

Etorkizun hiperberoa, eta zer? Iragan geologikoaren irakaspena

Aitor Payros

Estratigrafia eta Paleontologia Saila
Euskal Herriko Unibertsitatea
644 P.K., 48080 Bilbo
a.payros@ehu.es

Laburpena: Egunaldi berean eragiten eta pairatzen ari garen aldaketa klimatikora eta berotze globalera egokitzeko asmoz, klima-modelogileek Lurreko etorkizuneko klimaren aurreikuspenak egiten dituzte eredu matematikoak erabiliz. Zoritxarrez, dagoeneko ikusi da aurreikuspen horiek ez direla beti edo erabat betetzen. Eragozpen hau erregistro geologikoko arroken azterketen bidez gaindi daiteke, antzinako klimen ikuspegi historikoa eskaini baitezake tankera horretako ikerketak. Gure planetak bere historiako azken 1.000 milioi urteetan «elur bola» itxurako garai hotzak eta «supernegutegiko garai hiperberoak» pairatu ditu. Azken hauetan Lurrak jasan zituen baldintzak aztertuz, eta aurrerantzean ezaugarri berdintsuak gerta daitezkeela ontzat emanik, aurreikus daitezke etorkizunean planetak izan ditzakeen ingurumen aldaketak, baita aldaketa horiek biosferaren gainean izan dezaketen eragina, Lurrak izan dezakeen dinamika berria, eta espero daitezkeen ondorengo bilakaera ere.

Abstract: In order to adapt to the ongoing climate change and global warming, climate modellers try to foresee future climatic conditions on Earth using mathematical models. Unfortunately it has already been demonstrated that such predictions are not always or completely fulfilled. This problem can be overcome by the study of the rocks that make up the geological record, as they provide the historical view of climates in the past. In the last 1,000 million years our planet underwent both «snowball» cold epochs and «supergreenhouse, hyperthermal epochs». Assuming that the future characteristics of the Earth may be similar to those found in the latter, their study could prove useful in the prediction of future environmental changes, their effects on the biosphere, the new global dynamics, and the subsequent evolution of our planet.

SARRERA

Bai zientzian eta baita gizartean ere bero-bero dauden gaiak dira negutegi-efektua, berotze globala eta Lurraren etorkizuneko klima batetik, eta bestetik fenomeno hauek planetaren gainazaleko egungo ezaugarri fisiko

eta ekologikoen gain eta bai gure gizarteetan eragin ditzaketen aldaketak. Klima Aldaketarako Gobernuen Arteko Taldearen azken emaitzek diotenez [1], Lurraren gainazaleko batez besteko tenperatura igotzen ari da azken 150 urteetan (1° C inguru), eta industria-jardueren ondorioz izandako gas isurketak areagotzearekin batera gertatu da igoera hori. Ondorioz, negutegi-efektua eragiten duten gasen egozten zaie berotze globalaren errua. Albo ondorio gisa, denboraldi berean itsas mailak 20 cm egin du gora, baita bat ozeanoetako ur-masen hedatze termikoagatik eta neurri txikiagoan izotz-glaziarren urtzeagatik.

Azken mendeetako datuetan oinarriturik etorkizuneko egoera iragartzeko asmoa duten ereduak egin dira [1]. Lurraren gainazaleko batez besteko tenperaturari dagokionez 0.5-3 °C-ko igoera aurreikusi da hurrengo 100 urteetarako, eta honek itsas mailaren 9-88 cm-ko igoera eragin lezake. Gainera, epe ertaineko etorkizunean (50 urte inguru) negutegi-efektua eragiten duten gasen isurketa murriztuko edo etengo balitz ere, dagoeneko atmosferan pilatutako gasek eragotzi egingo lukete tenperatura oraingo mailara itzultzea eta, ondorioz, itsas mailak igotzen jarraituko luke hurrengo mendeetan. Kuantitatiboki egindako aurreikuspen hauetaz gain, kualitatiboki aurreikusi da etorkizunean urtean zeharreko egun beroagoen kopurua handitu egingo dela (% 99ko ziurtasuna), bero-boladak eta euri-jasa bortitzak ugariagoak izango direla (% 90ko ziurtasuna), edota lehorteak eta zikloi tropikalak gogorragoak izango direla (% 66ko ziurtasuna). Aldaketa fisiko hauek bizidunen gainean izango duten berehalako eraginaz gain (goseteak, uholdeek eragindako heriotzak, eta abar), ondorio biologiko zuzenak ere izango dira: bizi-baldintza berrietara egokiro moldatu ezin diren espezieek kalte larriak jasan ditzakete, baita erabateko suntsipena ere zenbait kasutan. Giza osasunari dagokionez, klima-aldaketaren lehen eragin gisa aipatu dira arnasketa eta bihotz-gaixotasun askoren areagotzea eta eltxoek eragindako infekzio-gaixotasunen hedapena.

Berotze globala gertatzen ari delako ideiak sinesgarritasun zabala lortu duen arren, batzuek esaten dute Klima Aldaketarako Gobernuen Arteko Taldearen aurreikuspenak ez direla zuzenak, bai motz gera litezkeelako, bai gehiegizkoak izan litezkeelako. Badira klima-aldaketa bera zalantzan jartzten dutenak ere [2]. Zalantza hauek argitu nahian, lagungarri gerta daiteke gure planetak iraganean izandako klimak eta haien ondorioak nolakoak izan diren ezagutzea. Izan ere, antzina klima-fenomeno antzekoak gertatu izan balira, pentsa genezake haien ondorioak ere etorkizunean gerta litezkeen berdintsuak izan litezkeela.

KLIMA-ALDAKETA ETA BEROTZE GLOBALA: FENOMENO BERRIAK OTE?

Lurrak iraganean izandako klimak ezagutu ahal izateko antzinako klimen adierazleak behar dira. Adierazle hauek aspaldi metatu ziren eta orain

arroka bihurtuta dauden sedimentuetan aurki daitezke. Osagai mineralak, fosil-edukia eta, batez ere, konposizio geokimikoa dira arroka sedimentarioetako klima-adierazle erabilienak [3]. Esate baterako, arroken osagaie-tako oxigeno 18 eta 16 isotopo egonkorren arteko erlazioa ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) baldintza dezake klimak: itsasoetan lurrintzen den ura isotopo arinaz (^{16}O) dago osatuta, ^{18}O daukaten ur-molekula astunei zailago gertatzen baitzaie atmosferarantz igotzea; klima hotza denean prezipitazioen bidez lurreratu-tako ura ez da itsasora itzultzen, elur gisa pilatzen baita kontinenteetan, eta ondorioz itsasoko ura eta bertan ekoiztutako osagai sedimentarioak ^{18}O -tan aberastuta azaltzen dira ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ erlazioaren balio positiboa dago alegia). Formula matematikoen bidez arroketako $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ erlazioa erabil daiteke jatorrizko uraren tenperatura zehazki ezagutu ahal izateko [3]. Hala ere, datu hauek ez dira nahikoa antzinako klimak irudikatzeko. Antzina nolako klimak izan ziren jakiteaz gain, beharrezkoa da klima horiek kronologikoki, hots, antzinatasunaren arabera, ordenatzea. Horretarako hainbat estratigrafia-irizpide hartzen dira kontuan.

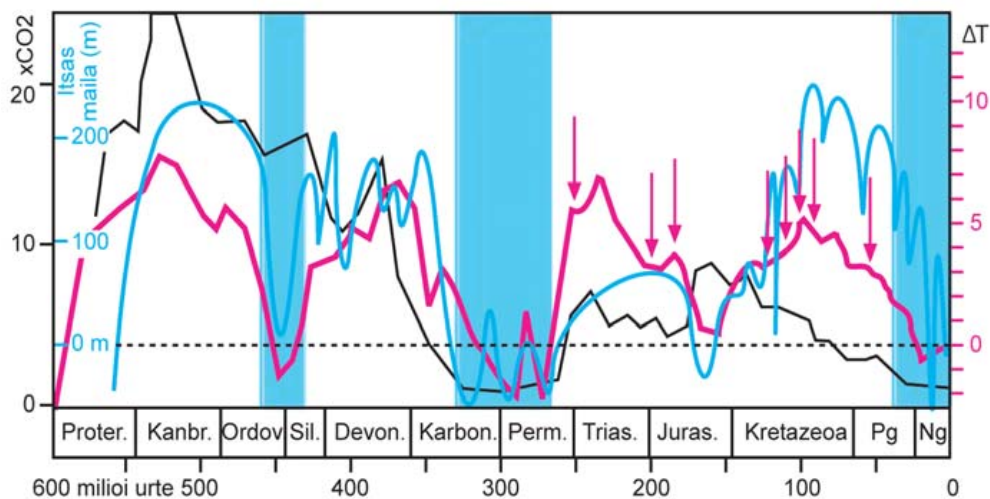
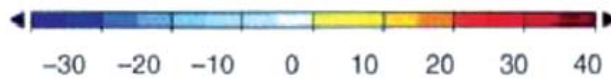
Arroka sedimentarioek beraien baitan gordetzen dituzten adierazle paleoklimatikoen eta kronologikoen kalitatea murriztuz doanez denboran zehar, ezin izan da modu egokian irudikatu Lurraren iragan urruneko (duela milaka milioi urteko) klimaren historia, baina bai azken 1.000 milioi urteetako (1. irudia). Duela 850 eta 625 milioi urte bitartean Lurrak jasandako glaziazio globala izan zen garai hartako klima-gertakari nabarmenena [4], ekuatore eta tropiko inguruan ere izotz-masa handien eraketa ahalbidetu zuena. Batzuek «elur bola» deritzote garai hartako Lurrari. Sumendietatik eta beste ustezko jatorri batzuetatik isuritako CO_2 -aren atmosferako pilaketak amaiera eman zion glaziazio global hari [4, 5] eta Lurraren historiako lehen metazooen agerpena gertatzeko baldintza egokiak nagusitu ziren. Geroa Lurrak izandako klima aldakorra izan da, baina egungoa baino beroagoak izan diren garaiak askoz ere luzeagoak izan dira egungoa bezain hotzak (edo hotzagoak) izan direnak baino [3]. Beraz, Lurrak azken 600 milioi urteetan izandako klima egungoa baino beroagoa izan da nagusiki. Aro bero horiek atmosferako CO_2 -aren maila handiekin batera gertatu dira eta, aitzitik, egungoa bezalako aro hotzak atmosferako CO_2 -aren kontzentrazio txiki-ekin batera gertatu dira (1. irudia). Gainera, aro beroak izan direnean itsas maila egun baino garaiagoa izan da eta aro hotzetan baxuagoa.

Erlazio hauek erakusten dute etorkizunean gerta daitezkeen atmosferako CO_2 kontzentrazio handia, klima beroa eta itsas maila garaia ez direla fenomeno berriak izango Lurraren historian. Ondorioz, argi dago berotze globalaren bidetik ez dela planeta suntsituko, askotan erakutsi baitu Lurrak horrelako aldaketei erantzuteko gai dela; gehienez jota, egun ezagutzen ditugun, eta normaltzat jotzen ditugun ezaugarrien aldaketa gerta liteke. Dena den, aipatu aro klimatikoek hamarka milioi urte iraun zuten, eta aro hotzetatik beroetarako (eta beroetatik hotzetarako) aldaketak oso pixkanakakoak

850-625 milioi urte bitartean



Gainazaleko airearen tenperatura (°C)



1. irudia. Lurraren historiako azken 1.000 milioi urte inguruko eboluzio klimatikoa. Duela 850 eta 625 milioi urte bitartean glaziazio globala gertatu zen (goiko irudia; izarrek glaziare-ezaugarriak dauzkaten arroken orduko kokapena erakusten dute, eta planetako gainazalaren koloreek batuz besteko tenperatura). Hurrengo 600 milioi urteetan Lurra gaur egun baino beroago egon da nagusiki (beheko irudia; lerro horizontal etena: 14 °C, egungo batez besteko tenperatura; lerro gorria: iraganeko batez besteko tenperaturaren egungoarekiko konparazioa, °C-an emana); urdin argiz adierazitako hiru denboraldietan baino ez dira eratu izotz masa egonkorak poloren batean. Garai beroetan atmosferako CO₂-edukia handia izan da (lerro beltza, industriaurreko balioen multiplo gisa adierazia) eta itsas maila altua egon da (lerro urdina, metroan emana egungo mailarekiko konparazio gisa) (jatorria: [3]).

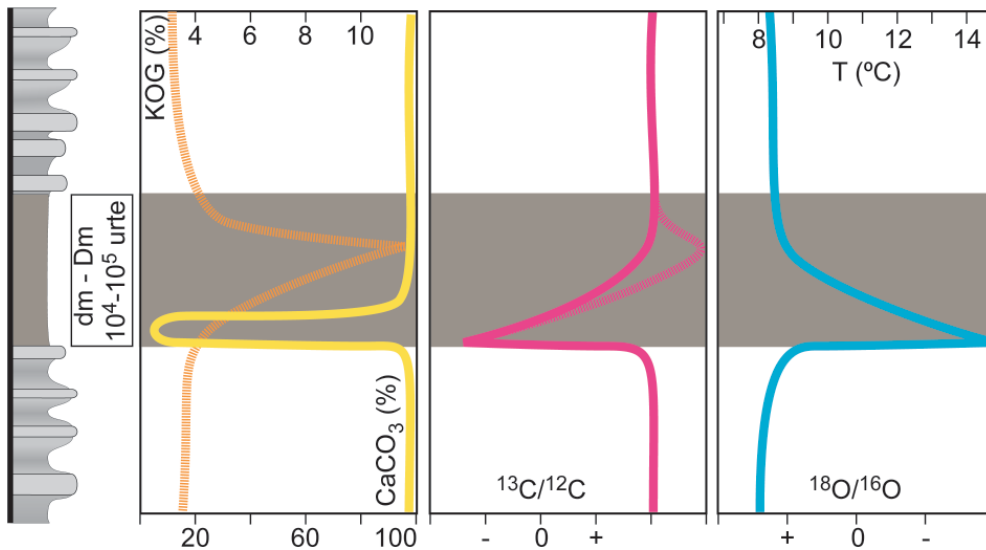
izan ziren, kasu gehienetan milioika urtean zehar gertatutakoak. Hori dela eta, aipatutako aro klimatiko beroak ez dira adierazle egokiak egun gertatzen ari den berotze global azkarrak etorkizunean eragin ditzakeen aldaketak nolakoak izan daitezkeen aurreikusten saiatzeko unean. Konparazio egokiagoa egin daiteke antzinako iraupen laburreko gertakari hipertermalekin [7].

Gertakari hipertermalak

Gertakari hipertermal edo supernegutegi deritze geologikoki laburrak diren denbora tartean, hots zenbait hamarka kilourtean edo ehunka kilourtean (kilourte: mila urte), atmosferan pilatutako CO₂ kantitate handiek eragindako aro klimatiko oso beroei. Lurraren historian hainbat alditan errepikatu dira gertakari hipertermalak (1. irudia). Intentsitatea eta eragindako ondorioak aintzat harturik, hurrengo garaietan gertatu ziren garrantzitsuenak: Permiar/Triasiko Periodoen arteko mugan (alegia, duela 251 milioi urte), Triasiko/Jurasiko mugan (duela 199 milioi urte), Jurasikoaren barneko Toarciar Adinean (duela 183 milioi urte), Aptiarrean (duela 120 milioi urte), Albiarreko bi unetan (duela 110 eta 100 milioi urte), Cenomaniar/Turoniar mugan (duela 93 milioi urte) eta Paleozeno/Eozeno mugan (duela 55 milioi urte) [7]. Hala ere, iraupen edota eragin txikiagoko beste hainbat gertakari hipertermal ere gertatu dira Lurraren historian; adibidez, Paleogeno hasiera (duela 65 eta 35 milioi urte tartea) osatzen duten Paleozeno eta Eozenoko 30 milioi urteetan zehar sei gertakari hipertermal nagusi izan ziren gutxienez, eta zenbait ikerlariren iritziz 20 ere izan litezke denboraldi horretan guztira izandako gertakari oso beroak [8].

Gertakari hipertermalaren metatutako sedimentuek zenbait ezaugarri komun daukate [7, 8] (2. irudia). Kolore argiko arroka geruza gogorren artean tartekatutako geruza buztintsu bigun ilunak izaten dira, zenbait dezi metro eta dekametro arteko lodiera izan ohi dutenak. CaCO₃-edukia txikia izaten da tarte buztintsuen oinaldean. Goialdean, oster, CaCO₃ eta materia organikoa normalean baino ugariagoak izan daitezke. Adierazle geokimikoek (esate baterako, ¹⁸O/¹⁶O erlazioak) iradokitzen dute klima-berotze azkarra gertatu zela geruza buztintsuen oinaldean eta pixkanakako hoztea goialderantz. Modu berean, gertakari hipertermal askotako karbono 12 eta 13 isotopo egonkorren erlazioa isotopo arinean (¹²C) aberastuta azaltzen da geruza buztintsuen oinaldean (alegia ¹³C/¹²C balio negatiboa dugu); jarraian, gertakari hipertermalaren amaiera aldera, aurkako joera azaltzen da maiz, hots, isotopo astunean (¹³C) aberastutako joera buztineko materia organikoaren ugaritzearekin batera. Bestalde, gertakari hipertermal gehienetan aldaketa biotikoak gertatu zirela adierazten dute geruza buztintsuetako fosilek, espezie batzuk desagertu eta berri batzuk azaldu baitziren.

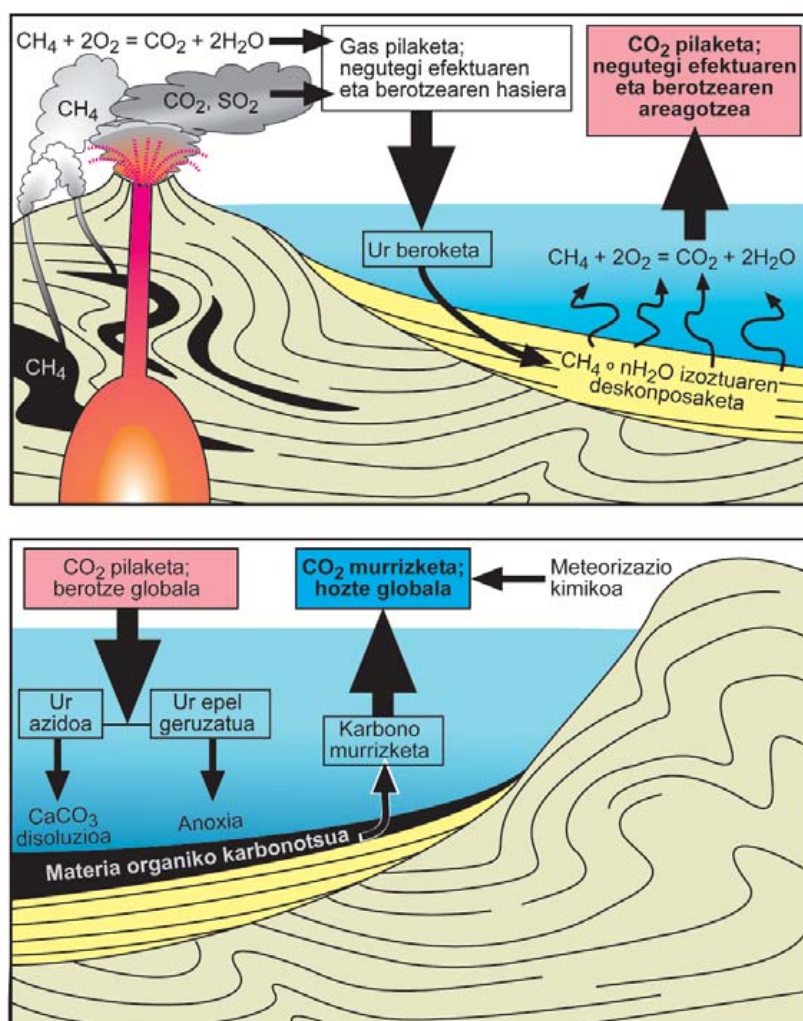
Ezaugarri hauek guztiak ingurumenean izandako aldaketen ondorio dira. Gainera, antzeko aldaketak aurkitzen dira bai itsas hondo sakonetan,



2. irudia. Antzinako gertakari hipertermaletan eraturako arroka buztintsu ozeanikoen ezaugarri orokorrak (ezkerreko zutabe estratigrafikoaren erdialdeko tartea) [8]. Azalpenak testuan (KOG: Karbono Organiko Guztia).

zein ur txikietan eta kontinenteen barruan metaturako sedimentuetan; horrela bada, ingurumen-aldaketa globalak izan zirela pentsa dezakegu. Gertakari hipertermaletako sedimentu geruzen datazioak erakusten du beraien iraupena zenbait hamarka kilourteren eta zenbait ehunka kilourteren artekoa izan ohi dela. Gizakiaren ikuspegitik iraupen hori luzea den arren, Geologiaren ikuspegitik gertakari hipertermalak azkarrak dira, hots, iraupen laburrekoak, beste ohiko prozesu geologiko batzuek milioika urteko iraupena izaten baitute.

Aipatu ezaugarrien interpretazioaren bidez jakin daiteke gertakari hipertermalek eragindako ingurumen-aldaketak nolakoak izan ziren (3. irudia). Eragile gisa gertakari bolkaniko handiak azaltzen dira kasu gehienetan, erabateko aldiberekotasuna aurkitu baita gertakari hipertermal eta bolkaniko handi askoren artean [7, 8, 9, 10, 11, 12]. Kasurik bakunenetan, sumendiek isuritako SO_2 -kantitatea handia da eta ur eta karbono-gas (e.g., CO_2) bolkanikoak atmosferan pilatuta, berotze klimatikoa eragiten dute negutegi-efektuari bidez [13]. Aipatu prozesuen bidez gertatu zen Lurraren historiako azken gertakari hipertermala duela 40 milioi urte inguru [14]. Dena den, gertakari hipertermal bortitzenetan, aipatu prozesuak abiapuntua baino ez dira izaten. Gertakari bolkanikoei eragindako berotze atmosferikoaren ondorioz, itsasoetako ura ere berotu egiten da, eta honek itsas hondoko sedimentuetan urarekin batera izoztuta dagoen metanoaren askapena dakar. Itsas hondotik jaregindako metanoaren karbonoa atmosferan pilatzen da, bai zuzenki CH_4 gisa edota uretako edo atmosferako oxigenoa-



3. irudia. Historia geologikoan izandako gertakari hipertermaletan errepikatutako prozesu-sekuentziaren laburpen eskematikoa. Goian, berotze globala dakarten prozesuak, gertakari hipertermalen lehen milaka urteetan dirautenak: isurpen bolkanikoen berotasunak lurpeko materia organikoaren edota ozeano-hondoetako metano-hidratoen gasifikazioa eragiten du; askatutako metanoak, oxidatu eta karbono dioxido bihurtutakoan, atmosferan pilatuta, negutegi-efektua eta berotze globala eragiten ditu. Behean, berotze globalaren ondorioek, hamarka edo ehunka kilourteren buruan, gertakari hipertermalaren amaiera dakarte: uretako CO₂-eduki handiak azidotasun altua eta karbonatozko mineralen (batez ere aragonitoaren) disoluzioa eragiten ditu. Aldi berean ozeanoetako urak geruzatuta egoten dira, anoxia eragiten da hondoan, eta hondoratzen den baina deskonposatu ezin den materia organikoaren karbonoa sedimentu barnean harrapatuta geratzen da. Karbonoa zirkulaziotik kentzeko beste modu bat arroka kontinentalen meteorizazio kimikoa da; albo ondorio gisa, kontinenteko higakinek itsas bazterreko uren eutrofizazioa eragin dezakete. Karbono-ezabaketak atmosferako CO₂-edukiaren murrizketa dakar, eta ondorioz negutegi-efektuaren murrizketa eta hozte globala eragiten ditu.

rekin erreakzionatu ondoren CO₂ gisa (3. irudia). Kalkulatu da antzinako gertakari hipertermaletan atmosferan CO₂ gisa pilatutako karbono kantitatea 1.000 eta 5.000 gigatona artekoa izan zela, CO₂-a 1.000-2.000 ppmv baliotara iritsiz [7, 8]. Honen eraginez negutegi-efektua areagotu egingo zen eta 5-10 °C arteko berotze globala gertatuko zen, oxigeno isotopoek erakusten dutenez. Metanoa, jatorri organikokoa izanik, ¹²C-tan aberatsa da. Honela, ozeano-hondoko sedimentuetako metanoaren askapenak txikitu egiten du itsasoetako eta atmosferako ¹³C/¹²C erlazioa. Ondorioz, garai hipertermalen hasieran eratu eta metatutako sedimentuek ¹³C/¹²C erlazioa baxua izaten dute, geruza buztintsuen behealdean maiz ikusi ohi den bezala. Bestalde, gertakari hipertermaletan atmosferako CO₂-kantitatea handitzearekin batera ozeanoetako ura ere azidotuz doa. Ondorioz, karbonatoaren konpentsazio-sakonera (KKS, ozeanoetan karbonatoaren disoluzioa gertatzen den sakonera) goratu egiten da eta itsas hondo sakonetan karbonatoa disolbatu egiten da ($\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 = \text{Ca}^{2+} + 2\text{HCO}_3^-$ erreakzioaren bidez); beraz, metatutako sedimentuak CaCO₃-eduki txikia du [7, 8]. Gertakari hipertermalen abiapuntu izan ziren fenomeno horien iraupena zenbait milaka urtekoa izan zen, negutegi-gasen urteko isurketa-tasa 1-2 Gt CO₂ izanik. Kontuan izan da egungo CO₂-isurketaren tasa 25-28 Gt/urte (= 7.8 Gt C/urte) dela eta itsas hondotako metano izoztuak duen karbono kantitatea ehunka edo milaka gigatona dela, eta horrela, 100-200 urteren buruan atmosferako CO₂ kantitatea antzinako gertakari hipertermalak gertatu zirenean egon zenaren antzekoa izatera iritsi daitekeela uste da [1]. Ondorioz, antzinako gertakari hipertermalak egungo berotze globalak eragin ditzakeen ondorioen baliokidetzat har daitezkeela uste dute.

Abiapuntu bolkaniko komuna izan arren, zenbait gertakari hipertermaletan izandako negutegi-efektura heldu aurreko urratsak desberdinak izan dira. Esate baterako, Permiar/Triasiko mugako gertakari hipertermalaren kasuan hidrokarburoetan aberatsak ziren Siberiako ebaporitetan barneratu zen magma bolkanikoa [11]. Temperatura handiaren ondorioz metamorfizatutako hidrokarburo eta ebaporitek 100.000 Gt CO₂ (= 0.7-2 Gt C/urte 50.000 urtetan) eta 5.000-15.000 Gt halokarbono gas (hau da, metil kloruroa eta metil bromuroa) askatu zituzten, eta atmosferan pilatutakoan negutegi-efektua eta ozono-geruzaren murrizketa eragin zituzten.

Negutegi-efektua areagotzen duen prozesu mota edozein delarik ere, gertakari hipertermala baino lehenagoko baldintza hotzagoetara itzultzen da klima hamarka-ehunka kilourteren buruan. Atmosferako CO₂-a gutxitzea da aldaketa horren eragilea, honela negutegi-efektua murrizten baita. Hiru eratara murrizten da atmosferako CO₂-edukia [7, 8] (3. irudia). Batetik, badugu kontinenteetako silikato-arroken meteorizazio kimikoa (e.g., $\text{CaSiO}_3 + 2\text{H}_2\text{O} + 2\text{CO}_2 = \text{Ca}^{2+} + 2\text{HCO}_3^- + 2\text{H}^+ + \text{SiO}_3^{2+}$). Prozesu hau 100.000 urte baino gehiagoko epean denez eraginkor, ziurrenik gertakari hipertermal luzeenetatik ateratzea baizik ez zuen eragingo.

Gertakari hipertermal motzagoei amaiera emateko, bestetik, eraginkorragoa da kontinenteetako karbonatozko arroken meteorizazio kimikoa ($\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 = \text{Ca}^{2+} + 2\text{HCO}_3^-$), zenbait milaka urteren buruan gerta baitaiteke. Prozesu honen bidez, gainera, ondo azal daitezke gertakari hipertermalen amaiera aldeko sedimentuetan aurkitzen den karbonato-edukiaren hazkuntza, karbonatozko arroken disoluzioaren bidez ekoiztutako solutuak ozeanoetara isuriz KKS hondoratu egingo baitzen ziur aski. Azkenik, materia organikoaren pilaketa da ozeanoetako eta atmosferako CO_2 -aren murrizketa eragin dezakeen beste prozesu azkar bat, milaka urteren buruan eraginkorra dena. Karbonoa da materia organikoaren ekoizle diren bizidunen oinarritzko osagaietako bat, ingurumenetik bereganatzen dutena. Beraz, bizidunek ingurumeneko karbono asko bereganatzen dutenean txikitu egiten da atmosferan CO_2 asko izateko aukera. Bizidunek batez ere ^{12}C hartzen dute, baina ^{12}C nahikoa ez dagoenean ^{13}C ere erabil dezakete. Baldintza normaletan itsasoetako bizidunak hiltzen direnean beraien hondakinak hondoratu eta oxidazio bidez usteldu eta deskonposatu egiten dira. Era horretara, materia organikoko ^{12}C -ak zirkulazioan jarraitzen du karbonoaren zikloaren parte gisa. Dena den, prozesu horiek gertatzea zailagoa izaten da gertakari hipertermaletan. Zirkulazio ozeaniko termikoa moteldu egiten da itsaso epel homogenoetan eta ozeanoetako ura geruzatu egiten da, alegia ez da gainazalaren eta hondorearen arteko ur-trukaketarik gertatzen. Itsasoen gainazaletik hondoratutako materia organikoaren oxidazioak hondoko uren oxigenoa ahitu eta anoxia eragiten du; gerora itsaso hondora heltzen den materia organikoa ezin izaten da usteldu eta sedimentu barnean kontserbatzen da. Honela, gertakari hipertermaletako geruzen goiko aldean aurki daitekeen materia organikoaren pilaketa gertatzen da. Gainera, aipatu prozesuen bidez materia organikoko ^{12}C -ak ez du karbonoaren zikloan aurrera egiten, itsas hondo anoxikoetako sedimentuetan harrapatuta gertatzen baita. Era horretara izaki bizidunek ez dute ingurumenean behar beste ^{12}C aurkitzen eta ^{13}C erabili beharrean gertatzen dira. ^{13}C -tan aberastutako izaki hauen hondakinak sedimentuetan pilatzen direnean geruza hipertermalen goiko aldeko $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ erlazio altua azaltzen da. Labur esanda, itsas hondo anoxikoetako materia organikoaren karbono-pilaketak atmosferako CO_2 -edukiaren murrizketa dakar.

Aipatutako hiru prozesu horietako edozein izanik eraginkorrena, CO_2 -aren murrizketak negutegi-efektuaren murrizketa eta klimaren hoztea dakartza. Gainera, ozeanoetako ura hozten hasitakoan atmosferako CO_2 -aren murrizketa areagotu egingen litzateke; gasa itsasora sartuko litzateke, disolbagarriagoa delako ur hotzetan ur epeletan baino. Azken emaitza gertakari hipertermalen amaiera da.

Beraz, badakigu Lurraren historian hainbat aldiz gertatu direla gertakari hipertermalak, lur barneko karbono fosilaren askapenaren bidez hasita. Ezagutza honek baieztatzen duenez, erregai fosilen erabileraren bidez

eragindako negutegi-efektuak etorkizunean sor dezakeen klima beroa ez da inondik inora fenomeno berria izango gure planetan. Gainera, epe luzeko karbonoaren zikloaren bidez (hots, lur barneko karbono fosilaren askapenaren eta itsas hondo anoxikoetako sedimentuen baitako harrapaketa bidez) planetak badu mekanismo eraginkorra gertakari hipertermaletatik irten eta klima hozteko. Are gehiago, gizakiaren ikuspegitik prozesu hauek luze dira (hamarka edo ehunka kilourte), baina oso azkarrak dira planetaren eta denbora geologikoaren ikuspegitik.

GERTAKARI HIPERTERMALEN ERAGIN FISIKOA

Lurraren historiako gertakari hipertermaletan planeta-gainazaleko ingurumen-ezaugarri fisikoak nolakoak ziren jakin daiteke. Horretarako latitude, ingurune eta ekosistema desberdinetan (kontinenteetan, kostaldeetan, itsasoetan, edo ozeano zabaletan) metatutako sedimentuak aztertu eta interpretatu behar dira gertakari hipertermal bakoitzean.

Antzinako gertakari hipertermalek erakusten dute latitude altuetan nozitzen dela batez besteko 5 °C-ko berotze globalaren eragin handiena, poloak oso berotzen baitira eta ez horrenbeste tropikoak: poloen inguruko batez besteko tenperatura 15-20 °C ingurukoa izan zen gertakari hipertermaletan, eta latitude altuetako itsas gainazaleko urarena 20 °C-tik gorakoa urtaro beroetan [15]; tropikoetako itsaso-gainazaleko tenperatura aldiz, 35 °C ingurukoa izan zen [16]. Beraz, planetaren gainazaleko latitudearen arabera tenperatura-gradienteak egungo bako txikiago izan ohi da gertakari hipertermaletan [8]. Latitudearen arabera tenperatura-gradiente txiki hori bi fenomenoren bidez azal daiteke. Batetik, atmosferako metano-eduki handiagoa izategatik poloan gainean hodei multzoak pila litezke gertakari hipertermaletan eta, ondorioz, estali eta berotu egingo lirateke eskualde horiek [8]. Bestetik, klima oro har beroa denean zikloi tropikalak ugariago eta bortitzago izan daitezke; fenomeno hauen bidez itsaso sakon tropikaleko ur hotza gainazaleratu egiten da eta latitude baxuko eskualdeak freskatu egiten dira, latitude altuetakoak berotzen diren aldi berean [17]. Azken prozesu honen ondorio izan litezke Nafarroako Urbasa eta Andia mendietako Eozeno garaiko arroek erakusten dituzten hainbat ezaugarri. Arroka horiek duela 45 milioi urte sakonera txikiko itsaso tropikalean metatu ziren partikulez daude osatuta (4. irudia). Berauen ezaugarri nabarmenenak eskala handiko geruzapen gurutzatuak dira, 100 m inguruko itsas sakonera ozeano zabalerantz zuzendatutako ur-korrante indartsuek sorraraziak. Korrante horiek garai hartako zikloi bortitzen ondorioz eraten zirela uste da [18].

Poloetako gainazaleko ura bero mantentzearen ondorioz, bere dentsitatea ez zen tropikoetako urarena baino askoz handiago bilakatzen, eta ez zen ozeano sakonera hondoratzen. Aitzitik, tropiko inguruko lurrinketa



4. irudia. Egungoa bezalako garai hotzetako eta Eozenoa bezalako garai beroagoetako itsaso tropikaletako ekosistemak eta ingurumen-ezaugarri orokorrak. Goian: egungo sakonera txikiko itsaso tropikalek aragonitoz osatutako koral-arrezifezko hesiak izaten dituzten plataforma-ertzean; hesi hauek eskaintako babesari esker ozeano zabaleko olatuak ez dira kostalderaino iristen. Behean: Garai hiperberoetan aragonitozko koralak desagertu egiten dira sakonera txikiko itsaso tropikaletatik, tenperatura altuak koralek alga zooxantella sinbiotikoak galarazten baititu, uraren azidotetasunak koralek aragonittoa disolbatzen baitu, eta kontinentetik eratorritako higakinek eutrofizazio eragiten baitute; hau koralek bezalako izaki oligotrofikoentzat hilgarri suertatzen da. Baldintza hauetan, tenperatura tarte zabalagoetara egokitutako kaltzitazko makroforaminifero mesotrofikoak ugartzen dira. Ondorioz, hesitutako plataforma lauen ordeztan malda homogenoko arrapala irekiak eratzen dira itsaso tropikaletan. Beraz, baldintza hiperberoetan ugariago diren zikloi tropikal bortitzek, itsasotik lehorrerantz bidean, ez dute oztoporik aurkitzen olatu zakarrak kostalderaino bultzatu eta bertan ura pilatzeko; ondoren, ur hori ekaizaldietako hondoko erresaka-korrante gisa ozeanorantz itzultzen da. Hondoko erresaka-korrante handi hauek itsaspeko eskualde sakon samarretako duna-eremuak sorrarazten dituzte; beheko argazkietan Nafarroako Urbasa eta Andia mendietako Eozeno garaiko (duela 45 milioi urteko) arroak: itsaso tropikaleko makroforaminiferoak eta eskala handiko geruzapen gurutzatuak, 100 m inguruko itsas sakonera ozeano zabalerantz zuzendatutako erresaka-korrante indartsuek sortutako dunen erakusle. [18].

handiaren eraginez bertako uraren dentsitatea handitu egingo zen gatzen kontzentrazioagatik, eta tropikotako ur epela izango zen ozeano sakoneratz hondoratzen zena. Honen ondorioz, ozeano sakonetako ura egungoa baino 5-6 °C beroago izango zen gertakari hipertermaletan [8].

Kontinenteei dagokienez, tropiko inguruko eskualdeak oso beroak (>40 °C) izango ziren [16]. Latitude ertainetan eta altuetan aldiz, klima epela eta hezea egongo zen, nahiz eta zenbait lekutan alderantzizko egoerak gertatu. Edozein kasutan ohikoak izango ziren euri-jasa bortitzak eta lehorte luzeak. Prozesu horien guztien ondorioz, kontinenteetako arroken meteorizazio kimikoa eta higadura gertatuko ziren, eta horren ondorioz itsasoetaranzko sedimentu-garraioa areagotu egingo zen. Interpretazio hauetarako oinarri sendoak aurkitu dira Pirinioetako eta Euskal Herriko hainbat lekutan [19, 20].

GERTAKARI HIPERTERMALEN ERAGIN BIOLOGIKOA

Gertakari hipertermalek bizidunen gainean duten eragina ezagutzeko garai horietako fosilak aztertzen dira.

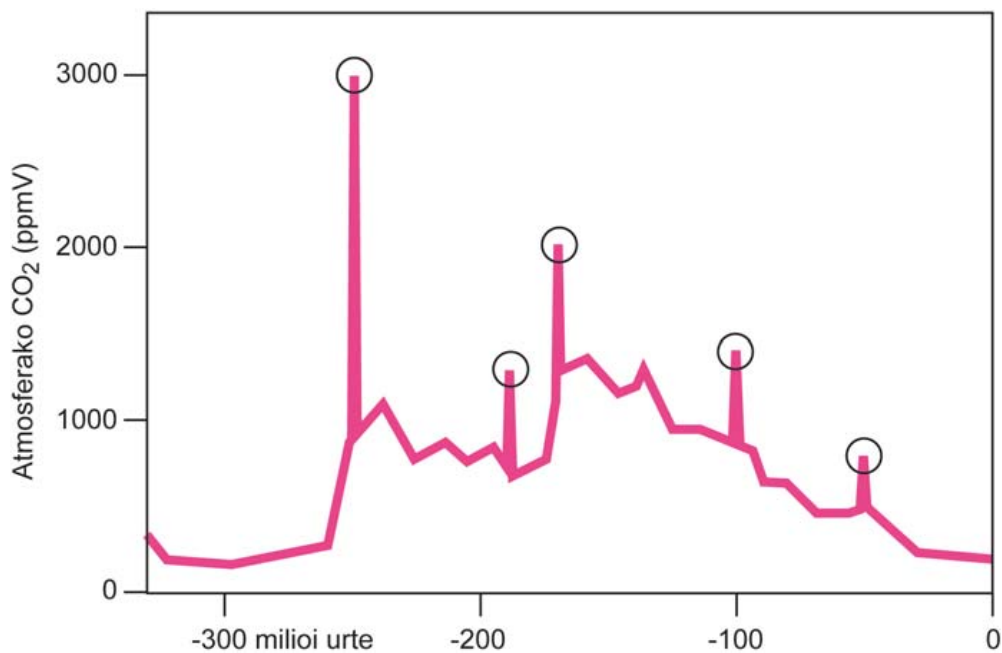
Bizidunak gertakari hipertermaleko ingurumen-baldintza berrietara egokitu behar izaten dira. Kasurik bakunenetan, beraien ohiko bizi-baldintzak aurki ditzaketen lekuetaranzko migrazioak gertatzen dira. Honela, latitude baxu eta klima epeletako bizidun batzuek latitude altuagoetarantz migratzen dute tropikoak beroegi bihurtzen direnean. Planetako leku hotzenak diren latitude altuetan bizi direnak dira berotasunetik ihes egin ezinean egoten direnak, eta hain zuzen beren suntsipena gerta daiteke. Modu berdintsuan, Paleozenoaren eta Eozenoaren arteko (duela 55 milioi urteko) gertakari hipertermalean ozeanoen hondoetako ur hotzak epeldu zirenean bertako bizidun batzuk, mikroforaminifero bentonikoen espezie asko esate baterako, desagertu egin ziren [21].

Tropikoetan ere gerta daitezke suntsipenak. Adibidez, Paleozeno eta Eozenoaren arteko mugan tropikoetako klima kontinentala bertako landaretzak jasan zezakeena baino beroagoa izango zen. Izan ere, garai hartako C3 motako landaretzak bazeuzkan 35-40 °C-an huts egiten duten mekanismo fisiologikoak [16]. Gainera, baliteke modu honetan suntsitutako landaretzaren deskonposaketak askatutako karbonoak negutegi-efektua eta berotze globala areagotu izana.

Bestalde, baldintza berrietara egokitzen diren bizidun berriak ere azal daitezke gertakari hipertermalen garaietan. Paleozeno-Eozeno mugaren kasuan lehorreko landare eta ugaztun berriak azaldu ziren, eta primateen eboluzioan urrats esanguratsua gertatu zen [22, 23]. Ozeanoetako izaki planktonikoen artean ere espezie berri asko azaldu ziren [24]. Sakonera txikiko itsaso tropikaletako izaki bentonikoen artean ere aldaketak gertatu ziren,

koralak desagertu eta beraien ordean makroforaminiferoak erruz ugartu baitziren [25, 26, 27]. Aldaketa honen arrazoiak hainbat izan ziren (3 eta 4. irudiak). Batetik, itsas gainazaleko ura oso beroa izanik, koralek alga zooxanthella sinbiotikoak galdu zituzten eta hiltzeraino zurrutu ziren. Bestetik, itsasoko urak CO₂ asko izanik, koralek aragonitozko eskeletoak disoluzio handia jasan zuen, makroforaminiferoen kaltzitazko oskolak disoluzioari aurre egin ziezaiokeen bitartean. Azkenik, kontinenteetako lurzoruen higadura azkarra zela-eta, itsasoratutako elikagai kopuruak gora egin zuen, eta bertako bizidun oligotrofikoen (hots, koralek) suntsipena eragin zen bizidun mesotrofikoen (makroforaminiferoen) mesedetan.

Hau guztia aintzat harturik, ez da harrizkoa gertakari hipertermalak krisi biologikoko gertakaritzat hartu izana. Gertakari hipertermal txikiak krisi biologikoko txikiak eragiten dituzte, baina gertakari hipertermal bortitzek krisi biologikoko izugarriak eragin ditzakete. Honela, gure planetak bere historian izandako bost suntsipen biologikoko handienetatik gutxienez bik (duela 251 eta 199 milioi urtekoek, hots Permian eta Triasiko garaien amaierakoek), zerikusia izan zuten gertakari hipertermalekin (5. irudia).



5. irudia. Lurraren historiako azken 300 milioi urteetan atmosferak izandako CO₂-eduki orokorrari (1. irudia) gertakari hipertermaleko kontzentrazio puntualak gehitzen zaizkionean, zirkuluek adierazitako krisi biologikoen klima aldaketekin daukaten aldibereotasuna eta harremana nabarmentzen da. Krisi biologikoko horiek espezie askoren suntsipen gisa gauzatu ziren iraganean. Egindako aurreikuspenen arabera, 2.200 urterako isuritako CO₂-kantitatea duela 55 milioi urte Paleozeno-Eozeno mugako krisi biologikoa eragin zuenaren adinakoa izan daiteke.

Permiarraren amaierako suntsipena inoiz gertatu den suntsipenik lazgarriena izan zen. Garai hartan lur azpiko magma bolkanikoa hidrokarburotan aberatsak ziren Siberiako ebaporitetan barneratu zen [11]. Temperatura handiaren ondorioz metamorfizatutako hidrokarburo eta ebaporitek 100.000 Gt CO₂ askatu zituzten eta atmosferan pilatu zirenean negutegi-efektua eragin zuten. Honek ozeanoetako uren erabateko anoxia eta, ondorioz, oxigeno-errekiko menpekotasuna zuten bizidunen suntsipena ekarri zituen. Oxigenorik gabeko baldintza hauetan H₂S ekoizten zuten bakterio anaerobioak ugaritu ziren. Horrenbeste H₂S ekoiztu zelarik, gas-burbuiletan metaturik atmosferara askatu zen (egindako kalkuluen arabera, egungo sumendiek isurtzen duten H₂S-kantitatea halako 2000 isuri zen ozeanoetatik atmosferara) [28]. H₂S gasa pozoitsua izanik, oxigenoa behar duten airepeko bizidunak ere suntsitu egin ziren. Gainera, Siberiako ebaporita metamorfizatuetatik 5.000-15.000 Gt halokarbono gas (hau da, metil kloruroa eta metil bromuroa) askatu ziren eta, ondorioz, atmosferako ozono-geruza murriztu egin zen. Ozono-geruzaren murrizketaren bidez, bizidunen DNA suntsitzen duten eguzkitiko izpi ultramoreak Lurraren gainazaleraino iristea ahalbidetu zen, eta horrela aurreko prozesu kaltegarri guztiei aurre egiteko gai izan ziren bizidun urrien desagertzea eragin zen.

ONDORIOAK

Erregistro geologikoak erakusten du iraganean (duela milioika urte) gure planetak hainbat aldiz jasan dituela berotze klimatiko global azkar eta lazgarriak, Lurraren gainazalean ondorio berdintsuak eragin dituztelarik beti, eta modu berdintsuan bukatu direlarik beti. Antzinako berotze global horien jatorri nagusia jarduera bolkanikoak eragindako metano-isurketa izan bazen ere, egun gizakiaren industria-jarduera eragiten ari den berotze globala antzinakoen antzera bilaka daitekeela uste da. Honela, berdintsuak izango dira, seguruenik, antzinako eta egungo berotze globalen ondorioak. Etorkizuneko berotze globalaren amaiera eragingo duten prozesuak ere antzinako gertakari hipertermalen amaiera behin baino gehiagotan eragin zuten berberak izango dira.

Beraz, Lurra aurreko gertakari hipertermaletatik irten bada, etorkizuna hiperberoa izanda ere gure planetak gaur egun arte bezala egingo du aurrera. Alegia, gure ukituak ez du planeta fisikoki suntsituko; txarrera egingo dute ordea gure biziraupen egokirako komenigarrien zaizkigun ingurumen baldintzek. Ondorioz, baliteke itsas maila altuagoak eragindako geografia berrira egokitu behar izatea; baliteke era berean koral-arrezifeen suntsipenaren eta hurakan indartsuagoen eragin bateratuaz kostalde tropikaletan uholde handiak eta higadura bortitza pairatzea; halaber, lehorte luzeek eta euri-jasa gogorrek eragindako lurzoru-galeraren ondorioz nekazaritza eta elikadura-arazoak egon litezke... Are larriago, antzinako gertakari hipertermalek suntsipen biologiko lazgarriak eragin zituztela jakinik, pentsa deza-

kegu etorkizunean beste suntsipen biologiko bat gerta litekeela. Zorionez, gizakiak muturreko klimetara (ipar poloko klima izoztutik basamortuetako klima idorretara) egokitzeko gaitasuna erakutsi du; beraz, berotze globalak suntsipen biologikoa eragingo balu ere, gera gaitezke iraun lezaketen espezieen artean egoteko itxaropenarekin.

ESKERRONAK

Eskerrik beroenak Xabier Orue-Etxebarria eta Estibaliz Apellanizi, lan honen oinarri izan zen hitzaldirako luzatutako gonbidapenagatik (Euskal Herriko Unibertsitateko Zientzia eta Teknologia Fakultateko «Lurra-
ren eta bizitzaren historiako gertakari nagusiak» hitzaldi zikloaren baitan). Baita Luis Miguel Agirrezabalari ere, EKAI Arako artikulua idazteko gonbidapenagatik eta Josu Jugori eta Juan Carlos Odriozolari artikuluan egin-
dako zuzenketengatik. Egilearen lan-taldearen ikerketa sustatzeko lagun-
tzak: Eusko Jaurlaritzaren Euskal Unibertsitate Sistemako Ikerketa Taldean
GIC07/122-IT-215-07 proiektua eta Zientzia eta Berrikuntza Ministeritza-
ren CGL2008-01780/BTE proiektua.

ERREFERENTZIAK

- [1] IPCC (2008): *Climate Change 2007, the Fourth Assessment Report (AR4) of the United Nations Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (3 ale)*. <http://www.ipcc.ch/> eta Cambridge University Press
- [2] LOMBORG, B. (2001): *The skeptical environmentalist: measuring the real state of the World*. Cambridge University Press.
- [3] VAUGHAN, A.P.M. (2007): «Climate and geology: a Phanerozoic perspective». In: «Deep-time perspectives on climate change: marrying the signal from computer models and biological proxies» (WILLIAMS, M.; HAYWOOD, A.M.; GREGORY, F.J. eta SCHMIDT, D.N., editoreak). *The Micropalaeontological Society*, Special Publications. The Geological Society, London, 5-59.
- [4] SOHL, L.E. eta CHANDLER, M.A. (2007): «Reconstructing Neoproterozoic palaeoclimates using a combined data/modelling approach». In: «Deep-time perspectives on climate change: marrying the signal from computer models and biological proxies» (WILLIAMS, M.; HAYWOOD, A.M.; GREGORY, F.J. eta SCHMIDT, D.N., editoreak). *The Micropalaeontological Society*, Special Publications. The Geological Society, London, 61-80.
- [5] PIERREHUMBERT, R.T. (2004): «High levels of atmospheric carbon dioxide necessary for the termination of global glaciation». *Nature* 429, 646-649.
- [6] KENNEDY, M.; MROFKA, D. eta VON DER BORCH, C. (2008): «Snowball Earth termination by destabilization of equatorial permafrost methane clathrate». *Nature* 453, 642-645.

- [7] JENKYNS, H.C. (2003): «Evidence for rapid climate change in the Mesozoic-Palaeogene greenhouse world». *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A* 361, 1885-1916.
- [8] ZACHOS, J.C.; DICKENS, G.R. eta ZEEBE, R.E. (2008): «An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics». *Nature* 451, 279-83.
- [9] SVENSEN, H.; PLANKE, S.; MALTH-SORENSEN, A.; JAMTVEIT, B.; MYKLEBUST, R.; T. RASMUSSEN EIDEM eta REY, S.S. (2004): «Release of methane from a volcanic basin as a mechanism for initial Eocene global warming». *Nature* 429, 542-545.
- [10] STOREY, M.; DUNCAN, R.A. eta SWISHER III, C.C. (2007): «Paleocene-Eocene Thermal Maximum and the Opening of the Northeast Atlantic». *Science* 316, 587.
- [11] SVENSEN, H.; PLANKE, S.; POLOZOV, A.G.; SCHMIDBAUER, N.; CORFU, F.; PODLADCHIKOV, Y.Y. eta JAMTVEIT, B. (2008): «Siberian gas venting and the end-Permian environmental crisis». *Earth and Planetary Science Letters* 277, 490-500.
- [12] TURGEON, S.C. eta CREASER, R.A. (2008): «Cretaceous oceanic anoxic event 2 triggered by a massive magmatic episode». *Nature* 454, 323-326.
- [13] WARD, P.L. (2009): «Sulfur dioxide initiates global warming in four ways». *Thin Solid Films* 517, 3188-3203.
- [14] BOHATY, S.M.; ZACHOS, J.C.; FLORINDO, F. eta DELANEY, M.L. (2009): «Coupled greenhouse warming and deep-sea acidification in the Middle Eocene». *Paleoceanography* 24, PA2207, doi:10.1029/2008PA001676.
- [15] SLUIJS, A.; SCHOUTEN, S.; PAGANI, M.; WOLTERING, M.; BRINKHUIS, H.; DAMSTÉ, J.S.S.; DICKENS, G.R.; HUBER, M.; REICHART, G.J.; STEIN, R.; MATTHIESSEN, J.; LOURENS, L.J.; PEDENTCHOUK, N.; BACKMAN, J.; MORAN, K. eta ESPEDIZIOKO 302 ZIENTZIALARI (2006): «Subtropical Arctic Ocean temperatures during the Palaeocene/Eocene thermal maximum». *Nature* 441, 610-613.
- [16] HUBER, M. (2008): «A hotter greenhouse?». *Science* 321, 353-354.
- [17] KORTY, R.L.; EMANUEL, K.A. eta SCOTT, J.R. (2008): «Tropical cyclone-induced upper-ocean mixing and climate: application to equable climates». *Journal of Climate* 21, 638-654.
- [18] PAYROS, A.; PUJALTE, V.; TOSQUELLA, J. eta ORUE-ETXEBARRIA, X. (2009): «The Eocene storm-dominated foralgal ramp of the western Pyrenees (Urbasa-Andia Formation): an analogue of future shallow-marine carbonate systems?». *Sedimentary Geology* (bidalia).
- [19] SCHMITZ, B.; PUJALTE, V. eta NUÑEZ-BETELU, K. (2001): «Climate and sea-level perturbations during the Incipient Eocene Thermal Maximum: evidence from siliciclastic units in the Basque Basin (Ermua, Zumaia and Trabakua Pass), northern Spain». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 165, 299-320.
- [20] SCHMITZ, B. eta PUJALTE, V. (2007): «Abrupt increase in seasonal extreme precipitation at the Paleocene-Eocene boundary». *Geology* 35, 215-218.

- [21] THOMAS, E. eta SHACKLETON, N.J. (1996): «The Paleocene-Eocene benthic foraminiferal extinction and stable isotope anomalies». In: «Correlation of the early Paleogene in northwest Europe» (KNOX, R.W.O., CORFIELD, R.M. eta DUNAY, R.E., editoreak). *The Geological Society*, London, Special Publication 101, 401-441.
- [22] GINGERICH, P.D. (2003): «Mammalian responses to climate change at the Paleocene-Eocene boundary: Polecat Bench record in the northern Bighorn basin, Wyoming». In: «Causes and consequences of globally warm climates in the Early Paleogene» (WING, S.L.; GINGERICH, P.D.; SCHMITZ, B. eta THOMAS, E., editoreak). *Geological Society of America*, Special Paper 369, 463-478.
- [23] WING, S.L.; GINGERICH, P.D.; SCHMITZ, B. eta THOMAS, E. (2003): «Causes and consequences of globally warm climates in the Early Paleogene». *Geological Society of America*, Special Paper 369, 614 or.
- [24] ORUE-ETXEBARRIA, X.; BERNAOLA, G.; BACETA, J.I.; ANGORI, E.; CABALLERO, F.; MONECCHI, S.; PUJALTE, V.; DINARES-TURELL, J.; APELLANIZ, E. eta PAYROS, A. (2004): «New constraints on the evolution of planktic foraminifers and calcareous nannofossils across the Paleocene-Eocene boundary interval: the Zumaia section revisited». *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* 234, 223-259.
- [25] ORUE-ETXEBARRIA, X.; PUJALTE, V.; MONECHI, S.; BERNAOLA, G.; APELLANIZ, E.; BACETA, J.I.; PAYROS, A.; NÚÑEZ-BETELU, K.; SERRA-KIEL, J. eta TOSQUELLA, J. (2001): «Did the Late Paleocene thermal maximum affect the evolution of larger foraminifers? Evidence from calcareous plankton of the Campo section (Pyrenees, Spain)». *Marine Micropaleontology* 41, 45-71.
- [26] PUJALTE, V.; ORUE-ETXEBARRIA, X.; SCHMITZ, B.; TOSQUELLA, J.; BACETA, J.I.; PAYROS, A.; BERNAOLA, G.; CABALLERO, F. eta APELLANIZ, E. (2003): «Basal Ilerdian (earliest Eocene) turnover of larger foraminifera: age constraints based on calcareous plankton and $\delta^{13}\text{C}$ isotopic profiles from new southern Pyrenean sections (Spain)». In: «Causes and consequences of globally warm climates in the Early Paleogene» (WING, S.L.; GINGERICH, P.D.; SCHMITZ, B. eta THOMAS, E., editoreak). *Geological Society of America*, Special Paper 369, 205-221.
- [27] SCHEIBNER, C. eta SPEIJER, R.P. (2008): «Late Paleocene-early Eocene Tethyan carbonate platform evolution: A response to long- and short-term paleoclimatic change». *Earth-Science Reviews* 90, 71-102.
- [28] WARD, P.D. (2006): «Impact from the deep. Scientific American», *Urriko alea* 65-71.

