



**Institut de recherche  
pour le développement**

213, rue La Fayette  
F - 75480 Paris cedex 10  
TÉL.: 33 (0)1 48 03 77 77  
FAX : 33 (0)1 48 03 08 29  
WEB : www.ird.fr

Whymper 442 y Coruña  
Apdo postal 17 . 12 . 857  
Quito - ECUADOR  
TÉL.: 593 (0)2 25 04 856  
FAX : 593 (0)2 25 04 020

# ESTRATIGRAFÍA

## PRINCIPIOS Y MÉTODOS DE

**DATACIÓN :**

**BIOESTRATIGRAFÍA  
RADIOCRONOLOGÍA**

**CORRELACIÓN :**

**LITIOESTRATIGRAFÍA  
QUIMIOESTRATIGRAFÍA  
ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL**

**EVALUACIÓN**

**DE LA DURACIÓN : CICLOESTRATIGRAFÍA  
MAGNETOESTRATIGRAFÍA**

*Curso para la  
Facultad de Geología  
Escuela Politécnica Nacional, Quito*

*Etienne Jaillard, IRD*

*Enero de 2002*

# ÍNDICE

<b>A. INTRODUCCIÓN</b>			
I. ESTRATIGRAFÍA Y ESTRATÍGRAFOS			p. 3
II. EL TIEMPO EN LA GEOLOGÍA			p. 3
III. MÉTODOS DE LA ESTRATIGRAFÍA			p. 3
1. Datar	2. Correlacionar	3. Evaluar duraciones	
<b>B. BIOESTRATIGRAFÍA</b>			p. 5
I. FÓSILES Y EVOLUCIÓN			p. 5
1. Especies y especiación	2. Evolución y bioestratigrafía		
II. BIOZONAS			p. 7
1. Definiciones	2. Precisión y fiabilidad		
III. FÓSILES Y FACTORES EXTERNOS			p. 8
1. Paleoecología	2. Paleobiogeografía		
<b>C. RADIOCRONOLOGÍA</b>			p. 8
I. BASES DE LA RADIOCRONOLOGÍA			p. 8
1. La desintegración	2. Procesos de desintegración		
II. MÉTODOS DE LA RADIOCRONOLOGÍA			p. 9
1. Rocas antiguas	2. Objetos recientes	3. Trazas de fisión	
III. FIABILIDAD Y APLICACIONES			p. 11
1. Fiabilidad	2. Aplicaciones		
<b>D. LITOESTRATIGRAFÍA</b>			p. 12
I. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS			p. 12
1. Estratótipo	2. Unidades litoestratigráficas		
II. CONTACTOS ENTRE UNIDADES LITOLÓGICAS			p. 12
1. Contactos estratigráficos	2. Sucesiones verticales y laterales		
III. CRONOLOGÍA RELATIVA			p. 13
1. Principio de superposición	2. Principio de corte	3. Principio de inclusión	
IV. ESTABLECIMIENTO DE SERIES LITOESTRATIGRÁFICAS			p. 14
1. Correlación por continuidad	2. Otras correlaciones	3. Series sintéticas	
V. EVENTOS Y NIVELES GUÍAS			p. 15
1. Eventos sedimentarios	2. Otros tipos de eventos		
<b>E. QUIMIOESTRATIGRAFÍA</b>			p. 16
I. GENERALIDADES			p. 16
1. Química y diagénesis	2. Isótopos estables		
II. ISÓTOPOS DEL OXÍGENO			p. 16
1. Uso de los isótopos del O.	2. Paleogeografía	3. Paleotemperaturas	
III. ISÓTOPOS DEL CARBONO			p. 18
1. Introducción	2. Variaciones del $\delta^{13}\text{C}$		
IV. CARBONATO DE CALCIO EN LOS SEDIMENTOS PELÁGICOS			p. 19
V. ELEMENTOS TRAZAS EN LOS CARBONATOS			p. 19
1. Sr y Mg en las plataformas	2. Sr en los océanos	3. Mg en los océanos	4. $\delta^{14}\text{S}$
VI. CONCLUSIONES			p. 21
<b>F. ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL</b>			p. 22
I. EUSTATISMO Y ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL			p. 22
II. CORRELACIONES POR ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL			p. 22
<b>G. CICLOESTRATIGRAFÍA</b>			p. 23
I. CICLOS ASTRONÓMICOS			p. 23
1. Ciclos breves	2. Ciclos de Milankovich		
II. RITMOS BIOLÓGICOS			p. 23
1. Estrias de crecimiento	2. Dendrocronología		
III. RITMOS DE ORIGEN ASTRONÓMICO			p. 24
1. Ritmos estacionales	2. Ritmos climáticos		
<b>H. MAGNETOESTRATIGRAFÍA</b>			p. 25
I. GEOMAGNETISMO			p. 25
1. El geomagnetismo actual	2. Variación del geomagnetismo	3. Magnetismo de las rocas	
II. PALEOMAGNETISMO			p. 26
1. Medidas del magnetismo	2. Escala magnetoestratigráfica	3. Otras aplicaciones	
<b>Carta de los tiempos Meso-Cenozoicos</b>			p. 28

# ESTRATIGRAFÍA

## A. INTRODUCCIÓN

### I. ESTRATIGRAFÍA Y ESTRATÍGRAFOS

Al inicio, la estratigrafía era la descripción de los estratos, es decir de los terrenos de la corteza terrestre. Esta noción incluyó rápido la descripción de los fósiles contenidos en los estratos, que permitían atribuirles una edad relativa. Ahora, las metas del estratígrafo son ordenar en el tiempo y el espacio los estratos y los eventos que reflejan, y estimar la velocidad de los procesos.

El estratígrafo trata de establecer (1) la edad, naturaleza, geometría y extensión de los estratos, es decir reconstruir, por cada época, la geografía de los depósitos (paleogeografía); (2) la edad, naturaleza y significado de los eventos que registraron los sedimentos, o sea, entender los procesos de su formación, su condición y ambiente de depósito (sedimentología); y (3) un marco cronológico y la historia de la corteza terrestre (geología histórica), lo que implica que entienda e integre los datos brindados por los otros campos de las ciencias de la Tierra.

Por lo tanto, el campo del "estratígrafo" se amplió a medida de los progresos del conocimiento, para volverse una ciencia de síntesis. En el mismo tiempo que el hombre se dió cuenta de que sus carros o la luz de sus casas influyen sobre el ambiente del planeta -o que el vuelo de una mariposa en el Senegal puede causar un sismo en Japón (teoría del caos)-, el geólogo realizó que en la superficie del planeta, los fenómenos interactúan entre sí, y dependen a menudo de factores externos (ciclos astronómicos, tectónica global, geodinámica interna, ...).

Tal es así, que entender el significado de los sedimentos, que constituyen el registro más común y fiel del Fanerozoico, requiere nociones bien integradas de varios campos de las ciencias naturales, biológicas, físicas y químicas. Sin embargo, la estratigrafía queda fundamentalmente una ciencia del tiempo.

## II. EL TIEMPO EN LA GEOLOGÍA

Porque pertenece a nuestro cotidiano, la noción de tiempo es compleja y subjetiva. Muchas culturas antiguas y ricas, o aun modernas, construyeron representaciones cíclicas del tiempo y por lo tanto de la vida, como son la rueda de la vida en India, la metempsicosis de filosofías orientales, la muerte y el renacimiento en otro mundo de muchas religiones, los ritmos estacionales de las tradiciones campesinas, o aun la teoría del *Big Bang*, que quizás se volvió tan rápido popular porque preveía un *Big Crunch*, que permitía empezar otra vez la evolución del universo.

Un aporte fundamental a la humanidad de las ciencias de la Tierra (estratigrafía y luego geo- y astrofísica) es haber demostrado que el tiempo no es cíclico sino lineal. El tiempo corre de manera continua e irreversible, es independiente de eventos o influencias exteriores, y se lo puede representar por una línea orientada, una flecha.

Por otro lado, el tiempo del geólogo incluye al menos cuatro nociones básicas (Fig. 1).

- la **sucesión** permite ordenar relativamente objetos o eventos a lo largo de la flecha del tiempo, sin que sus ubicaciones sean necesariamente precisas.

- la **edad** representa un punto ubicado lo largo de la flecha del tiempo, con su respectivo segmento de incertidumbre. Esta noción requiere que se haya establecido escalas de tiempo.

- la **simultaneidad** caracteriza eventos coetáneos dentro de sus incertidumbres, y que lleva a correlaciones. Esta noción requiere escalas de tiempo comparables, o sea correlacionables.

- la **duración** puede ser representada sobre la flecha tiempo por un tramo ubicado entre dos puntos datados. La incertidumbre de una duración pues suma las de los dos puntos que la limitan.

## III. MÉTODOS DE LA ESTRATIGRAFÍA

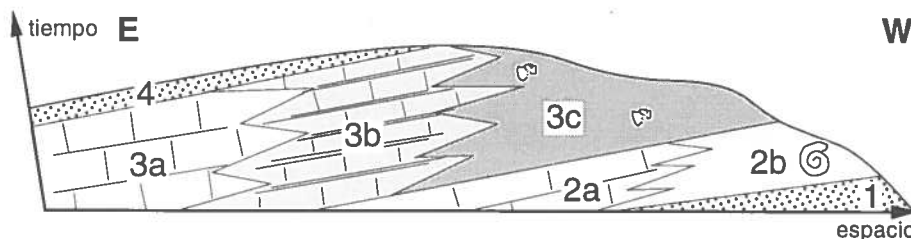


Fig. 1 : Ilustración de los diferentes aspectos del tiempo en geología.

**Sucesión** : 3 es más antiguo que 2, y es más reciente que 4, etc.

**Edad** : 2 y 3 siendo fosilíferos, pueden ser datados.

**Simultaneidad** : 3a, 3b y 3c son coetáneos (variación lateral de facies).

**Duración** : Los depósitos 2 parecen representar una duración menor que los depósitos 3.

W

Es importante analizar el problema planteado para escoger las herramientas adaptadas a su solución, y conocer los límites de las últimas para interpretar las indicaciones que brindan.

### 1. Datar

Datar un objeto o evento geológico es la base de la estratigrafía.

Los métodos de datación son basados sobre **fenómenos continuos e irreversibles, solo controlados por el tiempo**, o sea sobre una variable que sea solo función del tiempo físico, de manera que un estado "e" de la variable corresponde a un solo instante "t" del tiempo (Fig. 2). Pocos métodos responden a esta exigencia.

- los varios métodos de la *radiocronología* están basados sobre la desintegración de átomos padres en átomos hijos. La velocidad del fenómeno es precisamente conocida (ley de desintegración, 2a Fig. 2).

- la *evolución biológica* representa un fenómeno continuo e irreversible, pero su velocidad es variable y desconocida y está influida por condiciones externas (biológicas, ambientales, 2d Fig. 2).

- el método del "*reloj genético*" reposa sobre la hipótesis de una tasa continua y conocida de las mutaciones genéticas (2b Fig. 2). Solo es aplicable a seres vivos y a períodos cercanos (orígenes del hombre, ...) y su precisión es todavía debatida.

## 2. Correlacionar

Correlacionar es el único método para comparar evoluciones, o proponer hipótesis sobre la edad de capas o eventos no datados (Fig. 3).

Los métodos de correlación están basados sobre una **simultaneidad comprobada**, o sobre la **semejanza de sucesiones** de objetos o eventos. Las correlaciones pueden ser más o menos precisas.

- Correlaciones por simultaneidad pueden ser perfectas (objetos precisamente datados : picos geoquímicos, tobas, máximos de inundación,...), parciales (duraciones desiguales o escalonadas).

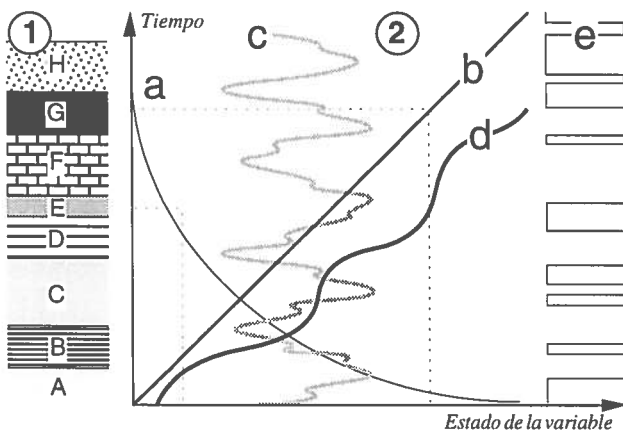


Fig. 2 : Representación de diversos métodos de datación.

1 : Sucesión relativa de unidades de tiempo de duración variable e imprecisa.

2 : Variables evolucionando en función del tiempo.

- variables ligadas de manera irreversible al tiempo : a (radiometría por ejemplo) y b.

- variables que dependen de factores externos : c (quimioestratigrafía) y d (evolución biológica).

- variable que presenta solo dos estados : e (paleomagnetismo).

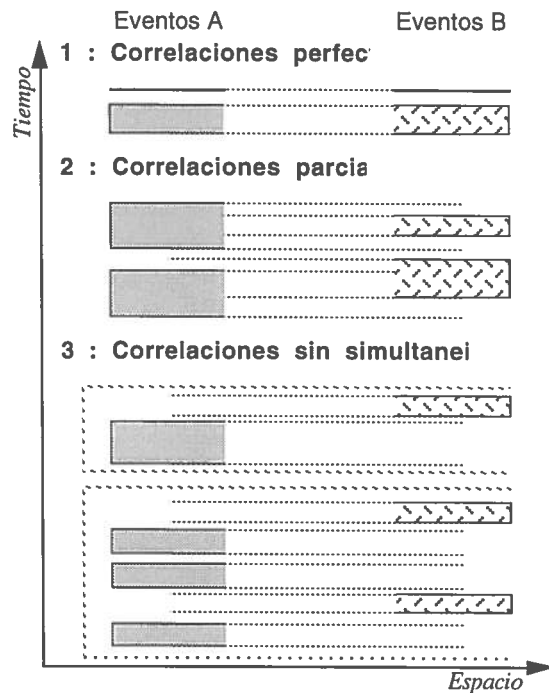


Fig. 3 : Significaciones posibles de una correlación estratigráfica.

- Se puede correlacionar objetos o eventos imprecisamente datados. En tal caso, las incertidumbres pueden traslaparse perfecta- o parcialmente (Fig. 3).

- Correlaciones entre secuencias semejantes de eventos tienen que ser consideradas solo como hipótesis de trabajo, a menos que dataciones soporten las correlaciones (combinación de criterios de semejanza y simultaneidad), o que incluyan niveles guías.

## 3. Evaluar una duración

Determinar la duración de un evento es la única manera de determinar la velocidad del proceso que lo provocó (tasa de sedimentación, de subsidencia, de levantamiento, ...).

Estimar una duración necesita tener **numerosos datos cronológicos**, o establecer **correlaciones fiables con fenómenos continuos y bien datados**.

La primera condición se encuentra realizada en ciertos pozos o mediante estudios específicos. La segunda es una aplicación provechosa de la escala paleo-magnética (2e Fig. 2), y puede ser encontrada en los sedimentos cíclicos (varvas lacustres,...).

En conclusión, en lo que sigue, examinaremos sucesivamente herramientas que permiten :

Datar : bioestratigrafía, radiocronología,

Correlacionar : litoestratigrafía, quimioestratigrafía, estratigrafía secuencial (tratada en detalle en otra parte),

Estimar duraciones y velocidades : cicloestratigrafía, magnetoestratigrafía.

## B. BIO-ESTRATIGRAFÍA

La bioestratigrafía es la caracterización de estratos por su contenido biológico (fósiles, trazas), principalmente para datarlas.

La comprensión del significado de los fósiles y de su implicancia sobre el terreno que los contiene aparece en Francia en el siglo XVIII. En 1815, se efectuaron correlaciones entre las cuencas sedimentarias de París (A. Brongniart) y Londres (W. Smith) mediante fósiles.

Al estudiar fósiles de Francia, y también de América del Sur (tenía una mina en Bolivia), D'Orbigny (1802-1857) observó que los fósiles se sucedían, y que ocurrían renovaciones de faunas por desaparición y aparición. Esto le llevó a establecer 27 pisos estratigráficos, creando así la primera escala (relativa) de tiempo y la bio-estratigrafía.

En el siglo XIX, el éxito del método bio-estratigráfico llevó los estratígrafos a describir miles de fósiles con el fin de datar los estratos, pero sin estudiar los aspectos paleo-biológicos o las modalidades de la evolución. Sin embargo, Darwin publicó en 1859 su teoría de la evolución de las especies.

### I. FÓSILES Y EVOLUCIÓN

#### 1. Especies y especiación

##### A. Definición de una especie

Para los biólogos, una especie es "un grupo de poblaciones, real- o potencialmente interfecundas y separado de los otros grupos, del punto de vista de su reproducción". Esta definición solo es aplicable sin problemas para organismos con reproducción sexual y fecundación cruzada (que implica a 2 partenarios).

Una consecuencia importante es que los individuos de una misma especie son muy semejantes, ya que el aislamiento y la reproducción sexual homogenizan el patrimonio genético. El paleontólogo solo puede utilizar este criterio de semejanza, y solo de manera parcial (ausencia de caracteres internos, de color, ...). Además, la semejanza entre individuos de la misma especie tiene que ser matizada, debido a fenómenos particulares.

- el polimorfismo se aplica a individuos interfecundos que difieren morfológicamente (dimorfismo sexual, por ejemplo).

- el politipismo se caracteriza por la aparición de caracteres distintos, generalmente debido al aislamiento geográfico, que pueden llevar a la aparición de sub-especies, o aun de especies nuevas.

- las especies gemelas son especies distintas, pero que se parecen tanto que se les puede confundir.

##### B. La especiación

La especiación (individualización de una especie nueva) generalmente necesita el aislamiento de ciertas poblaciones.

- El aislamiento geográfico puede resultar de la formación de barreras naturales, o de la adaptación a cambios ecológicos locales, y afecta más especialmente a las especies terrestres o bentónicas. Poblaciones aisladas pueden evolucionar por mutaciones genéticas y selección natural, hasta diferenciarse en especies nuevas. Sin embargo, esta diferenciación no siempre está asociada con cambios inmediatos en la morfología externa.

- El aislamiento puede ser también fisiológico o etológico (de comportamiento). Resulta generalmente de una mutación genética (genotípica) sin cambio morfológico (fenotípico) y sus resultados son los mismos como del aislamiento geográfico.

### 2. Evolución y bio-estratigrafía

La evolución de los seres vivos es un fenómeno continuo e irreversible con el transcurso del tiempo, es decir que tiene las propiedades para constituir una escala cronológica. La evolución actúa por crisis biológicas más o menos importantes, o por modificaciones menores más o menos progresivas.

#### A. Crisis biológicas

Renovaciones drásticas de las faunas fósiles por extinciones y diversificaciones subsecuentes fueron utilizadas desde hace tiempo para establecer los límites de eras o pisos. Tales extinciones masivas están conocidas en los topes del Devónico, Pérmico, Triásico y Cretácico, y generalmente coinciden con regresiones marinas mayores. Al inducir una reducción drástica de los biótupos marinos someros, las regresiones aumentan la competición entre especies y la eliminación de los grupos menos adaptados a las nuevas condiciones, y favorecen el aislamiento geográfico y la especiación.

#### B. Modificaciones biológicas menores

El estudio de cambios morfológicos discretos plantea problemas de determinación paleontológica y de procesos evolutivos.

El diacronismo aparente de la aparición de especies según los lugares fue a menudo atribuido al tiempo necesario para que la nueva especie migre de su lugar de nacimiento hacia otras áreas. Sin embargo, a la escala geológica, el tiempo necesario para tales migraciones parece despreciable, excepto a la escala del Cuaternario. Sin embargo, se demostraron casos de migraciones a escala de géneros, las especies hijas siendo cada vez más difundidas que las especies madres.

El modelo de mutación brutal (saltación, Fig. 4) no parece ser realista. Sin embargo, el proceso evolutivo progresivo parece incompatible con la definición de especies distintas y de escalas relativas de tiempo basadas sobre criterios no ambiguos y correlacionables. Actualmente, dos modelos intentan

explicar la evolución.

\* El *gradualismo filético* admite dos procesos.

- El *anagénesis* es la transformación progresiva y más o menos rápida de una especie con el transcurso del tiempo. En este caso se define convencionalmente una nueva especie cuando esta difiere suficientemente de la especie inicial como para distinguirlas sin ambigüedad. La existencia de hiatos en el sedimento o en la sucesión de muestras implica que el fenómeno de anagénesis es escondido, y que las formas sucesivas sean determinadas como especies o sub-especies distintas y sucesivas (Fig. 4).

- La *cladogénesis* consiste en la división de un linaje en dos o más ramas divergentes (Fig. 4). A pesar de que muy raramente se observa (las poblaciones nuevas son reducidas, y a menudo aisladas entre sí), este tipo de diversificación es precioso en bio-estratigrafía, ya que es rápido.

- El *modelo de los equilibrios puntuados* fue propuesto por autores quienes notaron que las especies mantienen caracteres estables durante períodos más o menos largos, separados por períodos de diferenciación rápida (Fig. 4). La época de especiación correspondería a situaciones de aislamiento geográfico favorecido por regresiones marinas, mientras que la difusión de la especie nueva coincidiría con transgresiones. Notemos que en este modelo, la aparición de una especie nueva es diacrónica, ya que implica su migración y difusión desde un área aislada.

Cada vez más autores opinan que el gradualismo y los equilibrios puntuados ocurrieron en los tiempos

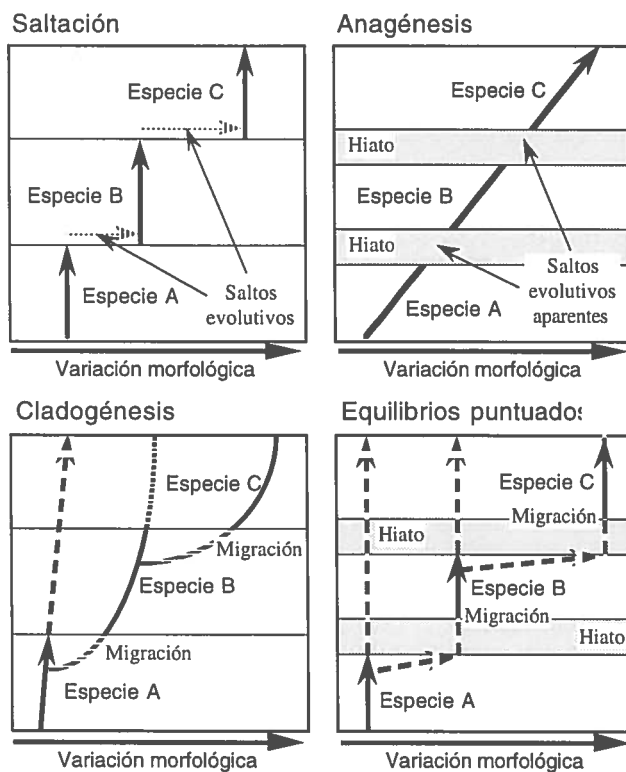


Fig. 4 : Comparación esquemática de 4 modelos clásicos de especiación. Las líneas discontinuas indican que la especie no existe en el afloramiento estudiado.

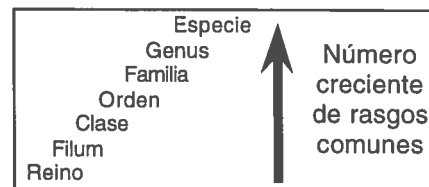


Fig. 5 : Sistema taxonómico para clasificar los organismos.

pos geológicos.

### C. Determinación de los fósiles

La clasificación taxonómica está basada sobre la semejanza morfológica, que supuestamente refleja el parentesco genético o evolutivo. La clasificación utilizada tanto en biología como en paleontología es la propuesta por Linné en 1735 (Fig. 5).

- El *método tipológico* consiste en la comparación de la muestra estudiada con un ejemplar típico, considerado representativo de la especie. El ejemplar de referencia de una especie se llama **holotipo** si es el que sirvió para su definición inicial; **paratipo** si fue designado posteriormente para precisar aspectos no expresados por el holotipo; **lectotipo** si fue definido posteriormente por falta de holotipo conveniente; y **neotipo** si el holotipo desapareció o fue demostrado obsoleto.

Sin embargo, pequeñas variaciones entre las dos muestras llevaron a la creación de numerosas especies nuevas, sin tener en cuenta la posibilidad de evoluciones progresivas, de adaptaciones al medio ambiente, o del polimorfismo o politipismo.

- Los *métodos estadísticos* consisten en estudiar los caracteres morfológicos no de una muestra, sino de una población de muestras de misma edad, lo que permite estimar su variabilidad y ubicar la población en la tendencia evolutiva de una descendencia. Este método evita el carácter artificial de la definición de las bio-zonas, ya que solo determina un grado de evolución de la descendencia.

### E. Noción de "fósil diagnóstico"

Para ser diagnósticas (Fig. 6) las especies fósiles deben (1) tener una extensión temporal (*range*) reducida, que permite asignar una edad precisa a la capa (incertidumbre débil), (2) tener una repartición geográfica extensa, es decir tener una buena tolerancia con respecto al medio ambiente, lo que permite correlaciones, y (3) ser abundantes, es decir frecuentes en su época, y fácilmente fosilizadas.

La mayoría de los grupos fósiles que se adaptan a variaciones del ambiente tienen una evolución lenta, y por lo tanto son poco diagnósticos, ya que las especies tienen una duración larga. Sin embargo, fósiles especializados pueden presentar evoluciones rápidas y constituir herramientas preciosas de datación (rudistos) o correlación (ostrácodos, carofitas).

Por fin, notemos que ciertos micro- o nanofósiles, a pesar de que su significado biológico queda muy enigmático, constituyen fósiles diagnós-

EDAC		GRUPOS DE MACROFÓSILES DIAGNÓSTIC						
MESOZOICO CENOZO	Cuaternario							
	Terciario							
	Cretácico							
MESOZOICO PALEOZOICO	Jurásico							
	Triásico							
	Pérmico							
PALEOZOICO	Carbonífero							
	Devónico							
	Silúrico							
	Ordovícico							
	Cámbrico							
PRECAMBRICO								

Fig. 6 : Grupos de macro-invertebrados marinos importantes para la zonación bioestratigráfica.

Los rectángulos blancos y negros indican la extensión del grupo y la época en que son más diagnósticos, respectivamente.

... a veces muy importantes (acritarches, conodontos, quitinozoarios, ...).

## II. BIOZONACIONES

### 1. Definiciones

La unidad bioestratigráfica fundamental es la **biozona** (o zona). La biozona es una unidad individualizada por características paleontológicas diferentes de las unidades vecinas. El establecimiento de una biozona requiere un contenido fosilífero significativo, determinaciones correctas, y análisis del medio, de las condensaciones o de retrabajamientos. Existen 4 tipos de biozonas (Fig. 7).

**A. Zona de asociación** (assemblage zone). Es un conjunto de capas cuyo contenido fosilífero primario constituye, en conjunto, una asociación que lo diferencia de las capas contiguas.

**B. Zona de extensión** (range zone). Una zona de extensión (o de distribución) es un conjunto de capas que corresponde a la extensión total de ocurrencia de un fósil escogido.

La zona de extensión *de un taxon* es el conjunto de capa que corresponde a la extensión total o parcial de los representantes de un taxon.

Una zona de *coexistencia* (concurrent range zone) es la intersección entre de las zonas de extensión de dos o más taxones (Fig. 7).

**C. Zona de abundancia** (acme zone). Una zona de abundancia es un conjunto de capas que corresponde al desarrollo máximo de un taxon, pero no a su extensión total.

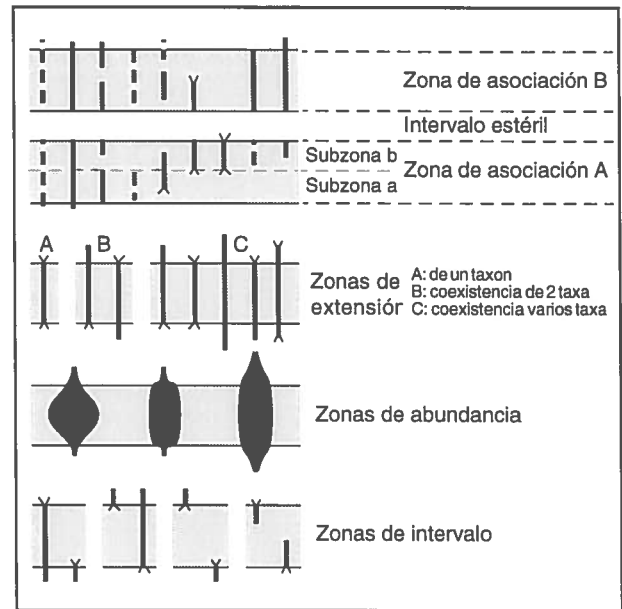


Fig. 7 : Diferentes tipos de biozonas. Los v indican las primeras o últimas ocurrencias de los taxones.

**D. Zona d intervalo** (interval zone). Es el intervalo comprendido entre dos biozonas bien definidas. Esta generalmente identificada por el nombre de una especie frecuente (Fig. 7). Está frecuentemente utilizada para correlaciones.

### 2. Precisión y fiabilidad de las biozonas

La biozona es la herramienta más utilizada por el estratígrafo. Pero su identificación a veces es difícil.

#### A. Problemas metodológicos

La calidad de los datos micropaleontológicos a menudo depende de las técnicas de preparación de las muestras, especialmente en rocas duras, silíceas o levemente metamorfozadas.

Retrajamientos ocurren generalmente durante la sedimentación, pero pueden también ocurrir debido a erosiones posteriores. Mezclas de fauna o muestras erosionadas o rotas, deben hacer sospechar la posibilidad de retrabajamientos. La edad de una fauna retrabajada es más antigua que la de la capa.

Las determinaciones paleontológicas a veces son inciertas o subjetivas, debido a que ciertos especímenes presentan formas intermedias entre morfotipos característicos y bien identificables. Además la semejanza, criterio mayoritariamente utilizado en paleontología, no siempre corresponde a una identidad genética (especies gemelas, convergencia morfológica).

Por otro lado, los límites de biozonas pueden variar en función de la modificación de los criterios de determinación de su especie guía, o de nuevas descubiertas que modifican la extensión conocida de la dicha especie.

La precisión de edad (resolución) de las biozonas depende de los grupos fósiles utilizados, del área (que puede ser muy bien o poco conocida), y de la

Grupo fósil	Época	Área	Precisión (media, Ma)
Foraminíferos planctónicos	Neógeno	Tropical	1,2
		Subtropical	1,7
	Paleógeno	Tropical	1,7
		Templado	3,0
Cretácico	Tropical	2,5	
	Templado	4,0	
Nanofósiles	Neógeno		1,1 - 1,3
	Paleógeno		1,3 - 1,6
	Cretácico		3,0
Radiolarios	Terciario		1,9 - 2,0
	Cretácico		≈ 10
Dinoflagelados	Terciario	Indiferenciada	5,7
	Neógeno	Mar del Norte	3,3
	Paleógeno	Mar del Norte	1,1

Fig. 8 : Ejemplos de resolución de las zonas en base a varios grupos de microfósiles

época (Fig. 8). Las zonas mesozoicas de amonites duran 0,5 a 1 Ma en promedio (200.000 años en el Jurásico inferior europeo), las de foraminíferos planctónicos varían entre 1 y 4 Ma, las de los amonideos devónicos duran 1 Ma, y las de los graptolitos ordovícico-silúricos un promedio de 5 Ma.

#### B. Problemas ambientales

El desarrollo de los organismos planctónicos está sometido a variaciones climáticas. En caso de cambio climático lento, especies guías pueden migrar para mantenerse en condiciones favorables, induciendo un diacronismo en las biozonas.

Por otro lado, es a veces difícil correlacionar biozonas definidas en áreas con climas diferentes, ya que los fósiles difieren. Ciertos fósiles se desarrollan en función del medio ambiente (salinidad, temperatura, energía, profundidad, ...). Biozonas definidas en base a estos organismos (caso de biozonas de asociación) pueden llevar a definir ecozonas, más que zonas con valor cronológico.

Aislamientos geográficos, a veces reforzados por condiciones ambientales o climáticas llevan a la formación de provincias biológicas con faunas distintas. Correlacionar biozonas (de extensión, especialmente) entre provincias puede resultar difícil.

### III. FÓSILES Y FACTORES EXTERNOS

#### 1. Paleoecología

El desarrollo de los organismos depende de los factores ambientales, lo que puede debilitar su valor crono-estratigráfico (véase más arriba). Sin embargo, el conocimiento del modo de vivir de los organismos fósiles (paleoecología), y la identificación de las asociaciones que constituyen (biofacies) brindan preciosas informaciones sobre el medio de deposición del sedimento que los contiene.

En cuencas caracterizadas por ambientes particulares (anoxia, medios continentales, hipersalinidad,

...), se puede definir biozonaciones locales en base a las faunas o floras disponibles. Tales biozonaciones son muy preciosas a escala regional, pero es muy difícil correlacionarlas en tiempo con otras áreas.

#### 2. Paleobiogeografía

La combinación de factores climáticos y ecológicos que ejercen una «presión adaptativa» sobre los organismos, y de factores geográficos que pueden llevar al aislamiento reproductivo de poblaciones, explica que se formaron provincias biológicas caracterizadas por asociaciones típicas de organismos y por la ausencia de especies frecuentes en otras áreas. Tales observaciones llevaron Wegener a proponer al inicio del siglo la teoría de la «deriva de los continentes», que fue confirmada en los años 60-70, pero con otros mecanismos («tectónica de placa»).

El provincialismo de los organismos fósiles es conocido desde el inicio de los tiempos fosilíferos. Estas distribuciones están controladas por la tectónica de las placas que controla la posición geográfica y climática de las masas continentales y las circulaciones oceánicas.

Al revés, particularidades faunísticas observadas en unidades tectónicas, pueden contribuir a demostrar que constituyen terrenos o bloques desplazados o alóctonos (exóticos). Por otro lado, la ocurrencia en zonas cercanas de faunas muy distintas puede indicar que fueron separadas por barreras paleogeográficas, como relieves, paleocirculaciones, o zonas con ambientes muy restringidos.

### C. RADIO-CRONOLOGÍA

Desde hace mucho tiempo, los hombres intentaron evaluar la fecha del inicio del mundo. Al inicio del siglo XIX, sumando las edades de los personajes bíblicos, un obispo calculó que Dios terminó la creación del mundo el 29 de octubre de 4004 antes Cristo, a las 9 de la mañana. Desde entonces,

El descubrimiento de las leyes de la radio-actividad (Rutherford 1900) permitió elaborar una herramienta para datar de manera "absoluta" las rocas, y por tanto las planetas y el universo.

#### I. BASES DE LA RADIO-CRONOLOGÍA

La radiocronología (o cronología isotópica) está basada sobre la existencia de isótopos. Isótopos poseen el mismo número de protones (y por tanto de electrones) que el átomo, pero difieren en el número de neutrones, y por lo tanto en su masa atómica (Fig. 9). Ciertos isótopos son estables ( $^{18}\text{O}$ ,  $^{34}\text{S}$ , ...), mientras que otros se desintegran a elementos radiogénicos.



Desintegración	Periodo	$\lambda$ (1/a)
$^{147}\text{Sm} \rightarrow ^{143}\text{Nd} + \alpha$	$1,06 \cdot 10^{11}$	$6,54 \cdot 10^{-12}$
$^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr} + \beta$	$4,88 \cdot 10^{10}$	$1,42 \cdot 10^{-11}$
$^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb} + 6\alpha$	$1,40 \cdot 10^{10}$	$4,95 \cdot 10^{-11}$
$^{40}\text{K} \rightarrow ^{40}\text{Ar} + \lambda$	$1,25 \cdot 10^9$	$5,55 \cdot 10^{-11}$
$^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb} + 8\alpha$	$4,47 \cdot 10^9$	$1,55 \cdot 10^{-10}$
$^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb} + 7\alpha$	$7,04 \cdot 10^8$	$9,85 \cdot 10^{-10}$
$^{234}\text{U} \rightarrow ^{230}\text{Th} + \alpha$	250 000	
$^{14}\text{C} \rightarrow ^{14}\text{N} + \beta$	5 568	$1,245 \cdot 10^{-4}$
$^3\text{T} \rightarrow ^2\text{H} + \alpha$	12,26	

Fig. 9 : Principales procesos de desintegración utilizados en radiocronología.

cos, de manera irreversible con el tiempo, según una ley de desintegración bien establecida. Por lo tanto, constituyen geocronómetros teóricamente ideales.

### 1. La desintegración

Un elemento naturalmente radioactivo (P, isótopo radioactivo de un elemento estable) atrapado en un mineral se desintegra progresivamente con el tiempo, dando nacimiento a un isótopo hijo (H). La cantidad relativa de H aumenta con el tiempo. El período T de un elemento radioactivo padre (P) corresponde al tiempo necesario para que la mitad de P sea desintegrada. La constante de desintegración  $\lambda$  de P es un coeficiente de proporcionalidad de desintegración en función del tiempo.

La relación de la desintegración con el tiempo puede ser descrita por la ley :

$$dP / dt = - \lambda \cdot P \quad (1)$$

La cantidad de átomos P desintegrados en un tiempo dt es proporcional a la cantidad inicial de átomos P. Sin embargo, ya que son cada vez menos átomos P para desintegrarse, la creación de átomos H decrece con el tiempo (Fig. 10), lo que está expresado por la integración de (1) :

$$t = 1/\lambda \cdot \log_n [ 1 + H/P ] \quad (2)$$

donde H y P son respectivamente el número de átomos hijos creados, y el número de átomos padres que quedan, después del tiempo t.

### 2. Procesos de desintegración

La desintegración de un átomo P ocurre :

- sea por emisión de una partícula  $\alpha$  (núcleo de He = 2 protones + 2 neutrones); en este caso, H tiene

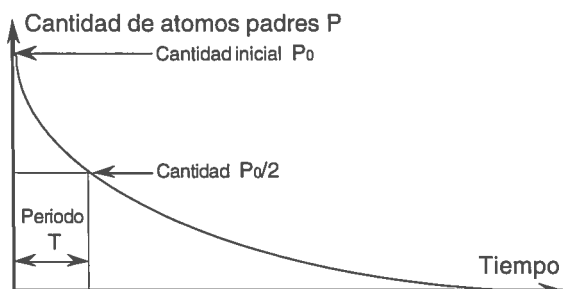


Fig. 10 : Curva de desintegración y definición del período T de un elemento radioactivo.

una masa atómica disminuida de 4 con respecto a la de P (Fig. 9).

- sea por emisión de una partícula  $\beta$  (electrón negativo); en este caso la masa atómica no cambia.

- sea por captura de una partícula  $\beta$ .

En el caso del potasio :

$^{40}_{19}\text{K} + e \rightarrow ^{40}_{18}\text{Ar}$ , la energía adquirida induce la emisión de un electrón, lo que cambia la naturaleza del átomo :



En todo caso, el núcleo excitado emite un rayo electro-magnético de alta energía ( $\gamma$ ).

## II. MÉTODOS DE LA RADIOCRONOLOGÍA

### 1. Rocas antiguas

Se necesita medir, por espectrometría de masa, la cantidad de isótopos en la roca total, o en minerales ricos en elementos radioactivos (zircón, monacita, apatita para U/Pb; mica, feldespato, ... para Rb/Sr, K/Ar o K/K). Así se determina la relación H/P de la ecuación (2)

Este método supone que el elemento H no es radioactivo (ejemplo :  $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ ,  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ , Rb/Sr, K/Ar).

En el método Rb/Sr, se puede medir las relaciones  $^{87}\text{Sr}_t / ^{86}\text{Sr}$  y  $^{87}\text{Rb}_t / ^{86}\text{Sr}$ , donde :

$^{87}\text{Rb}_t$  representa P al tiempo t,

$^{87}\text{Sr}_t$  representa H al tiempo t,

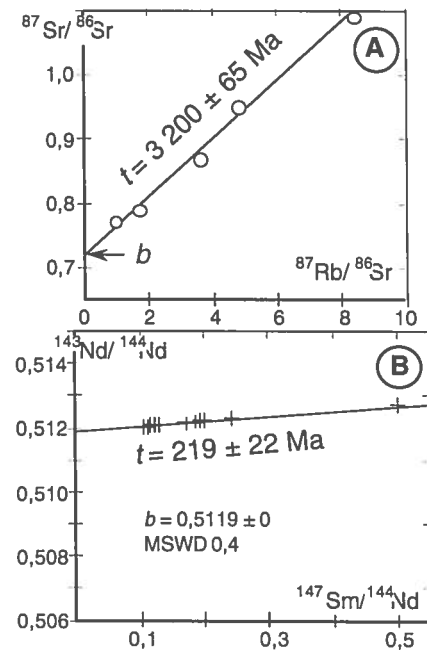


Fig. 11 : Ejemplos de datación por isócrona.

A : Isócrona Rb/Sr de un granito precámbrico (África del Sur)

B : Isócrona Sm/Nd de un gneiss triásico (La Bocana, provincia Loja, Ecuador) Esta unidad dió edades K/Ar consistentes de  $220 \pm 6$  a  $207 \pm 6$  Ma (Aspden et al. 1995).

$^{86}\text{Sr}$  es el número desconocido de isótopos estables de Sr presente en la roca.

Se utiliza la ecuación :

$$^{87}\text{Sr}_t / ^{86}\text{Sr} = ^{87}\text{Rb}_t / ^{86}\text{Sr} (e^{-\lambda t} - 1) + ^{87}\text{Rb}_0 / ^{86}\text{Sr}$$

que es de la forma :  $y = ax + b$ .

Por lo tanto, tenemos la ecuación de una recta, en la cual la pendiente ( $a$ ) es conocida,  $x$  es la incógnita, y la coordenada al origen ( $b$ ) es desconocida. Para determinar  $b$  que es constante en la misma roca, se miden varias muestras en rocas de misma edad. Las diferentes medidas definen una recta llamada "isócrona" (Fig. 11), que permite determinar  $x$ , y por lo tanto la edad  $t$ .

## 2. Rocas o elementos recientes

El período de la mayoría de los elementos es demasiado largo para que puedan ser utilizados para el Cuaternario. Para esta época, se puede utilizar elementos radioactivos de breve período (Fig. ), o isótopos cosmogénicos (cosmonucleidos). Estos son isótopos radiogénicos generados por los rayos cósmicos, para los cuales se asume que son producidos de manera constante. El método más conocido es el que utiliza el  $^{14}\text{C}$  y se aplica mayormente a objetos orgánicos.

En la alta atmósfera, el bombardeo neutrónico cósmico provoca la transformación :



El  $^{14}\text{C}$  se transforma luego ( $T \approx 5\,600$  años) :



Se asume que la repartición en la superficie de la Tierra y la utilización en los ciclos biológicos o físico-químicos del  $^{14}\text{C}$  es uniforme. Por lo tanto, la relación  $[\text{C}^{14}/\text{C}^{12}]_{\text{natural}}$  es conocida y constante.

Después de la muerte del organismo o de la clausura del sistema mineral, el  $^{14}\text{C}$  deja de ser integrado y se desintegra siguiendo (4). La relación  $[\text{C}^{14}/\text{C}^{12}]$  disminuye en la muestra (después de  $T$  ( $\approx 5\,600$  a.), solo vale  $[\text{C}^{14}/\text{C}^{12}]_{\text{inicial}} / 2$ ). Midiendo la  $[\text{C}^{14}/\text{C}^{12}]$  de la muestra y comparándola con la  $[\text{C}^{14}/\text{C}^{12}]_{\text{natural}}$ , se deduce la edad mediante la ecuación :

$$t = 1/\lambda \log [\text{C}^{14}/\text{C}^{12}]_{\text{muestra}} \quad (5)$$

En realidad, las edades  $^{14}\text{C}$  son buenas hasta 3000 BP. Antes, aparece un rejuvenecimiento de las edades  $^{14}\text{C}$  que alcanza 800 años para edades reales de 6 000 BP y  $\approx 2\,000$  años para edades reales de 9 000 a 32 000 BP. Eso indica que el bombardeo cósmico no es constante ya que depende del campo magnético terrestre y de la actividad solar, y que la relación  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  natural también depende de fenómenos atmosféricos. Debido a eso y a el breve período de  $^{14}\text{C}$ , el método solo es válido para edades inferiores a 35 000 BP.

Para edades anteriores, se puede utilizar el método  $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$  ( $T = 248\,000$  años) o el método que utiliza el isótopo del cloro  $^{36}\text{Cl}$ . El  $^{36}\text{Cl}$  resulta del bom-

bardeo cósmico sobre el  $^{36}\text{Ar}$  o el  $^{35}\text{Cl}$ . Luego, el  $^{36}\text{Cl}$  se desintegra mayormente (98%) en  $^{36}\text{Ar}$ , y secundariamente (2%) en  $^{36}\text{S}$ , con un período de 300 000 años.

Para períodos muy recientes, se puede utilizar el Tritio ( $^3\text{H}$  o T, Fig. ) emitido por las explosiones nucleares del siglo XX. El T se desintegra en  $^3\text{He}$  (con emisión de un electrón) con un período de 12,4 años.

## 3. Trazas de fisión

Las trazas de fisión son huellas dejadas en un mineral por la desintegración espontánea de ciertos elementos radioactivos ( $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ) en núcleos

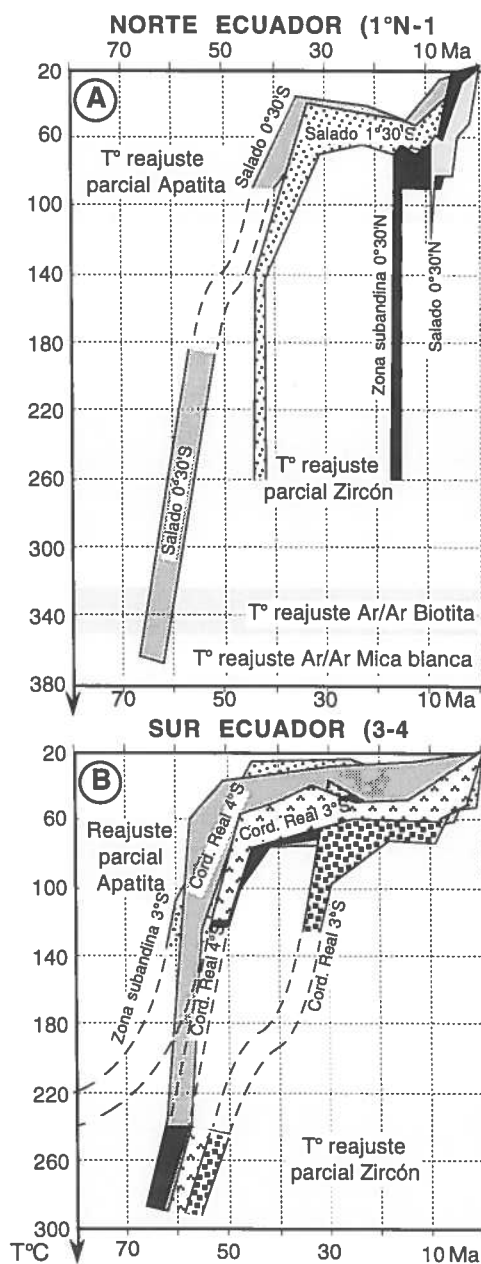


Fig. 12 : Análisis de trazas de fisión en varios minerales en los Andes de Ecuador.

Enfriamientos interpretados como erosiones y probable levantamiento ocurrieron en el límite Cretáceo-Terciario, Eoceno superior y Mioceno superior (Spikings et al. 2001).

hijos más pequeños. La expulsión de estos últimos provoca perturbaciones mecánicas en el cristal, bajo la forma de trazos oscuros de 1 a 10  $\mu$  de longitud. La densidad de las trazas es proporcional a la edad del mineral y a su contenido en elementos radioactivos. Por lo tanto, analizando el contenido en U o en Th del mineral, se puede determinar el tiempo corrido desde su clausura, contando las trazas de fisión.

Los minerales ricos en elementos radioactivos (zircón, monacita, apatita) no tienen la misma temperatura de clausura. Por lo tanto, analizando las trazas de fisión en varios minerales de la misma roca o de la misma unidad tectónica, se puede determinar la época en que cada uno se enfrió por debajo de su punto de Curie, y así establecer una velocidad de enfriamiento (Fig. 12) y deducir una tasa de erosión o levantamiento de la roca o de la unidad, mediante hipótesis sobre el gradiente térmico de la época. Se llega al mismo resultado, analizando las trazas de fisión en un solo tipo de mineral a lo largo de una sección con desnivel importante. Asumiendo que la altura correspondía a la profundidad, se puede deducir una tasa de levantamiento de la roca.

### III. FIABILIDAD Y APLICACIONES

#### 1. Fiabilidad

$\lambda$  es poco influenciada por la presión, la temperatura o el ambiente químico o eléctrico de la roca. Solo se trata de determinarla con precisión. En el caso del  $^{40}\text{K}$ ,  $\lambda$  ha sido redefinida en 1977, lo que necesita re-calcular los datos anteriores a esta fecha.

La roca o el mineral analizado no debe haber sido enriquecido o empobrecido en elementos radioactivos por procesos secundarios. El método K/Ar es sujeto a tales variaciones por fuga de argón radiogénico durante calentamiento ( $> 150^\circ$ , edad reajustada (*reset*) demasiado joven) o adición de argón atmosférico (edad enviejecida). Por lo tanto, la roca o los minerales analizados no tienen que presentar ninguna alteración, y no presentar huellas de deformación.

Por otro lado, durante episodios de metamorfismo de alto grado, los sistemas minerales se abren, y generalmente se registra solo la edad del enfriamiento subsecuente. Sin embargo, minerales muy resistentes (zircón) pueden haber conservado la memoria de una edad anterior (cristalización magmática, metamorfismo anterior de muy alta temperatura). Por lo tanto, una edad puede tener varias significaciones, y el geólogo tiene que haber analizado la muestra y conocer el contexto geológico para interpretar correctamente la edad obtenida.

La fiabilidad del dato obtenido depende también del período del P analizado. El método Rb/Sr no puede ser aplicado a rocas terciarias, y puede resultar muy impreciso para rocas cretácicas. Los métodos U/Pb o implicando K son aplicables para el Mesozoico o el Terciario. Para épocas recientes, se

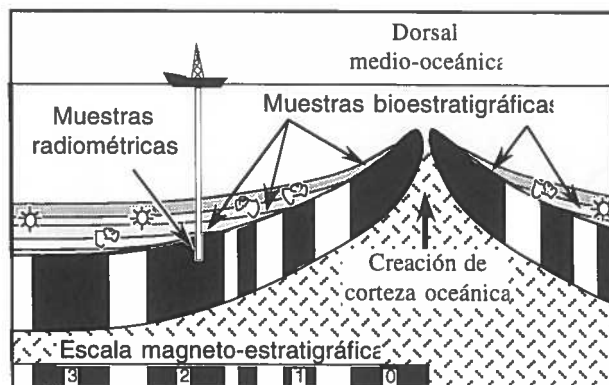


Fig. 13 : Ejemplo de correlaciones entre escalas radio-cronológicas, magneto- y bio-estratigráficas.

utilizan isótopos con períodos breves (Fig. 9), o isótopos cosmogénicos.

#### 2. Aplicaciones

Gracias a la radio-cronología, se pudo determinar las edades precisas de las grandes etapas de la evolución del universo y de la Tierra.

La Tierra se formó hace 4 600 Ma, lo que coincide también con la edad de las rocas más antiguas de la Luna. Las rocas más antiguas de la corteza continental han sido datadas a 4000 Ma, pero zircons detríticos encontrados en Australia resultaron aún más antiguos (4200 Ma). Alrededor de 2600-2500 Ma (límite Arquiario-Proterozoico) se determinó el fin de una época de intensa actividad tectono-magmática y la formación de los primeros cratones.

En los tiempos fanerozoicos (fossilíferos), se pudo también atribuir edades numéricas ("absolutas") a los pisos definidos desde un siglo por los estratígrafos y paleontólogos. Correlaciones entre las escalas radiométrica y bioestratigráfica se establecen mediante dataciones radiométricas de rocas magmáticas cubiertas por sedimentos datados (océanos, Fig. 13), o de rocas eruptivas intercaladas en series sedimentarias fossilíferas (afloramientos). A pesar de que cartas cronológicas ya existen, investigaciones continúan para épocas en que las correlaciones son todavía muy imprecisas (Cretácico inferior, por ejemplo).

La datación de delgados lechos de ceniza preservados en casquetes glaciares o en sedimentos permitió identificar las grandes erupciones volcánicas recientes (tefrocronología). En el Carbonífero, niveles extensos de ceniza (tonsteins) permiten también hacer correlaciones regionales.

El desarrollo reciente de la radiocronología de los isótopos cosmogénicos ( $^{14}\text{C}$ ,  $^{10}\text{Berylio}$ , ...) permitió estudiar fenómenos tectónicos actuales o recientes o tasas de erosión actuales, utilizando el hecho de que estos isótopos solo se forman cuando la roca está sometida al bombardeo cósmico, es decir cuando están expuestos al aire libre, sea por el juego de fallas, o sea por erosión.

## D. LITO-ESTRATIGRAFÍA

La litoestratigrafía tiene un estatuto ambiguo, ya que, cuando se inventó este campo de la geología, se consideraba que los fósiles eran parte de la roca y del estrato. Por lo tanto, la litoestratigrafía consiste en la caracterización de capas por su contenido litológico, mineralógico y paleontológico, lo que lleva a menudo a confundir o asimilar la roca y el tiempo. Tal es así que los pisos estratigráficos, que representan edades y duraciones, fueron definidos mediante secciones litológicas de referencia.

### I. UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS

#### 1. Estratótipo

Un estratótipo es la sección tipo de los estratos geológicos que sirven como referencia para una unidad o un límite estratigráfico.

Un estratótipo tiene que ser accesible, precisamente ubicado (localidad tipo) y su litología, mineralogía, contenido faunístico y límites detalladamente definidos y descritos (columna, sección). Tiene que contener una fauna abundante y variada para permitir correlaciones y comparaciones.

Se habla de un *holoestratótipo* si es el estratótipo inicialmente definido, de un *paraestratótipo* si es definido para complementar la definición del holoestratótipo, de un *lectoestratótipo* si fue definido posteriormente por falta de un estratótipo conveniente, de un *neoestratótipo* si reemplaza a un estratótipo desaparecido o rechazado, y de un *hipoestratótipo* si se trata de una sección de referencia que complementa el conocimiento de la unidad.

#### 2. Unidades lito-estratigráficas

Al llegar en una zona poco conocida, el geólogo tiene que definir unidades y sucesiones litológicas. La *Formación*, unidad lito-estratigráfica de base, es un cuerpo de roca de algunos a pocos miles de metros de grosor, generalmente de forma tabular, definido por su litología, sus límites y su posición estratigráfica, mapeable en superficie a escala 1/25.000 a 1/100.000°, e identificable en subsuelo.

Si la formación cambia verticalmente, se puede definir subdivisiones llamadas *Miembros*. Un miembro siempre pertenece a una Formación, pero puede extenderse a otra formación. Los términos de *capa*, *lecho* o *estrato* son a veces utilizados para designar a niveles notables o guías informales.

Si varias formaciones se parecen, son localmente indiferenciables o son separadas de otras unidades por discontinuidades notables, se les puede agrupar dentro de un *Grupo*. Un *Complejo* es una unidad litoestratigráfica formada por varias litologías, aun sedimentarias, metamórficas y magmáticas.

## II. CONTACTOS ENTRE UNIDADES LITOLÓGICAS

La observación de los contactos entre unidades litológicas puede ser de primera importancia para el establecimiento de una sucesión lito-estratigráfica o de una cronología relativa.

### 1. Contactos estratigráficos

El contacto entre capas sucesivas puede ser concordante o discordante.

Un *contacto concordante* puede ser gradacional o abrupto. Un contacto abrupto a menudo refleja, sea un hiato sedimentario aun breve, o sea una erosión. Un contacto gradacional puede ser por evolución progresiva de la litología, o por intercalaciones cada vez más abundantes, hasta exclusiva, de bancos de litología diferente (Fig. 14).

Existen 2 tipos de *contactos discordantes*.

Una discordancia angular (*angular unconformity*) separa rocas con buzamientos diferentes (Fig. 14). Generalmente, rocas más jóvenes poco paradas sobreyacen a rocas antiguas erosionadas, y más paradas o deformadas. La angularidad puede ser notable en un afloramiento (discordancia angular *s.s.*), o solo en mapa (discordancia cartográfica) o en líneas sísmicas. Para los anglo-sajones, una no concordancia (*nonconformity*) separa rocas de un ciclo orogénico antiguo (metamorfizadas) de sedimentos que pertenecen al ciclo orogénico posterior.

Una discordancia paralela (*disconformity*) es una superficie irregular de erosión, que separa rocas con mismo buzamiento (Fig. 14). A menudo, solo es

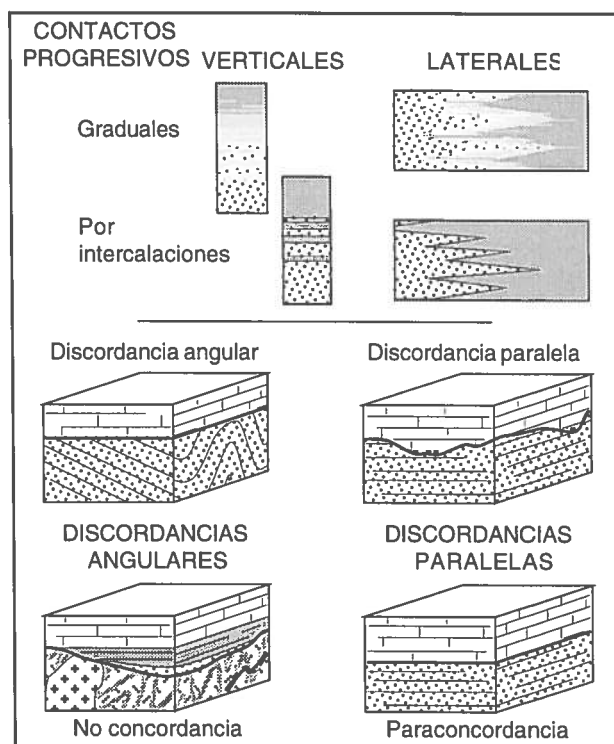


Fig. 14 : Tipos de contactos estratigráficos

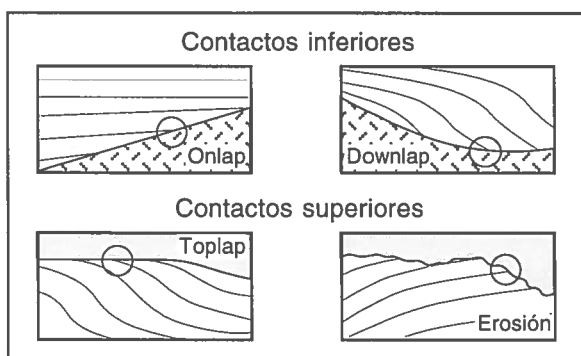


Fig. 15 : Tipos de contactos estratigráficos observados en líneas sísmicas.

identificable por la observación de la superficie de erosión, a veces asociada con canales, paleosuelos, costras, retrabajamientos,... Una paraconcordancia (*paraconformity* de los anglo-sajones) es una superficie aparentemente concordante y sin erosión, que limita capas separadas por un hiato sedimentario.

Finalmente, las discordancias progresivas reflejan movimientos del substrato de la cuenca, y por lo tanto un contexto de sedimentación sin-tectónico.

La litología de las capas también puede evolucionar lateralmente, sea progresivamente, sea por acuñaamientos más o menos nítidos (Fig. 14).

En el análisis de líneas sísmicas o de ciertos paisajes, se utilizan términos ingleses para describir los ángulos observados entre cuerpos sedimentarios. Si un cuerpo sedimentario descansa sobre una discontinuidad con un buzamiento inferior al de esta última, se habla de un *Onlap*, caso contrario de un *Downlap*. Si cuerpos sedimentarios tienen un buzamiento superior al de la discontinuidad superior, se trata de un *Toplap*, caso contrario es probablemente una *truncación erosional* (Fig. 15).

## 2. Sucesiones verticales y laterales

Sucesiones litológicas son generalmente variadas y reflejan sea procesos cíclicos, o sea variaciones espacio-temporales del sistema sedimentario.

Una *sedimentación cíclica* corresponde a la repetición de sucesiones de capas distintas dispuestas en el mismo orden, que reflejan la repetición de un mismo proceso. Se puede distinguir sucesiones *autocíclicas* controladas por la dinámica propia del sistema sedimentario o de la cuenca (turbiditas, tempestitas, ciclos fluviátiles...), y sucesiones *alocíclicas* controladas por factores externos a la cuenca o al sistema sedimentario (varvas estacionales, alternancias climáticas de marga-caliza, ...). Por lo tanto, las últimas pueden ser coetáneas en varias cuencas.

La ley de J. Walther (1894) supone que «facies observadas en sucesiones verticales concordantes reflejan una yuxtaposición lateral de ambientes sedimentarios». Es decir que si los medios sedimentarios migran en respuesta a cambios geológicos (subsistencia, tectónica, eustatismo, aportes sedimentarios,...), las facies también migrarán con el tiempo, llevando a su depositación sucesiva en un mismo lugar. Por ejemplo, una transgresión provoca la retrogradación de las facies (progresión de las facies marinas hacia el continente, y superposición en un sitio dado de facies cada vez más marinas). El geólogo aplica la ley de Walther cuando reconstruye un medio sedimentario y su evolución mediante el estudio de solo una columna sedimentaria o pozo.

## III. CRONOLOGÍA RELATIVA

Las relaciones geométricas entre los diferentes cuerpos o unidades litológicos permiten establecer cronologías relativas.

### 1. Principio de superposición

«Toda capa sedimentaria es más reciente que la que cubre». Este principio se aplica a rocas sedimentarias o efusiva cuya geometría está preservada, y constituye el principio fundamental de la litostratigrafía (Fig. 16). Sin embargo, hay que tomar en cuenta casos particulares.

En zonas muy deformadas, hay que buscar criterios de polaridad para detectar capas o flancos invertidos, y identificar fallas inversas o cabalgamientos que superponen capas antiguas sobre estratos más jóvenes. En sucesiones magmáticas, hay que desconfiarse de los *sills* hipovolcánicos. En caso de terrazas aluviales, es necesario observar la superficies de erosión sobre cuales descansan.

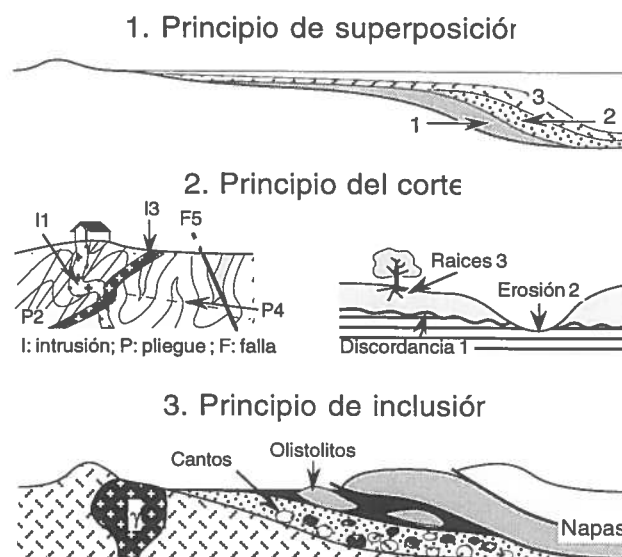


Fig. 16 : Ejemplos de establecimiento de cronología relativa.

1. Las capas 1, 2 y 3 son cada vez más recientes, aun que falte localmente 2.

2. Los filones son más o menos deformados, mientras que la falla no lo es.

3. El nivel inferior retrabaja al substrato y al granito cuyos cantos son cada vez más numerosos a medida que progresa la erosión. El nivel superior contiene olistolitos de la napa inferior y data su emplazamiento.

**2. Principio de corte**

«Cada objeto geológico que corta a otro es más joven que el último». Este principio es más general que el anterior, ya que se aplica a cuerpos magmáticos, diques sedimentarios, fallas, superficies de erosión, ... (Fig. 16) Notemos que este principio está también muy utilizado en geología estructural.

Sin embargo, existen casos en que el cuerpo que corta es más antiguo que el cuerpo cortado, sino que su emplazamiento es más joven (diapiros, diques sedimentarios *per ascensum*).

**3. Principio de inclusión**

«Si un sedimento A contiene un fragmento de un cuerpo B, A es posterior a B» (ya que A retrabaja a B). Este principio se aplica tanto a rocas detríticas (areniscas, conglomerados, ...), como a olistostromos que permiten datar el emplazamiento de napas de cabalgamiento (Fig. 16).

Evidentemente, en el caso de cuerpos intrusivos, de rellenos kársticos, de terrazas encajadas... se debe aplicar el principio del corte.

Estos principios suponen que el geólogo ya identificó el objeto que observa, y aplica el principio adaptado. Una raíz actual puede estar incluida dentro de un sedimento cretácico, sino que lo corta, ...

**IV. ESTABLECIMIENTO DE SERIES LITOESTRATIGRÁFICAS**

Establecer una serie estratigráfica significa determinar el orden vertical de sucesión estratigráfica primaria de estratos diferenciables. Eso supone que observaciones han sido hechas en varios sitios del área, y que estas observaciones son suficientemente

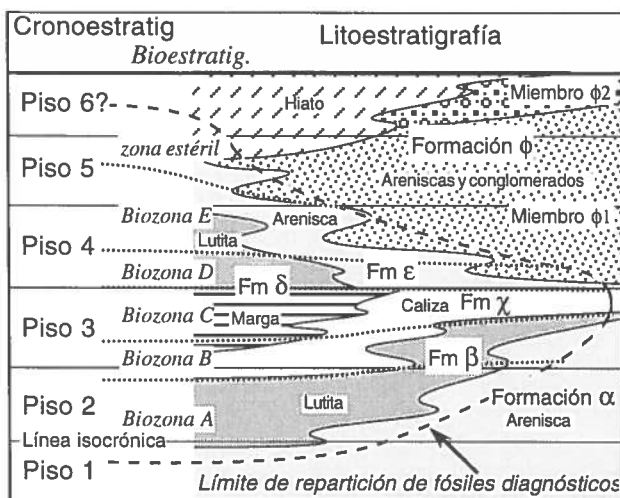


Fig. 17 : Ejemplo de relaciones entre crono-; bio- y lito-estratigrafía.

Los límites de pisos son líneas teóricas de tiempo (líneas horizontales). Las biozonas solo pueden ser establecidas en depósitos fosilíferos (línea discontinua) y pueden ser levemente diacrónicas (ecología). Las facies litológicas que definen formaciones son diacrónicas.

comparables como para ser extrapoladas al área.

Dicha sucesión se establece mediante correlaciones. Se puede efectuar **litocorrelaciones** en base a semejanza litológicas, **biocorrelaciones** en base al contenido paleontológico, y **cronocorrelaciones** en base a edades (Fig. 17). Correlaciones litológicas sobreentienden que las unidades correlacionadas son geoméricamente continuas, es decir que son en parte coetáneas o que representan un mismo evento, aun diacrónico. Por lo tanto, las litocorrelaciones no tienen valor de datación (Fig. 17).

**1. Correlaciones por continuidad**

Correlaciones por continuidad lateral pueden ser efectuadas por (1) continuidad cartográfica del estrato (o sucesión) observada en el campo o en fotografías aéreas o satelitales, (2) observación directa de cambios laterales de facies, o (3) continuidad de ubicación de un estrato (o sucesión), siempre ubicado entre capas correlacionables.

En este caso, es importante haber identificado capas características que sirvan como niveles guías. Mientras más similitudes se observan, más probable es la correlación. Este método es a menudo el único posible en correlaciones de subsuelo.

La continuidad lateral no implica que el estrato es de la misma edad en todos sitios ya que facies litológicas diacrónicas son frecuentes. Con más razones, la incertidumbre cronológica se incrementa en caso de correlación por continuidad de posición.

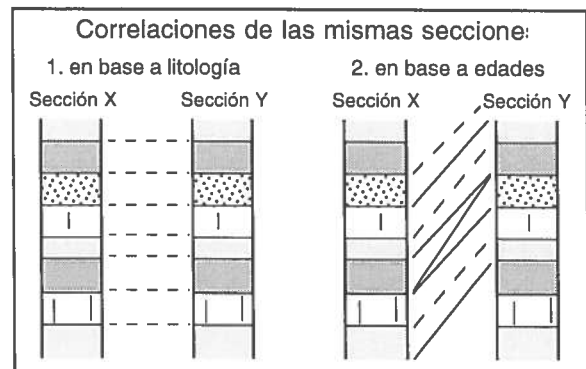


Fig. 18: Ejemplo de una correlación equivocada por semejanza litológica (2), corregida por datos bioestratigráficos (2).

**2. Otras correlaciones**

Correlaciones a distancia implican que al menos parte de la sucesión sea datada (bioestratigrafía o radiocronología), y/o que se hayan identificados niveles guías fiables.

Correlaciones por semejanza litológica solo tienen valor de interpretación o de hipótesis de trabajo, si no están soportadas por dataciones o por la correlación de un nivel guía confiable.

Facies o sucesiones litológicas que resultan de un mismo proceso sedimentario (transgresión, creación

de cuenca, evento tectónico, ...) pueden ser muy parecidas y tener edades muy diferentes (Fig. 18). El problema es aun más agudo en series cíclicas. Por fin, recordemos que unidades litológicas son frecuentemente diacrónicas.

### 3. Serie estratigráfica sintética

Una serie estratigráfica sintética (o compuesta) reconstruye una sucesión litológica teórica a partir de observaciones parciales (Fig. 19). Por lo tanto, tiene valor de modelo, es decir de una imagen simplificada de la realidad que sea generalizable y predictiva, ya que se sobrentiende que es válida para el área estudiada, y luego que permite predecir las sucesiones litológicas observables en áreas vecinas.

## V. EVENTOS Y NIVELES GUÍAS

Los eventos tienen gran importancia en geología sedimentaria, ya que son generalmente instantáneos y constituyen niveles sincrónicos. Sin embargo, para constituir buenos niveles guías, tienen que ser extensos, y escasos o tener intensidades excepcionales.

Entre los eventos significativos en geología, citemos las extinciones biológicas, las inversiones magnéticas, los picos en la composición química de los océanos, los eventos tectónicos o las fluctuaciones eustáticas o climáticas, que todos tienen importancia para datar o correlacionar estratos a escala local a mundial. Ciertos son importantes en litoestratigrafía ya que dejan testigos característicos.

### 1. Eventos sedimentarios

En sedimentos, discontinuidades, ciclos o eventos abruptos son buenas herramientas de correlación.

Los fondos endurecidos (*hard grounds*) que se forman durante hiatos sedimentarios submarinos de larga duración pueden ser muy extensos, y por lo tanto constituir buenos niveles guías. Sin embargo su valor cronológico es débil, ya que su depositación

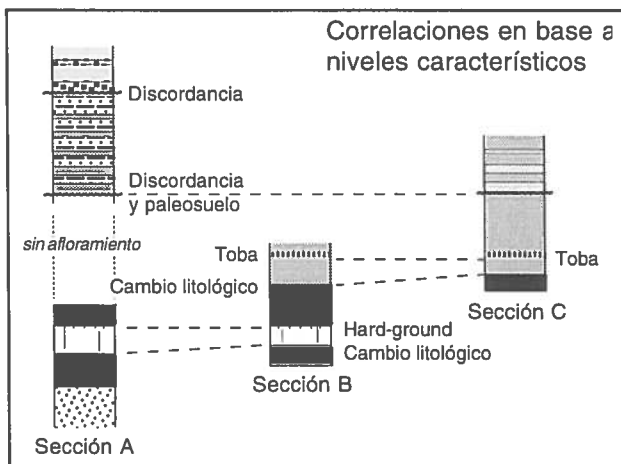


Fig. 19 : Establecimiento de una serie estratigráfica compuesta, mediante correlaciones de niveles guías.

a menudo abarca largos periodos. Paleosuelos o niveles fosfáticos pueden ser niveles guías útiles, ya que además los últimos están marcados en pozos por picos de radioactividad.

Las fluctuaciones eustáticas resultan en depósitos y discontinuidades características y correlacionables (estratigrafía secuencial). Las variaciones climáticas provocan depósitos cíclicos a veces correlacionables ciclo por ciclo (cicloestratigrafía). Eventos anóxicos marcados, reconocidos en el Aptiano, Albiano y en el límite Cenomaniano-Turoniano parecen tener una extensión mundial.

Eventos catastróficos como sismos o tempestades pueden provocar depósitos característicos y extensos (simitas, tempestitas, turbiditas, ...). Por ejemplo, la caída del meteorito en la península de Yucatan en el límite Cretácico-Terciario provocó el depósito de una «tsunamita» que parece haber sido reconocida en todo el dominio caribe y hasta la Llanura interior de Estados-Unidos.

Niveles aislados de evaporitas también constituyen buenos niveles guías a escala de una cuenca.

### 2. Otros tipos de eventos

Los eventos volcánicos son de gran importancia si son intensos, ya que son instantáneos y depositan niveles de ceniza o toba (bentonita si está alterada en bentonite) extensos y datables (radiocronología). Los núcleos de hielo cogidos en los casquetes glaciares son frecuentemente datados y correlacionados mediante los lechos de ceniza que contienen.

Los eventos cósmicos demostrados son escasos, pero tienen una extensión mundial. Además de los ciclos de Milankovich, mencionemos el estrellamiento de un meteorito en el límite Cretácico-Terciario que depositó un lecho rico en Iridio, que contiene además tectitas (gotas de roca fundida por el impacto) y cuarzos choquados.

Los eventos tectónicos, generalmente caracterizados por discordancias angulares, jugaron un papel importante en el establecimiento de las cartas estratigráficas. Sin embargo, se sabe ahora que pueden ser diacrónicas y que su expresión local varía mucho en función de contextos regionales, lo que debilita su poder de correlación. En general, una compresión resulta en deformación y erosiones, una extensión provoca subsidencia y/o basculamiento de bloques, y movimientos transcurrentes pueden provocar tanto deformación, como subsidencia o erosión.

Por lo tanto, ya que un mismo evento puede provocar discontinuidades de diferentes tipos e intensidad según los lugares, discontinuidades de origen tectónico pueden ser utilizadas como niveles de correlación solo mediante análisis tectónico regional.

Por otro lado, discordancias erosivas pueden abarcar una larga duración, y las deformaciones pueden ser diacrónicas. Por lo tanto, discordancias tectónicas no son líneas de tiempo.

## E. QUIMIO-ESTRATIGRAFÍA

La geoquímica sedimentaria se desarrolló desde los años 1970. Fue primero obstaculizada por la creencia de que la diagénesis modificaba la señal química, y que los océanos no variarían desde el inicio de los tiempos geológicos. Ahora, toda investigación en sedimentos oceánicos incluye estudios de isótopos estables (C, O, ...).

Las aplicaciones de la geoquímica sedimentaria son paleogeográficas ya que la composición química del sedimento refleja la que tenía el océano cuando se depositó, y estratigráficas ya que las características químicas de los océanos evolucionaron con el transcurso del tiempo.

### I. GENERALIDADES

#### 1. Química sedimentaria y diagénesis

Después de su depósito, el sedimento sufre transformaciones que incluyen compactación, expulsión de agua y transformaciones mineralógicas de sus constituyentes. Se consideraba que estas transformaciones podían perturbar la señal química original del sedimento.

Los progresos de la geología marina demostraron que existen dos ambientes diagenéticos :

- en la plataforma continental, la diagénesis está dominada por circulaciones de aguas dulces de origen continental que modifican la composición inicial de los sedimentos neríticos (desaparición de la calcita magnesiana y de la aragonita).

- en medio oceánico, las aguas intersticiales son típicamente marinas, y la composición química inicial del sedimento está preservada.

Por lo tanto, los carbonatos pelágicos reflejan fielmente la composición química del océano en el momento de su depositación.

#### 2. Los isótopos estables

Los isótopos de un elemento son átomos cuyo núcleo contiene el mismo número de protones pero difiere por el número de neutrones. Entre los 300 isótopos estables (no radioactivos) conocidos, los del oxígeno (O), del carbono (C) y del azufre (S) son los más usados en geoquímica sedimentaria. La cantidad de isótopos estables es generalmente muy débil con respecto a la cantidad del átomo (99%  $^{12}\text{C}$  por 1%  $^{13}\text{C}$ ; 99,8%  $^{16}\text{O}$  por 0,2%  $^{18}\text{O}$ ; 95%  $^{32}\text{S}$  por 4,2%  $^{34}\text{S}$ ).

La leve diferencia de masa entre el isótopo y el átomo explica que se comportan de manera ligeramente diferente durante procesos naturales como son la evaporación, la congelación o la precipitación.

La composición isotópica de una muestra está expresada por el símbolo  $\delta$ . Por ejemplo :

$$\delta^{18}\text{O} = 1000 \times \frac{[\text{O}^{18}/\text{O}^{16}]_{\text{muestra}} - [\text{O}^{18}/\text{O}^{16}]_{\text{estandard}}}{[\text{O}^{18}/\text{O}^{16}]_{\text{estandard}}}$$

donde el estandard es la composición isotópica de una muestra reconocida como referencia internacional. Para el agua, se utiliza un agua marina teórica (SMOW, Standard Mean Oceanic Water), vecina de la de los océanos actuales.

## II. LOS ISÓTOPOS DEL OXÍGENO

### 1. Utilización de los isótopos del oxígeno

La composición isotópica de un carbonato (caparazón de foraminífero, concha de bivalvo, ...) depende (1) de la temperatura ( $T^{\circ}\text{C}$ ) en la cual el animal lo fabricó, y (2) de la composición isotópica del agua en donde vivía ( $\delta_w$ ).

(1) la precipitación de un carbonato en equilibrio con el agua marina provoca un fraccionamiento isotópico que depende de la temperatura del agua, según la relación :

$$T^{\circ}\text{C} = 16,9 - 4 \times (\delta^{18}\text{O} - \delta^{18}\text{O}_w)$$

Por lo tanto, los isótopos del oxígeno son utilizados como geotermómetros, ya que un aumento de  $\delta^{18}\text{O}$  significa un enfriamiento, mientras que su disminución significa un calentamiento del agua marina.

(2) La composición isotópica del agua marina ( $\delta_w$ ) está influenciada por la relación evaporación/precipitación y por la congelación. En latitudes frías, las precipitaciones, pobres en isótopos pesados, son más importantes que la evaporación, y por lo tanto, las aguas superficiales tienen un  $\delta^{18}\text{O}$  bajo. Al revés, durante las glaciaciones, los hielos polares, que derivan de las precipitaciones, almacenan pocos isótopos pesados y las aguas marinas se encuentran enriquecidas en aquellos ( $\delta^{18}\text{O}$  alto) (Fig. 20).

### 2. Isótopos del oxígeno y paleogeografía

#### A. En los océanos

Existen relaciones complejas entre el  $\delta^{18}\text{O}$ , la temperatura, las precipitaciones y la salinidad del agua superficial, debido a :

- la mezcla entre el agua marina superficial y las aguas de lluvia que son empobrecidas en isótopos pesados en latitudes altas,

- el balance evaporación/precipitación,

- la congelación de las aguas marinas que aumenta la salinidad sin cambiar el  $\delta^{18}\text{O}$ .

Por lo tanto, el  $\delta^{18}\text{O}$  lleva informaciones sobre el origen de las aguas oceánicas, profundas o superficiales. Se evidenció así que las aguas profundas del océano pacífico provenían de la mezcla de aguas atlánticas y antárticas.



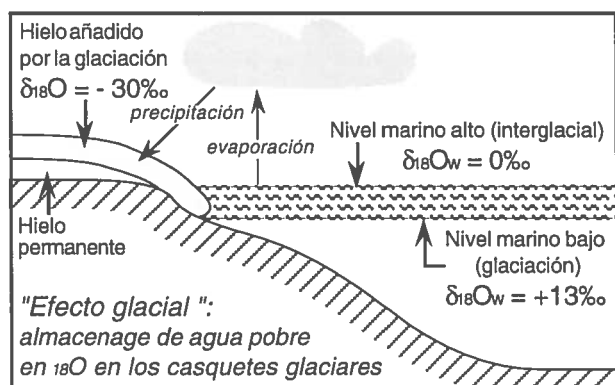


Fig. 20: Relaciones entre el volumen de los casquetes glaciares, el nivel marino, y la composición isotópica ( $\delta_w$ ) del océano.

También se comprobó que durante el Cretácico, las aguas tethysianas tenían una composición isotópica distinta de las del Atlántico Norte y del Pacífico, indicando que no había circulaciones importantes entre estos dos dominios oceánicos (Fig. 21). La homogeneización de las composiciones oceánicas en el Eoceno superior indica que circulaciones oceánicas N-S reemplazaron circulaciones E-O hace  $\approx 40$  Ma.

#### B. En las plataformas y los continentes

En las zonas costeras, la relación entre la salinidad del agua, el  $\delta^{18}\text{O}$  y la composición de las conchas es más sencilla, si la diagénesis no perturbó la señal química.

En el dominio continental, el  $\delta^{18}\text{O}$  depende del origen de las nubes y de las precipitaciones. Por ejemplo, estudios isotópicos en los glaciares andinos permiten determinar si las lluvias que les alimentaban provenían del Atlántico o del Pacífico.

### 3. Isótopos del oxígeno y paleotemperaturas

Para estudiar las paleotemperaturas, se utiliza núcleos de sedimentos oceánicos profundos, ya que el  $\delta_w$  es más estable y que la diagénesis perturba menos la señal química. Estudios recientes demuestran que el fraccionamiento biológico introducido por los organismos al construir su caparazón es débil, y que el estudio del  $\delta^{18}\text{O}$  en un carbonato total sirve para estudiar evoluciones a largo plazo.

El  $\delta^{18}\text{O}$  medido refleja en parte la paleotemperatura y en otra parte el  $\delta_w$  del agua marina que varía con las glaciaciones. En los sedimentos, la señal es mayormente controlada por el  $\delta_w$ , ya que los organismos bentónicos y pelágicos registran evoluciones paralelas. Sin embargo, los bentónicos registran mayormente la variación del  $\delta_w$  ligado a las glaciaciones, mientras que los planctónicos registran efectos combinados de las glaciaciones y de la temperatura.

Por lo tanto, las variaciones del  $\delta^{18}\text{O}$  registraron las alternancias de periodos glaciares-interglaciares. La curva obtenida para el Cuaternario resulta ser el

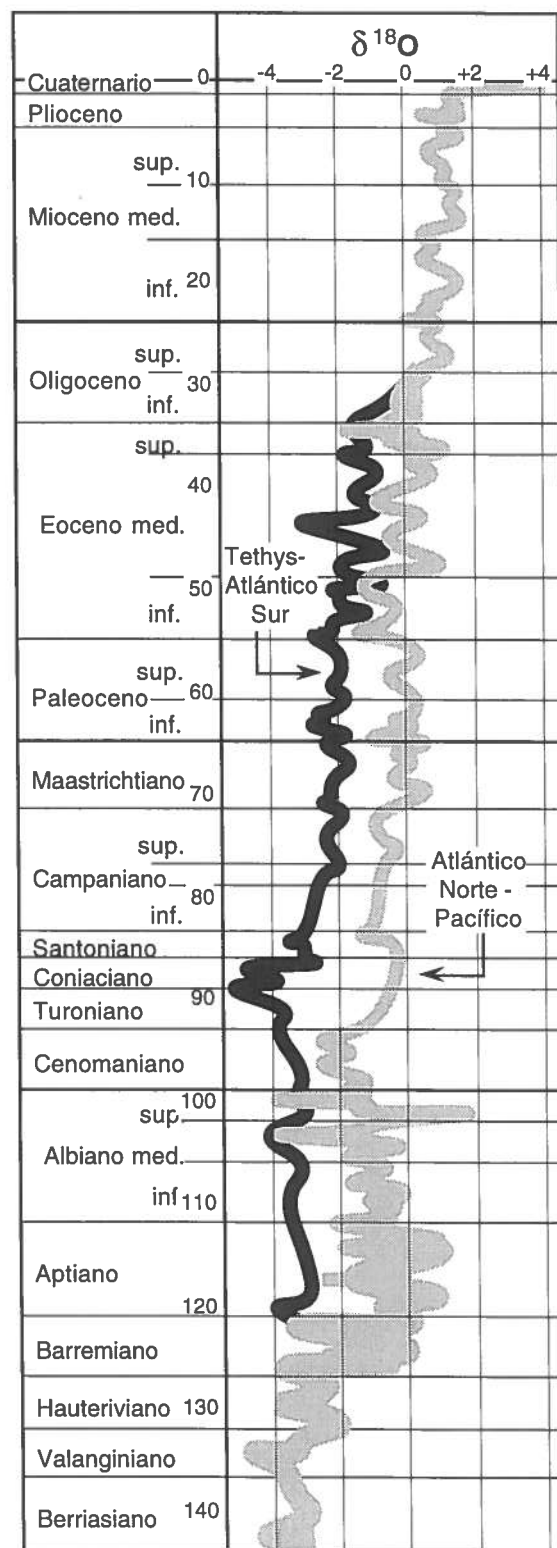


Fig. 21: Variaciones del  $\delta^{18}\text{O}$  de los carbonatos pelágicos desde 140 Ma.

método de correlación y de datación más fino, si está combinado con otros métodos de datación absoluta (paleontología, radiocronología).

A largo plazo, la evolución del  $\delta^{18}\text{O}$  con el tiempo indica que el clima se enfrió desde el Cretácico, sobre todo en las latitudes altas (Fig. 21), y que el enfriamiento ocurrió por sacadas.

El Cretácico corresponde a un clima sin gla-

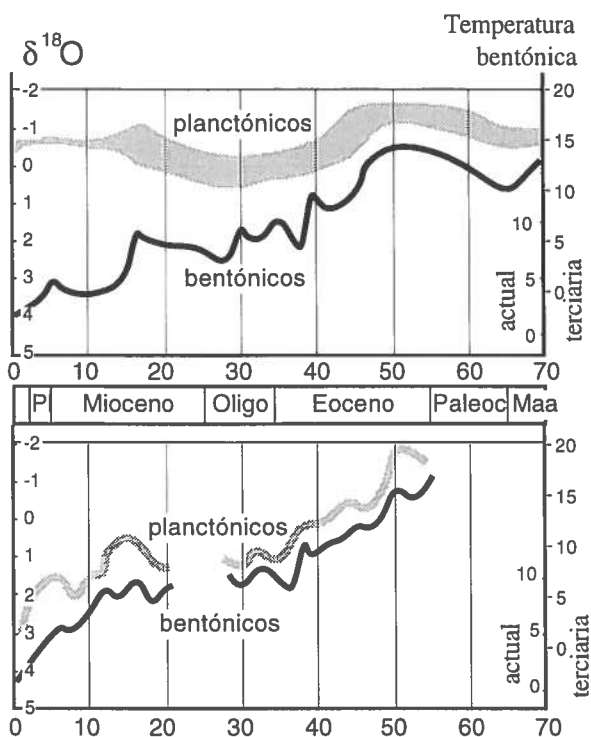


Fig. 22: Evolución del  $\delta^{18}\text{O}$  en foraminíferos en el Pacífico tropical (arriba) y en el Pacífico sub-antártico (abajo).

ciaciones caracterizado por circulaciones E-W de aguas calientes a todas profundidades, mientras que el Neógeno corresponde a un régimen con glaciaciones, caracterizado por circulaciones N-S de aguas frías profundas, que modificaron altamente la estructura térmica de los océanos (Fig. 22).

Desde el inicio del Cretácico (Fig. 21), se notan (1) un período caliente con fuertes variaciones térmicas (Jurásico terminal-Cretácico inferior), (2) una crisis en el Barremiano-Aptiano probablemente ligada al emplazamiento de Plateaus oceánicos importantes (Ontong-Java, Piñón), (3) un período relativamente estable (Cretácico medio-Paleógeno), y (4) un período frío con alta variabilidad (Neógeno).

### III. LOS ISÓTOPOS DEL CARBONO

#### 1. Introducción

$$\delta^{13}\text{C} = 1000 \times \frac{[^{13}\text{C}/^{12}\text{C}]_{\text{muestra}} - [^{13}\text{C}/^{12}\text{C}]_{\text{estándar}}}{[^{13}\text{C}/^{12}\text{C}]_{\text{estándar}}}$$

El  $\delta^{13}\text{C}$  es muy útil ya que (1) varía poco con la temperatura y por lo tanto, es poco perturbado por la diagénesis, (2) presenta accidentes negativos con valor estratigráfico, y (3) constituye un indicador de paleopropiedades. Por ejemplo, las transgresiones corresponden a picos negativos y las regresiones a picos positivos. Además, en una misma época, el valor promedio del  $\delta^{13}\text{C}$  está positivamente correlacionado con la paleopropiedad del sitio.

#### 2. Variaciones del $\delta^{13}\text{C}$

La relación isotópica del carbono disuelto en el océano depende de intercambios con cuatro reservorios principales: (1) la atmósfera, (2) los sedimentos carbonatados, (3) la materia orgánica, y (4) el hidrotermalismo.

##### A. Intercambios atmósfera-océano

En el océano, se observa una disminución del  $\delta^{13}\text{C}$  del  $\text{CO}_2$  disuelto desde la línea ecuatorial ( $\approx 2,1\text{‰}$ ) hasta las latitudes altas ( $\approx 1,5\text{‰}$ ), que refleja el aumento de la solubilidad del  $\text{CO}_2$  con la temperatura.

Durante óptimos climáticos, la actividad de los vegetales incrementa, lo que empobrece el  $\text{CO}_2$  atmosférico en isótopos livianos, llevando al aumento del  $\delta^{13}\text{C}$  del  $\text{CO}_2$  disuelto en el océano. Al revés, el  $\delta^{13}\text{C}$  del  $\text{CO}_2$  disuelto disminuyó durante las glaciaciones cuaternarias.

##### B. Variaciones en la relación carbono orgánico/carbono de los carbonatos

Siendo constante la cantidad disponible de carbono, el  $\delta^{13}\text{C}$  marino depende del balance entre el carbono orgánico y el carbono de los carbonatos.

Ya que los organismos utilizan preferencialmente el carbono ligero ( $^{12}\text{C}$ ), el carbono orgánico tiene un  $\delta^{13}\text{C}$  bajo. La oxidación de la materia orgánica, al liberar el  $^{12}\text{C}$ , provoca una disminución del  $\delta^{13}\text{C}$  marino que alcanza un mínimo en la zona con oxígeno mínimo ( $\approx 1000$  m de profundidad) (Fig. 23). Durante los eventos anóxicos mundiales (Albiano, límite Turoniano-Coniaciano), la abundancia de carbono orgánico está marcada por picos negativos en la curva del  $\delta^{13}\text{C}$ , mientras que la actividad biológica hace subir el  $\delta^{13}\text{C}$  del agua marina en las otras épocas (Fig. 23).

El  $\delta^{13}\text{C}$  está también utilizado como marcador del origen de las aguas profundas. Las aguas profundas se cargan en  $\text{CO}_2$  con bajo  $\delta^{13}\text{C}$  ( $\approx -15\text{‰}$ ), que proviene de la oxidación de la materia orgánica (75%) y de la disolución en profundidad de los capa-

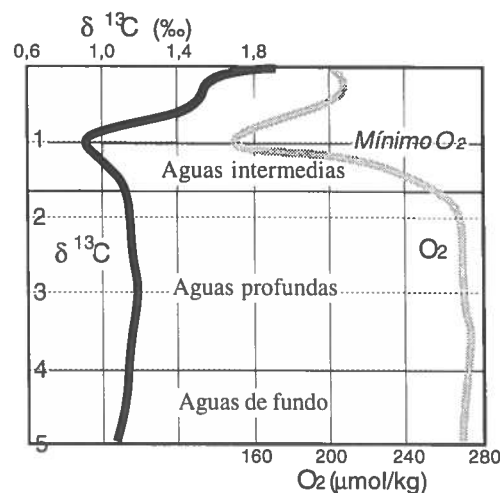


Fig. 23: Evolución del  $\delta^{13}\text{C}$  del  $\text{CO}_2$  disuelto y de la de  $\text{O}_2$  en función de la profundidad (en km).

razones (25%). Mientras más largo permanecen las aguas en profundidad, más negativo será su  $\delta^{13}\text{C}$ . Se comprobó así que las aguas profundas más antiguas se encuentran en el Pacífico, mientras que las más jóvenes están en el Atlántico.

A largo plazo, el  $\delta^{13}\text{C}$  aumentó drásticamente entre la base del Cretácico y el Aptiano, siguió con valores altos durante el Cretácico, y disminuyó por sacadas durante el Terciario (Fig. 24). Picos negati-

vos brutales ocurrieron en el Valanginiano, y en los límites Aptiano-Albiano (112 Ma), Turoniano-Coniaciano (89 Ma), Cretácico-Terciario (65 Ma), Paleoceno-Eoceno (55 Ma) y Mioceno-Plioceno (5 Ma). Ciertos de estos coinciden con eventos anóxicos mundiales (Albiano, límite Turon.-Coniac.).

La extensión mundial y la breve duración de estos eventos permiten utilizarlos como herramientas de correlación.

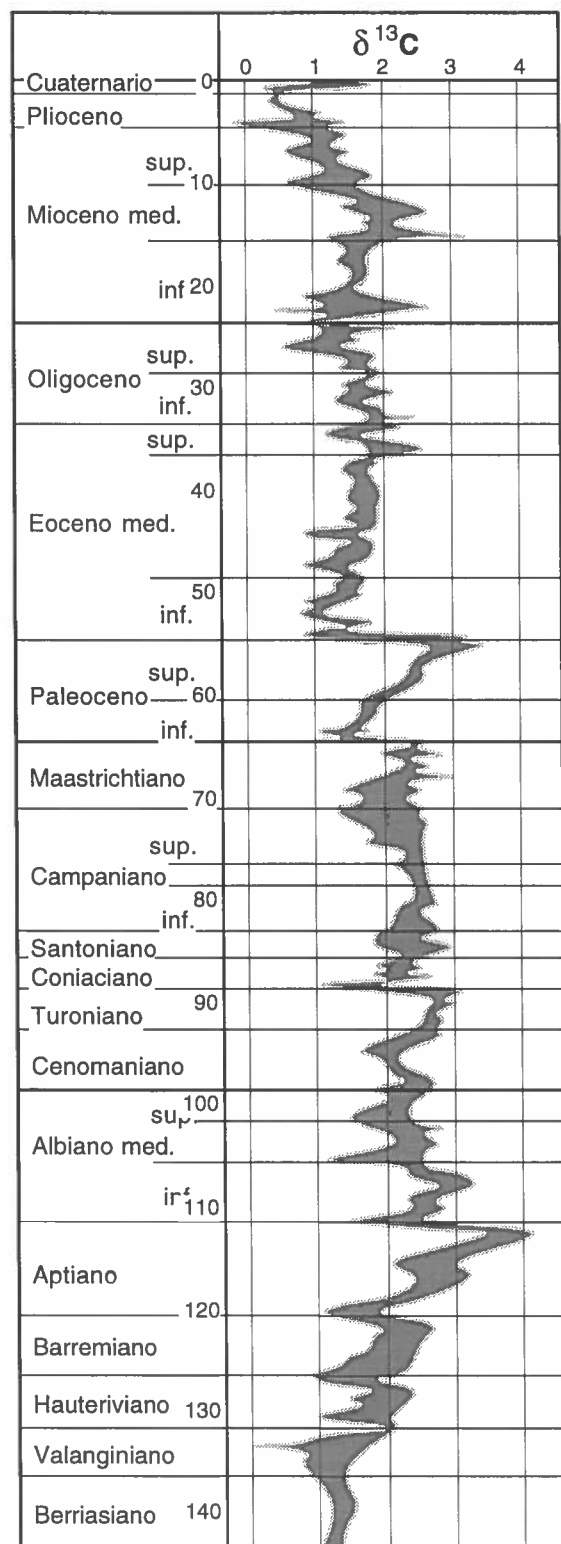


Fig. 24: Variaciones del  $\delta^{13}\text{C}$  de los océanos desde el Cretácico inferior.

#### IV. EL CARBONATO DE CALCIO EN LOS SEDIMENTOS PELÁGICOS

La variación del  $\text{CaCO}_3$  es uno de los mejores métodos para datar series pelágicas neógenas. En el Cuaternario, las variaciones del  $\text{CaCO}_3$  en los sedimentos están claramente relacionadas con el clima, ya que las alternancias marga-caliza son periódicas, corresponden a los ciclos astronómicos de Milankovitch ( $\approx 21\,000$ ,  $41\,000$  y  $95\,000$  años), y que los bancos calcáreos coinciden con períodos calientes ( $\delta^{18}\text{O}$  negativo).

En realidad, la tasa de carbonato de calcio depende (1) de los aportes en  $\text{CaCO}_3$ , (2) de fenómenos de disolución, y (3) de la importancia del detritismo. Pero estos factores son probablemente relacionados, ya que los ciclos eustáticos controlan la ubicación de la sedimentación carbonatada, la proporción del Ca oceánico y la erosión continental.

#### V. ELEMENTOS TRAZAS EN LOS CARBONATOS

En el agua marina, solo el calcio, el bario, el hierro y el manganeso pueden precipitar. Otros elementos están incorporados en los carbonatos según el proceso de co-precipitación:

$$(A/\text{Ca}) \text{ en el cristal} = K_A (A/\text{Ca}) \text{ en el agua}$$

donde A es el elemento traza, y  $K_A$  es el coeficiente de incorporación.

$K_A$  varía en función de la mineralogía del carbonato (calcita, calcita magnesiana, aragonita), de la actividad orgánica y de la temperatura. Por eso, se estudian las variaciones químicas del océano en el material pelágico, ya que solo precipita la calcita y que la actividad biológica es débil.

##### 1. Stroncio y Magnesio en las plataformas

Un carbonato enriquecido en stroncio (Sr), magnesio (Mg), Potasio (K) y/o sodio (Na) indica un ambiente sobresalado (Fig. 25). Altas cantidades de hierro (Fe) o manganeso (Mn) serían indicadores de influencias continentales.

En la cuenca de París, el yeso está asociado con carbonatos muy pobres en Sr, Mg, Na y K, indicando un origen continental de las evaporitas, compro-

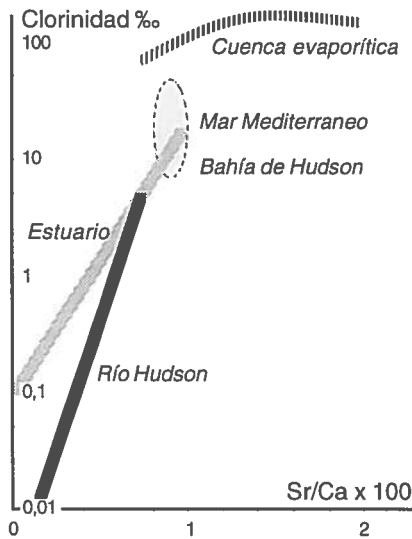


Fig. 25 : Evolución de la relación Sr/Ca de las aguas en función de su Clorinidad

bado por la presencia de carofitas.

## 2. El Stroncio en los océanos

### A. La relación Sr/Ca

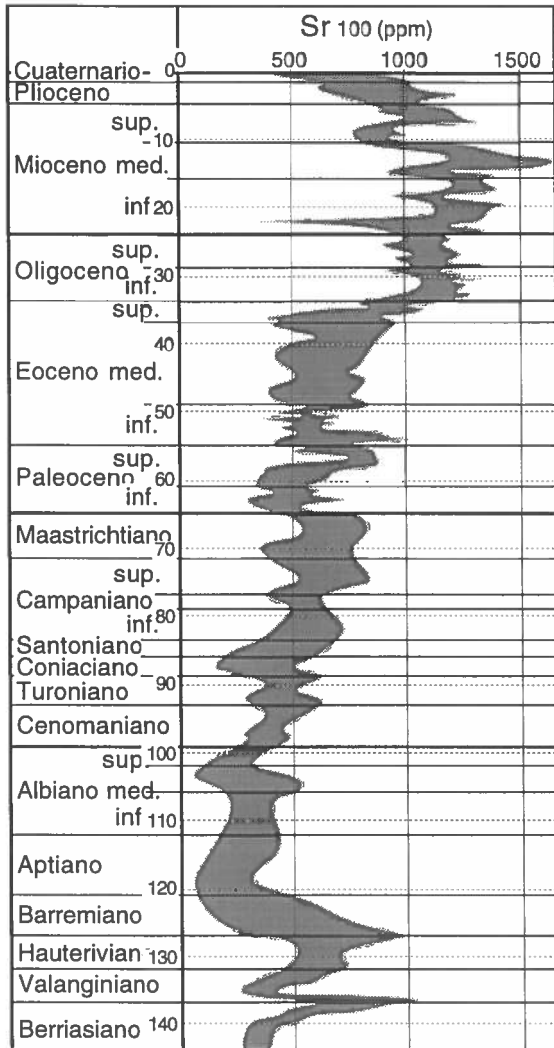


Fig. 26 : Variaciones de la cantidad de Sr en carbonatos pléistocenos desde el Cretácico inferior.

La cantidad de Sr en los océanos varió en los tiempos geológicos. Tales variaciones están mayormente debidas a variaciones de la relación Sr/Ca del agua marina, ya que las variaciones del  $K_{Sr}$  son despreciables.

Las variaciones de la relación Sr/Ca son mayormente debidas al hidrotermalismo submarino que, al aumentar la cantidad de Ca (y modificar la composición isotópica del Sr), hace bajar la relación Sr/Ca en el agua marina. La abundancia de la producción de aragonita influye también, ya que la aragonita absorba mucho Sr.

Variaciones a corto plazo ( $\approx 1$  Ma) del Sr/Ca corresponden a ciclos transgresivos-regresivos. Durante periodos de nivel marino bajo, la baja actividad de las plataformas y su erosión hacen subir el Ca de los océanos, mientras que disminuye en menor proporción la sedimentación aragonítica de las plataformas. La relación Sr/Ca es baja. Durante periodos de nivel marino alto, las plataformas y la sedimentación aragonítica absorban mucho Ca y, en menor proporción, el Sr. La relación Sr/Ca es alta.

A largo plazo, el aumento del Sr en el Cretácico, y luego en el Terciario correspondería a la disminución de la actividad hidrotermal desde el Cretácico inferior (Fig. 26). Crisis ligadas a las actividades volcánica e hidrotermal ocurrieron en el Valanginiano y Barremiano (emplazamiento de Plateaus oceánicos). Otras crisis ocurrieron en los límites Turoniano-Coniaciano, Cretácico-Terciario, Paleoceno-Eoceno, Eoceno medio-superior, Oligo-

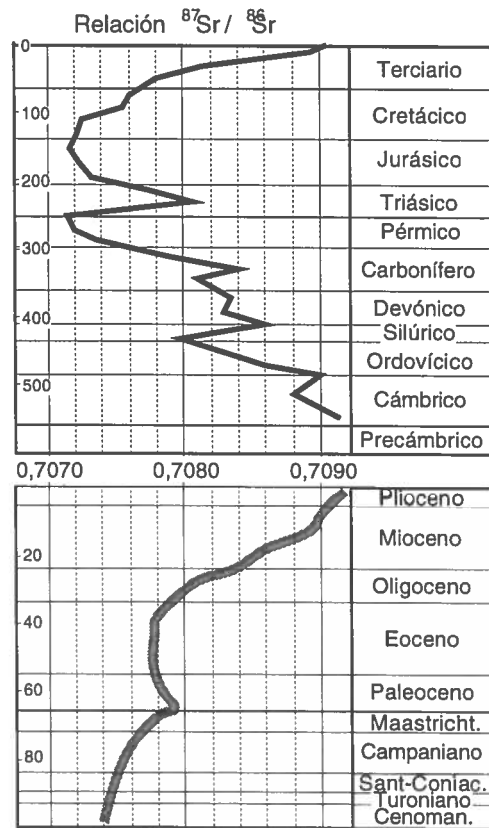


Fig. 27 : Evolución de la relación  $^{87}Sr/^{86}Sr$  en los tiempos geológicos.

ceno-Mioceno, ..., y definen líneas de tiempo y señales correlacionables (Fig. 26).

**B. La relación isotópica  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en los océanos**

La relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  es mayormente controlada por flujos de Sr con composiciones variables. Estos flujos son (1) el hidrotermalismo con débil relación isotópica (0,703 a 0,708), y (2) los aportes continentales con alta relación isotópica (0,710 a 0,711).

El aumento de la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en el Cretácico superior-Terciario (Fig. 27) sería debido a la disminución del hidrotermalismo oceánico, asociada al aumento de los aportes continentales ligados a las orogénesis terciarias. Esta curva parada permite datar los sedimentos oceánicos terciarios con una precisión de  $\approx 1$  Ma (Fig. 27, abajo).

**3. El Magnesio en los océanos**

El valor de la relación Mg/Ca en los océanos fue alto antes del Aptiano y bajó después (Fig. 28).

Interpretaciones de estas variaciones son complejas, ya que :

- el tiempo de residencia del Mg es largo,
- el hidrotermalismo submarino consume una

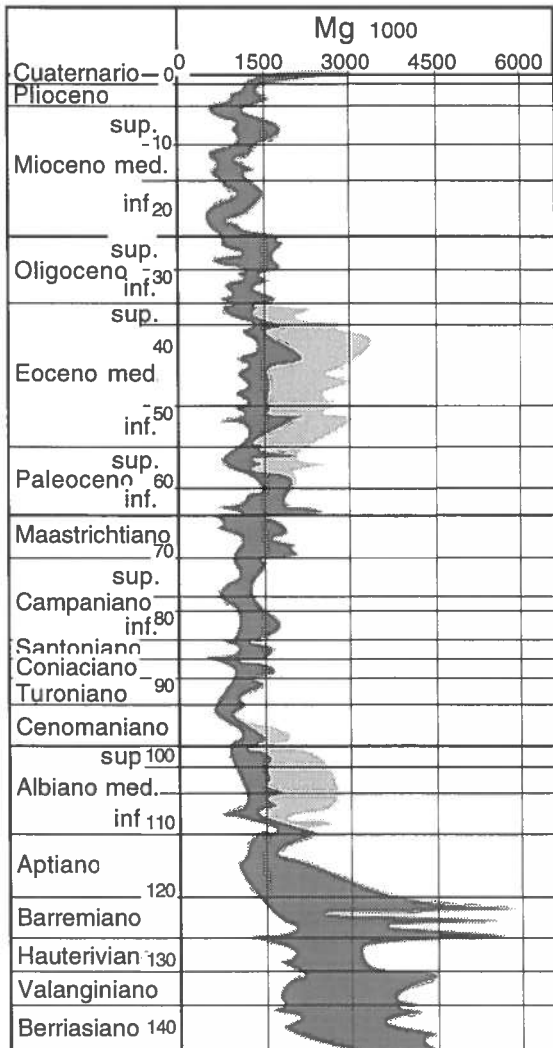


Fig. 28 : Variaciones del Mg en los carbonatos pelágicos desde el Cretácico inferior.

gran parte del Mg oceánico. Por lo tanto, épocas de hidrotermalismo importante están caracterizadas por Mg/Ca bajos, ya que el hidrotermalismo produce también mucho Ca.

**4. La relación isotópica del azufre ( $\delta^{34}\text{S}$ ) de los sulfatos**

Las variaciones del  $\delta^{34}\text{S}$  de los sulfatos (actualmente +21‰) están mayormente controladas por las interacciones entre dos reservorios principales : las evaporitas con  $\delta^{34}\text{S}$  muy alto, y los sulfatos con  $\delta^{34}\text{S}$  muy bajo. El  $\delta^{34}\text{S}$  permite definir el origen de series evaporíticas y datarlas, ya que las variaciones del  $\delta^{34}\text{S}$  fueron importantes (Fig. 29).

Accidentes positivos catastróficos ocurrieron en el Precámbrico, el Devoniano y el Triásico inferior (regional?). Eventos positivos fueron identificados en el Pérmico superior (mundial) y el Oligoceno (regional?) (Fig. 29).

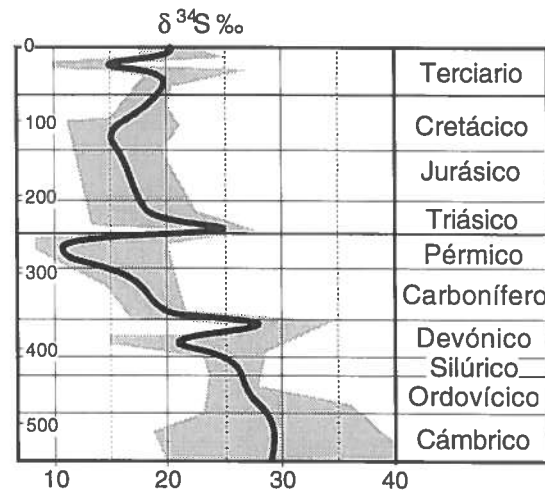


Fig. 29 : Evolución del  $\delta^{34}\text{S}$  en el Fanerozoico.

**VI. CONCLUSIONES**

La química sedimentaria, refleja de composición de los océanos del pasado, que depende a su vez de fenómenos físicos (temperatura, salinidad, magnetismo,...), climáticos, geológicos (hidrotermalismo, eustatismo, ...) como biológicos, que dependen a su vez de la química de los océanos. Por lo tanto, todos los fenómenos de la esfera externa (geodinámica externa) del planeta son interdependientes, y están también en parte controlados por fenómenos internos (acreción oceánica, volcanismo, inversiones magnéticas, ...), como astronómicos. Así se ilustra el papel de registro ambiental de los sedimentos.

## F. ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL

El método de interpretación de la estratigrafía secuencial supone que las variaciones eustáticas son sincrónicas en todo el mundo, pero que los cuerpos sedimentarios son escalonados en el tiempo y en el espacio. Por lo tanto, la estratigrafía secuencial no es un método de datación, sino una potente herramienta de correlación.

### 1. Eustatismo y estratigrafía secuencial

El eustatismo designa a las variaciones del nivel absoluto del mar. Ya que un líquido siempre se mantiene al horizontal con respecto a la atracción terrestre, estas variaciones son globales e instantáneas. Por lo tanto, una curva eustática constituye una escala de tiempo potencial. Sin embargo, el modelo de estratigrafía secuencial demuestra que la respuesta sedimentaria al eustatismo es diacrónica, ya que depende de la velocidad de creación de espacio disponible, es decir del nivel marino absoluto, de la subsidencia local y de la acumulación sedimentaria.

Las variaciones eustáticas tienen pues más efectos en las plataformas (Fig. 30) que presentan una pendiente, una subsidencia diferencial y una productividad sedimentaria importantes. Siendo someras las plataformas, periodos de bajo nivel llevan a emersiones largas asociadas con erosiones (hiatos).

Por otro lado, los cuerpos sedimentarios son diacrónicos, ya que retrogradan y progradan en respuesta al aumento y la disminución del espacio disponible. Por lo tanto, son escalonados en el espacio por desplazamiento de las zonas de acumulación sedimentaria máxima.

En consecuencia, la estratigrafía secuencial demuestra que (1) los cuerpos sedimentarios no son sincrónicos a lo largo de un margen, (2) existen hiatos sedimentarios largos, y (3) estos hiatos también son diacrónicos (Fig. 31).

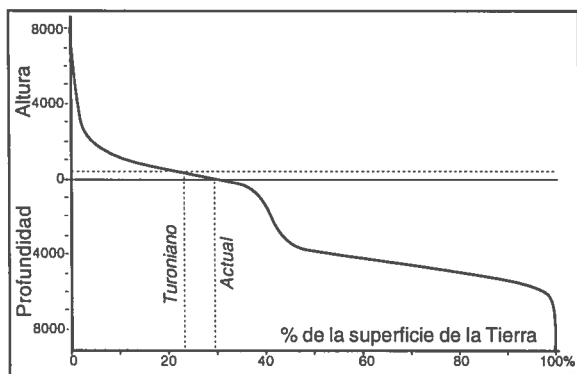


Fig. 30 : Curva hipsométrica (percentage acumulado de superficies en función de su altura), y proporción de tierras emergidas actualmente y en el Turoniano.

### 2. Correlaciones por estratigrafía secuencial

La estratigrafía secuencial permite dos tipos de correlaciones.

#### A. Superficies.

Los límites de secuencia (discontinuidades) representan hiatos cada vez más breves, a medida que se consideran ciclos de orden menor (Fig. 31). Por lo tanto, límites secuencias mayores solo permiten correlaciones aproximadas, mientras que límites de parasecuencias permiten el establecimiento de cronocorrelaciones y de cronogramas (Fig. 31).

La identificación de los máximos de inundación (*Maximum Flooding Surface*) es importante, ya que constituyen verdaderas líneas de tiempo a escala de una plataforma, aun que pierdan esta propiedad en la cuenca ya que se transforman en Intervalo condensado (Fig. ). La identificación de los máximos de inundación es importante en el campo, ya que son a menudo muy fosilíferos y permiten biocorrelaciones, y en pozos donde corresponden generalmente a cuerpos lutáceos litocorrelacionables.

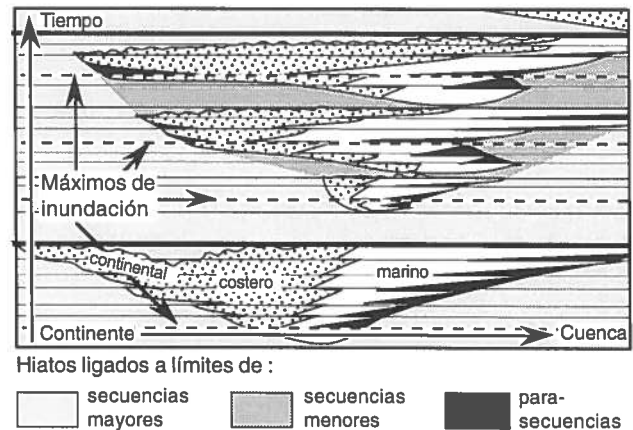


Fig. 31 : Cronograma y repartición espacial de los cuerpos sedimentarios en ciclos eustáticos.

Nótese la duración de los hiatos en función del orden de las secuencias eustáticas, y la sincroicidad de las superficies de máximos de inundación.

#### B. Cuerpos sedimentarios y secuencias de depósito

Los cuerpos sedimentarios son diacrónicos y solo permiten litocorrelaciones (Fig. 31). Cabe notar que ciertos cuerpos tienen una extensión muy débil y pueden no tener equivalentes (Prismas de Bajo Nivel). Sin embargo, en ambientes paleogeográficos comparables (plataforma somera, profunda, ...), el diacronismo entre cuerpos equivalentes es débil.

Secuencias de depósitos pueden ser correlacionadas de cuenca a cuenca, bajo la condición que sean bien datadas, y que sus orden de magnitud sea comparable, reflejando variaciones eustáticas del mismo orden. Sin embargo, en caso de actividad tectónica importante, dichas correlaciones pueden resultar aleatorias.

## G. CICLO-ESTRATIGRAFÍA

Contar depósitos rítmicos permite evaluar la duración del depósito, si se conoce la duración de los ciclos que los originaron. Fósiles y sedimentos registraron ritmos, que corresponden a ciclos diarios, mensuales, anuales o más largos. Estos ciclos tienen todos un origen astronómico.

### I. CICLOS ASTRONÓMICOS

#### 1. Ciclos astronómicos breves

La expresión más conocida y de más breve período de los ciclos astronómicos es la alternancia día y noche, debida a la rotación de la Tierra, y que controla toda la actividad biológica ligada a la fotosíntesis, y la temperatura.

Las mareas son provocadas mayormente por la atracción de la Luna. Pueden ocurrir una o dos veces al día según los lugares y su amplitud es máxima cuando se conyuguen las atracciones de la Luna y del Sol. Los depósitos mareales son frecuentemente caracterizados por rizaduras de corriente bimodales (sentidos opuestos), que corresponden a la subida y bajada de la onda de marea. Estudios intentaron definir el número de día por mes lunar o de meses lunares por año, mediante el estudio de estos depósitos, pero son obstaculizados por erosiones provocadas por las grandes mareas.

Las estaciones son debidas mayormente a la inclinación del eje de rotación de la Tierra, y también a la distancia entre la Tierra y el Sol. Pero existen también ciclos de período más largo.

#### 2. Ciclos de Milankovitch.

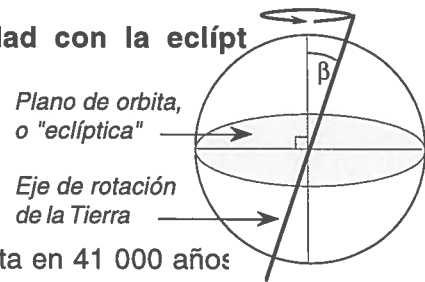
En 1920, Milankovitch propuso que parámetros astronómicos controlan las variaciones climáticas. Esta teoría ha sido ampliamente confirmada desde entonces.

\* *Oblicuidad con la eclíptica.* El eje de rotación de la Tierra es oblicuo con respecto a su plano de rotación alrededor del Sol. Esta oblicuidad con respecto al "plano de la eclíptica" varía entre  $22^{\circ}02'$  y  $24^{\circ}30'$  con un período de 41 000 años (Fig. 32).

\* *Excentricidad de la órbita terrestre.* La órbita de la Tierra es una elipse cuya forma varía con un período de 95 000 años. Cuando la excentricidad está máxima, la Tierra se acerca y aleja más del Sol, y las estaciones son más contrastantes.

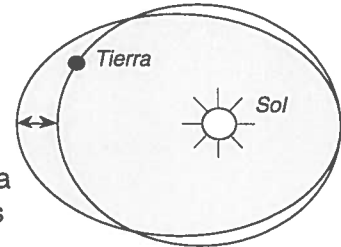
\* *Precesión de los equinoccios.* La órbita elíptica de la Tierra gira alrededor del Sol con un período de 21 700 años (Fig. 32). Esto hace que la estación en que la Tierra está más cerca del Sol varíe. Actualmente, la Tierra está más cerca del Sol en Enero; dentro de 10 000 años, la Tierra estará cerca

#### Oblicuidad con la eclípt



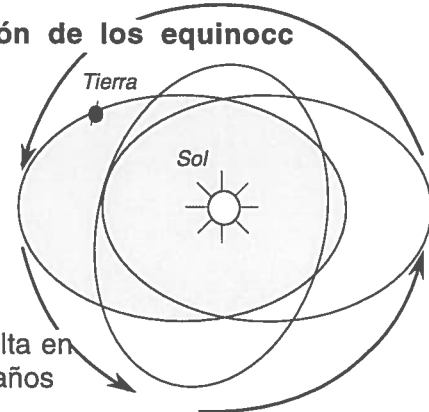
Una vuelta en 41 000 años:

#### Excentricidad de la órbita



Una ida y vuelta en 95 000 años

#### Precesión de los equinoccios



Una vuelta en 21 700 años

Fig. 32 : Esquema de los ciclos de Milankovitch, debidos a las variaciones de los parámetros de la revolución terrestre.

del Sol en el verano boreal.

Cada uno de estos ciclos hace variar la cantidad de calor que la Tierra recibe del Sol y la hemisfera que lo recibe. Su combinación suma o substrahe sus efectos con períodos de  $\approx 20 \cdot 10^3$ ,  $40 \cdot 10^3$  y  $100 \cdot 10^3$  años.

## II. RITMOS BIOLÓGICOS

### 1. Estrias de crecimiento

Varios grupos de invertebrados marinos, así como construcciones algáreas presentan estrias de crecimiento. Comparaciones con corales actuales demostraron que estas estrias corresponden a ritmos diarios.

El análisis de las estrias de crecimiento de coelenteros devónicos (400-350 Ma) demostró que el año tenía entonces  $\approx 400$  días. En efecto, debido a la fricción ligada a las mareas, la rotación de la Tierra disminuye su velocidad, de tal manera que el año tenía 14 meses hace 560 Ma, y pierde un día de duración cada 10 Ma (Fig. 33).

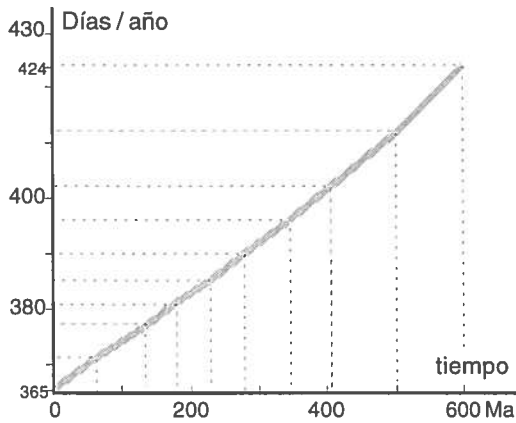


Fig. 33 : Variación del número de días por año desde el Cámbrico, determinada por estrias de crecimiento de organismos.

Los nautilus actuales fabrican una faja calcárea cada día, y cada mes lunar una nueva cámara. Los nautilus silúricos presentan solo 9 fajas por cámara, lo que indica que los meses lunares solo tenían 9 días hace 420 Ma atrás, debido a que la Luna estaba mucho más cerca de la Tierra ( $1,5 \cdot 10^6$  km en vez de  $3,4 \cdot 10^6$  km ahora).

**2. Dendrocronología**

Los árboles también fabrican estrias de crecimiento que corresponden a ritmos estacionales, es decir anuales. El estudio de árboles de larga vida (especímenes vivos de *Pinus longaeva*, en EE UU tienen 4900 años) permite establecer cronologías precisas hasta 6000 o 9000 años atrás.

Para épocas recientes, también se utiliza la velocidad de crecimiento de ciertos líquenes para evaluar la edades de las morenas glaciares.

**III. RITMOS DE ORIGEN ASTRONÓMICO**

**1. Ritmos estacionales**

Las varvas glaciares son pares de láminas delgadas depositadas en lagos peri-glaciares. Las láminas invernales son oscuras y finas, estando congelada el agua en esta estación, mientras que las láminas estivales son claras y detriticas. Las varvas presentan características que dependen del clima del año y permiten correlacionarlas. El estudio de las varvas permite datar y correlacionar depósitos hasta 15000 BP.

**2. Ritmos climáticos**

La composición isotópica del océano varió de manera cíclica en el Cuaternario, lo que llevó a correlacionarla con las glaciaciones, y por lo tanto a los ciclos de Milankovitch. Sin embargo, si bien las fluctuaciones isotópicas del  $\delta^{18}O$  (que refleja la temperatura) corresponden a ciclos de  $\approx 20\,000$  y  $40\,000$  años como las glaciaciones (Fig. 34), existe un escalonamiento notable entre los dos fenómenos.

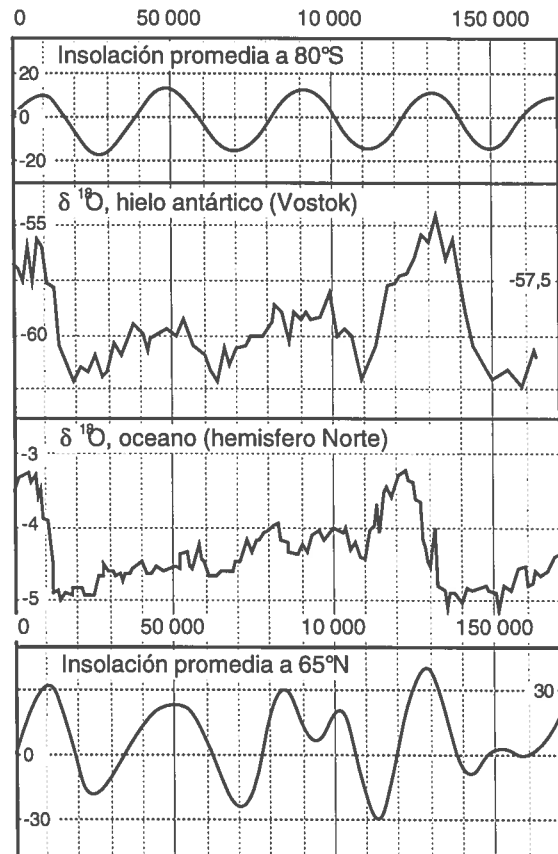


Fig. 34 : Variaciones de la insolación estimada, y del  $\delta^{18}O$  medido en el hielo del Antártido y en el océano, desde 150 000 años.

Eso sugiere que (1) la glaciación está demorada con respecto a la baja de temperatura, y (2) la latitud, que controla la insolación, juega un papel importante en el crecimiento de los casquetes glaciares (Fig. 34).

En el Cuaternario, los períodos más calientes correlacionan exactamente con los bancos de caliza de las alternancias pelágicas caliza-lutita y con el desarrollo de especies de foraminíferos planctónicos, lo que indica que la producción de  $CaCO_3$  tam-

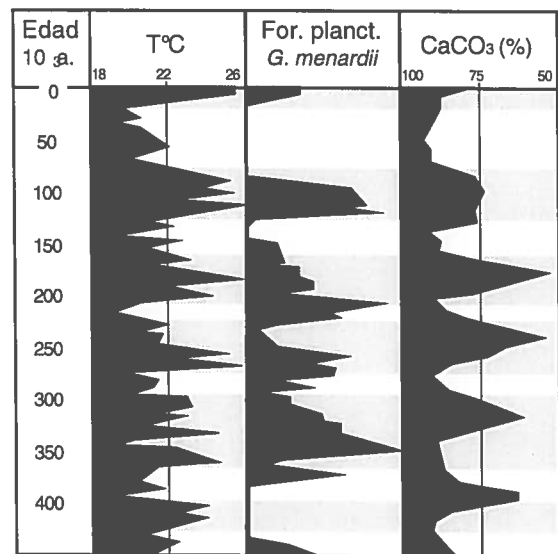


Fig. 35 : Comparaciones entre la temperatura, la abundancia de foraminíferos planctónicos y el contenido en  $CaCO_3$  en el Pacífico ecuatorial.



bien es controlada por los ciclos astronómicos (Fig. 35).

En el Mesozoico, los ciclos isotópicos tienen períodos de 1,6 Ma, que se correlacionan también con ciclos astronómicos. Sin embargo, no se sabe todavía porque glaciaciones aparecieron en el Neógeno (aumento de actividad volcánica?).

## H. MAGNETO-ESTRATIGRAFÍA

La magneto-estratigrafía potencialmente permite construir un cuadro estratigráfico independiente de los medios geográficos (latitud, temperatura) o sedimentarios (marinos someros, profundos, continentales, ...).

### I. EL GEOMAGNETISMO

#### 1. El Geomagnetismo actual

Cualquiera que sea el sitio, el vector campo magnético está definido por 3 parámetros (Fig. 36).

- La *intensidad* está expresada en nanotesla ( $\gamma$ ).

- La *declinación* ( $D$ ) representa el ángulo (en el plano horizontal) entre la componente horizontal del campo magnético y el Norte geográfico.  $D$  varía de 0 a  $360^\circ$  en el sentido anti-horario.

- La *inclinación* ( $I$ ) representa el ángulo (plano vertical) entre la componente horizontal del campo magnético y la dirección del campo total.  $I$  es positiva si está dirigida hacia abajo. Varía entre  $0^\circ$  en la línea ecuatorial y  $90^\circ$  en los polos.

Actualmente en Francia,  $F = 46\ 000\ \gamma$ ,  $D = 6^\circ$ ,  $I = +64^\circ$ .

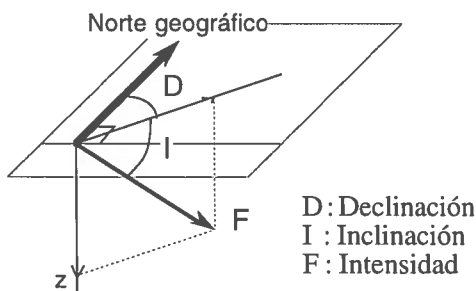


Fig. 36 : Parámetros definiendo el campo magnético terrestre.

El origen del campo magnético terrestre (geomagnetismo) es todavía hipotético. Se piensa que el núcleo terrestre funciona como un dinamo auto-mantenido. El núcleo externo líquido sería agitado por corrientes de convección alrededor del núcleo interno sólido, creando así un dinamo que genera un campo electro-magnético.

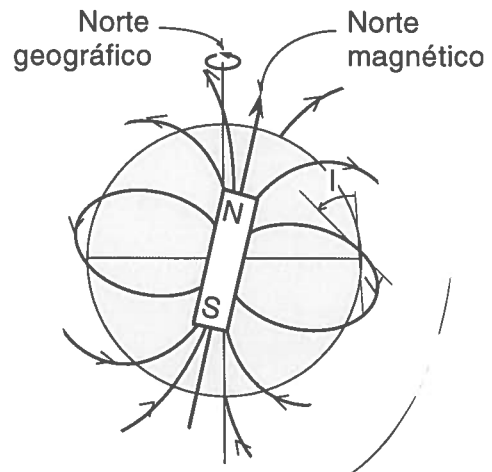


Fig. 37 : Representación esquemática del campo magnético terrestre.

El ángulo entre las líneas magnéticas y la superficie de la tierra ( $I$ ) varía según la latitud.

#### 2. Variaciones del geomagnetismo

El campo magnético terrestre varía a corto plazo (día o año), debido a perturbaciones en la ionosfera. También existen variaciones seculares, debidas a composiciones no dipolares. En Francia, se demostró que  $I$  varió entre  $55^\circ$  y  $75^\circ$ , y  $D$  varió entre  $-25^\circ$  y  $+25^\circ$  desde Cristo. A escala geológica, se utiliza un promedio de estos valores, que representa el componente dipolar del geomagnetismo.

La polaridad del campo magnético terrestre se invirtió numerosas veces en los tiempos geológicos. Durante los últimos 5 Ma, se detectaron inversiones de 0,5 a algunos Ma, e inversiones más breves (orden de 105 años). La suma de los periodos inversos y normales representan duraciones más o menos equivalentes.

Estudios específicos demostraron que durante las inversiones, que duran unos miles de años, la intensidad del campo magnético es débil (10% del valor normal) y la trayectoria del polo magnético es muy sinuosa, sugiriendo que el campo magnético no es dipolar, sino multipolar.

La cartografía de las inversiones magnéticas registradas por la corteza oceánica permitió evidenciar su simetría con respecto a las dorsales medio-oceánicas, lo que confirmó la teoría de la tectónica de las placas (Vine y Matthews 1963).

#### 3. El magnetismo de las rocas

Existen tres tipos de magnetismo :

A. *El diamagnetismo*. La mayoría de los cuerpos presentan un magnetismo débil, proporcional y en sentido contrario al campo aplicado. Desaparece cuando se interrumpe el campo aplicado.

B. *El paramagnetismo*. Otros cuerpos conteniendo hierro presentan un magnetismo débil en el sentido del campo aplicado. También desaparece cuando se interrumpe el campo.

C. *El ferromagnetismo*. Es mucho más fuerte que los anteriores. Cuerpos ferromagnéticos son el hierro, los aceros, ciertos óxidos de hierro y algunos sulfuros o hidróxidos de hierro.

Cuando estos cuerpos están sometidos a temperaturas superiores al punto de Curie, la agitación térmica aumenta y el cuerpo se vuelve paramagnético. Al enfriarse, el cuerpo se vuelve ferromagnético, y adquiere una imantación que corresponde a la del magnetismo de la época.

Casi todos los minerales magnéticos de las rocas son óxidos de hierro. En rocas volcánicas, los más frecuentes son la titanomagnetita y la titanomaghemita. La titanomagnetita siendo muy frecuente en rocas plutónicas y metamórficas, es también abundante en las rocas detríticas. La hematita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), de origen detrítico o químico, es frecuente en las rocas sedimentarias.

En rocas eruptivas, la imantación remanente es adquirida cuando la roca se enfría por debajo del punto de Curie. La imantación remanente natural medida (IRN) resulta generalmente de la imantación primaria (IP), perturbada por imantaciones secundarias (IS) debidas a eventos meteorológicos (relámpagos) o a la exposición prolongada al campo magnético terrestre.

En rocas sedimentarias, al depositarse, las partículas magnéticas detríticas se orientan según el Norte magnético de la época, dando a la roca sedimentaria una imantación fósil (IP). A pesar de que la energía de depósito no debe ser muy fuerte, la imantación primaria definitiva parece ser adquirida durante la diagénesis precoz. También pueden ocurrir perturbaciones de la IP.

## II. PALEOMAGNETISMO

### 1. Medidas del magnetismo de las rocas

Las muestras paleomagnéticas tienen que ser colectadas anotando su orientación con respecto a la horizontal (medida de I) y al Norte magnético actual (medida de D). La presencia posible de imantaciones secundarias implica destruirlas, para determinar la IP. Por eso :

- sea se calenta la muestra por etapas, y se mide la imantación para cada etapa,
- o sea se somete la muestra a un campo magnético alternativo decreciente, cuya intensidad inicial crece para cada etapa.

Las medidas sucesivas están representadas en un diagrama, que representa la proyección del vector imantación medido a cada etapa, a la vez sobre el plano horizontal (orientado según el Norte) y el plano vertical. Así se puede ver si la imantación cambia de orientación o intensidad, y diferenciar, dentro de la IRN, lo que representa la IP, y lo que se debe a las IISS (Fig. 38).

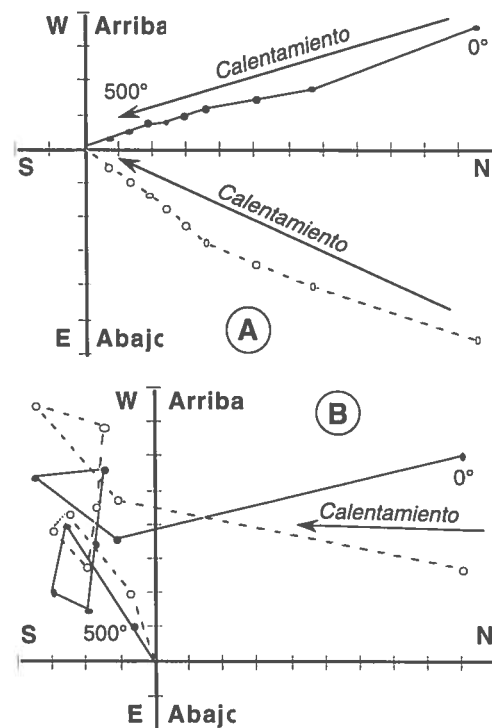


Fig. 38 : Diagramas de desimantación térmica (de Zijderweld), que junta proyecciones sobre los planos horizontal (Declinación, puntos negros) y vertical (Inclinación, puntos blancos).

A: caso simple, la IRN solo tiene un componente.

B: caso complejo, no es posible diferenciar los componentes de la IRN.

Cuando solo existe una imantación, los puntos de cada etapa se alinean (A, Fig. 38). Cuando varias imantaciones fueron registradas, los puntos diseñan una línea discontinua, en la cual cada segmento representa una componente de la IRN. Siendo la más estable, la IP corresponde al último segmento.

### 2. Escala magneto-estratigráfica

El estudio paleomagnético de secciones continuas de sedimentos pelágicos bien datados, en pozos oceánicos o en secciones de afloramientos, así como el estudio paleomagnético de series volcánicas continuas, datadas radiométricamente permitieron establecer una cronología de las inversiones magnéticas desde el Jurásico (Fig. 39).

Las desventajas del método y de la escala magneto-estratigráfica son :

- la alternancia de polaridades normales (negras) e inversas (blancas) impide reconocer las magneto-zonas directamente. Estudios paleontológicos o radiocronológicos adicionales son necesarios,
- en secuencias sedimentarias, hiatos son frecuentes y pueden inducir equivocaciones en las correlaciones de las anomalías,
- secciones continuas no son tan frecuentes,
- existen épocas largas sin inversiones (anomalía 34 del Cretácico [quiet zone, 115-83 Ma]).

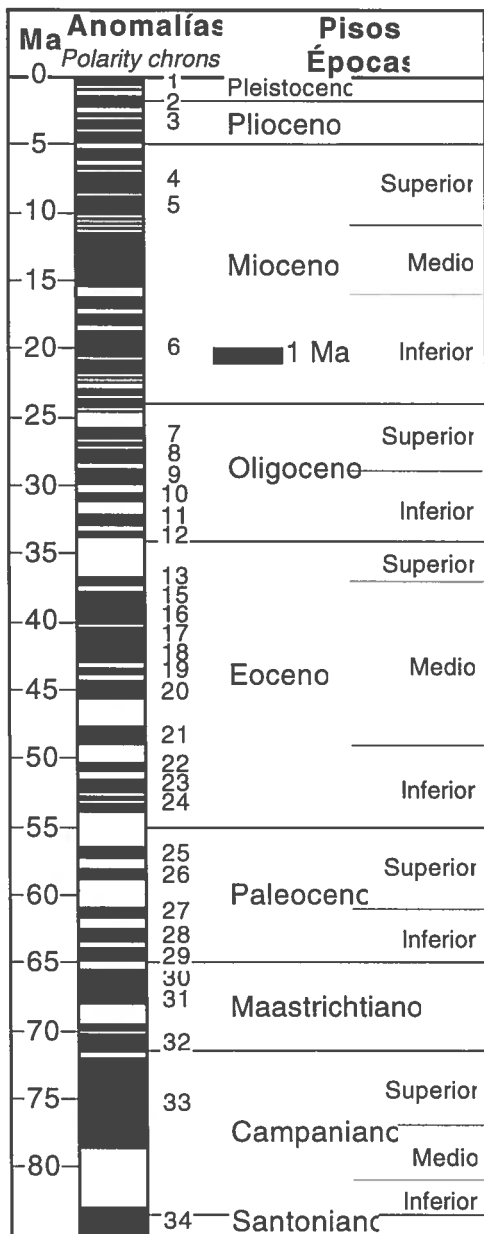


Fig. 39 : Escala paleomagnética establecida en los años 1980

En cambio, sus ventajas son que :

- las anomalías son sincrónicas en todo el mundo e independientes del tipo de rocas y del sitio geográfico,

- representa un registro continuo de eventos bien datados que permite evaluar la duración de eventos sedimentarios o eruptivos ya datados,

- por lo tanto, es muy preciosa para determinar la velocidad de los procesos. Por ejemplo, se pudo determinar que las gruesas acumulaciones volcánicas (Traps) del Decan en India, datadas del límite Cretáceo-Terciario, fueron emplazadas en menos de 1 Ma. Eso reforzó la hipótesis según la cual los gases y polvos emitidos perturbaron las condiciones de vida y contribuyeron a las extinciones.

La unidad magneto-estratigráfica básica es la magneto-zona, que puede agrupar a varias alternancias, sobre todo en el Neogeno. Su duración es generalmente del orden de 1 Ma. (Fig. 39)

### 3. Otras aplicaciones del paleomagnetismo

Estudios paleomagnéticos son también muy útiles en tectónica. Determinando las características magnéticas de una muestra datada, y conociendo el Norte magnético de esta época, se puede determinar la rotación (Declinación) o migración latitudinal (Inclinación) que sufrió desde la adquisición de su imantación primaria.

		PERIODOS		ÉPOCAS		PISOS		Haq et al., 1987	Odin, 1994	Hardenbol et al., 1998	≈
		<b>CUATERNARIO</b>				Holocène		0	0	0	0
						Pleistocène		-	-	0,01	0,01
<b>CENOZOICO (= TERCIARIO)</b>	<b>NEOGENO</b>	PLIOCENO	sup.	Plaisancien		1,65	1,75	1,77	1,7		
			inf.	Zanclien		3,5	3,4	3,58	3,5		
				Messinien		5,2	5,3	5,32	5,3		
		MIOCENO	sup.	Tortonien		6,3	7,1	7,12	7		
			med.	Serravalien		10,2	11,0	11,2	11		
				Langhien		15,2	14,7	14,8	15		
			inf.	Burdigalien		16,2	15,8	16,4	16		
				Aquitanién		20,0	20,3	20,5	21		
			OLIGOCENO	sup.	Chattien		25,2	23,0	23,8	24	
	inf.	Rupélien			30,0	28,0	28,5	29			
		Priabonien			36,0	33,7	33,7	34			
	EOCENO	med.	Bartonien		39,4	37,0	37,0	37			
			Lutétien		42,0	40,0	41,3	41			
		inf.	Yprésien		49,0	46,0	49,0	49			
				Thanétien		54	53	54,8	55		
	PALEOCENO	sup.	Danien		60,2	59	60,9	61			
		inf.			66,5	65,0	65,0	65			
	<b>MESOZOICO (= SECUNDARIO)</b>	<b>CRETÁCICO</b>	superior		Maastrichtien		74,0	72,0	71,3	69 71,5	
				Campanien	sup.				77		
					m.				81		
medio				Santonien	inf.	84	83	83,5	83,5		
				Coniacien		88	87	85,8	86		
				Turonien		89	88	89,0	89		
				Cénomanién		92	92	93,5	93		
					sup.	96	96	98,9	95 96 99		
				Albien	m.				102		
inferior					inf.				106		
				Aptien		108	108	112,2	112		
				Barrémien		113	113	121,0	121		
			Hauterivién		116,5	117	127,0	127			
			Valanginién		121	123	132,0	132			
			Berriasién		128	131	137,0	137			
		superior		Tithonien		134	135	144,2	144		
				Kimmeridgien		140	141	150,7	151		
				Oxfordien		145	146	154,1	154		
			medio		Callovién		152	154	159,4	160	
					Bathonien		157	160	164,4	164	
					Bajocién		165	164	169,2	169	
inferior			Aalénién		171	170	176,5	175			
			Toarcién		179	175	180,1	180			
			Pliensbachien		186	184	189,6	190			
			Sinemurién		194	191	195,3	195			
			Hettangien		201	200	201,9	202			
					210	203	205,7	206			
<b>TRIÁSICO</b>		superior		Rhétien		215	-	209,6	210		
				Norien		223	220	220,7	221		
				Carnien		231	230	227,4	228		
		medio		Ladinién		236	233	234,3	234		
				Anisién		240	240	241,7	242		
				Spathien		243	-	248,2	-		
	inferior		Nummalien		247	-	-	-			
			Griesbachien		250	250	-	-			
			Thuringien		250	250	-	250			
<b>Pz</b>	<b>PÉRMICO</b>	superior									

Fig. 40 : Varias versiones de la edad de los pisos meso- y cenozoicos. Nótese que el límite Jurásico-Cretácico varió de hasta 10 millones de años.