

REAL ACADEMIA DE CIENCIAS
EXACTAS, FÍSICAS Y NATURALES

**EXPLORANDO LAS COSTAS DE UN PASADO
RECIENTE:
LOS CAMBIOS DEL NIVEL DEL MAR**

DICURSO LEÍDO EN EL ACTO DE SU RECEPCIÓN
COMO ACADÉMICO DE NÚMERO POR LA
EXCMA. SRA. DÑA. CARIDAD ZAZO CARDEÑA

Y CONTESTACIÓN DEL
EXCMO. SR. D. ANTONIO CENDRERO UCEDA
EL DÍA 28 DE ENERO DE 2015



MADRID
Domicilio de la Academia
Valverde, 22

A Isidro

ÍNDICE

EXPLORANDO LAS COSTAS DE UN PASADO RECIENTE: LOS CAMBIOS DEL NIVEL DEL MAR.....	9
INTRODUCCIÓN: Cambio Global, Cambio Climático, y Nivel del Mar.....	14
Las curvas del nivel del mar.....	19
EL PRELUDIO DEL CLIMA CUATERNARIO.....	24
El Sistema Cuaternario.....	26
POTENCIALES ANÁLOGOS AL PRESENTE INTERGLACIAR.....	27
Piacenziense (3.6 – 2.58 Ma).....	27
Los interglaciares de los últimos 400 ka.....	30
El interglaciar del Marine Isotope Stage (MIS) 11, entre aprox. 424 y 374.000 años.....	31
El Último Interglaciar MIS 5 (aprox. 135 y 70 ka).....	36
EL PASO DEL ÚLTIMO PERIODO GLACIAR AL PRESENTE INTERGLACIAR.....	40
Elementos esenciales en el paso del último periodo glaciar al presente interglaciar.....	43
La última gran Deglaciación culminando con el nivel del mar actual.....	45
El clima durante el Presente Interglaciar.....	49
RESPUESTA DE LOS AMBIENTES COSTEROS A LOS CAMBIOS DEL NIVEL DEL MAR: El caso de la costa española.....	52
Cambios lentos y graduales del nivel del mar.....	54
Cambios bruscos y rápidos.....	58
¿QUÉ ENSEÑANZAS PODEMOS EXTRAER DE LOS CAMBIOS RÁPIDOS DEL NIVEL DEL MAR EN EL PASADO?.....	62
Una mirada hacia el futuro: vulnerabilidad de las zonas costeras.....	63
REFERENCIAS.....	66
 CONTESTACIÓN del Excmo. Sr. D. Antonio Cendrero Uceda.....	77
CAMBIOS GLOBALES PASADOS, CAMBIO ACTUAL, CONSECUENCIAS Y FUTURO.....	88
REFERENCIAS.....	108

DISCURSO DE INGRESO

DE LA

EXCMA. SRA. DÑA. CARIDAD ZAZO CARDEÑA

EXPLORANDO LAS COSTAS DE UN PASADO RECIENTE: LOS CAMBIOS DEL NIVEL DEL MAR

Dijo, pues, Dios a Noé: "He decidido acabar con toda carne, porque la tierra está llena de violencias por culpa de ellos...Por mi parte, voy a traer el diluvio, las aguas sobre la tierra, para exterminar toda carne que tiene hábito de vida bajo el cielo: todo cuanto existe en la tierra perecerá..."

.. en ese día saltaron todas las fuentes del gran Abismo, y las compuertas del cielo se abrieron...Subió el nivel de las aguas mucho, muchísimo sobre la tierra, y quedaron cubiertos los montes más altos que hay debajo del cielo...por espacio de ciento cincuenta días.

Génesis 6:13,17; 7:11, 19,24

Ryan W. y Pitman W., "El Diluvio Universal": Nuevos descubrimientos científicos de un acontecimiento que cambió la Historia, 1999.

*Excelentísimo Señor Presidente,
Excelentísimos Señores Académicos,
Señoras y Señores,*

Permítanme que dedique unas líneas dirigidas a expresar mi gran satisfacción y profundo agradecimiento a los Miembros de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales por haberme propuesto para ocupar la plaza que corresponde a la Medalla nº 21 de Académica Numeraria.

Mi agradecimiento es muy especial para los Académicos que inicialmente presentaron la propuesta, profesores D. Juan Antonio Vera, D. Antonio Cendrero y D. Emiliano Aguirre, especialmente a los dos últimos, que durante la redacción de éste discurso han estado continuamente dándome ánimo y prestándome su inestimable ayuda con sus sabios comentarios y acertadas correcciones al manuscrito. Al Presidente de la Academia, profesor D. Alberto Galindo, y al profesor

D. Luis Franco ex-Presidente de la Sección de Naturales por su comprensión ante la demora en la presentación del Discurso debido a mis circunstancias familiares.

Me corresponde sustituir en la Medalla 21 al Excmo. Rvdo. P. José Oriol- Cardús, fallecido en Enero del 2012, eminente físico que en su amplia nacional e internacional carrera científica destacó especialmente en el campo de Geomagnetismo y Aeronomía. A pesar de que desafortunadamente no llegué a conocerlo, investigadores geofísicos de mi propio Centro, Museo Nacional de Ciencias Naturales del CSIC, que trabajaron en el Observatorio del Ebro siendo el profesor Cardús el director del mismo, me destacaron su gran valía humana y científica. Su carrera profesional se desarrolló en un periodo en el que el Geomagnetismo alcanza una gran transcendencia, pues, no solo aporta datos concluyentes sobre la expansión de los océanos con las inversiones de polaridad del campo magnético, sino que ayuda a valorar la importancia de la Ionosfera en las comunicaciones. Su actividad en el Observatorio le potencia a nivel internacional participando en diversos comités de la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica (IUGG) así como en la Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía (IAGA). Formó parte del Comité Ejecutivo de la IUGG y Secretario y Vicepresidente de la IAGA, este éxito a nivel internacional le valió ser nombrado miembro honorario de la Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía, premio reservado a muy pocos investigadores.

La responsabilidad que supone el tener en la Academia la medalla 21 es muy grande dada la gran calidad científica de los Académicos Numerarios que me precedieron y cuyas investigaciones y publicaciones, en algunos casos, están muy relacionadas con la temática de mis investigaciones. Entre estos Académicos deseo referirme al profesor Sr. D. Joaquin Gonzalez Hidalgo, que fue Jefe de la Sección de Malacología del Museo de Ciencias Naturales; sus estudios sobre la fauna, y en especial la de moluscos, y su colección, que varias veces consulté durante el desarrollo de mi Tesis de Licenciatura. Del profesor D. José Maria Ríos destacaré sus interesantes trabajos en geología, especialmente los dedicados a la geología estructural, que en numerosas ocasiones utilicé con motivo de mis trabajos sobre neotectónica. Espero y deseo hacer todo lo posible para que mi labor en la Academia no desmerezca el trabajo llevado a cabo hasta el momento por aquellos que me precedieron en esta plaza.

Me siento muy afortunada porque estoy segura de que mi labor en la Academia se verá sustentada por el apoyo que siempre he recibi-

do de muchos de los Académicos Numerarios de la Sección de Naturales, con los que a veces he colaborado directamente. Desde mi entrada oficial en la Academia como Académico Correspondiente en 2005 a propuesta del profesor D. Emiliano Aguirre, he cooperado con los Académicos de la Sección de Naturales, en seminarios y cursos coordinados por los profesores D. Antonio Cendrero y D. Juan Antonio Vera. No obstante, mi primera colaboración con la Academia, se remonta a mi participación en el año 1999, cuando el profesor D. Ramón Llamas, amigo y compañero en el Departamento de Geodinámica de la Universidad Complutense de Madrid, organizó un Seminario sobre el “Clima y las consecuencias de los eventos extremos: conocimientos y metodologías”, al que amablemente me invitó a participar con una conferencia. Pero sin lugar a dudas, hasta el momento, mi contribución más activa ha sido durante la elaboración de la 4ª Edición del Vocabulario Científico y Técnico de la Academia, volumen de Ciencias Geológicas y Medioambientales, 2010, como colaboradora en el área de Geología (excluida Paleontología), en la subárea denominada Geología del Cuaternario. La perfecta coordinación llevada a cabo por el profesor D. Juan Antonio Vera, me permitió mantener discusiones muy fructíferas y directas y sobre todo aprender mucho de un gran maestro como es el profesor Vera, al que solamente conocía a través de sus libros. A partir de entonces siempre he contado con su apoyo tanto personal como científico.

Al profesor D. Antonio Cendrero, quiero agradecerle su enorme interés por potenciar y fomentar dentro de la Geología, la línea del Medio Ambiente y Ordenación del Territorio. En mi caso particular, la colaboración con el profesor Cendrero en trabajos conjuntos me ha enriquecido enormemente en el sentido de hacerme considerar la gran importancia de la actividad humana como agente muy activo en todos los procesos geomorfológicos que al final determinan en gran medida la evolución del relieve reciente y futuro.

Sería desagradecido por mi parte, no resaltar aquí la importancia que a lo largo de toda mi carrera científica y personal ha tenido el profesor D. Emiliano Aguirre. Él ha sido mi verdadero maestro, que no solo me dirigió hacia campos científicos hasta entonces poco explorados en la Geología de nuestro país, en especial en los temas referentes al Cuaternario, clima y nivel del mar; sino que también se dedicó a fomentar en mi mente la necesidad de los contactos internacionales y la participación activa en los comités, comisiones, organización de congresos, etc. Su gran valoración sobre el trabajo realizado en equipo,

ha sido una constante que siempre he intentado mantener durante el desarrollo de mi carrera científica.

A través de mi participación en las comisiones de “Líneas de costa” y de “Neotectónica” de la International Association for Quaternary Research (INQUA) y de los proyectos sobre cambios del nivel del mar del “International Geological Correlation Programme”, hoy denominado International Geoscience Programme (IGCP) de la UNESCO, no solo contrasté datos con otros especialistas, sino que además tuve la oportunidad de trabajar y colaborar con ellos en distintas áreas geográficas que cubrían no sólo cuencas marinas diferentes, sino también diferentes contextos geodinámicos, y zonas climáticas. En el Mediterráneo: Las costas españolas, litoral oriental de Túnez, Isla de Cerdeña (Italia), la Isla de Eubea y el Peloponeso (Grecia). En el Atlántico: Golfo de Cádiz, incluida la costa del Algarve, el Alentejo, Islas Azores (Portugal); Islas Canarias, Islas de Cabo Verde; y la costa de Marruecos.

En el Pacífico, destacaré aquellas costas en las que llevé a cabo varias campañas de campo y formé parte del equipo organizador de congresos internacionales. Las costas de Perú, con el Dr. Luc Ortlieb y el Dr. José Macharé; y el litoral de Chile con los Dres. L. Ortlieb y R. Thiele. Todas estas campañas de campo me han permitido observar y conocer, aunque solo sea parcialmente, las causas de la variabilidad del nivel del mar según la situación geográfica.

Las relaciones internacionales, tan importantes en cualquier carrera científica me permitieron colaborar directamente con especialistas en dataciones numéricas, esenciales para nosotros, dado que en nuestro país no contábamos, con laboratorios específicos sobre esas técnicas, tan necesarias para los que trabajamos en depósitos pertenecientes al Cuaternario; incluso en la actualidad seguimos siendo muy deficitarios tanto en especialistas como en laboratorios específicos de estas técnicas cronológicas. Aprovecho para expresar mi profundo agradecimiento a los responsables científicos y personal de laboratorio: Prof. C. Hillaire-Marcel y Dr. B. Ghaleb (GEOTOP-UQAM, Montréal, Canada), responsable de las dataciones con las series del Uranio, radiocarbono, y racemización de aminoácidos; Prof. G. Belluomini (CNR-Università La Sapienza, Roma, Italy), que dató con radiocarbono las series holocenas atlánticas; Prof. P-Y. Gillot (Lab. de Geochronology UPS-IPGP, UNIV. Paris Sud, France) dató con K-Ar, los materiales volcánicos en conexión directa con la secuencia de terrazas marinas de Canarias y Cabo Verde; Dr. N. Mercier (CEA-CNRS, Gif-sur-Yvette Cedex, France), dató por luminiscencia (OSL)

los depósitos marino-continetales desarrollados durante el último interglaciario, último glaciario, y presente interglaciario del litoral de Cádiz, Huelva, y la isla de Formentera. Con todos los especialistas, el trabajo se ha desarrollado funcionando como un equipo, dado que el muestreo se ha realizado conjuntamente sobre el terreno, seleccionando las muestras que después debían ser analizadas en los laboratorios, con coste cero en todos los casos.

Mi enorme agradecimiento, al Instituto Geológico y Minero y en especial a los ingenieros de minas y geólogos de dicho centro. La gran ayuda que nos prestaron y su apoyo incondicional, a todas las mejoras que se pudieran llevar a cabo en lo relacionado con la cartografía, leyenda y memoria de los depósitos cuaternarios durante el desarrollo del Plan MAGNA 2ª serie (mapas geológicos de España E: 1:50.000). Esto significó que a partir de entonces en los mapas geológicos el período Cuaternario ya no estaría representado por unas amplias manchas de color gris que en la leyenda se identificaban, en general, con dos subdivisiones cronológicas. Mi participación activa, desde la Universidad, en más de 60 Hojas geológicas, supuso llevar a cabo numerosas campañas de campo y cotejar y discutir los resultados con otros especialistas del IGME, de empresas, y universidades, que trabajaban en temáticas y periodos geológicos diferentes. Sin lugar a dudas hacer este trabajo de campo, y después plasmarlo en un mapa, fue el mejor y más completo aprendizaje en Geología que he tenido a lo largo de mi carrera científica.

Mi participación en otros mapas temáticos con escalas más pequeñas E: 1:1.000.000, tales como el Mapa Neotectónico de España, el Mapa Geomorfológico de España, y el Mapa de Cuaternario de España, me ha permitido tener una visión global del contexto geológico general de nuestro país.

El tema que he elegido y que a continuación expondré, resume no sólo mis conocimientos y dudas sobre la influencia de los cambios del nivel del mar en la zona costera, sino que tal como puede deducirse del texto y de la bibliografía, refleja los resultados obtenidos por un equipo de trabajo. Este equipo de trabajo comenzó a funcionar con dos geólogos, José Luís Goy y yo, en el año 1970, al que se unió en 1980 Cristino Dabrio, y en 1983, Claude Hillaire-Marcel, Luc Ortlieb, y Nils-Axel Mörner. A partir de entonces el grupo se fue ampliando (Profesores Dres. Teresa Bardají, Luis Somoza, Pablo Silva, Pilar Carral, Eduardo Gª-Melendez, Luis de Luque, Javier Lario, Elvira Roquero, Francisco Borja, José Angel González, Vicente Soler, Raquel Cruz, Antonio Martínez Graña, y Ana Cabero) y se ha conservado

trabajando conjuntamente. No me olvido de mis dos queridos amigos Manuel Hoyos y José Baena, que formaron parte del equipo desde mediados los años setenta hasta 1999, cuando los perdimos para siempre. A todos ellos les agradezco lo que me han enseñado no sólo en el sentido científico sino también en el humano.

En el caso concreto de este discurso, quiero agradecer de forma especial a los profesores D. Jose Luis Goy y D. Cristino J. Dabrio, las correcciones y sabios comentarios que han llevado a cabo sobre el texto y, en el caso del Dr. Dabrio, la mejora que ha realizado en los dibujos que aquí se presentan. A la más joven del equipo, la Dra. Ana Cabero, agradezco su buen criterio al hacerme sus comentarios críticos sobre el tema que trato y su enorme paciencia para confeccionar la bibliografía.

A mi familia que a pesar de no estar muy de acuerdo con mi elección de carrera, por lo que esto significaba en cuanto al tiempo que pasaba trabajando en el campo, siempre me animó y respetó en todas mis decisiones.

Pero sin lugar a dudas la gran ayuda y soporte moral para llegar a realizar este trabajo la he recibido de mi amigo y compañero de tantos años, Isidro. Como señalé en las líneas previas, mi trabajo de campo ha requerido durante toda mi carrera científica pasar muchísimas temporadas fuera de casa, incluso en periodos vacacionales, lo que podría haber supuesto un gran problema de convivencia, sin embargo esto no sucedió debido a que siempre encontré en Isidro el apoyo, respeto a mi trabajo y reconocimiento necesarios para que yo pudiera realizar mis campañas de campo libremente ¡GRACIAS Isidro!

INTRODUCCIÓN: CAMBIO GLOBAL, CAMBIO CLIMÁTICO, Y NIVEL DEL MAR

El cambio global es un tema que ha ocupado a la comunidad científica desde hace varias décadas, pero que forma parte de la agenda política internacional y de las preocupaciones del público en general desde hace menos tiempo, sobre todo a partir de la Conferencia de Río de Janeiro en 1992. Con frecuencia se equiparan cambio climático y cambio global, y se acude al clima, al calentamiento global, como “la explicación” para todo tipo de cambios o procesos que actualmente tienen lugar en la superficie terrestre. Desde una óptica científica, siempre resulta conveniente abordar de forma crítica el análisis de la

realidad, cuestionando las ideas establecidas y buscando evidencias adicionales que permitan confirmarlas, modificarlas o rechazarlas.

El caso de las variaciones del nivel del mar en tiempos geológicos recientes y las previsiones sobre las posibles tendencias futuras es un ejemplo interesante, a cuyo análisis se dedica este discurso. Es indudable el interés científico por conocer mejor cómo ha variado el nivel del mar a lo largo del tiempo, las causas de esas variaciones y los efectos que hayan podido producir, especialmente en las áreas costeras. Pero también resulta evidente su interés social, puesto que de un mejor conocimiento del pasado podemos extraer enseñanzas que nos ayuden a mejorar nuestra capacidad de predecir las posibles variaciones futuras, y de este modo nuestras posibilidades de mitigar o de adaptarnos a las mismas.

Resulta interesante recordar cómo han evolucionado las ideas sobre los cambios del nivel del mar y sus causas, discernir entre los procesos naturales y los inducidos por el hombre, y los efectos que estos cambios producen. Afortunadamente he tenido la suerte de haber participado activamente, junto con mi grupo de investigación, en muchos de los resultados obtenidos sobre estos temas, tanto mediante el trabajo de campo en diversas áreas geográficas distribuidas en diferentes continentes y en zonas costeras situadas en contextos climáticos y geodinámicos distintos, como formando parte activa y responsable de grupos de trabajo de los proyectos del Programa Internacional de Correlación Geológica (UNESCO), hoy denominado Programa Internacional en Geociencias (IGCP), y de las Comisiones y Subcomisiones de la Asociación Internacional de estudios del Cuaternario (INQUA). Todo ello me ha proporcionado una visión de conjunto sobre los temas citados.

Desde hace más de un siglo los científicos fueron conscientes de que la posición relativa de la Tierra y el mar no se habían mantenido estables a lo largo del tiempo. Así Darwin, durante su viaje en el *Beagle* (1831-1836), observó rápidos movimientos verticales de elevación en la costa oeste de Chile y Perú asociados a grandes terremotos; igualmente Huxley, al reconstruir la historia geológica de Gran Bretaña, entendió el significado de los bosques sumergidos en diversos puntos de la costa, los cuales habrían quedado inundados por una subida del nivel del mar tal como señala en su obra *On a piece of chalk*, publicada en 1868.

A pesar de que los estudios relacionados con los cambios del nivel del mar han continuado intentando reconstruir su historia a lo largo de los tiempos geológicos, ha sido en tiempos recientes cuando la mejora en

los métodos de datación, hoy en día mejor calibrados y más diversificados [radiocarbono ^{14}C ; series del uranio ($^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$, $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$); racemización de aminoácidos (AAR); luminiscencia (TL, OSL); resonancia del espín electrónico (ESR); isótopos cosmogénicos; ^{210}Pb ; ^{137}Ce ; etc.], así como los datos cronológicos que aportan la arqueología y la historia, han permitido establecer escalas de tiempo cada vez más fiables para el Cuaternario. Un hecho a destacar por su contribución en la evolución de las ideas sobre clima-nivel del mar-costa y las interrelaciones que entre ellos se establecen, ha sido el desarrollo de las actividades llevadas a cabo por grupos internacionales, auspiciados por los Proyectos del IGCP de la UNESCO, y de la INQUA. Desde los años setenta en adelante una serie continua de proyectos del IGCP (ver en el recuadro la lista de proyectos) junto con comisiones y subcomisiones de INQUA, promovieron conferencias internacionales en las que siempre hubo días de campo dedicados a aplicar criterios de observación directamente sobre el terreno, en general recorriendo el área costera con el fin de analizar “in situ” cómo responde ésta a lo largo del tiempo ante los cambios del nivel del mar en diferentes áreas geográficas. Los primeros debates que se entablaron hicieron ver la existencia de patrones diferentes a nivel regional tanto en las líneas de costa emergidas como en las líneas de costa y sedimentos sumergidos. En un principio se pensó que esto en parte era debido a la deformación de la corteza, como consecuencia del peso que el hielo de los casquetes ejercía sobre la misma, dando origen a deformaciones glacio-isostáticas. Estas se manifestaban de distinta forma de acuerdo con la situación geográfica del área que se analizaba, según que esta se situara en la zona previamente glaciada (lo que se conoce como “near field sites”), en una zona intermedia (“intermediate field sites”), o alejada de la zona previamente glaciada (“far field sites”), estas últimas consideradas como las que ofrecen valores altimétricos más fiables del nivel del mar, para un determinado “highstand” dentro de un interglaciar. Seguidamente se hizo necesario tener en cuenta el efecto de los procesos glacio-hidro-isostáticos responsables de la deformación del fondo oceánico y de los continentes en la zona costera debido al peso de la columna de agua que se añadía durante cada deglaciación.

Todos estos avances en el conocimiento de los factores que influyen en la variabilidad del nivel del mar quedan reflejados no solo en el título de los proyectos, sino también en los objetivos de los mismos (ver recuadro), que van cambiando de acuerdo con los avances y las nuevas dificultades que aparecen en relación con los cambios del nivel del mar, su influencia en el área costera, y en especial de lo que

se considera es la demanda social en cada momento. La inclusión en los grupos científicos internacionales de geofísicos especializados en realizar modelos, supuso romper una barrera que ayudó a acercarse a una mejor cuantificación y predicción de futuros cambios en los ambientes costeros, de acuerdo con la esperada subida del nivel del mar a causa del aumento global de la temperatura.

Proyectos del IGCP sobre el nivel del mar y la evolución de la costa	
1974-1982	IGCP 61 “Sea-level movements during the last deglacial hemicycle” (Leader: A. Bloom). Dedicado a obtener una curva global del nivel del mar para los últimos 10.000 años. Se demostró la variabilidad geográfica del nivel del mar y la imposibilidad de construir dicha curva.
1983-1987	IGCP 200 “Late Quaternary sea-level changes: measurements, correlation and future applications” (Leader: P. Pirazzoli). Se trataba de reconocer cuáles serían los mejores biomarcadores para el establecimiento del <i>datum</i> 0 del nivel del mar a nivel regional.
1988-1993	IGCP 274 “Quaternary coastal evolution: case studies, models and regional patterns. (Leader: O. van der Plassche). El objetivo era presentar casos particulares, para ser modelizados por especialistas.
1994-1998	IGCP 367 “Late Quaternary coastal records of rapid change: application to present and future conditions”. (Leader: D. Scott). Se proponía analizar costas en las que se registrasen cambios rápidos en los ambientes sedimentarios, independientemente de que estuvieran o no relacionados con el clima.
1999-2003	IGCP 437 “Coastal environmental change during sea-level highstands: global synthesis with implications for management of future coastal changes”. (Leader: C. Murray-Wallace). El objetivo era analizar los cambios del medio ambiente costero durante los “highstands”: una síntesis global con implicaciones para la gestión de los futuros cambios costeros
2005-2009	IGCP 495 “Quaternary land ocean interactions: driving mechanisms and coastal responses”. (Leaders: A. Long y Shahid Isalm).se trataba de analizar los mecanismos que desencadenan los cambios del nivel del mar.
2010-2014	IGCP 588 “Preparing for coastal change” (Leaders: A. Switzer, C. Sloss, B. Horton y Y. Zong). Se analizan distintos escenarios de cambios del nivel del mar, incluyendo las condiciones de subidas rápidas debidas a oleajes extremos y tsunamis.

No obstante, a pesar de todas las mejoras conseguidas, existe aún un gran debate sobre los mecanismos y procesos que desencadenan y condicionan dichos cambios y, mucho más importante aún, sobre la respuesta de la costa a los cambios del nivel del mar, tema éste de gran importancia teniendo en cuenta que es en las zonas litorales donde se concentra la mayor parte de la población humana y una parte importante de las actividades socio-económicas. En realidad, la cifra

correcta es que alrededor del 50% de la población mundial se encuentra en una franja de 50-100 km a partir de la costa.

Las variaciones del nivel del mar son producto de la acción combinada de los cambios en la hidrosfera-atmósfera, los cambios en la litosfera y las diferentes velocidades de respuesta.

Entre las causas que desencadenan estas variaciones, tenemos:

- Los cambios en el volumen de agua, que se conocen como cambios glacio-eustáticos. Son cambios lentos (aproximadamente 10 mm/a) que acompañan al crecimiento y desintegración de los casquetes de hielo y que, a su vez, durante el Cuaternario han estado controlados por los parámetros orbitales de Milankovitch.
- Los cambios en el volumen de las cuencas marinas. Son los cambios tecto-eustáticos, en general lentos (aproximadamente 0,6 mm/a).
- Los cambios en la forma del Geoide, superficie equipotencial determinada por el campo gravitatorio y la rotación terrestres. Son cambios rápidos, en torno a 30 mm/a.
- Los cambios en la dinámica de la superficie del mar son los más rápidos y se llevan a cabo fundamentalmente vía corrientes superficiales, que son las que redistribuyen las masas de agua oceánica. La velocidad con la que se pueden producir estos cambios es muy alta, del orden de 100 mm/a.

Muchos de estos cambios son cíclicos o semicíclicos (Mörner, 2010), como los debidos a los monzones, de periodicidad anual, originados a su vez por cambios en la presión atmosférica, y que en el caso de Bangladesh originan una subida del nivel del mar de unos ± 15 cm (Mörner, 2000), o los ciclos intra-anales como el ENSO (El Niño Oscilación del Sur), que en el Océano Pacífico produce cambios de nivel de ± 30 cm, como el de 1997, debido a un aumento de la temperatura superficial del agua del mar de unos 4°C en algunas zonas. Ciclos más importantes, con una duración de décadas a centurias y que afectan directamente a cambios en el nivel del mar, son los relacionados con el fenómeno del Super-ENSO, que dan origen a diferentes redistribuciones de masas de agua afectando a todos los océanos. Ciclos de actividad solar de orden decenal o secular, como el de las manchas solares, que afectan no solo a las temperaturas y precipitaciones, sino también a la intensidad y caudal de las corrientes oceánicas marinas, que a su vez influyen en el nivel del mar próximo a la

costa (Zazo *et al.*, 1994; Goy *et al.* 2003, 2010; Mörner, 2010; Zazo *et al.*, 2008). Ciclos milenarios relacionados con cambios bruscos de la temperatura, oscilaciones *Dansgaard-Oeschger*, D-O (Dansgaard *et al.*, 1993) que caracterizan los periodos glaciares (Arz *et al.* 2007). Estos ciclos se reconocen también en las secuencias sedimentarias costeras correspondientes a periodos interglaciares, aunque el mecanismo desencadenante en la costa no sean los cambios rápidos de temperatura atmosférica (Zazo *et al.*, 2003; Goy *et al.*, 2003; Edwards, 2006; Hearty *et al.*, 2007; Bardají *et al.*, 2009; Dabrio *et al.*, 2011). En cualquier caso, existe un consenso general (Poore *et al.*, 2011) en cuanto a que el nivel global del mar y el clima de la Tierra están íntimamente relacionados.

Las curvas del nivel del mar

Los científicos que analizan los cambios del nivel del mar, incluso los que usan datos observacionales (geomorfológicos, estratigráficos, sedimentológicos, paleontológicos, con determinaciones cronológicas), tienen una gran dificultad para establecer una curva del nivel del mar no sólo a nivel global, sino también a nivel regional. Hay varias razones que dificultan o hacen prácticamente imposible por el momento, confeccionar una curva real de las variaciones del nivel del mar en épocas pasadas. Ello se debe a la falta de un conocimiento completo sobre la multitud de variables que influyen en los cambios del nivel del mar, y a la cantidad de supuestos que se hacen, en muchos casos bastante “irreales”. Pero al menos hay una conciencia clara del poder y las limitaciones de las metodologías y conceptos que se utilizan. Sirvan de ejemplo las siguientes líneas.

- ***El nivel del mar no es un plano horizontal.*** Este hecho, que hoy en día resulta evidente, fue prácticamente ignorado hasta mediados del siglo XX por científicos de gran talento que analizaban los cambios del nivel del mar (Daly, 1915; Fairbridge, 1961) dado que originalmente y aplicado al nivel del mar, la palabra “eustasia” se refería a “cambios del nivel del mar globales y simultáneos”. Esto implicaba que si en un punto del globo la altura del nivel del mar era conocida esta cifra debería también ser válida para otros puntos del globo. Así, con la intención de definir una curva global del nivel del mar eustático, se inició el Proyecto IGCP-61. Esa curva no se pudo delinear, y en su

lugar lo que se obtuvo fue un espectro de diferentes curvas locales para los últimos 9.000 años.

- ***Las variaciones de los valores del $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ del agua del mar no son una función lineal del volumen de hielo y, menos aún, del nivel del mar***

$$\delta^{18}\text{O}\text{‰} = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O}) \text{ muestra} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O}) \text{ estándar}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O}) \text{ estándar}} \times 1000$$

El estándar más usado es el PDB (Pee Belemnite, *Bellemnitella* americana del Cretácico de la Pee Dee Formation de Carolina del Norte, USA). Si se trata de la composición isotópica del agua del mar se utiliza generalmente el estándar SMOW (Standard Mean Ocean Water). Estas variaciones del $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ del océano, calculadas en las conchas de los foraminíferos planctónicos y bentónicos, se han utilizado habitualmente como un buen *proxy* para la reconstrucción continua del volumen de hielo y del volumen del mar. Pero la conversión directa presenta serios problemas, si bien aún se siguen publicando curvas eustáticas globales del nivel del mar, especialmente desde que Shackleton y Opdyke (1973, 1976), y a pesar de estos autores señalaban que los valores del $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ no eran una función lineal del volumen de hielo y por consiguiente aún menos del nivel del mar, sugirieron que un cambio de 0,1 ‰ del $\delta^{18}\text{O}$ debería corresponder a una variación de alrededor de 10 m en el nivel del mar global. Esta deducción ha sido criticada por numerosos autores entre estos Labeyrie *et al.* (1986, 1996), debido a que los valores del $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ obtenidos de los foraminíferos pueden estar influenciados por variaciones regionales y locales de la salinidad y de la temperatura del agua del mar, además de por el efecto vital del organismo.

Los tipos de curvas del nivel del mar (las del nivel relativo del mar-RSL, y las llamadas nivel relativo del mar derivado –Derived RSL) se construyen basándose en la escala temporal del isótopo del oxígeno (OIT), tanto a partir de los valores ($\delta^{18}\text{O}\text{‰}$) obtenidos de foraminíferos planctónicos como bentónicos, en los sondeos marinos, o a partir de las terrazas de coral, utilizando para la datación de los interglaciares las series del uranio. En la RSL, se usa la escala OIT, más la transformación del valor del $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ (0,1‰ = 10 m de columna de agua oceánica). En la RSL-Derivada, la escala de alturas se fija en 0 m, (valor actual de $\delta^{18}\text{O}\text{‰} = 0\text{‰}$), y en 130m el valor del $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$, del último máximo glaciar y si este no se tiene, se utiliza el valor del $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ del

último interglaciador, OIS 5e, cuya altura se fija en 6m *snm* (por encima del nivel del mar actual), (Figura 1).

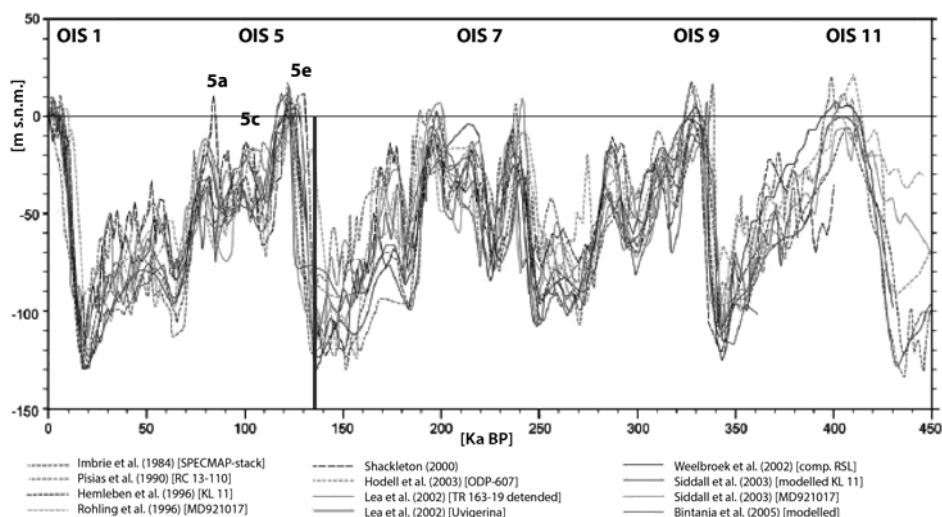


Figura1.- Curvas seleccionadas del nivel del mar para los ciclos más recientes. Las curvas de líneas continuas representan el nivel relativo del mar (RSL), las discontinuas se corresponden con el nivel del mar derivado (Derived RSL). Interglaciares = OIS (Oxygen Isotope Stage): OIS 1- Presente Interglaciador, OIS 5 -Último Interglaciador, OIS 7 -Penúltimo Interglaciador, etc. (Según Caputo, 2007).5a, 5c, 5e, highstands del OIS 5.

- **No existen áreas estables en la Tierra.** El factor tectónico, cuando se utiliza, se considera como un movimiento constante y del mismo sentido, es decir de elevación o de subsidencia, a lo largo de un cierto tiempo, lo cual no es exacto.
- **Las dataciones numéricas presentan problemas inherentes al propio método,** y también al tipo de muestreo. Los sistemas geoquímicos cerrados no existen en la naturaleza. Ni en las rocas sedimentarias, ni en las rocas volcánicas; y, en relación con las faunas, ni en corales ni en moluscos.

En la última década, se ha dedicado mucho trabajo a mejorar la resolución de los datos isotópicos en relación con los registros del nivel del mar, combinando datos paleoceanográficos (relación Ca/Mg y los isótopos del oxígeno en foraminíferos planctónicos, Lea *et al.*, 2002) y modelos climáticos (Siddall *et al.*, 2003, 2010; Bintanja *et al.*,

2005), además de intentar resolver los problemas adicionales relacionados con el establecimiento de cronologías precisas.

Aunque existe un acuerdo general en que el método de datación más apropiado para la reconstrucción de la historia del nivel del mar es el de las series del uranio en corales fósiles, la gran movilidad de los isótopos puede invalidar la consideración del coral como sistema geoquímicamente cerrado, lo cual es una condición indispensable para conseguir fiabilidad en las edades. Otra fuente de incertidumbre es suponer que la relación inicial $^{234}\text{U} / ^{238}\text{U}$ del coral a datar es similar al del agua del mar actual (Andersen *et al.*, 2008; 2009). Debido a estos problemas, se recomienda el uso de curvas locales y regionales del nivel del mar basadas en datos de observación.

- ***Es importante tener en cuenta la situación geográfica del área analizada con relación al casquete de hielo previo.*** El problema surge porque en muchos casos no se conoce bien ni la extensión ni el volumen del casquete. En cualquier caso, la dificultad del estudio depende mucho de la resolución temporal y espacial que se quiera conseguir.

En la actualidad, la subida global de la temperatura atmosférica y oceánica es un hecho generalmente aceptado por parte de la comunidad científica. Muchos científicos del clima, en especial los que elaboran modelos, han asociado directamente este fenómeno con una futura subida global del nivel del mar. En algunos casos, las predicciones sugieren subidas de más de un metro durante el presente siglo (Rahmstorf 2007, Grinsted *et al.*, 2010). Ante la falta de registros históricos o instrumentales (p.ej. mareógrafos) que permitan validar este hecho, una posible alternativa para obtener resultados fiables es acudir a los registros geológicos para poder hacer comparaciones con escenarios climáticos similares a los que se prevén para el futuro próximo. Esto es, analizar el comportamiento y el patrón que han seguido en el pasado los cambios de nivel del mar y la respuesta de la costa en condiciones de nivel alto (“highstand”) durante los periodos cálidos interglaciares cuaternarios dado que actualmente estamos en un periodo interglaciar, y, a ser posible, utilizando ecosistemas costeros similares (marismas, lagunas litorales, ambientes de playa, acantilados, etc.) para llevar a cabo las comparaciones. Los modelos de simulación ofrecen herramientas útiles que proporcionan una cierta guía para los gestores costeros, pero esos modelos no se deben considerar como

herramientas precisas que proporcionen predicciones totalmente fiables, sobre las que basar la toma de decisiones.

Debo decir que finalmente, en el último informe del IPCC (2013), se citan aunque prácticamente sin contenido algunos interglaciares de los últimos 3Ma en el capítulo 13 “Sea level Change” (Church *et al.*, 2013) que sustituye al antiguo título “Sea level Rise”.

La buena práctica científica indica que es necesario recabar evidencias adicionales basadas en la observación de la realidad, que puedan servir para validar o mejorar los modelos. Los estudios realizados sobre los procesos costeros y su evolución a lo largo de periodos de siglos a decenas o cientos de miles de años, aportan elementos de gran interés en este sentido.

La utilización de criterios basados en la observación permite reconstruir la posición de antiguas líneas de costa, así como proporcionar imágenes razonables sobre las variaciones geográficas del nivel relativo del mar en distintas épocas (Woodroffe y Murray-Wallace, 2012). Gracias a datos de observación tales como los geobiomarcadores del nivel cero relativo del mar en un periodo determinado y su reflejo en cartografías de paleolíneas de costa, sabemos que los cambios del nivel del mar en cualquier lugar geográfico del globo reflejan no sólo cambios en el volumen de la cuenca, o en la cantidad de hielo global (a los que, en general, se alude como cambios eustáticos), sino también a la respuesta de la costa al factor glacio-hidro isostático (Lambeck y Chapell, 2001; Mitrovica y Milne, 2002; Pirazzoli, 2005). **Ello hace que la variabilidad espacial del nivel relativo del mar sea muy alta incluso dentro de un periodo de tiempo concreto.** Por consiguiente, es evidente que las curvas globales del nivel medio del mar dan una información general, pero no ayudan demasiado a reconocer los mecanismos directos que influyen en cada caso en el desencadenamiento de los cambios de la línea de costa. De hecho, el penúltimo informe del International Panel on Climate Change, IPCC (2007), recomendaba que se utilizasen curvas regionales y locales del nivel del mar que incluyeran los interglaciares cuaternarios más antiguos.

EL PRELUDIO DEL CLIMA CUATERNARIO

El cambio climático actual es algo que conviene analizar con la debida perspectiva, teniendo en cuenta el contexto general de las variaciones que el clima ha experimentado en tiempos geológicos recientes (entendiendo por esto los últimos 20 millones de años (Ma) y especialmente los últimos 2,6 Ma, es decir durante el periodo Cuaternario). Desde el punto de vista climático y del nivel del mar, el cambio más importante consistió en el paso de una glaciación unipolar, centrada en el hemisferio sur, que se desarrolló entre los 20 y los 6 Ma, a una glaciación bipolar, que se completa hacia los 2,6 Ma, con casquetes de hielo desarrollados en los dos polos terrestres. A esta situación se llegó mediante importantes cambios en la distribución de las masas terrestres que afectaron directamente a la circulación oceánica y atmosférica (Figura 2).

Entre los cambios más relevantes destacaremos:

1) La elevación de la cordillera del Himalaya, hace unos 50 Ma, que favoreció el cierre del Thetys oriental, cuyos restos son el actual Mediterráneo.

2) La apertura del estrecho de Drake, hace unos 25 Ma que dio origen a la creación de la corriente circumpolar antártica (CCA) que favoreció el aislamiento de la Antártida de las aguas superficiales cálidas de los giros subtropicales, potenciando la preservación y formación de las capas de hielo, con lo que se inició la glaciación cenozoica unipolar.

3) A finales del Plioceno y comienzos del Pleistoceno (Cuaternario) (Van Vliet - Lanoë, 2007), entre hace unos 3 y 2,5 Ma, las aguas oceánicas entraron en una última fase de enfriamiento general, que ya se había iniciado desde hacia 50Ma. El frío fue suficiente para que en las altas latitudes comenzaran a ser abundantes las precipitaciones en forma de nieve, que se acumuló en áreas continentales del Norte de América y de Europa y se fue añadiendo a la que ya existía de forma más o menos permanente, dando origen a dos grandes mantos de hielo, el Laurentino constituido por los casquetes de Norteamérica y Groenlandia, y el Finoscandinavo (Suecia, Noruega y Finlandia), y finalmente el océano Ártico se heló. A diferencia de la Antártida, el Ártico está ocupado por un océano profundo y no por un continente, y tan

solo los dos primeros metros están congelados. La tierra continental está situada a bastantes grados al sur del Polo Norte, con lo que, al disminuir la latitud y aumentar la insolación de verano, es mucho más difícil acumular hielo en grandes cantidades en el hemisferio norte que en el sur (Figura 2).

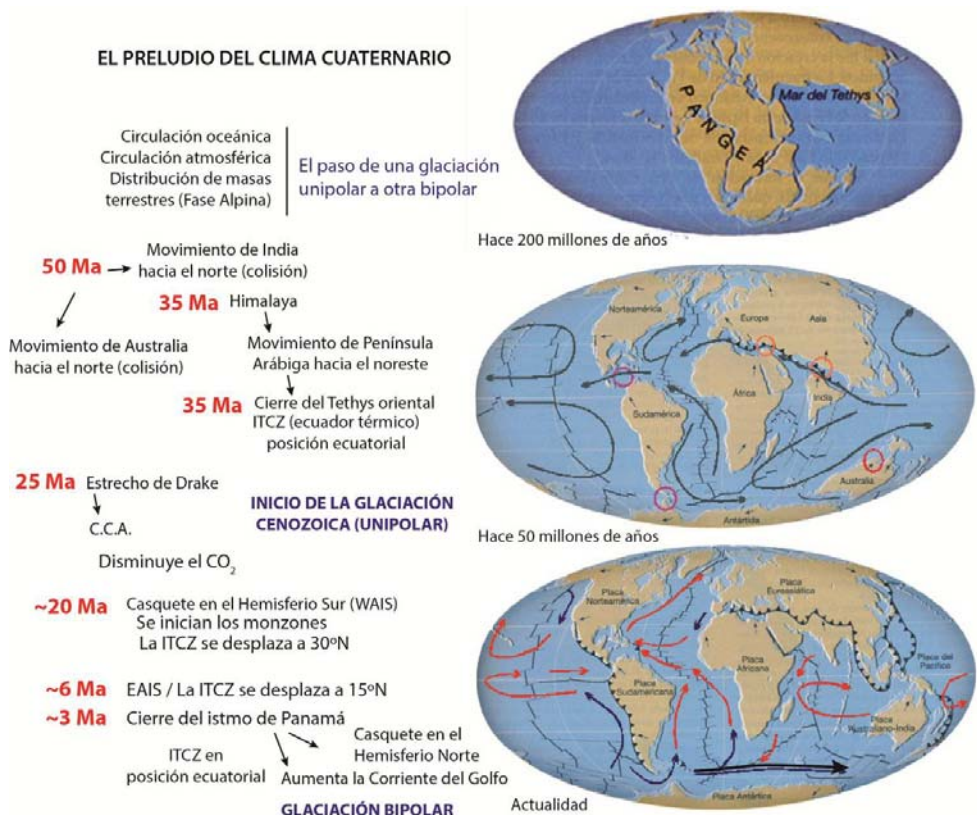


Figura 2.- Esquema de los principales cambios de la Tierra hasta la configuración y distribución actual de los continentes, corrientes oceánicas. Significado de las siglas: ITCZ: Zona de Convergencia Intertropical; EC: Ecuador térmico; CCA: Corriente circumpolar Antártica; WAIS: Casquete de hielo occidental Antártico; EAIS: Casquete de hielo oriental Antártico. Los círculos en rojo señalan la situación geográfica de los desplazamientos de las masas continentales, que dieron origen a los cambios fundamentales.

4) El cierre de la comunicación entre el Atlántico y el Pacífico, al surgir el istmo de Panamá, hace unos 3 Ma, produjo un reforzamiento de la corriente cálida del Golfo, y mayor llegada de vapor de agua al hemisferio norte favoreciendo la formación de un gran casquete de hielo centrado en el Polo Norte, haciendo entrar a la Tierra desde entonces

en una glaciación bipolar, durante el periodo Cuaternario. En los sedimentos marinos, se registran desde hace 3 Ma abundantes restos líticos atribuibles al transporte por hielo (“ice rafted debris”, IRD), que informan de la llegada masiva de icebergs como consecuencia de la rápida expansión de los casquetes en el hemisferio norte (Shackleton y Hall, 1984; Haug *et al.*, 1999).

El clima del Cuaternario se caracteriza por la alternancia de periodos fríos o glaciares, a los que se asocian niveles bajos del mar o “lowstands”, y periodos cálidos o interglaciares, caracterizados por niveles del mar altos o “highstands”. Esta alternancia se produce a un ritmo marcado por los ciclos orbitales de Milankovitch (1941): excentricidad de la órbita terrestre, oblicuidad o inclinación, así como precesión del eje de rotación de la Tierra. La teoría de Milankovitch se basa en dos premisas: que el clima global es controlado por la distribución estacional y latitudinal de la insolación, y que la formación y ablación de los casquetes continentales de hielo durante el Cuaternario estuvieron reguladas por variaciones lentas de los parámetros orbitales de la Tierra.

El Sistema Cuaternario

El Periodo Cuaternario ha sido recientemente ratificado como un *Sistema /Periodo* dentro de la Escala Cronoestratigráfica Internacional, con su base a los 2.588 Ma (Gibbard *et al.*, 2010; www.stratigraphy.org/, 2013). A lo largo de este texto nos referiremos a la escala cronológica representada en la Figura 3 por ser la más utilizada y aceptada internacionalmente. Dicha escala se basa en la curva de la variación isotópica del $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ medido en caparazones de foraminíferos, utilizando como estándar el SMOW (Standard Mean Ocean Water), y calibrado con las variaciones cíclicas de los ciclos orbitales de Milankovitch (Shackleton *et al.*, 1990; Ruddiman y Raymo, 1988). En la escala gráfica, también hemos incluido los cambios de polaridad magnética, que son globales. Las variaciones de la curva del $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ definen los pisos isotópicos (“Oxygen Isotope Stage”: OIS; o “Marine Isotope Stage”: MIS) en los que alternan los periodos interglaciares cálidos, caracterizados por valores bajos del $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$, y designados con números impares simples (Emiliani, 1955, 1966 a, b) o combinados con letras, con los periodos glaciares (valores altos del $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$), designados con números pares (Emiliani, 1955, 1966 a, b), o combinados con letras.

Escala Cronológica (Plio-Cuaternario)

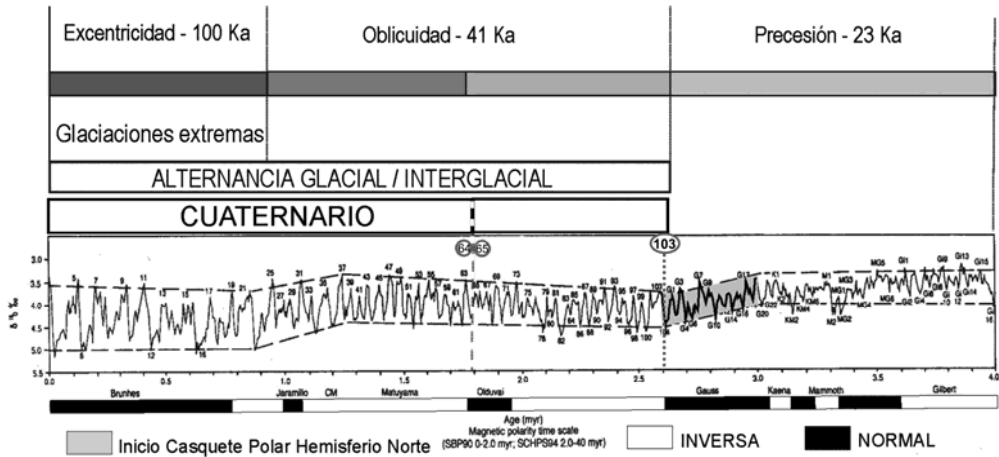


Figura 3.- *Escala Isotópica Paleomagnética del Plioceno-Cuaternario. Registro isotópico del oxígeno para los últimos 4 Ma (según Shackleton, 1995; estos datos, junto con la escala paleomagnética, han sido recopilados por Patridge, 1997), con indicación de los ciclos o parámetros orbitales dominantes en un periodo determinado.*

POTENCIALES ANÁLOGOS AL PRESENTE INTERGLACIAR

Con el fin de poder hacer comparaciones con escenarios climáticos similares, parece útil identificar análogos climáticos equiparables a esa posible situación y analizar sus características, tanto para contrastar la validez de los modelos como para ayudar a diseñar posibles estrategias de mitigación o adaptación. A continuación se pasa una breve revista a esos análogos.

Piacenziense (3.6 – 2.58 Ma)

Uno de los periodos más utilizados en los modelos climáticos como análogo del presente interglaciar es el conocido como la época cálida del Plioceno, Mid Pliocene Warm Period, MPWP (desarrollado entre 3.3 a 3 Ma), intervalo temporal que aproximadamente coincidiría, según la última revisión de la escala de tiempo geológico, con el Piacenziense (3.6 – 2.58 Ma) o piso superior del Plioceno (5.3 – 2.58 Ma) según Gibbard *et al.* (2010).

El hecho de que este periodo se haya considerado como un potencial análogo del presente interglaciar se debe a que, según numerosos autores (Salzwann *et al.*, 2011 y referencias incluidas en el artículo), es el único periodo cálido del pasado geológico durante el cual se dio una combinación de factores que afectó al mismo tiempo a los valores de temperatura y de las concentraciones de CO₂ atmosférico, que fueron semejantes a las actuales (era pre-industrial).

Además, el Piacenziense fue un intervalo relativamente cálido dentro de la época del Plioceno, con una distribución de los continentes similar a la actual. La mayor parte de la flora y de la fauna viviente en ese periodo se fue extendiendo hacia las latitudes altas (Salzwann *et al.*, 2011), lo que sugiere un clima global en proceso de calentamiento. Durante el Piacenziense la temperatura media global sería, como máximo, unos 2-3°C más alta que la actual (Dowsett, 2007). Según Robinson *et al.* (2008) fue el periodo más reciente en la historia de la Tierra en el que el calentamiento global, de media 2-3° C, fue similar a lo que se está proyectando para finales de este siglo (IPCC, 2007). Sin embargo, algunas estimaciones de las concentraciones de CO₂ muestran valores solo ligeramente más altos que los valores pre-industriales (Raymo *et al.*, 1996), lo que sugiere que el calentamiento no se debió sólo al aumento de los gases de efecto invernadero, que es la causa habitualmente propuesta para explicar el calentamiento actual y futuro (Jansen *et al.*, 2007).

Según Dowsett *et al.* (2009), se considera desde hace tiempo que las condiciones de la superficie terrestre durante el Piacenziense medio fueron más cálidas que las actuales en las latitudes medias y altas. Todos los datos señalan como responsable de este calentamiento a ciertas características específicas del agua profunda en el Atlántico Norte (Figura 4).

En primer lugar, el área de formación del agua profunda nortatlántica (North Atlantic Deep Water: NADW), que sería más cálida, más amplia expandiéndose más hacia el Sur y hacia el Norte que la actual. Esto, combinado con una mayor profundidad de la Dorsal de Groenlandia-Escocia, lo que permitió que entrara en el Océano Atlántico un volumen mayor de agua cálida nortatlántica.

En el Océano del Sur, la zona del Frente Polar era más amplia que la actual, y se encontraba más cerca del continente Antártico, lo cual, combinado con una reducción del hielo marino, al menos a nivel estacional, causaría una producción de agua fría y densa del fondo oceánico de la Antártida (denominada Antarctic Bottom Water: AABW) menor que la actual.

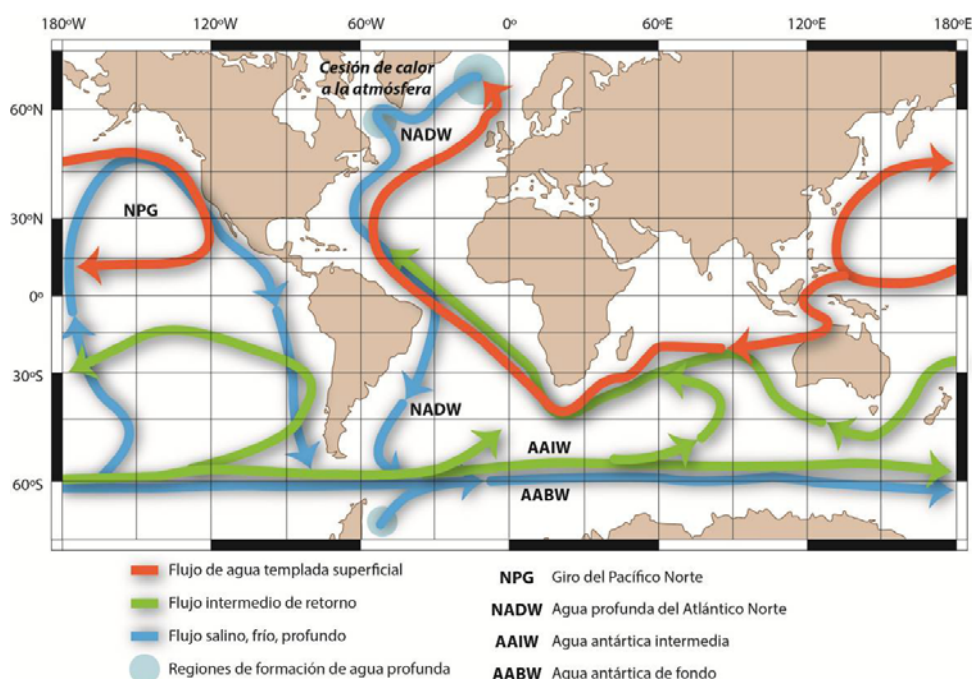


Figura 4.- *Circulación Oceánica Global: Representación esquemática según Broecker (1987), y S. Speich (adaptada de Lumpkin y Speer 2007, según Speich et al. 2007). En: Oppo y Curry (2012).*

El calentamiento se fue acentuado especialmente en las latitudes altas del hemisferio norte, mientras que en las latitudes altas del hemisferio sur el calentamiento era, probablemente, menos acentuado. Los niveles de concentración del CO_2 atmosférico eran similares a los actuales, en un rango de 330 a 425 ppm. (Pagani *et al.*, 2010) lo que, junto con una paleogeografía, batimetría, y paleobiología oceánicas muy similares a las actuales (Salzmann *et al.*, 2011), convierten al Piacenziense en un potencial análogo del actual interglaciar.

En contraste con el acuerdo científico bastante generalizado en lo que se refiere a las reconstrucciones de temperatura y los modelos de concentración del CO_2 atmosférico, las estimaciones sobre el nivel del mar durante Piacenziense varían dentro de un amplio rango, aproximadamente entre 25 y 12 m *snm* (sobre el nivel del mar actual), aunque en los experimentos de los Modelos Generales de Circulación Oceánica se utiliza normalmente una posición de aproximadamente 25 m *snm*. Pero la mayor parte de las estimaciones sobre el nivel del mar existente durante esta época están basadas en datos de las variaciones de los isótopos del oxígeno en foraminíferos bentónicos (Miller *et al.*,

2012) y en la reconstrucción de las paleolíneas de costa mediante la cartografía de campo (Naish y Wilson, 2009). Ahora bien, como los datos altimétricos no se han corregido con los ajustes glacio-hidro-isostáticos, la validez de estas cifras es muy cuestionable (Raymo *et al.*, 2011).

Hasta hace poco se suponía que el casquete del hielo del Antártico oriental había sido muy estable, con lo cual la cifra de aproximadamente 25 m del nivel del mar eustático utilizada en los modelos requería una contribución de dicho casquete Antártico, ya que el volumen de agua que aportaría la fusión (ablación) del casquete de Groenlandia y el casquete Antártico occidental sería de aproximadamente 12 m (7 m y 5 m *snm* respectivamente). Los datos suministrados (Cook *et al.*, 2013) por los sedimentos marinos pliocenos recuperados “offshore” de Adélie, frente al casquete Antártico oriental, revelan que el margen del casquete retrocedió varios cientos de kilómetros tierra adentro, lo cual indica que el casquete Antártico oriental fue afectado por el calentamiento climático durante el Plioceno.

Los interglaciares de los últimos 400 ka

Para una mejor comprensión del cambio climático actual y, por tanto, una mayor capacidad de predicción de las variaciones esperables en un futuro próximo, es necesario conocer la sensibilidad del sistema Tierra ante diferentes factores de control (conocidos como “forzamientos”), y su respuesta ante ellos. A pesar de que, en sentido estricto, no existen análogos para un futuro condicionado por factores antrópicos, ciertos interglaciares pasados pueden considerarse como experimentos naturales, que permiten extraer información valiosa. El registro paleoclimático revela una gran diversidad en la intensidad, duración y variabilidad interna de los distintos interglaciares cuaternarios.

Para abordar el estudio de dichas características, se ha creado un Grupo de Trabajo dentro del programa PAGES (Past Global Changes), con el nombre de PIGS (Past Interglacials), cuyo objetivo fundamental es estudiar cuáles son los factores que determinan la diversidad de los interglaciares de los últimos 800 ka. El lapso temporal elegido se debe a que, hasta ahora, los registros de hielo continuos y más completos cubren ese intervalo de tiempo que comprende los últimos siete interglaciares y el presente interglaciar, con el problema añadido de que solo se han podido estudiar en el casquete Antártico, dado que hasta el

momento en el hemisferio norte, incluso en el sondeo más reciente de Groenlandia (NEEM, North Greenland Eemian ice core), tan solo se ha podido analizar el último y el presente interglaciar (Figura 5). Sin embargo, en el casquete del hemisferio sur se pueden analizar numerosos “proxies” climáticos (indicadores indirectos de las condiciones climáticas pasadas) correspondientes a distintos ciclos glaciares (Petit *et al.*, 1999), gracias a los datos obtenidos (EPICA Community Members, 2004) a partir de los sondeos en el Dome C (Concordia), dentro del proyecto EPICA (European Project for Ice Coring in Antarctica), alguno de los cuales se citarán a continuación.

El interglaciar del Marine Isotope Stage (MIS) 11, entre aprox. 424 y 374.000 años.

El interglaciar MIS 11 se ha considerado el mejor análogo para el presente interglaciar (Holoceno), incluyendo la evolución futura del clima, debido a su similar configuración orbital (Berger y Loutre, 2002; Loutre y Berger, 2003). Dicha configuración (Figura 6) implica variaciones de la insolación con amplitudes muy pequeñas y consecuentemente muy baja excentricidad, coincidiendo con el ciclo de excentricidad mínima de 400 ka.

Las simulaciones con modelos climáticos bidimensionales (variación en la insolación y CO₂) para los próximos 100.000 años permiten concluir que es de esperar un interglaciar excepcionalmente largo, que se inició hace unos 5000 años y que se terminará dentro de 50.000 con el máximo de la siguiente glaciación dentro de 100.000 años (Loutre y Berger, 2000). Sólo una concentración de CO₂ inferior a 220 ppm podría dar lugar a una entrada a la siguiente glaciación simulada. Los niveles interglaciares han tenido habitualmente una concentración del orden de 280 ppm o ligeramente superiores (Petit *et al.*, 1999), mientras que la actual concentración de CO₂ atmosférico es de alrededor de unos 370-400 ppm. Los resultados obtenidos a partir de ciertos modelos sugieren que con muy pequeñas variaciones de insolación hay un valor umbral en la concentración de CO₂ por encima del cual el casquete de Groenlandia desaparecería.

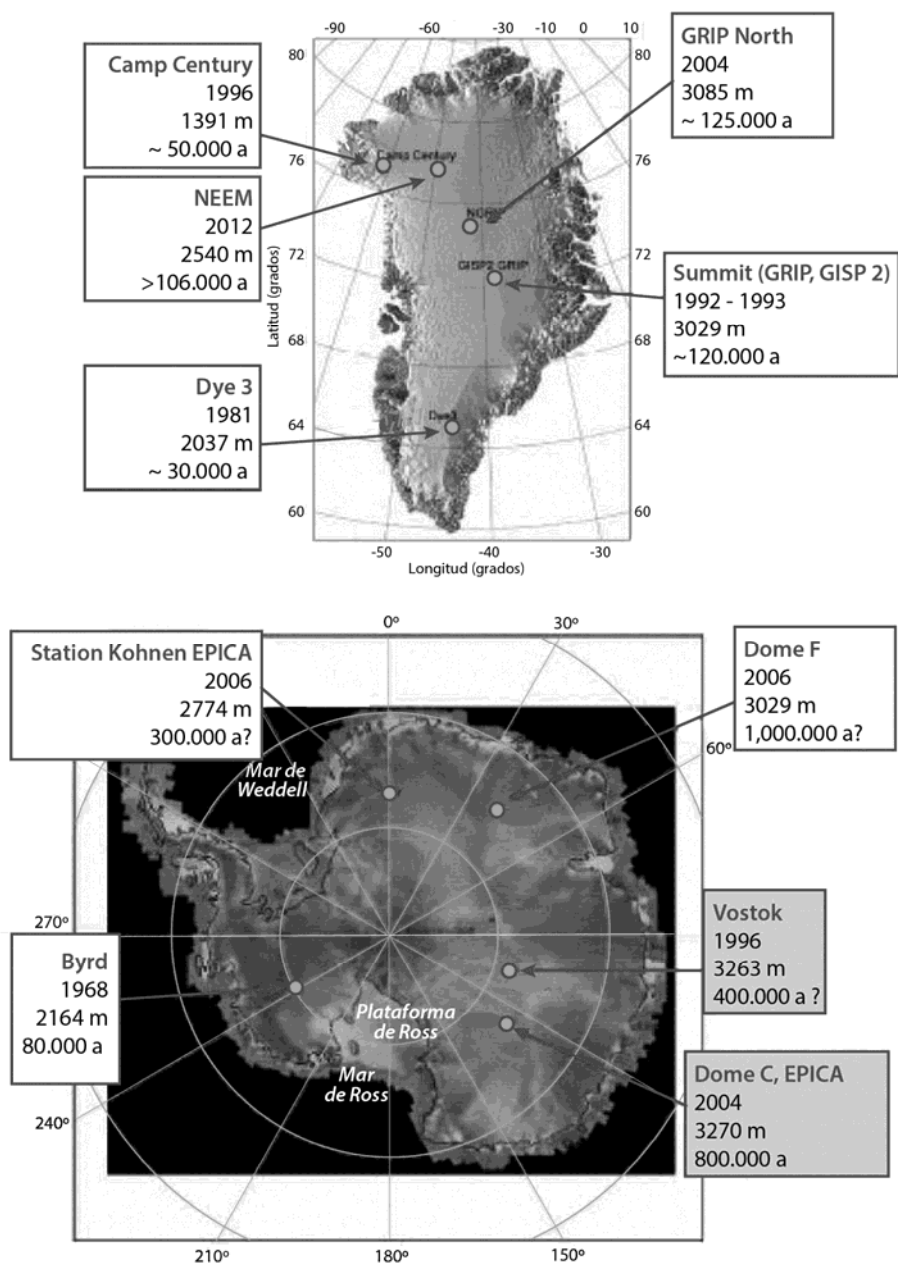


Figura 5.- Situación de los sondeos profundos en hielo (los primeros y los más recientes) en Groenlandia y la Antártida. Cada lugar de perforación contiene información sobre el nombre del sondeo, el año en que se terminó la perforación, la profundidad que alcanzó (en metros), y la edad estimada a la que se supone se ha conseguido llegar (según Masson-Delmotte et al., 2006). Excepto los datos del NEEM (según Sidall et al. 2013).

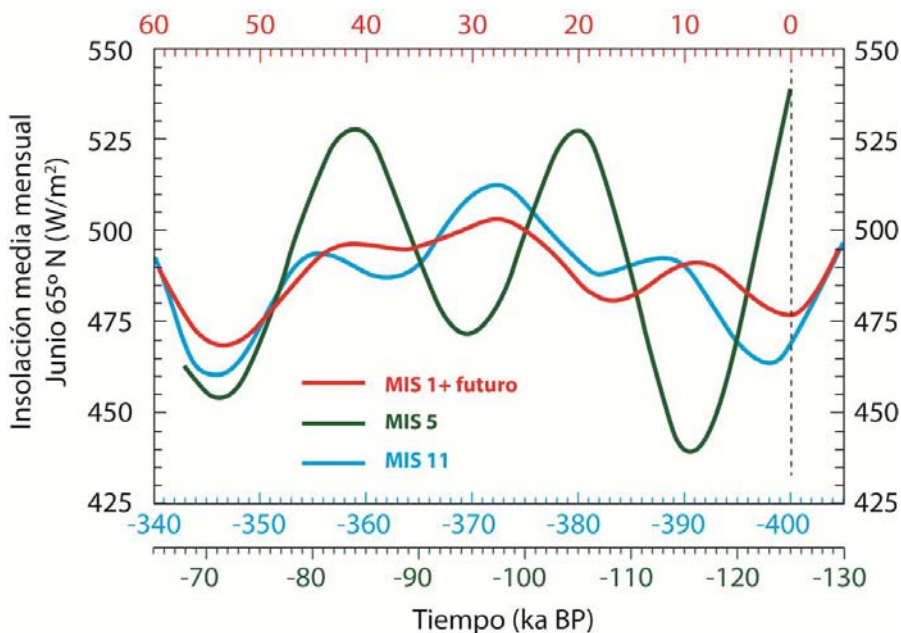


Figura 6.- Comparación entre las variaciones de la insulación de verano (mediados de Junio) a 65° N, durante los interglaciares correspondientes al MIS 11, último interglaciar MIS 5 y presente interglaciar MIS 1 (según Loutre y Berger, 2003).

El análisis del interglaciar MIS 11 ha tomado especial relevancia a partir de los sondeos en los hielos en Vostok (Petit *et al.*, 1999) y en particular en el Domo Concordia o DC (EPICA Community Members, 2004) de la Antártida (Figura 7). El registro del sondeo EPICA Domo C abarca ocho ciclos glaciares completos (últimos 800 ka), lo que hace posible que el MIS 11 se pueda comparar con otros interglaciares previos y posteriores. Es evidente que el MIS 11 marca la transición entre dos pautas diferentes. Hasta los 420 ka (en el paso del MIS 11 al MIS 12) los ciclos glaciares-interglaciares previos eran menos pronunciados debido a su menor amplitud, los periodos interglaciares eran menos cálidos de media, pero de mayor duración, y las concentraciones de CO₂ y CH₄ eran más bajas. A partir del MIS 11 se producen las glaciaciones más extremas cada 100 ka, y los interglaciares son muy cortos (Raynaud, 2006).

Los datos isotópicos (deuterio/hidrógeno) en los sondeos de hielo (EPICA Community Members, 2004) y los valores de $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ de las conchas de los foraminíferos en sondeos profundos marinos (Mc Manus *et al.*, 2003) sugieren que el MIS 11 fue un interglaciar con un periodo cálido anormalmente largo, que duró alrededor de 28 ka.

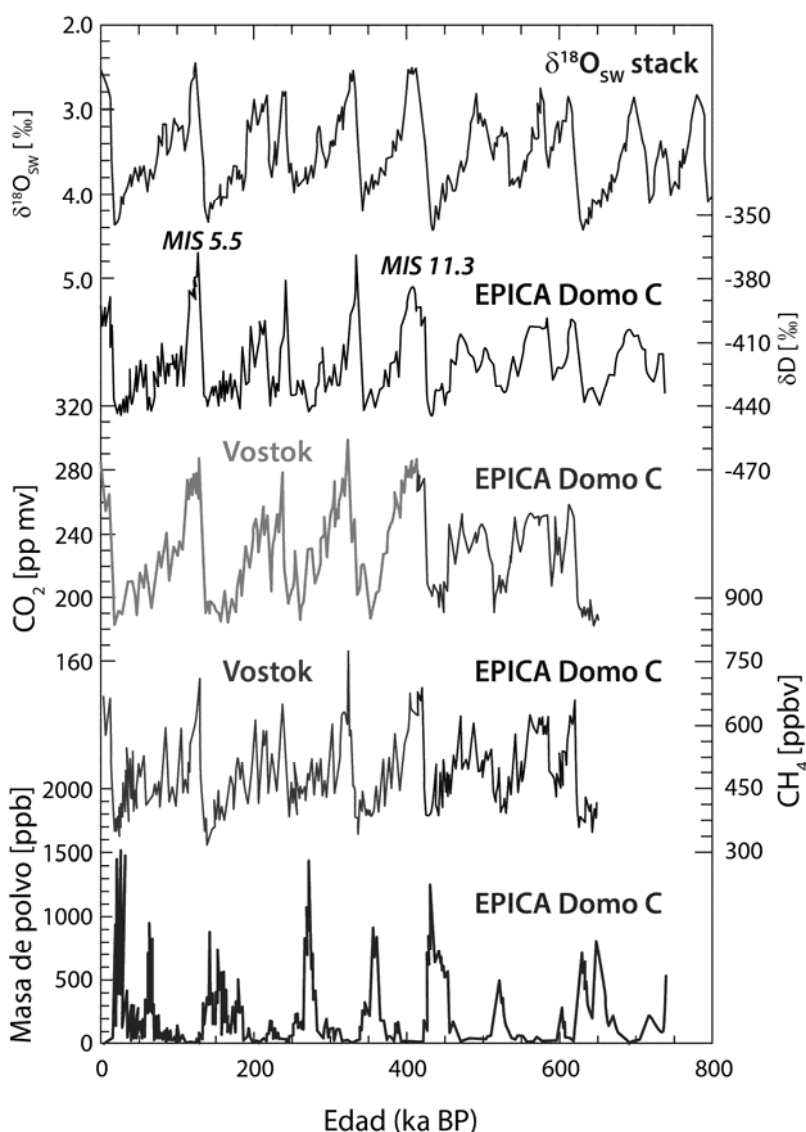


Figura 7.- Parámetros de los sondeos en la Antártida, Vostok y EPICA-Domo C, para los últimos 750 ka, comparándolos con los datos del $\delta^{18}O\%$ de foraminíferos bentónicos en sondeos marinos (Lisiecki y Raymo, 2005). Se han señalado los óptimos o picos de los interglaciares MIS 5 (subpiso MIS 5.5) y MIS 11 (Subpiso MIS 11.3). Según Wolff (2006).

Los datos del sondeo marino ODP 646 situado en el Mar del Labrador y en las proximidades de Groenlandia a la latitud $\sim 60^{\circ}N$ (de Vernal y Hillaire-Marcel, 2006) han ayudado a reconstruir la extensión del hielo marino del último millón de años, tanto a escala estacional como

milenaria. Los resultados obtenidos a partir de datos de polimorfos marinos (quistes de dinoflagelados) y datos terrestres (polen y esporas) sugieren que durante el Pleistoceno hubo grandes cambios en la extensión del hielo marino (banquisa), y que estos cambios se produjeron en todos los interglaciares durante el último millón de años, excepto durante una parte del MIS 11, cuando no hubo una cubierta multianual perenne.

Otros datos sobre distintos “proxies” climáticos marinos y terrestres (Müller y Pross, 2007), entre los que se incluyen los referentes al tanto por ciento de árboles termófilos y al total de polen arbóreo (Figura 8) apuntan también a que las condiciones interglaciales perduraron largo tiempo durante el MIS 11.

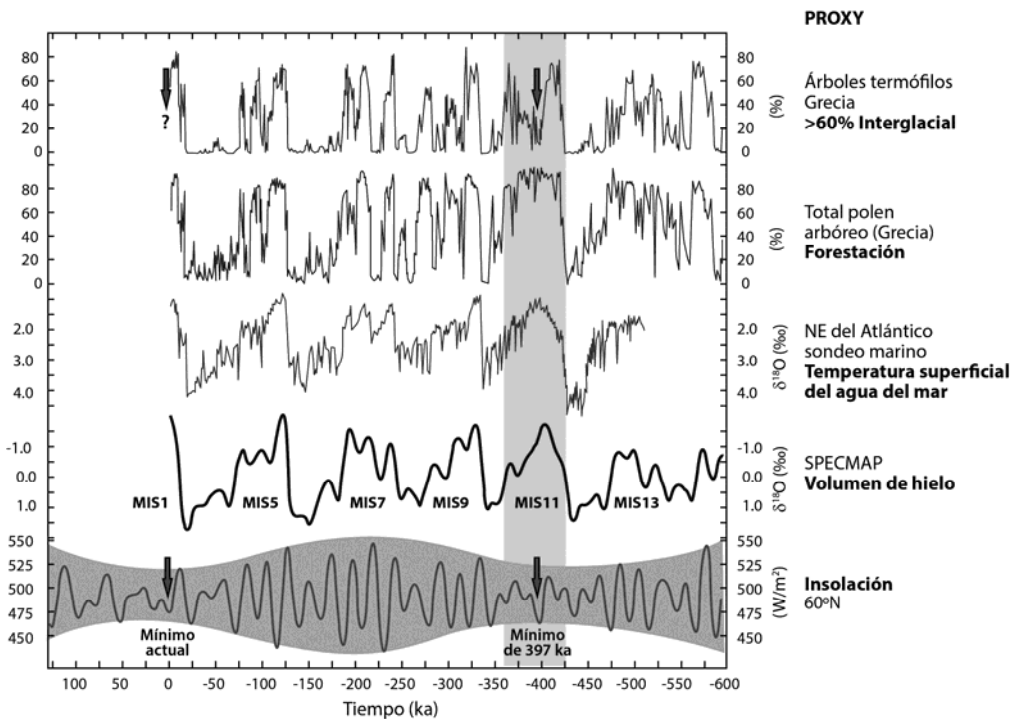


Figura 8.- Empleo de varios proxies en ambientes terrestres, marinos y de hielo. La franja gris señala la duración del MIS 11. Las flechas negras indican la insolación mínima ca. 397 ka, y la actual (Müller y Pross, 2007).

Sin embargo, según se desprende de la información obtenida sobre los valores de insolación (Loutre y Berger, 1991) y del tanto por ciento de árboles termófilos (Reille y de Beaulieu, 1995), se considera que el largo periodo cálido fue interrumpido registrándose una fase más fría

hace unos 397.000 años (Figura 8). Los valores del $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ (SPEC-MAP – Imbrie *et al.*, 1984) en los sondeos marinos como indicadores del volumen de hielo y como *proxy* de la temperatura del agua superficial marina del Atlántico Norte (Mc Manus *et al.*, 1999), indican que el interglaciar fue largo, pero no siempre cálido.

En lo que se refiere al nivel del mar, los datos disponibles se prestan a distintas interpretaciones. Los valores de las curvas del $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ en foraminíferos bentónicos y planctónicos en sondeos marinos profundos y suponiendo que una variación del 0,1‰ del $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ equivale a 10 m de columna de agua oceánica (Shakleton y Opdyke, 1973), y los datos de Mc Manus *et al.* (2003) y Lisiecki y Raymo (2005) sugieren un nivel del mar similar al actual. Sin embargo, las observaciones en tierra de los geobioindicadores costeros (altura de las terrazas marinas, socaves, facies sedimentarias, bioconstrucciones, etc.), sugieren que el nivel del mar era aproximadamente 20 m *snm*, lo que implicaría la fusión de los casquetes de Groenlandia, la parte occidental de la Antártida y parte del sector oriental (Hearty, 2002; Olson and Hearty, 2009). Utilizando la posición de las antiguas líneas de costa expuestas y aplicando curvas de “corrección de levantamiento” se han estimado diversas posiciones, en las que el nivel del mar estaría situado entre 3 m por debajo del nivel del mar (*bnm*) y 13 m por encima (*snm*) con respecto al nivel actual, que caen dentro de la banda propuesta a partir de los análisis paleoceanográficos (Bowen, 2010). En cualquier caso, hay que tener presente que una larga duración del periodo cálido del interglaciar no implica necesariamente que el nivel del mar permaneciese alto durante todo el periodo de “estabilidad térmica”.

El Último Interglaciar MIS 5 (aprox. 135 y 70 ka)

El piso isotópico 5, está compuesto por cinco subpisos isotópicos, de más antiguo a más reciente (OIS 5e = MIS 5.5; OIS 5d = MIS 5.4; OIS 5c = MIS 5.3; OIS 5b = MIS 5.2; OIS 5a = MIS 5.1). Dentro de estos subpisos los niveles del mar alto corresponden a los OIS 5e, 5c, y 5a. Dentro del último interglaciar, el intervalo que siempre se ha considerado como un potencial análogo del actual, a pesar de su diferente configuración orbital (Figura 6), es el correspondiente al subpiso isotópico OIS 5e (= MIS 5.5 = MIS 5e = OIS 5e), desarrollado aproximadamente entre 135 y 116 ka, también llamado el pico o el óptimo del último interglaciar.

La amplitud de la variabilidad de la insolación durante el MIS 5 fue del orden de 110 W/m^2 , mientras que desde hace 50.000 años hasta la actualidad ha sido menor de 30 W/m^2 (Figura 6). Esto es muy importante, siempre que se considere que la insolación es el mecanismo impulsor del sistema climático, lo cual a su vez podría implicar que el máximo de la insolación coincidiría con el máximo del nivel del mar. Sin embargo, no hay una función lineal que relacione la temperatura y el nivel del mar. Así, en los casos del MIS 5 y el MIS 1, el máximo del nivel del mar se produce después de que se halla alcanzado el máximo de temperatura o pico de la insolación de verano en el hemisferio norte (Figura 9).

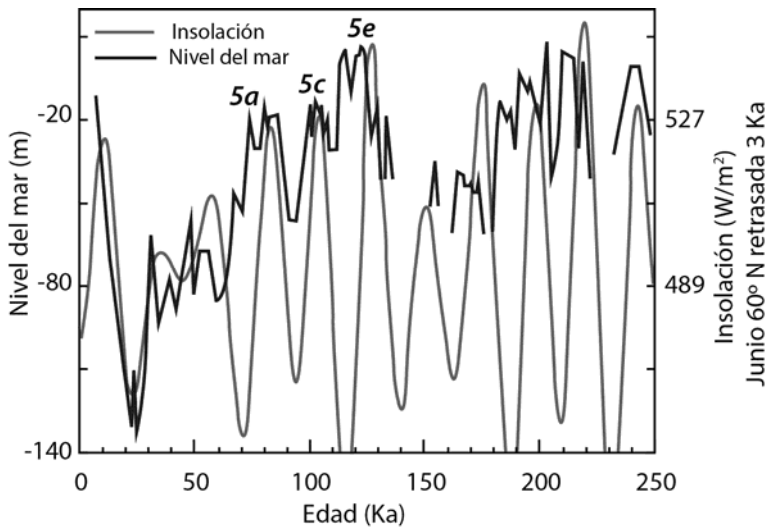


Figura 9.- Relación entre la insolación (línea gris) y el nivel del mar (línea negra) en el hemisferio norte (Thompson y Goldstein, 2006).

Considerar el OIS 5e como un potencial análogo del periodo actual presenta varias ventajas:

- Su cercanía en el tiempo, lo que hace que su registro morfosedimentario haya experimentado poca alteración diagenética, y por consiguiente resultaría más probable que el sistema esté más cerrado geoquímicamente y que, debido a esta característica, se puedan utilizar diversas técnicas de datación, lo que permitiría obtener edades con buena resolución temporal y más fiables (Stirling *et al.*, 1995; Chappell *et al.*, 1996; Muhs *et al.*, 2002; 2012; Shellmann y Radtke, 2004; Hearty *et al.*, 2007).

- Es un intervalo en el que la posición media global del nivel del mar fue más alta o similar a la actual (McCulloch y Esat, 2000). Esto hace que los testigos de ese nivel del mar, tanto erosivos como sedimentarios, se encuentren expuestos subaéreamente en la mayoría de las costas del mundo y sean claramente identificables.
- Las temperaturas medias de superficie fueron más cálidas que las actuales (Otto Bliesner *et al.*, 2006), y el casquete de Groenlandia, y posiblemente también el sector oeste del manto de la Antártida, serían también más pequeños (Overpeck *et al.*, 2006). Durante la parte más cálida (OIS 5e) de este interglacial a nivel global, se produjeron migraciones faunísticas desde los trópicos hacia los polos (Figura 10), que se han estudiado especialmente bien en el hemisferio norte.

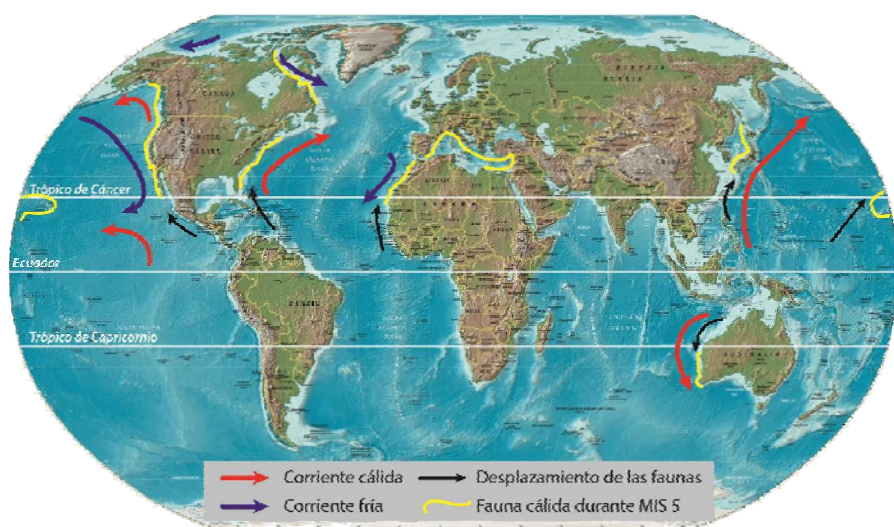


Figura 10.- Principales desplazamientos de moluscos marinos de aguas superficiales costeras desde los trópicos hasta las latitudes medias (flechas negras) y costas (en amarillo) con presencia de especies cálidas durante el MIS 5, hoy en día ausentes en esas zonas. Las flechas rojas indican las trayectorias de las aguas cálidas, las flechas azules las trayectorias de las corrientes frías (varios autores, sintetizado por Cabero *et al.*, 2013).

A partir de los registros de hielo, marinos y terrestres, se deduce que el OIS 5 en el hemisferio norte muestra elevada variabilidad climática, en especial latitudinal, y notorias diacronías (GRIP Members, 1993; Sánchez Goñi *et al.*, 1999; Knudsen *et al.*, 2002; Kukla *et al.*, 2002; McManus *et al.*, 2002; Shackleton *et al.*, 2002; Pérez-Folgado *et al.*, 2004; CAPE - Last Interglacial, Project Members, 2006).

La media de la insolación de verano en el hemisferio norte (Berger y Loutre, 1991) durante el pico del último interglaciario (130 – 127 ka) fue alrededor de un 11% más alta que la actual, con un importante gradiente latitudinal. Así lo indican las anomalías de temperaturas de verano, de 4 a 5° por encima de las actuales sobre el océano Ártico y de 0 a 2° más altas que las actuales en las latitudes medias y bajas (CAPE –Last Interglacial Project Members, 2006). Sin embargo, la parte final del interglaciario se caracteriza por valores de insolación relativamente bajos (Figura 6)

En los registros marinos (Bond *et al.*, 1997, 2001), se ha reconocido una alta variabilidad climática a escala suborbital a lo largo del pico del último interglaciario (OIS 5e), con ciclos de aproximadamente 1.5 ka de duración, que se relacionan con perturbaciones en la cantidad de energía solar emitida. Otros autores (McManus *et al.*, 1999; Broecker *et al.*, 1999) sugieren que los cambios en la circulación oceánica también contribuyen a esta variabilidad con ciclos de alrededor de un milenio. Recientes sondeos en tierra muestran una variabilidad climática similar durante la parte más cálida del MIS 5; es decir, a lo largo del OIS 5e (periodo conocido en Europa como el Eemense). El análisis de los isótopos estables del oxígeno y del carbono ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ y $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) en espeleotemas del sur de Francia ha revelado una prominente variabilidad a escalas inferiores a un milenio (Couchoud *et al.*, 2009), con resultados similares a los obtenidos en espeleotemas procedentes de la Toscana (Italia) (Drysdale *et al.*, 2009). Los registros polínicos en lagos del sur de Alemania (Müller *et al.*, 2005) sugieren que el periodo cálido Eemense (126 a 110 ka) fue interrumpido por 11 eventos fríos que se han relacionado con cambios cíclicos en los valores medios de temperatura y precipitación invernales de 1.1 a 1.5 ka de duración media.

Estudios geomorfológicos de detalle sobre las terrazas coralinas de Barbados (Shellmann y Radtke, 2004) muestran múltiples fases de formación de arrecifes durante el pico del OIS 5e, que atribuyen a que hubo varios “highstands” dentro del pico del OIS 5e. Una gran variabilidad se observa también, aunque en menor medida, en los subpisos OIS 5c y OIS 5a. Las variaciones del nivel del mar asociadas a estos cambios climáticos son aún objeto de controversia; en especial se discute el número de “highstands” registrados y la posición altimétrica del nivel del mar durante los mismos.

Recientemente, Hearty *et al.* (2007) suponen que el MIS 5e se desarrolló entre 130 ± 2 y 119 ± 2 ka y, basándose en datos geomorfológicos de costas en diferentes océanos, incluido el mar Mediterráneo, y

cientos de dataciones Th-U sobre corales, confeccionan varias curvas del nivel del mar. De entre todas ellas, la que consideran más global se caracteriza por una subida postglacial del nivel del mar anterior a 130 ka, seguida de un periodo de estabilidad, con un nivel del mar a 2-3 m *snm* entre aproximadamente 130 y 125 ka, y una pequeña regresión con bajada del nivel del mar por debajo del nivel actual. Posteriormente se produjo un nuevo ascenso del nivel del mar hasta 3-4 m *snm* (124-122 ka). La parte final del MIS 5e, entre aproximadamente 120 y 118 ka, se caracteriza por cambios rápidos que llevan de nuevo el nivel del mar hasta una altura de entre 6 y 9 m *snm*. En cuanto a la cronología de la curva, los autores advierten de que es sólo aproximada ya que, a pesar de disponer de cientos de análisis de las relaciones Th-U en corales, los resultados de cada muestra en concreto confirman tan solo que ésta pertenece al último interglaciar, en el mejor de los casos al MIS 5e, pero los datos isotópicos no son lo suficientemente precisos como para asignar una edad a cada uno de los “highstands”. Por consiguiente, son los datos geomorfológicos y las secuencias estratigráficas de las unidades morfosedimentarias (tales como suelos, dunas y otros depósitos continentales) intercalados con los marinos, los que han permitido establecer una cronológica provisional de los diferentes “highstands”.

Los datos expuestos más arriba sugieren que los cambios del nivel del mar y climáticos pudieron ser rápidos y bruscos, incluso durante los óptimos climáticos y con el nivel del mar de un interglaciar, y muy en especial durante el OIS 5e (por ejemplo, Dansgaard *et al.*, 1993; Zazo *et al.*, 1993), este hecho era impensable incluso a finales del S. XX

EL PASO DEL ÚLTIMO PERIODO GLACIAR AL PRESENTE INTERGLACIAR

Al final del último interglaciar, se inicia ya el retorno a las condiciones glaciales durante el MIS 5d (aproximadamente entre 100 y 110 ka), el nivel del mar bajó bruscamente, aunque de forma global un nivel similar al actual y de escasa duración se registra en algunos puntos durante el subestadio MIS 5a (~81 ka, Dorale *et al.*, 2010). A lo largo del último periodo glaciario (entre, aproximadamente, 75 y 11,7 ka), que comprende los pisos isotópicos MIS 4, MIS 3 y MIS 2, el nivel del mar fue muy variable, en especial durante el MIS 3 (Figura 11) cuan-

do éste se situó entre 60 m y 70 m bajo el nivel actual, y varios autores señalan la presencia de 5 “highstands” dentro de este piso isotópico (aproximadamente entre 60 ka y 25 ka), incluidos en una curva cuyos valores extremos van desde 75 m a 20 m *bnm*.

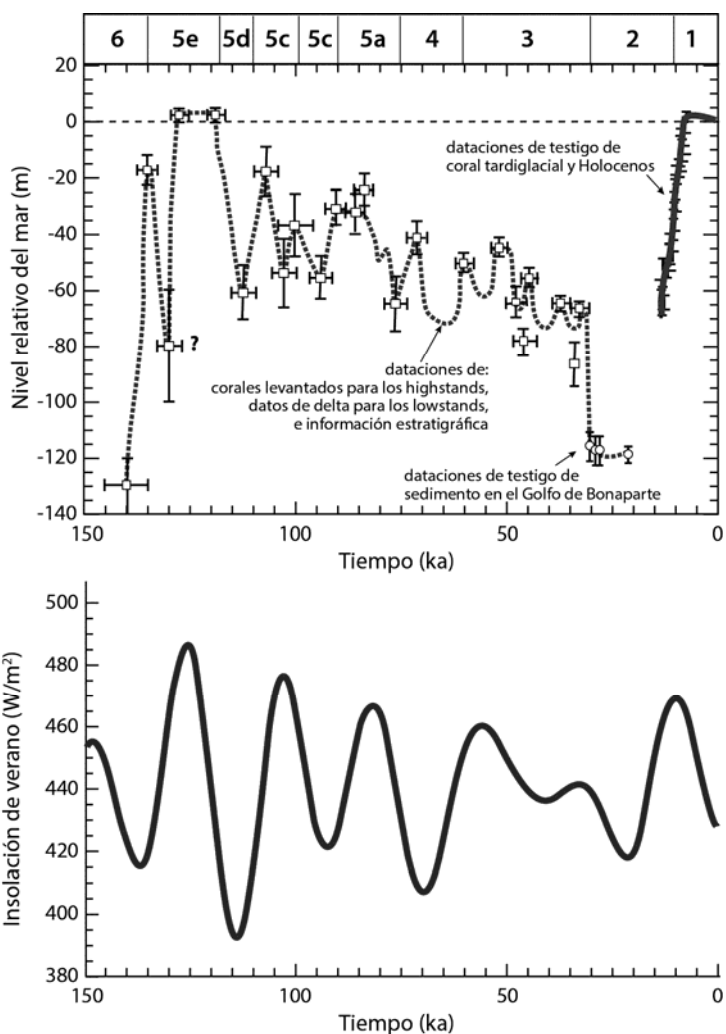


Figura 11.-Cambios del nivel del mar durante el último ciclo glaciario, y comparación con la variabilidad de la insolación de verano (julio, 65° N). La curva del nivel del mar se ha elaborado a partir de los datos de la península de Huon (Nueva Guinea) y los del Golfo de Bonaparte (Australia). Según Lambeck et al. (2002). Obsérvese cómo, durante ese tiempo, las oscilaciones del nivel del mar son mucho más numerosas y rápidas que las de la insolación. No obstante, el nivel global más bajo del mar (entre 120 y 140 m *bnm*) coincidió aproximadamente con el máximo volumen de hielo de los casquetes, hacia los 21 ka, es decir durante el MIS 2.

Por su parte, el clima en el Atlántico Norte durante el último periodo glaciario hasta el comienzo del Holoceno se caracterizó también por una marcada variabilidad, con cambios bruscos que se producían con una frecuencia milenaria, en los que la temperatura descendía del orden de 5° a 10° C en pocos siglos, seguidos de calentamientos aún más rápidos, que duraban decenas de años. Estas oscilaciones climáticas (denominadas periodos estadiales fríos e interestadiales cálidos), cuya duración media es de unos 1400-1500 años, se conocen como oscilaciones *Dansgaard-Oeschger*, D-O (Dansgaard *et al.*, 1993).

Durante algunas oscilaciones se registran eventos mucho más fríos, que ocurren cada 7000 u 8000 años, llamados *eventos Heinrich* que se detectaron por primera vez en los sondeos marinos por la presencia de IRD (*Ice Rafted Debris*) asociados a descargas bruscas de restos líticos, arrastrados y transportados al océano en la base de icebergs (Heinrich, 1988). Cada conjunto de oscilaciones D-O limitado por dos eventos Heinrich se conoce como “ciclo de Bond” (ciclos de enfriamiento, Bond *et al.*, 1993), (Figura. 12).

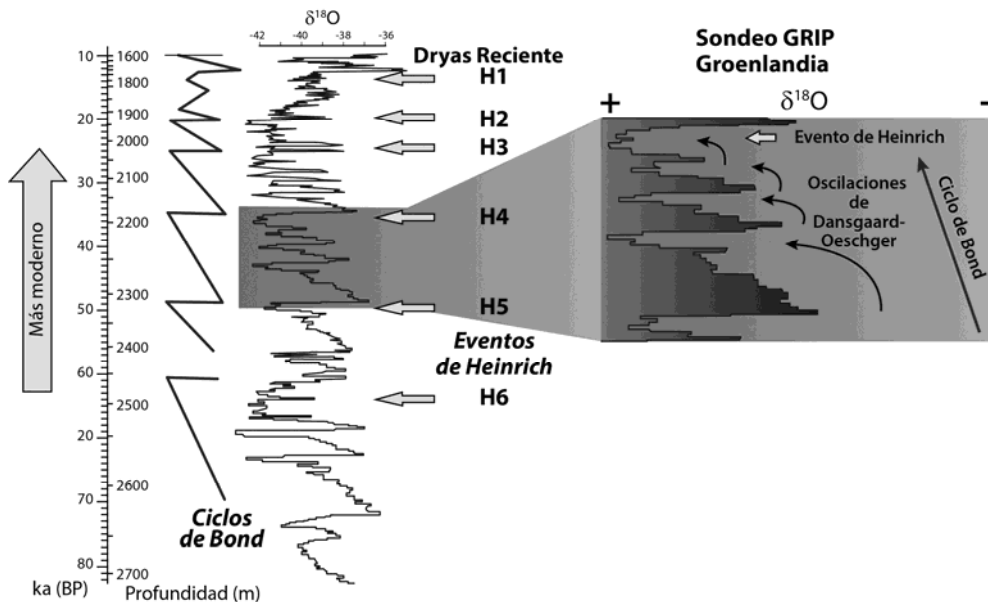


Figura 12.- Cambios climáticos rápidos reflejados en las variaciones del $\delta^{18}O$ en el sondeo GRIP para el intervalo de 10 a 90 ka (según Bond *et al.*, 1993). Se representan también los ciclos de Bond, los eventos Heinrich y las oscilaciones Dansgaard-Oeschger (D-O). (Según Dansgaard *et al.*, 1993).

Estos ciclos y eventos se detectan también en los sondeos marinos del entorno de la Península Ibérica pues quedan registrados en diferentes indicadores (alquenonas -hidrocarburos de cadena larga que se utilizan para calcular la temperatura superficial del agua del mar; $\delta^{18}\text{O}$; IRD; polen; foraminíferos; polvo, etc.), que ponen de manifiesto la llegada de descargas de icebergs al Sur de Iberia y la entrada de aguas polares en el Mediterráneo durante los pulsos más fríos es decir los Heinrichs (Paillier & Bard, 2002; Cacho *et al.*, 1999, 2002).

Elementos esenciales en el paso del último periodo glacial al presente interglacial

Los amplios casquetes de hielo del hemisferio norte y la insolación de verano representaron un papel fundamental durante el paso de condiciones glaciales a las interglaciales (Figura 13).

Observando la figura se aprecia que el tamaño del manto de hielo de la Antártida cambió poco en comparación con lo que ocurrió con los casquetes del hemisferio norte. La mayoría de los pequeños cambios producidos en la Antártida se concentraron en las bahías de Ross y Weddell, donde la recesión fue demasiado tardía para haber tenido mayor influencia en el paso de condiciones glaciales a interglaciales.

Denton *et al.* (2010) proponen que las condiciones propicias para que tenga lugar el paso de un periodo glacial a un interglacial implican dos elementos esenciales en el hemisferio norte: un aumento de la insolación de verano y la presencia de amplios casquetes de hielo propensos a la inestabilidad.

Un factor que parece haber sido clave es el aporte de agua dulce al Atlántico Norte, el cual se requiere para mantener las condiciones estadales frías; dicho aporte hace que la producción de agua densa profunda sea mínima. Cuando sube la temperatura en el hemisferio sur, aunque el norte siga helado y frío, se desplazan hacia el sur los vientos del oeste (“westerlies”) del hemisferio sur y se refuerza el “upwelling” antártico, con lo que el bombeo del CO_2 a la atmosfera es mayor en las zonas australes, reforzando el efecto invernadero atmosférico. Con elevados contenidos de CO_2 el siguiente máximo de insolación, aunque sea modesto, funde la cubierta de hielo del hemisferio norte.

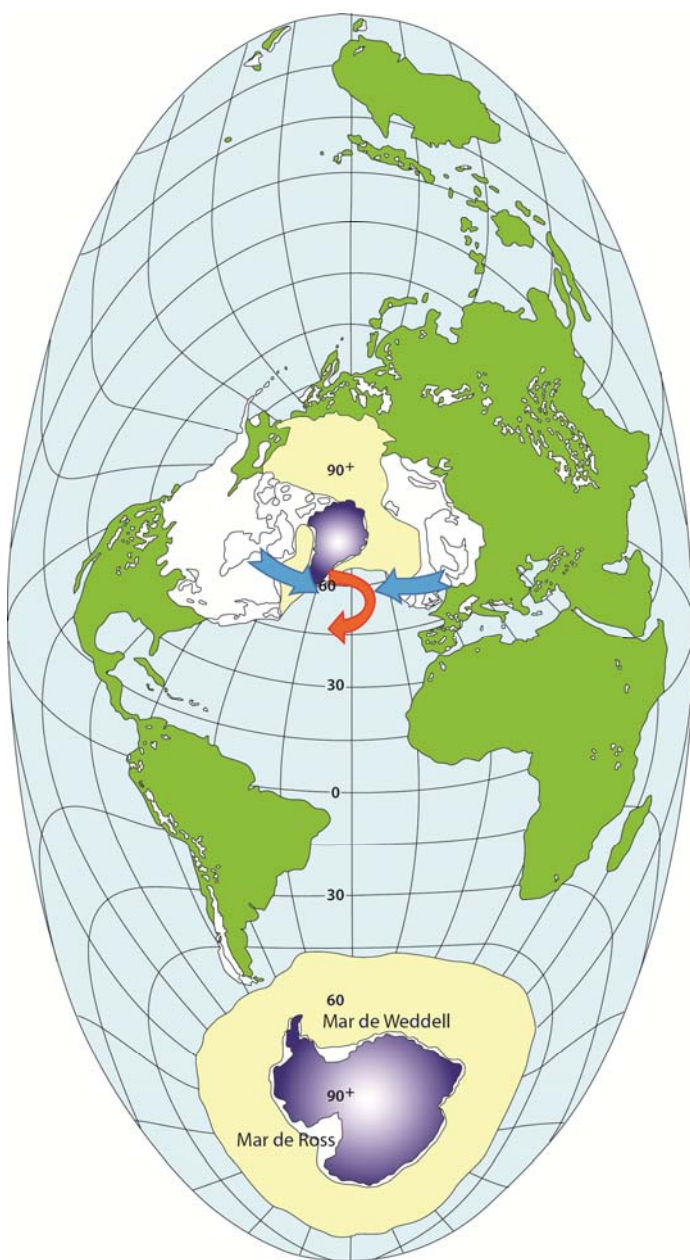


Figura 13.- Cambios en el volumen de hielo continental a lo largo del Pleistoceno superior. Mapa global que muestra de forma esquemática la extensión de los casquetes durante el máximo del último periodo glacial (en color blanco). Dos amplios casquetes (indicados en color azul) sobrevivieron la última deglaciación: el de Groenlandia y el de la Antártida. Este mapa resalta la proximidad de los casquetes Europeo y de Laurentia a las áreas de formación del agua profunda del Océano Noratlántico (indicada por una flecha roja). Las flechas azules indican el aporte de agua dulce e icebergs. En ambos polos el color amarillo indica la máxima extensión del hielo en invierno. (Según Denton et al., 2010).

La última gran Deglaciación culminando con el nivel del mar actual

El MIS 2 representa el periodo con mayor volumen de hielo, tal como se deduce del bajo nivel eustático global durante un intervalo que se extiende desde los aproximadamente 19 a los 23 ka, centrado en 21 ka (Schneider *et al.*, 2000). Se trata de un intervalo temporal en el que los depósitos coralinos y los sedimentos costeros perforados sugieren una posición del nivel del mar situado entre los 140 m y 120 m *bnm* (Figura 14a). La recesión del hielo continental se inició hace unos 19.000 años y terminó hace unos 6-7000 años, cuando el nivel del mar alcanzó aproximadamente la cota actual. La subida del mar no se produjo de forma continua ni progresiva sino episódica, mediante pulsos rápidos que se denominan pulsos de agua de fusión (Melt Water Pulses, MWP). El primer pulso, MWP 1A, se desarrolló entre los 14-8 ka y los 13-6 ka (Figura 14b), con una subida de 16 m en menos de 500 años (> 3 cm/año). El segundo, denominado MWP 1B, se produciría entre 11.4 ka y 11 ka; este último es más discutido y no se registra siempre, aunque sí de forma significativa en Barbados. Los registros de coral indican que la tasa de subida del nivel del mar disminuyó entre los 11 ka y los 8 ka BP (Nakada y Lambeck, 1988).

Según algunos autores (por ejemplo, Gornitz, 2007) entre hace 8.2 y 7.6 ka se produjo una nueva subida del nivel del mar de forma acelerada (Figura 15). Esta subida fue primero identificada con un hiato que se registró en el crecimiento de los corales del Caribe. Aunque no tan firmemente establecido, a este pulso se le denomina MPW-1C. También se han reconocido registros de esta rápida subida en el delta del río Mississippi, en el Río Amarillo en China, en la costa NO inglesa de Lancashire y en Limfjord en el NO de Dinamarca.

Este pulso se ha relacionado con el evento frío de Bond a 8.2 ka, aparentemente generado por un drenaje catastrófico de los lagos proglaciares de Agassiz y Ojibwa, de América del Norte, hace unos 8400 años, liberando en pocos años un volumen de agua dulce de unos 105 km^3 . Como resultado de este fenómeno catastrófico se produjo una subida global del nivel del mar del orden de 1 m, aunque algunos autores (Turney y Brown, 2007) la cifran en 1,4 m y sugieren que el gran aporte de agua dulce se debió al colapso del remanente hielo Laurentino.

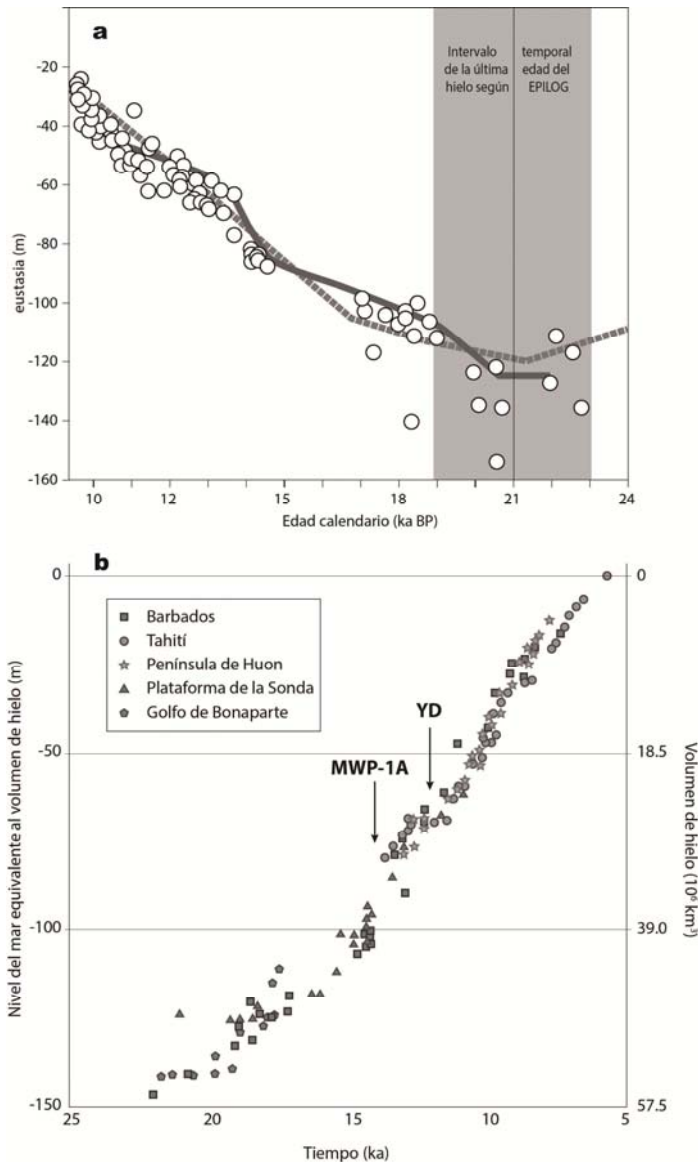


Figura 14.- (a) Curva teórica (línea discontinua) que muestra la subida del nivel del mar desde el nivel más bajo alcanzado durante el máximo del último periodo glaciar. En línea continua, curva del nivel del mar a partir de datos de los arrecifes de coral y los sondeos marinos (círculos) según el registro obtenido en los sedimentos. También se indica el intervalo temporal, franja gris, que se considera más probable para la máxima extensión del hielo en ambos hemisferios, según el consenso de EPILOG (Environmental Processes of the Ice Age: Land, Ocean, Glaciers). (Según Schneider et al., 2000). (b) Cambios en el volumen del hielo global desde el máximo glaciar hasta la actualidad basados en datos de la posición del nivel del mar en diferentes localidades, ajustado isostáticamente, según Lambeck et al., (2002). Clave: MWP (Melt Water Pulse), YD (Younger Dryas: Dryas reciente).

El efecto que tuvo esta subida en las poblaciones humanas es aún discutido; no obstante, las investigaciones sobre la inundación marina del antiguo lago de agua dulce que era el mar Negro, basadas en la reconstrucción de las paleolíneas de costa, dataciones por radiocarbono, datos paleontológicos, y arqueológicos, sitúan la principal subida global del nivel del mar entre los años 8350 y 8230 antes del presente, precediendo al evento frío de 8.2 ka de Bond. Turney y Brown (2007) relacionan provisionalmente esta subida con el mito de la inundación al que se refiere la Biblia como el “Diluvio universal”, que dio origen a grandes migraciones de las poblaciones neolíticas desde las costas del mar Negro hacia la Europa central.

En los cambios del nivel del mar ocurridos después de los aproximadamente 7000 a cal. BP¹, el aporte de agua dulce al mar (y su contribución a los cambios de nivel) desde los casquetes glaciares se considera prácticamente nulo (Pirazzoli, 2005; Yu *et al.*, 2009). Ello es debido a que el factor glacioeustático pierde poder frente al factor glacio-hidro-isostático, que es el que va a determinar en adelante la redistribución de las masas de agua en el océano, muy relacionada, a su vez, con la situación geográfica de cada costa respecto al área previamente glaciada.

¹Edades calibradas= Edades cal. El método de datación cronológica más utilizado en el periodo Holoceno y final del Pleistoceno superior es el de radiocarbono o C-14. La edad que proporciona este método se conoce como edad radiocarbónica o edad C-14 (edad convencional) y se expresa en años BP (Before Present), considerando el año 1950 de nuestro calendario como el presente. Esta fecha se eligió por convenio internacional, debido a que durante la segunda mitad del siglo XX, los ensayos nucleares provocaron grandes anomalías en las curvas de concentración relativa de los isótopos radioactivos de la atmósfera.

Cuando se compararon las concentraciones teóricas de ¹⁴C con las muestras de madera cuya edad se conocía a partir de la dendrocronología (contaje de anillos de los árboles) se observaron diferencias con los resultados esperados. Esas diferencias se deben a que la concentración de carbono radioactivo en la atmósfera también ha variado a lo largo del tiempo. Hoy se puede calcular esa variación, haciendo calibraciones por comparación de la fecha de radiocarbono con una edad revisada internacionalmente que se publica en una base de datos de calibración global. Estas edades calendario, o calibradas, son diferentes de las edades convencionales y la diferencia se acrecienta a medida que las muestras son más antiguas. Los datos se expresan en edades de calendario cristiano, mediante las siglas AD (Anno Domini), DC (Después de Cristo), y AC (Antes de Cristo), o en edades antes del presente (año 1950), cal. BP= de nuestro calendario. Los laboratorios suministran tanto las edades radiocarbono como las edades calibradas.

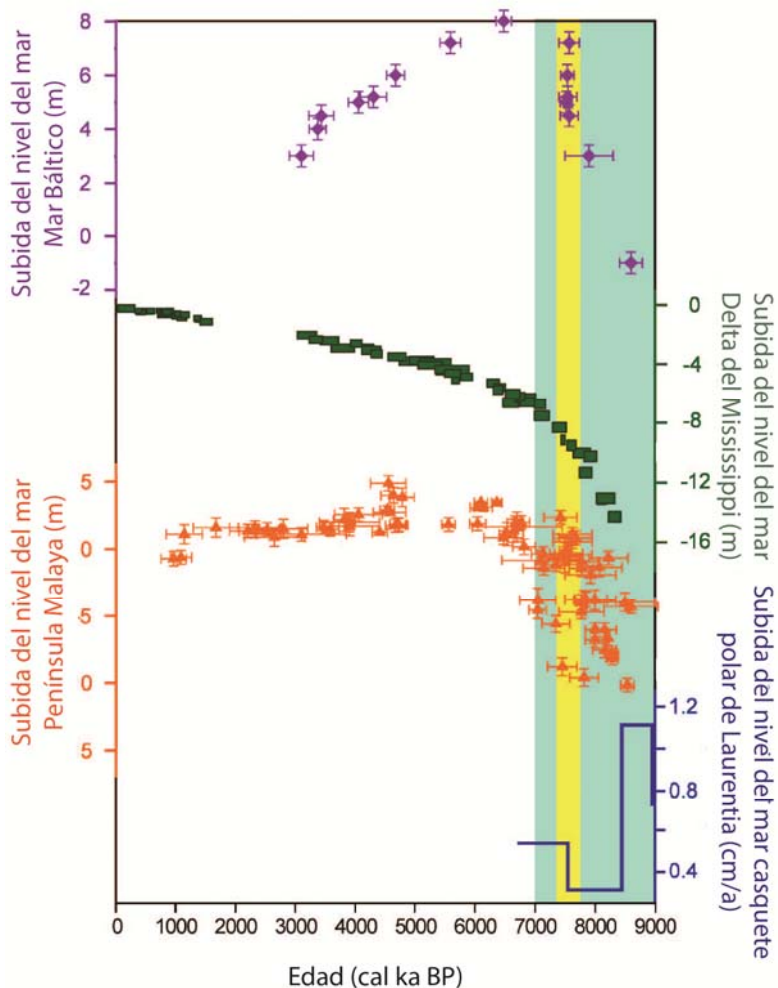


Figura 15.- Comparación entre las curvas del nivel relativo del mar con relación al presente en distintas áreas geográficas. En color violeta, la región báltica situada en, o próxima a la región glaciada ("near field sites"). En color verde, el delta del Mississippi, situado en una zona intermedia con respecto a la región glaciada ("intermediate field sites"). En rojo, Tailandia, un área situada lejos de la región glaciada ("far field sites"). La banda azul indica el periodo en el que la subida del nivel del mar está dominada por la componente glacio- eustática. La barra amarilla, señala la subida rápida hacia los 7.7 ka cal. BP (según Yu et al., 2009).

La acumulación de hielo en las latitudes altas durante la última glaciación no solo fue la responsable de la bajada del nivel del mar, sino que además deprimió la litosfera subyacente, lo que dio origen a un abombamiento periférico de las zonas externas de los casquetes, que afectó a amplias regiones alrededor del área glaciada. Cuando los casquetes

se fundieron, la corteza fue recobrando paulatinamente su posición anterior. Este proceso, que se conoce como ajuste glacio-isostático (GIA), es el responsable de la gran variabilidad de los cambios del nivel del mar de unos puntos a otros, que se traduce en curvas del nivel del mar muy diferentes para los últimos 7000 años (Figura 15, Yu *et al.*, 2009), aún sin tener en cuenta el factor tectónico local, que responde de forma más lenta.

Así, la respuesta del nivel del mar en la región báltica (situada, en lo que se conoce como “near field”, o áreas dentro o próximas a la zona glaciada) registra una caída uniforme a partir de los aproximadamente ~7 ka cal. BP, revelando el lento rebote de la corteza mucho después de la desaparición del casquete de Finoscandia.

En el delta del Mississippi, situado en zonas más alejadas del casquete (“intermediate field sites”), el nivel del mar experimentó una progresiva subida hasta los 7 ka cal. BP, como resultado del colapso del extenso abombamiento periférico alrededor del casquete Laurentino.

La región de la antigua Indochina en el sureste asiático es un ejemplo de región situada en zonas alejadas de los hielos (“far-field sites”) donde el nivel del mar responde fundamentalmente al aporte de agua de fusión a los océanos. En esta región se produjo un aparente highstand hace unos 7.000 años seguido de una continua caída del nivel del mar, debida a los efectos hidro-isostáticos de la flexión hacia abajo de las cuencas oceánicas causada por la creciente carga de agua en el fondo oceánico y próximo a la costa al aumentar el nivel del océano, y un levantamiento de los márgenes continentales debida al efecto de rebote.

El clima durante el Presente Interglaciario

El inicio del presente interglaciario, designado con el nombre de Holoceno, ha sido recientemente ratificado (Walker *et al.*, 2009) en 11.700 años (antes del 2000 AD) a partir de los datos del sondeo de hielo North GRIP, que ha sido seleccionado como el Global Stratotype Section and Point (GSSP) (Figura 16).

Las primeras señales del calentamiento del clima tuvieron lugar al final de evento frío del Dryas reciente. El cambio climático más evidente se refleja en un abrupto descenso de los valores (en ‰) del exceso de deuterio, seguido de aumentos más graduales en el $\delta^{18}\text{O}$, una disminución en la concentración de polvo y un aumento en el es-

pesor de las capas de hielo anuales. La subida de las temperaturas al inicio del Holoceno fue del orden de $10\pm 4^{\circ}\text{C}$, este cambio entre el final del Pleistoceno y el inicio del Holoceno refleja una repentina reorganización de la circulación atmosférica del hemisferio norte, relacionada con un rápido desplazamiento hacia el norte del frente polar oceánico al final del estadal del Dryas reciente.

Aunque las variaciones climáticas durante el Holoceno han sido menos marcadas que las del pasado periodo glaciario, los análisis de detalle sugieren, sin embargo, que han sido más frecuentes y más amplias de lo que previamente se había supuesto. Los cambios en la insolación relacionados con variaciones en la órbita de la tierra y con cambios de la actividad solar parecen jugar un papel clave en los cambios globales de los últimos 11.500 años calibrados.

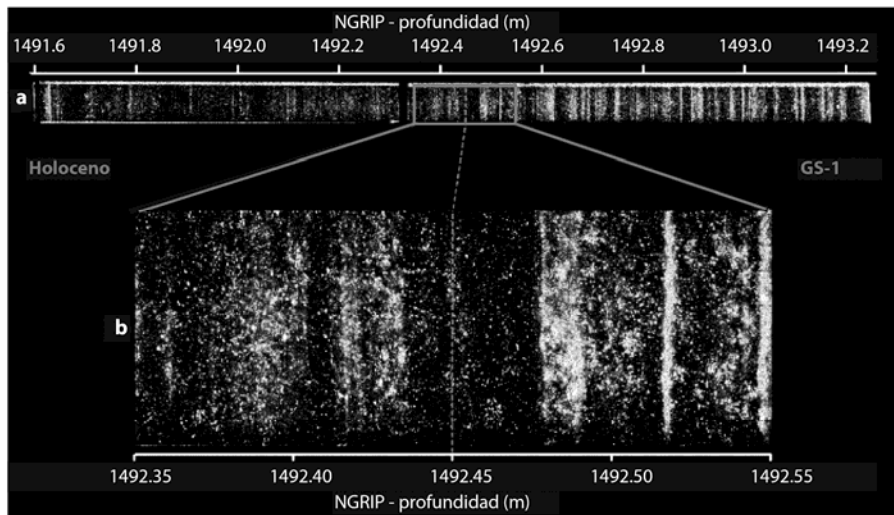


Figura 16.- Estratigrafía del sondeo de hielo NGRIP (Groenlandia). El bandeo anual en el hielo indica la señal estacional. El límite Pleistoceno-Holoceno se sitúa a 1492,45m de profundidad del sondeo (Walker *et al.*, 2009).

El ritmo de los eventos de cambios climáticos a intervalos de aproximadamente 2800-2000 y 1500 años está bien establecido en numerosas publicaciones (por ejemplo, Allen y Anderson, 1993; Bond *et al.*, 1997, 1999, 2001; Stuiver y Braziunas, 1989, 1993). Estos cambios son bien conocidos en los archivos paleoclimáticos en el Atlántico Norte, donde son correlacionables en el tiempo con las fluctuaciones de los glaciares (Denton y Karlén, 1973), los registros de los sondeos de hielo (O'Brien *et al.*, 1995), y los sedimentos marinos (Bond *et al.*,

1997, 1999). Esta correlación también se extiende al registro de los sedimentos marinos en la margen occidental de África (de Menocal *et al.*, 2000 a, b), (Figura 17).

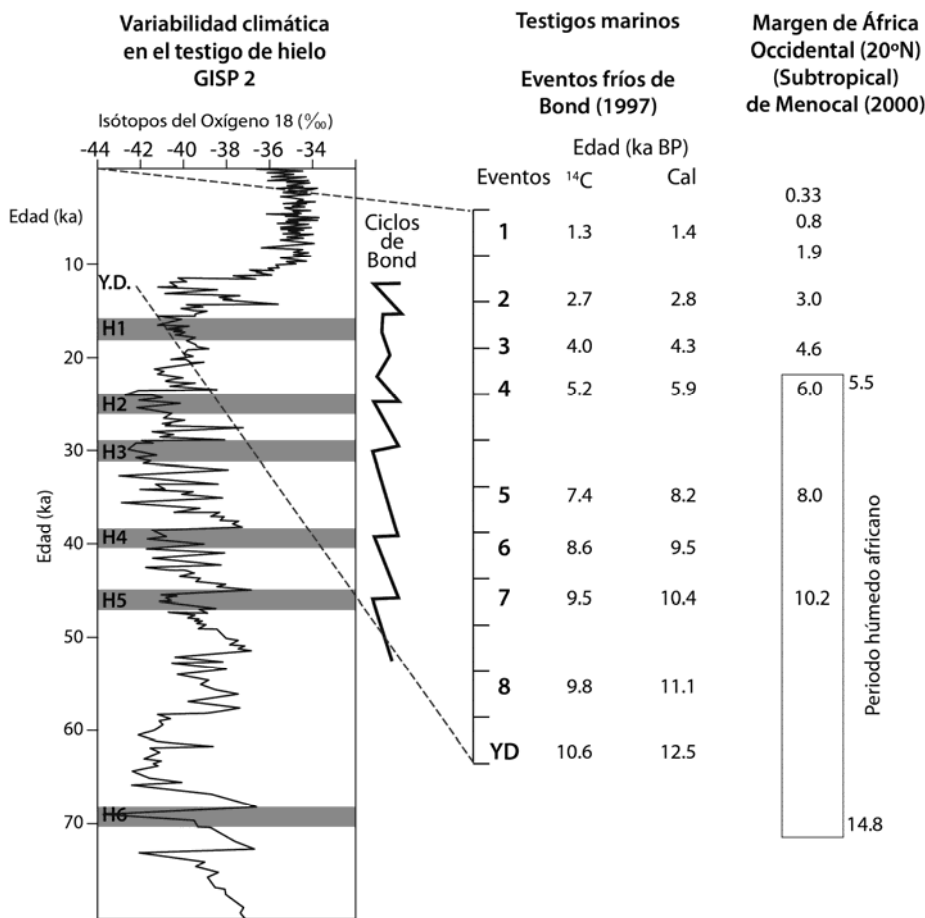


Figura 17.- Variabilidad climática registrada durante el último periodo glacial y el Holoceno en el sondeo de hielo de Groenlandia (Grootes *et al.*, 1993; Stuiver y Grootes, 2000), sondeos marinos del Atlántico Norte (Bond *et al.*, 1993, 1997) y sondeos marinos en el margen atlántico de África del norte (de Menocal *et al.*, 2000a, b). YD Younger Dryas, H1 a H6, eventos Heinrich.

A escala global, Mayewski *et al.* (2004) dedujeron, a partir del estudio de 50 registros paleoclimáticos distribuidos por todo el globo y no sólo los del Atlántico Norte, que hubo, al menos, seis periodos de acusado cambio climático rápido (intervalos 9000-8000, 6000-5000, 4200-3800, 3500-2500, 1200-1000, y 600-150 cal. BP). La mayor parte de estos cambios climáticos se caracterizaron por enfriamiento

polar, aridez tropical y cambios mayores en la circulación atmosférica, aunque en el intervalo más reciente (600-150 cal. a BP) el enfriamiento polar estuvo acompañado por un aumento de la humedad del aire y del suelo en algunas zonas de los trópicos.

Varios de estos cambios coinciden con la destrucción o decadencia de antiguas civilizaciones. Los dos cambios más recientes, que no en todos los sitios son exactamente coetáneos, se identifican con el Periodo Cálido Medieval, entre aproximadamente 1100 y 950 AD (The Medieval Warm Period) y La Pequeña Edad del Hielo, entre 1900 y 1500AD (The Little Ice Age) respectivamente. El primero coincide con la sequía que se correlaciona con el colapso de la civilización Maya, que fue acompañada de la pérdida de varios millones de vidas (Hodell *et al.*, 2001; Gill, 2000), mientras que el colapso de las colonias normandas en Groenlandia, alrededor de 1600AD, coincide con un periodo de enfriamiento polar. El cambio climático rápido de 4200-3800 cal. BP coincidió con una de las más importantes sequías en las latitudes bajas, y se considera el responsable del colapso del imperio Acadio en la antigua Mesopotamia (de Menocal *et al.*, 2000a).

Respecto a las causas que desencadenaron estos cambios climáticos rápidos, Mayewsky *et al.* (2004) suponen que el motor sería la variabilidad de la actividad solar superpuesta a cambios en la insolación de largo plazo. Para estos autores, los cambios de las concentraciones de CH₄ y CO₂ no serían la causa de los cambios sino, más bien, el resultado de éstos.

RESPUESTA DE LOS AMBIENTES COSTEROS A LOS CAMBIOS DEL NIVEL DEL MAR: EL CASO DE LA COSTA ESPAÑOLA

Basándonos en las referencias existentes y, en especial, en los trabajos llevados a cabo por nuestro equipo de investigación, Zazo *et al.* (2013) han elaborado recientemente una síntesis de los datos disponibles sobre las costas Atlántica y Mediterránea de la Península y los archipiélagos de Baleares y Canarias. Esta síntesis se apoya en el análisis de la evolución de los ambientes sedimentarios costeros en varias secuencias morfosedimentarias distribuidas a lo largo de transectos perpendiculares a la línea de costa actual, en costas situadas en contextos geodinámicos (clima litoral, rango mareal, factor tectónico, etc.) diferentes. Los transectos seleccionados cubren amplios intervalos temporales y debido a que trabajamos con datos observacionales

en tierra firme, los transectos se sitúan en áreas con tendencia a la elevación tectónica durante la mayor parte del periodo Cuaternario, para las que se dispone de una amplia y variada cantidad de medidas sobre dataciones isotópicas o de cualquier otro tipo. Con ello se ha pretendido llevar a cabo en un mismo transecto comparaciones durante los últimos 3 Ma, entre la evolución y comportamiento de las unidades morfosedimentarias marinas de transición y continentales, según se trate no solo de reconocer el registro sedimentario o erosivo costero de un periodo interglaciar o glacial sino también de identificar en cuál de estos periodos nos situamos. En todos los casos se ha partido de cartografías geomorfológicas de detalle, cuya escala variaba según el lapso temporal analizado. En la cartografía se identifica la localización de los máximos transgresivos que señalan la posición de la paleolínea de costa en un interglaciar o interestadial determinado. Al interpretar este tipo de datos hay que tener en cuenta que la posición topográfica actual que se observa en la cartografía no se corresponde necesariamente con la altura real que alcanzó el nivel del mar durante la existencia de esa línea de costa. Esto solo ocurriría en el caso hipotético de que ese litoral se hubiera mantenido tectónicamente estable durante los últimos 3 Ma. Los cambios geomorfológicos producidos en las costas en respuesta a las variaciones del nivel del mar durante los periodos interglaciares/interestadiales y glaciares/estadiales, se manifiestan en la morfología, tamaño, contenido faunístico, estructura interna y disposición geométrico-espacial (distribución 3D) de las unidades marinas (playas, terrazas, cordones litorales, etc.), de transición (marismas, lagos costeros, deltas, etc.) y continentales (dunas, abanicos aluviales, etc.), así como en sus interrelaciones.

En el caso de la Península Ibérica, desafortunadamente, se dispone de muy poca información sobre la génesis y edad de los depósitos y formas erosivas costeras que afloran a lo largo de la costa cantábrica y atlántica de Galicia, que podrían ser de edad pliocena o cuaternaria. Además, no se cuenta con una cronología precisa, si exceptuamos algunos escasos datos sobre los periodos recientes cuaternarios del Pleistoceno superior, es decir del último interglaciar y los del periodo Holoceno.

Cambios lentos y graduales del nivel del mar

En el resto de las costas españolas, incluidos los archipiélagos de Canarias y Baleares, se observan distintos patrones geomorfológicos desarrollados durante los últimos 3 Ma que, probablemente están relacionados con los principales cambios de nivel del mar asociados a las modificaciones de los ciclos orbitales de Milankovitch. Estos, a su vez, condicionan la amplitud, duración y frecuencia de los periodos interglaciares en comparación con los periodos glaciares (Figura18).

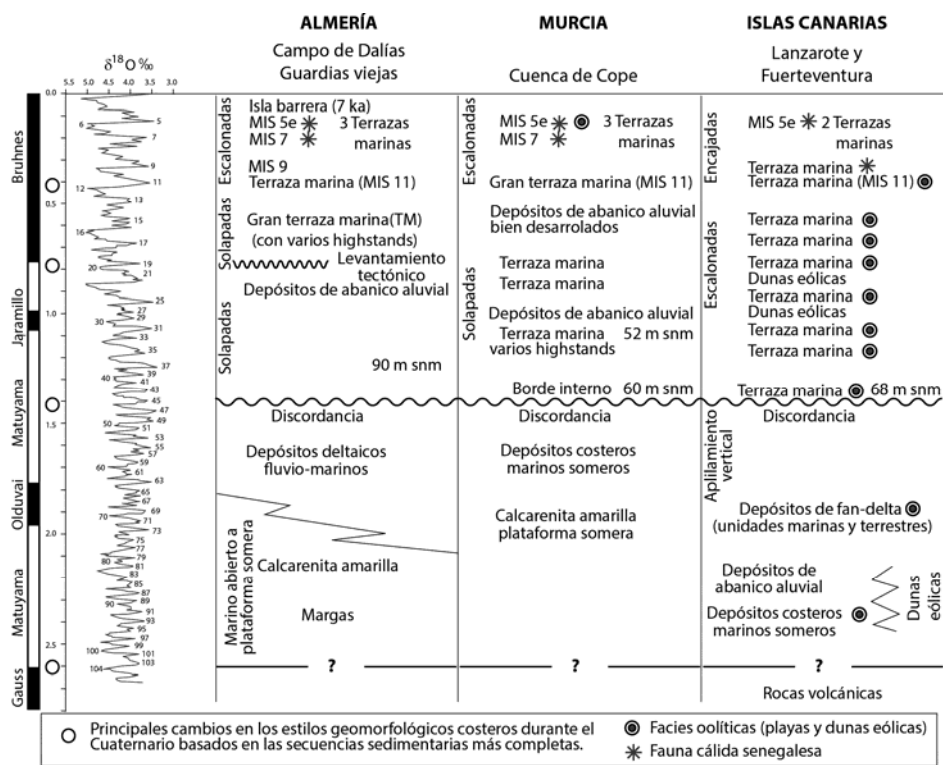


Figura 18.- Cambios en los patrones geomorfológicos tridimensionales observado en las costas españolas. A la izquierda, cronoestratigrafía de los cambios más importantes relacionados con los cambios climáticos orbitales (círculos blancos) reflejados en la variabilidad del $\delta^{18}O\%$ y relacionados con los cambios en la intensidad, amplitud y duración de los interglaciares frente a los periodos glaciares (Zazo et al., 2013). La escala temporal de la izquierda está en millones de años.

Para el Pleistoceno inferior y medio (alrededor de 2.6 Ma, entre 1.4 y 0.8 Ma, y entre aproximadamente 0.4 y 0.2 Ma), los cambios en la frecuencia, amplitud, y duración de los periodos glaciares con respecto a los interglaciares según las modificaciones de los ciclos orbitales,

se observan en la forma de las curvas de los registros isotópicos del $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ obtenidos a partir de los sondeos marinos y de hielo. Estos cambios, que son muy claros en la curva isotópica, se reconocen también en las variaciones de los ambientes geomorfológicos costeros que reflejan cambios en la amplitud duración y frecuencia de los periodos interglaciares frente a los glaciares. En definitiva, indicarían una clara relación entre los cambios climáticos y los cambios del nivel del mar, cierta a gran escala, aunque no podemos asegurar que hayan de ser exactamente coetáneos.

Durante el Pleistoceno inferior (Figura 18) se identifica una tendencia regional regresiva, caracterizada en unos casos por un cambio en las condiciones de la sedimentación, que pasa de ambientes marinos abiertos a ambientes de plataforma somera, y en otros por el paso de ambientes costeros a depósitos deltaicos o de abanicos aluviales. La tendencia regresiva a escala regional sugiere una caída generalizada del nivel del mar sin implicaciones tectónicas, ya que esto sucede tanto en las costas peninsulares como en las de los archipiélagos, independientemente del contexto geodinámico donde se sitúan los transectos. Por ello pensamos que el cambio de ambientes sedimentarios probablemente está relacionado con un cambio climático que da origen a una intensificación de la acumulación de hielo en los casquetes, coincidiendo con la construcción final de los del hemisferio norte, hace unos 2.6 Ma. Estos depósitos regresivos quedaron posteriormente cubiertos por terrazas marinas, muy extensas lateralmente, constituidas por depósitos de aguas someras, marinos y de transición. Estas terrazas incluyen, a su vez, varios “highstands” separados por escarpes poco desarrollados, que reflejan varias caídas y ascensos menores del nivel del mar, como también lo sugiere la curva de variabilidad de los valores del $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ (Figura 18).

La sustitución de depósitos deltaicos y de plataforma somera por terrazas marinas representa un cambio mayor de las condiciones geomorfológicas de la costa. Creemos que esta variación puede estar relacionada con el debilitamiento del parámetro orbital de la oblicuidad (aproximadamente 41 ka) y el inicio del fortalecimiento del parámetro de la excentricidad (aproximadamente 100 ka) que comienza alrededor de 1.4 Ma y que se prolongó hasta hace unos 0.8 Ma (Lisiecki y Raymo, 2005, 2007). Este intervalo se caracteriza por un aumento en la amplitud y la intensidad de las condiciones glaciales, un nivel del mar bajo, un aumento de la incisión de los cauces fluviales, y una reducción de la duración y la frecuencia de los periodos interglaciares, que en lugar de producirse cada 41 ka pasan a que se originen cada

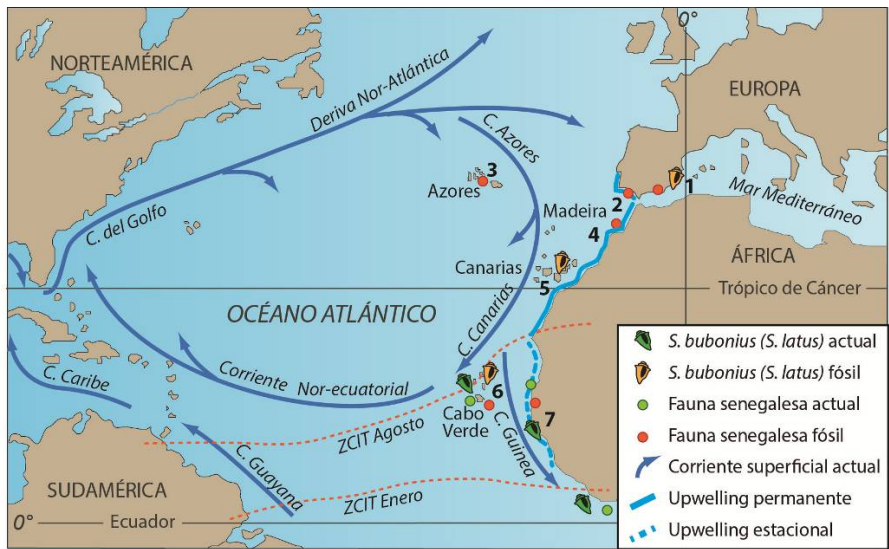
100 ka. Geomorfológicamente, esto se traduce en el amplio desarrollo de ambientes costeros en los que predominan los procesos sedimentarios y erosivos continentales y de transición (abanicos aluviales y deltaicos, dunas eólicas) en detrimento de los marinos (terrazas marinas, playas).

Los datos geomorfológicos y faunísticos sugieren que durante el Pleistoceno medio (~400 ka, MIS 11) se produjo un interglaciar largo y cálido. En casi todos los litorales se reconoce una amplia terraza marina con un límite máximo transgresivo, hacia tierra, perfectamente identificable en el terreno y que termina, hacia el mar, en un alto escarpe erosivo que la separa de las terrazas más recientes. Es de destacar que en estos depósitos aparece, por primera vez en el Mediterráneo, una fauna “senegalesa” propia de medios cálidos (Zazo *et al.*, 2003). Aunque el número de ejemplares reconocidos hasta la fecha es reducido (Figura 19), su simple presencia sugiere que la posición y la intensidad del Giro Nord-atlántico Subtropical (Figura 20) permitía no sólo su entrada sino su supervivencia.



Figura 19.- Fauna cálida “senegalesa” que durante los MIS 11, 7 y 5 migró desde el África tropical a las costas españolas Atlántica y Mediterránea (según Zazo *et al.*, 2013).

Teniendo en cuenta las condiciones que requiere esta fauna actualmente en el archipiélago de Cabo Verde, frente a la costa de Senegal, Zazo *et al.* (2010) han deducido que, en aquella época, la temperatura media anual de la superficie del Mediterráneo (SST) era de alrededor de 23.5° C, con fluctuaciones anuales menores de 4°C, y la salinidad del agua superficial alrededor de los 35 psu, en comparación con los valores actuales con una temperatura media anual de la superficie del agua del mar de 18°C, con oscilaciones anuales de unos 12° C, y una salinidad del agua de superficie de unos 37 psu (Figura 20). El nivel del mar debía situarse entre 7 y 8 m por encima del nivel actual y entre 2 y 5 m del máximo nivel alcanzado durante el último interglaciar (MIS 5).



Localidad	Latitud Longitud	Temperatura de la superficie del mar (°C)	Temperatura superficie del mar (anual, °C)	Salinidad de la superficie del mar (psu)
1. Mediterráneo occidental (costa española)	41° - 35° N 5° W - 15° E	12 (invierno) 24 (verano)	18	37
2. Golfo de Cádiz (costa española)	37° - 36° N 9° - 5° W	16.5 (invierno) 22.5 (verano)	19.6	35.5
3. Islas Azores	40° - 37° N 21° - 25° W	17 (Dic-Enero) 22.5 (Agos-Sept)	21	36
4. Marruecos (costa atlántica)	34° - 30° N 7° - 9° W	17 (invierno) 22 (verano)	19.5	~36
5. I. Canarias (Lanzarote y Fuerteventura)	27° - 30° N 18° - 13° W	19 (invierno) 23 (verano)	21	36.6
6. Archipiélago de Cabo Verde (I. de Sal)	15° - 17° N 26° - 22° W	21-22 (En-May) 22.5 (Sept-Dic)	23.5	35
7. Senegal (Dakar)	14° - 30° N 17° - 30° W	19-21 (invierno) 27-28 (verano)	24	34

Figura 20.- El Giro Nord-Atlántico Subtropical está compuesto por un sistema de corrientes superficiales (Corriente del Golfo, Corriente de Azores, Corriente de Canarias y Corriente Nord-Ecuatorial). La morfología y situación latitudinal del giro durante algunos interglaciares, sería diferente a la actual, probablemente el giro estaba situado más al Sur, posibilitando que una rama de la corriente del Golfo-Azores penetrase en el Mediterráneo a través del Estrecho de Gibraltar permitiendo la entrada de fauna cálida tropical ("fauna senegalesa"), de moluscos marinos de aguas cálidas costeras en el Mediterráneo

Durante el penúltimo interglaciario, el MIS 7 (aproximadamente 180 ka), que también contiene parte de la fauna cálida senegalesa (*S. bubonius*), el nivel del mar estuvo próximo al actual, aunque más bajo que el del último interglaciario (MIS 5). A esta conclusión se llega teniendo en cuenta la cota actual de los depósitos de playa (“backshore” o trascosta y “foreshore” superior o límite superior de las mareas) del penúltimo interglaciario y comparándola con la altura a la que aparecen los depósitos de facies similares del MIS 5e y actuales (*datum* 0 m), medidos en el mismo transecto perpendicular a la costa y en varios sectores. La edad del MIS 7 se ha determinado a partir de numerosas dataciones Th-U en moluscos y corales (Hillaire-Marcel *et al.* 1986; Zazo *et al.*, 2003; Goy *et al.*, 2006).

Cambios bruscos y rápidos

Son cambios climáticos y del nivel del mar que se han producido a escala de milenios, siglos o décadas. Se registran tanto durante los periodos glaciares como durante los periodos interglaciares, cuyos óptimos o picos climáticos y del nivel del mar se habían considerado, hasta épocas recientes, muy estables. En la costa española están bien conservados en el área mediterránea, donde se identifican con claridad. Ello se debe a que esta región forma un mar semicerrado alargado en dirección este-oeste, a una latitud similar, pero con grandes contrastes topográficos que propician condiciones específicas y un gradiente climático entre latitudes medias a subtropicales que parece ser muy sensible a los cambios climáticos.

Durante el pico del último interglaciario (MIS 5e, entre aprox. 135 y 116 ka) se registran en el sector mediterráneo hasta tres “highstands” en el caso más completo (Hillaire –Marcel *et al.*, 1996; Goy *et al.*, 1997; Zazo *et al.*, 2003; Hearty *et al.*, 2007; Bardaji *et al.*, 2009). Las dataciones por Th/U no permiten establecer con precisión la edad de cada uno de ellos, de manera que las edades que se les asignan son, necesariamente, provisionales. Por el contrario, en las costas atlánticas peninsulares y canarias, solo se han reconocido dos “highstands” (Zazo *et al.*, 1999, 2002, 2003).

La variabilidad climática durante el subestadio isotópico (MIS 5e) se manifiesta en las facies sedimentarias y el contenido faunístico de cada “highstand”. Durante el más antiguo (aproximadamente 135-130 ka) los depósitos de playas y dunas del sector mediterráneo son predominantemente oolíticos, lo que sugiere un reducido aporte siliciclás-

tico a la costa, típico de un clima árido. Por el contrario, las playas y dunas eólicas del segundo “highstand” (aproximadamente 128-117 ka), considerado como la parte más estable del MIS 5e a nivel global (Chen *et al.*, 1991; Zhu *et al.*, 1993; Muhs *et al.*, 2002), presentan facies siliciclásticas, lo que sugiere un clima más húmedo, con mayor aporte sedimentario a la costa por parte de los cursos fluviales. La fauna senegalesa es muy abundante y variada, y la posición del nivel del mar alcanza su nivel más alto. El “highstand” más reciente (aproximadamente 117-116 ka) presenta depósitos mal organizados, típicos de los sedimentos formados bajo condiciones climáticas húmedas y con temporales abundantes. Además, la desaparición de parte de las especies de la fauna “senegalesa”, como por ejemplo el *Strombus bubonius*, en algunos sectores mediterráneos (Figura 19) sugiere un descenso de la temperatura del agua marina superficial, al menos en algunas áreas como en las islas Baleares (Cuerda, 1989). Los tres “highstands” del MIS 5e están separados por descensos del nivel del mar cuya edad se ha podido establecer en algunos casos en las costas de Mallorca. Así, la datación isotópica de los engrosamientos freáticos de espeleotemas en cuevas litorales de esta isla sugiere un descenso del nivel del mar de unos 16,5 m hacia los 125 ka (Tuccimei *et al.*, 2006). Este descenso sería probablemente contemporáneo con los depósitos de escorrentía que se intercalan entre los depósitos de playa de las terrazas marinas del primer y segundo “highstand”, que se registra en la bahía de Palma de Mallorca (Hillaire-Marcel *et al.*, 1996; Goy *et al.*, 1997; Zazo *et al.*, 2003).

En la costa mediterránea, la morfología de las facies sedimentarias y la distribución espacial (3D) en los depósitos del segundo “highstand” del MIS 5e, en un sistema de flecha litoral bien preservado en la región de la Marina (Alicante), indican cambios del nivel del mar del orden de 3 m o algo superiores, que se produjeron de media cada 1.1 ka.

Geomorfológicamente, esas oscilaciones se manifiestan en el desarrollo de 8 fases de progradación del sistema de flecha litoral separadas por superficies erosivas. Cada fase se inicia con un nivel del mar alto y consiste en un desplazamiento de la línea de costa hacia el mar (progradación), favorecido por un mayor aporte de sedimentos, con un nivel del mar en suave descenso que lleva a la exposición subaérea durante la que se forma una superficie erosiva irregular. Las fases de subida y transgresión son más rápidas (Dabrio *et al.*, 2011). Estas fluctuaciones bruscas del nivel del mar se pudieron desencadenar durante periodos cortos de rápida fusión del hielo, que causarían

subidas, también rápidas, del nivel del mar, seguidos de otros periodos de mayor duración, durante los cuales se producirían erosiones, karstificaciones, etc., coincidentes con fases de mayor acumulación de hielo y las correspondientes bajadas del nivel del mar.

Este tipo de ciclos con duración milenaria (aproximadamente 1.1 ka) se reconoce también en la llanura costera de Roquetas de Mar, Almería (Goy *et al.*, 2003; Zazo *et al.*, 2008). Se trata de un sistema de flecha litoral y laguna costera que progradó durante la parte más estable -desde el punto de vista del nivel del mar- del “highstand” holoceno: los últimos 7 ka (Pirazzoli, 2005; Yu *et al.*, 2009). En este caso se registran 6 fases de progradación o de avance de la costa hacia el mar (Figura 21) que se disponen en ciclos de 1.4 y 3.0 ka, separadas por periodos de algunos cientos de años en los que la progradación fue muy limitada o incluso nula. Los periodos de progradación activa se inician con un nivel del mar alto que, seguidamente, va descendiendo y se asocian a periodos húmedos que aumentan el aporte sedimentario a la costa, interrumpidos por periodos áridos en los que el aporte sedimentario es escaso y el nivel del mar más bajo. Estos periodos áridos se producen con ciclicidad milenaria y tienen una duración de pocos siglos; en muchos casos coinciden con los eventos fríos de Bond y, en algunos, con descensos rápidos de las temperaturas superficiales del agua del mar del Mediterráneo y, en menor medida, del Atlántico (Cacho *et al.*, 2001). Las variaciones relativas del nivel del mar son del orden de un metro y la tendencia general es de bajada de nivel; en principio, estas fluctuaciones son independientes del factor tectónico pues la escala temporal es muy pequeña. En los depósitos de playa que conforman la llanura costera de la flecha o barra litoral, se observan grupos (“sets”) de crestas, en general cuatro, que se acumulan durante las fases de progradación. La configuración de estas crestas y surcos que las separan permite reconocer otros ciclos de menor escala, que representan fluctuaciones muy pequeñas del nivel del mar de duración decenal, calculada en unos 11 años (que es el tiempo que tarda en formarse una cresta y el siguiente surco) 22 y 44 años, que se relacionan con el ciclo básico de la actividad solar, el ciclo de Hale, y el doble ciclo de Hale, respectivamente. Otra explicación posible sería la influencia de la variabilidad decenal de la Oscilación del Atlántico Norte (índice NAO), (Goy *et al.*, 2003). Esta configuración de las crestas y surcos también se reconoce en la costa atlántica en la barra o flecha de Doñana, en la desembocadura del Guadalquivir (Zazo *et al.*, 1994, 2008). En Doñana, Rodríguez-Ramírez *et al.* 2000, asociaron el origen de las crestas a la variabilidad del índice NAO y a la intensidad

y dirección de los vientos dominantes. En ambos casos los datos sugieren que el control de los cambios del nivel del mar está más relacionado con modificaciones en la relación humedad/aridez y con la dirección de los vientos dominantes, que con cambios en la temperatura.

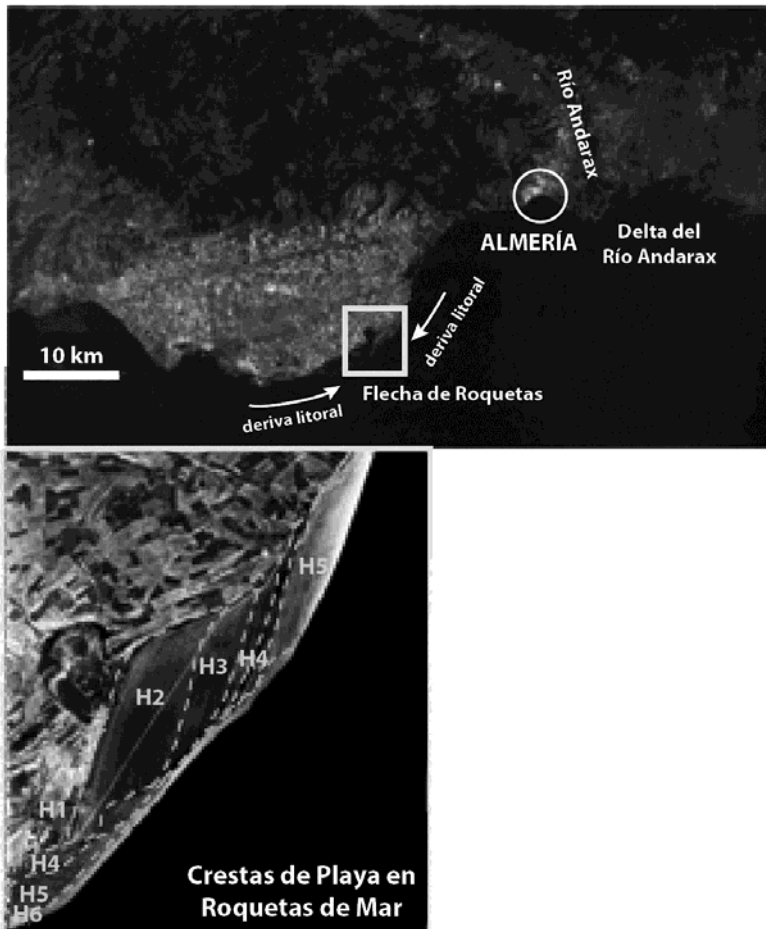


Figura 21.- (a) Imagen de satélite del sistema de flecha litoral de Roquetas y direcciones de la deriva litoral. Hacia el noreste se observa el delta del río Andarax, inmediatamente al este de la ciudad de Almería. (b) Fotografía aérea de la flecha litoral de Roquetas y las seis (H_1 - H_6) unidades progradantes constituidas por cordones litorales, y separadas por periodos de escasa o nula progradación (líneas discontinuas blancas). Según Goy *et al.* (2003).

Los registros sedimentarios en los estuarios (Goy *et al.*, 1996; Dabrio *et al.*, 2000), tanto del Atlántico como del Mediterráneo, sugieren una subida rápida del nivel del mar entre aproximadamente 8.5 cal. ka BP y 7.5 cal. Ka BP. Esta subida se produjo con una tasa variable de unos

sectores costeros a otros: entre 10 mm/a en la costa cantábrica (Leorri *et al.*, 2008) y 11,4 mm/a en el Golfo de Cádiz (Boski *et al.*, 2013). En este último trabajo los autores, relacionan esta subida rápida con el pulso de fusión de hielo MPW-1C de Gornitz (2007) que se produjo debido al colapso (fusión) del hielo remanente del casquete Laurentino.

Con relación al comportamiento del nivel del mar en la costa española, según los datos aportados por Cendrero *et al.* (2005) incluidos en el Primer Informe del Ministerio del Medio Ambiente sobre la “Evaluación Preliminar de los Impactos en España por Efecto del Cambio Climático”, se detecta un comportamiento diferente de las regiones costeras de la Península a ambos lados del paralelo 40° N. En la región septentrional de Iberia, el nivel del mar estaría subiendo 3-4 mm/a desde la segunda mitad de la pasada centuria. Por el contrario, en la costa meridional y oriental de Iberia, al sur del paralelo 40° N, el nivel del mar se mantiene relativamente estable o con un ligero descenso durante los últimos 5000 años.

Según los resultados publicados recientemente por Leorri *et al.* (2012), que incluyen datos de mareógrafos, observaciones en los sondeos de las marismas saladas de los estuarios y un modelo isostático, se ha producido una aceleración en la subida del nivel del mar a lo largo del siglo XX en la costa situada al sur del Golfo de Vizcaya.

¿QUÉ ENSEÑANZAS PODEMOS EXTRAER DE LOS CAMBIOS RÁPIDOS DEL NIVEL DEL MAR EN EL PASADO?

Los hechos expuestos demuestran que durante los interglaciares más antiguos, con intervención humana nula o muy escasa (al menos hasta finales del Neolítico, aproximadamente hace 5000 años), se producían ya cambios rápidos del clima y del nivel del mar, superiores estos a los registrados durante el último siglo. Por tanto, **la supuesta asociación directa del aumento de la temperatura atmosférica y oceánica y el correspondiente ascenso global del nivel del mar se debe “en gran medida” a la actividad antrópica**, constituye una “cuasi aseveración” que como mínimo entraña dos dudas.

- La primera es si la actividad humana es la principal responsable del calentamiento global actual sobre todo a causa del aumento de la concentración de gases de efecto invernadero. Para despejar esa duda debemos ser capaces de discernir entre los procesos naturales y los debi-

dos al efecto antrópico. Los datos que hasta ahora se tienen a partir de los sondeos de hielo de los últimos 400 ka muestran que, durante los interglaciares, la subida de la temperatura precede al aumento de las concentraciones de CO₂ y CH₄ y estos preceden, a su vez, a la subida del nivel del mar (Raynaud *et al.*, 2005).

La respuesta a esta pregunta es que, muy probablemente, la actividad antrópica está acelerando, en muchos casos, los procesos que desembocan en una subida “relativa” del nivel del mar en un punto o sector concreto, pero no que dicha actividad sea necesariamente la causa directa del origen de dicha subida, que a su vez, como hemos visto a lo largo del texto, no es función lineal del aumento de la temperatura.

- La segunda duda es si, realmente, existe un “nivel del mar global” y si ese nivel tiende a subir a causa del aumento de la temperatura. Tal como demuestran las observaciones y los datos de los satélites altimétricos, no parece que exista un nivel del mar global. Ambos tipos de datos permiten aseverar que el nivel del mar varía de unos puntos a otros.

Por consiguiente, los cambios locales y regionales se superponen a la señal global y pueden ser más intensos que ésta. Además, al aumentar la escala temporal los cambios son más notables, aumentando la ya de por sí apreciable variabilidad geográfica del nivel del mar. Y eso es cierto, incluso, en localidades vecinas. Ello nos lleva a insistir en que hay que extremar la cautela al analizar las variaciones del nivel del mar en el pasado y, sobre todo, al presentar previsiones y proyecciones futuras. Es fácil imaginar que estas proyecciones pueden resultar enormemente engañosas si no se tienen en cuenta los factores que determinan la dinámica de la costa a escala local.

Una mirada hacia el futuro: vulnerabilidad de las zonas costeras

Las regiones costeras presentan un complejo entramado dinámico de procesos naturales y humanos que están íntimamente relacionados. La zona costera se extiende sólo unos kilómetros a ambos lados de la línea de costa ocupando una estrecha franja de océano y tierra. Sin embargo, juega un papel muy importante dado que en ella se concentra cerca de un cuarto de toda la producción biológica mundial, que abastece a su vez aproximadamente el 80% del pescado mundial. Por otra parte, un alto porcentaje de la población mundial se ubica en la

franja litoral, entendiendo por tal la situada a menos de 100 km de la costa, y en muchos casos en zonas muy próximas a esta, con lo que un altísimo porcentaje de la contaminación generada por las actividades humanas se concentra en ellas. Precisamente por la gran importancia socio-económica de las áreas costeras, desde hace décadas se han estudiado intensamente los aspectos físicos de los procesos que tienen lugar en ellas. En los últimos años, los crecientes avances y la introducción de satélites y sistemas de análisis de imágenes han reforzado la monitorización y, con ello, la comprensión de los sistemas costeros.

Somos conscientes de que la costa es una zona particularmente vulnerable a los cambios “globales” por varias causas. De una parte, la anunciada subida del nivel del mar y la subsidencia, que a largo plazo afecta a los grandes estuarios y deltas donde se concentra la población y una gran parte de la actividad socio-económica. De otra, el aumento de la frecuencia de los temporales y los eventos climáticos extremos, como los ciclones en las latitudes medias, y el pernicioso efecto del deshielo del permafrost en las regiones polares y subpolares. Y ello, sin olvidar los riesgos geológicos naturales, principalmente los terremotos que pueden generar tsunamis. Pero es que, más allá de los efectos del clima, la simple presión antrópica puede alterar los ambientes costeros a través de la eutrofización, la acidificación de los océanos, la hipoxia, las mareas rojas y un largo etcétera.

Las actividades humanas como sugiere Syvitski (2012) agravan aún más el problema del retroceso de la costa. Por ejemplo, se eliminan muchos bosques de manglares costeros que protegen la costa y humedales costeros, a menudo para liberar espacios en los que instalar criaderos de camarones (Woodroffe *et al.* 2006), lo cual favorece el retroceso de la costa con valores de metros a incluso kilómetros al año. El retroceso de la costa en el Ártico es también muy notable debido a la reducción de la cobertura del hielo marino, lo que lleva a un aumento en la energía de las olas y a un océano costero más cálido. En conjunto, estos procesos combinados física y térmicamente están destruyendo miles de kilómetros de acantilados árticos.

Otro factor que afecta negativamente a la costa y la hace retroceder es la gran reducción del aporte de sedimento a las costas. Por término medio, durante los últimos 110 años se ha construido cada día un gran embalse (de más de 15 m de altura), secuestrando en ellos cientos de gigatoneladas (1 Gt = mil millones de toneladas métricas) de sedimento y carbono, limitando el transporte de sedimento a la costa (Syvitski *et al.*, 2005).

Por otro lado, la creciente alteración de la superficie terrestre por actuaciones humanas está produciendo un incremento en el aporte sedimentario que, en las cuencas donde hay pocos o ningún embalse, ha disparado las tasas de sedimentación (Bonachea *et al.*, 2010; Bruschi *et al.*, 2013).

Como reflexión final sobre los cambios del nivel del mar y su influencia en la región costera, diremos que el ser humano no es, en principio, el motor o desencadenante de esos cambios y de sus efectos en los ambientes costeros pero, sin embargo y desgraciadamente, en especial desde el inicio de la era industrial hasta la actualidad, la actividad antrópica está acelerando los procesos, generalmente con consecuencias negativas para las personas, dando lugar a grandes retrocesos de la línea de costa. Y ello, independientemente de que el nivel del mar suba o no pues, como ya hemos indicado, la posición del nivel del mar es muy variable de unos puntos a otros de forma natural.

Por consiguiente, nuestros esfuerzos e investigaciones deben dirigirse a buscar formas de adaptar las áreas costeras a los posibles escenarios derivados de una subida del nivel del mar, que es la situación que generaría más problemas. Para ello es prioritario conocer en profundidad y a escala local, los procesos que controlan los cambios del nivel del mar y sus efectos y, sobre todo, su repercusión en las diversas zonas costeras. Ello supone en primer lugar localizar las fuentes cercanas de sedimentos y su situación en la línea de costa, así como la posición de los sumideros de sedimento, tanto en la zona expuesta (subaérea) de la playa como en la sumergida. De este modo se podrá ejercer un control mayor sobre los tramos costeros que necesitan un aporte sedimentario suplementario para garantizar su estabilidad y extraer ese material de las áreas que actúan como sumideros y, que por lógica, se pueden recuperar fácilmente de forma natural sin causar mayores alteraciones vitales o geológicas. A la hora de delimitar las zonas deben, pues, tenerse en cuenta los puntos de aporte y los sumideros de sedimento a escala decenal.

En definitiva, los gobiernos deberían establecer políticas y estrategias de actuación para corregir, mitigar y prevenir los efectos del cambio climático y del nivel del mar que, en el caso de España, cuyo contorno es aproximadamente 70% costero, son muy urgentes por no decir prioritarias.

Muchas gracias por su atención

REFERENCIAS

- Allen, B.D., Anderson, R.Y., 1993. Evidence from western North America for rapid shifts in climate during the last glacial maximum. *Science*, 260, 1920-1923.
- Andersen, M.B., Stirling., C.H., Potter, E.-K., Halliday, A.N., Blake, S.G., McCulloch, M.T., Ayling, B.F., O'Leary, M., 2008. High-precision U-series measurements of more than 500.000 year old fossil corals. *Earth and Planetary Science Letters*, 265, 229-245.
- Andersen, M.B., Gallup, C.D., Scholz, D., Stirling., C.H., Thompson, W.G., 2009. U-series dating of fossil coral reefs: Consensus and controversy. *PAGES News*, 17, 54-56.
- Arz, H. W., Lamy, F., Ganopolski, A., Nowaczyk, N., Pätzold, J., 2007. Dominant Northern Hemisphere climate control over millennial-scale glacial sea-level variability. *Quaternary Science Reviews*, 26, 312-321.
- Bardají, T., Goy, J.L., Zazo, C., Hillaire Marcel, C., Dabrio, C.J., Cabero, A., Ghaleb, B., Silva, P.G., Lario, J., 2009. Sea-level and climate changes during OIS 5 in western Mediterranean (Spain). *Geomorphology*, 104, 22-37.
- Berger, A., Loutre, M.F., 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews*, 10, 297-317.
- Berger, A., Loutre, M.F., 2002. An Exceptionally Long Interglacial Ahead?. *Science*, 297, 1287-1288.
- Bintanja, R., van der Wal, R.S.W., Oerlemans, J., 2005. Modelled atmospheric temperatures and global sea levels the past million years. *Nature*, 437, 125-128.
- Bonachea, J., Bruschi, V.M., Hurtado, M.A., Forte, L.M., da Silva, M., Etcheverry, R., Cavallotto, J.L., Dantas-Ferreira, M., Pejon, O.J., Zuquette, L.V., de O Bezerra, M.A., Remondo, J., Rivas, V., Gómez-Arozamena, J., Fernández, G., Cendrero, A., 2010. Natural and human forcing in recent geomorphic change; case studies in the Río de la Plata basin. *Science Total Environment*, 408, 2674-2695.
- Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S.J., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J., Bonani, G., 1993. Correlation between climatic records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, 363, 143-147.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., Demenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I., Bonani, G., 1997. A pervasive millennial-scale cycle in north Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, 278, 1257-1266.
- Bond, G., Showers, W., Elliot, M., Evans, M., Lotti, R., Hajdas, I., Bonani, G., Johnson, S., 1999. The North Atlantic's 1-2 kyr climate rhythm: relation to Heinrich Events, Dansgaard/Oeschger cycle and the Little Ice Age. En: *Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales, Geophysical Monograph Series* 112 (Clark, P., Webb, R., Keigwin, L., Eds.) American Geophysical Union, Washington, DC, 35-58.
- Bond, G.C., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M.N., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I., Bonani, G., 2001. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science*, 294, 2130-2136.
- Boski, T., Moura, D., Sousa, C., Gomes, A., Pereira, L., Oliveira, S., Santana, P., 2013. Mudança do nível do mar no Golfo de Cadiz durante o Pleistocénico tardio e Holocénico. VII Reunión de Cuaternario Ibérico. Book of Abstracts, 4 pp.

- Bowen, D.Q., 2010. Sea level ~400 000 years ago (MIS 11): analogue for present and future sea-level? *Climate Past*, 6, 19-29.
- Broecker, W. S., 1987. The biggest chill. *Natural History Magazine*, 97, 74-82.
- Broecker, W.S., Sutherland, S., Peng, T.-S., 1999. A Possible 20th-Century Slow-down of Southern Ocean Deep Water Formation. *Science*, 286, 1132-1135.
- Bruschi, V.M., Bonachea, J., Remondo, J., Gómez-Arozamena, J., Rivas, V., Mendez, G., Naredo, J.M., Cendrero, A., 2013. Analysis of geomorphic systems' response to natural and human drivers in northern Spain: implications for global geomorphic change. *Geomorphology*, 196, 267-279.
- Cabero, A., Zazo, C., González-Delgado, J.A., Goy, J.L., Dabrio, C.J., Lario, J., Bardají, T., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B. 2013. The role of Cape Verde and Canary Islands in the Atlantic-Mediterranean molluscan migrations (interglacial stages). En: *Climate Change Perspectives from The Atlantic: Past, Present and Future* (J.M. Fernández-Palacios, L. de Nascimento, J.C. Hernández, S. Clemente, A. González, J.P. Díaz-González (coords.)). Documentos Congressuales 33, Servicio de Publicaciones. Universidad de La Laguna, 163-190.
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Pelejero, C., Canals, M., Sierro, F.J., Flores, J.A., Shackleton, N.J., 1999. Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea temperatures. *Paleoceanography*, 14, 698-705.
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Canals, M., Shackleton, N., Schönfeld, J., Zahn, R., 2001. Variability of the Western Mediterranean Sea surface temperature during the last 25 000 years and its connection with the Northern Hemisphere climatic changes. *Paleoceanography*, 16, 40-52.
- Cacho, I., Grimalt, J. O., Canals, M., 2002. Response of the Western Mediterranean Sea to rapid climatic variability during the last 50.000 years: a molecular biomarker approach. *Journal of Marine Systems*, 33-34, 253-272.
- CAPE - Last Interglacial, Project Members, 2006. Last Interglacial Arctic warmth confirms polar amplification of climate change. *Quaternary Science Reviews*, 25, 1383-1400.
- Caputo, R., 2007. Sea-level curves: perplexities of an end-user in morphotectonic applications. *Global and Planetary Change*, 57, 417-423
- Cendrero, A., Sánchez-Arcilla, A., Zazo, C., y Contribuyentes, 2005. 11. Impactos sobre las zonas costeras. En: *Principales Conclusiones de la Evaluación Preliminar de los Impactos en España por Efecto del Cambio Climático* (Moreno Rodríguez, J.M., Coord.). MMA-UCLM (Ed.), 469-524.
- Chappell, J., Omura, A., Esat, T., McCulloch, M., Pandolfi, J., Ota, Y., Pillans, B., 1996. Reconciliation of late Quaternary sea levels derived from coral terraces at Huon Peninsula with deep sea oxygen isotope records. *Earth and Planetary Science Letters*, 141, 227-236.
- Chen, J.H., Curran, H.A., White, B., Wasserburg, G.J., 1991. Precise chronology of the Last Interglacial period: ^{234}U - ^{230}Th data from fossil coral reefs in the Bahamas. *Geological Society of America Bulletin*, 103, 82-97.
- Church, J.A., P.U. Clark, A. Cazenave, J.M. Gregory, S. Jevrejeva, A. Levermann, M.A. Merrifield, G.A. Milne, R.S. Nerem, P.D. Nunn, A.J. Payne, W.T. Pfeffer, D. Stammer and A.S. Unnikrishnan, 2013: Sea Level Change. En: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A.

- Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Cook, C.P., van de Flierdt, T., Williams, T., Hemming, S.R., Iwai, M., Kobayashi, M., Jimenez-Espejo, F.J., Escutia, C., Jairo González, J., Khim, B-K., McKay, R.M., Passchier, S., Bohaty, S.M., Riesselman, C.R., Tauxe, L., Sugisaki, S., Lopez Galindo, A., Patterson, M.O., Sangiorgi, F., Pierce, E.L., Brinkhuis, H., IODP Expedition 318 Scientists, 2013. Dynamic behaviour of the East Antarctic ice sheet during Pliocene warmth. *Nature Geoscience*, doi: 10.1038/NGEO1889
- Couchoud I., Genty D., Hoffmann D., Drysdale R., Blamart D., 2009. Millennial-scale climate variability during the Last Interglacial recorded in a speleothem from south-western France. *Quaternary Science Reviews*, 28, 3263-3274.
- Cuerda Barceló, J. 1989. *Los tiempos cuaternarios en Baleares*. Cons. Cultura, Educaió, Esports Govern Balear (Ed.), 305 pp.
- Dabrio, C.J., Zazo, C., Goy, J.L., Sierro, F.J., Borja, F., Lario, J., González, J.A., Flores, J.A., 2000. Depositional history of estuarine infill during the last postglacial transgression (Gulf of Cadiz, southern Spain). *Marine Geology*, 162, 381-404.
- Dabrio, C.J., Zazo, C., Cabero, A., Goy, J.L., Bardají, T., Silva, P.G., Hillaire-Marcel, C., González-Delgado, J.A., Lario, J., Silva, P.G., Borja, F., García-Blázquez, A.M., 2011. Millennial/submillennial-scale sea-level fluctuations in Western Mediterranean during the second highstand of MIS 5e. *Quaternary Science Reviews*, 30, 335-346.
- Daly, R.A., 1915. The glacial-contol theory of coral reefs. *Proceedings of the American Academy of Arts and Science*, 51, 155-251.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvildberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdottir, A.E. Jouzel, J., Bond, G., 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364, 218-220.
- deMenocal, P., Ortiz, J., Guilderson, T., Adkins, J., Sarnthein, M., Baker, L., Yarusinsky, M., 2000a. Abrupt onset and termination of the African humid period: rapid climate responses to gradual insolation forcing. *Quaternary Science Reviews*, 19, 347-361.
- deMenocal, P., Ortiz, J., Guilderson, T., Sarnthein, M., 2000b. Coherent highland low-latitude climate variability during the Holocene warm period. *Science*, 288, 2198-2202.
- Denton, G.H., Karlén, W., 1973. Holocene climatic variations: their pattern and possible cause. *Quaternary Research*, 3, 155- 205.
- Denton, G.H., Anderson, R.F., Toggweiler, J.R., Edwards, R.L., Schaefer, J.M., Putnam, A.E., 2010. The Last Glacial Termination. *Science*, 328, 1652-1656.
- Dorale, J.A., Onac, B.P., Fornós, J.J., Ginés, J., Ginés, A., Tuccimei, P., Peate, D.W., 2010. Sea-level 81,000 years ago in Mallorca. *Science*, 327, 860-863.
- Dowsett, H. J., 2007. The PRISM palaeoclimate reconstruction and Pliocene sea-surface temperature. En: *Deep-time perspectives on climate change: marrying the signal from computer models and biological proxies* (Haywood, W. M., Gregory J., A.M., Schmidt, D., Eds.). The Micropalaeontological Society Special Publications. The Geological Society of London, 459-480.
- Dowsett, H.J., Robinson, M.M., Foley, K.M., 2009. Pliocene three-dimensional global ocean temperature reconstruction. *Climate Past*, 5, 769-783.

- Drysdale, R.N., Hellstrom, J.C., Zanchetta, G., Fallick, A.E., Sánchez Goñi, M.F., Couchoud, I., McDonald, J., Maas, R., Lohmann, G., Isola I., 2009. Evidence for Obliquity Forcing of Glacial Termination II. *Science*, 325, 1527-1531.
- Edwards, R. 2006. Sea levels: change and variability during warm intervals. *Progress in Physical Geography*, 30, 785-796.
- Emiliani, C., 1955. Pleistocene temperatures. *Journal of Geology*, 63, 585-599.
- Emiliani, C., 1966a. Palaeotemperature analysis of Caribbean cores P 6304-8 and P 6304-9 and a generalised temperature curve for the last 425,000 years. *Journal of Geology*, 74, 109-126.
- Emiliani, C., 1966b. Isotopic palaeotemperatures. *Science*, 154, 851-857.
- EPICA community members, 2004. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature*, 429, 623-628.
- Fairbridge, R.W. 1961. *Eustatic Changes in Sea Level, Physics and Chemistry of the Earth*. Pergamon Press, New York, 99-185.
- Gibbard, P.L., Head, M.J., Walker, M.J.C., Subcommission on Quaternary Stratigraphy, 2010. Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma. *Journal of Quaternary Science*, 25, 96-102.
- Gill, R.B., 2000. *The Great Maya Droughts: Water, Life, and Death*. University of New Mexico Press. Albuquerque. 464 pp.
- Gornitz, V., 2007. Sea level Rise, after the Ice melted and Today. *Science Briefs*, NASA. http://www.giss.nasa.gov/research/briefs/gornitz_09/
- Goy, J.L., Zazo, C., Dabrio, C., Lario, J., Borja, F., Sierro, F.J., Flores, J.A., 1996. Global and regional factors controlling changes of coastlines in southern Iberia (Spain) during the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 15, 773-780.
- Goy, J.L., Zazo, C., Cuerda, J., 1997. Evolución de las áreas margino-litorales de la Costa de Mallorca (I. Baleares) durante el Último y Presente Interglacial. Nivel del mar Holoceno y Clima. *Boletín Geológico Minero*, 108, 127-135.
- Goy, J.L., Zazo, C., Dabrio, C.J., 2003. A beach-ridge progradation complex reflecting periodical sea-level and climate variability during the Holocene (Gulf of Almería, Western Mediterranean). *Quaternary Science Reviews*, 50, 251-268.
- Goy, J.L., Hillaire-Marcel, C.I., Zazo, C., Ghaleb, B., Dabrio, C.J., González-Delgado, J.A., Bardají, T., Civis, J., Preda, M., Yébenes, A., Forte, A.M., 2006. Further evidence for a relatively high sea level during the penultimate interglacial: open system U-series ages from La Marina (Alicante, East Spain). *Geodinamica Acta*, 19/6, 409-426.
- Grinsted, A., Moore, J.C., Jevrejeva, S., 2010. Reconstructing sea level from paleo and projected temperatures 200 to 2100 AD. *Climate Dynamics*, 34, 461-472.
- GRIP Members, 1993. Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core. *Nature*, 364, 203-207.
- Grootes, P.M., Stuiver, M., White, J.W.C., Johnsen, S., Jouzel, J., 1993. Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature*, 366, 552-554.
- Haug, G.H., Sigman, D.M., Tiedemann, R., Pedersen, T.F., Sarnthein, M., 1999. Onset of permanent stratification in the subarctic Pacific Ocean. *Nature*, 401, 779-782.
- Hearty, P.J., 2002. Revision of the late Pleistocene stratigraphy of Bermuda. *Sedimentary Geology*, 153, 1-21.

- Hearty P.J., Hollin, J. T., Neumann, A. C., O'Leary, M. J., McCulloch, M., 2007. Global sea-level fluctuations during the Last Interglaciation (MIS 5e). *Quaternary Science Review*, 26, 2090-2112.
- Heinrich, H., 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic ocean during the Past 130,000 years. *Quaternary Research*, 29, 142-152.
- Heusser, L., Oppo, D.W., 2003. Millennial and sub-orbital scale climate variability in southeastern United States and in the subtropical Atlantic during Marine Isotope Stage 5: evidence from pollen and isotopes in ODP Site 1959. *Earth and Planetary Science Letters*, 214, 483-490.
- Hillaire-Marcel C., Carro O., Causse C., Goy J.L., Zazo C., 1986. Th/U dating of *Strombus bubonius* bearing marine terraces in southeastern Spain. *Geology*, 14, 613-616.
- Hillaire-Marcel, C., Gariépy, C., Ghaleb, B., Goy, J.L., Zazo, C., Cuerda, J., 1996. U-series measurements in Tyrrhenian deposits from Mallorca. Further evidence for two last-interglacial high sea-levels in the Balearic Islands. *Quaternary Science Reviews*, 15, 53-62.
- Hodell, D.A., Brenner, M., Curtis, J.H., Guilderson, T., 2001. Solar forcing of drought frequency in the Maya Lowlands. *Science*, 292, 1367-1370.
- Huxley, Th. H. 1868. *A piece of chalk*. Macmillan's Magazine. Collected Essays VIII.
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J. Pisias, N.G., Prell, W.L., Shackleton, N.J., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. En: *Milankovitch and Climate, Part I* (Berger, A.L., Imbrie, J., Hays, J., Kukla, G. Saltzman, B., Eds.). Reidel Publ. Company, Dordrecht, 269-305.
- Jansen, E., Overpeck, J., Briffa, K.R., Duplessy, J.-C., Joos, F., Masson-Delmotte, V., Olago, D., Otto-Bliesner, B., Peltier, W.R., Rahmstorf, S., Ramesh, R., Raynaud, D., Rind, D., Solomina, O., Villalba, R., Zhang, D., 2007. Chapter 6 Palaeoclimate. En: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor, H.L. Miller, Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Knudsen, K.L., Seidenkrantz, M.S., Kristenses, P., 2002. Last Interglacial and Early Glacial circulation in the Northern North Atlantic Ocean. *Quaternary Research*, 58, 22-26.
- Kukla, G.J., Bender, M.L., Beaulieu, J.L., Bond, G., Broecker, W.S., Cleveringa, P., Gavin, J., Herbert, T.D., Imbrie, J., Jouzel, J., Keigwin, L.D., Knudsen, K.L., McManus, J.F., Merkt, J., Muhs, D.R., Müller, H., Poore, R.Z., Porter, S.C., Seret, G., Shackleton, N.J., Turner, C., Tzedakis, P.C., Winogard, I.J., 2002. Last Interglacial climates. *Quaternary Research*, 58, 2-13.
- Labeyrie, L.D., Pichon, J.J., Labracherie, M., Ippolito, P., Duprat, J., Duplessy, J.C., 1986. Melting history of Antarctica during the past 60,000 years. *Nature*, 322, 701-706.
- Labeyrie, L., Labracherie, M., Gorfti, N., Pichon, J.J., Vautravers, M., Arnold, M., Duplessy, J.C., Paterne, M., Michel, E., Duprat, J., Caralp, M., Turon, J.L., 1996. Hydrographic changes of the Southern Ocean (Southeast Indian sector) over the last 230 kyr. *Paleoceanography*, 11, 57-76.

- Lambeck, K., Chappell, J., 2001. Sea Level Change Through the Last Glacial Cycle. *Science*, 292, 679-686.
- Lambeck, K., Esat, T.M., Potter, E.K., 2002. Links between climate and sea levels for the past three million years. *Nature*, 419, 199-206.
- Lea, D.W., Martin, P.A., Park, D.k., Spero, H.J., 2002. Reconstructing a 350 ky history of sea level using planktonic Mg/Ca and oxygen isotope records from a Cocos Ridge core. *Quaternary Science Reviews*, 21, 283-293.
- Lehmann, S.J., Sachs, J.P., Crowell, A.M., Keigwin, L.D., Boyle, E. A., 2002. Relation of subtropical Atlantic temperature, high-latitude ice rafting, deep water formation, and European climate 130,000-60,000 years ago. *Quaternary Science Reviews*, 21, 1917-1924.
- Leorri, E., Horton, B., Cearreta, A., 2008. Development of a foraminifera-based transfer function in the Basque marshes, N. Spain: implications for sea-level studies in the Bay of Biscay. *Marine Geology*, 251, 60-74.
- Leorri, E., Cearreta, A., Milne, G., 2012. Field observations and modelling of Holocene sea-level changes in the southern Bay of Biscay: implication for understanding current rates of relative sea-level change and vertical land motion along the Atlantic coast of SW Europe. *Quaternary Science Reviews*, 42, 59-73.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20, PA1003, 17 pp.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2007. Plio-Pleistocene climate evolution: trends and transitions in glacial cycle dynamics. *Quaternary Science Reviews*, 26, 56-69.
- Loutre M.F., Berger, A. 1991. Marine Isotope Stage 11 as an analogue for the present interglacial. *Global and Planetary Change*, 36, 209-217.
- Loutre, M.F., Berger, A., 2000. Future climatic changes: are we entering an exceptionally long interglacial? *Climatic Change*, 46, 61-90.
- Loutre, M.F., Berger, A., 2003. Marine Isotope Stage 11 as an analogue for the present interglacial. *Global and Planetary Change*, The Eemian Interglacial: A Global Perspective, 36, 209-217.
- Lumpkin R. & Speer, K., 2007. Global ocean meridional overturning. *Journal of Physical Oceanography*, 37, 2550-2562
- Masson-Delmotte, V., Kageyama, M., Braconnot, P., Charbit, S., Krinner, G., Ritz, C., Guilyardi, E., Jouzel, J., Abe-Ouchi, A., Crucifix, M., Gladstone, R. M., Hewitt, C. D., Kitoh, A., LeGrande, A. N., Marti, O., Merkel, U., Motoi, T., Ohgaito, R., Otto-Bliesner, B., Peltier, W. R., Ross, I., Valdes, P. J., Vettoretti, G., Weber, S. L., Wolk, F., YU, Y., 2006. Past and future polar amplification of climate change: climate model intercomparisons and ice-core constraints. *Climate Dynamics*, 26, 513-529.
- Martrat, B., Grimalt, J.O., López-Martínez, C., Cacho, I., Sierro, F.J., Flores, J.A., Zahn, R., Canals, M., Curtis, J.H., Hodell, D.A., 2004. Abrupt Temperature Changes in the Western Mediterranean over the Past 250.000 years. *Science*, 306, 1762-1765.
- Mayewski, P.A., Rohling, E.E., Stager, J.C., Karlén, W., Maasch, K.A., Meeker, L.D., Meyerson, E.A., Gasse, F., van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R., Steig, E.J., 2004. Holocene climate variability. *Quaternary Research*, 62, 243- 255
- McCulloch, M.T., Esat, T., 2000. The coral record of the last interglacial sea levels and sea surface temperatures. *Chemical Geology*, 169, 107-129.

- McManus, J.F., Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., Labeyrie, L., Higgins, S., 1994. High-resolution climate records from the North Atlantic during the last interglacial. *Nature*, 371, 326-329.
- McManus, J.F., Oppo, W.D., Cullen, J.L., 1999. A 0.5-million-year record of millennial scale climate variability in the North Atlantic. *Science*, 283, 971-974.
- McManus, J.F., Oppo, D.W., Keigwin, L.D., Cullen, J.L., Bond, G.C., 2002. Thermohaline circulation and prolonged interglacial warmth in the North Atlantic. *Quaternary Research*, 58, 17-21.
- McManus, J.F., Oppo, D., Cullen, J., Healey, S., 2003. Marine Oxygen Isotope Stage 11 (MIS 11): analog for Holocene and future climate? En: *Earth's Climate and Orbital Eccentricity: The Marine Isotope Stage 11* (Doxer, A., Poore, R.Z., Burkle, L.H., Eds.). Geophysical Monograph 137, American Geophysical Union., 69-85.
- Milankovitch, M., 1941. Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf des Eizeitenproblem. R. Serbian Acad. Spec. Publ. 132, Sect. Math. Nat. Sci., 33. Beograd: Königlich Serbische Akademie. Reprinted in English: *Canon of Insolation and the Ice-Age Problem*. Zavod za udzbenik i nastavna sredstva, Belgrade (1998).
- Miller, G.H., Alley, R.B., Brigham-Grette, J., Fitzpatrick, J., Polyak, L., Serreze, M.C., White, J.W.C., 2010. Arctic amplification: can the past constrain the future? *Quaternary Science Reviews*, 29, 1779-1790.
- Miller, K. G., Wright, J.D., Browning, J.V., Kulpecz, A., Kominz, M., Naish, T.R., Cramer, B.S., Rosenthal, Y., Peltier, W.R., Soudian, S., 2012. High tide of the warm Pliocene: Implications of global sea level for Antarctic deglaciation. *Geology*, 40, 407-410.
- Mitrovica, J.X., Milne, G.A., 2002. On the origin of late Holocene sea-level highstands within equatorial ocean basins. *Quaternary Science Reviews*, 21, 2179-2190.
- Mörner, N.A., 2000. Sea level changes in the Indian Ocean. En: *Integrated Coastal Zone Management*. IPC Publ., Launch (Ed.), London-Hong Kong, 17-20.
- Mörner, N.A., 2010. Some problems in the reconstruction of mean sea level and its changes with time. *Quaternary International*, 221, 3-8.
- Muhs, D.R., Simmons, K.R., Steinke, B., 2002. Timing and warmth of the Last Interglacial period: new U-series evidence from Hawaii and Bermuda and a new fossil compilation for North America. *Quaternary Science Reviews*, 21, 1355-1383.
- Muhs, D.R., Simmons, K.R., Schumann, R.R., Groves, L.T., Mitrovica, J.X., Laurel, D.A., 2012. Sea-level history during the Last Interglacial complex on San Nicolas Island, California: implications for glacial isostatic adjustment processes, paleo-zoogeography and tectonics. *Quaternary Science Reviews*, 37, 1-25.
- Müller, U.C., Klotz, S., Geyh, M.A., Pross, J., Bond, G.C., 2005. Cyclic climate fluctuations during the last interglacial in central Europe. *Geology*, 33, 449-452.
- Müller, U.C., Pross, J. 2007. Lesson from the past: present insolation minimum holds potential for glacial inception. *Quaternary Science Reviews*, 26, 3025-3029.
- Naish, T. R., Wilson, G. S., 2009. Constraints on the amplitude of Mid-Pliocene (3.6-2.4 Ma) eustatic sea-level fluctuations from the New Zealand shallow-marine sediment record. *Philosophical Transactions Royal Society, A*, 367, 169-187.

- Nakada, M., Lambeck, K., 1988. The melting history of the Late Pleistocene Antarctic ice sheet. *Nature*, 333, 36-40.
- NGRIP Members, 2004. High resolution record of northern hemisphere climate extending in to the last interglacial period. *Nature*, 431, 147-151.
- O'Brien, S.R., Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Meese, D.A., Twickler, M.S., Whitlow, S.I., 1995. Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core. *Science*, 270, 1962-1964.
- Olson, S.L., Hearty, P.J., 2009. A sustained +21 m sea-level high stand during MIS 11 (400 Ka): direct fossil and sedimentary evidence from Bermuda. *Quaternary Science Reviews*, 28, 271-285.
- Oppo, D. W., Keigwin, L.D., McManus, J.F., 2001. Persistent suborbital climate variability in Marine Isotope Stage 5 and Termination II. *Paleoceanography*, 16, 280-292.
- Oppo, D. W., Curry, W. B., 2012. Deep Atlantic Circulation during the Last Glacial Maximum and Deglaciation. *Nature Education Knowledge*, 3, (10), 1.
- Otto-Bliesner, B.L., Marshall, S.J., Overpeck, J.T., Miller, G.H., Hu, A., 2006. CAPE Last Interglacial project members. *Science*, 311, 1751-1753.
- Overpeck, J.T., Otto-Bliesner, B.L., Miller, G.H., Muhs, D.R., Alley, R.B., Kiehl, J.T., 2006. Paleoclimatic evidence for future ice-sheet instability and rapid sea-level rise. *Science*, 311, 1747-1750.
- Pagani, M., Liu, Z., LaRiviere, J., Ravelo, A.C., 2010. High Earth-system climate sensitivity determined from Pliocene carbon dioxide concentrations. *Nature Geoscience*, 3, 27-30.
- Paillier, D., Bard, E., 2002. High frequency palaeoceanographic changes during the past 140 000 yr recorded by the organic matter in sediments of the Iberian Margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 181, 431-452.
- Patridge, T., 1997. Reassessment of the position of the Plio-Pleistocene boundary is there a case for lowering it to the Gauss-Matuyama paleomagnetic reversal? *Quaternary International*, 40, 5-10.
- Pérez-Folgado, M., Sierro, F.J., Flores, J.A., Grimalt, J.O., Zahn, R., 2004. Paleoclimatic variations in foraminifer assemblages from the Alboran Sea (Western Mediterranean) during the last 150 ka in ODP Site 977. *Marine Geology*, 212, 113-131.
- Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N.I., Barnola, J.M., Delaygue, G., Delmotte, M., Mobasile, L., Bender, M., Chapellaz, J., Davis, M., Lipenkov, V.Y., Lorius, C., Pepin, L., Ritz, C., Saltzman, E., Stievenard, M., 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399, 429-436.
- Pirazzoli, P.A., 2005. A review of possible eustatic, isostatic and tectonic contributions in eight late-Holocene relative sea-level histories from the Mediterranean area. *Quaternary Science Reviews*, 24, 1989-2001.
- Poore, R.Z., Williams, R.S., Jr., Tracey, C. 2011, *Sea level and climate*: U.S. Geological Survey Fact Sheet 002-00, 2 p., at <http://pubs.usgs.gov/fs/fs2-00/>
- Rahmstorf, S., 2007. A Semi-Empirical Approach to Projecting Future Sea-Level Rise. *Science*, 315, 368-370.
- Raymo, M. E., Grant, B., Horowitz, M., Rau, G. H., 1996. Mid- Pliocene warmth: stronger greenhouse and stronger conveyor. *Marine Micropaleontology*. 27, 313-326.

- Raymo, M.E., Mitrovica, J.X., O'Leary, M.J., DeConto, R.M., Hearty, P.J., 2011. Departures from eustasy in Pliocene sea-level records. *Nature*, 4, 328 - 332
- Raynaud, D., 2006. The EPICA DC Antarctic ice core, a new leading record in paleoclimatology. *Lettre du Changement Global* (Lettre pigb-pmrc, France) 19, 6-10.
- Raynaud, D., Barnola, J.M., Souchez, R., Lorrain, R., Petit, J.R., Duval, P., Lipenkov, V.Ya., 2005. The record for marine isotopic stage 11. *Nature*, 436, 39-40.
- Reille, M., de Beaulieu, J.-L., 1995. Long Pleistocene pollen records from the Praclaux Carter, south-central France. *Quaternary Research*, 44, 205-215.
- Robinson, M. M., Dowsett, H. J., Dwyer, G. S., Lawrence, K. T., 2008. Reevaluation of mid-Pliocene North Atlantic sea surface temperatures. *Paleoceanography*, 23, PA3213, doi: 10.1029/2008PA001608.
- Rodríguez-Ramírez, A., Cáceres, L., Rodríguez-Vidal, J., Cantano, M., 2000. Relación entre clima y génesis de crestas/surcos de playa en los últimos cuarenta años (Huelva, Golfo de Cádiz). *Revista Cuaternario y Geomorfología*, 14, 109-113.
- Ruddiman, W. F., Raymo, M. E., 1988. Northern Hemisphere climate regimes during the past 3 Ma: possible tectonic connections. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, B, 318, 411-430.
- Ryan, W., Pitman, W., 1999. *El Diluvio Universal. Nuevos descubrimientos científicos de un acontecimiento que cambió la Historia*. Ed. Temas de Debate. 351 pp.
- Salzmann, U., Williams, M., Haywood, A.M., Johnson, A. L.A., Kender, S., Zalasiewicz, J., 2011. Climate and environment of a Pliocene warm world. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 309, 1-8.
- Sánchez Goñi, M.F., Eynaud, F., Turon, J.L., Shackleton, H.J., 1999. High resolution palynological record of the Iberian margin: Direct land-sea correlation for the last interglacial complex. *Earth and Planetary Science Letters*, 171, 123-137.
- Schellmann, G., Radtke, A., 2004. A revised morpho- and chronostratigraphy of the Late and Middle Pleistocene coral reef terraces on Southern Barbados (West Indies). *Earth Science Reviews*, 64, 157-187.
- Schneider, R., Bard, E., Mix, A.C., 2000. Last Ice Age global ocean and land surface temperatures: The EPILOG Initiative. *PAGES News*, 8, 19-21.
- Shackleton, N.J., 1995. New data on the evolution of Pliocene climatic variability. En: *Palaeoclimate and Evolution with Emphasis on Human Origins* (Vrba, E.S., Denton, G.H., Partridge, T.C., Burckle, L.H., Eds.). Yale University Press, New Haven, 242-248.
- Shackleton, N.J., Opdyke, N.D., 1973. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperature and ice volumes on a 105 year and 106 year time scale. *Quaternary Research*, 3, 39-55.
- Shackleton, N.J., Opdyke, N.D., 1976. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239. Late Pliocene to latest Pleistocene. *Geological Society of America Memoir*, 145, 449-464.
- Shackleton, N.J., Hall, M.A., 1984. Oxygen and carbon isotope stratigraphy of Deep Sea Drilling Project hole 552A: Plio-Pleistocene glacial history. *Initial Rep. Deep Sea Drill Proj.* 81, 599-609.
- Shackleton, N.J., Berger, A., Peltier, W.R., 1990. An alternative astronomical calibration on the Lower Pleistocene time scale based on ODP site 677. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*, 81, 251-261.
- Shackleton, N.J., Chapman, M., Sánchez-Goñi, M.F., Pailier, D., Lancelot, Y., 2002. The classic Marine Isotope Substage 5e. *Quaternary Research*, 58, 14-16.

- Siddall, M., Rohling, E.J., Almogi-Labin, A., Hemleben, Ch., Meischner, D., Schmelzer, I., Smeed, D. A., 2003. Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature*, 423, 853-858.
- Siddall, M., Kaplan, M.R., Schaefer, J.M., Putnam, A., Kelly, M.A., Goehring, B., 2010. Changing influence of Antarctic and Greenlandic temperature records on sea-level over the Last Glacial cycle. *Quaternary Science Reviews*, 29, 410-423.
- Sidall, M., Hindmarsh, R.C.A., Thompson, W.G., Dutton, A., Kopp, R.E., Stone, E.J., 2013. Sea level variations during the last interglacial. *PAGES news*, 21, 1, 36-37.
- Speich, S., Blanke, B. y Cai, W., 2007. Atlantic meridional overturning circulation and the Southern Hemisphere supergyre. *Geophysical Research Letters*, 34, L23614 doi: 10.1029/2007GL031583
- Stirling, C.H., Esat, T.M., McCulloch, M.T., Lambeck, K., 1995. High-precision U-series dating of corals from Western Australia and implications for the timing and duration of the Last Interglacial. *Earth Planetary Science Letters*, 135, 115-130.
- Stuiver, M., Braziunas, T.F., 1989. Atmospheric ^{14}C and century-scale solar oscillations. *Nature*, 388, 405-407.
- Stuiver, M., Braziunas, T.F., 1993. Sun, ocean, climate and atmospheric $^{14}\text{CO}_2$: an evaluation of casual and spectral relationships. *Holocene*, 3, 289-305.
- Stuiver, M., Grootes, P.M., 2000. GISP2 Oxygen Isotope Ratios. *Quaternary Research*, 53, 277-284.
- Syvitski, J., 2012. Vulnerability of coastlines - How do environmental changes affect coastlines and river deltas? *PAGES news*, 20, 34.
- Syvitski, J.P.M., Vörösmarty, C., Kettner, A.J., Green, P., 2005. Impact of Humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean. *Science*, 308, 376-380.
- Thompson, W.G., Goldstein, S.L., 2006. A radiometric calibration of the SPECMAP timescale. *Quaternary Science Reviews*, 25, 3207-3215.
- Tuccimei, P., Ginés, J., Delitala, M.C., Ginés, A., Gràcia, F., Fornós, J.J., Taddeucci, A., 2006. High precision U-series data from phreatic overgrowths on speleothems. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 50, 1-21.
- Turney, C.S.M., Brown, H., 2007. Catastrophic early Holocene sea level rise, human migration and the Neolithic transition in Europe. *Quaternary Science Reviews*, 26, 2036-2041.
- Van Vliet-Lanoë, B., 2007. The autocyclic Nature of glaciations. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 178, 247-262.
- Vernal, A.de, Hillaire-Marcel, C., 2006. Pleistocene record of the northern North Atlantic and Ocean Greenland ice with emphasis on the Last Interglacials. *Atlantic Islands Neogene, International Congress, Azores, Abstracts Book*, 21-22.
- Walker, M., Johnsen, S., Rasmussen, S. O., Popp, T., Steffensen, J.-P., Gibbard, P., Hoek, W., Lowe, J., Andrews, J., Björck, S., Cwynar, L. C., Hughen, K., Kershaw, P., Kromer, B., Litt, T., Lowe, D. J., Nakagawa, T., Newnham, R., and Schwander, J. 2009. Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records. *Journal of Quaternary Science*, 24, 3-17.
- Wolff, E., 2006. European Project for Ice Coring in Antarctica (EPICA). *PAGES News*, 14, 31-33.

- Woodroffe, C.D., Nicholls, R.J., Saito, Y., Chen, Z., Goodbred, S. L., 2006. Landscape variability and the response of Asian megadeltas to environmental change. En: *Global Change and Integrated Coastal Management: The Asia-Pacific Region* (Harvey, N., Ed), Springer, Berlin, 277-314.
- Woodroffe, C.D., Murray-Wallace, C.V., 2012. Sea-level rise and coastal change: the past as a guide to the future. *Quaternary Science Reviews*, 54, 4-11.
- Yu, S.-Y., Li, Y.-X., Törnqvist, T.E., 2009. Tempo of global deglaciation during the early Holocene: A sea level perspective. *PAGES News*, 17, 68-70.
- Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J., Bardaji, T., Somoza, L., Silva, P.G., 1993. The last Interglacial in the Mediterranean as a model for the present Interglacial. *Global and Planetary Change*, 7, 109-117.
- Zazo, C., Goy, J.L., Somoza, L., Dabrio, C.J., Belluomini, G., Improta, S., Lario, J., Bardaji, T., Silva, P.G., 1994. Holocene sequence of sea-level fluctuations in relation to climatic trends in the Atlantic-Mediterranean linkage coast. *Journal of Coastal Research*, 10, 933-945.
- Zazo, C., Silva, P.G., Goy, J.L., Hillaire-Marcel, C.I., Ghaleb, B., Lario, J., Bardaji, T., González, A., 1999. Coastal uplift in continental collision plate boundaries: data from the Last Interglacial marine terraces of the Gibraltar Strait area (south Spain). *Tectonophysics*, 301, 95-109.
- Zazo, C., Goy, J.L., Hillaire-Marcel, C., Gillot, P.Y., Soler, V., González, J.A., Dabrio, C.J., Ghaleb, B. 2002. Raised marine sequences of Lanzarote and Fuerteventura revisited a reappraisal of relative sea level changes and vertical movements in the eastern Canary Islands during the Quaternary. *Quaternary Science Reviews*, 21, 2019-2046.
- Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J., Bardaji, T., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., González-Delgado, J.A., Soler, V., 2003. Pleistocene raised marine terraces of the Spanish Mediterranean and Atlantic coasts: records of coastal uplift, sea-level highstands and climate changes. *Marine Geology*, 194, 103-133.
- Zazo, C., Dabrio, C.J., Goy, J.L., Lario, J., Cabero, A., Silva, P.G., Bardaji, T., Mercier, N., Borja, F., Roquero, E. 2008. The coastal archives of the last 15 ka in the Atlantic-Mediterranean Spanish linkage area: Sea level and climate changes. *Quaternary International*, 181, 72-87.
- Zazo, C., Goy, J.L., Hillaire-Marcel, C., Dabrio, C.J., González-Delgado, J.A., Cabero, A., Bardaji, T., Ghaleb, B., Soler, V., 2010. Sea-level changes during the Last and Present Interglacials in Sal Island (Cape Verde Archipelago). *Global and Planetary Change*, 72, 302-317.
- Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, J., Lario, J., Gonzalez-Delgado, J.A., Bardaji, T., Hillaire-Marcel, C., Cabero, A., Ghaleb, B., Borja, F., Silva, P.G., Roquero, E., Soler, V., 2013. Retracing the Quaternary history of sea-level changes in the Spanish Mediterranean-Atlantic coasts: Geomorphological and sedimentological approach. *Geomorphology*, 196, 36-49.
- Zhu, Z.R., Wyrwoll, K.-H., Collins, L.B., Chen, J.H., Wasserburg, G.J., Eisenhauer, A., 1993. High precision U-series dating of Last Interglacial events by mass-spectrometry: Houtman Abrolhos Islands, Western Australia. *Earth and Planetary Science Letters*, 118, 281-293.

CONTESTACIÓN

DEL

EXCMO. SR. D. ANTONIO CENDRERO UCEDA

Look deep into nature, and then you will understand everything better.
Albert Einstein

Excelentísimo Sr. Presidente,
Excelentísimos miembros de la Academia,
Señoras y señores,
Queridos amigos:

Dar respuesta al discurso de ingreso de un nuevo miembro de la Academia es siempre una agradable tarea, y me siento muy honrado por haber sido designado para ello. En este caso concreto, contestar al discurso de la Dra. Caridad Zazo Cardeña resulta para mí especialmente grato, por el hecho de haber conocido a la nueva académica desde hace muchos años, y haber mantenido con ella una relación de amistad que a lo largo del tiempo se ha extendido a nuestros respectivos cónyuges, Isidro y Bronwen.

Mi contacto con Caridad Zazo (a quien sus colegas y amigos hemos llamado siempre Cari, y ruego me disculpen si me refiero a ella de esta forma) se remonta a mediados de los años sesenta, cuando ambos estábamos cursando la Licenciatura en Ciencias Geológicas en la Universidad Complutense (entonces Universidad Central), si bien yo era de tres promociones anteriores a la suya. Desde esas fechas hemos coincidido en numerosas ocasiones, en distintos congresos internacionales y nacionales, comisiones o grupos de trabajo. Eso me ha permitido, además de disfrutar de su alegría, espontaneidad y amistad, apreciar lo certero de sus interpretaciones científicas, su agilidad para incorporar nuevos modelos conceptuales y herramientas en sus investigaciones, su entusiasmo por la investigación y su enorme capacidad de trabajo. Esos entusiasmo y capacidad han sido la causa de que haya abordado múltiples tareas y asumido muy diversas responsabilidades, lo que ha dado lugar a que, desde hace décadas, cada vez que me encontraba con ella o con su estrechísimo colaborador, nuestro común amigo Prof. José Luis Goy Goy, y preguntaba cómo estaba la respuesta era, inevitablemente, “asfixiada, Antonio”, y así sigue. Afortunadamente, la asfixia no parece haber sido grave, pues ha logrado sobrevivir y producir abundantes y valiosos frutos.

De clara y recia cuna mesetaria, Cari nació y creció en Villaluenga de la Sagra (Toledo), y a pesar de que su familia le empujaba hacia la carrera de Farmacia, ella optó por hacer Ciencias Geológi-

cas, decisión que aunque ellos no compartían siempre apoyaron. Esos orígenes no parecían ser el campo de cultivo más adecuado para lo que ha sido su pasión y dedicación a lo largo de toda su carrera científica. Cari ha dedicado el grueso de su actividad investigadora, desde los primeros balbuceos de la misma, al estudio de los procesos geomorfológicos litorales así como las variaciones y evolución de las líneas de costa, en respuesta a cambios climáticos o geológicos.

Estos temas los abordó ya en su tesina de Licenciatura (*Antiguos niveles marinos pleistocenos en la costa oriental del Golfo de Almería*, de 1969), dirigida por un ilustre miembro de esta Academia, el Prof. Emiliano Aguirre. Siguió profundizando en estos temas durante la realización de su tesis doctoral, dirigida igualmente por nuestro compañero el Prof. Aguirre, que versaba sobre los cambios del nivel del mar durante el Plioceno y Pleistoceno en el Golfo de Cádiz, tratando de resolver el problema de la caracterización regional del límite Plio/Pleistoceno a partir de los conjuntos paleontológicos (fauna y flora terrestres y marinas), criterios geomorfológicos, o criterios basados en cambios paleogeográficos, todos ellos motivados fundamentalmente por cambios climáticos globales, a su vez producidos por cambios en los parámetros orbitales de nuestro planeta. Esa tesina y esa tesis, que obtuvo por unanimidad la calificación de Sobresaliente *cum laude*, en 1980, representaron un hito importante en el conocimiento de estos temas, y dieron lugar a varias comunicaciones en congresos y artículos (Ovejero y Zazo, 1971; Aguirre *et al.*, 1972; Zazo, 1978; Vanney *et al.*, 1979; Baena *et al.*, 1980), que recibieron el reconocimiento de la comunidad científica nacional e internacional y le abrieron a Cari las primeras puertas de una larga y fructífera presencia en muy diversos organismos, comisiones y proyectos internacionales.

A partir del año 1972, debido a la puesta en marcha por el IGME (Instituto Geológico y Minero de España) del Plan MAGNA, 2ªserie, en el que se recomendaba la colaboración de las empresas con la universidad, y gracias a convenios con la Fundación Universidad – Empresa, Cari, sin perder el contacto con la Universidad ni con el CSIC, desarrolla durante casi una década gran parte de su trabajo científico de tipo aplicado, fundamentalmente de campo y cartográfico, en colaboración con empresas privadas y organismos de distintas administraciones. La lista es larga, tanto de las empresas (EPTISA, FINA IBERICA, ADARO, INYPSA, ENADIMSA, INIMA, INTECSA, ENRESA, HIDROELECTRICA ESPAÑOLA, EGEO, SECEGSA, TECNIA), como de organismos de las administraciones central, autonómicas, provinciales o locales (ETSIM, IGME/ITGE, MOPU, Co-

munidad Autónoma de la Región de Murcia, Junta de Andalucía-Casa de Velázquez, Consejería de Política Territorial de la Junta de Andalucía, diputaciones de Burgos, Valencia y Castellón, Ayuntamiento de Madrid-COPLACO). Eso le permitió adquirir un tipo de experiencia y una visión de los problemas que no son habituales entre los que nos dedicamos a las actividades científicas y académicas. Llevó a cabo una amplia y valiosa aportación (entre otras cosas) a la elaboración de distintos tipos de cartografía geológica, que es la infraestructura básica de conocimiento sobre la geología del país, los cimientos sobre los que construir los edificios de la ciencia geológica. Cari realizó, sobre todo durante su trabajo cartográfico en el IGME, una importantísima contribución al cambio de concepción sobre el significado del Cuaternario y de los rasgos geológicos superficiales en los mapas geológicos en España. Hasta esa época el Sistema Cuaternario aparecía en la cartografía geológica habitual como una mancha gris, prácticamente indiferenciada, que se representaba en los lugares en los cuales su presencia impedía la observación de la “verdadera geología” de la zona, la correspondiente a las rocas y estructuras del substrato. Se pasó a considerar el Cuaternario con una importancia y un grado de detalle equivalente al del Neógeno o cualquier otro sistema, y a representar unidades del mismo con significado cronológico, estratigráfico, litológico y geomorfológico.

Sus aportaciones en este campo, que han continuado prácticamente a lo largo de toda su carrera, han sido impresionantes. Ha contribuido de manera importante a la elaboración de: 72 hojas del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000; 7 Mapas provinciales de síntesis geológica a escala 1:200.000; 10 Hojas del mapa geológico a escala 1:200.000; 6 Mapas Fisiográficos del Litoral de Andalucía a escala 1:50.000; Mapa del Cuaternario de España a escala 1:1.000.000; Mapa Neotectónico de España a escala 1:1.000.000; Mapa Geomorfológico de España a escala 1: 1.000.000; Mapas de líneas de costa cuaternarias a escalas 1:100.000 y 1: 500.000; Mapa del Cuaternario de Europa a escala 1: 2.500.000; y otra serie de mapas de ámbito territorial más reducido, cuyos detalles omito.

La proyección internacional de la carrera de la nueva académica se inició en una etapa muy temprana, cuando en 1969 asistió en París al 7th International Congress of the International Union for Quaternary Research (INQUA), donde presentó los resultados de su tesina y participó en la excursión que recorrió las costas de Normandía y Bretaña. El trabajo presentado, así como su participación en las discusiones planteadas sobre el terreno (en la medida que su entonces limitado

dominio de los idiomas le permitía), captaron la atención y atrajeron las simpatías de destacados miembros de la comunidad científica (cabe citar: Fairbridge, USA; Faure, Francia; Mörner, Suecia; Rugeri, Italia; de Paepe, Bélgica), que elogiaron su forma de abordar el conocimiento de los cambios en la línea de costa combinando datos y criterios geomorfológicos, neotectónicos y paleontológicos. Clara evidencia de la favorable impresión creada por la entonces joven investigadora es que muchas de las relaciones iniciadas entonces se continúan en la actualidad.

De esa época inicial arranca el interés de Cari por temas que en ese momento eran objeto de intenso debate en la comunidad científica interesada en el Cuaternario: el ajuste de las cronologías establecidas a partir de depósitos marinos y continentales y la posibilidad de comparación de las edades obtenidas con métodos de datación diferentes, así como la naturaleza, uniforme o espacialmente diferenciada, de las variaciones eustáticas del nivel del mar. A elucidar ambas cuestiones ha contribuido de manera importante con sus trabajos posteriores.

Cari siempre tuvo un especial interés en basar sus razonamientos e interpretaciones en observaciones y datos de campo sólidos. Por ello, desde el inicio de su actividad investigadora, todavía en fase de realización de su tesis doctoral, procuró visitar y conocer *in situ* los lugares y afloramientos que habían servido de referencia para el establecimiento de la escala cronoestratigráfica de los pisos marinos cuaternarios del Atlántico oriental: las costas de Italia y de Marruecos.

Ese reconocimiento de lugares claves para el estudio del Cuaternario marino lo llevó a cabo a veces en condiciones de gran precariedad, debido a la situación en la que entonces se encontraba la investigación en España (a la cual, por cierto, no estamos lejos de volver). Permítanme una pequeña anécdota que ilustra esto. En 1970 pudo visitar, en compañía de J. Meco y gracias al apoyo del Dr. Pinto, un mecenas privado de la ciencia, *rara avis* en nuestro país, las costas del NW de Marruecos. Las condiciones en las que tuvieron que realizar su trabajo propiciaron que, cerca de Tánger, le dejaran en una playa casi literalmente en cueros, perdiendo ropa, pasaporte, máquina de fotos y documentos con los resultados de sus observaciones. Gracias a su compañero, que acudió al hotel en búsqueda de ayuda, pudo ser rescatada de aquella situación embarazosa.

Afortunadamente sin incidentes desagradables, pudo recorrer en 1974 y 1975 las costas de Sicilia, Calabria e Italia central, de la mano de reconocidos especialistas, entre los que cabe citar a los Profs Ruggieri y Sprovieri (Università di Palermo), Profs Bonadonna, Bi-

gazzi y Arias (Università di Pisa), o Prof Faure (Faculté des Sciences de Luminy, Univ. Marseille II, Francia) y Faibridge (Columbia Univ., NY, USA). La asistencia al “Colloque Niveaux Marines et Tectonique Quaternaire dans l’aire Méditerranéenne” celebrado en París en 1980, y tras la presentación de un trabajo sintético sobre los niveles marinos y la actividad tectónica cuaternaria, dio la oportunidad a Cari de contactar más directamente con los especialistas que en ese momento estaban trabajando en la costa mediterránea.

Como consecuencia de este tipo de contactos, los Profs. Sanlavi- lle y Paskoff (Université de Lyon, Francia), como Presidente y Secretario respectivamente de la “Subcommission on Mediterranean and Black Sea shorelines”, dentro de la INQUA Shorelines Commission, le propusieron a la entonces “neodocente” organizar una excursión de campo y seminario internacional sobre el Tirreniense (nombre con el que entonces se designaba al último periodo interglaciar) peninsular español. Esa reunión, que tuvo lugar en el litoral entre Almería y Tarragona, constituyó un notable éxito, con asistencia de más de 60 personas de una docena de países, y con motivo de la misma se publicaron los primeros resultados sobre edades isotópicas (Pa/U, Th/U) de los depósitos del litoral almeriense (Baena *et al.*, 1981; Zazo *et al.*, 1982).

La calidad de las contribuciones científicas y la buena labor organizativa de Cari y sus colaboradores dieron lugar a que durante el “XI International INQUA Congress” de Moscú, en 1982, fuera nombrada Secretaria y posteriormente Presidente de la “Subcommission on Mediterranean and Black Sea shorelines”. Sus responsabilidades en INQUA han continuado hasta ahora, siendo en la actualidad miembro destacado del “Advisory Board” de la “Commission on coastal and marine processes”. Por cierto, como justificación a mi licencia de referirme a la Dra. Caridad Zazo Cardeña como “Cari”, he de señalar que así figura en la página web oficial de INQUA.

El congreso de Moscú representó un importante salto cualitativo en la carrera científica de la nueva académica. Al año siguiente fue nombrada coordinadora para el sur de Europa y del Mediterráneo de un nuevo proyecto del Programa IGCP-UNESCO, “Late-Quaternary sea-level changes; measurements, correlation and application”. Se sucedieron las visitas a España de destacados científicos internacionales (Profs: Hillaire-Marcel Univ. Montreal, Canada; Bonadonna, Univ. Pisa, Italia; Belluomini, Univ. Roma, Italia; Möner, Univ. Stockholm Univ., Suecia, Thiele, Univ. de Santiago, Chile) para recorrer sobre el terreno y discutir con Cari los problemas de los niveles marinos y su

cronología, así como invitaciones (Drs. L. Ortlieb, ORSTOM, Paris, Francia; J. Macharé, Instituto Geofísico del Perú; S. Avila, Univ. Açores, Portugal) para que ella visitara zonas costeras de distintos lugares del mundo, en contextos geodinámicos y climáticos diferentes. Dentro de ese tipo de actividad internacional, fundamentalmente dedicada a estudiar sobre el terreno las terrazas marinas y depósitos continentales cuaternarios, o a discutir en sus laboratorios los resultados obtenidos sobre trabajos realizados conjuntamente en nuestro país, cabe citar:

- 1985-actualidad. Campañas de campo en las costas de Cabo Verde, Canarias, Baleares y Península Ibérica y estancia en el Laboratoire de Geochronologie (Lab. GEOTOP, Université de Montréal, Canadá) para discutir los resultados de las dataciones Th/U y ^{14}C con el Prof. C. Hillaire-Marcel, con el que se seleccionaron sobre el terreno y se muestrearon las secuencias sedimentarias a analizar. Las primeras edades basadas en dataciones de Th-U de las terrazas marinas cuaternarias, previamente cartografiadas en el litoral de Almería se publicaron en 1986 (Hillaire-Marcel *et al.*, 1986), y posteriormente de otros litorales del SE peninsular, incluidas las islas Baleares (Goy *et al.*, 1993; Hillaire-Marcel *et al.*, 1996).
- 1990-1991, Campaña sobre terrazas marinas y neotectónica en la costa de Perú con los Profs. Macharé y Ortlieb (ORSTOM, Francia e Instituto Geofísico del Perú). Cuyos datos fueron publicados posteriormente (Goy *et al.*, 1992; Ortlieb *et al.*, 1996a).
- 1993-1995, Nuevas campañas sobre el mismo tema, en la costa de Chile con los Profs. Ortlieb y Thiele (ORSTOM, Univ. De Antofagasta, y Univ. de Santiago). Estas campañas dieron lugar a celebrar el Annual Meeting del IGCP Project 367, formando parte del Comité de Organización y de la excursión de campo siguiendo la costa Antofagasta-Iquique (Ortlieb *et al.*, 1995, 1996b).
- 1994-1996. Estancia en el Laboratoire de Géologie du Quaternaire de Marsella (CNRS), para dataciones de depósitos litorales, dentro del Programa INTAS, con el Prof. Faure.
- 1994, 1995, 2008, 2011, 2013. Campañas sobre geomorfología, depósitos marinos y continentales y dinámica costera en las costas del Algarve y el Alentejo. Profs. Boski y Moura (Univ. de Faro, Portugal).

- 1997-1998, Campaña sobre niveles marinos en Isla Eubea y costa del Peloponeso. Profs. Stiros y Koutsoveli (Universidad de Patras, y Servicio Geológico de Grecia).
- 1999, 2000. Campaña sobre terrazas marinas y neotectónica, en la costa entre Rabat y Tetuán, Marruecos. Prof. Akil (Universidad de Rabat, Marruecos).
- 2005, Campaña sobre migraciones faunísticas durante el último interglaciar en las islas Azores. Prof. Avila, (Universidad de las Azores, Portugal) (Avila *et al.*, 2009)
- 2005, 2006. Discusión de los resultados de las campañas sobre actividad sismotectónica cuaternaria en el conjunto arqueológico de Baelo Claudia y alrededores, provincia de Cádiz. Prof. Reicherter (RWTH Universidad de Aachen, Alemania).
- 2009, 2010. Geomorfología y terrazas marinas de la costa central de Tunicia. Prof. Oueslati (Universidad de Túnez, Tunicia).

Clara evidencia del reconocimiento continuado de la labor científica de Cari es su presencia, desde hace décadas, en comisiones y programas internacionales. Desde 1995-2011 es Presidente del Comité Español de INQUA (Internacional Union for Quaternary Research), lideró el “Working Group on long term sea-level changes” del mismo en 2003-2007; desde 2007 es miembro del “Advisory Council on Coastal and Marine Processes”. Entre 2001 y 2005 perteneció al Comité Científico del IGCP (International Geoscience Programme, UNESCO) para el área 2 “Quaternary, Environmental and Engineering Geosciences”, y ha sido responsable para el S de Europa y N de África de los proyectos n^{os} 200, 274, 367, 437,495 del IGCP, así como de dos proyectos nacionales. Desde 2003-2013 miembro con derecho a voto de la International Commission on Stratigraphy, Quaternary Subcommission, y desde 2006 del comité español de IGBP-PAGES (International Geosphere-Biosphere Program – Past Global Changes). Igualmente, ha recibido numerosísimas invitaciones para pronunciar conferencias en congresos y centros internacionales y, por supuesto, nacionales.

Ha participado en una cincuentena de proyectos de investigación, nacionales e internacionales, siendo investigadora principal o coordinadora en 18 de ellos. Como consecuencia de esa intensa actividad, ha dirigido 13 tesis doctorales, de las cuales 5 han sido merecedoras de Premio Extraordinario, y ha generado numerosas contribuciones en las revistas internacionales más destacadas de la especialidad, con aportaciones que han recibido general reconocimiento. Citaré a modo de

ejemplo solamente algunas correspondientes a las dos últimas décadas:

La aportación de datos indicativos de que durante el pico del último interglaciario (OIS 5e) el nivel del mar no fue estable, tal como se suponía hasta ese momento, sino que tuvo como mínimo 3 “highstands” (Zazo *et al.*, 1993). Esto coincide con los resultados de los sondeos de hielo de Groenlandia (Dansgaard *et al.*, 1993), en los que por primera vez se registra una alta variabilidad climática durante el pico de ese último interglaciario.

A partir de los resultados del análisis de las terrazas marinas de las costas del Atlántico, Mediterráneo y Pacífico, situadas en áreas enmarcadas en diferentes contextos climáticos, tectónicos y geográficos, se puso de manifiesto que las curvas de variación de los isótopos del oxígeno ($\delta^{18}\text{O}\text{‰}$) no son directamente aplicables a la determinación de las variaciones del nivel del mar, las cuales son mucho más complejas presentando numerosas oscilaciones rápidas que no son detectables por medio de ese indicador isotópico (Zazo, 1999).

Realización de los primeros sondeos publicados sobre la costa del SW de la Península Ibérica, que registran la historia de los cambios paleogeográficos, que se produjeron en los estuarios, los cuales dieron lugar a desplazamientos de la línea de costa, desde su situación durante el nivel más bajo del mar registrado hace unos 20 ka hasta la posición actual (Dabrio *et al.*, 2000).

Aplicación por primera vez y de forma conjunta, en las Islas Canarias, de varios métodos de datación (series del uranio, radiocarbono, racemización de aminoácidos) en las secuencias marinas, y de forma simultánea sobre la misma unidad morfosedimentaria (terrace, cordón litoral) y en los materiales volcánicos (K-Ar) directamente relacionadas con las unidades. De esta forma, se pudo poner de manifiesto que la presencia de fauna cálida tropical atlántica en las islas era un hecho que se repetía a lo largo no solo del Plioceno, sino también durante todos los interglaciares cuaternarios, y que a pesar de que las especies habían variado, la fauna cálida conocida en el Mediterráneo como “fauna senegalesa”, estaba ya presente durante el interglaciario OIS 9 (ca. 300.000 años). Con relación al comportamiento tectónico de las islas, se puso de manifiesto una tendencia a la elevación de las Canarias orientales, Fuerteventura y Lanzarote, durante la mayor parte del Cuaternario, con una tasa media de 1,7 cm/ka, si bien la tendencia del movimiento se invirtió, tendiendo a la subsidencia o a la semiestabilidad a partir de hace unos 120.000 años (Zazo *et al.*, 2002).

También por primera vez, utilización de la datación por OSL (Optical Stimulated Luminesce) en los sedimentos marinos, eólicos, fluviales, y paleosuelos, en la secuencia costera, que aflora en los acantilados del litoral SO de España, cubriendo desde el último interglaciar hasta la actualidad. Se puso de manifiesto que los sedimentos eólicos son los más aptos para la datación por luminiscencia, de acuerdo con los criterios geomorfológicos y estratigráficos. Estas dataciones, permitieron también corroborar que las dataciones por radiocarbono, previamente realizadas en los niveles orgánicos de la secuencia sedimentaria, dejaban de ser fiables a partir de edades superiores a los 20-25.000 años (Zazo *et al.*, 2005).

También fue la primera en utilizar para la costa española las dataciones de Th-U en corales, considerados como el material que geoquímicamente se aproxima más al comportamiento de un sistema “cerrado”, a diferencia de los moluscos. Los resultados mostraron que durante el penúltimo interglaciar (OIS 7, ca. 200 ka) la fauna cálida del Atlántico tropical africano ya estaba instalada en el Mediterráneo. Eso coincidía con los resultados obtenidos previamente mediante la utilización del método aplicado en moluscos, conjuntamente con los datos geomorfológicos y estratigráficos (Goy *et al.*, 2006).

Primera aportación realizada al conocimiento de las terrazas marinas de las islas de Cabo Verde, a través de un abordaje de tipo múltiple, basado en datos cartográficos, geomorfológicos, sedimentológicos y dataciones Th-U, C¹⁴, K-Ar, así como análisis paleomagnéticos, en los sedimentos de dichas terrazas. Dado que el *Strombus bubonius* vive en la actualidad en estas costas, se pudieron deducir a partir de ello las condiciones batimétricas, de temperatura, salinidad y otras características de las aguas superficiales costeras, que constituyen el habitat ideal de la “fauna senegalesa”. Esto permite interpretar mejor las condiciones existentes en la época en que dicha especie habitaba el Mediterráneo (al cual no ha llegado en el presente interglaciar holoceno) (Zazo *et al.*, 2007).

Aplicación del análisis sedimentológico de la arquitectura tridimensional de las unidades morfosedimentarias (sistemas de flechas litorales) para la determinación de las variaciones del nivel del mar a escala de milenios y a pequeñas fluctuaciones de corta duración. A través de ese tipo de abordaje se pudo demostrar que durante el segundo “highstand” del MIS 5e, de 10±2 ka de duración y considerado como la parte más estable del último interglaciar, desde el punto de vista climático y del nivel marino, se produjo una oscilación de este (subida más bajada) del orden 6-7 m. También se registran fluctuacio-

nes menores, con una periodicidad de ca.1 ka, con cambios del nivel del mar del orden de 0,8-1 m (subida más bajada), similares a las que se observan en las mismas unidades morfosedimentarias (flechas litorales), desarrolladas durante la parte más estable del presente interglacial, es decir, los últimos 7 ka. (Goy *et al.*, 2006; Dabrio *et al.*, 2011).

Sus análisis de la respuesta de la costa a los cambios del nivel del mar en distintos contextos geodinámicos (tectónica, dinámica marina, clima) han evidenciado que durante las variaciones del nivel del mar de escala orbital, la respuesta sedimentaria y geomorfológica es similar en todas las costas, pero a escalas suborbitales (10^{-3} , 10^{-2} , 10^{-1} años) las variaciones del nivel del mar y la respuesta geomorfológica y sedimentológica, funcionan a nivel local (Zazo *et al.*, 2013).

A través de ese conjunto de aportaciones, se ha podido avanzar en la identificación de indicadores indirectos (“proxies”) que permiten determinar la posición de la línea de costa y el nivel del mar en épocas pasadas, a escala de décadas o siglos y con significado local o regional, lo cual ayuda de manera notable a cuantificar el desarrollo de estos procesos y a comprender mejor el funcionamiento de los mecanismos que han actuado y los factores que los determinan, incluyendo el papel que pueden haber tenido los cambios climáticos. Esto proporciona datos de observación de gran utilidad para contrastar los modelos, y también ayuda a anticipar la evolución de los cambios actualmente en curso.

CAMBIOS GLOBALES PASADOS, CAMBIO ACTUAL, CONSECUENCIAS Y FUTURO

Nothing in the world is permanent, and we're foolish when we ask anything to last, but surely we're still more foolish not to take delight in it while we have it. If change is of the essence of existence one would have thought it only sensible to make it the premise of our philosophy
W. Somerset Maugham, 1943. *The Razor's Edge*.

Pero deseo pasar ahora a comentar brevemente lo que, a mi modo de ver, son las líneas esenciales del discurso de la nueva Académica.

Nos ha presentado Cari una interesantísima revisión del estado actual de los conocimientos sobre los cambios del nivel del mar y sobre los distintos procesos y factores que influyen en los mismos. Su disertación es un excelente ejemplo de la necesidad de extremar la cautela a la hora de analizar e interpretar los procesos naturales, evitando apro-

ximaciones simplistas basadas en suposiciones apriorísticas, en el uso de un único tipo de herramientas de análisis o en paradigmas generalmente aceptados, por sensatos y lógicos que estos sean. Al mismo tiempo, nos ilustra sobre la importancia de evitar que el “pensamiento único” se instale en la sociedad en general y entre los responsables de la toma de decisiones en particular. Su discurso ilustra muy bien el papel que la ciencia puede representar a la hora de trasladar a la sociedad los muchos matices que hay que tener presentes cuando tratamos de comprender los cambios que afectan a nuestro entorno, las posibles consecuencias de los mismos y la forma de abordar estas para prevenir o mitigar posibles problemas futuros. En otras palabras, la necesidad de que predomine el conocimiento (incluyendo sus lagunas e incertidumbres) sobre las creencias o las afirmaciones lapidarias no suficientemente justificadas, que con frecuencia se difunden a través de los medios y se asientan entre nosotros (incluyendo en ocasiones a la propia comunidad científica) como verdades indiscutibles.

Como hemos podido ver, el estado actual del conocimiento científico pone claramente de manifiesto que no tiene sentido analizar los pasados cambios de nivel del mar (ya sea en el pasado próximo o a lo largo del Cuaternario) considerando únicamente los efectos de los cambios climáticos y su reflejo en el aumento o disminución de las masas de hielo y en la dilatación o contracción de las aguas oceánicas, algo que estamos muy acostumbrados a oír.

Si la superficie de los océanos presentara la misma densidad en todos sus puntos y no estuviera afectada por oleaje, mareas o corrientes, se aproximaría mucho a la superficie del geoide. El geoide es una superficie equipotencial que presenta desviaciones significativas con respecto a un elipsoide de revolución, que se han podido conocer de forma muy detallada gracias a los datos recientemente obtenidos por la Agencia Espacial Europea (ESA-GOCE, 2014). Dichas desviaciones con respecto al teórico elipsoide de revolución al que corresponde nuestro planeta, oscilan entre 85 m por encima y 106 m por debajo del mismo (Fowler, 2005; GRACE, 2014). En comparación, las variaciones del nivel del mar que son objeto de atención en la actualidad, como consecuencia del presente calentamiento global, son del orden de cm o, como mucho, dm. Pero el geoide y la “topografía de la superficie del océano”, que está estrechamente relacionada con él, presentan no solo variaciones en el espacio, sino también en el tiempo, como consecuencia de cambios en la distribución de masas, debidas sobre todo a variaciones laterales de la distribución de densidades en el interior de la tierra y a la redistribución de masas de agua en la superficie.

Como nos ha puesto de manifiesto la presentación de Cari, además de las variaciones espaciales o temporales del geoide, el nivel del mar en cualquier costa depende de otros factores, incluyendo: ascensos o descensos de tipo glacioeustático, causados por fusión/acumulación de hielos, por la dilatación/contracción térmica del agua o por las variaciones en el volumen de agua en las cuencas oceánicas; movimientos verticales del borde continental en respuesta a procesos tectónicos y como efecto del rebote isostático que se produce debido a cambios en la columna de agua en zonas próximas a la costa; compactación y subsidencia de sedimentos no consolidados. Algunos de esos procesos tienen carácter regional y afectan a zonas amplias y otros pueden ser de ámbito local.

El discurso que acabamos de oír ha mostrado de manera magistral la utilidad de los análisis del pasado geológico, especialmente del pasado próximo, como instrumento que nos ayude a comprender los procesos que están actuando hoy en día los factores que los determinan y su posible evolución en el futuro inmediato. Como ya decía en mi propio discurso de ingreso en esta casa (Cendrero, 2003, ruego disculpen la autocita), el Principio del Actualismo, tradicionalmente utilizado en las Ciencias de la Tierra como instrumento que facilita la comprensión de los procesos acaecidos en la historia geológica, se ha revelado en las últimas décadas, como también muy útil, para aplicar nuestro conocimiento del pasado a la comprensión del presente y a la realización de previsiones sobre el futuro.

No se puede alcanzar una adecuada comprensión de los cambios que a niveles global, regional o local está experimentando el planeta, y de los agentes causales de los mismos, sin analizar con la mayor profundidad posible cambios similares acaecidos en el pasado. Esos análisis ayudan a conocer el tipo y magnitud de los cambios experimentados, así como las variables que mejor explican las variaciones observadas. Además, “la realidad pasada” proporciona un utilísimo recurso para comprobar los modelos e hipótesis que se formulan para explicar lo que actualmente está ocurriendo y tratar de extrapolarlo hacia el futuro.

La historia de la ciencia presenta numerosos ejemplos de la importancia de tener muy presentes los datos de observación sobre los procesos naturales y no dejarse llevar por lo que marcan las ideas predominantes, bien sea basadas en creencias o en el uso de modelos supuestamente precisos. Hay uno de esos casos que me parece especialmente significativo y que ya he señalado anteriormente (Cendrero, 2003). En la segunda mitad del siglo XIX, la aplicación de las ideas

actualistas a la interpretación de la historia de la Tierra, llevó a los naturalistas de la época a propugnar que los cambios que se podían deducir a partir del registro geológico, indicaban que los procesos causales de los mismos habían debido operar durante larguísimos periodos de tiempo. Sin embargo, esto fue rebatido desde dos tipos de posiciones distintas. Por un lado, Lightfoot, Rector ("Vice-Chancellor") de la Universidad de Cambridge, basándose en la Biblia, estableció que la Tierra tenía unos 6000 años (en concreto, había sido creada el 26 de octubre del año 4004 antes de Cristo). Por otro lado, sobre bases más científicas y cuantitativas, se señalaba que la edad del planeta debía ser bastante mayor, pero no tanto como sugerían los naturalistas. Así, Joly, a partir de la tasa de acumulación de sales en los océanos, calculó una edad de 80-90 millones de años, y Lord Kelvin, basándose en un modelo de enfriamiento del planeta, calculó 20-40 millones de años. El primero no había tenido en cuenta que las sales no solo se acumulan en el océano, sino que también precipitan para formar distintos tipos de rocas sedimentarias. El segundo no era consciente (todavía no se había descubierto la radiactividad) de que en el interior del planeta se genera energía. Hoy sabemos que nuestro planeta tiene unos 4.600 millones de años, algo mucho más acorde con lo que proponían los que analizaban los procesos geológicos sobre el terreno.

Lo anterior no debe llevarnos a pensar, en ningún caso, que los modelos de tipo determinista no son válidos para el análisis de los procesos naturales; su utilidad está suficientemente contrastada, pero sí nos debe mostrar la conveniencia de interpretar los resultados de dichos modelos con gran cautela. En la gran mayoría de los casos (como hemos visto en el ejemplo anterior), los modelos son una simplificación de la realidad y, por distintas causas, no incorporan adecuadamente todas las variables que intervienen en los complejos procesos terrestres, en algunos casos porque éstas no se pueden determinar con la suficiente precisión y fiabilidad, y en otros porque ni siquiera se sabe, en un momento dado, cuáles intervienen. Aplicado esto al problema que ha analizado la nueva Académica en su discurso, nos indica que es, cuando menos, arriesgado desde el punto de vista científico aceptar que, tomando los resultados sobre aumento de temperatura que proporcionan los modelos climáticos, podemos utilizarlos en modelos de fusión de los hielos y de dilatación de las aguas marinas y estos, a su vez, en modelos de elevación del nivel de los océanos, que sirvan para hacer previsiones de lo que ocurrirá en distintos sectores costeros.

En esa línea, Cari nos ha presentado una excelente síntesis del estado actual del conocimiento sobre la sucesión de escenarios climáticos a lo largo del Cuaternario, y su posible relación con las variaciones del nivel del mar. Algunos de esos escenarios constituyen análogos utilísimos de la situación a la que, de acuerdo con las previsiones generalmente aceptadas (evidentemente razonables, pero no necesariamente correctas), puede que nos enfrentemos hacia finales del presente siglo. El análisis de lo que realmente ocurrió y a qué ritmo, en respuesta a qué factores y que consecuencias tuvo, es algo no solo de gran interés científico, sino de enorme utilidad para ayudarnos a mejorar nuestras previsiones y, por tanto, nuestro grado de preparación ante posibles cambios futuros. El trabajo de Cari y de su equipo ha contribuido de manera importante a aumentar nuestro conocimiento sobre estos temas.

En el momento actual, en el que existe una amplia conciencia social sobre la realidad del cambio climático y una preocupación considerable por sus posibles consecuencias, es muy conveniente mirar hacia el pasado, con el fin de extraer lecciones para el presente. Así, es importante ser conscientes de que, como se muestra en el discurso que acabamos de oír, vivimos en una época con glaciación dipolar (desde hace algo menos de 3 millones de años), que ha seguido a otra de glaciación unipolar (en el hemisferio sur), iniciada hace unos 25 Ma. Para encontrar una situación comparable debemos remontarnos a hace más de 260 Ma, al final del Paleozoico. En conjunto, las épocas glaciares similares a la actual han sido una rareza, abarcando poco más del 10% del total de la historia terrestre (Gibbard y van Kolfshoten, 2004; Rieu *et al.*, 2007; Gibbard *et al.*, 2011).

Dentro de los tiempos en los que ya estaban sobre el planeta nuestros ancestros humanos (entendiendo por tales el género *Homo*), el Cuaternario, correspondiente a los últimos 2,6 Ma, o bien el *Homo sapiens* (Semaw, 2000; McDougall *et al.*, 2005), las oscilaciones climáticas han sido la norma, no la excepción, con más de 50 ciclos calentamiento/enfriamiento identificados (Shackleton, 1995; Partridge, 1997). Es dentro de ese lapso temporal, por razones evidentes, donde la búsqueda de análogos climáticos significativos resulta de especial interés. Tal como nos ha mostrado Cari, los análogos más ampliamente considerados son los correspondientes al “Marine Isotope Stage 11” (MIS 11), entre 424 y 374 ka antes de la actualidad y, dentro del MIS 5, al “Oxygen Isotope Substage 5e” (OISs 5e), entre 135 y 116 ka, un interglaciar con un nivel del mar comparable al actual. En ese interglaciar el nivel del mar osciló varias veces, con una

amplitud del orden de 10 m, en algunos casos con ascensos rápidos. También hubo un ascenso muy rápido en el inicio de ese último interglaciador, de unos 130 m entre aproximadamente 140 y 125 ka, lo que equivaldría a una tasa promedio de casi 1 cm/año. Según hemos visto, el ascenso del nivel del mar al inicio del presente interglaciador, que culminó hace 6-7 ka, tuvo pulsos durante los cuales las tasas de ascenso superaron 3 cm/año. Aunque las oscilaciones del nivel del mar presentan, a grandes rasgos, relación con las oscilaciones climáticas, la coincidencia de las variaciones a escalas temporales menores parece ser, de acuerdo con los datos de que disponemos, bastante menos clara. Así, no parece que los seis periodos de acusado cambio climático identificados (Mayewski *et al.*, 2004) durante el Holoceno (los últimos 11.700 años) se hayan correspondido con las consiguientes variaciones de nivel del mar.

Lo anterior nos permite extraer, de momento y con todas las cautelas, dos conclusiones de interés. Por un lado, que el comportamiento pasado del sistema clima-océano no muestra que, desde el último interglaciador, haya existido un acoplamiento claro entre aumento de la temperatura y aumento del nivel del mar. Por otro lado, que en un pasado no demasiado lejano se han registrado tasas de ascenso del nivel del mar de varios centímetros por año. Todo ello considerando la imagen a nivel global, sin tener en cuenta las diferencias regionales o locales debidas a los factores antes señalados, que pueden ser muy importantes. Es evidente que los cambios descritos son anteriores a cualquier posible influencia humana sobre las distintas variables que intervienen en estos procesos.

El calentamiento global actual, sí que parece deberse en una parte significativa a forzamientos generados por la actividad humana, relacionadas en gran parte (pero no solo) con la emisión de gases de efecto invernadero GEI (IPCC, 2013). Ese calentamiento coincide con una elevación del nivel global del mar de cerca de 20 cm desde 1900, con tasas que se han ido acelerando, de 1.5 - 1.9 mm/año entre 1901 y 2010, a 1.7.- 2.3 mm/año entre 1971 y 2010, y hasta 2.8 - 3.6 mm/año entre 1993 y 2010, y que se espera puedan aumentar de aquí a final de siglo (Rohling *et al.*, 2007). Llamo de nuevo la atención sobre la distinta magnitud de estos ascensos y los determinados para periodos de hace no muchos miles de años (Yu *et al.*, 2009).

A la vista de los datos existentes sobre el comportamiento del sistema clima/océano en el pasado geológico reciente que nos ha presentado Cari en su discurso, resulta dudoso que podamos hacer extrapolaciones suficientemente fiables de la elevación del nivel del mar en

el presente siglo y en los próximos basándonos solamente en las previsiones extraídas de los modelos climáticos. Por un lado, hay que tener presente que en el clima global no solo influye la concentración de gases de efecto invernadero, sino también, tal como ocurrió durante el calentamiento en el inicio del Holoceno, las variaciones en la radiación solar, o los cambios en la circulación atmosférica y oceánica, que pueden deberse a distintas causas. Por otro lado, los datos aportados en el discurso nos muestran que ese cambio climático coincidió con fuertes diferencias en la magnitud y sentido de las variaciones del nivel del mar en distintas regiones del mundo. Por ejemplo, unos 5 m de ascenso en el delta del Mississippi y descensos de magnitud superior en el Báltico, como consecuencia de las diferencias de situación con respecto a las zonas previamente glaciadas (Yu *et al.*, 2009). Si tenemos en cuenta los posibles efectos de otros factores tales como cambios en el geoide, deformaciones hidro-isostáticas, deformaciones tectónicas o compactación de sedimentos poco consolidados, nos encontramos con que las desviaciones con respecto a las previsiones más recientes del IPCC (IPCC, 2013), entre 30 y 90 cm para fin del presente siglo, pueden ser muy considerables en distintas zonas costeras.

Pero, además, la gran diversidad de factores que afectan a la dinámica costera hace que la respuesta de distintos sectores del litoral, incluso muy próximos entre sí, pueda diferir muy notablemente. Así, en el último medio siglo se ha constatado que en el litoral entre la desembocadura del Guadalquivir y el estrecho de Gibraltar, alternan sin un orden claramente definido sectores con erosión/acreción entre aproximadamente 2 y -2 m/año, y con zonas más o menos estables. Para un sector tan reducido el ascenso del nivel del mar atribuible al calentamiento global puede considerarse como uniforme, por lo que la gran diversidad de comportamientos debe obedecer necesariamente a otros factores, cuyos efectos son cuantitativamente mucho más significativos que los de aquél. Es previsible que algo similar ocurra en el futuro próximo, por lo que utilizar la previsión sobre aumento del nivel del mar para predecir la evolución del litoral (en este sector o en otras zonas costeras) parece un ejercicio bastante arriesgado (Del Río *et al.*, 2013).

Tampoco parece justificado decir que el presente ascenso del nivel del mar se está produciendo a un ritmo que no tiene precedentes en la historia del planeta, como a menudo se afirma. Como hemos visto, desde el último interglaciar (época en la cual el *Homo sapiens* estaba ya presente en distintas zonas del planeta) ha habido varios momentos en los que el ascenso parece haber tenido lugar a tasas de cm/año, en

contraposición con los mm/año de las tasas de las últimas décadas (y, previsiblemente, de las futuras). Sin ir más lejos, el ascenso identificado en la Península Ibérica entre 8,5 y 7,5 cal. ka BP se produjo con tasas del orden de 1 cm/año (Leorri *et al.*, 2008, 2012; Boski *et al.*, 2013).

Es indudable que existe un sólido conjunto de evidencias científicas que muestran que a lo largo del último siglo o siglo y medio ha habido, y sigue habiendo, una relación entre actividad humana, calentamiento global y ascenso del nivel del mar. Pero, como muy acertadamente ha resumido Cari en la parte final de su discurso, hay dos importantes dudas que, a la luz de lo que sabemos sobre los cambios pasados, surgen con respecto a la aceptación de que la cadena de relaciones causa-efecto *emisión de GEI - calentamiento global - elevación del nivel del mar*, es la única o principalísima explicación de esas manifestaciones del presente cambio global. Una de ellas se refiere al hecho de que, según los datos disponibles, en interglaciares pasados el aumento de temperatura precedió al aumento de la concentración de GEI. Otra es la debida a la importancia relativa del aumento global del nivel del mar en respuesta al calentamiento y las variaciones regionales o locales achacables a otras causas, y que pueden ser bastante superiores a la anterior.

Las conclusiones extraídas a partir de los resultados proporcionados por los modelos y las proyecciones a partir de los mismos, han de tener muy en cuenta las incertidumbres de los modelos, así como la magnitud de los cambios previstos, en relación con dichas incertidumbres y con los cambios detectados a través del estudio de “proxies” paleoclimáticos. Por ejemplo, hay dudas importantes con respecto a la magnitud del calentamiento que puede derivarse de un determinado aumento del contenido de CO₂. Si bien trabajos recientes (Sherwood *et al.*, 2014), basados en el estudio de la mezcla convectiva en las capas inferiores de la troposfera en zonas tropicales, sugieren que esa incertidumbre se puede reducir, en la actualidad se estima en al menos unos 3° C para una duplicación del contenido de CO₂ en la atmósfera, lo que daría lugar a diferencias muy considerables en los efectos del calentamiento.

Es indudable que los modelos climáticos en los que se basan las predicciones representan el “estado del arte” y están bien validados, pero parecen subestimar la fuerte variabilidad de ciertos acontecimientos en el pasado, como por ejemplo las sequías intensas y prolongadas. Los registros paleoclimáticos “multi proxy” para el último milenio, indican que las sequías acontecidas en los últimos 100 años han sido

modestas en comparación con otras mucho más largas e igualmente extensas durante el último milenio (Overpeck, 2013), en contra de lo que habitualmente se considera. Los datos paleoclimáticos también muestran que las temperaturas de la última década, si bien superan a las de los últimos 1500 años, no han alcanzado los niveles más altos registrados durante la primera parte del Holoceno (Marcott *et al.*, 2013).

En otro orden de cosas, el registro de los corales fósiles del Pacífico central para los últimos 7000 años muestra que durante ese periodo hubo una alta variabilidad de la actividad de la ENSO (El Niño Southern Oscillation), sin que aparezcan evidencias de una tendencia definida (Cobb *et al.*, 2013). Esto no coincide con lo que se deduce de ciertos modelos que consideran un forzamiento en ese periodo. Si bien las variaciones de la ENSO durante el siglo XX son superiores a la media del periodo analizado, no son en absoluto algo sin precedentes. Los resultados sugieren que los cambios ocurridos en la ENSO por forzamientos, naturales o antropogénicos, pueden ser difíciles de detectar en relación con las oscilaciones debidas a la variabilidad interna. Lo anterior me lleva a hacer algunas reflexiones sobre la conveniencia de pensar con cierta calma sobre los cambios ambientales en general, tratando de evitar apriorismos condicionados por posturas ideológicas o por interpretaciones generalmente aceptadas de la realidad observada. Y creo que esa reflexión debe afectar tanto a las explicaciones de los procesos, como a los aspectos cuantitativos (importancia relativa de los diferentes tipos de cambios y factores) y a los cualitativos (consecuencias de los cambios para el bienestar humano) de los mismos. Ello, naturalmente, nos puede ayudar a definir las líneas de acción más apropiadas para mitigar los problemas o efectos negativos que de los cambios se puedan derivar.

Una primera reflexión tiene que ver con la magnitud de distintos cambios ambientales, varios de ellos de ámbito global y no relacionados con el clima, y de sus efectos sobre nuestro entorno. El cambio climático que se ha producido a lo largo del último siglo es significativo, y sus consecuencias para la humanidad pueden ser importantes. Es por ello que desde hace tiempo ha recibido mucha atención por parte de la comunidad científica, y desde hace algo menos por parte de la sociedad en general y de los gobiernos y otros órganos de toma de decisiones en particular. Los efectos del cambio climático, como hemos visto, se manifiestan sobre el nivel del mar, pero también sobre otros aspectos, tales como la migración o extinción de especies, los riesgos naturales, la disponibilidad y el abastecimiento de agua, la

productividad agrícola y pesquera, el consumo energético, etc. Ocurre, sin embargo, que muchos de esos efectos (*que son lo realmente preocupante del cambio climático*) se pueden producir también por otras causas, independientes del clima, y es conveniente plantearse si la mitigación de dichos efectos se podrá alcanzar de manera más eficaz actuando sobre la contribución humana al calentamiento global, o bien sobre otras causas.

Esto es algo que ya se abordó por parte de esta Real Academia hace varios años, en un simposio internacional organizado en colaboración con la Fundación Ramón Areces (RACEFyN, 2008). Al final de dicho simposio, el conjunto de expertos internacionales participantes hicieron público un comunicado, que sigue siendo esencialmente válido en la actualidad y cuyo texto reproduzco, resaltando algunos puntos de interés en relación con esta discusión:

SIMPOSIO INTERNACIONAL: ANÁLISIS CRÍTICO DEL CAMBIO CLIMÁTICO; UNA PERSPECTIVA CIENTÍFICA.

Los ponentes y participantes en el simposio, realizado en colaboración entre la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales y la Fundación Ramón Areces, el 2 y 3 de abril de 2008, desean hacer llegar a la opinión pública en general y a los responsables de la toma de decisiones en particular, las siguientes opiniones:

ESTADO DEL PROBLEMA

1. Existe una preocupación generalizada sobre el cambio climático, basada en hechos bien establecidos y en previsiones apoyadas en las tendencias observadas y en la aplicación de modelos. Esas previsiones son razonables, pero presentan algunas incertidumbres.

2. Durante el último siglo se ha observado un aumento de 0,74° C en la temperatura media global, calentamiento del océano, fusión de glaciares y hielos oceánicos y subida del nivel del mar, con tasas de aumento crecientes, mayores que las determinadas para los últimos milenios. Paralelamente, se han detectado cambios en los sistemas naturales en todo el planeta, coherentes en más de un 90% de los casos con el calentamiento global. Esos efectos, más que el calentamiento en sí, tienen consecuencias potenciales graves, si bien se han detectado también algunos efectos positivos (por ejemplo, para determinadas especies).

3. Los modelos indican que el calentamiento observado no puede explicarse solo por factores naturales, pero si incluyen la contribución humana la coincidencia entre observaciones y predicciones es notable. La probabilidad de que los gases de efecto invernadero (GEI, debidos principalmente, pero no exclusivamente, al uso de combustibles fósiles) sean la causa del calentamiento es superior al 90%.

4. Otros cambios, no debidos al clima sino a transformaciones del territorio y uso ineficiente de los recursos, están produciendo efectos similares, pero en ocasiones de magnitud muy superior a los debidos al calentamiento. Entre otros, se señalan: problemas de disponibilidad de agua, por contaminación y demanda creciente; erosión y retroceso de playas y deltas, degradación de humedales, aumento de desastres debidos a inundaciones y deslizamientos, degradación de tierras agrícolas, pérdida de hábitats y especies, etc.

5. Las previsiones indican que para finales del presente siglo es de esperar un calentamiento en el entorno de 3° C, siendo muy improbable que sea menor de 1,5° C y sin que se puedan excluir valores superiores a 4,5° C. Es de esperar que ese calentamiento persista durante décadas o siglos y que sus efectos sobre los sistemas naturales sean mayores que los ya observados.

6. Sin embargo, hay varias fuentes de incertidumbre en las previsiones: escasez de datos sobre ciertas variables y zonas del mundo; insuficiencias en la capacidad de computación, lo que dificulta la elaboración de modelos de escala detallada, necesarios para los análisis a nivel nacional-regional; limitaciones en la comprensión del funcionamiento de algunos mecanismos (efectos de aerosoles y partículas de polvo o cambios en la reflectividad de la superficie, que podrían amplificar o reducir la respuesta térmica; papel de los cambios de los ecosistemas terrestres en la proporción de CO₂ que permanece en la atmósfera; etc.); cambios en la circulación termohalina; capacidad de predicción de las herramientas de modelización existentes, etc. Además, los registros geológicos muestran que en siglos y milenios pasados ha habido importantes fluctuaciones climáticas y de otros tipos, que no pueden atribuirse a influencia humana y que deben tenerse presentes al analizar los cambios actuales.

7. Los cambios ambientales futuros dependen en gran medida del funcionamiento de los sistemas sociales, económicos y tecnológicos, sobre los cuales la capacidad de predicción a unas décadas vista es extremadamente limitada (¿ha-

bríamos imaginado Internet hace 40 años?). Por tanto, los escenarios futuros, y las emisiones correspondientes, pueden variar considerablemente.

Los puntos anteriores nos llevan a la siguiente

DECLARACIÓN

A. A pesar de las incertidumbres, hay algunas predicciones bastante sólidas: a) un calentamiento de unos 2° C parece inevitable en este siglo, incluso en el escenario de emisiones más favorable. Eso implicará unas decenas de cm de ascenso del nivel mar, problemas para el funcionamiento de ciertos ecosistemas, disponibilidad de agua, estabilidad costera, riesgos naturales, etc. b) Estudios recientes muestran que algunos cambios se acercan o superan los escenarios más pesimistas; la velocidad de los cambios futuros probablemente superará la de los ya vistos. c) Se debe tener presente que puede transcurrir un tiempo considerable (décadas o siglos) entre la acción sobre la causa de un proceso natural y el efecto correspondiente. Además, también hay retrasos importantes en los procesos de toma de decisiones y de adaptación de los sistemas productivos. Por tanto, es urgente tomar medidas para adaptarse a la nueva situación prevista.

B. Debe actuarse cuanto antes. Los retrasos se pagarán en forma de pérdidas cuantiosas. Hay que tomar medidas de adaptación a cambios que parecen inevitables. También se debe reducir el consumo energético (España tiene una dependencia energética del 85%) y las emisiones de GEI. Pero igualmente hay que atajar otras causas no climáticas de los importantes cambios ambientales detectados, relacionadas con procesos mejor conocidos y más fáciles de gestionar (por ejemplo, la disponibilidad de agua está más afectada por su gestión y por los usos del suelo que por el cambio climático). Las medidas contra el calentamiento han de aplicarse a escala global para que produzcan resultados, pero las otras son controlables a escalas nacional y local, y sus efectos se dejarán sentir de manera más inmediata, en el tiempo y en el espacio.

C. Sean cuales sean las medidas adoptadas, es de crucial importancia poner en marcha sistemas de seguimiento de los escenarios climáticos y no climáticos, a fin de evaluar la eficacia de aquellas. Esos sistemas se deben basar en indicadores cuantitativos que permitan el establecimiento de metas. Todo ello debe realizarse con transparencia e ir acompañado de mecanismos de información a la opinión pública, para que se conozcan con exactitud los términos del problema y las posibles soluciones.

D. Se ha estimado que los costes de estabilizar las concentraciones de GEI en niveles aceptables serán el 10%, o mucho menos, que los costes de los daños debidos a los cambios esperables. Pero aún más, el cambio global es un desafío y una oportunidad de futuro para el necesario cambio de hábitos de la sociedad en su consumo abusivo de energía, agua y recursos, y permitirá el desarrollo de nuevas tecnologías y empresas. La comunidad científico-tecnológica española, que ha contribuido de manera apreciable al avance del conocimiento en estos campos, está en condiciones de abordar los desafíos que se plantean, con potencial de liderazgo en varios de ellos.

Esto se puso también de manifiesto en el análisis realizado sobre los posibles impactos del cambio climático en las zonas costeras españolas (Cendrero *et al.*, 2005). Es difícilmente discutible que el previsible aumento del nivel del mar a lo largo de este siglo puede dar lugar a cambios que impliquen problemas para las personas, tales como erosión y reducción de playas y deltas o de otros tipos de costas no consolidadas, anegamiento de humedales costeros, o afección a infraestructuras costeras y a áreas construidas en zonas litorales bajas. No es menos cierto, sin embargo, que varios de esos efectos se están produciendo ya por otros tipos de actuaciones humanas relacionados con la gestión y uso del territorio, con una magnitud superior. Es por ejemplo el caso de los procesos erosivos en las costas, a los cuales contribuye de manera decisiva la disminución en el aporte de sedimentos por la construcción de embalses en la mayoría de las cuencas fluviales. O bien, en sentido contrario, el fuerte incremento en la generación de sedimento en amplias áreas como consecuencia de la expansión urbana o de las redes de infraestructuras y los cambios de uso del territorio. Por su parte, los humedales y zonas intermareales han experimentado a lo largo del último siglo una reducción muy considerable en casi todas zonas litorales del mundo (en el caso del litoral cantábrico, por ejemplo, superior al 50%) (Rivas y Cendrero, 1991, 1995), como consecuencia de acciones de cerramiento, desecación o relleno para diferentes usos. También es ampliamente conocido por parte de la opinión pública el alto grado de “artificialización” y deterioro de muchas zonas costeras, especialmente en el Mediterráneo, a causa de la creciente urbanización.

En otras palabras, siendo indudable que la reducción de las emisiones de GEI será útil para mitigar el cambio climático y, por tanto, los efectos que el ascenso del nivel del mar relacionado con el mismo tendría sobre el litoral, parece claro que la mitigación de muchos de

esos efectos se podría lograr de manera más eficaz actuando sobre otras causas de origen humano, cuyo control resulta mucho más fácil de abordar, incluso a nivel nacional o local.

Algo similar se puede decir con respecto a los efectos del cambio climático en la propagación de especies invasoras o de vectores de enfermedades. Utilizando palabras de un ilustre miembro de esta Academia, el Prof. García Novo, es cierto que el cambio climático está propiciando y puede propiciar en mayor medida en el futuro un desplazamiento de distintas especies, pero el principal mecanismo que actualmente está dando lugar a esos desplazamientos es el enorme incremento en el tráfico de personas y mercancías de todo tipo, a través de las redes de transporte. Ejemplos de esto, entre muchos otros, son la invasión del “plumero” (*Cortaderia selloana*) o del mejillón cebra (*Dreissena polymorpha*) en distintas zonas de España; la entrada del dengue en América del sur, o el temor con respecto a la posible extensión del ébola en la actualidad. Igualmente, siendo cierto que el cambio climático puede representar un problema para la supervivencia de algunas especies en peligro, no lo es menos que la extinción de especies que tiene lugar en la actualidad obedece esencialmente a otros tipos de actuaciones humanas, relacionadas en gran medida con los cambios en el territorio. Según se ha señalado (Dirzo *et al.*, 2014) parece que en el Antropoceno se está produciendo una sexta gran extinción faunística, que constituye una dimensión del cambio global a la que no se presta demasiada atención.

Esto me lleva a otra consideración, relativa a la actitud de los órganos de decisión ante los problemas derivados del cambio global, y que tiene que ver con el uso del conocimiento científico. Es frecuente, como consecuencia de las “modas” científicas o sociales existentes, o de intereses y creencias de distinto tipo, que ante un problema dado se acuda a una parte del conocimiento, pero no a todo el conocimiento existente. Se tiende así a planteamientos simplistas, y ante problemas que obedecen a causas múltiples y complejas, se adoptan posturas o se proponen soluciones que se basan en una sola de esas posibles causas, no necesariamente la más importante. En el caso concreto de las distintas manifestaciones del cambio global, resulta habitual (y conveniente) atribuir las al cambio climático. Eso tiene la ventaja de que proporciona una explicación sencilla y fácilmente aceptable a nivel social, y además de que no se puede asignar la responsabilidad del problema a ningún organismo específico, ni tampoco ningún organismo por sí solo tiene capacidad de control. La responsabilidad corresponde a un ente difuso, “la comunidad internacional”, a la que no se

puede interpelar de manera directa. Se facilita así el olvido de otras explicaciones que, sin negar la importancia de la anterior, apuntan a la existencia de otros factores sobre los que sí podrían actuar los diferentes gobiernos.

Lo anterior se ilustra claramente con el problema del aumento de los desastres naturales desencadenados por acción de las lluvias. Es conocido que la frecuencia de esos desastres ha aumentado de manera significativa (Forte, 2011; Bruschi *et al.*, 2012) desde mediados del pasado siglo, si bien en la última década, aunque hay oscilaciones importantes, las tendencias no son claras (IFRC-World Disaster Report, 2014). Tanto en los medios de comunicación como en ámbitos científicos (Steffen *et al.*, 2011) ese aumento se considera una de las manifestaciones del cambio climático. La explicación tiene mucha lógica; puesto que ambos procesos se desencadenan como consecuencia de episodios de lluvias intensas; si estos aumentan habrá más inundaciones o deslizamientos. Eso es verdad, pero no toda la verdad y posiblemente tampoco la parte más importante. El que haya inundaciones o deslizamientos es el resultado de la interacción entre un agente desencadenante (la lluvia) y una serie de factores condicionantes propios de la superficie terrestre que recibe esa lluvia. Es cuando menos científicamente “sloppy” limitarse a considerar solamente uno de los factores intervinientes. ¿Qué ocurriría si las lluvias no variaran de manera significativa pero se cambiara de forma importante la superficie terrestre, de modo que se aumentara la proporción del agua de escorrentía o se redujera la resistencia de la capa superficial del terreno ante la acción de la lluvia? Lógicamente, aumentaría la frecuencia de inundaciones y deslizamientos. Según se ha puesto de manifiesto (Bruschi *et al.*, 2013a, 2013b), la alteración de la superficie terrestre parece proporcionar una explicación más satisfactoria de lo anterior que el aumento de las precipitaciones intensas. Mientras que desde 1950 estas han disminuido o permanecido estables en unas regiones del mundo, o aumentado ligeramente (<8%) en otras, la frecuencia de los desastres anteriores ha aumentado en todos los continentes (sin considerar Oceanía, para la que los datos son incompletos), por un factor que oscila entre aproximadamente 10 y 30. El análisis de los datos sobre indicadores relacionados con las alteraciones de la superficie terrestre revela que, para ese periodo, han experimentado aumentos comparables a los de los desastres citados.

Se ha señalado que los desastres naturales se caracterizan por el cambio desde un estado “normal” a otro brevemente “anormal” (Kiefer, 2013). En realidad, esas fases paroxísmicas, que implican habi-

tualmente la liberación de una gran cantidad de energía en un periodo relativamente corto, son parte del funcionamiento normal de los procesos naturales (Cendrero, 1997a, 1997b). El desastre surge o se agrava como consecuencia de nuestra interferencia con esos procesos normales, tal como se deduce de los datos anteriores. Es cierto que no podemos evitar los desastres, pero también es evidente que, teniendo en cuenta lo anterior y aplicando la previsión y el sentido común, podemos reducir de manera considerable su impacto (Kieffer, 2013).

La creciente alteración de la superficie terrestre por actividades que implican la excavación, erosión indirecta y consiguiente meteorización de los materiales así expuestos a la acción de la intemperie, puede también ser un factor importante para la emisión de CO₂. Es conocido que los procesos geoquímicos de disolución de carbonatos liberan CO₂, mientras que la meteorización de silicatos da lugar a la fijación de este. Se ha puesto de manifiesto que la meteorización de los sulfuros, que libera ácido sulfúrico, favorece la disolución de carbonatos y la consecuente emisión de CO₂. Este proceso parece haber sido relevante a escala geológica, determinado por las tasas de elevación (y consiguiente erosión) de las cadenas montañosas (Torres *et al.*, 2014), y podría serlo también a escala secular, teniendo en cuenta que en la actualidad los procesos de denudación en general se deben sobre todo a la actividad humana.

Pero al igual que ocurre con otros factores que influyen en el cambio global, hay una incertidumbre considerable sobre la magnitud real de los cambios de uso del territorio. Según se ha señalado (Nature, 2013): “Existing remote sensing technology offers relatively coarse observations on land cover and land use change, which means that assessments are often little more than good guesses.” Esto tiene consecuencias importantes para la estimación del balance de CO₂, y también para la estimación de las tendencias con respecto a la magnitud del cambio geomorfológico global y de sus consecuencias sobre los riesgos naturales.

La segunda reflexión se refiere a la consideración social de los cambios que afectan a nuestro entorno, a la percepción de su importancia y al grado de aceptación o rechazo que la sociedad tiene de los mismos, así como las bases para ello. Naturalmente, la adaptación a nuevas circunstancias, en cualquier ámbito, personal o social, implica un esfuerzo, y con frecuencia una necesidad de financiación. Otra cosa diferente es la percepción generalizada de que “los cambios ambientales son malos” y, por otro lado, que “natural bueno, artificial malo”. Se tiene como consecuencia de lo anterior una frecuente resistencia

social a cualquier tipo de cambio en el entorno conocido, sin una perspectiva temporal, basada en el conocimiento científico, de lo que los cambios en los sistemas naturales representan, ni una consideración de los pros y contras (ambientales y de otros tipos) que implican ¿En cuántas ocasiones se hacen planteamientos relativos a las oportunidades o efectos positivos que pueden derivarse del cambio climático? Lógicamente, también los habrá, más en unas regiones que en otras, y será bueno prepararse anticipadamente para aprovecharlos. Las miradas hacia el pasado ayudan a lograr una perspectiva más cabal de la trascendencia y posibles implicaciones de los cambios actuales y futuros.

En mi opinión, esa percepción resulta en parte de una toma de postura ideológica, por razonable y bien intencionada que sea esta. Es evidente, por ejemplo, que los seres humanos tenemos en la actualidad una gran capacidad de modificar el planeta, con una intensidad y a un ritmo sin parangón a lo largo de la historia geológica. En el momento actual somos en muchos casos el agente más importante en diferentes procesos terrestres. Por limitarme a un ejemplo, el actual ritmo de extinción de especies (Dirzo *et al.*, 2014) parece ser comparable al acaecido en los 5 episodios de extinción masiva identificados en la historia geológica (Raup y Sepkoski, 1982). Eso puede considerarse como un problema potencial para los seres humanos, pero difícilmente un problema para la salud del planeta (salvo, naturalmente, que dentro de un lógico antropocentrismo pensemos que el “planeta bueno” es el que ofrece condiciones favorables para nuestra especie). En realidad, la historia geológica nos muestra que los cambios profundos de todo tipo, incluida la aparición y extinción de especies, son parte de la esencia del funcionamiento de la Tierra, y que esta no era mejor ni peor antes o después de los mismos; eso sí, era diferente. Sin ir más lejos, gracias al “terrible desastre” causado por el impacto de un meteorito en el límite Mesozoico-Cenozoico, fue posible el gran desarrollo de los mamíferos y la aparición de nuestra especie. No es fácil argumentar sobre bases científicas que *el planeta* sea ahora mejor o peor que entonces. Lo que sí es más que evidente es que dicho acontecimiento no fue un desastre desde la perspectiva humana.

Pero la extinción de especies como consecuencia de las actividades humanas es algo que parece tener más matices de los que habitualmente se consideran. Según argumenta Thomas (2013); la aparición de nuevas especies como consecuencia de la hibridación por contacto entre especies nativas e introducidas (y por otras causas relacionadas con acciones humanas) es probable que constituya una de las

características del Antropoceno. Según él, la evidencia empírica indica que, en vez de disminuciones catastróficas del número de especies, en la mayoría de las regiones del mundo ha habido aumentos netos en las últimas décadas o siglos. En el caso concreto de Gran Bretaña, se han ganado 1875 especies no nativas como consecuencia de las invasoras y no se ha perdido ninguna (Thomas, 2013). A partir de ello comenta dicho autor: “The response of people who find themselves invaded by displaced species is often irrational. Deliberate persecution of the new –just because it is new- is no longer sustainable in a world of rapid global change”.

Algunos ejemplos del ámbito de las Ciencias de la Tierra ilustran lo anterior. En tiempos recientes hemos asistido en nuestro país (y en otros) a episodios de fuerte oposición social ante propuestas de muy distintas alternativas de suministro energético (parques eólicos, centrales nucleares, prospecciones petrolíferas en medio marino, de gas contenido en pizarras, etc.). En todos los casos se argumenta que dichas actuaciones implican riesgos ambientales, lo que sin duda es cierto. Pero, sin embargo, no es habitual ver que haya un debate, apoyado en el conocimiento científico y tecnológico existente, en el que se analicen de manera comparativa las diferentes alternativas para optar por la que resulte más favorable teniendo en cuenta las relaciones entre ventajas e inconvenientes (ya que, inevitablemente, todas presentan ambos). Un buen ejemplo de análisis equilibrado de los pros y contras de una de esas opciones es la reciente declaración de la EASAC sobre las posibilidades y riesgos potenciales que presenta la explotación de gas no convencional en Europa (EASAC, 2014). Muy probablemente la opción de no poner en práctica ninguna de las alternativas planteadas, que equivale de manera implícita a mantener la situación actual, no sea la más conveniente ni desde el punto de vista ambiental ni desde otros.

En el caso de las explotaciones mineras de distinto tipo (incluyendo canteras), se produce igualmente un rechazo generalizado a toda nueva operación. Es indudable que la minería puede provocar impactos ambientales, y que en el pasado ha producido algunos muy serios. Al mismo tiempo, también es cierto que nuestras sociedades no pueden prescindir de la minería. Una simple mirada a lo que nos rodea en esta sala nos permite ver innumerables objetos, empezando por el propio edificio, para cuya elaboración ha sido necesario realizar algún tipo de explotación minera ¿se plantea en el ámbito social algún debate, apoyado en el conocimiento científico, sobre los pros y los contras

de las distintas alternativas de suministro de ese tipo de materiales, o las diferentes formas de abordar las explotaciones mineras?

Pero, curiosamente, cambios ambientales que en el momento actual se perciben como no deseables, incluso desastrosos, por parte de la sociedad, pasan con frecuencia a consagrarse como muy valiosos simplemente con el transcurso del tiempo, a veces en periodos muy cortos. Casos paradigmáticos son, por ejemplo, Las Médulas (León) o Cabárceno (Cantabria). Ambas son antiguas explotaciones mineras, hoy abandonadas, la primera de oro y la segunda de hierro. La primera, de época romana, ha sido declarada Patrimonio de la Humanidad por UNESCO. La segunda, activa hasta mediados del pasado siglo XX, alberga un parque que es el lugar que más visitantes recibe en Cantabria. En ambos casos, el paisaje singular que hace a esas zonas especialmente valiosas y atractivas es un paisaje artificial, producido por la actividad minera. Sin embargo, si en la actualidad se propusiera iniciar dichas explotaciones en entornos similares, probablemente se consideraría que eso representaría un intolerable impacto ambiental. Lo mismo ocurriría, por supuesto, si se propusiera restituir el paisaje existente antes de las citadas explotaciones.

Ruego que no se interpreten mis palabras anteriores como una minimización de la importancia de los efectos de las actividades humanas sobre el medio y de las políticas de protección de la naturaleza. Nada más lejos de mi intención y de mis sentimientos. Me parece fundamental, tal como se señalaba hace pocos meses en esta casa por parte de los Profs. Delibes y García Novo (Delibes, 2014), que la ciencia asuma el compromiso social de contribuir a la preservación de nuestro planeta, de forma que siga siendo un lugar adecuado para la supervivencia y desarrollo de la Humanidad.

Lo que me parece poco justificado desde el punto de vista científico es considerar que lo ambientalmente “bueno” es que la situación actual de los sistemas naturales no experimente cambios (sobre todo si estos se deben a la acción humana), algo que choca con la realidad del funcionamiento del planeta desde que este existe. El estudio del pasado geológico antiguo y reciente (los últimos miles o decenas de miles de años) nos muestra todo lo contrario, un escenario de continuos e importantes cambios, como muy bien nos ha ilustrado el discurso que acabamos de oír. Y en ocasiones esos cambios se han producido, por causas naturales, en cuestión de siglos. Por mencionar solo un ejemplo, las formaciones arbóreas de la Cordillera Cantábrica, en niveles superiores a aproximadamente 800 m están compuestas en la actualidad por hayedos o bosques mixtos de hayas, robles y otras especies. Pero

las hayas se expandieron por la zona cantábrica hace unos 3000-4000 años, como consecuencia de un cambio en las condiciones climáticas (Salas, 1993; González *et al.*, 1996). Anteriormente lo que dominaba en esos niveles era el bosque de pinos. Si el actual cambio climático diera lugar a una transformación de esas formaciones arbóreas, estaríamos ante una nueva adaptación de las mismas a las cambiantes condiciones del planeta. Para concluir que eso es malo deberíamos aportar argumentos más sólidos que el simple hecho de que representa un cambio con respecto a la situación a la que estamos acostumbrados.

A modo de conclusión de estas consideraciones, creo que es muy necesario intensificar el estudio de los cambios ambientales pasados, especialmente del pasado reciente, profundizando en el análisis de los análogos que nos pueden ayudar a comprender el cambio actual, con el fin de mejorar nuestro conocimiento de los factores determinantes de los cambios y de los efectos que se produjeron. Todo ello teniendo muy en cuenta que esos factores pueden variar de manera muy importante de unas zonas a otras, a veces a escalas espaciales pequeñas, y que no es científicamente aconsejable basar nuestra evaluación de la situación y las propuestas de actuación, solamente en modelos generales, de gran utilidad pero que con frecuencia representan una imagen muy simplificada de cada realidad concreta, tal como Cari nos ha mostrado de manera muy clara. A partir de ello podremos mejorar nuestros pronósticos sobre los efectos futuros, y nuestra evaluación de los aspectos favorables y desfavorables de estos. Eso, a su vez, nos ayudará a aumentar nuestra capacidad de mitigar los efectos no deseables o de adaptarnos a los mismos, y de aprovechar las consecuencias favorables, que también existirán.

Muchas gracias por su atención.

REFERENCIAS

- Aguirre, E., Molina, E., Pérez-González, A., Zazo, C. 1972. The Pliocene-Pleistocene boundary in Spain. En: *The boundary between Neogene and Quaternary*. Collection of papers I (Eds.: Alekseev, Vangengeim, Nikifirrova, Khoteva), 1-14, Moscow.
- Baena, J., Goy, J.L., Zazo, C. 1980. Implicación del episodio con *Strombus* en la neotectónica de la bahía de Almería. *Actes du Colloque «Niveaux Marines et Tectonique Quaternaire dans l'aire Méditerranéenne»*, CNRS, Paris, pp. 345-354.
- Baena, J., Goy, J.L., Zazo, C., Hoyos, M., Dumas, B., Martinell, J., Porta, J. 1981. *Libre Guide. Excursion-Table Ronde sur le Tyrrhenian Méditerranéen d'Espagne*. Maison de l'Orient Méditerranéen, Lyon, France. 76pp.
- Boski, T., Moura, D., Sousa, C., Gomes, A., Pereira, L., Oliveira, S., Santana, P., 2013. Mudança do nível do mar no Golfo de Cadiz durante o Pleistocénico tardio e Holocénico. *VII Reunión do Cuaternario Ibérico. Abstracts Volume*, 4 pp.
- Bruschi, V. M., Bonachea, J. Remondo, J., Forte, L.M., Hurtado, M., Cendrero, A. 2012. ¿Hemos entrado ya en una nueva época de la historia de la Tierra? *Rev. R. Acad. Cienc. Exact. Fis. Nat. (Esp.)*, 105, (1), 1-12.
- Bruschi, V.M. Bonachea, J. Remondo, J. Gómez-Arozamena, J. Rivas, V. Méndez, G. Naredo, J. M. Cendrero, A. 2013a. Analysis of geomorphic system's response to change in natural and human drivers in northern Spain; implications for global geomorphic change. *Geomorphology*, 196: 67-279.
- Bruschi, V.M. Bonachea, J. Remondo, J. Gómez-Arozamena, J. Rivas, V. Barbieri, M. Capochi, S. Soldati, M. Cendrero. A. 2013b. Human versus natural factors in land instability; case studies in N Spain. *Environmental Management*, 52, 398-416.
- Cendrero, A. 1997a. Riesgos naturales; evaluación, prevención y mitigación. *Diario de Sesiones del Senado, VI Legislatura*, Comisiones, No. 91, 15-27. Cortes Generales, Madrid.
- Cendrero A. 1997b. Riesgos naturales e impacto ambiental. En: *La interpretación de la temática ambiental. Enfoques básicos*, (Ed. M. Novo). Universidad-Empresa, Madrid, 23-91.
- Cendrero, A. 2003. *De la comprensión de la historia de la tierra al análisis y predicción de las interacciones entre seres humanos y medio natural*. Discurso de Ingreso. Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Madrid.
- Cendrero, A., Sánchez-Arcilla, A., Zazo, C., y contribuyentes, 2005. Impactos sobre las zonas costeras. En: *Principales Conclusiones de la Evaluación Preliminar de los Impactos en España por Efecto del Cambio Climático* (Moreno Rodríguez, J.M., Coord.). MMA-UCLM., 469-524.
- Cobb, K.M. Westphal, N. Sayani, H.R., Watson, J.T. di Lorenzo, E. Cheng, H. Edwards, R.L. Charles. C.D. 2013. Highly variable El Niño Southern Oscillation throughout the Holocene. *Science*, 339, 67-70.
- Dabrio, C.J., Zazo, C., Goy, J.L., Sierro, F., Borja, F., Lario, J., González, A., Flores, J.A. 2000. Depositional history of estuarine infill during the last postglacial transgression (Gulf of Cadiz). *Marine Geology*, 162, (2-4), 381-404.
- Dabrio, C.J., Zazo, C., Cabero, A., Goy, J.L., Bardají, T., Hillaire-Marcel, C., González-Delgado, J.A., Lario, J., Silva, P.G., Borja, F., García-Blázquez, A. 2011.

- Millennial/Submillennial-scale sea level fluctuations in the western Mediterranean during the second highstand of MIS 5e. *Quaternary Science Reviews*, 30, 335-346.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Huidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinb-Jörmsdottir, Jouzel, J., Bond, G. 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364, 218-220.
- Del Río, J.L., Gracia, F.J., Benavente, J. 2013. Shoreline change patterns in sandy coasts. A case study in SW Spain. *Geomorphology*, 196, 252-266.
- Delibes, M. 2014. *Ciencia y compromiso: la Biología de la conservación*. Discurso de ingreso y respuesta de F. García Novo *La Utopía de la conservación*. Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Madrid.
- Dirzo, R., Young, H.S., Galetti, M., Ceballos, G., Isaac, N.J.B., Collen, B. 2014. Defaunation in the Anthropocene. *Science*, 345, (6195), 401-406
- EASAC. 2014. Final review draft (July 13 2014). EASAC Statement: Issues related to Shale Gas Fracking of particular relevance to the EU. http://www.easac.eu/fileadmin/PDF_s/reports_statements/EASAC_Statement_ShaleGasExtraction.pdf
- ESA-GOCE, 2014. http://www.esa.int/Our_Activities/Observing_the_Earth/GOCE, Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer (GOCE). Visitado 14-9-2014.
- Forte, L.M. 2011. *Análisis de las tendencias de variación en las tasas de actividad de los procesos geomorfológicos y sus implicaciones para los riesgos naturales*. Tesis de Master, Universidad de Cantabria.
- Fowler, C.M.R. 2005. *The Solid Earth; An Introduction to Global Geophysics*. Cambridge University Press. 700 pp.
- Gibbard, P., van Kolfschoten, T. 2004. Chapter 22: The Pleistocene and Holocene Epochs. In: *A Geologic Time Scale* (Eds. Gradstein, F. M.; Ogg, James G.; Smith, A. Gilbert). Cambridge University Press. 610 pp.
- Gibbard, P.L., Boreham, S., Cohen, K.M., Moscardiello, A. 2011. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years v. 2011. Subcommission on Quaternary Stratigraphy, Department of Geography, University of Cambridge.
- González, A., Salas, L., Díaz de Terán, J.R., Cendrero, A. 1996. Late Quaternary climate changes and mass movement frequency and magnitude in the Cantabrian region, Spain. *Geomorphology*, 15, (3-4). 291-310.
- Goy, J.L. Macharé, J., Ortlieb, L., Zazo, C. 1992. Quaternary shorelines in southern Oeru: a record of global sea level fuctuations and tectonic uplift in Chala Bay. *Quaternary International*, 15-16, 99-112.
- Goy, J.L., Zazo, C., Bardají, T., Somoza, L., Causse, Ch., Hillaire-Marcel. 1993. Eléments d'une chronostratigraphie du Tyrrhénien des régions d'Alicante-Murcie, Sud-Est de l'Espagne. *Geodinamica Acta*, 6-2, 103-119.
- Goy, J.L., Hillaire-Marcel C., Zazo, C., Ghaleb, B., Dabrio, C.J, González, J. A., Bardají, T., Civis, J., Preda, M., Yébenes, A., Forte, A.M. 2006. Further evidence for a relatively high sea level during the penultimate interglacial: open system U-series ages from La Marina (Alicante, Eastern Spain). *Geodinamica Acta*, 19, 409-426.
- GRACE, 2014. http://www.csr.utexas.edu/grace/gravity/gravity_definition.html. Visitado 12-9-2014.

- Hillaire-Marcel, C., Carro, O., Cause, Ch., Goy, J.L., Zazo, C. 1986. Th-U dating of *Strombus bubonius* bearing marine terraces in SE Spain. *Geology*, 14, 613-616.
- Hillaire-Marcel, C., Gariépy, C., Ghaleb, B., Goy, J.L., Zazo, C., Cuerda, J. 1996. U-series measurements in Tyrrhenian deposit from Mallorca. Further evidence for two Last-Interglacial high sea levels in the Balearic Islands. *Quaternary Science Reviews*, 15, 53-62.
- IFRC-World Disaster Report, 2014. <http://www.ifrc.org/world-disasters-report-2014> Visitado el 23 de octubre de 2014.
- IPCC. 2013. *Climate change 2013. The physical science basis*. Fifth Assessment Report, Intergovernmental Panel on Global Change. Cambridge University Press. 1552 pp.
- Kieffer, S.W. 2013. *The dynamics of disasters*. W.W. Norton & Co. Inc. 315 pp.
- Leorri, E., Horton, B., Cearreta, A., 2008. Development of a foraminifera-based transfer function in the Basque marshes, N. Spain: implications for sea-level studies in the Bay of Biscay. *Marine Geology*, 251, 60-74.
- Leorri, E., Cearreta, A., Milne, G., 2012. Field observations and modelling of Holocene sea-level changes in the southern Bay of Biscay: implication for understanding current rates of relative sea-level change and vertical land motion along the Atlantic coast of SW Europe. *Quaternary Science Reviews*, 42, 59-73.
- Marcott, S.A. Shakun, J.D. Clark, P.U. Mix. A.C. 2013. A reconstruction of regional and global temperature for the past 11.300 years. *Science*, 339, 1198-1201.
- Mayewski, P.A., Rohling, E.E., Stager, J.C., Karlén, W., Maasch, K.A., Meeker, L.D., Meyerson, E.A., Gasse, F., van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R., Steig, E.J., 2004. Holocene climate variability. *Quaternary Research*, 62, 243- 255.
- McDougall, I., Brown, F.H., Fleagle, J.G. 2005. Stratigraphic placement and age of modern humans from Kibish, Ethiopia. *Nature*, 433, 733-736.
- Nature. 2013. Sink or swim. A re-think on monitoring land-use change is needed to estimate effects on global warming. Editorial. *Nature*, 504, (7480), 331-332.
- Ortlieb, L., Goy, J.L., Zazo, C., Hillaire-Marcel, C., Vargas, G. 1995. Fieldtrip Guidebook (Antofagasta, Chile). *Late Quaternary coastal changes in northern Chile*. (Eds. L. Ortlieb and D. Scott). Publicaciones Universidad de Antofagasta, 125pp.
- Ortlieb, L., Zazo, C., Goy, J.L., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B. 1996a. Coastal deformation and sea-level changes in Northern Chile subduction area during the last 330 Ky. *Quaternary Science Reviews*, 15, 33-42.
- Ortlieb, L., Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C., Macharé, J. 1996b. Pampa del Pal: An anomalous composite marine terrace on the uprising coast of south Peru. *Journal South American Earth Sciences*, 9, (5/6), 367-379.
- Ovejero, G. y Zazo, C. 1971. Niveles marinos pleistocenos en Almería (Sureste de España). *Quaternaria*, 15, 145-179.
- Overpeck, J.T. 2013. The challenge of hot drought. *Nature*, 503 (7476): 350-351.
- Partridge, T., 1997. Reassessment of the position of the Plio-Pleistocene boundary; is there a case for lowering it to the Gauss-Matuyama paleomagnetic reversal? *Quaternary International*, 40, 5-10.
- RACEFyN, 2008. Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. 2008. *Declaración pública suscrita por los asistentes al Simposio Internacional: análisis crítico del cambio climático; una perspectiva científica*, Fundación Areces, 2-3 de abril de 2008.

- Raup, D., Sepkoski Jr, J. 1982. Mass extinctions in the marine fossil record. *Science*, 215, (4539), 1501–1503.
- Rieu, R., Allen, P.A., Plotze, M., Pettke, T. 2007. Climatic cycles during a Neoproterozoic "snowball" glacial epoch. *Geology*, 35, (4), 299–302.
- Rivas, V., Cendrero, A. 1991. Use of natural and artificial accretion in the north coast of Spain; historical trends and assessment of some environmental and economic consequences. *Journal of Coastal Research*, 7, (2), 491–507.
- Rivas, V., Cendrero, A. 1995. Human influence in a low-hazard coastal area; an approach to risk assessment and proposal of mitigation strategies. *Journal of Coastal Research*, 12, 289–298.
- Rohling, E.J., Grant, K., Hemleben, C., Siddall, M., Hoogakker, B.A.A., Bolshaw, M., Kucera, M. 2007. High rates of sea-level rise during the last interglacial period. *Nature Geoscience*, 1, 38–42.
- Salas, L. 1993. *Análisis de las variaciones climáticas holocenas en la Región Cantábrica, a partir de estudios palinológicos. Influencia de la degradación diferencial del polen en las interpretaciones paleoclimáticas*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza.
- Semaw, S. 2000. The World's Oldest Stone Artefacts from Gona, Ethiopia: Their Implications for Understanding Stone Technology and Patterns of Human Evolution Between 2.6–1.5 Million Years Ago. *Journal of Archaeological Science* 27, (12), 1197–1214.
- Shackleton, N.J., 1995. New data on the evolution of Pliocene climatic variability. En: *Palaeoclimate and evolution with emphasis on human origins* (Eds. Vrba, E.S., Denton, G.H., Partridge, T.C., Burckle, L.H., E). Yale University Press, New Haven, 242–248.
- Sherwood, S.C., Bony, S., Dufresne, L. 2014. Spread in model climate sensitivity traced to atmospheric convective mixing. *Nature*, 505, (7481), 37–42.
- Steffen, W., Grinevald, J., Crutzen, P., McNeill, J. 2011. The Anthropocene: conceptual and historical perspectives. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, A, 369, 957–975.
- Thomas, C.D. 2013. The Anthropocene could raise biological diversity. *Nature*, 502, (7469), 7.
- Torres, M.A., West, A.J., Li, G. 2014. Sulphide oxidation and carbonate dissolution as a source of CO₂ over geological timescales. *Nature*, 507, (7492), 346–349.
- Vanney, J.R., Menanteau, L., Zazo, C. 1979. Physiographie et évolution des dunes de Basse Andalousie (Golfe de Cadix, Espagne). Les côtes atlantiques d'Europe, aménagement, protection. Brest, France, 15–16 mai, 1979. *Publications du CNEXO, Actes de Colloques*, 9, 277–286.
- Yu, S.Y., Li, Y.X., Törnqvist, T.E. 2009. Tempo of global deglaciation during the early Holocene: A sea level perspective. *PAGES News*, 17, 68–70.
- Zazo, C. 1978. First working version of Time Correlation Tables of the Thetys-Parathetys Neogene. En: *Secretariat IGCP Project 25, Area 10, Guadalquivir basin* (Ed.: J. Senes, Univ. Bratislava, Eslovaquia), 2pp.
- Zazo, C. 1999. Interglacial sea-levels. *Quaternary International*, 55, 101–113.
- Zazo, C., Goy, J.L., Hoyos, M., Dumas, B., Porta, J., Martinell, J., Baena, J., Aguirre, E. 1982. Ensayo de síntesis sobre el Tirreniense peninsular español. *Estudios Geológicos*, 37, 171–184.

- Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J., Bardaji, T., Somoza, L., Silva, P.G. 1993. The last Interglacial in the Mediterranean as a model for the present Interglacial. *Global and Planetary Change*, 7, 109-117.
- Zazo, C., Goy, J.L., Hillaire-Marcel, C., Gillot, P.Y., Soler, V., González, J.A., Dabrio, C.J., Ghaleb, B. 2002. Raised marine sequences of Lanzarote and Fuerteventura revisited: a reappraisal of relative sea-level changes and vertical movements in the Eastern Canary Islands during the Quaternary. *Quaternary Science Reviews*, 21, 2019-2046.
- Zazo, C., Mercier, N., Silva, P.G., Dabrio, C.J., Goy, J.L., Roquero, E., Soler, V., Borja, F., Lario, J., Polo, D., Luque, L. 2005. Landscape evolution and geodynamic controls in the Gulf of Cadiz (Huelva coast, SW Spain) *Geomorphology*, 68, 269-290.
- Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J., Soler, V., Hillaire-Marcel, C.L., Ghaleb, B., González-Delgado, J.A., Bardaji, T., Cabero, A. 2007. Quaternary marine terraces on Sal Island (Cape Verde archipelago). *Quaternary Science Reviews*, 26, 876-893
- Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J., Lario, J., González-Delgado, J.A., Bardaji, T., Hillaire-Marcel, C., Cabero, A., Ghaleb, B., Borja, F., Silva, P.G., Roquero, E., Soler, V. 2013. Retracing the Quaternary history of sea-level changes in the Spanish Mediterranean-Atlantic coasts: geomorphological and sedimentological approach. *Geomorphology*, 196, 36-49.