

programas y proyectos del PMIC se realizan por científicos y otros miembros de plantilla, buques, aviones, ordenadores y otras instalaciones que están todos ellos pagados por las naciones del mundo. Sin su apoyo no existiría el PMIC o cualquier otro programa internacional de investigación. Las discusiones directas con otras instituciones nacionales de investigación constituyen una parte del proceso de desarrollo del PMIC. También el PMIC se apoya firmemente en sus organizaciones progenitoras para proporcionar contactos con las organizaciones nacionales y con la comunidad científica.

La investigación del clima también depende de los individuos. Fueron los científicos individualmente, motivados en primer lugar por su curiosidad científica, los que hicieron las medidas originales del dióxido de carbono, los que desarrollaron modelos para ver que sucedería, y los que proporcionaron la base general de nuestra comprensión del sistema climático. Generalmente los científicos prefieren trabajar solos o en pequeños grupos, que es

donde surgen frecuentemente los mayores avances científicos (y los premios y recompensas). El atraer a los científicos a los programas del PMIC requiere el establecimiento de un marco para el trabajo científico que les haga desear su inclusión. La mayor parte de los miembros de la comunidad científica disfruta de su trabajo y al menos en el caso de la investigación climática también sienten que es muy importante para la humanidad mundial. Aunque hasta la fecha el PMIC ha podido constituirse sobre el interés y el compromiso, es importante reconocer que los crecientes niveles de burocracia internacional pueden convertir el entusiasmo en desaliento, dando como resultado una menor participación en los programas.

En resumen, el Programa Mundial de Investigación del Clima está vivo y sano, aunque encarando algunos problemas relativos a los recursos fiscales y humanos. Los elementos del programa que se describen en los siguientes artículos proporcionarán más detalles de esta importante actividad.

PROGRAMA DEL OCEANO TROPICAL Y LA ATMOSFERA MUNDIAL (TOGA)

Por David L. T. ANDERSON* y Michael K. DAVEY**

El sistema climático tiene variabilidad a muchas escalas temporales, algunas de las cuales se deben a la inestabilidad interna del sistema atmósfera-oceano. El ejemplo más destacado es el ENOS (El Niño/Oscilación del Sur). El TOGA ha llevado a comprender mejor muchos aspectos del ENOS. Se describe la forma de esta variabilidad, centrada en el Pacífico, así como las teorías de sus orígenes. Los modelos del ENOS han alcanzado ya la etapa en la que pueden hacerse predicciones climáticas básicas para los trópicos. La capacidad de hacer predicciones depende de poder determinar las condiciones iniciales del océano

y de la atmósfera lo que, a su vez, requiere una extensa red de observación en los océanos tropicales. Se revisa el estado de la predicción del ENOS y de la red de observación TOGA. El Pacífico occidental tropical es la región donde es particularmente fuerte la interacción océano-atmósfera por medio de procesos húmedos y está a punto de alcanzar su culminación un importante experimento (COARE) para observar y modelar esta interacción. Se describirán los objetivos y los trabajos de campo del programa COARE.

* Departamento de Física, Subdepartamento de física atmosférica, oceánica y planetaria, Laboratorio Clarendon, Parks Road, Oxford OX1 3PU, Reino Unido.

** Meteorological Office Unit, Hooke Institute, Clarendon Laboratory, Parks Road, Oxford OX1 3PU, Reino Unido.

Introducción

"Suráfrica experimenta su peor sequía del siglo" (Emisión de noticias de la BBC, 22 abril 1992).

"La oscuridad descende sobre Colombia al secarse las centrales hidroeléctricas" (The Independent, Londres, 20 abril 1992).

"Gran Bretaña se enfrenta a la peor sequía durante siglos. El Príncipe Carlos alerta de que el país "muere" por falta de agua" (The Sunday Times, Londres, 24 de mayo de 1992)

Estas son sólo tres anomalías climáticas citadas recientemente en los medios de comunicación británicos. Con anterioridad había habido noticias de que Australia había experimentado una gran sequía a finales de 1991 mientras que en la costa estadounidense del Golfo de México llovió más de lo normal. Se recordará que algo similar sucedió en 1986/87 y también las alteraciones climáticas a gran escala del 1982/83.

El clima siempre parece tener anomalías en alguna parte, pero, a veces, parece ser más anómalo que otras y los últimos meses ha sido una de éstas, como lo fueron los dos episodios mencionados anteriormente. Parte de este comportamiento es, indudablemente, aleatorio e impredecible. Si se arroja al aire una moneda 100 veces, se pueden sacar seis caras consecutivas. No conduce a nada preguntar la causa; además, el que salgan seis caras seguidas no nos ayuda a saber qué va a salir

en la próxima tirada; es tan probable que sea cara como que sea cruz. Por otra parte, alguno de los indicadores climáticos no son aleatorios sino que resultan de la interacción coherente entre la atmósfera y el océano. El mayor de estos indicadores es ENOS (El Niño/Oscilación del Sur) donde EN se refiere a la componente oceánica y OS a la componente atmosférica. El TOGA se creó para observar las regiones tropicales, para investigar por qué hay muchas señales climáticas de baja frecuencia (tres a cinco años) y para tratar de predecir la parte coherente del indicador.

Ya que el espacio no permite un examen completo, se remite al lector a Glantz y col. (1991) para un examen de las observaciones del ENOS; a McCreary y Anderson (1991) para un examen de la modelización y del trabajo teórico y a Philander (1990) para una descripción de la dinámica ecuatorial.

Descripción del ENOS

Un suceso ENOS está asociado, esencialmente, a un calentamiento generalizado de la temperatura del agua del mar tropical (SST) y a una debilitación de los vientos alisios; el ciclo ENOS es el crecimiento irregular y la disminución anual de tales sucesos con fases tanto cálidas como frías. Está centrado en el Pacífico pero afecta al clima de la India y el Sahel y, en ocasiones, hasta de Europa (véase la figura 1). Sin embargo, no es el único mecanismo que causa la variabilidad climática

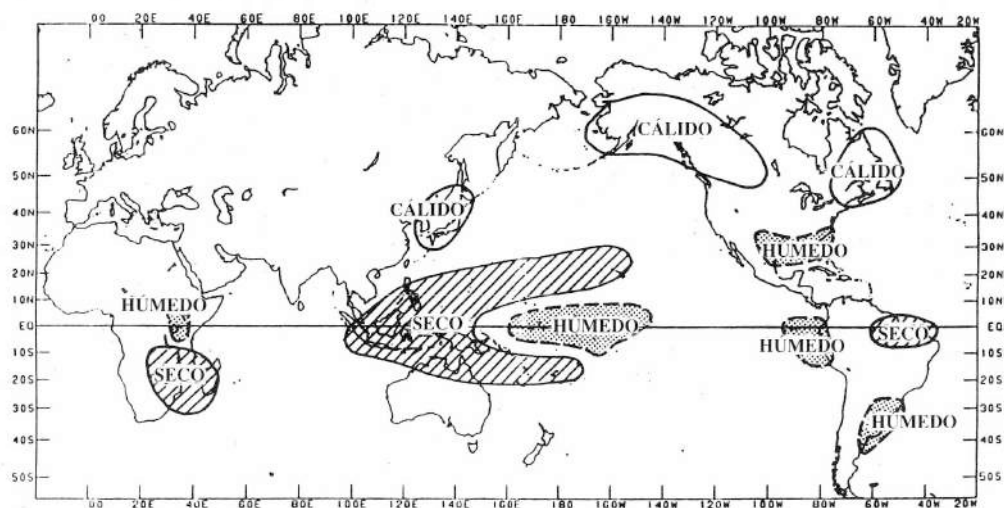


Figura 1 — Diagrama esquemático de las regiones que experimentan anomalías de precipitaciones o de temperatura durante el período noviembre-marzo de un suceso El Niño (de Climate Diagnostics Bulletin, octubre 1991, basado en Ropelewsky y Halpert, 1987)

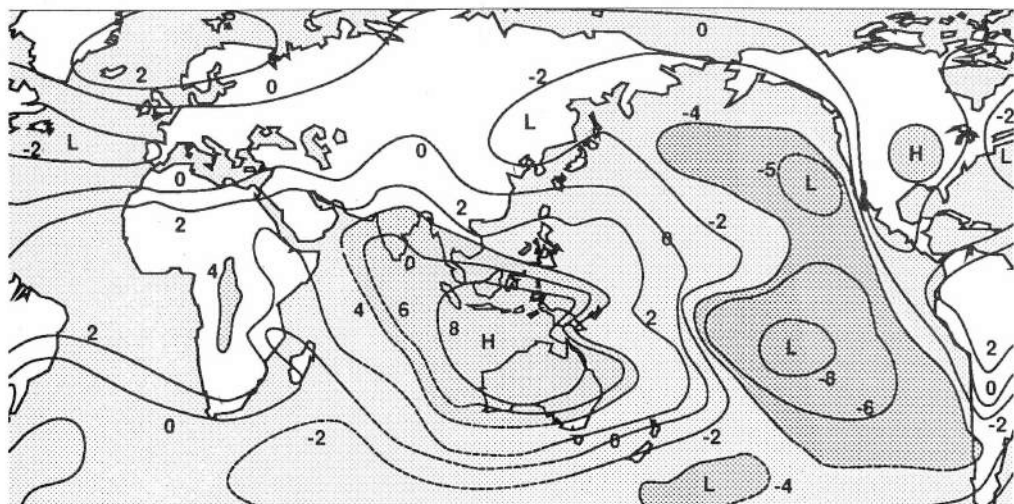


Figura 2 — Representación de las correlaciones entre la presión en superficie y la presión en Darwin, Australia. Esta figura muestra la enorme escala espacial del ENSO: cuando la presión es alta en el Pacífico occidental, es baja en el Pacífico oriental. También hay relación, aunque menos marcada, con las latitudes medias (de Trenberth y Shea, 1987)

en los trópicos y si la mayoría de los años de sequía en la India son años ENOS, hay también excepciones, es decir, años de excedentes que son años ENOS y años de sequía que no son años ENOS, lo que indica que en los monzones de la India influyen otros factores además del ENOS. Se han hallado relaciones similares con ENOS en otras regiones del mundo. Por ejemplo, las situaciones de sequía en el norte de Australia están estrechamente ligadas a

ENOS, como muestra la figura 1 y también es cierto lo contrario, que las precipitaciones superiores a lo normal ocurren durante la fase fría del ENOS. La intensidad de la sequía de Sahel es otro indicador ENOS, aunque en este caso el indicador principal es de una frecuencia más baja (decenio), que puede asociarse más a influencia del Atlántico que del Pacífico. Puede ser difícil aislar los procesos físicos, debido a que la variabilidad climática está

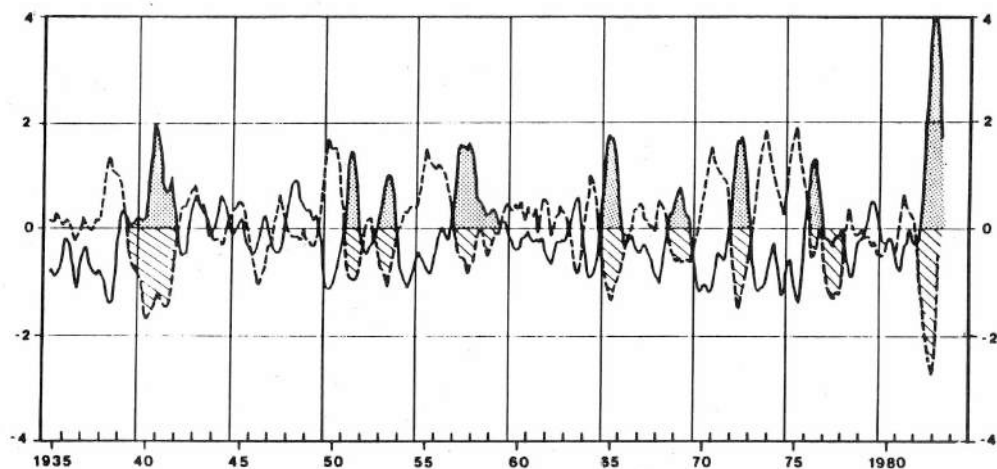


Figura 3 — Representación de la temperatura de la superficie del mar (líneas continuas) y el índice de oscilación del sur (línea de trazos) durante los últimos 50 años, donde se muestra la fuerte relación entre lo que ocurre en el océano y los cambios en la atmósfera. Las zonas sombreadas indican años ENOS. El período de tiempo entre dos ENOS es, típicamente, de 3 a 4 años, pero no de forma regular (de Rasmusson, 1984)

frecuentemente asociada a más de un fenómeno y es, parcialmente, un proceso aleatorio. Se ha progresado considerablemente en la comprensión de la variabilidad a corto plazo asociada al ENOS, aunque no hay una única teoría que explique todos los diversos hechos.

La figura 2 muestra una reciente correlación de la presión en Darwin con la de otras estaciones de todo el mundo, lo que indica que las oscilaciones son a gran escala; se extienden a lo largo de las regiones tropicales así como a latitudes más altas. Ahora se sabe que la OS está estrechamente relacionada con la temperatura del Pacífico, como se ve en la fig. 3, de Rasmusson (1984). Una pregunta inmediata, a la que volveremos más adelante, es qué determina la escala cronológica de tres a cinco años.

Parece que no hay una forma única de desarrollo del ENOS. Rasmusson y Carpenter (1982), basándose en una serie de sucesos ENSO con un fuerte indicador a lo largo de la costa de Perú, han sugerido un ENOS "ortodoxo" en el cual el agua primero se calienta a lo largo de la costa suramericana y luego hacia el oeste a lo largo del Ecuador. El agua se mantiene anormalmente cálida durante casi un año antes de revertir de nuevo a una fase fría. Sin embargo, en 1982, 1986 y 1991, el calentamiento se inició en el Pacífico Occidental y luego se extendió hacia el este.

El movimiento de las configuraciones de la precipitación convectiva a gran escala, que pueden observarse desde los satélites midiendo la radiación emitida de onda larga, está asociado a los cambios de temperatura del agua del mar. La zona de convección se mueve hacia el este desde su posición más común en el Pacífico Occidental, con un movimiento simultáneo del viento, tanto cerca de la superficie como en altura. El cambio del campo de vientos conduce a cambios dinámicos de la circulación oceánica y, por tanto de la temperatura superficial. El movimiento de las zonas convectivas también afecta a la cantidad de intercambio de calor con los océanos y, así, influye termodinámicamente en la temperatura del mar. Ambos procesos pueden estar en oposición: un aumento de la nubosidad impide la acción solar y, por tanto, hace disminuir la temperatura del mar, mientras que una reducción de la intensidad de los vientos del oeste tiende a profundizar la termoclina lo que

hará aumentar la temperatura del mar ecuatorial. La disminución de la velocidad del viento puede también reducir la evaporación superficial, lo que disminuye el enfriamiento del océano. Puede verse que los procesos implicados son muy complejos y que no es posible decir, con argumentos cualitativos, qué proceso dominará; hay que remitirse a los modelos numéricos.

Modelización del ENOS

Se han aplicado al problema del ENOS una gran variedad de modelos. Está claro que los modelos físicos deben estar acoplados, es decir, deben constar de una parte atmosférica y otra oceánica. Empezaremos con aquellos modelos en los que se han simplificado deliberadamente los procesos físicos. Esto requiere considerable buen juicio y, generalmente, los autores de estos modelos han ejercitado en su construcción mucho ingenio. Un supuesto, que tiene grandes ventajas para el cálculo, es que la atmósfera en los trópicos está en equilibrio con las condiciones superficiales, que cambian lentamente. Esto significa, en términos sencillos: especifíquese la temperatura del mar y se conocerá el estado atmosférico. Esto, por supuesto, no es exactamente cierto. Los estudios con modelos sugieren que las anomalías de precipitación no son muy deterministas en algunas zonas de los trópicos, sino que tienen una importante componente estocástica, es decir, impredecible. Sin embargo, en algunas zonas tropicales, a escalas espaciales muy grandes y escalas de tiempo de semanas, la hipótesis del equilibrio parece ser muy razonable y está incorporada a muchos de los modelos acoplados. De otra forma, el modelo de la atmósfera sería 100 veces más costoso en tiempo de ordenador y muchos de los cálculos serían imposibles. Es evidente (véase la sección siguiente) que, de alguna forma, el océano elimina parte del comportamiento estocástico, permitiendo así que los modelos deterministas acoplados puedan utilizarse para hacer predicciones. Aunque las variaciones interanuales de las corrientes y de las temperaturas del agua del mar en el Pacífico ecuatorial oriental se han conocido desde, al menos, finales del siglo pasado, hasta Bjerknes (1966) no se ha hecho una conexión plausible entre las variaciones de la temperatura del mar en el Pacífico ecuatorial y la Oscilación del Sur. El gradiente de

temperatura este-oeste varía interanualmente a lo largo del Ecuador, y Bjerknes sostiene que esto está relacionado con los vientos a lo largo del Ecuador. Cuando la temperatura del mar oriental es fría, hay un fuerte gradiente térmico a lo largo del Ecuador. El agua cálida del oeste está asociada a movimientos ascendentes de la atmósfera, y el agua fría del este a movimientos descendentes. Siendo pequeño el valor del parámetro de Coriolis en la zona ecuatorial, el flujo a niveles bajos será predominantemente a lo largo del gradiente de presión (en vez de a través, como ocurre en latitudes medias), originando una circulación E-W a la que Bjerknes denominó célula de Walker. La temperatura del Pacífico oriental es fría, ya que el agua aflora a la superficie desde unos 50 m de profundidad, donde está más fría. (La termoclina a lo largo del ecuador forma una pendiente desde una profundidad de 120 m en el oeste hasta cerca de la superficie en el este). El debilitamiento del gradiente térmico E-W trae como consecuencia que se debiliten los vientos y que se reduzca la diferencia de presión atmosférica entre el Pacífico ecuatorial oriental y occidental. Si se debilitan los vientos, aflora menos agua fría a la superficie y la temperatura aumenta; si los vientos se hacen más fuertes, aflora más agua fría a la superficie y la temperatura disminuye.

La teoría de Bjerknes es evidentemente incompleta, ya que no proporciona indicación de un ciclo entre los episodios cálidos y fríos, pero todavía se mantiene en el corazón del ENOS, ya que representa el mecanismo por medio del cual pueden crecer las pequeñas perturbaciones. Un ingrediente que falta es que los océanos pueden también adaptarse a cambios no locales de los vientos. La adaptación tiene lugar mediante cierto tipo de ondas, en especial las ondas de Rossby y de Kelvin, que pueden propagarse en el océano a grandes distancias sin atenuarse. Son ondas largas con longitudes de onda de miles de kilómetros. Velocidades típicas de las ondas libres son de 0,3 a 3 ms⁻¹. Un mecanismo plausible para obtener la escala de cronológica de tres a cinco años del ENOS podría implicar procesos ondulatorios y esta idea fue incorporada a los primitivos modelos del ENOS (ver McCreary y Anderson, 1984).

Schopf y Suárez (1988) ampliaron el escenario ondulatorio y lo combinaron con la idea de una región de interacción inestable en la que el viento y la SST se influyen

mutuamente con intensidad (ilustrado esquemáticamente en la fig.4). Se supone que existe un viento inicial del este, que ha creado un gradiente térmico y una termoclina inclinada a lo largo del ecuador, con el agua más profunda y más cálida en el oeste. Si esta situación se perturba, por ejemplo debido a una anomalía del viento del este en el Pacífico Centro oriental, la termoclina será comprimida hacia el este, donde la temperatura del mar aumentará, lo que, a su vez, intensificará la anomalía, dando lugar a una retroalimentación positiva, de forma similar a la hipótesis de Bjerknes. Sin embargo, estos vientos también excitarán una onda Rossby que se propagará hacia el oeste, se reflejará en el límite occidental como una onda de Kelvin ecuatorial y volverá a la región de interacción. Estas ondas elevan la termoclina, de forma que la onda de Kelvin reflejada reducirá gradualmente, e incluso invertirá, la perturbación en desarrollo, llegando a originar una anomalía negativa de la temperatura del mar y una anomalía de la tensión del viento del este. Esto señala el principio de la fase fría, la generación de una onda de Rossby de depresión que, a su vez, originará la siguiente fase cálida, etc. Esta parece ser la idea central del mecanismo del modelo CZ de Cane y Zebiak (véase la sección siguiente), así como de otros modelos anteriores, aunque el modelo CZ tiene una respuesta espectral más rica que muchos modelos con atmósferas en equilibrio.

Los modelos acoplados de circulación general contienen las representaciones más completas del sistema océano-atmósfera. Su complejidad admite una amplia gama de comportamientos (véase el resumen de Neelin y col., 1992), y algunos casos recientes muestran oscilaciones y configuraciones similares a las observaciones. Hay pruebas de la actividad de la onda de Rossby-Kelvin en los modelos, aunque no tan simple como se representa en la fig. 4. La temperatura del mar es una variable poco precisa tanto en las observaciones como en los modelos y es difícil detectar un proceso coherente de evolución, tanto en las integraciones acopladas a que hemos hecho referencia anteriormente como en las integraciones de los modelos oceánicos que utilizan el necesario forzamiento. En cierto sentido, el contenido de calor de los 300 m superiores del océano es una variable mejor, que tiende a mostrar un movimiento hacia el este a lo largo del ecuador, precedido en

algunos casos, por una intensificación fuera del ecuador. Sin embargo, ningún modelo muestra un ciclo definido como en la fig. 3. A lo sumo, se han confirmado solamente algunas partes del mecanismo oscilador retardado.

Predicciones climáticas estacionales y a más largo plazo

El modelo que ha tenido más éxito hasta ahora para la predicción del ENOS es el perturbación, desarrollado por CANE y col., (1986) en Lamont. Se desarrollan episodios ENOS espontáneos con una recurrencia dominante de tres a cuatro años, pero hay periodos de muchos años sin sucesos ENOS, y otras veces se producen con bastante regularidad, de forma similar a los registros de las observaciones de la fig. 3.

La idea de la oscilación ondulatoria representada en la fig. 4, sugiere que los episodios ENOS deberían ser exactamente repetitivos y, por tanto siempre predecibles. Es obvio que esta idea es incorrecta. Como muestra la fig. 3, hay considerables diferencias entre los intervalos entre sucesos ENOS. Estas diferencias pueden ser debidas a sucesos que tienen lugar en regiones distintas al Pacífico; a variabilidades de la atmósfera cuya causa no está relacionada con el océano tropical y que pueden definirse vagamente como forzamiento estocástico, pero que pueden incluir también perturbaciones tropicales más coherentes a

gran escala, tales como la oscilación interestacional; a la falta de una naturaleza lineal inherente al oscilador, reminiscente del comportamiento caótico, como expresó Lorenz (1963), o a la interacción entre el ENOS y otros procesos responsables de la variabilidad climática, como la oscilación cuasibienal, la capa de nieve sobre la masa terrestre de Eurasia, o la variabilidad fuera de la región tropical.

Sin embargo, pueden hacerse conjeturas de que si hubiera forma de determinar donde estaba el "sistema" en el oscilador, sería posible predecir episodios futuros. CANE y col., fueron los primeros en intentar predicciones del clima utilizando su modelo de perturbación. Los resultados fueron alentadores y ahora se hacen predicciones de forma regular, que se publican en el *Boletín del Clima*. La fig. 5 muestra una predicción de 15 meses hecha para el actual ENOS. En cada caso se hicieron seis predicciones partiendo de diferentes meses consecutivos. A veces estas predicciones pueden diferir, mostrando una gran sensibilidad a las condiciones iniciales, por lo que se ha encontrado de gran utilidad promediar las predicciones de diferentes condiciones iniciales para obtener una predicción media.

Hay relativamente pocos episodios ENOS de los que tengamos suficientes datos. Por consiguiente, verificar un modelo es difícil y problemático, porque sólo pueden verificarse

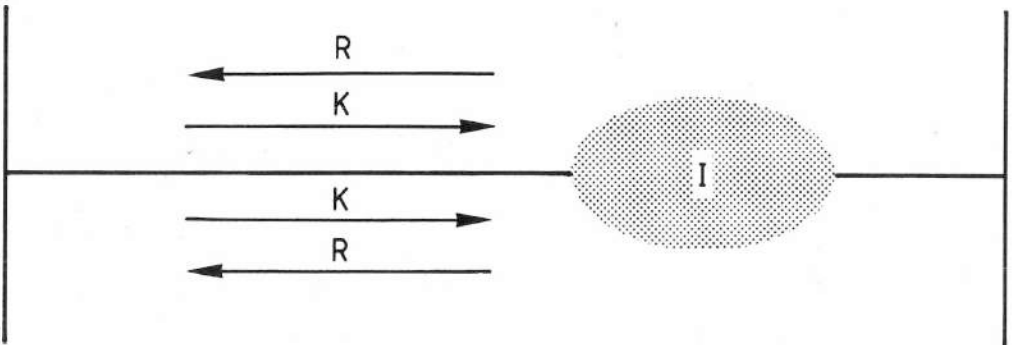


Figura 4 — Esquema de cómo puede producirse la escala de tiempo de unos pocos años, característica del ENSO. La escala de tiempo "larga" está asociada a la propagación hacia el oeste de las ondas largas de Rossby (R), emitidas en una región de interacción en medio del océano. Las ondas de Rossby se reflejan en el límite occidental y vuelven hacia el este a lo largo del ecuador como ondas de Kelvin (K). Cuando llegan a la región en que el océano y la atmósfera interaccionan intensamente, invierten la interacción y llevan al sistema a la fase opuesta del ciclo, donde se emiten ondas de Rossby de dirección opuesta. Este esquema implica que la interacción tiene lugar solamente en una región clave, lo que es improbable que ocurra en la realidad. (Solamente se indica el papel de las ondas en un sistema simplificado, aunque algunos modelos parecen adaptarse a esto en cierto grado).

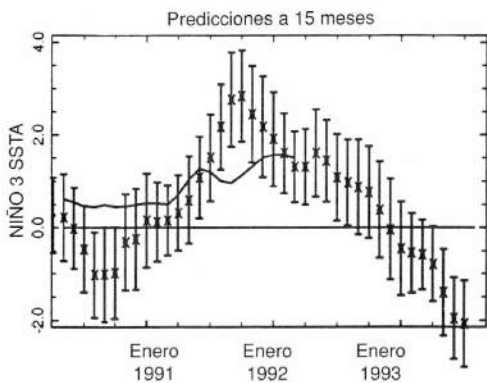


Figura 5 — SSTA (anomalías de la temperatura del agua del mar) en la región de EL NIÑO 3 (NINO3) (Pacífico centrooriental ecuatorial), previstas con el modelo Lamont inicializado con 15 meses de anticipación. Los valores observados están transcritos mientras están disponibles (línea continua) (de Cane y col., Climate Diagnosis Bulletin).

unas cuantas ocasiones y, con frecuencia, la verificación se hace con referencia a un solo parámetro, por ejemplo, la temperatura del Pacífico centro-oriental. A pesar de ello, la fig. 5 nos muestra que la calidad de la predicción puede ser considerable. La precisión del modelo parece que es mayor cuando se predicen sucesos de importancia y es casi nula al predecir las variaciones mensuales, más pequeñas, de la temperatura del mar.

Los modelos en los que se incorporan someramente los fenómenos físicos, han demostrado ser especialmente útiles, tanto para comprender el funcionamiento del ENOS como para realizar predicciones. Se espera que los modelos de la circulación general acoplados superarán la eficacia de los modelos intermedios. Un problema grave de aquellos es que están sometidos a una deriva climática. A pesar de esto, algunos se pueden usar para realizar predicciones y se han realizado varias pruebas, especialmente por Latif, quien ha hecho una serie de epignosis de 18 meses. Solamente se han realizado unas 20 epignosis, debido a su alto coste de tiempo de ordenador. Sin embargo, basándose en esta muestra tan reducida, parece que los modelos acoplados de la circulación general son de una calidad útil, como muestra la fig. 6 y parecen más eficaces que el modelo de Lamont, pero hay que tener en cuenta que el tamaño de la muestra es mucho más pequeño. La eficacia varía estacionalmente, tendiendo a ser más exactas las predicciones correspondientes al periodo de

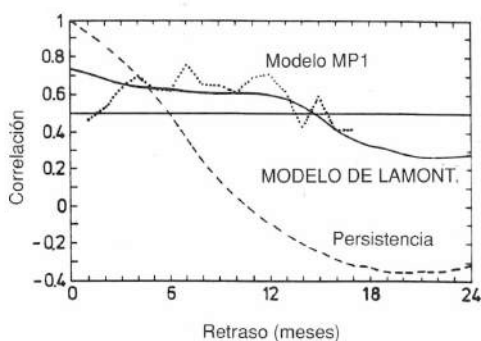


Figura 6 — Eficacia de las epignosis "hindcast" de un modelo acoplado de circulación general (modelo MP1) para unas 20 predicciones. También se muestra la eficacia del modelo de Lamont. Este último se basa en muchas más epignosis/prognosis que el primero. La eficacia de los 2 modelos supera significativamente a la persistencia (de Latif, 1992)

invierno en el hemisferio norte. Se piensa que esto se debe a la estabilidad del estado medio, que está sometido a cambios estacionales.

Es necesario, pero no suficiente, que se mejoren los modelos para conseguir mejores predicciones. La atmósfera tiene una predictibilidad limitada, lo que significa que la información en la que se basa una predicción climática del ENOS es función de las condiciones límite, que cambian lentamente, principalmente la temperatura del océano, pero también, hasta cierto punto, de las condiciones de la tierra. Por ello, un estado inicial oceánico correcto es un ingrediente necesario para una buena predicción. Hasta ahora, esto se ha obtenido solamente a partir de campos de forzamiento atmosféricos superficiales, principalmente de la tensión del viento, pero, a medida que los modelos y predicciones se hacen más afinados, esto se convertirá en una limitación, ya que los campos de forzamientos son inexactos: se requiere también un análisis oceánico que haga uso de todas las observaciones oceánicas pertinentes.

El establecimiento de una red de observaciones en tiempo casi real para el Pacífico ha sido uno de los mayores éxitos del programa TOGA. Es difícil creer que el mayor ENOS del que existe constancia, en 1982, no se reconoció hasta muchos meses más tarde porque los sistemas de observación eran inadecuados. Los científicos han desarrollado diversos instrumentos para medir las variables atmosféricas en superficie y las de la capa

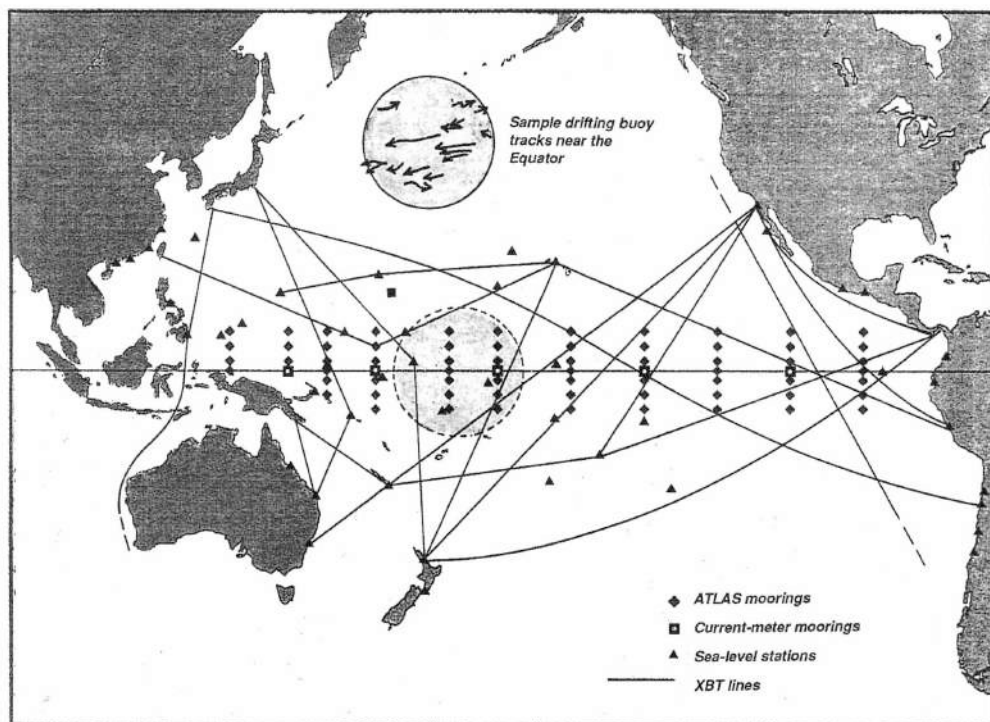


Figura 7 — Propuesta de sistema de observación del océano Pacífico tropical.

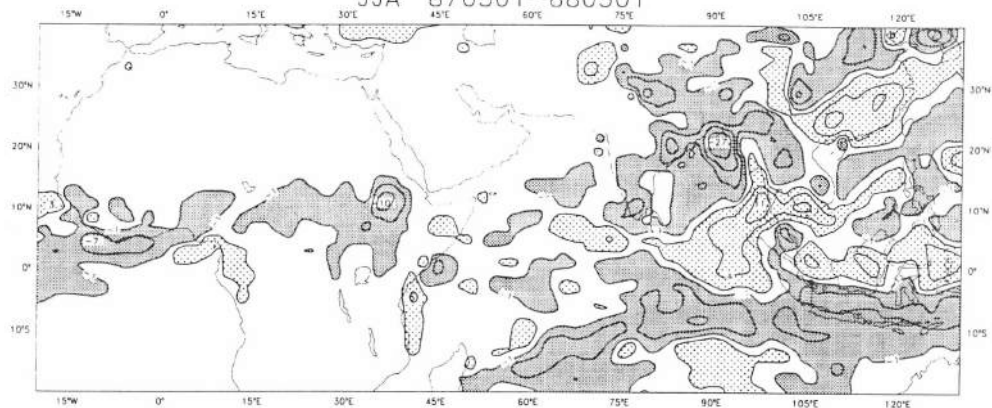
oceánica superior, de forma que nunca más dejaremos de reconocer la llegada del fenómeno *El Niño*. El núcleo del sistema de observación es la red TAO (Atmósfera Océano Tropical) de boyas fijas que miden el viento y la humedad en superficie y la temperatura del océano hasta una profundidad de 500 m. Pueden incorporarse instrumentos para medir la salinidad; así como también la presión a nivel del mar y la precipitación. La fig. 7 muestra la red prevista para finales de 1993, junto con otros elementos del sistema de observación.

El TOGA ha establecido también una red de batitermógrafos no recuperables (XBT), que cubre adecuadamente la mayor parte del Pacífico tropical y las más importantes rutas navieras. En la actualidad, se miden las temperaturas oceánicas hasta una profundidad de 500 a 800 m y también serán posibles, en el futuro, medidas de salinidad. En el Pacífico occidental hay numerosas islas en la mayor parte de las cuales se han instalado medidores de mareas. En el Pacífico Oriental hay pocas islas, por lo que el sistema de medida de

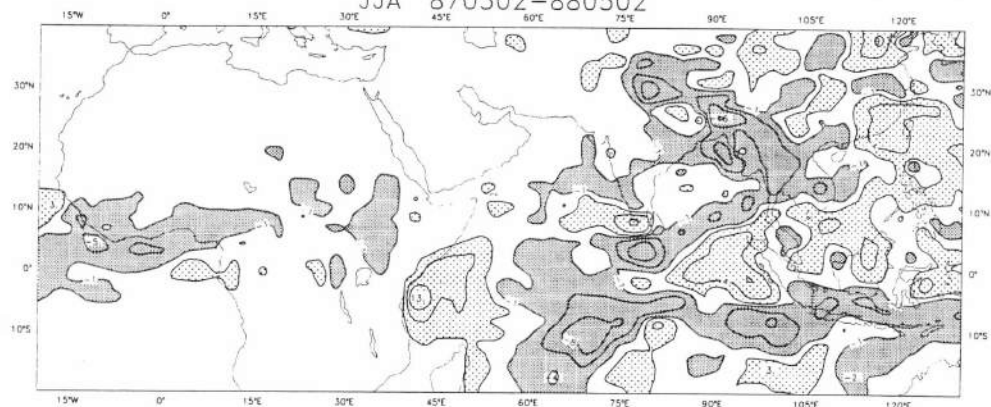
mareas tiene una enorme laguna en el este. El campo de la circulación casi superficial se mide por medio de boyas a la deriva, lastradas para que se mantengan a profundidades de unos 10 m, que transmiten regularmente su posición por medio del sistema ARGOS. Hay unos cuantos medidores de corriente anclados que son capaces de medir exactamente la velocidad dentro de un intervalo de profundidad de unos 500 m, pero solamente hay cinco de éstos en todo el Pacífico ecuatorial. Los modelos oceánicos asimilan algunos de los datos procedentes de las diversas plataformas de observación para proporcionar análisis de los océanos tropicales, pero ningún modelo es capaz todavía de asimilar todos los datos, y los análisis no se utilizan para inicializar la componente oceánica de los modelos acoplados.

Se trabaja con todas las piezas necesarias para desarrollar un sistema integrado de asimilación de predicciones para el TOGA usando los actuales modelos acoplados de la circulación general. Lo que falta es reunir en un sistema unificado toda la investigación. Los

Rain diff. Cont.: -32., -16., -8., -4., -1., 1., 4., 8., 16., 32.,
JJA 870501-880501



Rain diff. Cont.: -32., -16., -8., -4., -1., 1., 4., 8., 16., 32.,
JJA 870502-880502



Rain diff. Cont.: -32., -16., -8., -4., -1., 1., 4., 8., 16., 32.,
JJA 870503-880503

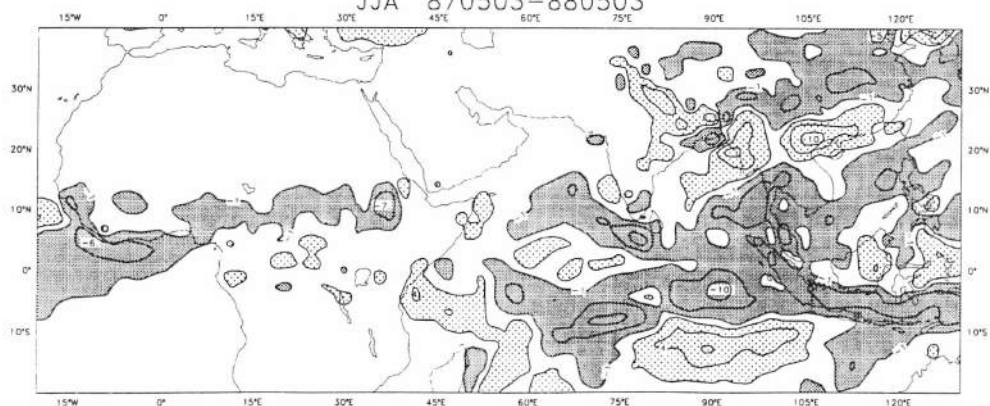


Figura 8 — Diferencias de precipitación (1988-1987) promediadas en el periodo junio, julio, agosto, entre dos integraciones del modelo, una usando SST para 1987 y la otra para 1988. El primero fue un año ENSO y el segundo un año con el Pacífico "frío". Los tres paneles muestran la sensibilidad al estado atmosférico inicial, ya que las integraciones sólo se diferencian en las fechas de iniciación (1, 2 ó 3 de mayo) (de Palmer, comunicación privada)

EE.UU. están desarrollando en la actualidad este plan, que tendrá carácter multinacional y podría emplear a más de 100 personas para producir predicciones rutinarias del ENOS usando un sistema completo de control de calidad de datos, de asimilación de datos, de análisis y de predicción similar al sistema de predicción del tiempo del CEPMPM, por ejemplo, para incorporar ahora la componente oceánica y predicciones de un año o más en vez de 10 días.

Si bien el TOGA ha tenido éxito en crear un sistema de observación para el Pacífico tropical y en mejorar nuestro conocimiento de los mecanismos del ENOS, no ha tenido tanto éxito en observar el Atlántico tropical y el Océano Índico. Allí las variaciones climáticas son menos espectaculares que en el Pacífico, por lo que parece razonable dotar de instrumentos primero a éste. Sin embargo, ha llegado el momento de prestar atención a los otros océanos y de extender el sistema tropical hasta latitudes más altas. El trabajo con los modelos avanza bien en el intento de predecir las precipitaciones en la región del monzón en la India y en el Sahel pero, como se ha dicho antes, la componente estocástica parece ser grande. Esto se ilustra en la fig. 8, donde se muestran las predicciones medias mensuales en tres integraciones que se diferencian entre sí, únicamente, en las condiciones iniciales de la atmósfera. Estos fueron los análisis del 1, 2 y 3 de abril de 1987 y 1988, el primero un año ENOS y el segundo un año frío (anti ENOS). Las cifras indican no solamente que el ENOS tiene un gran impacto en la precipitación del monzón sino que existe una fuerte sensibilidad a las condiciones atmosféricas. Esto implica que será muy difícil realizar predicciones detalladas de la precipitación en la región, pero que debería ser posible decir si las condiciones son favorables o desfavorables para una sequía, etc. Las dificultades de predecir las precipitaciones en el sector del océano Índico no quiere decir que sea igualmente difícil en otras zonas. De hecho, se están haciendo regularmente predicciones para la agricultura del Perú, actuando de acuerdo con ellas y hasta ahora con éxito.

¿Pero qué decir de las predicciones para las regiones extratropicales? ¿Se pueden hacer predicciones climáticas para Europa? La respuesta es muy incierta. Estudios empíricos y con modelos indican que existe eficacia estacional durante los grandes sucesos ENOS.

Recientes estudios también indican que la interacción aire-mar en las propias latitudes medias puede contribuir a una predictibilidad a un plazo mayor. El uso de los modelos acoplados para la predicción estacional, en particular para las regiones extratropicales, requiere que se desarrollen técnicas para que la componente predecible de la señal de predicción pueda separarse de la componente esencialmente impredecible, es decir, el tiempo atmosférico. El grado de predecibilidad dependerá del propio estado inicial, pero hasta ahora no se han realizado suficientes estudios amplios de modelos que permitan una evaluación cuantitativa clara de la predecibilidad en latitudes medias.

El experimento de la respuesta del sistema acoplado océano-atmósfera (COARE)

La energía del Sol origina movimientos atmosféricos a gran escala que determinan el clima mundial y regional. Debido a que la radiación solar incide en la tierra más directamente cerca del Ecuador, los océanos ecuatoriales absorben la mayoría de esta energía. Los océanos devuelven a la atmósfera gran parte de la energía en forma de calor o humedad, principalmente desde los "embalses cálidos" de las regiones tropicales. Los modelos de ordenador y los datos históricos indican que una región de particular importancia es el embalse cálido del Pacífico occidental, al nordeste de Australia, que cubre una extensión mayor que los EE.UU. y se destaca claramente como el área anaranjada y rojiza en la imagen de la temperatura de la superficie del agua del mar (fig. 9). Es la mayor extensión de agua cálida del planeta, con temperaturas del agua regularmente superiores a 28° C. La región recibe casi 5 m de precipitación anual como parte de un intenso proceso convectivo que libera grandes cantidades de calor hacia la alta atmósfera y da lugar a nubes que retienen parte de la energía incidente pero que atrapan la energía saliente. El agua dulce de la lluvia que cae sobre la superficie del mar afecta la capacidad del océano para absorber y mezclar el calor, lo que, a su vez, influye en la transferencia de calor y humedad hacia la atmósfera. Las variaciones en la extensión y duración de este intenso intercambio de energía entre el embalse cálido y la atmósfera situada sobre él parecen inducir variaciones climáticas en la totalidad del Pacífico e incluso más lejos, notablemente *El Niño*. El experimento COARE,

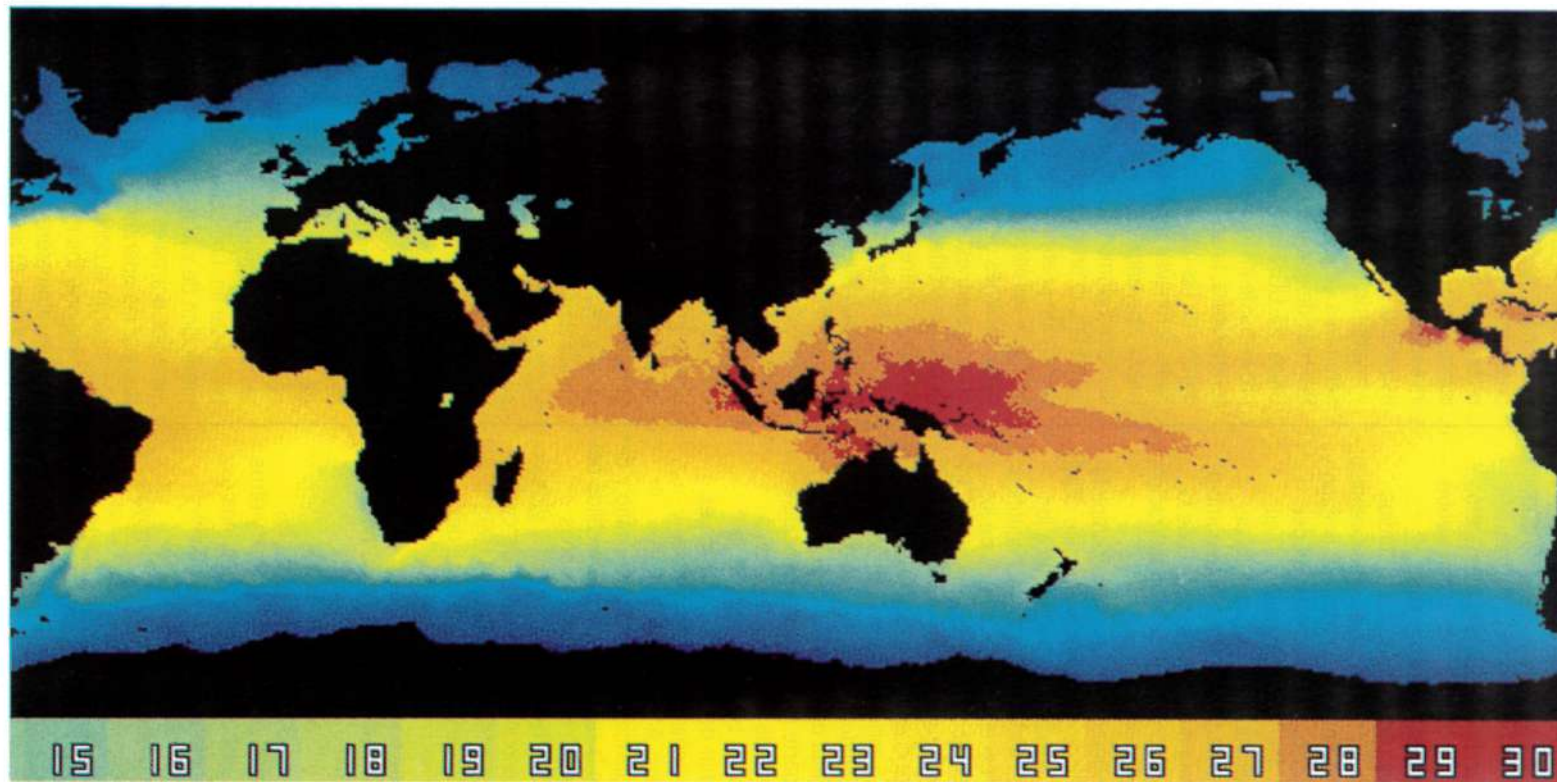


Figura 9 — Imagen, con el color realzado, de la temperatura media anual de la superficie del mar, mostrando el gran embalse cálido del océano Pacífico occidental, donde se celebrará el COARE. (Xiao Hai Yen, Victor Klemas y Dake Chen, © Unión Geofísica Americana, 1992)

que será el experimento más ambicioso de esta clase desde el Experimento GARP del Atlántico tropical (GATE) en 1974, consta de tres componentes: una dedicada a la atmósfera, otra al océano y la tercera a la interfaz entre estos dos sistemas. Dentro de cada componente hay cinco elementos: estudios piloto de temas tales como la mezcla oceánica; un período de vigilancia reforzada del océano y de la atmósfera que cubre la totalidad del embalse cálido del Pacífico occidental; un período de Observación Intensiva (POI) de cuatro meses, concentrado en el intercambio energético y en la mezcla en el centro de la región; un trabajo continuado de modelización; y una fase de análisis de datos.

COARE proporcionará una serie completa de datos científicos exactos del embalse cálido del Pacífico occidental que permitirán a los diseñadores de modelos climáticos cuantificar de modo más real diversos aspectos de los procesos de interacción océano-atmósfera. El experimento se concentrará en el intercambio de energía entre el océano y la atmósfera en un área de casi 7,5 millones de km². El dominio de COARE, extendiéndose en latitud desde 10°N a 10°S y en longitud desde 140°E a 180°, comprende la parte más cálida del embalse cálido, representada en rojo oscuro en la imagen mundial de la temperatura de la superficie del mar de la fig. 9. La región es principalmente océano abierto con islas y atolones aislados. A mediados de 1992 comenzó la vigilancia reforzada del océano y de la atmósfera de la región del embalse cálido del Pacífico occidental, utilizando estaciones meteorológicas terrestres, boyas fijas y globos y satélites meteorológicos. Durante los cuatro meses del POI, desde noviembre de 1992 hasta febrero de 1993, los científicos del COARE determinarán la forma en que la humedad, la cantidad de movimiento y el calor se intercambia entre el océano y la atmósfera con tiempo bueno o tormentoso. Los investigadores usarán, además de las estaciones de observación de superficie instaladas en islas y dotadas con radar y otros instrumentos capaces de obtener sondeos o perfiles atmosféricos, las plataformas de observación de la red de investigación atmosférica y oceanográfica: barcos, boyas, aeronaves, globos y satélites. Estas plataformas estarán provistas de medidores directos y teledetectores calibrados cuidadosamente para medir el intercambio de energía con exactitud.

El experimento de campo COARE, coordinado desde un centro de operaciones y comunicaciones en Townsville, Australia, requiere un auténtico esfuerzo de investigación internacional. Participarán directamente en la investigación de campo más de 700 científicos, estudiantes, especialistas técnicos o logísticos y miembros de las tripulaciones de los barcos y aeronaves de al menos 15 naciones. Durante el POI más de una docena de barcos de Australia, China, EE.UU. Francia y Japón botarán boyas provistas de instrumentos y medirán la temperatura, la salinidad y los procesos de mezcla en las capas superficiales del océano. Siete aeronaves de Australia, EE.UU. y el Reino Unido, operando desde Townsville y Honiara, en las islas Salomón, medirán la temperatura, la humedad, la precipitación y los procesos de mezcla de la atmósfera. Los datos de los barcos y aeronaves se combinarán con las observaciones de las plataformas especiales de observación, estaciones meteorológicas, globos y satélites operados por muchas naciones, entre ellas Alemania, Australia, China, Estados Federados de Micronesia, EE.UU., Federación Rusa, Filipinas, Francia, Indonesia, Islas Salomón, Japón, Nauru, Nueva Zelanda, Papúa-Nueva Guinea, Reino Unido, República de Corea y Taiwan.

Como ocurre con cualquier proyecto importante de campo en investigación oceanográfica, también con el COARE una de las partes más importantes del trabajo científico comienza después de que se termine la fase de recopilación de datos. Inmediatamente después del POI comenzarán el análisis y reanálisis de los datos COARE que permitan obtener conclusiones científicas acerca de las interacciones océano/atmósfera. La tarea de representar matemáticamente las conclusiones científicas en los modelos acoplados océano/atmósfera puede empezar rápidamente porque estudios pilotos de modelización realizados con anterioridad a los experimentos de campo han ayudado a definir el tipo de datos que deben recopilarse y las técnicas de observación y de medida adecuada para este fin. Los centros de análisis y predicción de varias naciones proporcionarán servicios normales y especiales al COARE durante las operaciones. Estos centros, a su vez, usarán el conjunto de los datos COARE para mejorar los modelos de interacción océano/atmósfera y las predicciones tropicales y mundiales. El análisis del conjunto de datos

COARE continuará durante muchos años. Sin embargo, debería conducir rápidamente a conocer y predecir a mejor las variaciones climáticas como *El Niño* y los posibles cambios climáticos futuros.

Conclusión

Uno de los mayores cambios de nuestro clima a corto plazo tiene lugar en las regiones tropicales, siendo más fuerte en la región del Pacífico, pero alcanzando también a otras áreas próximas. El TOGA ha desarrollado una gran red de observación en los océanos tropicales para vigilar las variaciones climáticas. Los fenómenos de interés, principalmente de origen natural, muestran fuertes interacciones entre la atmósfera y el océano. La experiencia adquirida al diseñar esta red y al intentar conocer las interacciones que originan las variaciones del clima serán valiosas para aquellos que tratan de observar y modelizar el efecto invernadero, de carácter más global. La base para predecir los cambios del clima, a cualquier escala de tiempo, son los modelos numéricos. La experiencia en modelos acoplados es limitada, ya que éstos se han desarrollado en años muy recientes. Ha habido y todavía hay muchas dificultades, pero el progreso ha sido rápido y hay buenas razones para creer que en los próximos años tendremos modelos acoplados de la circulación general capaces de modestas predicciones a plazo de un año e incluso más largo.

Reconocimientos

Este trabajo ha sido patrocinado en parte por el Consejo Nacional de Investigación del Medio Ambiente, a través de la donación GR3/7366 (Anderson). Los autores agradecen el apoyo de los Sres. D. Carlson y J. Marsh en la preparación de la sección sobre el COARE.

Referencias

BJERKNES, J., 1966: A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. *Tellus*, 18 820-829.

CANE, M. A., S. E. ZEBIAK and S. C. DOLAN 1986: Experimental forecasts of *El Niño*. *Nature*, 321, 827-832.

GLANTZ, M. H., R. W. KATZ and N. NICHOLLS, 1991: *Teleconnections linking worldwide climate anomalies*. Cambridge Univ. Press, 535 pp.

HAYES, S. P., L. J. MAGNUM, J. PICAUT, A. SUMI, K. TAKEUCHI, 1991: TOGA-TAO: a moored array for real time measurements in the tropical Pacific Ocean. *Bull. Amer. Met. Soc.*, 72, 339-347.

LATIF, M., 1992: *Report of the fifth meeting of the international TOGA Board*.

LORENZ, E. N., 1963: Deterministic non-periodic flow. *Jour. Atmos. Sci.*, 20, 130-141.

MCCREARY, J. P. and David L. T. ANDERSON, 1984: A simple model of *El Niño/Southern Oscillation* *Monthly Weather Rev.*, 112, 934-946.

MCCREARY, J. P., and David L. T. ANDERSON, 1990: An overview of coupled ocean-atmosphere model of *El Niño* and the Southern Oscillation. *Jour. Geophys. Res.*

NEELIN, D., M. LATIF et al., 1992: Tropical air-sea interaction in general circulation models. *Climate Dynamics*, 7, 73-104.

PHILANDER, S. G. H., 1990: *El Niño, La Niña and the Southern Oscillation*. Academic Press, 287 pp.

QUIROZ, R. S. 1983: The climate of the *El Niño* winter of 1982-83—A season of extraordinary climatic anomalies. *Monthly. Weather Rev.*, 111, 1685-1706.

RASMUSSEN, E., 1984: *El Niño: The ocean-atmosphere connection*. *Oceanus*, 27, 5-13.

RASMUSSEN, E. and T. H. CARPENTER, 1982: Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/*El Niño*. *Monthly Weather Rev.*, 110, 354-384.

ROPELEWSKI, C. F. and M. S. HALPERT, 1987: Global and regional scale precipitation patterns associated with the *El Niño/Southern Oscillation*. *Monthly Weather Rev.*, 115, 1606-1626.

SCHOFF, P. S. and M. J. SUAREZ, 1988: Vacillations in a coupled ocean-atmosphere model. *Jour. Atmos. Sci.*, 45, 549-566.

TRENBERTH, K. and D. J. SHEA, 1987: On the evolution of the Southern Oscillation. *Monthly Weather Rev.*, 115, 3078-3096.
