációs modelljüket a tengerfelszín hőmérsékletének mérésekre alapozott havi változékonyságával gerjesztik, akkor kiderül, hogy a mediterrán térség klímájában 1950 és 2000 között bekövetkezett módosulások legnagyobb része okságilag a trópusi tengerek felszíni vízhőmérsékletének trendjére (mindenekelőtt az Indiai-óceán melegedésére) vezethető vissza. Hasonlóan szoros kapcsolat tapasztalható az észak-amerikai éghajlati tendenciák és az ENSO viselkedése között.

A klímadinamika lényeges gyakorlati feladata az éghajlati állapot 21. század során várható antropogén eredetű módosulásának a leírása. A cél eléréséhez két, egymástól eltérő stratégia követhető. Az egyik az ún. *egyensúlyi módszer*, amelynél megváltoztatják (például megduplázzák) a légköri szén-dioxid koncentrációt, és a modellt a kontroll-futtatás mellett ezzel a feltételezett antropogén kényszerrel is egy új egyensúlyi klímaállapot beállásáig integrálják. A két szimuláció egybevetése lehetőséget nyújt az éghajlat módosulásának, valamint a sugárzási kényszerrel szembeni klímaérzékenységek a becslésére. A mélyóceán víztömegének termikus tehetetlensége következtében ez az eljárás komoly számítástechnikai háttérrel igényel. A GFDL kutatói megállapították, hogy 4000 év is eltelhet, amire a kapcsolt légkör–óceán rendszer állapota stabilan az előírt kényszerhez igazodik. Ezért ezeknél a kísérleteknél gyakran az óceánnak csak az Ekman-rétegét kapcsolják össze a légkörrel.

Az egyensúlyi módszer nem nyújt felvilágosítást a klímaváltozás időbeli lezajlásáról. Ezt a hátrányt küszöböli ki a napjainkban mind gyakrabban alkalmazott *tranziens módszer*. Itt az éghajlati modellt az üvegházgázok és az aeroszol részecskék légkör koncentrációjára előírt scenáriókkal gerjesztik, és a klíma módosulásának időfüggése a kontroll-előrejelzéssel való összehasonlítás segítségével követhető nyomon. Ez az eljárás új fogalom bevezetésével járt: az *effektív klímaérzékenység* a visszacsatolási mechanizmusok hatékonyságának mérőszáma a tranziens kísérlet egy adott időpontjában, tehát mindenkor az éghajlati állapot függvénye, és az idővel változhat. A kísérletek azonban arra az eredményre vezettek, hogy az effektív klímaérzékenység közelítőleg állandó, és nem áll messze az egyensúlyi klímaérzékenység értékétől.

A hierarchia különböző szintjein álló éghajlati modellekkel végzett előrejelzések szerint a globális felszíni középhőmérséklet a 2100. évben – az emberi tevékenységből származó kényszerek alakulására, valamint az éghajlat érzékenységre tett feltételezések függvényében – az 1990. évi referencia-értéknél 1,4–5,8 fokkal lehet magasabb. Ugyanezen időszak alatt a tengerek átlagos vízszintje, elsősorban a hőtágulás, kisebb részben pedig a gleccserek, valamint a grönlandi és antarktiszi jégmezők olvadása következtében 0,09–0,88 m-rel emelkedhet meg. Megjegyezzük, hogy az ilyen típusú kijelentések nem a hagyományos kezdőérték-feladat megoldásán alapulnak, és ezért ezeket tulajdonképpen nem is lenne szabad előrejelzésnek nevezni. A WMO Végrehajtó Tanácsának 2002 júniusában kialakított állásfoglalása szerint az éghajlatalakító tényezők

előírt scénárióira alapozott jövőbeli klímaállapotok nem „előrejelzések” vagy „prognózisok”, hanem *projekciók*.

A társadalmat természetesen elsősorban az foglalkoztatja, hogy milyenek lesznek ennek a projektált (az elmúlt 10 000 évet tekintve, valószínűleg példa nélkül állóan intenzív) globális klímaváltozásnak a regionális sajátosságai. A kérdés gyakran fogalmazódik meg olyan formában, mintha a regionális antropogén klímamódosulás okát a globális felmelegedésben kellene keresni. Ez azonban téves nézet. Valójában a klímaállapot az összes térskálán folyamatosan igazodik az éghajlati kényszerekhez; az igazodás idejét elsősorban az éghajlati rendszer összetevőinek termikus tehetetlensége határozza meg. Ennek a folyamatnak az eredményeként jön létre például a 21. század végére egy módosult légköri és óceáni cirkulációs képpel, valamint a hozzá tartozó felszíni hőmérséklet eloszlással rendelkező új klímaállapot, a magasabb globális felszíni középhőmérséklet pedig a megváltozott szerkezetű hőmérsékleti mező „következtében”, annak a területi átlagolásával áll elő. A félreérthetőség háttérében valószínűleg az áll, hogy egy kétszeres légköri szén-dioxid koncentráció termikus hatására vonatkozó első adatok egyszerű globális energiaegyensúlyi modellekkel elvégzett számítások nyomán kerültek nyilvánosságra (így született meg a „globális felmelegedés” fogalma), a klímaváltozás regionális jellemvonásaira pedig csak napjainkban, a bonyolultabb modellkísérletek eredményeként derül lassan fény.

A légkör általános cirkulációs modelljei általában 250 km-es horizontális és 1 km körüli vertikális felbontással rajzolják meg a klímaállapotot (de a japánok ma már az 1297. hullámszámnál csonkított, tehát 10 km-es felbontású, 96-szintes globális klíma-modellt is futtatnak), míg az óceán-modellek 125 és 250 km közötti horizontális, illetve 200–400 m-es mélységi felbontást biztosítanak; a numerikus integrációhoz alkalmazott időlépcső általában 30 perc. Ezeknek a modelleknek a segítségével tehát elsősorban a 10^7 km²-nél nagyobb, ún. planetáris skálán bekövetkező folyamatokra vonatkozóan tehetők megbízható következtetések. Társadalmi szempontból sokkal érdekesebbek azok a változások, amelyek a globális felmelegedés folyamán a 10^4 és 10^7 km² közötti regionális skálán, illetve az ennél is kisebb, lokális skálán jelennek meg. A lokális klímamódosulás objektív előrejelzése ma még kívül esik az elméleti lehetőségek körén, arra azonban többféle módszer létezik, hogy a kapcsolt légkör–óceán általános cirkulációs modellek eredményei alapján regionális léptékű következtetéseket lehessen levonni. Ezekre a módszerekre regionalizálási technikák néven szokás hivatkozni, és három változatuk ismert: (1) nagy (vagy változó) felbontást biztosító légköri általános cirkulációs modellekkel végzett numerikus kísérletek elvégzése; (2) regionális (vagy beágyazott, korlátos tartományú) éghajlati modellek alkalmazása; (3) empirikus-statisztikai és statisztikai-dinamikai leskáázási (*down-scaling*) eljárások kidolgozása. Nagyobb felbontású modellekben lehetőség nyílik több, egyébként parametrizáltan kezelt, kisebb skálájú fizikai folyamat explicit leírására, továbbá a domborzat pontosabb figyelembevételére. A nagyobb felbontás a többi között reményt nyújt a szélsőséges események kategóriájába sorolható jelenségek megbízhatóbb szimulálására, ami azért fontos kérdés, mert az antropogén klímamódosulás legnagyobb veszélyének általában az extremitás gyakoriságában bekövetkező változásokat szokás tekinteni. Az ilyen irányú törekvés természetesen jelentősen megnövelheti a modell-egyenletek numerikus integrálásának gépidő igényét. Az időjárás-előrejelzések fejlesztésének évtizedes dilemmája így a klímadinamikában is felvetődik: hogyan osztódjék el a rendelkezésre álló számítógépes kapacitás a korszerűbb inicializálási eljárás, a finomabb térbeli reprezentáció és a lehetőleg sok tagot használó ensemble-technika aritmetikai követelményeinek mérlegelése során.

Az elmúlt évek folyamán elsősorban a különböző statisztikai leskáázási módszerek használata terjedt el. Alapelvükként az a nézet szolgál, hogy a regionális éghajla-

tot két tényező határozza meg: a nagytérségű klímaállapot, valamint a felszín regionális fizikai és földrajzi sajátosságai (például a domborzat, a tengertől mért távolság, vagy a földhasználat). Ezért első lépésként egy olyan statisztikai modellt kell megalkotni, amely kapcsolatot állít fel a nagytérségű éghajlati állapot karakterisztikái (a „prediktorok”) és a regionális klímakarakterisztikák (a „prediktanduszok”) között. Ezután a légkör–óceán általános cirkulációs modellből származó prediktorok betáplálhatók ebbe a statisztikai modellbe, amely lehetőséget nyújt a megfelelő regionális karakterisztikák megbecslésére. A módszerek legfontosabb elméleti gyengesége, hogy az alapfeltételezés maga nem verifikálható, nevezetesen semmi sem garantálja, hogy a jelenlegi klímaállapotra nyert statisztikai összefüggések a lehetséges jövőbeli klímaállapotokat eredményező, módosult éghajlati kényszerek esetén is érvényben maradnak.

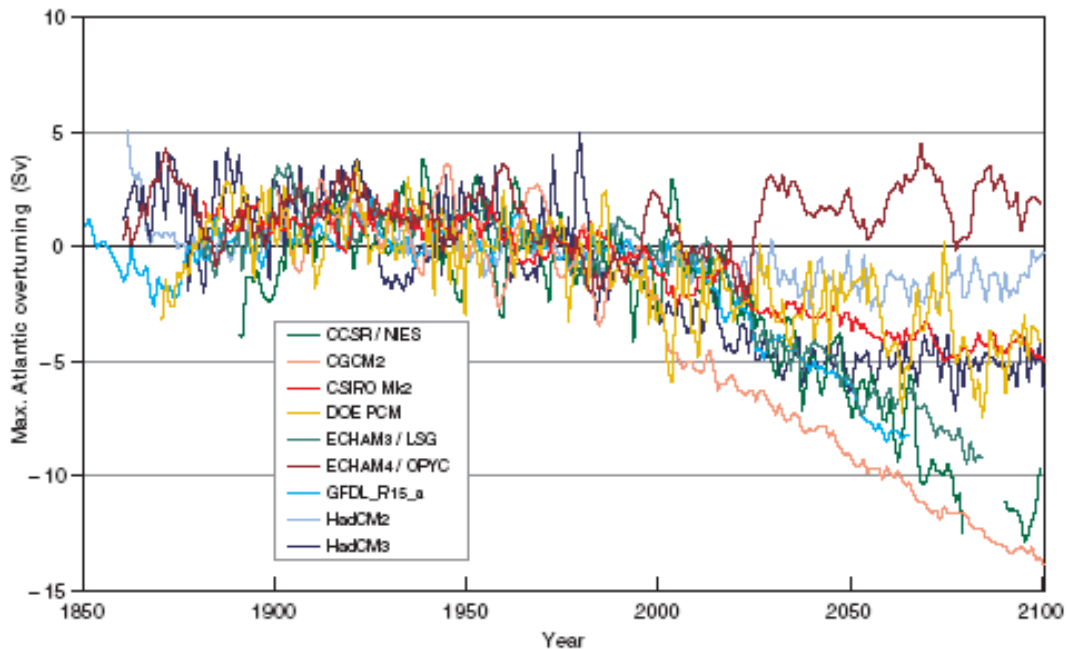
Érdekességként megjegyezzük, hogy a kutatók olykor alkalmaznak felskálázási (*upscaling*) eljárásokat is, például amikor lokális paleoklimatológiai leletek alapján kísérlelnek meg következtetést levonni régmúlt korok nagytérségű cirkulációs viszonyaira vonatkozóan.

7. Az éghajlat hirtelen megváltozása: elkerülhetetlen meglepetések? Tervek a bizonytalanság mérséklésére

Gyakran idézett megállapítás, hogy minden fontos felismerés bővíti tudásunkat, de ugyanakkor tágítja az új kérdések körét. Az éghajlat dinamikája esetében számos új kérdést vetett fel annak a ténynek a felismerése, hogy az éghajlati rendszer a nemlineáris dinamikai rendszereknek abba a családjába tartozik, amelynek inherens tulajdonsága az aperiodikus (kaotikus) állapotváltozás, továbbá a különböző éghajlati időskálákon a klímaállapot többes egyensúlyának létezése, és az ezen kvázi-stabilis szokásos viselkedési módusok közötti ugrásszerű átváltások lehetősége. Az utóbbi évek kutatásai mind több bizonyítékot tártak fel arra vonatkozóan, hogy Földünk éghajlatának állapota a múltban ismételtan tanúsított *hirtelen* és *drasztikus* változásokat, és elméletileg megalapozott feltételezések születtek arra nézve, hogy képes erre a jövőben is. A gondolkodásnak ez a vonala alapvetően eltér attól a ma széles körben követett nézettől, amely az antropogén klímamódosulás problémáját elsősorban *fokozatos* globális melegezési folyamatként kezeli.

A gyors és váratlan klímaváltozás lehetőségét az IPCC 2001 szeptemberében kiadott harmadik helyzetértékelő jelentése is érinti, a kérdés azonban csak ezt követően került a szélesebb érdeklődés homlokterébe. Az Egyesült Államok tudományos akadémiaja az éghajlat hirtelen megváltozásának tanulmányozására nemzeti tanácsot hozott létre, amely a 2002. évi jelentését *Abrupt Climate Change: Inevitable Surprises* címmel hozta nyilvánosságra. 2003 januárjában, a davosi Világgazdasági Fórumon külön munkacsoport foglalkozott a problémával, amelyben Robert B. Gagosian, a massachusettsi Woods Hole Ocenographic Institution igazgatója *Abrupt Climate Change: Should We Be Worried?* címmel tartott előadást. A hazai média figyelmét a 2004. esztendő elején megragadó, és ezzel nagy publicitást nyert felvetés, hogy Európa, valamint Észak-Amerika térségét a leginkább pesszimista szcenárió szerint esetleg már 10–20 éven belül radikális lehűlés fenyegetheti, abban a tanulmányban jelent meg, amelyet az amerikai védelmi minisztérium neves stratégiája, Andrew Marshall megbízásából 2003 októberében állított össze *An Abrupt Climate Change Scenario and Its Implications for United States National Security* címmel két San Francisco-i stratégiai kutató, Peter Schwartz és Doug Randall.

A szóban forgó új paradigma lényege, hogy miközben Földünk egésze fokozatosan tovább melegszik, ezzel a folyamattal párhuzamosan nagy területeken következhet be hirtelen átváltás egy hidegebb regionális klímaállapotba. Jelenlegi ismereteink szerint egyetlen ok létezik, amely egy ilyen ugrást előidézhethet, nevezetesen annak a globális óceáni szállítószalagnak a szerkezeti módosulása, amelyet William S. Broecker, a Col-



12. ábra. Az észak-atlanti termohalin cirkulációban lebonyolódó évi átlagos víztömeg transzportnak a globális melegedés különböző scenárióira alapozott szimulált változása az 1961–1990. évek átlagához viszonyítva.

Az értékek Sverdrup-egységekben (Sv) szerepelnek ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$)

umbia University kebelén belül működő Lamont-Doherty Earth Observatory kutatója szellemesen „éghajlati rendszerünk Achilles-sarkának” nevezett el. Az óceáni vízkörzés egyik ágának, az észak-atlanti termohalin cirkulációnak a globális felmelegedéssel járó gyengülését, illetve teljes leállását a 4. fejezetben, a légkör és a hidroszféra közötti kölcsönhatások egyik példaként röviden már érintettük. Az atlanti térségben ez a vízkörzési forma felelős az óceánban lezajló meridionális hőátvitel legnagyobb részéért: a cirkuláció felszíni ága meleg és sóban gazdag vizet szállít észak felé, a mélyben pedig hideg és édesebb víz tér vissza az Egyenlítő irányába, majd tovább folytatva útját, az antarktiszi partok felé. A termohalin cirkuláció jelenlegi szerkezetének a potenciális instabilitásáért elsősorban az a nagytérségű légköri kényszer okolható, amely meghatározza az alacsony földrajzi szélességeken a melegedés és a párolgás intenzitását, illetve a sarki térségben a hűlés mértékét, valamint a csapadéknak a párolgást meghaladó arányát. Az ENSO változásai szintén befolyásolhatják a cirkulációt azáltal, hogy módosítják az óceán trópusi részén az édesvíz egyensúlyát. A bizonytalanság hátterében az a probléma áll, hogy nem tudjuk, valójában milyen mértékű a viszonylagos fontossága mindazoknak a lehetséges visszacsatolási mechanizmusoknak, amelyekről a magas földrajzi szélességeken a tengervíz hőmérséklete és sótartalmának értéke függ. Ilyen folyamatot képvisel a többi között a hőnek és a víznek a légkör és az óceán között lebonyolódó fluxusa, a tengerjég kialakulása és mozgása, a kontinentális lefolyás mértéke, to-

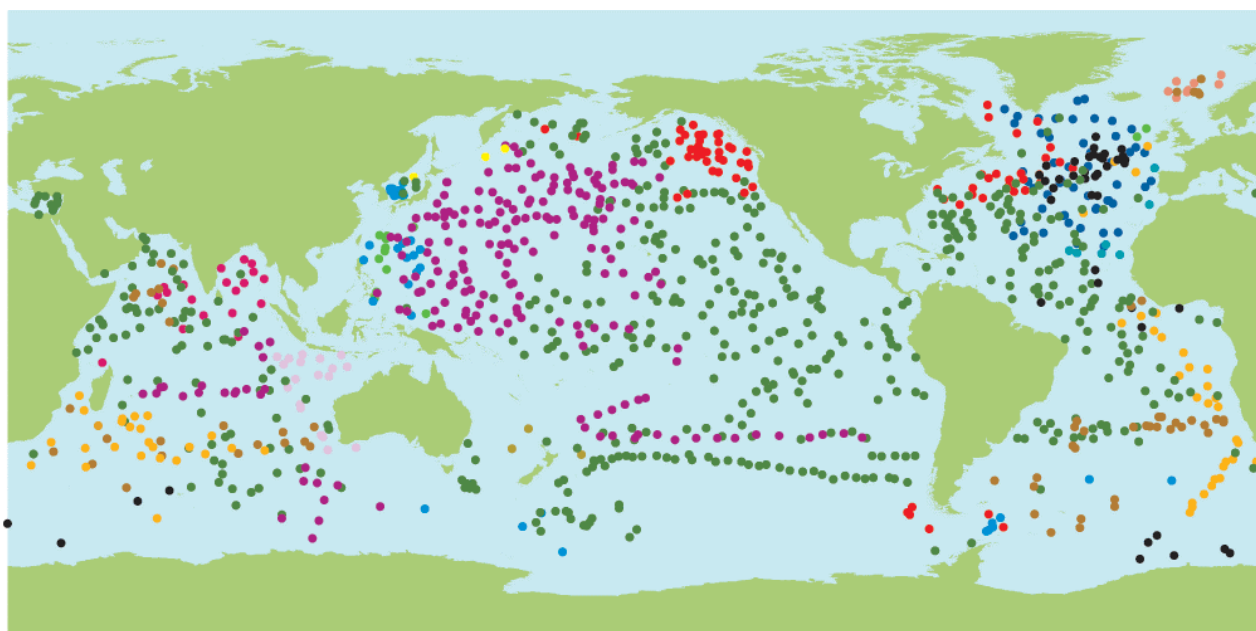
vábbá a légkörben és az óceánban az impulzus, a hó és a víz nagytérségű transzportja. A numerikus kísérletek egyértelműen utalnak arra, hogy az észak-atlanti termohalin cirkuláció a 21. század során tovább fog változni (12. ábra), a változás mértéke azonban még megoldásra váró kérdés. A legtöbb projekció az intenzitás fokozatos és szignifikáns csökkenését jelzi, és közülük számos változat a teljes leállásig terjedő lassulást szimulálja arra az esetre, amikor a globális felszíni középhőmérséklet emelkedése tovább folytatódik, a melegedés mértéke pedig átlép egy, ma még bizonytalan, valahová a 3,7 és 7,4 fok közé eső küszöbértéket. Azokban a kísérletekben, amelyekben a kutatók a légköri üvegházgáz-koncentrációt a jelenlegi szint kétszeresén stabilizálták, a termohalin cirkuláció intenzitása a kezdeti gyengülés folyamatából csak több évszázad múltán tért vissza a „normál” állapotába. Hangsúlyoznunk kell, hogy amikor a termohalin cirkuláció leállításáról beszélünk, ez nem jelenti egyúttal a Golf-áramlás leállítását is, miként az több jelentésben olvasható. Ez a vízkörzési forma ugyanis egyben szél-hajtotta cirkuláció, és az óceán fölött az új klímaállapothoz tartozó légáramlás továbbra is fenntartja ennek az áramlatnak egy módosult (feltételezhetően kevésbé magas földrajzi szélességet elérő) változatát.

A múltba visszatekintve, az atlanti termohalin cirkuláció az utolsó glaciális időszakot követő globális felmelegedés során kétszer állt le. Az első esemény 12 700 évvel ezelőtt történt; következményeként az észak-atlanti térség középhőmérséklete egy évtizeden belül közel öt fokkal esett vissza, és a mélytengeri üledékek analízise szerint jéghegyek tűntek fel Portugália partjainál. Ez a hideg periódus (amelyet a geokronológia, a hideg éghajlat jellegzetes növényzete nyomán, *felső Dryas* néven emleget) 1300 éven keresztül tartott, és ugyanolyan hirtelen ért véget, mint ahogy elkezdődött. Nem sokkal később, 8200 évvel ezelőtt hasonló, bár kevésbé drasztikus folyamat zajlott le, tartama pedig mindössze egy évszázadot ölelt át.

Mint említettük, a klímadinamika ma még nem tud választ adni arra a kérdésre, hogy a jelenlegi globális felmelegedési folyamat milyen kritikus értéknél lépné át a termohalin cirkuláció leállítását eredményező küszöböt, amelyet követően a modellszámítások szerint az észak-atlanti térségben 3–5 fokos hűlés következne be. A szakértők két szélsőséges scenárió megfontolását ajánlják: (1) az óceán cirkulációja már a következő két évtized során lelassul, ami különösen azért járna súlyos következményekkel, mert pontosan az ellentéte annak a folyamatnak, amelyre a felkészülés ma általában irányul; (2) az óceán cirkulációja csak egy évszázadot követően lassul le, ami olyan vonatkozásban is a szerencsésebb változat, hogy térségünk hűlése részben vagy egészben kompenzálhatná a globális felmelegedés hatását.

Az éghajlat hirtelen megváltozása lehet elkerülhetetlen. Az azonban nem okvetlenül elkerülhetetlen, hogy a változás a társadalmat meglepetésként, felkészületlenül érje. Ennek feltétele, hogy elméleti tudásunk, elsősorban az éghajlati rendszer komponensei viselkedésének az eddigieknél lényegesen megbízhatóbb megfigyelésére támaszkodva, számottevően bővüljön. Az információ hiányossága különösen az óceánok vonatkozásában szembeötlő. A második világháborút követő évtizedekben az oceanográfusok a legtöbb adatot kijelölt pontokon horgonyzó időjárás-hajókról nyerték, majd a hidegháború időszakában azokról a tengeralattjárókról, amelyek egy támadás veszélyének az elhárítására járőröztek. Az 1970-es években, a műholdas technika fejlődésével, az időjárás-hajók fölöslegessé váltak, visszavonásukkal, majd a hidegháború befejezésével az óceánokról származó adatmennyiség erősen megcsappant. Az Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC) által szponzorált globális óceáni megfigyelő rendszer (GOOS) fejlesztése során ezt a hiányosságot számolja fel a többi között a jelenleg futó nemzetközi Argo-program, amely 2006-ig 3000 speciális, automatikusan működő bója telepítését irányozza elő a világ óceánjaira. A 4-5 éves élettartamra terve-

zett Argo-bóják 1 és 2 km közötti mélységben szabadon sodródnak, és minden 10. napon a felszínre emelkedve mérik a víz hőmérsékletének és sótartalmának vertikális eloszlását. Az adatokat, valamint a mélyvízi tengeráramlásról információt nyújtó aktuális pozíciójukat műholdak gyűjtik össze, majd a bóják visszasüllyednek, és új ciklus indul. Jelen sorok írása napján, 2004. április 19-én már 1163 bója működött; területi eloszlásukról a 13. ábra nyújt képet. Kiemelt hangsúllyal szerepelnek az óceáni megfigyelések a 2003-ban elkezdődött, és tíz évre tervezett, sok új technikát felvonultató ambiciózus mérési és kutatási program, a WMO légkörtudományi bizottságának (CAS) égisze alatt futó THORPEX keretében is.



Argo Network, as of March 2004

(1121 Floats)

● AUSTRALIA (19)	● FRANCE (55)	● MAURITIUS (1)
● CANADA (70)	● GERMANY (43)	● NEW ZEALAND (3)
● CHINA (13)	● INDIA (20)	● NORWAY (9)
● DENMARK (0)	● IRELAND (2)	● RUSSIAN FEDERATION (3)
● EUROPEAN UNION (52)	● JAPAN (208)	● SPAIN (7)
	● KOREA (Rep. of) (42)	● UNITED KINGDOM (59)
		● UNITED STATES (515)

13. ábra. A 2004 márciusáig telepített 1121 Argo-bója elhelyezkedése

Az éghajlat dinamikájának alaposabb megértése érdekében a világ számos kutató műhelyében immár évtizedek óta megfeszített munka folyik, amely szervesen illeszkedik a WMO/IOC/ICSU Éghajlatkutatási Világprogram (WCRP) terveibe. Az utóbbi években több új kezdeményezés született az összehangolt kutatás és megfigyelés kedvezőbb szellemi és pénzügyi háttérének biztosítására. Ilyen például a European Network for Earth System Modelling; ennek első realizációja a Programme for Integrated Earth System Modelling (PRISM) elnevezésű infrastrukturális projekt, amely 22 partner közreműködésével 2001 decemberében kezdődött, és a tervek szerint 2004 végén fejeződik be. Ilyen kezdeményezés továbbá a japánok Earth Simulator (ES) programja, amely ötéves előkészítést követően 2002 elejére állt össze (az ES egy másodpercenként 40×10^{12} lebegőpontos művelet elvégzésére képes számítógép), valamint a Climate Change

Research Initiative, amelyet 2002-ben jelentett be az Egyesült Államok kormányzata. Amerikai indíttatásra 2003 nyara óta már miniszteriális szinten folyik egy nemzetközi integrált Earth Observing System (EOS) – a „rendszerek rendszere” – megalkotása, hogy elsősorban a műholdas mérésekre és telekommunikációra építve „rajta tartsa kezét bolygónk pulzusán”. Hivatásának maradéktalan betöltéséhez az EOS-en belül kétségtelenül érinteni kell olyan speciális problémákat is, mint például a globális hidrológiai és karbon-ciklus alakulása, vagy a légköri nyomgázok és aeroszol részecskék koncentrációjának térbeli és időbeli változása. Az elméleti szakemberektől válaszra váró, kiemelten fontos kérdések áttekintésünkben is kiviláglanak: (1) Melyek a változó eloszlást mutató aeroszokok, valamint a felhőelemek közvetlen és közvetett hatásai? (2) Milyen kvantitatív következményei vannak az éghajlati rendszeren belüli visszacsatolásoknak? (3) Melyek az éghajlat természetes változékonyságának okai és jellemzői, és ez a változékonyság milyen kölcsönhatásban áll a kényszerített változásokkal? (4) A klíma globális melegedésének milyenek a regionális és lokális sajátosságai, különös tekintettel a szélsőséges események gyakoriságának módosulására, illetve egy ellentétes irányú hirtelen és jelentős regionális változás lehetőségére?

A klímadinamikai kutatások nyomán egyértelművé vált, hogy az éghajlati rendszert kritikus küszöbök, kvázi-stabilis működési módusok közötti átváltások, erős nem-linearitások, távkapcsolatok, kaotikus elemek és megoldatlan bizonytalanságok jellemzik. Egy ilyen rendszer viselkedésének alakításában az emberi tevékenység olyan szerephez juthat, hogy a holocén kor jelenlegi szakaszát Paul Crutzen – a geokronológia nomenklatúráját új fogalommal gazdagítva – jogosan nevezte el *antropocén korszaknak*.

FÜGGELÉK

A klímadinamika előzményei és kezdeti évei – történeti visszapillantás

A klímadinamikai kutatások elindítása, a numerikus időjárás-prognosztika meg-alapozásához hasonlóan, szorosan kapcsolódott Neumann János sokrétű tevékenységéhez. A meteorológus közösség sokszor idézi fel, hogy a légkör dinamikája egyike volt azoknak az összetett, nemlineáris problémáknak, amelyeket Neumann a második világháború befejeződését követően különösen termékeny területnek tekintett a matematikai kutatások számára. „Sok fontos probléma van a hidrodinamika, aerodinamika, égi mechanika terén, és különböző más területeken..., amelyek kizárólag olyan belső sebességgel rendelkező gépekkel kezelhetők, ami csak elektronikus úton érhető el... Egy befejezett gép használata... merőben új lehetőségeket fog megnyitni az égi mechanikában, a dinamikus meteorológiában és a statisztika különböző területein, valamint a matematikai gazdaságtan bizonyos részeiben, hogy csak a legnyilvánvalóbb területeket említsem” – írta 1945 szeptemberében Frank Aydelotte-nak, a princetoni Institute for Advanced Study (IAS) igazgatójának, igyekezvén rávenni őt egy elektronikus számítógépes projekt támogatására.

Az IAS 1933-ban történt létrehozásához az alapítványi javadalmat a Bamberger és Fuld családok biztosították, akik New Jersey állam északi részén az áruházi üzletágban alapozták meg vagyonukat, és akiknek kifejezett szándékuk volt, hogy a kutatóintézet kizárólag briliáns agyú tudósok csendes, elvont szellemi alkotómunkájához teremtsen meg a feltételeket. Neumann az IAS megalapítása óta volt egyike a kinevezett matematikaprofesszoroknak. Tudnia kellett ezért, hogy új keletű kezdeményezése egyáltalán nem áll összhangban az intézet kutatási hagyományaival, ahol nem voltak laboratóriumok, a matematikát és fizikát pedig elméleti síkon tanulmányozták. Norbert Wiener meg is említette ezt a problémát, megkísérelve, hogy a cambridge-i Massachusetts Institute of Technology (MIT) professzori állásába csábítsa át Neumannt: „Mindez hogyan illeszkedik bele a Princetintute-ba? Olyan helyzetbe rohansz, ahol labor kell legyen a kezed ügyében, márpedig elefántcsonttoronyokban nem nőnek laborok.”

Neumann tekintélye révén mégis siker koronázta az elgondolást. A szervezési és finanszírozási kérdések tisztázása után igen hamar, már 1945. november 6-án jóváhagyták az IAS Electronic Computer Project-jét. A projekt négy csoportba volt szervezve, Neumann felügyelete és Herman H. Goldstine napi irányítása alatt. Arthur Burks, Goldstine és Neumann feleltek egy belső programvezérlésű, párhuzamos rendszerű elektronikus, digitális, univerzális számítógép – a végül ünnepélyesen 1952. június 10-én felavatott IAS-gép, amelyet ma Neumann-gépként emlegetünk – logikai tervezéséért. Julian Bigelow (majd később James Pomerene) vezették a műszaki fejlesztést végző mérnökök és technikusok csoportját. Goldstine és Neumann, alkalmanként más matematikusokkal együttműködve, végezték a matematikai analízis és a programozás tervezését. Végül a negyedik csoport feladata egy meteorológiai programon belül az időjárás számítógépes előrejelzésének megvalósítása volt, 1956 közepéig tartó fennállásának legnagyobb része alatt Jule G. Charney irányításával.

Nem teljesen világos, hogy miként keltette fel az időjárás problémája Neumann érdeklődését, de bizonyosan nagy hatással volt rá a chicagói egyetem meteorológus pro-

fesszora, Carl-Gustaf Rossby. Ők ketten 1942 nyarán, egy tudományos ülészen találkoztak először Chicagóban, és Neumann ekkor értesült azokról a próbálkozásokról, amelyeket Lewis F. Richardson hajtott végre az első világháború évei alatt és után. Mivel egy elektronikus számítógép alkalmasnak látszott a prognosztikai feladat numerikus megoldásához szükséges hatalmas mennyiségű számítás elvégzésére, Neumann később ezt a problémát szemelte ki az új számítógépes technológia tudományos hasznosságának döntő próbájához. Rossby pártolta az elképzelést, és 1946 áprilisában többször is megbeszélést folytatott Harry Wexlerrel, a Weather Bureau kutatási igazgatójával, valamint a Navy Office of Research and Inventions parancsnokával, akik ígéretet tettek egy ilyen jellegű kutatás támogatására. A cél az – írta Rossby Neumann-nak –, hogy „megvizsgáljuk a légkör általános cirkulációjára vonatkozó elgondolásaink megalapozottságát, azzal a szándékkal, hogy meghatározzuk a cirkuláció állandósult állapotát, és annak reagálását önkényesen alkalmazott külső kényszerekre”, annak reményével, hogy az „némi fényt deríthet az éghajlat ingadozásainak természetére”.

A haditengerészet anyagi támogatásával az IAS meteorológiai programja 1946. július 1-jén indult. A Charney által vezetett csoport – amelynek tagjai közül Ragnar Fjörtoft, John Freeman, George W. Platzman és Joseph Smagorinsky személyét kell kiemelnünk – az elméleti kérdések tisztázását követően, 1949 októberétől kezdve már az ENIAC (Electronic Numerical Integrator and Computer) gépen elvégzendő számítások előkészületeire összpontosíthatta figyelmét, miután kiderült, hogy az IAS-gép még legalább egy évig nem éri el az üzemképes állapotot. Az első nagy sikert 1950 tavaszán könyvelhették el, amikor megfigyelt kezdeti feltételekből kiindulva, egy kétdimenziós barotrop modell alkalmazásával megszületett az 500 hPa-os szint topográfiájának két 12 órás és négy 24 órás numerikus előrejelzése. Neumann maga mindenekelőtt azzal járult hozzá az elméleti munkához, hogy a feladathoz igazította a diszkretizált kormányzó egyenletek numerikus integrálásának számítási stabilitását biztosító feltételt, amelyet még 1928-ban dolgozott ki három göttingeni matematikus, Richard Courant, Karl Friedrichs és Hans Lewy.

Az IAS meteorológiai programja által felmutatott haladás 1952 nyarán arra ösztönözte Francis W. Reichelderfert, a Weather Bureau vezetőjét, valamint a légierő és a haditengerészet időjárási szolgálatainak parancsnokait, hogy megvizsgálják a közösen elvégzendő operatív numerikus előrejelzés lehetőségeit a Princetonban kidolgozott, egyre fejlettebb modellek alkalmazásával. Ennek a gondolatnak az eredményeként alakult meg 1954 júliusában a mai National Centers for Environmental Prediction (NCEP) elődje, a Joint Numerical Weather Prediction Unit (JNWPU), amelynek állományát és anyagi fedezetét a három időjárási szolgálat adta. Igazgatónak George P. Cressmant, a fejlesztési részleg vezetőjének Philip D. Thompsont, a számítási részleg vezetőjének Joseph Smagorinskyt, az elemző és operatív részleg főnökének pedig Edwin Fawcettet nevezték ki. Nem sokkal a JNWPU megalakítása után megkezdtek a munkát annak a háromszintes baroklin modellnek a kódolásán, amelyet 1953-ban Cressman dolgozott ki Princetonban. Az operatív előrejelzések kiadása 1955 májusában indult meg az egység IBM 701-es számítógépén. Mindazonáltal nem ezek voltak a világ első rendszeres numerikus prognózisai: a stockholmi egyetemen Rossby meteorológiai tanszékének kutatói – az IAS munkatársának, Norman A. Phillipsnek a segítségével – valamivel korábban, már 1954 decemberének elején hozzákezdtek az IAS-gép tervei felhasználásával 1953-ban felépült BESK (Binar Elektronisk Sekvens Kalkylator) gépen a rutin számszerű előrejelzések kibocsátásához.

Időközben az IAS-ban a figyelem fokozatosan egy új, a rövid távra szóló numerikus prognózisok metodikájának fejlesztésénél nagyobb kihívást jelentő kérdés, nevezetesen a légkör általános cirkulációjának szimulálása felé fordult. A problémán a mun-

ka komolyabb intenzitással 1953-ban kezdődött el, és ennek során átgondolásra érdemes elméleti és numerikus kérdések egyaránt felmerültek. Foglalkozunk össze vázlatosan azt az ismeretanyagot, amelyre a kutatók az új kihívással való megbirkózáshoz abban az időben rendelkeztek.

Az idő kerekét az 1910-es évekig visszaforgatva, az első világháború okozta elszigeteltség a skandináv államokat egy rendkívül sűrű meteorológiai megfigyelő hálózat kiépítésére készítette. Az így nyert adatok elemzése vezetett el a polárfront és a polárfronthoz kapcsolódó hullámciklon felfedezéséhez, továbbá ahhoz a gondolathoz, hogy a hullámciklon a polárfront felületét érő instabilis perturbáció növekedésének a következménye. Ezek a fejlemények ösztönözték Vilhelm Bjerknes és az általa alapított bergeni iskolát a meteorológia szilárd fizikai alapokra helyezésére. A numerikus prognosztika számára mindez két lényeges következményt vont maga után: Jakob Bjerknes és Erik Palmén 1937-ben a felső-troposzféra hosszúhullámait az időjárási helyzet fontos elemeként azonosították, Rossby pedig 1939-ben ezeket a (ma róla elnevezett) planetáris hullámokat az analitikus formában történő matematikai kezelhetőség érdekében barotrop diszturbációkként elemezte. Később, a második világháború során horizontális és vertikális irányban egyaránt jelentősen megszáporodott észlelések nyomán, a kutatás figyelme mindinkább a magaslégkörre, a polárfronton kialakuló hullámról pedig a felső-troposzférikus hullámra mint a nagytérségű légköri mozgások energiájának „letéteményesére” terelődött. Jakob Bjerknes 1948-ban írt munkájával a dinamikai instabilitás új formájának létezésére derült fény, amelynél a perturbáció az energiáját nem a polárfront által elválasztott, nyíródó levegőrészecskék kinetikus energiájából nyeri, hanem a felső légkör általános szolenoid mezejéből. Kiderült az is, hogy a magassági hosszúhullámok számos karakterisztikája válik megmagyarázhatóvá, ha feltételezzük, hogy a hullámok az átlagos zonális áramlás instabilis perturbációiból erednek.

De hogy egy ilyen elmélet kidolgozható legyen, új elméleti eszközt kellett konstruálni. Jakob Bjerknes és Rossby munkájában impliciten már ott rejtett az elképzelés csírája, hogy a légkör nagytérségű áramlási rendszerét a többi mozgásformától annak kvázi-geosztrofikus vagy kvázi-divergenciamentes karaktere különbözteti meg. Ezt a koncepciót azonban először explicit, tudatos szintre kellett emelni, hogy aztán a baroklin légkörre dinamikailag konzisztens módon alkalmazni lehessen. Charney és Arnt Eliassen munkája nyomán vált fokozatosan mind világosabbá, hogy a légkör planetáris áramlási rendszerét a horizontális szél- és nyomási mezők közötti kvázi-egyensúly állapota jellemzi. Ennek felismerése a numerikus időjárás-prognosztikai probléma eredményes közelítésének kulcsává vált.

A baroklin hosszúhullámok kvázi-geosztrofikus kezelésének mintegy a mellékterméke volt az a felfedezés, hogy a mozgás a légkör középső szintjén (az 500 hPa-os szint tájékán) barotrop közegként viselkedik. Az IAS meteorológiai csoportja számára ezért önként adódott, hogy az első numerikus integráció számára barotrop modellt válasszanak. Természetesen a team minden tagja tudta, hogy a nagytérségű légköri mozgások rövid távon nem-disszipatív jellegűnek tételezhetők fel, tehát van értelme a súrlódás és a termikus aktivitás elhanyagolásának. De ha a légkör mégsem így viselkedne, Charney szerint akkor is a barotrop modellre esett volna az első választásuk, ám ekkor hamarabb kellett volna szembesülniük az energia betáplálódásának és disszipációjának problémájával.

A ciklogenezis kérdése szintén olyan ügy volt, amelynél lehetett némi igazolást találni a termikusan inaktív modellek alkalmazása javára, de mindenképpen a soron következő megoldandó feladatot jelentette. A kétszintes modell alkalmatlannak bizonyult a ciklogenezis előrejelzésére, nem azért, mert nem tartalmazta a potenciális energia szükséges forrását, hanem mivel a vertikális mentén alkalmazott két szabadsági fok-

kal nyilvánvalóan képtelenség volt helyesen meghatározni a valós ciklogenetikus helyzetekben fellépő alsó szintű aszimmetriákat. Az a tény, hogy a ciklogenezis folyamatát végül egy háromszintes kvázi-geosztrófikus modell helyesen prognosztizálta, újólág megerősítette, hogy a nagytérségű légköri áramlás még a gyors fejlődés periódusaiban is a kvázi-geosztrófikus egyensúly állapotában van.

Az IAS kutatói tehát eddig a pontig a légkört konzervatív rendszerként kezelték – mondhatjuk úgy is, hogy azt vizsgálták, miként mozog a légkör a maga tehetetlensége révén. A baroklin modellek integrálását ugyan öt napos távig folytatták, de nem azért, mintha a tényleges folyamatokkal mutatott közeli hasonlóságot várták volna, hanem mert kíváncsiak voltak a reális áramlási kép szétrombolódásának menetére. Tisztán látták, hogy az előrejelzéseknek hosszabb időtávra szóló kiterjesztése megköveteli az energiaforrásoknak és a disszipációnak a figyelembe vételét, és ezzel párhuzamosan a modellnek azt a képességét, hogy egy áramlási képződmény teljes életciklusát szimulálni tudja. Ennek a feladatnak a vizsgálata a legegyszerűbb módon, nevezetesen egy két-szintes modellel indult, amely felszíni súrlódást és földrajzilag rögzített hőforrást egyaránt tartalmazott.

Miközben az IAS munkatársai közvetlen célként egy diszturbáció életciklusának az előrejelzését tűzték ki, egyidejűleg figyelemmel kísérték azt is, hogy más kutatók miként igyekeznek közelebbről megérteni az általános légkörzés problémáját. H. Jeffreysnek a még 1926-ban tett (és annak idején kétséggel fogadott) alapvető feltételezését, amely szerint a légkör átlagos zonális mozgását nagymértékben az impulzusmomentum meridionális irányú, nagytérségű örvényes átvitele tartja fenn, V. P. Starr, J. Bjerknes és C. H. B. Priestley az 1940-es évek végén ismét vizsgálat alá vonta, és a lényegesen több információ birtokában megalapozott tényné léptette elő. R. Fjörtoft és H.-L. Kuo 1951-ben, egy forgó szferikus burokban a barotrop mozgás stabilitásának feltételét elemezték, és leírtak egy olyan mechanizmust, amelynek eredményeként a stabilis barotrop hullám átadja kinetikus energiáját a zonális áramlás kinetikus energiájának. Ekkor már csak egy lépés választott el a felismeréstől, hogy az instabilis baroklin hullám, a horizontális örvényes átvitel tekintetében a maga kvázi-barotrop viselkedésével, a szó szoros értelmében az a „turbulencia-elem”, amely az impulzus megfigyelt fluxusáért felelős. Ugyancsak a 20. század közepén derült fény azokra a mechanizmusokra, amelyek révén egy alapáramlás átadhatja energiáját egy diszturbációnak. A különböző mechanizmusokból származó feltételeket ma a dinamikai instabilitás különböző típusainak tekintjük. Az általános légkörzés szempontjából a két legfontosabb típust a barotrop instabilitás és a baroklin instabilitás képviseli. Barotrop instabilitás esetében – amelyet először Kuo tanulmányozott – az örvények az energiájukat az alapáramlás kinetikus energiájából nyerik, míg baroklin instabilitás esetében – Charney és E. T. Eady kimutatása szerint – a diszturbációk energiája az alapáramlás hasznosítható potenciális energiájából származik. Mindezen ismeretek birtokában már szinte teljesen világossá vált az út az általános légkörzés dinamikai elméletének megalkotása felé.

De ha Jeffreys feltételezése negyed század múltán igaznak bizonyult, akkor mi a helyzet azzal a korábbi nézettel, miszerint a zonális cirkulációt rendezett meridionális cirkulációk tartják fenn? D. Fultz a chicagói egyetemen és R. Hide a cambridge-i egyetemen az 1950-es évek elején forgókádas laboratóriumi kísérletek sorát végezték el, és kvalitatív kritériumokat találtak arra az esetre, amikor a folyadékban a tengelyszimmetrikus Hadley-rezsimet a forgástengelyre aszimmetrikus Rossby-rezsim váltja fel. Felmerült a kérdés: ez a két rezsim kölcsönösen kizárja egymást? Eliassen, miközben azon dolgozott, hogy Rossby 1938-ban írt alapvető munkáját – amelyben egyszerű áramlási rendszerekre vonatkozóan megadta a nyomás és a szélvektor kölcsönös igazodásának folyamatát – szimmetrikus örvényre általánosítsa, 1952-ben olyan mechanizmus javas-

latával állt elő, amelynek révén az impulzus vagy a hő örvényes fluxusának divergenciája szimmetrikus meridionális cirkulációt kelthet. Eliassen elképzelése szerint heves tehetetlenségi-gravitációs oszcillációk hiányában az áramlás átlagos zonális komponenséhez kapcsolódó Coriolis-erőt a zonálisan átlagolt bárikus erőnek kell kiegyensúlyoznia, továbbá elegáns matematikai gondolatmenettel kimutatta, hogy bármiféle kiegyensúlyozatlanságnak, amit akár a nagy- vagy kistérségű örvényes sűrűlási forgatónyomaték, akár a hőnek a nagy- vagy kistérségű örvényes átvitele kivált, azonnal az egyensúlyt visszaállító kényszerített meridionális cirkulációként kell manifesztálódnia. Ezért a légkör kvázi-geosztrofikus modellje nem zárja ki eleve az átlagos meridionális cirkulációk létezését. Így nem egy Hadley-típusú tengelyszimmetrikus cirkuláció és egy Rossby-féle aszimmetrikus cirkuláció között kell különbséget tenni, hanem a Hadley-rezsimet kell megkülönböztetni a Hadley- és Rossby-rezsimtől. És mindebből következik, hogy egy egyszerű kényszerített-disszipatív (termikusan gerjesztett és sűrűlással csillapított) kétszintes kvázi-geosztrofikus modell leírja mind a horizontális örvényes cirkulációt, mind a meridionális cirkulációt.

Az első ilyen általános cirkulációs modellt 1955 közepére az IAS meteorológiai programjának megvalósításán 1951 óta dolgozó Norman A. Phillips állította össze. A modell a légkör horizontális áramlási viszonyait a 750 és a 250 hPa-os szintre vonatkozóan szimulálta. Az előírás szerint a mozgás egy $0 \leq X \leq A$, $-B \leq Y \leq +B$ formában definiált derékszögű tartományban alakult ki, amelyet $Y = \pm B = \pm 5000$ km-nél merev függőleges falak határoltak, és amely $X = 0$ -nál és $X = A = 6000$ km-nél ciklikus folytonossággal rendelkezett (itt X a kelet, Y pedig az észak felé irányuló távolság koordináta). A kormányzó egyenletek, nevezetesen a két mozgásegyenlet,

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{v}_1 \cdot \nabla \right) (\beta Y + \zeta_1) - \frac{f_0 \omega_2}{p_2} = D \nabla^2 \zeta_1 \quad (\text{F1})$$

és

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{v}_3 \cdot \nabla \right) (\beta Y + \zeta_3) + \frac{f_0 \omega_2}{p_2} = D \nabla^2 \zeta_3 - k \zeta_4, \quad (\text{F2})$$

valamint a termodinamikai energiaegyenlet,

$$\frac{f_0}{p_2} \omega_2 = \Lambda^2 \left[\left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla \right) (\psi_1 - \psi_3) - \frac{R}{f_0 c_p} q \right] \quad (\text{F3})$$

alakúak voltak, ahol

$$q = -2h \frac{Y}{B} + D c_p \nabla^2 T_2. \quad (\text{F4})$$

Ezekben az egyenletekben $\mathbf{v} = (u, v)$ a horizontális sebességvektor, $\omega = dp/dt$ a vertikális koordinátaként a p nyomást alkalmazó rendszerben az általánosított vertikális sebesség, ζ az örvényesség vertikális komponense, ∇ az izobárfelületen alkalmazott horizontális gradiens-operátor, f a Coriolis-paraméter, $\beta = df/dY$ a Rossby-paraméter, $\psi = \Phi/f_0$ (ahol Φ a geopotenciál, f_0 pedig f egy állandónak megválasztott értéke), $D = 10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ az alkalmazott oldalsó örvényes diffúziós együttható, k egy felületi sűrűlási együttható, $R = c_p - c_v$ a levegő állandó nyomáson és állandó térfogaton vett

specifikus hőjének különbsége (tehát a specifikus gázállandó), q a tömegegységgel közölt hő intenzitása, $h = 2 \times 10^{-3}$ kJ tonna⁻¹ s⁻¹ a tömegegységgel történő sugárzásos hőközlés alkalmazott intenzitása, T a hőmérséklet, továbbá

$$\Lambda^2 = \frac{f_0^2 \theta}{(\Phi_1 - \Phi_3)(\theta_1 - \theta_3)} = \text{const},$$

ahol θ a potenciális hőmérséklet. Az 1, 2, 3 és 4 alsó indexek rendre a 250, 500, 750 és 1000 hPa-os szintre vonatkozó mennyiségeket jelölik. A modellben az ω_2 általánosított vertikális sebesség a légkör felső és alsó felében fellépő divergencia egyszerű mérőszáma, míg

$$\frac{f_0(\psi_1 - \psi_3)}{R} \equiv T_2$$

az 500 hPa-os szint hőmérsékletének eltérése a standard légkörnek ehhez a szinthez tartozó hőmérsékletétől. Az (F4) egyenlet szerint a tömegegységgel történő q hőközlés két részből áll. Az egyik egyszerűen az oldalsó diffúziós folyamat eredménye, a másik pedig nettó sugárzásként értelmezhető, amely a magas szélességeken ($Y > 0$) hűlést, az alacsony szélességeken ($Y < 0$) melegedést okoz.

Ha valamelyik x változóra alkalmazzuk az $(\bar{x}) = \frac{1}{A} \int_0^A (x) dX$ zonális irányú átlagolást, akkor az (F1)–(F3) prognosztikai egyenletek a rendszerben végbemenő energiaátalakulásokra vonatkozó állításokká transzformálhatók. Az energia a rendszerben kinetikus energia és hasznosítható potenciális energia formájában jelenik meg. A hasznosítható potenciális energia az 500 hPa-os szint hőmérsékletének változásával arányos, és ezért két rész összegére bontható: az átlagos zonális áramlás hasznosítható potenciális energiájára, amely a $\bar{T}_2$ hőmérséklet Y irány menti (meridionális) változásának a következménye, valamint a diszturbált áramlás hasznosítható potenciális energiájára, amely viszont a T_2 hőmérséklet X irány menti (zonális) változásából ered. A kinetikus energia ugyancsak felbontható az átlagos zonális áramlás kinetikus energiájának és a diszturbáció kinetikus energiájának összegére. A modellszámítások szépen igazolták a már említett, és Phillips kísérletével egyidejűleg Lorenz által 1955-ben, az MIT-ben matematikailag is igazolt tényt, hogy az átlagos zonális áramlás kinetikus energiáját a nagytérségű örvények szolgáltatják.

Noha Phillips geosztrofikus közelítést alkalmazott, az egyenletek megengedik meridionális cirkuláció kifejlődését. Ebben a kvázi-geosztrofikus rendszerben a vertikális mozgás úgy alakul, hogy biztosítsa az áramlási, nyomási és hőmérsékleti mezők geosztrofikus és hidrosztatikus egyensúlyi állapotának fennmaradását. Az (F3) termodinamikai energiaegyenletből látható, hogy $\bar{\omega}_2$ nem szükségszerűen nulla, és $\frac{\partial(\psi_1 - \psi_3)}{\partial t}$

ismeretében kiszámítható. Ha pedig $\bar{\omega}_2$ ismert, akkor a kontinuitási egyenlet felhasználásával a $\bar{v}$ meridionális cirkuláció meghatározható:

$$\frac{\partial \bar{v}_1}{\partial Y} = -\frac{\partial \bar{\omega}}{\partial p} \sim -\frac{\bar{\omega}_2}{p_2}.$$

A numerikus kísérlet kiinduló állapota a nyugvó légkör volt, amelyben a differenciált hőközlés lassan felépítette a meridionális hőmérsékleti gradienst és a hozzá tartozó zonális áramlást. 130 nap elteltével 60,2 fokos lineáris hőmérséklet-különbség alakult ki az $Y = -B$ és $Y = +B$ szélességi kör között, ami nagyjából azt a kritikus meridionális hőmérsékleti gradienst jelentette, amelynél ebben a kétszintes modellben az X irány mentén változó kis perturbációk instabilissá válhatnak. Phillips ekkor az X -szel változó, igen csekély véletlen perturbációt alkalmazott, az időlépcsőt $\Delta t \leq 2$ órára redukálta, és ezzel kezdetét vette az általános cirkuláció szimulálásának tényleges szakasza.

A kísérlet előzetes fázisát lezáró 130. napon egyetlen gyenge direkt meridionális cirkuláció jelent meg, amelynek maximális sebessége $0,03 \text{ m s}^{-1}$ volt. Ez a cirkuláció az átlagos zonális potenciális energiának átlagos zonális kinetikus energiává történő átalakulását szolgálta. A zonális áramlás eloszlása ezen a kezdő napon még nagyon szabályos volt: a 250 hPa-os szinten igen széles övben nyugati szél fújt, amelynek a maximális sebessége 36 m s^{-1} volt, míg a felszínnél (az 1000 hPa-os szinten) mindenütt gyenge, legfeljebb $1,1 \text{ m s}^{-1}$ -os keleti áramlás uralkodott. A valós légkör zonális áramlási mezejének jet-szerű karaktere ekkor még teljesen hiányzott.

A véletlen kis perturbációt követően az áramlási képben a következő események zajlottak le: (1) Egy nagy, hullámszerű diszturbáció fejlődött ki, amelynek hullámhossza X -irányban elérte a 6000 km-t. A hullámban az áramlás szerkezete a magassággal nyugat felé dőlt; a teknők és gerincek a kelet felé irányuló maximális előrehaladásukat az összes szinten a tartomány középső részén érték el. Az áramlási kép teknői az 1000 hPa-os szinten közeli hasonlóságot mutattak a szinoptikus térképekről megismert frontális teknőkkel. A diszturbáció meleg magvú ciklonként indult, és okkludált ciklonra emlékeztető képződményként zárta le életét. A hullám kelet felé 1800 km nap^{-1} sebességgel helyeződött át. Bebizonyosodott, hogy az időjárási frontok a ciklogenezis eredményeként jönnek létre, ellentétben a bergeni iskola tradicionális elméletével, amely szerint a ciklonok egy már létező polárfront instabilitásának a szülöttei. (2) A horizontális örvények zonális impulzust transzportáltak a tartomány középső részébe. Ennek eredményeként a 250 hPa-os szinten 80 m s^{-1} -es sebességet elérő jet alakult ki, és ezzel egyidejűleg az 1000 hPa-os szinten a zonális áramlás váltakozó, keleti-nyugati-keleti irányítottágú képe jött létre. (3) Felépült egy háromcellás meridionális cirkulációs rendszer, amelyet a közepes szélességeken indirekt cella, attól északra és délre pedig egy-egy direkt cella alkotott.

A szimulációt röviddel a 26. napot követően sajnos le kellett zárni, mivel a véges differenciák számításával bevezetett csonkítási hibák gyorsan annyira tolerálhatatlanná váltak, hogy a 30. napon az áramlás elveszítette a valósággal mutatott minden hasonlóságát. Ennek ellenére az IAS-gépen lefuttatott kísérlet több szempontból is sikeresnek volt mondható. A modell helyesen szimulálta a felszíni zonális áramlás irányának változását, a jet megjelenését, továbbá az energia pólus felé irányuló átvitelét, és az eredményül kapott kép feltűnően hasonló volt ahhoz, amit empirikus úton talált Victor P. Starr és Edward N. Lorenz az MIT-n, valamint Jakob Bjerknes a munkatársaival a kaliforniai egyetem Los Angeles-i tagozatán. A részleteket tekintve természetesen voltak hiányosságok; így például a modell nem adta vissza a szubtrópusi keleti szeleknek a poláris keleti szélzónához viszonyított erősségét, az átlagos meridionális hőmérsékleti gradiens túl nagyra bizonyult, és a diszturbáció bizonyos jellegzetességei sem voltak eléggé reálisak. Mindez azonban indokolható volt a kormányzó egyenletek nagymérvű leegyszerűsítésével.

Norman Phillips a kísérletét azon a nemzetközi konferencián mutatta be, amelyet Neumann János kezdeményezésére 1955. október 26–28-án rendeztek meg az Institute for Advanced Study-ban, azzal a deklarált céllal, hogy megvitassák a numerikus integrációs technikák alkalmazásának lehetőségeit az általános cirkuláció problematikájának kezelésében. A világ harminc élenjáró meteorológusa jelenlétében az ülést az intézet igazgatója, J. Robert Oppenheimer nyitotta meg, párhuzamba állítva a konferenciát azzal a kéthetes tanácskozással, amelyet annak idején Los Alamosban rendeztek a Manhattan-terv keretében előállítandó atombombával kapcsolatos tennivalók megvitatására, és kifejtette, hogy véleménye szerint a légköri mozgások komplex dinamikájával foglalkozó kutatók most egy annál sokkal bonyolultabb problémával szembesülnek.

A konferencia egyik középponti témáját természetesen a „hogyan tovább?” kérdés alkotta, amelyet Neumann és Charney egyaránt a teljes numerikus prognosztikai feladatkör osztályozásával igyekezett megválaszolni. Más-más megközelítésben mindketten rámutattak arra, hogy adott (a) a rövid távú előrejelzések problémája, (b) a hosszú távú előrejelzések problémája, és (c) a klimatológia problémája. Az első olyan távra szóló prognózisként definiálható, amely egy tipikus légköri diszturbáció disszipációs (vagy relaxációs) idejénél rövidebb, vagy azzal összevethető, a második a disszipációs idő többszörösének távjára vonatkozik, míg a harmadik a $t \rightarrow \infty$ prognózis, vagy ahogy ők fogalmaztak, „egyetlen légkör vagy a légkörök sokasága időbeli és térbeli változásai statisztikájának az előrejelzése”. És mindkét kutató nézete megegyezett abban a – később gyakran idézett – megállapításban, miszerint „az első és az utolsó probléma messze a legegyszerűbben megoldhatónak látszik, míg a második csaknem megoldhatatlannak”. Charney ehhez hozzáfűzte, hogy azért a hosszú távú előrejelzések esetében is lehetnek enyhítő körülmények. Ha például a légkör ismert gerjesztéssel rendelkező, *lineáris* disszipatív rendszer lenne, akkor elegendő idő elteltével bármely létező szabad mozgás kioltódna, és az áramlás tiszta kényszerített oszcilláció képét venné fel. Ezért ebben az esetben a kezdeti feltételek előírásánál, vagy a folytonos mozgásegyenletek diszkretizációs módszerrel történő megoldásánál elkövetett hibák nem akkumulálódnának az előrejelzés pontosságát lenullázó mértékig, hanem a pontosság lényegében állandó maradna, és csak az áramlás matematikai leírásának egzaktságától függne. Ez az eset természetesen kizárólag olyan rendszerre példa, amely el tudja felejtetni a múltját. A légkör azonban *nemlineáris* rendszer, ezért nem rendelkezik ezzel a szerencsés tulajdonsággal: a légkör emlékezik – viszont a disszipáció révén felejt is. A döntő kérdés így az, hogy ténylegesen mire emlékezik vissza. Ha például csak egy térben vagy időben átlagolt állapotra tud emlékezni, akkor legalább ennek az átlagolt állapotnak prognosztizálhatónak kell lennie. Charney szerint éppen ez a hosszú távú előrejelzés problémája.

Ami pedig az általános légkörzés szimulálásának fejlesztési perspektíváit illeti, a konferencia résztvevői leszögezték, hogy egy teljesen generalizált modellben a légkörnek magának kell meghatároznia az energiaforrásait. Phillips modellje ezt a követelményt nem teljesítette; abban a hőforrás földrajzilag rögzített volt. Charney az általános cirkuláció energetikai problémájával összefüggésben nyolc kérdést fogalmazott meg: (1) Hogyan kell egyszerű modellekbe a rövid- és hosszúhullámú sugárzásátvitelt ésszerűen beépíteni? (2) Miként lehet a konvektív hőátvitelt numerikusan kezelni? (3) Hogyan lehet a vízanyag párolgását és kondenzációját számításba venni? (4) Mivel a felszín–légkör rendszer által abszorbeált szoláris energia mennyisége az albedótól függ, képeseknek kell lennünk a felhőzet eloszlásának az előrejelzésére. Hogyan tegyük ezt? (5) Milyen a légkörben a különböző energiaforrások és energianyelők átlagos elrendeződése? (6) Hogyan hat vissza az óceán szél-hajtotta és termohalin cirkulációja a légköri folyamatokra? (7) Laboratóriumi kísérletek bizonyítják, hogy a légkör áramlási rendszerre bizonyos mértékig független a hőforrások eloszlásának részleteitől, és miután az ösz-

szes hőforrás nem játszik egyformán lényeges szerepet, ezért mi az energiaforrások fontossági sorrendje az általános légkörzés dinamikájában? (8) Hogyan szóródik az energia egyik mozgásrendszerrel a másikra, létrehozva a planetáris hullámok között megfigyelhető szoros kapcsolatot?

Charney ehhez a nyolc, energetikát érintő kérdéshez még két, statisztikus mechanikai jellegű kérdést is fűzött: (1) Hogyan kell a klíma-statisztikákat meghatározni? Helyettesíthetők-e az időátlagok a sokaságátlagokkal, és ha igen – tehát a rendszer ergodikus –, akkor miként kell a sokaságot megválasztani? (2) Laboratóriumi kísérletek alapján tudjuk, hogy adott külső határfeltételhez egynél több olyan stabilis állapot tartozik, amelyben a folyadék létezhet. Ennek a ténynek a fényében milyen kezdeti állapotot válasszunk meg, ha az időátlag módszerét alkalmazzuk, illetve hogyan jelöljük ki a sokaság tagjait, hogy azok a fázistér kölcsönösen elérhető tartományaiban helyezkedjenek el?

Ezekre a klímadinamikai kérdésekre a választ a kutatók már nem az Institute for Advanced Study meteorológiai programja keretében keresték. A konferencia idején Neumann János már nem tartozott az IAS kötelékébe; őt Eisenhower elnök 1955 márciusában igen magas pozícióba, az Atomic Energy Commission tagjává nevezte ki. Rajta kívül az IAS-ben nem akadt más kari tag, aki érdeklődést mutatott volna a program iránt. „Erősen hangot kapott az a vélemény – sok olyan ember részéről, akik egyébként Neumann barátai voltak az intézetnél –, hogy semmi kísérleti dolgot nem kellene vállalni... Ez meglehetősen mélyen belegázolt az önérzetembe, és valószínűleg ez volt a fő oka annak, hogy otthagytam az Institute for Advanced Study-t” – írta később Charney a chicagói egyetemre visszatért George Platzmannek. Charney és Phillips az MIT-nél vállaltak állást; távozásukkal az IAS 1956 közepén lezárta a meteorológiai programot. Öröksége azonban jelen volt a JNWPU által folytatott projektekben, az általános cirkulációs és más programokban.

1955 júliusának végén, azután, hogy a Phillips-féle modell értéke már nyilvánvalóvá vált, de még azelőtt, hogy Princetonban megtartották az általános légkörzéssel foglalkozó konferenciát (amelynek anyaga később *Dynamics of Climate* címmel könyv alakban is megjelent), Charney, Neumann és a Weather Bureau-tól Wexler javaslatot fogalmaztak meg az általános légkörzés dinamikáját elemző projekt létrehozására. A javaslatban felkérték a Weather Bureau-t, a légierőt és a haditengerészetet, hogy együttesen támogassanak a marylandi Suitlandben egy kutatócsoportot, amelynek hozzáférést biztosítanának a JNWPU IBM 701-es számítógépéhez, hogy a princetoni irányvonalak mentén folytassák az általános cirkuláció tanulmányozását. Javasolták egy tudományos tanácsadó bizottság létrehozását is Charney, Phillips, Neumann és Wexler részvételével.

A Weather Bureau, a légierő és a haditengerészet lényegi módosítás nélkül beleegyezett, hogy finanszírozzák a javaslatot. Az 1955 októberében megalakult General Circulation Research Section vezetésére Wexler kapott megbízást, de még abban a hónapban ezt a posztot Joseph Smagorinsky vette át. A csoport gyorsan gyarapodott: 1959-ben a General Circulation Research Laboratory nevet vette föl, majd 1962-ben, amikor megkapta saját IBM 7030-as számítógépét, Washington belvárosába költözött. 1963 óta működik a ma ismert Geophysical Fluid Dynamics Laboratory elnevezéssel, és 1968-ban települt át végleges helyére, a princetoni egyetem Forrestal Campusára. Az ezt megelőző év is fontos mérföldkő volt az intézmény életében. Mint a bevezető fejezetben már említettük, 1967-ben publikálta két munkatársa, S. Manabe és R. Wetherald azt a tanulmányt, amelyet ma a megnövekedő légköri szén-dioxid koncentráció termikus hatásának első hiteles kiszámításaként tartunk számon – a két kutató egyváltozós energiaegyensúlyi modellje egy megduplázódott koncentrációra két fok körüli globális melegedést eredményezett.

Joseph Smagorinsky 1983-ban vonult nyugalomba. A GFDL-t 2000 decembere óta Ants Leetmaa vezeti. A 85 főt alkalmazó intézmény ma is egyike a világ klímadinamikát elemző legnevesebb kutatóhelyeinek.