

PROBLEMAS DE EROSIÓN SUBMARINA

Y SEDIMENTACIÓN PELÁGICA DEL PRESENTE Y DEL PASADO

Por ARNOLDO HEIM

CONTENIDO

1. Introducción	126
2. Corrientes profundas y sus efectos	126
3. Nomenclatura	129
4. Exesión	131
5. Discontinuidad y correlación de las facies	132
6. Ejemplos de discontinuidad sin emersión en el Geosinclinal alpino-himalayo ..	133
7. Discontinuidad entre el Ordovícico y Gotlándico en la Precordillera Argentina.	142
8. Continuidad aparente	143
9. Estratificación por omisión y sublución	144
10. Soliflucción subacuática	148
11. Arenas glauconíticas y ankerita	150
12. Limo de radiolarios y arcillas oceánicas	152
13. Precipitación calcárea y organismos	153
14. Las llamadas formaciones zoógenas del shelf	155
15. Formación calcárea química-bentógena	158
16. Condiciones químicas para la precipitación de las calizas	160
17. Disolución calcárea y su ciclo	162
18. El equilibrio calcáreo	163
19. Difusión calcárea en el presente y en el pasado	165
20. Formación de brechas submarinas	166
21. Acciones de los terremotos y de olas de marea	169
22. Sublución como consecuencia de movimientos epigenéticos	170
23. Anormalidades de facies	172
24. Denudación subacuática y formación de minerales metalíferos	173
25. Resultados y gestiones	175

1. INTRODUCCION

En la geología histórica, que se basa en observaciones estratigráficas y paleontológicas, se presentan fenómenos de primordial importancia que son poco conocidos e ignorados por la mayoría de los geólogos, y que no son mencionados aún, en los libros de texto más destacados.

Uno de estos fenómenos se refiere a la denudación submarina. Otro, en relación con la sedimentación y disolución pelágica, ha originado controversias infructuosas debido al desconocimiento por parte de los geólogos de los resultados oceanográficos. Por esto, trataré especialmente la difusión y el origen de las calizas llamadas erróneamente organogénicas.

El texto siguiente, en parte, es una ampliación y traducción libre de un trabajo anterior¹ del autor, que se basó en extensas observaciones estratigráficas y litológicas en los Alpes y un estudio comparativo de los sedimentos pelágicos, coleccionados por la famosa expedición oceanográfica del «Challenger», realizado en la oficina de Sir John Murray de Edinburgo. También describiré algunas nuevas observaciones hechas en diferentes regiones como California 1933, Himalaya 1936, Moluccas 1939, y en la Precordillera argentina 1944-45.

Las elevaciones continentales son regiones de *denudación*, mientras que en las cuencas acuíferas domina el régimen de la deposición, de la *sedimentación*.

Pero ambas expresiones sólo son válidas en rasgos generales. El fondo del mar no es ni exclusivamente «una región de acumulación» (Supan), ni tampoco el agua en el fondo de las cuencas profundas está «en completo reposo» (Thoulet). A este resultado conducen tanto las diversas observaciones en cuencas acuíferas actuales, que en gran parte han sido ya recopiladas y utilizadas por K. Andréé², así como también los estudios comparativos litológicos de los contactos entre estratos marinos.

2. CORRIENTES PROFUNDAS Y SUS EFECTOS

Ya en 1888 Agassiz refiere que el «Blake Plateau» submarino es barrido por la corriente del Golfo hasta más de 1000 m de profundidad y que es casi libre de vida animal. Las concreciones fosforíticas con sus fósiles terciarios demuestran que allí, desde el Terciario, no tuvo lugar ninguna sedimentación. La velocidad de la corriente en el estrecho de Florida alcanza la de un río, pues llega a 1,5 m/s.

¹ ARNOLD HEIM, *Ueber submarine Denudation und chemische Sedimente*, en *Geologische Rundschau*, XV, 1924.

² K. ANDRÉE, *Ueber stetige und unterbrochene Meeressedimentation usw.*, en *Neues Jahrb. f. Min. usw.*, Stuttgart, 1908, und *Geologie des Meeresbodens*, II, Leipzig, 1920.

Gümbel mencionó una arena con granos de cuarzo redondeados de 1 mm de diámetro, la cual fué sacada por « La Gazelle » en 3931 m de profundidad, al norte de Ascensión, en el medio del Atlántico; además otras « arenas finas de mares profundos de hábito litoral » llegan hasta al oeste del Cabo y pasan los 7000 m de profundidad (Andrée, trabajo citado, fig. 132). También del Océano Índico son conocidas arenas « continentales » de grandes profundidades.

El agua superficial caliente del Mar de Banda circula hacia los polos y es reemplazada por una corriente de fondo, que lleva agua fría del norte a través del umbral entre las islas Sulu y Obi. Cuatro sondeos de la Expedición Siboga demuestran que esta corriente de umbral debe ser muy fuerte, ya que ellos encontraron fondo duro a 680, 1.476, 1.504 y 2.001 m respectivamente, sin poder sacar muestras de rocas ¹.

El fondo duro encontrado por la sonda a 2.000 m junto a las Islas Canarias, es debido, según Grabau, a las corrientes de mareas.

En la región costera de California, donde rige una corriente fría boreal, son conocidos sedimentos recientes glauconíticos. En una expedición marina del Instituto oceanográfico de La Yolla ², fué encontrada también una zona de fondo rocoso sin cubierta sedimentaria, en algunos centenares de metros de profundidad.

La dorsal entre Escocia y Faröer está constituida por roca desnuda con gravas y arenas hasta más de 500 m de profundidad, debido a una corriente de umbral.

Pero, para el « barrido » no son necesarias tales corrientes extremadamente fuertes. Según los experimentos de Krümmel para arrastrar lodo de globigerinas es suficiente una velocidad de agua de 3 mm/s, y G. Forsch, basándose en corrientes superficiales, considera velocidades para profundidades de 1.000 y más metros, que sin lugar a duda permiten efectos mecánicos.

Es fácil concebir que *olas de maremotos*, que se originan en el fondo abisal, trastornen también la sedimentación pelágica, como por ejemplo el maremoto del 1° de abril de 1946 que ha producido olas de hasta 30 m y ha arrasado las costas desde Alaska hasta Hawai y Chile.

Geológicamente importantes no son solamente las corrientes de fondo, sino también las *corrientes ascensionales*, las que impiden la deposición de finas partículas en suspensión y al mismo tiempo pueden tener como consecuencia una inversión del hidroclima, como por ejemplo, al S de Java, donde, a pesar de su situación ecuatorial, ya a 400 m de profundidad la temperatura del agua sólo alcanza los 10°C.

Ofrece muchos datos valiosos al geólogo el trabajo de A. Merz y G. Wüst

¹ Comunicación del señor profesor doctor B. G. Escher, Leiden.

² El autor fué invitado a participar en esta excursión por el Director doctor T. W. Vaughan, en 1933.

sobre la circulación vertical en el Atlántico ¹, considerando el « intercambio extraordinario entre la mitad norte y sur del Atlántico ». Ella se efectúa por una « corriente de los estratos ácuos superiores del Atlántico sur hacia el norte hasta una profundidad de unos 1.000-1.200 m y en las capas profundas hasta unos 4.000 m vuelve hacia el sur. En el fondo, al oeste del umbral atlántico, la *corriente de fondo antártica* se dirige hacia el hemisferio del norte; al este del umbral, la corriente de fondo atlántica norte se dirige hacia el hemisferio del sur ». « *La suposición de que la velocidad de la corriente a grandes profundidades sea mínima, no corresponde evidentemente a todas las regiones* ».

También W. Brennecke ² llega al resultado que los vientos tienen una importancia subordinada. « Como esencialmente nuevo hay que mencionar primeramente la *cuádruple estratificación* de la corriente, que existe entre el ecuador y los 40° lat. S. En la superficie, el agua de la *corriente ecuatorial del sur* y de la del *Brasil* es llevada hacia el Sur; a unos 1.000 metros de profundidad, ascendiendo hacia el ecuador, la *corriente profunda subantártica* se dirige hacia el Norte. Debajo de este movimiento encontramos la *corriente profunda nord-atlántica* que se introduce desde las profundidades del océano Atlántico, a una profundidad media de 1.500-3.000 m. Esta última, a su vez, tiene por debajo la *corriente de fondo antártica*, que desplaza aguas frías de las latitudes del sur hacia las del norte ».

La Expedición Atlántica del « Meteor » 1925-1927, ha confirmado la existencia de las cuatro corrientes sobrepuestas. La corriente de fondo antártica llega a grandes profundidades en el ecuador ³.

De esto podemos deducir, *que no solamente sustancias disueltas, sino también lodo fino*, ya sea traído por los ríos u originado como coloide por la alteración en el fondo del mar, *puede ser transportado aún en las más grandes profundidades*. Esto corresponde especialmente a la arcilla de los mares profundos, cuya capa superior es descripta como « *lodo movable, acuoso, de color claro* ».

Pero también las corrientes de fondo explican ahora la *dispersión extensa y relativamente rápida del bentos* (larvas que nadan libremente, Ammonitas).

Que el agua de fondo de las mayores profundidades está en circulación, ya queda demostrado por la continua disolución del calcáreo planctógeno, el cual en caso contrario, debería enriquecerse y precipitarse justamente en las mayores profundidades.

Según el « Meteor », la sedimentación en la región del umbral medioatlántico es más intensa que en las profundidades de ambos lados del mismo umbral.

¹ A. MERZ UND G. WÜST, *Zeitschr. d. Ges. f. d., Erdkunde*, Berlin, 1922, Nr. 1-2.

² W. BRENECKE, *Die ozeanographischen Arbeiten der deutschen antarktischen Exped. 1911-1912*, en *Archiv der Deutschen Seewarte*, Hamburg, 1921.

³ F. SPIESS, *Die Meteor-Fahrt*, Berlin, 1928, p. 347, fig. 27.

Las exploraciones de los mares profundos han sacado de las grandes profundidades decalcificadas, de todos los océanos, dientes de *Carcharodon* incrustados con manganeso, y otros restos fósiles terciarios, con frecuencia en número de cien en una sola muestra, de manera que prácticamente queda demostrada la ausencia de sedimentos correspondientes a períodos geológicos completos sobre inmensas superficies. Solamente por movimientos tectónicos pueden transformarse en tierra firme tales fondos marinos, ya que no puede pensarse en un relleno por sedimentación pelágica normal.

Debemos a E. Philippi de la expedición « Gauss », una primera estratigrafía cronológica de la sedimentación pelágica cuaternaria del fondo marino. Sus resultados han sido confirmados por la última expedición atlántica del « Meteor »¹:

En la región tropical del Atlántico, debajo del lodo de globigerinas con *Globotruncana menardii*, se encuentra un estrato ferruginoso de reducido espesor con muchos granos de minerales, en el cual falta la *Globotruncana*. Tal vez, el estrato superior con globigerinas descansa directamente sobre lodo rojo. De acuerdo con Philippi, W. Schott atribuye este estrato, sin *Globotruncana menardii*, al último período glacial del Pleistoceno, durante el cual era muy fuerte la corriente de fondo antártica que llegaba hasta el ecuador.

Esta explicación sirve para calcular aproximadamente la cantidad de la sedimentación abisal. Es en centímetros:

	Lodo azul	Lodo de globigerinas	Arcilla roja
Período postglacial,	18 a 66	10 a 42	10 a 26
Por 1000 años,	1 a 3	0,5 a 2	0,5 a 1,3

En la obra citada del « Meteor », se habla de una « transgresión » general del lodo de globigerinas con *Globotruncana menardii*. En mi opinión se trata de una *resesión* después de una fase de exesión y omisión parcial. Es un ejemplo muy instructivo producido por un *cambio del hidroclima* junto con el cambio climático general.

« Frecuentemente la cubierta de agua hace difícil decidir con seguridad, si el actual fondo marino está limitado por una superficie de denudación o de acumulación » (Joh. Walther).

3. NOMENCLATURA

La ya conocida serie de transformaciones en la superficie de la corteza terrestre que Joh. Walther² ha descrito con los términos de meteorización,

¹ C. W. CORRENS, *Die Sedimente des äquatorialen Atlantischen Ozeans*, en *Wissensch. Ergebnisse d. Deutschen Atlantischen Expedition des « Meteor » 1925-1927*, III-3, Berlin u. Leipzig, 1937.

² JOH. WALTHER, *Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft*. III. Lithogenensis der Gegenwart, Jena, 1894.

abrasión, transporte y corrosión, puede ser determinada también en el fondo de cuencas acuíferas cerradas y en la misma extensión. Pues no solamente existen en ellas las condiciones por el contenido en oxígeno (O_2) y bióxido de carbono (CO_2) disueltos especialmente en el agua fría y profunda, sino también las condiciones para el transporte, y la corrosión por las corrientes y el peso gravitacional. Para evitar interpretaciones erróneas y descripciones extensas, se aconseja la introducción de algunos conceptos nuevos, en parte solamente de valor provisorio, que aquí son presentados a la crítica.

Por de pronto, buscamos una palabra que designe un proceso subácueo, que corresponda a la alteración superficial (*Verwitterung*), pero que no debe estar relacionado con el tiempo en sentido meteorológico. En los idiomas neolatinos se utilizan *descomposición*, *desintegración*, *eflorescencia*, en inglés también « decay ». Tal vez sería aconsejable la designación *exesión*¹.

Con *exesión subacútica* entenderíamos entonces la transformación química del fondo que está bajo la influencia del H_2O , CO_2 y O_2 .

Podemos distinguir entre *exesión subfluviátil*, *sublacustre* y *submarina*.

Hummel² para la desintegración submarina de las rocas ha indicado la palabra *halmirolisia* sin dar una correspondiente derivación para el agua dulce. Desgraciadamente la designación neutral *hidrólisis* ha sido dada como concepto químico para disociación, pero también se podría pensar en la palabra *hidroftoria*.

En trabajos recientes, el autor utiliza la designación de *hidrodiálisis*.

Los geólogos rusos han comprobado que casi todo el Mar Ártico se encuentra en estas condiciones. Las muestras obtenidas del fondo presentan el mismo aspecto que las rocas desintegradas superficialmente bajo el aire.

El término « desintegración de las rocas » sería demasiado amplio, ya que queremos excluir, por ejemplo, desintegraciones submarinas por efectos volcánicos.

La palabra *denudación*, en el sentido de quitar sedimentos o rocas de la superficie de la litósfera puede ser conservada, ya que, al igual que en la superficie, se puede definir más aproximadamente según el medio. Podemos distinguir en el fondo de cuencas acuíferas:

- A. *Disolución* (denudación por disolución sin alteración química).
- B. *Hidrodiálisis* (sin disolución o con disolución parcial, y descomposición química).
- C. *Derepción*³ (denudación por acción mecánica de las corrientes).

¹ De *exedere*: carcomer, alterar.

² K. HUMMEL, *Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmirolyse*, en *Geol. Rundschau*, 1922.

³ De *rapere* = quitar. También se podría tomar en consideración en *surrepción* o *derasión*.

D. *Soliflucción*¹ (deslizamiento de fondo inclinado como consecuencia de la gravedad).

Como concepto colectivo, A-B-C en el sentido de lavar, deducido de *luere*, fué introducida por el autor² la designación de *sublucción*. Podría aplicarse también el término delución subacuática.

Sublucción es lo contrario de sedimentación. Si se anulan entre sí, o las dos son iguales a cero, entonces se produce la no deposición u *omisión*³. El intervalo, en general, está caracterizado en este caso por una *discontinuidad* en la sedimentación; el contacto es una superficie estratigráfica de omisión. Es un caso límite entre sublucción y sedimentación.

Si después de una fase de omisión o sublucción se produce una nueva sedimentación sin previa emersión, entonces la designamos como *resesión*⁴, *redeposición*.

Para evitar las malas interpretaciones que trae como consecuencia el uso demasiado generalizado de la palabra *transgresión*, introduje la designación de *transmersión*⁵, en el sentido de un proceso « sobre lo hundido ».

En contraposición a la denudación terrestre tenemos la siguiente compilación:

Denudación subaérea	⎧ descomposición, alteración disolución erosión abrasión exaración soliflucción deflación	Denudación subacuática	⎧ exesión disolución hidrodialisis derepción soliflucción	} . . . sublucción	

4. EXESIÓN

La alteración subacuática debe ser más efectiva allí *donde el agua contiene más O₂ y CO₂ disueltos y donde existe la posibilidad de un aporte nuevo de tales aguas*. A esto se agrega una acción débilmente favorable ejercida por la presión elevada en profundidad. Estas condiciones están reunidas en las *aguas frías polares* y en el *fondo de los océanos profundos*. De acuerdo a esto, se aceptaba desde J. Murray, 1877, que la arcilla roja de profundidad, sedimento marino que por su gran distribución ocupa el segundo lugar de los sedimentos pelágicos, fuera un producto de alteración de mate-

¹ J. A. ANDERSSON, *Solifluccion, a component of subaerial denudation*, en *The Journal of Geology*, XIV, 1916.

² CHURFIRSTEN, *Beiträge zur geol. Karte der Schweiz*, 1916, p. 556.

³ De *omitere* = omitir, prescindir.

⁴ Introducido en: ARN. HEIM, *Nammuliten- und Flyschbildungen*, en *Abh. Schweiz. Pal. Ges.*, 1908, p. 197.

⁵ *Ibidem*.

rial eruptivo in situ ¹. Dentro de este concepto, también está la disolución calcárea, la que se extiende aun más allá de las áreas del limo de radiolarios y diatomeas, es decir, sobre un 40 % del total del fondo marino.

Pero no solamente en el fondo de los mares profundos, sino también en las zonas marginales se conocen desintegraciones de suelos, tanto en material eruptivo como en sedimentos hidratógenos. Así por ejemplo, la glauconita del banco de Agulhas en África del Sur, o la del banco cercano a San Francisco fué encontrada alterada. La disolución calcárea puede pasar, según la corriente y el hidroclima frío, a zonas litorales.

El ejemplo más importante de denudación submarina parece presentarse en el *Océano Artico*, según las observaciones oceanográficas rusas ². De las fondos rocosos fueron extraídos muestras de rocas decompuestas con costra ferruginosa como si fuesen coleccionados en la superficie terrestre.

Ciertamente, C. W. Correns tiene razón al decir que no conviene exagerar la importancia de la alteración y oxidación submarina, porque, en contraste con las aguas pluviales, el agua del fondo marino ya es rico en iones de Na, Ca y Mg. Se comprende que la acción más importante de exesión e hidrodíalisis debe encontrarse en las zonas frías.

El más grande contraste lo presentan las cuencas acuíferas mal aereadas, donde se precipitan sedimentos bituminosos con piritita bajo condiciones de reducción química, como, por ejemplo, en el Mar Negro.

5. DISCONTINUIDAD Y CORRELACIÓN DE LAS FACIES

Todo estratigrafo ya habrá notado la ausencia de estratos en grandes extensiones con paralelismo completo o casi completo de los estratos inferiores y superiores. Aplicando el método ontológico, debemos preguntarnos ¿dónde en la superficie terrestre se encuentran regiones, las cuales, después de un hundimiento, darían un paralelismo regional, o *biconcordancia* de las rocas sedimentarias tan completo?

Ni siquiera una *semi-penacordancia* ³ regional como la que se encuentra en los Alpes puede considerarse como originada por una verdadera transgresión. A esto hay que agregar todavía que tales hiatus, con frecuencia, en lugar de presentar características terrestres, yacen entre formaciones de mares profundos. Como ya lo hace notar Joh. Walther (obra citada, pág. 864) son justamente « las regiones de las facies de mares poco profundos (Flachsee) y de mares profundos (Tiefsee), las que presentan predominantemente superficies *horizontales* de denudación y de acumulación ».

Hiatus, fundamentados generalmente por la falta de una o varias zonas de

¹ K. ANDRÉE, *Geol. des Meeresbodens*, II, 1920, p. 318.

² Comunicaciones verbales al Congreso Geológico internacional, Moscú, 1937.

³ ARN. HEIM, *Nammuliten*, en *Abh. Schweiz. Pal. Ges.*, 1908, p. 173.

Ammonitas y designados como transgresión, pueden, bajo ciertas condiciones, ser originados justamente en forma opuesta a la emersión, es decir, por hundimiento (inmersión) del fondo, pudiendo desaparecer a gran profundidad por alteración, disolución y circulación lo que ha sido acumulado a profundidades menores. Tal vez se podría relacionar con esto la tan discutida muestra recogida por el « Gauss » en el Atlántico ecuatorial: una capita de lodo de globigerina hundida a 7.230 m de profundidad y aun no completamente disuelta por estar cubierta por capitas arcillosas y areno-arcillosas (Andrée, *Meeresboden*, pág. 420).

Para el estudio de las discontinuidades en las rocas sedimentarias habría que seguir en la naturaleza cada límite de facies, hasta que se encontraran o se localizaran, con ayuda del pico, buenos afloramientos. ¿Se trata de un pasaje litológico o de un límite neto sin transición, con o sin cambio de facies? y ¿cómo es el límite neto, geométrico o litológico? Frecuentemente sólo la investigación regional puede decidir, si la discontinuidad está basada en transmersión, omisión o sublución, y de qué clase de sublución.

La importante ley de Joh. Walther sobre la correlación de las facies, según la cual « primariamente pueden ser sobrepuestas sólo aquellas facies y áreas de facies que en la actualidad se observan una al lado de la otra », no es acatada, como ya lo menciona Andrée, en el caso de la sublución y resesión.

Si suponemos, por ejemplo, una playa de una isla oceánica en una región sin acumulación, hundida tectónicamente a mucha profundidad, puede depositarse inmediatamente sobre ella un limo de radiolarios, que nunca se hubiera podido depositar al lado de los rodados de playa.

6. EJEMPLOS DE DISCONTINUIDAD SIN EMERSIÓN EN EL GEOSINCLINAL ALPINO-HIMALAYO

Después de haber contemplado los fondos marinos del presente, vamos a hacer un estudio litológico de los fondos marinos del pasado, que se presentan en las series estratigráficas.

Primeramente, trataremos algunos ejemplos instructivos de la zona helvética de los Alpes, que, gracias a sus buenos afloramientos y a su conocimiento muy avanzado, ofrecen una cantidad diversa de cambios de facies y discontinuidades. Aunque en muchos casos no hay vestigios de discordancia y emersión, la mayoría de los autores aun hablan de « transgresiones paralelas » o « transgresiones pequeñas ».

Para marcar una verdadera transgresión, es decir, una superposición de sedimento marino sobre una superficie terrestre, he introducido la designación de *transmersión* (sobre el emergido).

Hay casos también de transmersión que parecen continuarse, bajo el mar, en una discontinuidad producida sin emersión, pasando por una zona costera.

Conviene mencionar los ejemplos siguientes de los Alpes helvéticos :

1. En Suiza, casi sobre toda la zona norte de los Alpes helvéticos yace el Dogger inferior concordantemente sobre el Triásico, faltando el Liásico, el que aparece solamente hacia el S. En un lugar (valle del Reuss) Stutz encontró el banco superior del « Rötidolomit » atravesado por agujeros de moluscos perforantes, en otro, se encontraron rodados de base, de manera que hay que suponer una regresión marina. Pero con esto, todavía no queda dicho que toda la *discontinuidad regional* está basada en la emersión.

2. Otro ejemplo de esta clase lo constituyen los estratos de Wang (Maestrichtiano) en el borde interno de la zona de facies helvética. En cuencas de sedimentación más profundas de la Suiza oriental y del Vorarlberg los estratos de Wang yacen con límite neto sin indicios de fenómenos de transmersión sobre el « Leistmergel » (margas del Campaniano batial), o aun en partes (Sevelen, Iberg) ellos están ligados al « Leistmergel » mediante transiciones. En cambio, en la zona occidental, desde el lago de los Cuatro Cantones hasta el Ródano, se han comprobado débiles discordancias en la base del Wang, con rodados de base o bloques deslizados del Jurásico y Cretácico subyacente (Arbenz, Lugeon, Vonderschmidt), de manera que hay que preguntarse, si éstos son debidos a deslizamientos subacuáticos o a denudación terrestre. De todos modos, en estos casos la mayor dificultad reside en encontrar en algún lado el límite de la entonces tierra firme hacia el mar abierto. Pero con esto no debemos olvidar que sublucción no es necesariamente la oposición de transmersión. *Frecuentemente la consecuencia directa del ascenso del fondo marino es discontinuidad por sublucción*, pudiendo o no llegar a la emersión. Ejemplos de esta clase los constituyen las superficies límites del « Schrattekalk » y « Gault » y de la « Brisibrekzie » al « Albiengrünsand » (Durchschlägi-Fossilbank). El « Schrattekalk » lleva a veces en su límite superior numerosos corales y bancos de ostras, y la « Brisibrekzie » ocasionalmente está perforada arriba por Foladidos¹. Pero no se puede tratar de un importante ascenso continental, ya que en general se ha mantenido la concordancia. Con la disminución del hiato la discontinuidad originada por emersión local sigue debajo del mar como superficie de sublucción.

En este sentido, de ningún modo la opinión aquí formulada está en contraposición con la representación de los ciclos de sedimentación por ascensos y hundimientos periódicos como los ha descripto P. Arbenz². Dos veces se repite en la sucesión estratigráfica helvética de abajo hacia arriba la serie : marga, calcáreo, arena glauconítica. Entre los primeros existe un pasaje paulatino, entre los últimos un salto de facies :

¹ E. GANZ, *Stratigraphie der mittleren Kreide usw. Neue Denkschr. Schweiz. nat. Ges.*, 1912 ; ARNOLD HEIM, *Churfürsten, « Beiträge » 1910-1916* ; ARNOLD HEIM, *Das helvetische Deckengebirge*, en ALB. HEIM, *Geol. der Schweiz*, Bd. II, 1920.

² P. ARBENZ, *Probleme der Sedimentation usw. Vierteljahrsschr. Nat. Ges. Zürich*, 1919.

1. Margas del Valanginiano : calcáreo del Valanginiano ; banco glauconítico fosilífero de Gemsmättli.

2. Drusbergschichten ; Schrattenkalk ; estratos fosilíferos glauconíticos de Luiterenzug (Gault en sentido lato).

Mientras que por un movimiento periódico de ascenso y hundimiento bajo condiciones iguales habría que esperar la serie de facies 12321, aquí encontramos 123 ... 123 sin movimiento retrógrado, exactamente como lo ha descrito Klüpfel¹ para el Jurásico de Lotringia. El cambio repentino de la facie calcárea que se ha formado en agua cálida, en arena glauconítica, que corresponde a una corriente más fría, a veces se realiza con discontinuidad. El mismo banco fosilífero glauconítico de sólo muy pocos decímetros de espesor, también puede estar limitado hacia arriba, en lugar de hacia abajo, por una discontinuidad, y estar ligado con el calcáreo subyacente por pasajes de transición. Pero, en ambos casos, la cubierta superpuesta origina una sucesión de facies, que se desvía de la ley de correlación de las facies.

3. Numerosas discontinuidades en los Alpes no solamente no permiten reconocer ningún indicio de emersión, sino que la *excluyen directamente*. Cuando un sedimento batial o abisal con discontinuidad y hiato de sedimentación comprobable yace por extensas regiones sobre una misma capa más antigua, de acuerdo a nuestros conocimientos actuales, no puede admitirse una transmersión.

Un vacío pequeño lo ofrece el límite entre el « Schrattenkalk » (caliza del Neocomiano) y el « Gault » (Cretácico medio) en la cantera de la estación de ferrocarril Tisis al SW de Feldkirch (Valle del Rin). La superficie del « Schrattenkalk » es una superficie de disolución ondulada con una costra de sólo unos pocos milímetros de espesor de un resto arcilloso negro con pirita, sobre la cual descansan con límite muy neto biconcordante los estratos de Gams (Gargasiano, Aptiano superior). Pero, en este caso la alteración de la pirita no parece ser de origen submarino.

Sin embargo, la determinación es difícil, ya que a veces es imposible decidir si la alteración fué subacuática, o que recién se hubiera originado en la superficie terrestre. Si se encuentra, por ejemplo, en fracturas frescas, un estrato, el cual se puede seguir a lo largo de extensas distancias en estado de alteración, sin que los estratos que se encuentra por debajo y por encima muestren signos de alteración, se puede pensar en un proceso de alteración subacuática antigua.

En muchos casos se trata solamente de delgadas capas arcillosas sobre las superficies de discontinuidad de los calcáreos, que pueden ser consideradas como residuos de un proceso de disolución submarina.

Un lindo ejemplo de alteración lo ofrecen las canteras al NW del Kum-

¹ W. KLÜPFEL, *Ueber die Sedimente der Flachsee im Lothringer Jura*, en *Geol. Rundschau*, 1916.

menberg y de Oberried en el valle del Rin (Suiza), donde los estratos piritoglaucóniticos de la « Gemsmättlischicht » (Valanginiano superior), que están unidos en forma nodulosa con el calcáreo con equinodermos del subyacente Valanginiano medio, se han alterado en una corteza oxidada, que se encuentra lisamente limitada por los calcáreos silíceos del Hauteriviano superpuestos (fig. 1).

Frecuentemente en cortes microscópicos de rocas frescas, se encuentran granos de glauconita alterada, parcialmente oxidada ¹.

Los oolitos de chamosita del Batoniano y Calloviano alpino están transformados, aisladamente o en conjuntos, en limonita o hematita, sin que estas transformaciones permitan reconocer alguna conexión con la superficie continental. Con frecuencia los calcáreos-glaucóniticos de las formaciones numulíticas están manchados de rojo y verde (Säntis-West, Vorarlberg).

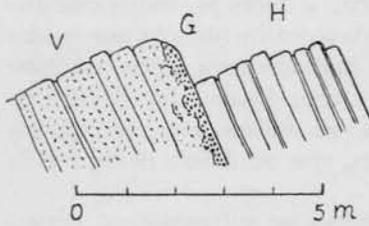


Fig. 1. — Contacto del Valanginiano (V) y Hauteriviano (H) con el estrato de Gemsmättli (G) alterado, en Kummenberg, valle del Rhin.

Prestando especial atención se podrían reconocer aún muchos fenómenos en rocas sedimentarias, resultados

de la alteración subacuática. Si se piensa aquí, lo que ya hizo notar Hummel (obra citada, 1922), que la sedimentación pasa a un equilibrio lábil, por cambio de su hidroclima, entonces se deducen de los fenómenos de alteración subacuática muchos indicios para la paleogeografía.

Dos discontinuidades regionales de esta clase inmediatamente contiguas se pueden seguir en la región límite entre el Dogger y Malm sobre la mayor parte de los Alpes suizos helvéticos. El Bayociano está representado por un calcáreo con equinodermos, el cual a veces en su límite superior está desarrollado como estrato fosilífero con *Cosmoceras garantianum* y con cristallitos de albita. El Batoniano falta, o está representado por capas fosilíferas muy delgadas, que a veces sólo miden 10 cm ². Sigue encima el Calloviano con un calcáreo oolítico ferruginoso rojo de algunos decímetros hasta algunos metros de espesor, el cual en partes es muy rico en ammonitas (*Macrocephalites*). Por lo común falta el Oxfordiano. En cambio el Argoviano está representado en todas partes por el « Schiltkalk » (calcáreo con ankerita y albita química bentogénica) batial profundo, con manchas amarillas y gris azuladas ³, el cual yace sobre el oolito ferruginoso con gran contraste de facies.

¹ L. W. COLLET, *Les dépôts marins*, en *Encycl. scient.*, París, 1908, p. 162.

² A. TOBLER, P. ARBENZ, W. STAUB, HANS THALMANN, *Stratigr. Unters. des Bathonien der Umgebung von Engelberg*, en *Mitt. Nat. Ges. Bern*, 1922.

BAUMBERGER, HEIM, BUXTORF, *Valangien-Hauterivien-Grenze*, en *Abh. Schweiz. Pal. Ges.* 1907.

³ Facies parecida al ordovícico de la Precordillera argentina.

Todos estos estratos se cubren con *completa concordancia*, a pesar de incluir en sí dos discontinuidades. La primera de éstas yace debajo, la segunda sobre el oolito ferruginoso. Los bancos fosilíferos extremadamente delgados indican una acumulación reducida. No puede pensarse en erosión en tierra firme, pues los delgados bancos fosilíferos no hubieran podido mantenerse con una extensión de 50 y hasta varios de cientos de kilómetros de largo. Pero también sería incomprensible que el « Schiltkalk » (caliza argoviana), sin indicios de formaciones litorales, podría yacer siempre con límite neto sobre el mismo oolito ferruginoso. En partes, el límite está borrado, de manera que el « Schiltkalk » en la base encierra fósiles del Caloviano y presenta manchas rojizas. Esto puede ser interpretado por desmoronamiento submarino durante el Oxfordiano y recementación durante la resección del « Schiltkalk », o por mantenerse primariamente blando el limo oolítico. Visiblemente el Oxfordiano fué una *fase de disolución calcárea* en aguas de fondo frías, las que sucedieron al agua más caliente del Caloviano. Si han dejado sedimentos, ellos son esquistos arcillosos pobres en caliza ¹.

Volvamos otra vez al Valanginiano helvético. Sobre una zona de unos 40 km de ancho, desde la supuesta orilla norte del mar alpino hasta la zona Pilatus — Este de Churfirten-Canisfluh — está desarrollado el calcáreo valanginiano en facie urgónica maciza. Después sigue repentinamente una zona de adelgazamiento primario hasta llegar a menos de 1/10 de su potencia. Allá, la facie orgánica pasa al tipo batial del « Plattenkalk » (calcáreo en bancos finos) con *Aptychus*; en esta facies vuelve a aumentar rápidamente de espesor hasta 80 m.

Probablemente la zona de reducción corresponda al borde de una corriente a lo largo del límite entre el shelf y mar profundo, por lo cual la precipitación del calcáreo ha quedado reducida a un mínimo (fig. 2).

El estrato fosilífero de « Gemsmättli » de sólo pocos decímetros de espesor, en el límite Valanginiano-Hauteriviano, hasta ahora sólo es conocido en el manto de sobrecorrimiento del Säntis (manto helvético superior), y solamente en una banda estrecha de 1/2-1 km de ancho, la cual, aun después del aislamiento teórico de los pliegues, correría paralela al borde de los Alpes, y desde el lago de Thun hasta Vorarlberg, es decir, en una longitud de 160 km.

El límite inferior de la « Gemsmättelschicht » en los Churfirten es una *discontinuidad, neta, plana*, mientras que hacia el Hauteriviano el límite no es neto. Tanto hacia el NW como hacia el SE primeramente aumenta la discontinuidad, ya que el estrato de Gemsmättli se acuña. Pero finalmente, tanto hacia la costa como hacia el mar abierto sigue nuevamente la conti-

¹ Para más detalles referente a esto, así como también sobre discontinuidades locales y figuras de corrosión en el calcáreo jurásico, compárese CHURFIRSTEN, *Beiträge. Geol. d. Schweiz*, XX, 1916, pp. 554-558.

nidad de la acumulación con completa biconcordancia. Queda fuera de dudas, que el estrato de « Gemsmättli » glauconítico, rico en Ammonitas, corresponda a una corriente fría relativamente rica en O_2 y CO_2 o a la unión de dos corrientes, cuyo recorrido era paralelo al antiguo borde norte del shelf, como ya ha sido supuesto en 1907¹.

Además, no puede ser casual el hecho de que el ensanchamiento del estrato de « Gemsmättli » coincida justamente con la zona de reducción y del cambio de facies del calcáreo Valanginiano subyacente. A esto hay que agregar aún el desarrollo de una roca arenosa gruesa (estratos con *Pygurus*) de pocos metros de espesor sobre el estrato de « Gemsmättli », cuyos granos

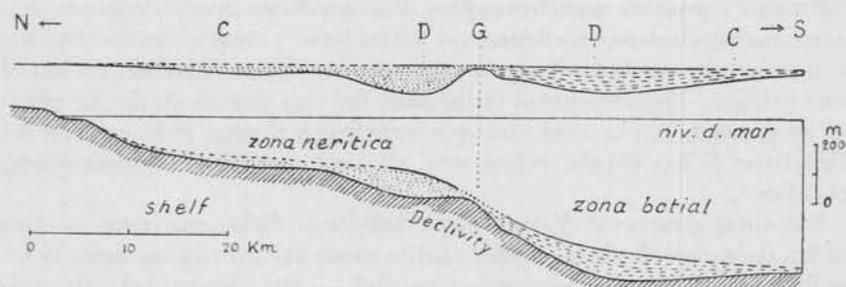


Fig. 2. — Perfil de facies del calcáreo Valanginiano helvético: Perfil superior: según observación directa, con estiramiento teórico de los plegamientos; Perfil inferior: reconstrucción hipotética. Punteado: facies urgónica, llamada « zoogena » (calcáreo oolítico con Equinodermos). Líneas de rayas: « Plattenkalk » con *Aptychus*. G: Estrato fosilífero de « Gemsmättli » (Valanginiano superior). D: Discontinuidad del límite valanginiano-hauteriviano sin estrato de « Gemsmättli ». C: Continuidad del mismo. Al Valanginiano sigue concordantemente, con un espesor de varios centenares de metros, el calcáreo silíceo hauteriviano, no representado en el dibujo.

de cuarzo sólo pueden haber sido traídos desde el SE por una corriente fuerte.

Por lo tanto, la discontinuidad entre el Valanginiano y Hauteriviano a ambos lados de la zona de « Gemsmättli » es debida, sin duda, a omisión o subducción, y probablemente se trata de una escasa disolución submarina del calcáreo valanginiano con sucesiva omisión y resesión.

Otro ejemplo de discontinuidad por subducción lo ofrece el Cretácico superior de los Churfirten orientales. Allí en un espacio reducido, visiblemente también en la zona de una corriente disolvente del calcáreo paralela al borde de los Alpes, lejos de la costa, termina el estrato turrilitico superior del Cenomaniano². La misma discontinuidad llega hasta las cadenas cretácicas de Vorarlberg (Hohen Ems).

Todos los que han seguido el límite de la arenisca glauconítica con Assi-

¹ BAUMBERGER, HEIM, BUXTORF, *Valangien-Hauterivien-Grenze*, en *Abh. Schweiz. Pal. Ges.*, 1907.

² Más detalles con figuras en CHURFIRSTEN, *l. c.*, 1910, p. 216.

linas (Eoceno) sobre los estratos de Seewen (Turoniano) en Suiza oriental, deben haberse preguntado, cómo se puede haber originado una superficie límite de más de 50 km de longitud tan lisa y concordante, a veces neta y plana aún bajo el microscopio, ya que el límite Cretácico-Eoceno en Suiza occidental está marcado por las formaciones de pisolitas ferruginosas, es decir, por una transmersión. Pero en Suiza oriental, así como en general en todas las zonas batiales de las areniscas verdes con Assilinas, faltan los vestigios de formaciones continentales, de manera que aquí también hay que pensar en una sublucción. La arenisca glauconítica con Assilinas debe haberse depositado bajo la influencia de corrientes de fondo frías, las cuales pudieron disolver parcialmente el calcáreo de Seewen, pero lo volvieron a precipitar parcialmente en forma de granos de glaucocalcita tan característica para la arenisca verde con Assilinas (fig. 6). Un cambio de facies tan repentino en el sentido vertical no es posible en un proceso de sedimentación continua. El límite neto debe corresponder por lo menos a una *fase de omisión*, durante la cual cambiaron las condiciones de la sedimentación.

Podrían citarse numerosas discontinuidades de escasa extensión en el espacio y en el tiempo, como las que aparecen, por ejemplo, en el Gault (Suiza, Vorarlberg, Allgäu). Pero una discusión detallada de cada caso aislado sería tema para un trabajo aparte.

Si pasamos a los territorios más *alejados de la costa de los mantos de sobrecorrimientos románicos*, nos sorprenden primeramente las superficies de acumulación neocretácicas de las « Couches rouges » (margas rojas del Cretácico superior) que corresponden a un limo con Globigerinas. En la zona norte desde Chablais hasta el Rin su base está constituida por un calcáreo neocomiano batial, frecuentemente silíceo; en la zona sur, desde Saboya hasta el Rético, por calcáreo del Malm. Si bien el hiatus hacia los Alpes altos se hace más grande, la superficie límite ha mantenido su biconcordancia. Generalmente no se han observado verdaderas formaciones de transgresivas. Pero recientemente Vonderschmidt ¹ en los Giswilerstöcken ha mencionado grietas de varios metros de profundidad dentro del Neocomiano con relleno rojo cretácico, así como una localidad donde se observan 40 cm de brecha basal.

Fenómenos análogos ya fueron encontrados anteriormente por A. Jeannet en los Tours d'Al. Si se dibujan perfiles de facies, sin exagerar la escala vertical, se obtiene, especialmente en el tramo de los Alpes, una superficie de acumulación casi lisa y plana ², que difícilmente podría ser explicada si no por emersión y transgresión. Pero si a pesar de todo tuvo lugar una emersión, para su explicación necesitamos una *ausencia submarina*

¹ L. VONDERSCHMITT, *Giswiler Klippen*, en *Beiträge*, Bern, 1923, p. 25.

² A. JEANNET, *Das romanische Deckengebirge*, en ALB. HEIM, *Geol. der Schweiz*, 1922, p. 621-629.

de la sedimentación durante el hundimiento, pues las « Couches rouges » se presentan directamente en la facies profunda de Globigerinas, correspondiente al « Globigerina ooze » pelágico actual.

Las discontinuidades y resesiones originadas submarinamente más extraordinarias las ofrece la *región abisal de los Alpes meridionales*. El perfil de Chiasso ¹ (frontera Suizo-Italiana) es el siguiente (desde abajo) :

1. *Liásico medio hasta Dogger*. Bancos calcáreos densos con hornstein, pasando los 1.000 m ; arriba « amonítico rosso ». Hiatus : Dogger superior y Malm inferior (?).
2. *Malm*. 40 m de hornstein alternando con capas de esquisto margoso con *Aptychus*, ambos ricos en radiolarios. Discontinuidad neta.
3. *Cretácico inferior*. 50-100 m de « Biancone », calcáreo blanco, cripto-cristalino, precipitado químicamente con *Artychus*, radiolarios, pequeños foraminíferos y *Calpionella*. Discontinuidad neta. Falta el Cretácico medio.
4. *Cretácico superior*. « Scaglia » : potentes margas abigarradas con Globigerinas.

Estas cuatro series son formaciones de mares profundos. Las tres superficies limitrofes son *discontinuidades biconcordantes*, planas, netas, con repentino cambio litológico. De acuerdo con nuestros conocimientos, ha existido permanentemente un mar profundo desde el Liásico hasta el Neocretácico. *La resesión del hornstein corresponde al máximo del hundimiento* ; la del Biancone indica ascenso o cambio de corriente, en todo caso una modificación completa de las condiciones de sedimentación, después de una ausencia total de ella, ya que en caso contrario no sería explicable el límite neto.

Exactamente el mismo contacto neto y plano del hornstein con el biancone (calcáreo con *Aptychus*) fué descrito por Jeannet ² en el manto de sobrecorrimiento de Simmen en los sobrecorrimientos de los « Préalpes romandes », 150 km más hacia el WNW.

Unos 100-120 km al NE de Chiasso, se encuentra, según Spitz y R. Staub ³, dentro de la misma cuenca oceánica, una transición del hornstein con Radiolarios a las « Couches rouges », indicando que aquí tuvo lugar una *sedimentación continua* (Quaternals)».

Si nos dirigimos ahora desde Chiasso 120 km hacia el N, entonces encontraremos el mismo hornstein suprajurásico en la zona del Lenzerhorn (Tschirpen-Teildecke) situado « transgresivamente » sobre el « Hauptdolomit » triásico, cuya superficie presenta cavidades y poros producidos por

¹ ALBERT HEIM, *Ein Profil am Südrand der Alpen*, en *Vierteljahrsschr. Nat. Ges. Zurich*, 1906.

² A. JEANNET, *Tours d'Al*, en « *Beiträge* », 1913, p. 72.

³ R. STAUB, *Ueber Faziesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen*, en « *Beiträge* », 1917, p. 187.

disolución, y luego cementados por marga roja (Brauchli) ¹. En Arosa esta brecha se conoce con el nombre de « Maranerbrekzie » (Steinmann). En la base, ella contiene casi exclusivamente fragmentos de Dolomia principal, para incluir luego cada vez en mayor cantidad « componentes radiolaríferos » y pasar pocos metros arriba de la Dolomia principal a un hornstein con Radiolarios bien estratificado. Este, en el « Urdenfürkeli » se superpone directamente al basamento cristalino (J. Cadisch) ².

Si esta « transgresión » se hubiera originado por emersión local, ¿cómo se podría explicar entonces en los alrededores inmediatos de los peñascos, como por ejemplo, en Weissfluh, la transición paulatina del Lias y Dogger al hornstein del Malm, descrito por Cadisch ³ ?

De estas anomalías de facies y por las disoluciones laterales del hornstein y del « Plattenkalk » deduce Brauchli que el hornstein con Radiolarios

no es una formación de mares profundos. Pero sus argumentos desaparecen si aceptamos un fondo marino profundo irregular, con movimientos tectónicos.

Una decisión no es posible aún. Solamente una investigación especial litológica minuciosa y comparada de esta « transgresión » del hornstein con Radiolarios, extendida sobre todos los mantos de sobrecorrimientos alpinos orientales y los Dinarides, permitirían solucionar estos problemas tan importantes para la prehistoria de los Alpes.

Conviene añadir aquí una observación de Kumaon según la cual el *Tethys-Himalaya* ⁴ recuerda sorprendentemente al Dogger helvético.

Sobre el Liásico nerítico, con límite neto biconcordante se extiende un estrato de caliza oolítico-ferruginosa con ammonitas y belemnites del Caloviano, indiferenciable de la misma formación en los Alpes suizos. Encima, con límite liso y plano, descansan los esquistos negros con sus conocidos ammonitas de Spiti, que pertenecen al Titoniano. Faltan pues, debajo del oolito, el Dogger inferior y encima el Malm inferior. A pesar de los dos hiatus, el oolito ferruginoso, con sólo unos decímetros de espesor, se ex-

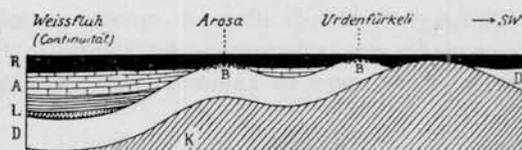


Fig. 3 — Esquema de la « Transgresión » del hornstein con Radiolarios en Graubünden (Alpes Suizos). Según Cadisch. K: Base cristalina; D: « Dolomia principal » Triásico; L: Brecha y esquivo liásico; A: Calcáreo con Aptychus; R: Hornstein con Radiolarios (Malm); B: Brecha de Maran.

¹ R. BRAUCHLI, *Geol. der Lenzerhorngruppe*, en « Beiträge », Bern, 1921.

² J. CADISCH, *Zur Geol. des zentralen Plessurgebirges*, en *Eclogae geol. Helv.*, 1923, p. 495.

³ J. CADISCH, *Geol. der Weissfluhgruppe*, en « Beiträge », 1921.

⁴ ARNOLD HEIM and AUGUST GANSSER, *Central Himalaya. Observations of the swiss Expedition 1936*, en *Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges.* 1939. Compárese también: ARNOLD HEIM, *Tectónica del Himalaya Central*. Publ. del Centro de Estudiantes, Univ. de Buenos Aires, 1945.

tiende sobre una vasta región correspondiente al rumbo de los pliegues y los sobrecorrimientos. No hay otra explicación que la de aceptar una *omisión submarina* antes y después de la sedimentación oolítica, sin emersión.

Un caso análogo he descrito en detalle para el Triásico medio del Tethys himaláico (*l. c.* 1939):

7. DISCONTINUIDAD ENTRE EL ORDOVÍCICO Y GOTLÁNDICO EN LA PRECORDILLERA ARGENTINA

En las partes donde aflora el contacto normal de la potente caliza ordovícica media con la formación del Tambolar (Gotlándico superior a Devónico inferior), como en Tambolar y Pachaco en el Río San Juan, se observa

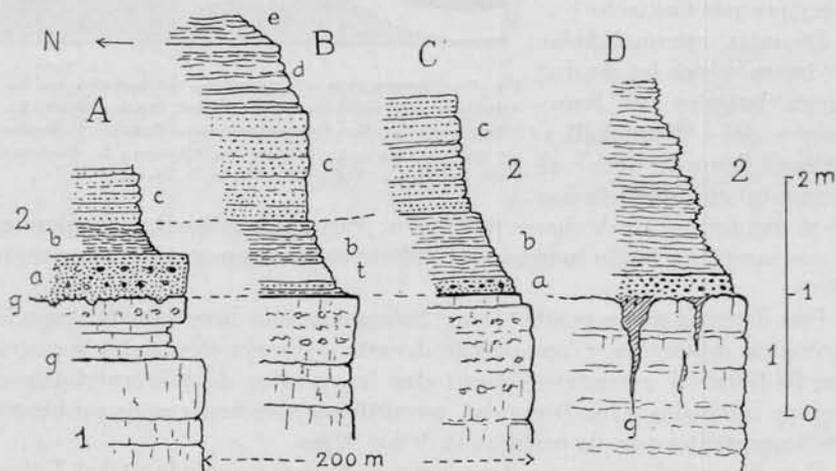


Fig. 4. — Perfiles del contacto de la caliza ordovícica (1) con la formación del Tambolar (2) (Gotlándico) en la Precordillera, Río San Juan, Argentina. ABC, El Tambolar, Km 74 de la carretera San Juan-Calisasta; D, al W de Pachaco, Km 91,3; a, banco de cuarcita negra con concreciones o rodados silíceos; b, esquistos silíceos verduscos; c, arenisca cuarcítica verdusca; d, esquistos verdes; e, esquistos morados; t, banco blanco, tobífero; g, junturas, grietas y huecos con costra limonítica en la superficie de la caliza, llenados en parte por arcilla silícea comprimida.

una discontinuidad clara, netamente biconcordante, aunque, en los detalles, los estratos inmediatamente superpuestos a la caliza cambian de facies de un lugar a otro. En general, la discontinuidad se presenta en forma de una semiconcordancia.

El cambio de facies en sentido vertical de la caliza a la arcilla silícea sin carbonato es tan repentino que debe haberse originado por un cambio completo del hidroclima: desde agua cálida a una corriente fría.

El contacto es liso y plano (fig. 4 B-C) o áspero por disolución de la superficie calcárea (A, D). En Pachaco (km 74 de la carretera), la caliza

presenta numerosas grietas y huecos de varios decímetros y hasta dos metros de ancho.

Tienen una costra superficial herrumbrosa limonítica del mismo tipo de aquella que puede formarse en la superficie terrestre. Los rodados silíceos del banco basal de la formación del Tambolar se explican como restos de disolución de una caliza que esté llena de concreciones de sílex.

Estos fenómenos de disolución con biconcordancia podrían explicarse por una fase de omisión submarina durante el periodo entre el Ordovícico medio y el Gotlándico superior. Para llegar a una conclusión definitiva necesitará un mayor número de observaciones precisas llevadas sobre una vasta superficie.

8. CONTINUIDAD APARENTE

Una transición de un estrato en el sentido vertical, no demuestra necesariamente una continuidad en la sedimentación. Se conocen suficientes ejemplos de *intercrecimiento litológico* de dos estratos, que fueron depositados en periodos separados por tiempos extensos. Pero, por la investigación detallada de las superficies límites, en la mayoría de los casos será posible decidir si el hiatus desaparecido se originó subacuáticamente o por emersión. Generalmente la transición litológica debe ser explicada por alteración o disolución y mezcla con el sedimento que le sucede. Aquí no serán tratados los numerosos casos de brechas, formadas de los estratos inferiores de un mismo lugar y de manera que a veces es imposible trazar un límite, como sucede por ejemplo, para la formación de Gosau sobre el «Hallstätterkalk», la brecha del Cenomaniano sobre Triásico, etc. En cada caso debe estudiarse si estas brechas se han formado arriba o debajo del agua.

Mencionaremos los siguientes ejemplos de los Alpes:

1. Unión del *Dachsteinkalk* (Triásico sup.) con el *Klauskalk* (Calloviario) en la sucesión de estratos tiroleses en Gosau (fig. 5). Según Spengler¹ la brecha y el intercrecimiento se explican por una facies continental a la cual sigue un hundimiento *muy rápido* y muy profundo. Pero por otro lado, los nódulos de *manganeso*, tan característicos para los sedimentos de mares profundos, permiten dudar si el hiatus en los estratos, la formación de brechas y el intercrecimiento no se habrían podido originar debajo de las aguas marinas. También los nódulos en el calcáreo denso sólo pueden haberse producido debajo del agua.

2. La unión ocasional del Dogger helvético batial superior con el Malm, faltando el Oxfordiano, ya fué mencionada.

¹ E. SPENGLER, *Die Gebirgsgruppe des Plassen*, en *Jahrbuch d. geol. Reichsanstalt*, Wien, 1919, pág. 326.

3. Un lindo ejemplo de unión litológica, a pesar de un hiatus de sedimentación que corresponde a la falta del Albiano superior, del Cenomaniano y del Turoniano, nos los proporciona el perfil de Fontanil al NW de Grenoble, Francia. Allí el calcáreo denso maestrichtiano, delgadamente estratificado, con fósiles del Albiano removidos en la base, está unido con el Albiano subyacente.

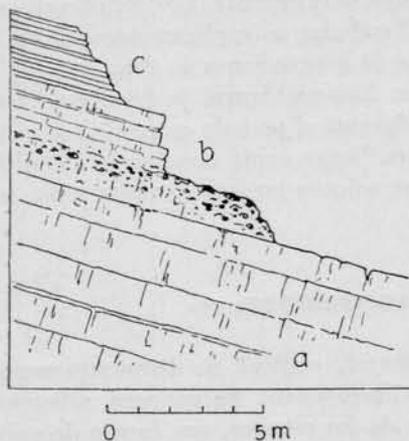


Fig. 5. — Intercrecimiento triásico-jurásico en el valle superior de Briel en Gosau, Alpes anstríacos: a, « Dachsteinkalk » en bancos gruesos, blancos, micro-cristalino, con *Megalodon*, nerítico, pasando hacia arriba a una pseudobrecha con fragmentos y nódulos negros de manganeso, los que en partes llenan un banco de 0,50 m de espesor. También hay pequeños nódulos de hierro mangánífero dentro del calcáreo. Fragmentos calcáreos rojos de tipo b mezclados con el « Dachsteinkalk » y con manganeso, con frecuencia forma el núcleo de los nódulos de manganeso; c) 0,5-2 m de caliza muy fina, roja, con *Macrocephalites macrocephalus* y otros *Ammonitas* batiales (*Phylloceras*, *Lytoceras*, etc.) cuyas valvas están reemplazadas por manganeso; e. Hornstein rojo con Radiolarios; el contacto no aflora; Malmabísal.

3. En Wertach, Alpes Bavauros, el Albiano, a pesar de su aparente transición litológica al Turoniano, está reducido a un banco glauconítico de 0,5-0,8 m que contiene *Ammonitas* características del Albiano inferior hasta el Cenomaniano inferior con *Turrilitas*. En el Vorarlberg (Austria), el mismo banco contiene, según el lugar, una mezcla de fósiles de 6 diferentes subzonas de *Ammonitas*, aunque no todos en el mismo lugar¹. Se presenta aquí el fenómeno de *condensación*. Está en relación con el problema de *sublución*. A pesar de mis estudios especiales sobre la *condensación*, no he hallado una solución satisfactoria. No se explica la acumulación de las *Ammonitas* por

remoción porque todas presentan el mismo estado de conservación, mientras que el banco condensado no muestra vestigios de estratificación².

9. ESTRATIFICACIÓN POR OMISIÓN Y SUBLUCIÓN

Así como hay que observar las superficies límites de las divisiones de los estratos, debería considerarse también los *planos límites de cada estrato individual*, pues es importante, para el carácter de toda la formación, co-

¹ ALB. HEIN, Grúnten, en *Vierteljahrsschr.*, en *Nat. Ges. Zürich*, 1919, p. 465, 468.

² ARN. HEIM, *Stratigraphische Kondensation*, en *Eclogae geol. Helvetiae*, 1934, y ARN. HEIM u O. SEITZ, *Diemiflere Kvríde in d. helv. Alpen von Rheintal u. Vorarlberg u. das Problem der Kondensation*, en *Denkschr. Schweiz. Nat. ges.*, 1934.

nocer si los estratos y pisos intermedios pasan uno al otro paulatinamente o están separados por límites netos. En el primer caso, en el normal, con continuidad en la sucesión de estratos 1212... ó 12321... (por ejemplo los estratos barremianos de Drusberg, fig. 6 A) se pensará en sedimentos químicos, químico-mecánicos o químico-orgánicos en una *oscilación por el equilibrio químico* en el sentido de Albert Heim¹.

En el caso de una *repeticón no pendular* 123.123, donde las superficies límites de 3 a 1 son netas, como, por ejemplo, calcáreo a arcilla, hacia depósito silíceo, habrá que pensar en *interrupciones repetidas*.

Ejemplos de estratificaciones por omisiones las describen Klüpfel² para el Liásico de Lotringia, y Pompecky³ para el Malm de Württemberg. En la sucesión, de estratos arcillosos y calcáreos disminuyen hacia arriba cada vez más las intercalaciones arcillosas: « Los planos de estratificación corresponden a una interrupción en la sedimentación, debida a la ausencia del aporte sedimentario arcilloso, o por una interrupción en la precipitación del calcáreo » (Klüpfel). Estos cambios tienen lugar *dentro de un ciclo*, el cual empieza con deposiciones arcillosas más profundas y termina con calcáreo, sobre el cual se han fijado colonias de ostras y moluscos perforantes.

En el Cretácico, en el *Kieselkalkflysch* de los Alpes orientales (Tegernsee), alternan bancos calcáreos más o menos silíceos de 1-10 dm con capas de esquistos margosos. Observando con más detalle, se reconoce que entre ambas se intercala con frecuencia una capita generalmente de 1 mm de espesor de arcilla verde, la cual si bien está unida al calcáreo, está separada sin embargo por un límite neto de éste. En Schliersee, donde el *Kieselkalkflysch* ha sido puesto al descubierto por enormes canteras de piedra para cemento, falta la capita verde arcillosa. Pero los bancos calcáreos de 1-20 dm están siempre muy netamente limitados frente a las capas margosas, que tienen hasta 80 cm de espesor; pero también pueden faltar completamente.

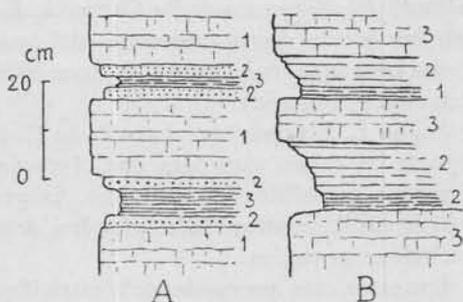


Fig. 6. — A. Estratificación periódica, Oscilante normal, « pendular », ejemplo: estratos de « Drusberg », Barremiano. B. Estratificación por sublación u omisión, ejemplo: « Fisch-Schiefer », Oligoceno, Sernftal, Glaris, Suiza.

¹ ALB. HEIM, *Einige Gedanken über Schichtung*, en *Vierteljahrsschr. Nat. Ges. Zürich*, 1909.

² WALTHER KLÜPFEL, *Ueber die Sedimente der Flachsee im Lothringer Jura*, en *Geol. Rundschau*, Bd. VII, Leipzig, 1916, p. 102.

³ Compárese E. DACQUÉ, *Grundlagen und Methoden der Paläogeographie*, Jena, 1915, p. 190.

⁴ Compárese ALB. HEIM, *Geol. der Schweiz*, 1920, p. 347, y ARN. HEIM, *Nammuliten und Flyschbildungen*, en *Abh. Schweiz. Pal. Ges.* 1908, p. 78 (con literatura).

También la estratificación regular del conocido *Dachschiefer eogeno* con peces, de Matt en el Sernftal, Cantón de Glarus², parece haberse originado por repetida omisión. Cada capita individual de 2-50 mm de espesor empieza con una arcilla finamente micácea y pasa a una caliza silícea, la « Härte ». La separación corresponde exactamente al límite neto del calcáreo del primer estrato con la arcilla del estrato siguiente. Si designamos con 2 el pasaje de la arcilla 3 al calcáreo 1, la sucesión sería 123.123 ó 1230.1230...

Sin la suposición de la interrupción repetida en el proceso sedimentario sería casi imposible explicar la sucesión de estos estratos de Flysch.

Muy instructivo sería un estudio especial de la estratificación de los *Menilitischefer oligocenos de los Cárpatos*. En la base de esta formación alternan las bandas pardo-negruzcas del ópalo menilitico, frecuentemente en forma bien neta, con capitas de roca silícea blanquecina (por ejemplo en Schodnica, Polonia).

Según E. Blumer¹ en el perfil de Chiasso, Suiza meridional, el límite neto de las capas margosas con *Aptychus* individuales con las capas del hornstein es visible al microscopio. Así que, en la sedimentación abisal, además de las discontinuidades grandes, debemos suponer aún interrupciones periódicas pequeñas.

Los caracteres anormales de la estratificación del « Dachsteinkalk » supra-triásico ya habían llamado la atención de Ed. Suess², quien dedicó a estos fenómenos una descripción detallada. El « Dachteinkalk » está constituido por una serie de 1.500 m de espesor de bancos concordantes calcáreos y dolomíticos, cada uno de 1-50 dm, los que están separados netamente entre sí por capas algo más margosas, o que también sin intercalación visible se separan por alteración. La presencia de grandes Megalodontes y Corales en algunos bancos aislados, así como el pasaje regional del calcáreo estratificado al calcáreo de arrecifes (Torstein, Gosauerkamm) indican en general una formación nerítica, la cual sólo por la influencia de hundimiento tectónico pudo alcanzar su gran potencia.

Si se observa la separación de los bancos individuales en Hallstatt, se comprueba repetidamente cómo un banco calcáreo blanco, microcristalino, se hace más margoso y rojizo hacia arriba y luego está cubierto con límite muy neto por el siguiente banco calcáreo blanco. En el límite, o también en el interior de los bancos calcáreos blancos, se encuentran con frecuencia formaciones con aspecto de rodados o irregularmente nodulosas de caliza blanca común envuelta por caliza de color rojo ladrillo. El calcáreo blanco está rodeado, como lo describe Suess, en la página 334, por una corteza calcárea fibroso-radiada. También se encuentran brechas de color blanco

¹ E. BLUMER in ALB. HEIM, *Profil am Südrand der Alpen*, en *Vierteljahrsschrift Nat. Ges. Zürich*, 1906.

² ED. SUESS, *Antlitz II*, 1888, p. 332-340.

y rojo. A menudo las capas calcáreas blancas y rojas de pocos milímetros de espesor se cortan oblicuamente entre sí, o dan origen a dibujos nebulosos rojos y blancos, que son utilizados para la fabricación de objetos de adorno. La superficie alterada subaéreamente puede aparecer también como una brecha, sin que la fractura fresca revele carácter brechoso alguno. Todos estos fenómenos se han originado por facies y de ningún modo por metamorfismo.

La estratificación del « Dachsteinkalk », caracterizada por numerosas interrupciones durante la sedimentación, corresponde a la interpretación de Suess: « Es posible que cada banco equivalga a una emersión y recurrencia, pero esto de ningún modo está comprobado ». Sin embargo, hay que preguntarse si la explicación de las interrupciones por disolución submarina y formación de brechas no es más sencilla que la de centenares de emersiones y nuevos hundimientos, aparte que la última suposición está en contradicción con el completo paralelismo de su estratificación.

La cuestión puede considerarse aún desde otro punto de vista: según Ed. Suess la coloración rojiza se explica por el acarreo de « Terra Rossa ». Pero si observamos toda la sucesión no terrígena, son justamente los depósitos de gran profundidad los que están más intensamente coloreados en rojo, y de manera que resulta la serie: « Dachsteinkalk-Hallstätterkalk-Klauskalk-Radiolarienhornstein ». Parece, por lo menos en partes, que la coloración roja es debida a oxidación por aguas profundas ricas en oxígeno. « Así estamos frente a muchos problemas sin solución y podría enviarse a la juventud por los descubrimientos que le están reservados ». (Ed. Suess, obra citada, pág. 340).

La precipitación calcárea intermitente sobre un fondo soluble al calcáreo resulta en estratificación por subducción. Este caso, que corresponde probablemente en parte a la actual región de Florida (U. S. A.), puede ser observado directamente en ciertos lagos. El calcáreo se precipita en días estivales calurosos y vuelve a ser disuelto parcialmente en las aguas profundas frías.

Probablemente también las formaciones de los mares profundos del Liásico sudalpino con hornstein (M. Generoso) y el hornstein málmico con radiolarios, están caracterizados por interrupciones en la acumulación de los sedimentos.

« Una estratificación sin cambio litológico coincide generalmente con interrupciones temporarias en el proceso de la sedimentación »¹.

« Los fósiles corroídos o parcialmente disueltos en las superficies de estratificación de muchas calizas son testigos muy significativos », de los cuales Em. Kayser cita muchos ejemplos del Silúrico, Devónico, Triásico y Jurásico. Siempre el lado dirigido hacia arriba de los cefalópodos está destruido, habiéndose conservado sólo su lado inferior.

También el caso inverso de la disolución los depósitos silíceos, por ejem-

¹ EM. KAYSER, *Lehrbuch der allgem. Geologie*, I. 7. Aufl., p. 665.

plo de diatomeas, junto con la conservación de las capas calcáreas puede presentarse en los fondos de lagos y marjales de aguas cálidas someras, donde se hace efectiva la ley de la acción de masa.

Mientras que Joh. Walther se oponía a la antigua teoría de la interrupción de Studer y Naumann, actualmente llegamos a una interpretación de acuerdo con K. Andréé ¹, que reconoce dos especies de *estratificación*: estratificación tanto por sedimentación continua como también por sedimentación periódicamente interrumpida.

Sublucción y sedimentación, los dos procesos opuestos, pueden coincidir bajo ciertas condiciones, pudiendo, por ejemplo, disolverse el calcáreo a gran profundidad mientras continúa una precipitación areno-arcillosa.

Si en general las grandes modificaciones de facies, que caracterizan las divisiones de los estratos, dependen de los movimientos verticales de la corteza terrestre, la estratificación repetida en el fondo de cuencas cerradas como las arriba mencionadas no puede ser causada por movimientos periódicos de la corteza terrestre.

10. SOLIFLUCCIÓN SUBACUÁTICA

La Sublucción en un lugar determinado conduce a una mayor acumulación en otro.

Desde que el autor ² ha indicado la importancia litológica de los desmoronamientos subacuáticos se han hecho numerosas y valiosas observaciones al respecto de este problema en varios países ³.

El derrumbe de la orilla de Zug (Suiza central), con sólo 4,4% de declive medio, ha demostrado que aun para masas pequeñas de tierra son suficientes inclinaciones escasas. Grande debe ser por lo tanto la importancia de los enormes declives hacia las fosas marinas, que alcanzan hasta 36° de inclinación. A 75 km de la costa, la fosa de las Filipinas llega casi a 10 km de profundidad, es decir, tiene un declive medio mayor del

¹ K. ANDRÉE, *Wesen, Ursachen und Arten der Schichtung*, en *Geol. Rundschau*, VI, 7-8, 1916.

² ARN. HEIM, *Ueber rezente und fossile subaquatische Rutschungen und deren lithologische Bedeutung*, en *Neues Jahrb. f. Min. usw.*, 1908.

³ O. M. REIS, *Beobachtungen über Schichtenfolge u. Gesteinsausbildungen in der fränkischen Trias*, en *Geogn. Jahreshfte*, München 1910; FELIX HAHN, *Untermeerische Gleitung bei Trenton Falls und ihr Verhältnis zu ähnlichen Störungsbildern*, en *Neues Jahrb. f. min. usw.*, 1912; A. W. GRABAU, *Principles of Stratigraphy*, New York, 1913, p. 779; E. HORN, *Ueber die geol. Bedeutung der Tiefseeegräben*, en *Geol. Rundschau*, V, 1914, p. 422; F. X. SCHAFFER, *Ueber subaquatische Rutschungen*, *Centralb. f. Min. usw.*, 1916, p. 22-24; B. G. ESCHER, *Beschouwingen over het Opuillings Mechanisme van Diepzeeslenken*, en *Verh. Geol. Mijnbouwkundig Gen. voor Nederland usw.*, *Geol. Serie*, Juni 1916; HUGO LIEBER, *Beitr. zur Geol. des Rimberggebietes bei Marburg*, *Diss.*, Marburg, 1917, p. 27. III; H. EUGSTER, *Ducangruppe*, en *Beitr. zur geol. Karte der Schweiz*, 1923, p. 36, fig. 8.

12 %). Trátase aquí justamente de zonas orogénicas. Sin lugar a duda, pueden llegar en estos casos sedimentos neríticos y hasta litorales a la región abisal, hasta centenars de kilómetros de la costa. B. G. Escher hasta hace responsables los derrumbes subacuáticos de la parte principal del relleno de las fosas marinas. Con otras palabras, esto quiere decir que *si sobre el talud continental hay depósitos terrígenos, sus facies no permiten conclusiones respecto de las profundidades en que estos depósitos se acumularon.*

Así como la nieve anualmente se desliza a los valles por medio de aludes, en el borde del zócalo continental, sobre la « Great Declivity » ¹, con continua acumulación de material suelto es *inevitable un deslizamiento periódico.* Como causas del desprendimiento serán a considerarse una continua acumulación, un lento ascenso del declive por movimientos tectónicos y terremotos. A raíz de estas circunstancias pueden producirse sucesiones de estratos « *supernumerarios* » o « *sobrepotentes* » :

1. Por *acumulación directa* de la masa derrumbada.

2. Por *sedimentación indirecta como consecuencia del enturbiamiento* del agua producido por el deslizamiento.

Estos dos fenómenos han sido estudiados detenidamente en el lago de Zürich y parcialmente publicados por Fr. Nipkow ².

Para el primero, aun en el mismo centro de la cubeta se sacaron muestras del material de las orillas, como ser lodo calcáreo litoral con *Bythinia* y otros moluscos costeros, así como también limo arenoso procedente de morenas costeras cuaternarias.

El segundo fenómeno ha sido estudiado en forma especialmente clara en el lago de Zürich por Fr. Nipkow. Debido al enturbiamiento del lago causado por derrumbes de las costas en los años 1895-1898, la estratificación anual de lodo calcáreo ha aumentado sobre grandes extensiones de 10-30 veces (30-60 mm en lugar de 1-5 mm) el espesor del estrato anual normal. En este caso no se ha originado por lo tanto una estratificación « *supernumeraria* » sino solamente « *sobrepotente* ». Pero si el derrumbe tiene lugar en épocas invernales, entonces la consecuencia ha de ser una estratificación anual doble o múltiple.

En formaciones de lodos friables probablemente no se puede trazar un límite neto entre acumulación directa e indirecta, así como tampoco sería posible marcar un límite entre movimiento de lodo semisuspendido (*Gefliesse* Hahn), movimiento de lodo lento (*Hanggekrieche*) y movimiento deslizante espontáneo, más parecido a derrumbe.

Aun hay que mencionar otros efectos. Así como el viento a consecuencia de un derrumbe de montaña (*Bergsturz*) puede arrancar bosques enteros y

¹ EDW. HULL, *On the suboceanic terraces and river valleys of the coast of western Europe.* Victoria Inst., London, 1899, p. 5.

² FR. NIPKOW, *Vorl. Mitt. über Untersuchungen des Schlammabsetzes im Zürichsee, en Zeitschr. f. Hydrologie.* Aarau, 1920.

llevar a personas y animales centenares de metros a través del aire, también un derrumbe subacuático de gran potencia sobre un talud abrupto debe estar acompañado por una *ola de marea*, la que se puede propagar mucho más allá de la región de acumulación, invadir sedimentos, originar «ripple-marks» y destruir el bentos.

11. ARENAS GLAUCONÍTICAS Y ANKERITA

Si con la denominación de arena glauconítica entendemos un sedimento que está constituido por más del 50 % de glauconita y cuarzo, entonces hay pocas arenas glauconíticas fósiles y recientes. En la obra del «Challenger» se colocan aun entre las arenas verdes sedimentos que sólo contienen escaso porcentaje de glauconita. Rocas glauconíticas con más del 50 % de glauconita, es decir *glauconititas*, son raras, pero aparecen en los Alpes en la formación nummulítica¹.

Muchos estratígrafos tienen la costumbre de designar las arenas fósiles glauconíticas directamente como neríticas, a pesar de que según Murray y Renard (*Deep sea Deposits*, «Challenger» pág. 383) «no fueron encontradas arenas glauconíticas en vía de formación en la zona litoral o sublitoral». En cambio, las formaciones glauconíticas alcanzan hasta 4000 m de profundidad. Su mayor distribución está en la zona batial.

Actualmente es aceptado por todos que la glauconita representa una *neoformación bentogénica* del fondo marino. De acuerdo con el instructivo informe de Hummel (*Geol. Rundschau*, 1922) ella es un producto submarino de alteración de las rocas, originado *in situ* por eliminación del gel de alúmina y una parte del ácido silícico, junto con enriquecimiento en hierro y potasio. Según ese autor, los granos de cuarzo han sido acarreados por las corrientes. Hummel explica la coincidencia casi siempre existente entre el tamaño de los granos de cuarzo y de glauconita solamente por: «que la sedimentación de las rocas cuarzo-glauconíticas siempre se produce en aguas agitadas, de manera que puede tener lugar una separación de los granos según el tamaño».

¿Significaría que los granos de glauconita no muy pesados, los foraminíferos rellenos con glauconita y los granos de calcita también fueron traídos por las corrientes? ¿Pero dónde en las formaciones glauconíticas encontramos una estratificación diagonal, como sería de esperar con semejante transporte, y porqué los granos de cuarzo no están rodados? ¿Porqué las arenas verdes, a diferencia de las verdaderas areniscas, generalmente no tienen ni feldespato ni mica? El estudio de muchos cortes microscópicos del Cretácico y del Eoceno de los Alpes ha conducido al autor hacia los siguientes puntos de vista:

¹ ARS. HEIM, *Churfirten*, en «*Beiträge*», 1916, p. 564.

1. La glauconita no está ligada al lugar de la alteración de las rocas (*halmyrolyse*).
2. Los granos de glauconita con frecuencia están íntimamente unidos con calcita, más rara vez con cuarzo. Granos glauco-calcíticos llegan a través de todos los pasajes imaginables hacia granos de calcita de igual forma y tamaño que los granos de glauconita (fig. 7). *Por lo tanto la glauconita ha precipitado de la solución en la misma forma química bentogénica como la calcita.*
3. Los granos de cuarzo tienen formas y tamaños análogos, predominantemente angulosos, fracturados o con superficies irregulares hasta bordes carcomidos, y permiten reconocer de vez en cuando líneas de crecimiento. Hay que preguntarse por lo tanto si los granos de cuarzo también en parte, se podrían haber formado, químico-bentogénicamente. Ya Storz ¹ ha indicado la posibilidad de poder considerar los granos de arena como originados del gel del ácido silícico. Si se confirmara esta hipótesis, desaparecería el criterio tan apreciado de determinar la distancia de la costa y la profundidad de la cuenca por el tamaño de los « granos de arena ».

En muchos casos, verdaderamente es difícil considerar los granos cuarzosos de las arenas verdes como resultado del acarreo terrígeno, ya que no coinciden la distribución, dirección de las corrientes y el origen de las sustancias constituyentes. Estamos aun frente a muchos problemas sin solucionar.



Fig. 7. — Granos glauco-calcíticos, incluidos en caliza densa, arenisca verde eocena con Assilinas, Suiza oriental. Blanco: calcita; punteado: glauconita; negro: óxido de hierro.

La *pastá* de las areniscas verdes de los calcáreos glauconíticos del Eoceno y Cretácico helvético puede estar constituida por sustancia calcárea densa, calcita holocristalina (*Brisisandstein*) o ácido silícico amorfo (*Niederischichten*). En el último caso, es decir en una *Gaize* (roca formada por glauconita y sílice soluble), es imposible creer que una cantidad tan grande de ácido silícico pueda derivar de organismos silíceos. La sílice, como también el hierro y el fósforo, debe haber sido traída al estado de coloide o

¹ Storz, *Zur geol. Bedeutung des Eisen- und Kieselsäuresols. Vortrag, Jahresvers. der Deutschen Geol. Ges. München, 1923* (inédito).

en solución por corrientes de fondo. Probablemente también otras rocas sedimentarias silíceas, como calizas silíceas, esquistos silíceos y hornstein, no deben haber sacado la mayor parte de su contenido silíceo de organismos, sino lo deben haber obtenido por intermedio de corrientes de fondo, bajo la forma de gel o de sol de la zona de alteración submarina de rocas.

Este aporte de sustancias, por ejemplo, para la *formación de glauconita*, exige por lo tanto la suposición de una pérdida de sustancia en otro lugar, es decir, también ellas están *bajo la influencia de exesión y sublucción*.

Lo que es válido para la glauconita, análogamente lo es también para los oolitos ferruginosos, como la chamosita, con la diferencia, sin embargo, que estas leptocloritas, como deduce Hummel, se forman en corrientes más templadas.

12. LIMO DE RADIOLARIOS Y ARCILLAS OCEÁNICAS

Lo que corresponde al contenido orgánico del limo de globigerinas y pterópodos es válido también para el limo de radiolarios. En comparación con el contenido en sílice, que forma en los limos de radiolarios actuales junto con la arcilla, la pasta amorfa homogénea y cuyo origen con frecuencia se afirma ser desde organismos silíceos, pero que nunca se ha demostrado, los *radiolarios* generalmente constituyen un *componente cuantitativamente apenas digno de mención*.

Al mismo resultado conducen nuevamente las observaciones efectuadas en los cortes microscópicos de las así llamadas « radiolaritas », especialmente de los Alpes y del Himalaya. Esta designación introducida por Steinmann ¹ en 1905, y empleada desde entonces en toda publicación, conduce a errores, ya que los hornsteine generalmente sólo contienen algunos radiolarios aislados y con frecuencia no más que las calizas con *Aptychus*. ¿Cómo pueden conservarse tan bien algunos radiolarios aislados, si la pasta silícea se habría originado de Radiolarios? Justamente a la inversa, habría que decir que la buena conservación es una consecuencia de la inclusión en el gel del ácido silícico. Grabau ² hasta llega a establecer un grupo propio de « True organic or biogenic rocks », en el cual no solamente coloca los limos de globigerinas y pterópodos sino también los limos de radiolarios y las radiolaritas de los Alpes. Pero primeramente habría que investigar si existen verdaderas radiolaritas, para lo cual habría que encontrar rocas que estén constituídas por esqueletos de radiolarios en más del 50 % de su peso.

De otro modo parecen comportarse ciertos limos de diatomeas. Así por ejemplo, las muestras del Challenger, sacadas a 157 km al S. de Australia,

¹ STEIMANN, G., *Geol. Beob. in den Alpen*, en *Ber. Nat. Ges. Freiburg i. Br.* 1905.

² GRABAU, *Principles of Stratigraphy*, New York, 1913, pág. 449.

están constituidas casi exclusivamente por esqueletos de diatomeas, y conforme a esto existen por lo tanto también diatomitas marinas fósiles, como por ejemplo, el « diatomaceous shale » (Mioceno superior) de la costa californiana (Morro Bay).

Globigerinas, pterópodos, radiolarios, es decir los animales planctónicos más comunes de las regiones marinas templadas, constituyen por regla general, considerados desde el punto de vista litológico, solamente partes *constituyentes accesorias*. En cambio el bentos de valvas gruesas de las regiones marinas más templadas y menos profundas puede formar calcáreos euorganógenos, pero tienen una distribución geográfica restringida.

El origen de la *arcilla oceánica* aun no está definitivamente explicado, si bien desde Murray, 1877, se la considera generalmente como un producto de alteración submarina de cenizas volcánicas. Si efectivamente el limo de globigerinas en profundidad pasa normalmente a una arcilla roja o a un limo de radiolarios, entonces esto no quiere significar otra cosa que se trata del *residuo de disolución* de una precipitación planetógena preferentemente calcárea. Pero en tercer lugar, también hay que pensar, que la arcilla en sí, en cantidades mínimas, proviene de los continentes en forma de suspensión muy fina. Como cuarta consideración hay que tener en cuenta un transporte de soluciones coloidales de arcilla, ácido silícico, hierro y manganeso por corrientes de fondo en las mayores profundidades, y estos materiales podrían proceder tanto del mismo fondo marino alterado como de los continentes. Finalmente también participa un precipitado de la solución, como lo demuestran, entre otros, los cristallitos bentogénicos de phillipsita y albita.

Con esto llegamos al resultado de que la arcilla roja de los mares profundos es de *naturaleza compleja* y que según la región puede haberse originado aproximándose más a una u otra de las cinco formas citadas.

La búsqueda de componentes de rocas cristalinas en muestras lavadas, ha dado en parte un resultado análogo al que se obtuvo con el estudio los organismos: la masa principal de la arcilla roja es amorfa, sin mostrar origen plutónico ni orgánico. La frecuente alternancia de la arcilla roja y hornstein con radiolarios o caliza con *Aptychus* en el Mesozoico alpino no habla en favor de un origen volcánico.

13. PRECIPITACIÓN CALCÁREA Y ORGANISMOS

A pesar de los adelantos realizados en los últimos 30 años por el conocimiento de la formación calcárea, aun actualmente hay geólogos que consideran toda roca calcárea como una formación orgánica y el mismo sir John Murray fué un ferviente partidario de esta opinión. Pero en la discusión realizada en el Challenger Office en Edinburgo (1909) con este maestro de

las investigaciones oceánicas, el autor pudo confirmar aun más sus puntos de vista contrarios a los de Murray.

La observación microscópica de muchas muestras del Challenger ha llevado primeramente al convencimiento de que los datos sobre el contenido porcentual de organismos, tal como han sido publicados en la obra del Challenger ¹, necesitan de una revisión.

Por un lado, el origen de casi todas las calizas está referido a los organismos, y las cifras porcentuales están basadas *solamente en apreciaciones*, influenciadas por la hipótesis anterior. Por otra parte, como desde entonces han sido repetidas en todos los libros de geología general, las figuras proceden de *material seleccionado*. A eso es debido, que en *general se da a los organismos una importancia litogénica completamente exagerada*. No es de extrañarse que, en base a estas representaciones, con frecuencia se busque inútilmente entre las rocas sedimentarias analogías con las formaciones oceánicas recientes, y a veces hasta se ha afirmado que, por ejemplo, en los Alpes, faltan los verdaderos sedimentos oceánicos abisales.

Algunos ejemplos :

Estaciones del « Challenger »	Profundidad en brazas	Denominación	Contenido orgánico según Murray-Renard.	Contenido orgánico según Arn. Heim.	Observaciones
174 W. Pacífico	610	Glob. ooze 79,6 % CaCO ₃	Globigerinidae 40 %	1-3 %	Masa calcárea en su mayor parte densa hasta criptocristalina.
158 Sud de Australia	1800	Glob. ooze 85 % CaCO ₃	Globigerinidae 75 %	2-5 %	La mayor parte constituida por una masa calcárea, densa, parda blanquecina.
278 Ecuador, W. Pacífico.	2425	Glob. ooze 81 % CaCO ₃	Glob. 70 % Rad. 10 % Otros org. 8 %	2-5 % Glob. 1-2 % Rad.	Predominantemente limo calcáreo denso.
224 W. Pacífico.	1850	Glob. ooze 79 % CaCO ₃	Globigerinidae 70 %	1-2 %	Predominantemente limo calcáreo denso.

¹ J. MURRAY and RENARD, *Deep Sea Deposits*; obra del « Challenger », London, 1891.

Por lo tanto, según la opinión del autor, *la mayor parte* de los limos de globigerinas están constituidos por limo calcáreo denso, el cual puede contener más del 20 % de arcilla y no permite reconocer restos orgánicos. En cambio, estructuralmente coincide con el limo arcilloso o limo calcáreo de los lagos. La analogía de los citados limos de globigerina con el Cretácico superior helvético o románico es sorprendente si se comparan muestras actuales oceánicas, sin lavar, con los cortes microscópicos de sedimentos marinos.

Tenemos que deducir, por lo tanto, *que los limos de globigerinas recientes y fósiles están constituidos principalmente por un depósito calcáreo cripto-cristalino, en el cual las globigerinas aparecen distribuidas en cantidades accesorias.*

Es sorprendente cómo C. W. Correns, el geólogo de la expedición alemana del « Meteor », en su importante obra (*l. c.* 1937, pág. 297) puede decir que el limo calcáreo más fino es de tipo organógeno, y que deriva probablemente de la descomposición de las cáscaras de globigerinas. Si hubiera estudiado al microscopio muchos cortes de calizas densas de formaciones geológicas, debería haber observado que aun los más pequeños fragmentos de foraminíferos se distinguen fácilmente de la pasta densa ultramicroscópica. Y si los foraminíferos son disueltos por la presión, jamás se podría producir esta pasta, sino siempre calcita cristalina.

A los partidarios de la teoría orgánica de la formación calcárea habría que preguntar aún : ¿ de dónde procede el 30 % de limo arcilloso que contienen como término medio los limos de globigerina eupelágicos? No puede proceder de los organismos, ya que esta cantidad de arcilla haría inservibles las valvas. Por lo tanto, se trata también aquí de un *precipitado amorfo, que hace causa común con la caliza.*

Además defensores de la teoría organógena, deberían explicarnos cómo se formaron las grandes masas de calizas aún en parte densas del Proterozoico.

A fin de evitar interpretaciones erróneas, hay que agregar todavía que en casos excepcionales pueden hallarse limos de globigerina casi puramente orgánicos, como, por ejemplo, la muestra extraída en la estación N° 70 del Challenger a 1675 brazas, al oeste de las Azores, un que contiene 83 % CaCO_3 , la cual probablemente está constituida verdaderamente por un 70 % de valvas de globigerinas, predominando en 50 veces las formas megasféricas. Una roca así originada debería llamarse *globigerinita*, pero aparentemente no son conocidas tales rocas en el pasado.

14. LAS LLAMADAS FORMACIONES ZOÓGENAS DEL SHELF

Muchas precipitaciones calcáreas de la zona del shelf son consideradas como coralígenas o derivadas de arena de corales o limo de corales. Así por ejemplo, el « Challenger », en la estación 32 B, encuentra « *Coral mud* »

que como tiza se presenta granoso, blanquecino, debiendo contener 89 % de caliza orgánica. Pero la observación microscópica da también aquí 30-50 % de sustancia calcárea densa, la que puede ser interpretada como precipitado químico. De la estación 55 B se cita « *Coral mud* » a 1325 brazas con un 86 % de CO_2Ca , el cual, según el presente autor, contiene un 40-60 % de lodo calcáreo denso sin estructura orgánica y de ningún modo un 56 % de globigerinas.

Böggild ¹ reúne el limo azul o el limo volcánico con la arena coralina, cuando contiene más de un 30 % de caliza y permite reconocer fragmentos de corales.

Si según este procedimiento se encuentra que las arenas de corales tienen distribución extensa y que la caliza es orgánica, entonces nos estamos moviendo en un círculo vicioso.

El ejemplo más interesante de formación calcárea reciente y subreciente en la zona del shelf lo ofrece probablemente la región de Florida y de las islas de Bahama, donde ha sido estudiado detenidamente por Drew y Vaughan ². Según los resultados de estos autores, « los limos calcáreos y los oolitos no tienen nada que ver con las formaciones de corales; son en cambio *precipitados químicos*, favorecidos por la actividad del *Bacterium calcis*. El crecimiento de los ooídeos incluidos en el limo calcáreo fué observado directamente » (?).

Una analogía con lo de las Bahamas la constituyen muchas calizas de los Alpes, especialmente el tan conocido « *Urgón* » o el « *Schrattenkalk* », una facies que también se encuentra en el Valanginiano y en el Jurásico superior. Anteriormente fueron designadas como « *recifal* », por la aparición ocasional de corales, pero según los estudios microscópicos de Kilian y de Arn. Heim no tienen nada que ver con los arrecifes madreporicos, sino que están constituidos en su mayor parte por una pasta calcárea densa, en la cual están distribuidos ooídeos, oncoides, restos de equinodermos y foraminíferos bentónicos de conchilla gruesa. Parece que la masa principal del « *Urgonkalk* » es el *resultado de un precipitación química*, de la cual no debe excluirse la actividad de las bacterias.

Si separamos tales formaciones *hemi-orgánicas* de las euorgánicas, estas últimas constituidas por más de 50 % de valvas (como por ejemplo, ciertos calcáreos nummulíticos, coralinos y lithothámnicos, y algunas brechas de equinodérmicos) llegamos al sorprendente resultado que tanto en la *actualidad como en el pasado las calizas euorgánicas en comparación con las inorgánicas tienen una importancia muy subordinada*. Más que 9/10 de todas las calizas y dolomitas de los Alpes y del Jura parecen ser precipitados químicos inorgánicos.

¹ O. B. BÖGGILD, *Meeresgrundproben der Siboga-Expedition*, Leiden, 1916.

² T. W. VAUGHAN, *Journal of Washington Ac. of Sc.*, May, 1913.

Ya Bailey Willis ¹ había deducido que muchas calizas y dolomitas marinas, densas, pobres en organismos, deben ser consideradas como precipitados químicos, y fué seguido en parte por Philippi ², Linck ³, Albert Heim ⁴, Drew y Vaughan ⁵, Johnston y Williamson ⁶. Pero, según el autor, este origen es aún mucho más frecuente de lo que ellos supusieron, ya que no solamente los « Plattenkalke » densos, sino también las calizas llamadas orgánicas están constituidas en su mayor parte por precipitado calcáreo químico.

Si los enturbiamientos temporarios del agua marina lejos de las desembocaduras de los ríos habían sido considerados como producidos por limo coralino, por acción de las mareas sobre los arrecifes y distribuidos por las corrientes, cabe preguntarse si no será *justamente a la inversa*, que los arrecifes y organismos con conchillas calcáreas constructores de rocas no estarán ligados a aquellas regiones marinas donde el contenido calcáreo está casi saturado o tiende a precipitarse. Probablemente las partículas más finas ya químicamente separadas sean utilizadas parcialmente por los organismos como materiales de construcción, como lo hacen entre los foraminíferos bentónicos las *Agglutinantia* en forma mucho más tosca, con toda clase de granos de roca.

De acuerdo con esto, se comprende como en el fondo abisal frío, donde la caliza se disuelve, así como también en las regiones polares, no se desarrolla un bentos constructor de rocas, a pesar de que el agua allí es más rica en caliza que en los mares cálidos poco profundos y que los caparzones de globigerinas tropicales son más gruesos y más grandes que aquellos de las especies árticas.

Una comparación microscópica de calizas marinas con aquellas lacustres y salobres da una coincidencia estructural extraordinaria a pesar de los diferentes medios, así como también con el limo calcáreo lagunar reciente. La estructura densa, criptocristalina, microcristalina, oolítica, característica de las calizas marinas se vuelve a encontrar también en las formaciones de limo calcáreo lagunar. Un ejemplo especialmente demostrativo lo ofrece el lago salobre del Oligoceno inferior de Alais en el sur de Francia, donde en medio de una potente formación de limo calcáreo lacustre se pueden observar bancos con oolitos en todos los estados y pasajes de tran-

¹ BAILEY WILLIS, *Conditions of sedimentary deposition*, en *The Journal of Geol.*, Vol. 1, nº 5, Chicago, 1893.

² E. PHILIPPI, *Ueber Dolomitbildung und chemische Abscheidung von Kalk in heutigen Meeren*, en *Neues Jahrb. f. Min. usw.*, 1907.

³ G. LINCK, *Die Bildung der Oolithe und Rogensteine*, en *Neues Jahrb. f. Min. usw.*, 1903. *Ueber die Entstehung der Dolomite*, en *Monatsber. Deutsche Geol. Ges.*, 61, 1909.

⁴ ALB. HEIM, *Einige Gedanken über Schichtung*, en *Vierteljahrsschr. Nat. Ges.*, Zürich, 1909.

⁵ Compárese la representación en ANDRÉE, *Geol. des Meeresbodens*, 1920, p. 183-194.

⁶ JOHN JOHNSTON and E. D. WILLIAMSON, *The Role of inorganic agencies in the Deposition of Calcium Carbonate*, en *Journal of Geol.*, Vol. XXIV, 1916.

sición al limo calcáreo ¹. Así como el limo de globigerinas, también la tiza de escribir es una formación ligada litogénicamente al limo calcáreo lacustre cuyos organismos no justifican de ningún modo la designación de organogénica.

En todos los sedimentos calcáreos recientes y en los cortes microscópicos de calizas densas observadas por el autor, *se pueden diferenciar inmediatamente los restos y fragmentos pequeñísimos de valvas de los precipitados y formaciones corticales por su estructura tan característica, reconocible aún en las partículas de dimensiones más pequeñas. La suposición de que la masa calcárea densa representa el material de conchillas destruidas es insostenible. Queda por investigar solamente hasta qué punto los organismos han actuado indirectamente en la formación de la caliza.*

15. FORMACIÓN CALCÁREA QUÍMICA-BENTÓGENA

Mientras bajo la influencia de temperaturas más elevadas y del oleaje es expulsado el CO₂ del agua superficial y precipita la caliza (calcáreo planctógeno), ésta también puede *precipitar desde abajo*, sin necesidad que se enturbie el agua superficial (*calcáreo bentógeno*). Este caso tendrá lugar, cuando una corriente de fondo fría asciende desde la profundidad por el borde continental, disminuyendo su presión y aumentando su temperatura. Si bien aún no estamos informados respecto a tales procesos recientes, podemos deducir su mecanismo por las *formaciones de costras fósiles*. Aquí hay que incluir una serie de formaciones conocidas con las designaciones de *oolitos*, *oncolitos* ², *stromatolitos* ³.

Estas distintas formas se originan según el estado del agua del fondo y del limo del fondo al cual se agregan los materiales precipitados desde arriba, que también pueden faltar. Ambos fenómenos, que a veces tienen lugar en forma completamente separada, pueden combinarse, como sucede en la mayoría de las rocas del tipo de Urgon con oolitos y oncolitos: ooides y oncooides se hallan incluidos en el precipitado planctógeno.

Un cristalito caído desde arriba puede, al igual que la valva de un animalito del bentos o un grano de arena, ser rodeado por una corteza, y esto ya durante su caída. Si la formación cortical es irregular, perturbada en su crecimiento por razones de espacio o por organismos que viven en el limo, entonces en lugar de *ooides* geoméricamente formados, se originan formas nodulosas, los *oncooides*. A una costra de dimensiones mayores co-

¹ ARNOLD HEIM, *Die Entstehung des Asphaltes im Departament du Gard*, en *Eclogae geol. helv.*, 1923.

² ARN. HEIM, *Churfürsten*, en «*Beiträge*», III, 1916, p. 566, Fig. 158.

³ KALKOWSKY, *Ueber Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein*, en *Zeitschr. Deutsche Geol. Ges.*, 60, 1908; O. M. REIS, *Ueber Stromatolith und Oolith.*, en *Neues Jahrb. f. Min. usw.*, 1908.

responden los *estromatoides*, y el término final es una costra en forma de pavimento sobre el fondo marino. Los oolitos más puros, como por ejemplo aquellos del calcáreo carbonífero del sur de Inglaterra (Swansea), del Valanginiano y del Urgon de los Alpes helvéticos, del Oligoceno inferior salobre de Alais, etc., están constituidos por esferulitas muy comprimidas, a veces apretadas entre sí, de sustancia calcárea densa, cuyos espacios intersticiales están rellenos por calcita atieltrada, que probablemente recién habrá terminado de desarrollarse durante la diagénesis.

De acuerdo a la interpretación aquí sustentada, las formaciones de costra recientes y fósiles son características de *los bordes de las cuencas y de la zona del shelf*, lo que está indicado también por su frecuente estratificación diagonal. Desde el punto de vista morfológico, la formación de costras actúa inversamente a la un precipitado, pues aumenta las irregularidades del fondo marino.

El desagüe de la cuenca del Bodensee (lago de Constanza) hacia el Untersee, el cual en el verano es más frío que la superficie del lago, por cuanto conduce agua desde la profundidad, está cubierto de tal modo por nódulos calcáreos del tamaño de un puño, que hubo necesidad de dragado ¹. Sin embargo, según Baumann, esta formación de costras es debida a algas vivientes. Significativo es que ellas faltan en el brazo de « Ueberlingen » sin desagüe. Ahora bien, no es una diferencia grande que el calcáreo sea precipitado de una solución indirectamente saturada por la acción de organismos autotróficos que quitan al agua CO₂, o directamente, pues ambos caminos llegan al mismo resultado: la precipitación tiene lugar allí donde una solución próxima a su saturación es continuamente agitada por el movimiento del agua.

Según Wesenberg ² en los lagos dinamarqueses las plantas acuáticas están recubiertas por lodo calcáreo en el verano, durante el cual, en días claros y tranquilos, se deposita en copos densos sobre las ramas y hojas, hasta que éstas se inclinan mucho por el peso y el limo calcáreo es removido por las olas. Esto es un ejemplo que demuestra *cómo organismos bentógenos productores de caliza* (por ejemplo *Chara*) son perjudicados o asfixiados por un exceso de caliza, quedando borrado el límite entre caliza orgánica e inorgánica. Lo mismo sucede con el bentos marino. Las valvas calcáreas de los moluscos pueden encrustarse hasta que no se hagan excesivamente pesadas para el molusco.

Un ejemplo interesante he observado en Mozambique (África occidental). La caliza subreciente de la costa se levanta en bancos coralinos pocos metros arriba del nivel marino. Entre ella intercalan bancos de creta blanca estratificada. Parece que la vida de los arrecifes cada tanto fué detenida por una superabundancia de precipitación calcárea.

¹ Comunicación personal de mi padre, profesor Alb. Heim.

² C. WESENBERG-LUND, *Studier over Skalk usw.*, en *Meddelelser fra Dansk geol. For.*, 1901.

En general podemos decir :

1. Que los organismos productores de caliza prefieren aquellas aguas, las que están casi saturadas por caliza. El bentos como constructor de rocas solamente puede aparecer allí donde este estado es renovado por el movimiento del agua.

2. Que en una solución de caliza muy por debajo del punto de saturación con mucho CO_2 libre los organismos no son capaces de aparecer como constituyentes litológicos.

3. Que inversamente, con rápida renovación de la sobresaturación, ellos son superados por la precipitación química. Aquí debemos recordar aún otra forma de separación calcárea química-bentógena : la *calcita holocristalina*, que puede aparecer tanto en cristalitas aislados como también bajo la forma de un agregado constituido por esferulitas y especialmente en calizas glauconíticas. La « simbiosis » con glauconita en forma de granos glauco-calcíticos (fig. 6) demuestra que la formación de calcita no pertenece recién a la diagénesis, sino que *es singenética con la glauconita*.

También el mosaico de *ankerita*, que ha sido descripto y representado para el « Schiltkalk » de los Alpes (Malm inferior), es una formación de carbonato bentónica-química primaria. (Arn. Heim, *Churfürsten*, págs. 564-567).

Un hermoso ejemplo similar se presenta en la importante formación calcáreo-dolomítica del Ordovícico en la Precordillera argentina. Aunque se encuentran bancos con corales recristalizados y trazas de foraminíferos y otros micro-organismos, más del 99 % de sus 1500 m de espesor, según mi opinión, se originó por precipitación química. Su caliza gris clara o azulada nodulosa está atravesada por láminas ondulosas y bancos con superficie amarillo-herrumbre. Estas partes, igualmente como en la facies del Schiltkalk alpino, están constituidas por agregados microcristalinos romboédricos de *ankerita* (Ca, Mg, Fe CO_3), es decir, por una cementación puramente química formada en el fondo del mar como se forma actualmente en el fondo del Atlántico ¹.

Otras partes de la caliza ordovícica, en lugar de contener porciones ankeríticas, son ricas en nódulos, concreciones y láminas irregulares de sílice negra densa. También esta sílice debe haberse originado por sedimentación en el fondo marino, aportada por corrientes de fondo en estado coloidal.

16. CONDICIONES QUÍMICAS PARA LA PRECIPITACIÓN DE LAS CALIZAS

Los excelentes trabajos de investigadores americanos confirman en forma sorprendente los puntos de vista arriba mencionados, logrados independientemente por apreciaciones litológicas.

¹ G. W. CORRENS, Obra de la expedición « Meteor », III, 3, pág. 394.

Bailey Willis ya en 1893 (obra citada) había llegado a un resultado teórico: « both crystalline limestone and calcareous mud are now forming chemically ». Siguieron los conocidos trabajos de Daly, Drew, Vaughan, etc. Especialmente interesantes, desde el punto de vista químico, son las investigaciones de la Carnegie Institution efectuadas por Johnston y Williamson (obra citada, 1916, con datos bibliográficos). Como apenas ellas fueron consideradas por los especialistas europeos y latinoamericanos, serán traducidas aquí algunas partes de su exposición.

Según los citados investigadores, *la precipitación y la disolución de la caliza dependen ante todo de la temperatura y de la cantidad de CO_2 libre*. Agua marina a 0° disuelve doble cantidad de CO_2 que la a 20° .

« Las capas superficiales de las partes más templadas del mar, como también de muchos ríos, están saturadas con caliza » (pág. 734).

« Los factores físico-químicos son en sí demostrativos para la precipitación de $CaCO_3$ en gran escala » (pág. 742). « Según Murray, en la actualidad la caliza parece acumularse en general hacia el ecuador » (pág. 743).

« Queda abierta la posibilidad de que los organismos sólo son los intermediarios que localizan el los materiales precipitados. Hasta puede ser que ciertas bacterias son frecuentes allí donde se precipita el $CaCO_3$, porque allí les queda más fácil conseguir sustancias para su proceso vital, especialmente el CO_2 ; desde este punto de vista ellos serían más bien coadyudantes en lugar de promotores de la sedimentación calcárea » (pág. 378).

« *La precipitación puede tener lugar en cualquier sitio y continúa mientras circula una corriente cálida saturada por caliza* ».

Como ejemplo se supone una corriente que a una temperatura de 15° se satura y, al continuar el aumento de la temperatura, a 20° precipita el calcáreo. Con una velocidad de 27 km por día para una capa de agua de 100 m de espesor daría una sedimentación de calcáreo de 2 mm de espesor por año. (Éstas y otras cifras corresponden en su magnitud a hechos geológicos).

« Los océanos contienen 70 veces más CO_2 que la atmósfera, lo que corresponde a una capa calcárea de 17 cm sobre toda la tierra ».

Estos resultados unívocos de Johnston y Williamson, que están basados en investigaciones efectuadas en el laboratorio con agua de mar, fueron confirmados sorprendentemente por la observación: « Agentes orgánicos son sin duda la causa predominante de la precipitación calcárea » (pág. 729), sin que para esta afirmación se haya tratado de buscar algún fundamento. ¡Aún en el nuevo mundo están arraigados prejuicios viejos!

Finalmente, me queda por preguntar de nuevo a aquellos que aún sostienen un origen orgánico de las calizas, cómo se han formado las potentes formaciones calcáreo-dolomíticas del Precámbrico y Arcaico. Pienso por ejemplo, en las calizas del Precámbrico del macizo brasílico, del Pie de Palo al este de San Juan (Argentina) que es notable en parte por su neta estratificación por capas de milímetros de espesor. ¿Cómo se ha formado

la caliza sinica durante el Cámbrico inferior que, en el santo Omei-Shan¹ (Szechuan, China), tiene 1000 m de espesor?

No faltan en este caso restos de organismos por decomposición. Realmente, en grandes partes, esta caliza ha conservado su estructura densa original, y no difiere de ninguna manera, aún bajo microscopio, de las calizas mesozoicas marinas excepto que por la ausencia de conchillas microscópicas.

17. DISOLUCIÓN CALCÁREA Y SU CICLO

Mientras que por un lado la caliza es precipitada, ya que el agua se calienta y el CO_2 es despedido, en el *agua profunda fría, sometida a gran presión y rica en CO_2 , sucede lo contrario*. La disolución del precipitado químico u orgánico puede tener lugar ya durante el lento hundimiento, antes que se alcance el fondo, o recién completarse en el sedimento. En efecto, hay fondos marinos a 5.000 m y más de profundidad pobres y hasta sin caliza. La mayor parte del fondo pacífico está constituido por arcilla roja pobre en materiales calcáreos, y en limo de radiolarios, a pesar de que el plancton es rico en globigerinas y que los pequeños caparazones de los foraminíferos muertos continuamente bajan como las gotas de lluvia en el aire. Hasta el fosfato de los huesos de los vertebrados del mar es disuelto. Por la distribución del limo de globigerinas y de diatomeas, así como de las observaciones de Philippi, se deduce que el límite superior disolvente de la caliza disminuye en profundidad hacia las regiones polares.

No solamente el agua describe un ciclo extraordinario, ya que, haciendo abstracción de desviaciones complicadas, corre como corriente superficial cálida hacia el polo y tiende a regresar hacia el ecuador como corriente de fondo fría, sino que también *el CO_2 y la caliza describen un ciclo*. La precipitación y disolución estarían en equilibrio, si éste no estuviera perturbado por un ciclo de evolución mucho más largo. *El calcáreo suspendido y disuelto traído por los ríos hace que la precipitación sea mayor que la disolución. Este exceso recién vuelve a ser quitado al mar por procesos tectónicos.*

Aquí debe recordarse todavía el hallazgo inexplicado de la Siboga — Expedición en las Indias Holandesas. En cuencas oceánicas separadas comunicantes solamente por arriba de umbrales de 700-1.500 m de profundidad, debido al endicamiento del agua de fondo polar debía esperarse un mayor contenido en caliza. Se verificó en cambio el caso contrario: la decalcificación a 4.000 m era casi completa, mientras que en el océano libre recién estaba debajo de 5.000 m.

De esto podemos deducir que también en cuencas geológicas antiguas aisladas en profundidades determinadas se efectuaba la disolución de la

¹ ARNOLD HEIM, *Tectonical Study of Omei-Shan, Szechuan*, en *Geol. Survey of Kuangtung and Kuangsi, Canton*, 1932.

caliza. Lo mismo corresponde también a cuencas de aguas dulces. Así por ejemplo, según Hummel, en el Bodensee disminuye el contenido de caliza al aumentar la profundidad del lago independientemente de la distancia a la orilla.

18. EL EQUILIBRIO CALCÁREO

Hemos visto que actualmente la sedimentación calcárea se manifiesta principalmente en las zonas tropicales y subtropicales, especialmente en la superficie del Shelf y en las profundidades menores de 5.000 m de donde suben las corrientes de fondo. En cambio las regiones de aguas frías carecen de caliza.

En las regiones tropicales, donde el clima y el hidroclima cambian poco durante los años, se forman calizas macizas poco estratificadas y recifales.

Las zonas más profundas están caracterizadas por una estratificación especialmente marcada del calcáreo, pues aquí a su formación se opone la tendencia a la disolución. Una pequeña variación del equilibrio químico en las aguas superficiales o en las aguas profundas puede influenciar periódicamente la relación de la precipitación química. Por eso, la zona marginal profunda de los continentes, entre 500 y 4.000 m, es la región principal de la estratificación por omisión y sublucción. No debe olvidarse sin embargo el hecho de que en los mares actuales la disolución de la caliza puede llegar hasta la costa, y que también en calcáreos neríticos del pasado, por ejemplo el «Muschelkalk» alemán, se pueden determinar con frecuencia disoluciones submarinas. Aún no se ha podido determinar si se pueden hacer responsable de estos cambios a la actividad de las bacterias por la aparente contradicción entre disolución y precipitación calcárea, o solamente son el resultado de las diferentes influencias de las aguas superficiales y corrientes de fondo.

La extraordinaria estratificación de muchas calizas y margas, a veces reducida hasta a una finura microscópica, se explica si nos acordamos que la causa de la precipitación calcárea es debida ante todo al *equilibrio lábil del contenido en CO₂*. En el agua marina y en la dulce, por lo tanto, el *hidro clima*, que oscila bajo la influencia del tiempo, las corrientes, las estaciones anuales, etc., es *la causa principal de la estratificación de calizas y margas.*

Pero esto es válido también para *las dolomitas*. Observando más detenidamente, en las enormes dolomitas de los Alpes orientales se reconocen capas hasta de sólo pocos milímetros de espesor. En el «Dachsteinkalk» y en el «Muschelkalk» de los Alpes orientales y en el Pre-Himalaya alternan con frecuencia hojas o bancos calcáreos y dolomíticos. En la zona de transición del «Hauptdolomit» al calcáreo rético, J. Cadisch ha encontrado en la región del Albula una múltiple alternancia de dolomita y caliza en capas de algunos centímetros cada una. Estos hechos demuestran que

la dolomitización en estos casos no es un fenómeno secundario diagenético, sino que *la dolomita al igual que la caliza es precipitado químicamente*. En el mismo lugar donde alternan sucesiones de estratos ricos y pobres en caliza, podemos pensar en causas hidroclimáticas, siempre que no se trate de material clástico grueso acarreado. En los estados centrales de la U. S. A., el enorme «Mississippi lime» del Carbónico inferior está cubierto por la serie aún más potente del «Pennsylvanian» pobre en caliza. Esta última está constituida por esquistos y margas con areniscas petrolíferas y carbones, alternando sólo con pocos bancos calcáreos de apenas 1 m de espesor que se destacan como horizontes guías.

La arcilla roja oceánica y el limo de radiolarios están en cierta contraposición con el precipitado calcáreo. Si encontramos por lo tanto, en latitudes templadas una alternancia de calizas y precipitados silíceos, podemos deducir que éstos probablemente se han formados en profundidades, en las cuales ambos se encuentran en un equilibrio lábil (2.000-4.000 m); ejemplos de esta clase son los «hornsteine» rojos con radiolarios del Malm alpino oriental, que alternan con caliza marina profunda; o el Liásico lombardo del Monte Generoso (Alpes meridionales), que está caracterizado por una repetición de miles de capas calcáreas y de capas de hornstein negro, como también por su escasez en fósiles.

Un ejemplo interesante de *equilibrio* entre la precipitación calcárea, dolomítica ferruginosa y silícica es la *caliza cambro-ordovícica* de la *precordillera argentina*. Se destaca por su enorme espesor de 1.000-2.000 m, su escasez de fósiles macroscópicos con excepción de intercalaciones coralígenas, por su contenido en foraminíferos planctógenos (Rotalidae), y por sus bancos con concreciones de sílex negro. En otras partes la caliza blanco-azulada está caracterizada por millares de repeticiones lentiformes de *ankerita*. También la *ankerita* (caliza dolomítica ferruginosa) se encuentra repetida con la caliza en bancos distintos de algunos centímetros hasta decímetros de espesor.

Así la caliza ordovícica argentina se reconoce como formada *químicamente* bajo un *equilibrio de precipitación calcárea, dolomítica y silícica*, en aguas predominantemente profundas.

Cada sedimentación en estado lábil debe sufrir modificaciones al variar las condiciones físico-químicas del fondo, es decir, cuando cambia el hidroclima. Este cambio puede ser influenciado por grandes períodos climáticos, de insolación. También el hidroclima varía por movimientos tectónicos en el fondo de la cuenca de sedimentación, así como indirectamente por desplazamientos de corrientes a causa de modificaciones tectónicas en regiones alejadas. Si por lo tanto queremos investigar las condiciones de origen de los sedimentos recientes, no debemos olvidar los probables desplazamientos tectónicos durante o después de la acumulación.

A esto hay que agregar aún un desplazamiento horizontal de los sedimentos que se hundén muy lentamente según la dirección y sentido de las

corrientes superficiales, intermedias y de fondo. Se produce una *selección química y mecánica del material*, que procede de las zonas más diversas, sin alcanzar el fondo debajo del lugar de la precipitación. Así se originan en cierto modo *sedimentos alóctonos* marinos con un contenido horizontal y vertical de restos orgánicos de origen inexplicable en otra forma.

También la acción de corrientes ascendentes en el interior de la cuenca debe ser de gran importancia para la sedimentación. Así por ejemplo, en el Atlántico a 50° lat. S, tiene lugar, según Merz y Wüst (obra citada), un ascenso regional, que aparentemente es suficiente para retener las suspensiones más finas.

19. DIFUSIÓN CALCÁREA EN EL PRESENTE Y EN EL PASADO

Vamos ahora a considerar la distribución calcárea aún sin haber hecho un estudio sistemático de la bibliografía. Mencionaré solamente algunas observaciones más o menos casuales que me han impresionado durante mis viajes.

Ya hemos visto que los mares polares y las corrientes frías carecen de caliza, mientras que en las regiones trópicas y subtropicas se precipita CO₂ Ca y prosperan los organismos con esqueletos calcáreos. Estos hechos pueden servir para *estudios paleoclimáticos y paleogeográficos*. Parece que las mismas leyes existían en el pasado, si tenemos en cuenta los desplazamientos tectónicos horizontales o continentales.

Se conocen las corrientes frías del Pacífico. La corriente de Humbolt trae agua fría desde la Patagonia hacia el Ecuador. En América del Norte su análoga es la corriente de California que viene del Canadá hacia el Ecuador. Tiene una velocidad de 25-40 km diarios, de manera que en su trayecto no pueden acumularse lodos finos. Bajo la influencia de esta corriente, en California se deposita la *glauconita* más pura que se conoce. Según Hummel, la *glauconita* se forma bajo temperaturas que oscilan entre 3 y 15°C. Su « simbiosis » con calcita química-bentónica (fig. 7) enseña que la génesis no necesita profundidades y fríos capaces de disolver del calcáreo. Al contrario, la *glauconita* evita las regiones polares y profundidades mayores de 4.000 m, como también el extremo opuesto: los mares tropicales poco profundos productores del calcáreo precipitado y arrecifes coralinos.

En el Terciario y Cretácico las costas pacíficas de ambas Américas parecen haber estado en condiciones hidroclimáticas semejantes. La formación característica del Mioceno de la sierra costanera de California es el Monterey Shale, que sobrepasa los 1.000 metros de espesor y es rica en sílice con diatomeas. Encima se presentan tierras blancas de diatomeas casi puras. Hasta Baja California, México (25°N) he encontrado el Monterey Shale, mientras que en vano he buscado allí sedimentos calcáreos ¹.

¹ ARNOLD HEIM, *The Tertiary of Southern Lower California*, en *Geol. Magazine*, Vol. LIX, n° 702, 1922.

¡Qué enorme contraste con la costa opuesta atlántica donde rige la corriente caliente del golfo! No solamente el golfo de México y las Bahamas son regiones de precipitación calcárea actual, sino también lo fueron en el Terciario y Cretácico. La caliza Tamabra (Cretácico medio) de la Sierra Madre Oriental, localmente rica en rudistas, tiene 1.000 m de espesor. Encima viene el Cretácico superior con calizas y margas batiales y abisales de 1.000-3.000 m, con la caliza de Tamasopo que sola sobrepasa los 1.000 metros¹.

Recordemos también la riqueza en caliza del Mesozoico en el geosinclinal de Tethys. Son bien conocidas las formaciones triásicas de los Alpes occidentales, entre las cuales el « Dachsteinkalk » sólo llega a 1.000 metros. Son ricos en calizas también el Jurásico y Cretácico de los Alpes helvéticos. Sigue la región del Balcan con el Karst y el Irán. En el Himalaya, la caliza principal es de edad triásica. En el archipiélago Indio, conocido por sus arrecifes, no solamente hay calizas macizas permo-carbónicas de gran potencia, sino también del Terciario, ricas en foraminíferos (Nummulites, Lepidocyclina, Alveolina). La caliza oligocena (Plattenkalk), de enorme potencia, forma gran parte de Nueva Guinea occidental.

Volvemos ahora a la región *ártica*. En contraste con la escasez o ausencia de calcáreos en las formaciones jóvenes, se presentan macizos formidables del Paleozoico. La más fuerte impresión que me queda de la excursión a *Nóvaya Semlya*, organizada por el Congreso Geológico Internacional de Moscú, 1937, fué la vista de un verdadero *arrecife coralino silúrico* a 75° norte. También puedo recordar las calizas paleozoicas y precámbricas de Groenlandia y Canadá. El origen de estas formaciones, junto con muchos otros hechos, solamente se explica por desplazamientos regionales. Parece inevitable aceptar que la corteza terrestre a partir del Silúrico se ha movido unos 45° al norte en relación al eje de la tierra, que ha mantenido aproximadamente su posición solar.

20. FORMACIÓN DE BRECHAS SUBMARINAS

En numerosos trabajos estratigráficos, las brechas son consideradas como formaciones terrestres o costeras, si bien habría que preguntarse primeramente en qué costas marinas actuales se originan brechas inorgánicas. Inútilmente el autor ha tratado de buscarlas en las distintas regiones y zonas climáticas terrestres. Hasta las piedras de sílex, frágiles como el vidrio, en las playas de Rügen y Helgoland están completamente redondeadas.

Una disgregación sin redondeamiento de los fragmentos conduce a la formación de brechas y tiene lugar tanto en los declives de la tierra firme

¹ ARNOLD HEIM, *The Front Ranges of Sierra Madre Oriental, México*, en *Eglogae Geol. Helvetiae*, Vol. 33, n° 2, 1940 (con mapa en colores).

como debajo del agua, donde el material producido es desplazado por solifluxión y puede por esto ser renovado.

Tales regiones morfológicamente irregulares son las zonas de formación de montañas jóvenes. Así, los fondos marinos tectónicamente movidos pueden ser los lugares principales para la formación de brechas submarinas, a cualquier profundidad.

Hay diferentes posibilidades para el origen de brechas subacuáticas. Seguramente que muchas brechas de calizas, dolomitas y areniscas se han originado solamente por procesos diagenéticos (autometamórficos), análogamente a la formación de brechas al consolidarse la lava. A esto corresponden probablemente muchas « Rauhwacken » (dolomita con textura porosa, celular) brechas calcáreas y dolomíticas de los Alpes, que no incluyen fragmentos de rocas extrañas.

Verdaderas brechas subacuáticas primarias pueden originarse por :

1. Exesión, especialmente disolución, por ejemplo, en calizas, donde el agua invade todas las irregularidades primarias y secundarias de la roca (producidas por diagénesis, derrumbes, desplazamientos) ;

2. Solifluxión ;

3. Terremotos y maremotos ;

4. Movimientos tectónicos submarinos, en los cuales se originen grietas que luego vuelven a ser cementadas. Aquí sin embargo intervendrían el alometamorfismo y la diagénesis secundaria en tal forma que habría que preguntarse cómo debe clasificarse cronológicamente tal roca.

5. Por transporte anormal, como hielo flotante, erupciones volcánicas, etc.

Las brechas calcáreas y dolomíticas monogénicas son especialmente abundantes en el *Triásico de los Alpes orientales* y están presentes en casi todos los pisos. Brauchli y Eugster (obra citada) distinguen « *brechas de transgresión* » y « *brechas primarias* » suponiendo en las últimas un origen marino. Si a esto agregamos aun las superficies ásperas de los estratos, con frecuencia brechosas, entonces quedaría muy poco espacio para el mar, si es que se quisiera interpretar todas estas formaciones como continentales o costeras. Brauchli (obra citada, pág. 19) observa que el cemento está formado por el mismo material que las inclusiones. En la dolomita de Arlberg « algunos estratos aislados están sin perturbar a lo largo de algunos decímetros para pasar luego repentinamente a una brecha » (sin mostrar ningún alometamorfismo). No raras veces las brechas también están intercaladas en formaciones abisales o los fragmentos están cementados por sedimentos abisales.

En el *Malm helvético* las *brechas calcáreas* son muy frecuentes, especialmente en el ultrahelvético de la Suiza occidental, sin que se pueda reconocer algún indicio de su origen continental. Los fragmentos, con frecuencia tienen la misma estructura densa que la roca madre y en parte se destacan netamente de ésta, pero también en una sola muestra puede estar

ligada con la pasta por medio de transiciones. Disolución y cementación parecen haberse interpuesto mutuamente.

En el frente de un pliegue que se origina debajo del mar o de un manto de sobrecorrimiento tectónico donde la pendiente máxima siempre es separada de nuevo, ya sea en la zona nerítica, batial o abisal, deben formarse continuamente brechas, y sin duda, durante movimientos fuertes, éstas ya se forman con componentes poco excedidos y relativamente frescos.

Un fenómeno sorprendente en los Alpes son las *brechas poligénicas* con feldespato, cuarzo, mica, clorita, apatita, zircón, junto con fragmentos de dolomita, caliza, así como glauconita, calcita, ankerita, piritita, etc., los cuales pueden estar incluidos en caliza densa, calcita, granos finos de cuarzo con pigmento glauconítico, etc. Se encuentran en estado fresco como *bloques exóticos* junto con tales de granitos y gneises en el Cretácico superior helvético (Wildflysch), como también en afloramientos (Gault del Falknis). Kaufmann describió en 1877, para el Wildflysch de Habkern, bloques de brecha granítica con pasajes paulatinos hacia el calcáreo nummulítico glauconítico y consideró los bloques graníticos exóticos como formaciones concrecionales del Flysch. La reunión de tales productos de alteración indica transformaciones químicas en el fondo marino.

En la isla Nueva Caledonia del Pacífico, la base terciaria (especialmente en el NE) está formada, en partes, por brechas duras con fragmentos calcáreos y de sílex, es decir por rocas, que en la sucesión normal de los estratos más arriba se presentan en bancos. Esa sucesión se debe haber formado probablemente con el ascenso submarino de la isla desde el profundo mar supracretácico¹. Un fenómeno queda sin embargo sin explicación: la existencia de fragmentos de rocas que constituyen la parte superior de la serie de estratos. Lo mismo hemos encontrado en el « Klausalk » (fig. 4), en la « Maranerbekzie » (fig. 3) y en forma aún más extraordinaria en el « Flysch » cretácico. Bloques de arenisca micácea del « Flysch » se encuentran dentro de las margas senonianas helvéticas (Wildflysch), bloques y componentes de rocas del « Flysch » en conglomerados del « Flysch », y en brechas del « Flysch » en el Niesen y en los Alpes orientales. (Tegernsee-Schliersee). Parece que cuando apenas el sedimento llegó a considerarse ya volvió a ser dislocado y el mismo espacio de sedimentación desplazado algo más hacia adelante.

Un estudio aparte sería el origen de la famosa *brecha poligénica del Niesen* (Alpes occidentales), cuya naturaleza marina está demostrada por los Nummulites (Beck, 1912 y Gerber). Ella tiene una potencia de varios centenares de metros y está constituida por bancos regulares de 10 m de espesor de conglomerado fino y grueso y de brecha cuyos componentes son dolo-

¹ ARN. HEIM et A. JEANNET, *Crétacique supérieur et Eocène de la Nouvelle Calédonie*. B. S. G. France, 1922.

mita amarilla, calcáreo gris y rocas cristalinas antiguas, que alternan con bancos de esquistos, areniscas y calcáreo gris azulado denso.

Estos fenómenos se pueden explicar suponiendo pendientes tectónicamente dislocadas (sedimentación orogena en la acepción de Arbenz). Pero aún quedan por solucionar en el futuro muchos problemas referentes a la formación de brechas.

21. ACCIONES DE LOS TERREMOTOS Y DE OLAS DE MAREA

A pesar de que sufrimos las terribles consecuencias de los terremotos, que la tierra se encuentra en un temblor casi continuo y que la sismología ha tomado las características de una ciencia especial, la importancia de los terremotos para la litología comparada de las rocas sedimentarias parece no haber sido suficientemente apreciada. Y sin embargo no puede pensarse, que los miles de temblores débiles y los devastadores terremotos y maremotos intensos anuales, tengan lugar sin provocar en el fondo marino modificaciones permanentes. Sólo basta recordar los desplazamientos verticales y horizontales de varios metros (Japón, San Francisco, Chillán) y las olas de mareas de hasta 30 m de altura que en el término de un día cruzan el océano de un extremo a otro. A esto hay que agregar aún que muchos de los sismos devastadores tienen su epicentro debajo del mar, a veces en las grandes fosas marinas, y que con frecuencia se agregan maremotos, que no dejan rastros visibles en la superficie, pero que pueden originar transformaciones en el fondo marino. Al respecto podemos considerar:

1. Acción directa del temblor.

1 a. *Sobre el fondo inorgánico.* Aquí hay que colocar en primer término los procesos que determinan y favorecen los deslizamientos subacuáticos. Debemos pensar que en los taludes de los zócalos continentales hacia el mar profundo se producen en gran escala deslizamientos de los sedimentos terrígenos, químicos y sueltos, y esto, aún con pendientes de pocos grados. Puede ser que una roca subacuática alterada, ya sea una roca eruptiva o una caliza, puede transformarse en una brecha por miles de temblores, y luego en la pendiente se transformada en rodados y arenas con granos más o menos rodados y seleccionados según el tamaño. La profundidad no desempeña ningún papel, pues « la sede principal de los temblores subacuáticos se hallan en las zonas profundas de hundimiento submarino, en forma de graben, sobre todo en el Océano Pacífico »¹. Las brechas, también pueden ser originadas por maremotos locales de menor intensidad, ya sean éstos de naturaleza volcánica o tectónica, especialmente cuando actúan sobre bancos endurecidos o costras sobre arcilla blanda. En los estratos

¹ EM. KAYSER, *Lehrbuch. der Geol.*, II. 7, 1923, p. 185.

son frecuentes las grietas que están rellenas con sedimentos del tipo de los estratos directamente sobrepuestos, sin que el hecho pueda referirse a una emersión.

Un lindo ejemplo al respecto pudo ser observado por el autor en Piru, Ventura County, California. El « Monterey Shale » que contiene diatomeas y globigerinas está atravesado allí, cerca de su base, por distintos *filones* hasta de 20 cm de espesor como los de las rocas eruptivas, pero formados por areniscas petrolíferas. La explicación por grietas de maremoto es evidente.

Recientemente, pude efectuar una observación análoga junto al gran glaciar de Upsala (Lago Argentino, Patagonia), donde los esquistos bituminosos plegados del Cretácico inferior están cruzados por filones de arenisca.

Los « *Ripple-marks* » pueden formarse a cualquier profundidad sobre sedimentos blandos por medio de terremotos.

1 b. *Acción directa sobre los organismos.* Hay que preguntarse en qué forma son influenciados por los temblores los organismos litogénicos, si es que en tiempos pasados bosques de crinoideos pueden haber sido aplastados y transformados en brechas de crinoideos, las globigerinas planctógenas con sus débiles púas ondulantes pudieron ser sacudidas hasta que perecieron, o pudieron ser trituradas las columnas vertebrales de los peces de profundidad. Posiblemente se formen de este modo enormes tumbas comunes, inexplicables en otra forma.

2. *Acciones indirectas por el movimiento del agua.*

2 a. *Sobre fondo inorgánico.* Si la acción del oleaje normal sólo llega a 200-300 m de profundidad, como está indicado en los libros de texto, sería un error deducir directamente de los « *ripple-marks* » fósiles una escasa profundidad de las aguas. Pues, por un lado, los « *ripple-marks* » son originadas *preferentemente por corrientes de acción unilateral*, como se puede observar por ejemplo en el famoso Mt. St. Michel en la costa atlántica durante la bajamar, y, por otro lado, es desconocida la acción en profundidad de la corriente de marea que periódicamente corre sobre toda la tierra. Es imposible pensar que una enorme ola de marea ocasionada por un maremoto como la del 1º de abril de este año, pueda atravesar todo un océano sin influir sobre su fondo. Por lo menos debe producirse un enturbiamiento del agua de fondo, con una redeposición distinta a la primaria.

2 b. *Acción indirecta sobre los organismos.* Mientras el plancton puede quedar preservado, una marea de fondo puede actuar directamente o por enturbiamiento en grado perjudicial para el bentos.

22. SUBLUCIÓN COMO CONSECUENCIA DE MOVIMIENTOS EPIROGENÉTICOS

Tanto las extensas observaciones de las líneas costeras como también las medidas de precisión geodésicas de los últimos decenios demuestran que la corteza terrestre « sólida » está sometida a continuas transformaciones no

solamente por intervalos, sino en modo continuo y que los ascensos y descensos en ciertas partes se producen en forma sorprendentemente rápida. Así, la costa pacífica de Sudamérica, desde la última glaciación, se ha elevado de mil a varios miles de metros. En pocos minutos o segundos, durante el terremoto de Chillán, en 1939, esta región pacífica de Chile se ha levantado hasta 3,15 m. El Congo se hunde. Escandinavia asciende en forma de escudo. El norte de Africa desciende hasta 3 cm por año. La frontera alpina de Baviera se desplaza hacia el oeste hasta 3 cm por año ¹. Así también las partes internas de los mayores océanos están sujetas a estos movimientos de la corteza terrestre. Una isla volcánica asciende, mientras que otra se hunde. Para el atolón Funafuti, Sir E. David ha demostrado, en un caso, con su famosa perforación, la exactitud de la teoría de hundimiento de Darwin. Inversamente, en la isla Vaté de las nuevas Hébridas el autor encontró calcáreos coralinos subrecientes, distribuidos en forma de terrazas, levantadas por varios centenares de metros sobre el nivel del mar. En Timor he encontrado un arrecife levantado a mil metros.

Las rocas sedimentarias denuncian para el pasado tales oscilaciones de niveles y se nota que ellas no solamente dan la pauta para transgresiones y regresiones, sino que también fueron de *importancia decisiva para la sedimentación y sublución*. Pueden darse las combinaciones más diferentes :

1. *Un fondo marino ascendente* (« fase de regresión ») puede pasar de sedimentación a sublución, por ejemplo, cuando la sedimentación fué preferentemente mecánica (lodo arcilloso) y el fondo marino llega al alcance de las corrientes de marea o de las de umbral. La formación del hiatus de sedimentación aparece antes de llegar a ser tierra firme.

2. Un fondo ascendente, inversamente, puede pasar de ambiente de sublución al de sedimentación, cuando, por ejemplo, una profundidad, en la cual se disuelve la caliza, es levantada hasta la región de estabilidad del calcáreo, que asimila la lluvia de caparazones de globigerinas.

3. *Un fondo marino en descenso* puede pasar de la sedimentación a la sublución, cuando por ejemplo, bajo la lluvia de limo de globigerinas, desciende hasta la profundidad en la cual la caliza es disuelta.

4. Inversamente, un fondo marino en descenso puede pasar de una región de sublución como, por ejemplo, aquella de la zona de una corriente costanera (corriente del Golfo), a una cuenca de acumulación como sucede en los geosinclinales. También puede suceder el caso que un talud abrupto, en el cual sólo pueden tener lugar alteraciones y deslizamientos, sea allanado tectónicamente debajo del agua.

En los sedimentos alpinos se encuentran ejemplos para casi todos los casos arriba citados. Un perfil transversal a través de las facies helvéticas da, de norte a sur, es decir hacia el mar abierto antiguo, las siguientes relaciones :

¹ Compare la excelente compilación en EM. KAYSER, *Lehrbuch der Geologie*, 7-8. Edic. (1923).

1. Hiatus repetidos de la serie mesozoica y del Terciario en la región marginal, por emersión y transmersión (región del Jura);
2. Hiatus predominantemente por sublucción en la zona del shelf y en la zona batial del límite;
3. Continuidad de las acumulaciones en la región geosinclinal batial más alejada de la costa, en la cual sólo aparecen hiatus pequeños de sublucción y omisión con concordancia completa.
4. Discontinuidades por omisión durante periodos enteros con biconcordancia completa entre sedimentos abisales en la región pelágica.

Es verdad que de ningún modo son necesarias modificaciones de las condiciones de profundidad para producir cambios de sedimentación a sublucción o inversamente, ya que también ellos pueden producirse solamente por cambio de las corrientes. Sedimentos ya acumulados pueden alterarse y empezar a ser subluídos.

Si se trata del hundimiento profundo de un arrecife, que tiene lugar más rápidamente que el trabajo inverso de crecimiento de los corales, debemos esperar — suponiendo una isla como Tahití — el proceso siguiente.

Las rocas eruptivas se alteran debajo del mar. El lodo arcilloso y el gel del ácido silícico producidos son transportados por deslizamientos, por olas de marea y por circulación acuifera hacia lugares más profundos. Si hubiera cuarzo, éste queda retenido en granos angulosos. En la pendiente se originan brechas sin fósiles, areniscas, detrito eluvial, análogamente a las formaciones actuales de la dorsal de Wyville Thomson y de las arenas profundas del océano Atlántico. El calcáreo coralino, que podría estar presente junto con el limo de globigerinas, y que se ha formado durante el hundimiento, es desgastado por la disolución, de manera que da origen a una brecha con vetas y nidos de restos arcillosos rojos ferruginosos, o es completamente disuelto, de manera que como residuo deja arcilla roja ferruginosa con ácido silícico. Si se produce luego un ascenso, se hablaría entonces de una transgresión sobre areniscas litorales, arcosas y brechas, sin considerar los sedimentos « transgredidos » como abisales.

Alteración y disolución pueden tener lugar aparentemente, como ya lo ha indicado Philippi, en ciertas condiciones, en el fondo de las aguas profundas, debajo de una capa de sedimentos no completamente impermeables. Pueden formarse así cavidades y huecos en calizas, dolomitas, yesos, etc.

23. ANORMALIDADES DE FACIES

Probablemente, todo geólogo que se ocupe en problemas de estratigrafía y litología comparada, ha encontrado relaciones de facies y fenómenos en superficies de estratificación que parecen ser contrarios a todo dictado de su experiencia. En general, se tiende a considerar como causas determinantes los bloques, conglomerados, brechas, granos de arena, fósiles litorales ais-

lados, « ripple-marks », sacándose luego la conclusión falsa de que no conocemos ninguna formación verdadera de mares profundos del pasado. La mayoría de los sedimentos son designados como neríticos o batiales ¹, y frecuentemente con sorprendente ligereza se construyen transgresiones, regresiones, geosinclinales, geoanticlinales y mapas paleogeográficos. En contraposición a esto Escher ha indicado, probablemente con razón (obra citada, 1916, pág. 86), que en las fosas oceánicas pueden acumularse muy pocos sedimentos de carácter abisal. Pues aún las acumulaciones más profundas deben revestir un carácter terrígeno, ya sea con o sin deslizamiento subacuático. Es natural que los Alpes no fueron precedidos por un fondo oceánico semejante al del Pacífico, pero extensos mares profundos y fosas, especialmente durante el Jurásico, han ocupado, sin duda alguna, una gran parte del Tethys y llegaron hasta las Molucas (en coincidencia con Hinde, Philippi, Steinmann ² y otros).

Puedo mencionar aquí una observación realizada en una pequeña isla en el lado NW del grupo de Tenimbar en las Molucas. Una serie de unos 50 m de espesor de « radiolarita » mesozoica regularmente estratificada allí está ligada a una serie de areniscas, de granos bastante gruesos que, por sí, sería considerada como nerítica o costanera.

Supuestas formaciones litorales y dorsales continentales pueden originarse por sublucción, también en fondos marinos profundos. Una dorsal que asciende orogénicamente del fondo marino puede presumiblemente, también con permanencia continua a gran profundidad, ser despojada de su manto sedimentario por una denudación submarina que puede llegar hasta la alteración misma del núcleo cristalino, y transformarse en brecha, arena y arcilla. Por disolución se originan detritos y brechas calcáreas arcillosas-ferruginosas y arenosas; por derepección conglomerados, areniscas y arcillas arenosas; por soliflucción brechas en gran escala. De estos procesos se originan también anomalías paleontológicas: asociaciones de corales, algas calcáreas y ostras costeras con globigerinas, radiolarios, etc.

En lugar de apartarse de tales anomalías porque no están de acuerdo con sus ideas paleogeográficas, el investigador debiera seguirlas aun con mayor interés.

¹ Según Haug, nerítico quiere decir acumulado en profundidades de 0-200 m; batial, de 200-1000 m, y abisal debajo de 1000 m.

² G. STEINMANN, *Die Scharf'sche Ueberfaltungstheorie und die geolog. Bedeutung der Tiefseeabätze usw.*, en *Ber. Nat. Ges. Freiburg i. B.*, 1905, p. 33.

24. DENUDACIÓN SUBACUÁTICA Y FORMACIÓN DE MINERALES METALÍFEROS

Mientras que en el fondo de lagos y mares mal aereados (Mar Negro) el hierro se deposita como sulfuro (pirita) y se originan así los minerales metalíferos lagunares, en los fondos oceánicos ricos en oxígeno sólo se pueden formar óxidos. Son los conocidos óxidos de hierro y manganeso. Nódulos de manganeso han sido sacados tan frecuentemente de la arcilla roja, que no es improbable que se encuentre alguna vez un yacimiento explotable en el actual fondo marino. En general se busca el origen de los minerales metalíferos en el material eruptivo, especialmente de las tobas, que por halmirabosis pueden ser transformadas en arcilla roja. Si la arcilla roja representa un residuo de disolución de la precipitación calcárea, estamos otra vez frente a una analogía con los minerales metalíferos originados por alteración en tierra firme, como por ejemplo, el famoso yacimiento de manganeso de la « Lindener Mark » en Giessen (Alemania) donde los óxidos de hierro y manganeso se han acumulado en grietas y cavidades producidas por disolución del agua superficial en la caliza devónica, o también con la formación de pisolita ferruginosa. Pero, los óxidos de metales en el fondo del mar no necesitan haberse originado al estado naciente desde precipitado calcáreo, sino que pueden haberse formado por disolución y cambio « metasomático » de las formaciones calcáreas preexistentes hundidas en profundidad.

Así como los recientes, los sedimentos abisales fósiles están caracterizados generalmente por coloración rojiza y contenido en hierro y manganeso. El enriquecimiento en manganeso ya se produce en profundidades aun no capaces de disolver la caliza, como lo enseñan los nódulos de manganeso de los « Klauskalke » de los Alpes orientales (fig. 4). En las verdaderas formaciones marinas profundas es común el contenido de manganeso. Así por ejemplo, el llamado « Radiolarit » alpino de Graubünden contiene intercalaciones lenticulares y capas de óxidos de manganeso, las cuales en algunos lugares han sido explotadas, aunque con rendimientos escasos ¹.

Con respecto a la formación, en el pasado, de minerales de hierro en profundidades menores y más cercanas a las costas, bajo la forma de oolitos ferruginosos (chamosita, y también leptochloritas) y glauconita, el autor dirige al lector a la obra ya citada de Hummel. Probablemente, también otros minerales singenéticos estratificados provienen de exesión y sublucción. También hay que pensar en la desintegración de material cósmico, o

¹ P. ARBENZ, *Die Manganerze im Radiolarienhornstein in Mittelbünden*, en *Die Eisen- und Manganerze der Schweiz*, 1, Bern. 1923.

en la oxidación subacuática de sulfuros de hierro, que fueron depositados anteriormente por falta de oxígeno y transformados en hematita bajo nuevas condiciones hidroclimáticas.

Tampoco debe olvidarse un origen subacuático de minerales metalíferos por acciones mecánicas. Por medio de terremotos y corrientes de fondo, en el talud continental, puede ser llevada la arcilla proveniente de la alteración de rocas eruptivas, y producirse una selección de los granos de cuarzo y de los metalíferos en la misma forma que en los detritos aluviales y eluviales terrestres.

25. RESULTADOS Y SUGESTIONES

Las observaciones y consideraciones aquí consignadas conducen a opiniones que se desvían considerablemente de las dominantes.

1º Los datos referentes al contenido orgánico de los sedimentos oceánicos, publicados en la famosa obra del « Challenger » y en los cuales se basan todos los trabajos posteriores, solamente son hipótesis¹. Ellas fueron influenciadas por la suposición de que los sedimentos calcáreos en general son de origen orgánico. La revisión de una serie de muestras características, realizadas por el autor en el *Challenger Office* en Edinburgo, lo ha llevado al convencimiento de que tales datos han sido muy exagerados. En lugar de 50-70 %, su material orgánico sólo llegó a 1-5 % en peso, mientras los restantes 95 % *del sedimento están constituidos por precipitado inorgánico*. Con esto hay que suprimir de las formaciones zoógenas la mayoría de los limos de globigerinas y pterópodos.

Igualmente llevan a interpretaciones erróneas las figuras repetidas en los libros de texto y manuales geológicos, de los sedimentos marinos profundos clásicos, hechas en base a material preparado, ya que las muestras originales dan una figura litológica completamente distinta. No solamente la mayor parte de las calizas eupelágicas, sino también muchas calizas denominadas zoógenas de las regiones hemipelágicas y litorales están constituidas por una pasta densa hasta ultramicrocristalina, que al microscopio siempre se diferencia netamente de los restos orgánicos. Esta pasta, en partes, se asemeja completamente a la caliza precipitada químicamente en las cuencas de agua dulce.

Todavía en la actualidad se lee en los libros de texto y manuales que en los mares recientes faltan todas las condiciones teóricas para la precipitación química de la caliza, mientras que Johnston y Williamson han demostrado lo contrario. Por el camino directo de la observación de muestras de fondo y cortes microscópicos he llegado a la conclusión de que más de

¹ Comunicación personal de Sir John Murray y de su ayudante Ohmley.

los 9/10 de todas las calizas y dolomitas recientes y del pasado deben ser considerados como *precipitados químicos*.

Las calizas con fósiles marinos en general tienen el mismo origen como las calizas lacustres y las calizas precámbricas formadas antes que existieran fósiles con valvas calcáreas.

Si antes se ha buscado inútilmente formaciones equivalentes a los tipos clásicos de sedimentos oceánicos actuales, este resultado negativo también está basado en parte en las mencionadas suposiciones erróneas. Numerosos cortes microscópicos efectuados, por ejemplo, en las calizas cretácicas superiores de los Alpes románicos y helvéticos, muestran igual número de globigerinas, como los verdaderos lodos de globigerinas abisales, y coinciden también con el contenido calcáreo y arcilloso.

Casi lo mismo se puede decir de las acumulaciones silíceas. En comparación con el contenido de arcilla y ácido silícico, que en los limos de radiolarios recientes constituyen conjuntamente la pasta homogénea amorfa, y cuyo origen desde organismos silíceos es frecuentemente sostenido, sin ser demostrado, los radiolarios forman una componente cuantitativa apenas digna de ser mencionada. Aun más sensible aparece la relación si se observan cortes microscópicos de las llamadas « radiolaritas ». *Las valvas planctónicas más frecuentes en las regiones marinas templadas, en la mayoría de los casos considerados desde el punto de vista litológico, constituyen solamente componentes accesorios.*

2º Hemos encontrado que los grandes fondos marinos de ningún modo son zonas generales de acumulación; al contrario, en gran parte, son regiones de exesión y denudación.

En las zonas litorales y hemipelágicas aparecen, como se ha demostrado, los casos más diversos de denudación subacuática, que pueden tener lugar por disolución, corrientes de fondo (de repción) y deslizamientos (soliflución). Los taludes continentales abruptos están completamente sometidos a los efectos de la denudación, pues inclinaciones de 25-36º, como efectivamente han sido medidas, no pueden existir permanentemente ni en rocas duras. Sedimentos sueltos se deslizan; el fondo rocoso se altera y el material alterado es llevado a grande profundidad por corrientes y deslizamientos sobre centenares de kilómetros afuera de la costa. Lo mismo debe suponerse en dorsales que se elevan tectónicamente de la profundidad.

Pero también están incluidas en las zonas de denudación partes de las extensas profundidades oceánicas, en las cuales dominan la exesión y la disolución calcárea. Es natural que muchos productos de la desintegración, como ser arcilla y ácido silícico, quedan parcialmente retenidos *in situ*, o no son llevados muy lejos, de manera que prácticamente *no* se produce una sedimentación, como ha podido ser efectivamente comprobado para extensas zonas de los tres océanos con sus fósiles terciarios en la arcilla roja oceánica actual. Casi todo el fondo del océano ártico se encuentra en desintegración bajo exesión y sublucción.

En forma amplia, la alteración y la denudación en el fondo de océanos y lagos equivalen a los correspondientes procesos sobre tierra firme. La desintegración de las rocas por oxidación y sustitución del ácido silícico por ácido carbónico, la disolución parcial, la redeposición en forma de coloides, el transporte de detritos, coloides y soluciones por los movimientos del agua y de las corrientes, los deslizamientos, y las transformaciones por terremotos, tienen lugar tanto en tierra firme como debajo del agua, con la única diferencia que a grandes profundidades estos fenómenos no son observables directamente. De este modo se explican las numerosas discontinuidades en la sucesión de los estratos y las anomalías de facies, inexplicables en otra forma.

A la más extendida arcilla de alteración de los continentes, la laterita, corresponde el sedimento marino más común, la arcilla roja; ambos pertenecientes preferentemente al Pleistoceno ¹.

Estudios litológicos comparados acerca de los límites de formaciones y de estratos, especialmente del Mesozoico alpino, han enseñado que *muchas discontinuidades están condicionadas por subducción y resesión, en lugar que por emersión y transgresión*. También aparecen omisión y subducción periódicamente repetidas en forma de *estratificación de omisión y subducción*.

Las ideas mencionadas arriba necesitan de revisión y crítica. Si todo observador estratigráfico examina macro y microscópicamente los problemas de subducción y litogénesis en su región particular, pronto se podrá reunir importantes cantidades de hechos, en uno u otro sentido, que actualmente aun faltan en la bibliografía.

Para el adelanto de los problemas discutidos serían valiosos ante todo las investigaciones siguientes:

1º Medición de la velocidad y dirección de las *corrientes de fondo* y del contenido en CO₂ libre en el agua de fondo, como, en parte, ya han sido ejecutados por la expedición atlántica alemana del «Meteor».

2º Estudio de las muestras de fondo *litogénicamente* y dentro de lo posible, al *estado fresco* y por geólogos expertos en el estudio litológico comparativo de sedimentos fósiles ².

3º Revisión sistemática de los datos sobre *contenidos orgánicos* de las muestras de fondo, especialmente los del «Challenger». Debe tratarse de construir *mapas litogénicos* de los sedimentos marinos actuales.

4º Para todos los problemas de la litología comparada sería de mucha mayor importancia la realización y publicación de microfotografías de cortes microscópicos en lugar de la reproducción de material preparado. Especialmente los tipos clásicos de sedimentos de agua marina y dulce deberían ser representados en cortes microscópicos en un atlas con explicaciones.

¹ Joh. Walther coloca a la laterita decididamente en el *Diluvium* (comunicación personal), como Philippi la arcilla roja oceánica.

² El ejemplo de E. Philippi ha mostrado ya la utilidad de tales trabajos.

5º En lugar del antiguo método únicamente estratigráfico, que se aplica a las zonas sólo por la comprobación de fósiles guías, y que aún es utilizado preferentemente en escuelas superiores importantes, debería hacerse progresar el *método litológico comparado* introducido por Lyell y tan magníficamente enseñado por Joh. Walther¹. Hay que estudiar las facies, las variaciones de facies, las isopas (líneas que unen los puntos de igual o de menor cambio de facies), los espesores, las diferencias de espesores, los fenómenos en los límites de formaciones y estratos², etc., ya que estos detalles nos aclaran mucho más el desarrollo de la superficie terrestre que los fósiles de zonas. Pues *muchos fenómenos que permanecen escondidos a través de todos los tiempos, pueden ser investigados en los numerosos fragmentos de fondos marinos antiguos.*

¹ JOH. WALTHER, *Einleitung in die Geologie als historische Wissensch.*, Jena, 1894.

² El pico para los glaciares es el más útil instrumento para este fin.