

Disolución y génesis del karst en rocas carbonáticas y rocas silíceas: un estudio comparado.

Dissolution and karst development in siliceous and carbonate rocks: a comparative study.

PALABRAS CLAVE: Disolución, Karst, Espeleología, Hidrogeología, Cuarzita, Caliza, Geoquímica, Geomorfología.

KEY WORDS: Dissolution, Karst, Speleology, Hydrogeology, Quarzite, Limestone, Geochemistry, Geomorphology.

Carlos GALAN*

RESUMEN:

Se describen los mecanismos físicos y químicos que intervienen en la formación del karst en rocas silíceas y carbonáticas. Los modos resultantes son comparados. Se analizan los factores hidrogeológicos, se cuantifica el trabajo de excavación y se discute la edad de las formas.

ABSTRACT:

Physical and chemical mechanisms involving in karstogenesis are described. Karst morphology and Roraima-type morphology are compared. Hydrogeological factors are analyzed, with quantification of dissolved and removed rocks volumen, and discussion about age of karst forms.

LABURPENA:

Harkaitz silizeo eta karbonatiko erakuntzan parte hartzen duten mekanismo fisiko edo kimikoak deskribatzen dira. Eraitza itxuratuak parekatzen dira. Faktore hidrologikoak analizatzen dira. Indusketa lana zenbatzen da eta eiten adina eztabaidatzen da.

INTRODUCCION

Diferentes hipótesis han sido propuestas para explicar la formación del karst en rocas "solubles". En ellas se asigna un valor fundamental a los procesos de disolución y a la solubilidad de los materiales. Sin embargo, estudios recientes sobre rocas tradicionalmente consideradas "insolubles" han puesto de relieve que la disolución es sólo el aspecto químico de un complejo problema, en el que interviene la tasa de disolución, el tiempo de realización de las reacciones químicas, aspectos dinámicos de la circulación de las aguas, y aspectos hidrogeológicos asociados a condiciones morfogenéticas. El karst es en esencia un sistema y la karstificación un proceso asociado al establecimiento de una red de drenaje subterráneo.

A nivel químico, la karstificación en rocas silíceas difiere de la karstificación en rocas carbonáticas sobre todo en que la disolución no sólo actúa a través de fisuras, sino también a lo largo de las superficies intercristalinas (MARTINI, 1984; URBANI, 1986; GALAN, 1988).

Para la formación de cavernas en cuarcitas se requiere además la remoción mecánica de los granos de cuarzo sueltos, lo que desemboca en la formación de conductos y vacíos más importantes. En esta etapa, de formación de conductos, los constituyentes de la roca son transportados grano por grano, aunque sigue actuando la disolución a nivel intergranular.

Existe una similitud en la formación de cavernas entre rocas silíceas y carbonáticas: en ambos casos actúa la disolución y existe un transporte de materiales disueltos o particulados por acción de las aguas circulantes.

Estas condiciones son necesarias pero no suficientes para producir un karst. Es decir, su presencia

* Sociedad de Ciencias Aranzadi. Sección Karstología. Museo de San Telmo. 20003 San Sebastián, Spain.

no determina la karstificación; solamente explica cómo se produce, en los casos en que se produce. En la gran mayoría de los karst, junto a amplios volúmenes karstificados, existen otros igualmente importantes poco karstificados o sin karstificar.

Un análisis de estos hechos permite considerar aspectos básicos de la karstificación bajo nuevos puntos de vista.

CONCEPTO DE KARST

Las cavernas no son elementos aislados; están situadas en un contexto más amplio: el macizo que las contiene. Y forman parte de un sistema en el que no sólo la roca, sino también el agua que circula a través de ella, pasan a ser constituyentes esenciales. GEZE (1974) define una caverna como un agujero o vacío contenido por la roca que lo rodea. Llama la atención sobre este hecho, aparentemente vanal, para destacar que el medio subterráneo sólo existe por la roca que lo rodea; en consecuencia, esta roca (el macizo que contiene las cavernas) pasa a ser un elemento esencial en su definición.

Los vacíos excavados en la masa rocosa son producto de la acción físico-química de las aguas circulantes. El agua es el sujeto activo y la roca el soporte pasivo de su acción. La circulación del agua es un proceso dinámico y la relación anterior implica una organización progresiva del drenaje subterráneo que tiene por consecuencia una jerarquización de los vacíos excavados (MANGIN, 1982).

Las cavernas son una parte de un sistema de drenaje subterráneo. La clave que permite comprender su génesis y desarrollo se encuentra en la estructura, funcionamiento y evolución que experimenta el sistema a nivel del conjunto.

En este sistema intervienen procesos hidrogeológicos relacionados a su vez con condiciones morfogenéticas regionales. En el interior del sistema existe una interacción entre la cinética de los equilibrios químicos responsables de la disolución y la velocidad y características de las circulaciones. Esta interrelación permite explicar la génesis simultánea de una estructura subterránea y de una morfología de superficie asociada a ella (BAKALOWICZ, 1982). Por ello, la reducción de la definición de Karst a una morfología resultante de la disolución, es particularmente inadecuada cuando no simplemente errónea.

Lo esencial de la karstificación reside en que se logre establecer una red de drenaje subterráneo que a la vez ocasione la desaparición más o menos completa del drenaje superficial, independientemente de que las rocas involucradas sean más o menos "solubles".

En el caso de rocas silíceas como las cuarcitas, la formación de cavernas sólo ocurre bajo condicio-

nes topográficas, litológicas y estructurales favorables. Si las condiciones no son favorables para formar conductos la cuarcita puede ser completamente disuelta o removida por la erosión de superficie, sin que se produzca la karstificación (GALAN, 1982; MARTINI, 1982).

En rocas carbonáticas como las calizas, es necesario que el estado inicial de la roca sea favorable a la infiltración y que exista un gradiente hidráulico. En ello interviene la litología de los materiales y su grado de fracturación. Pero el aspecto primordial aparece una vez que una parte de las aguas infiltradas logran crear caminos preferenciales para conducir la infiltración rápida, lo que es condicionado a su vez por las diferencias de potencial (hidráulico) entre las distintas partes del karst. Y está en relación así mismo con el dispositivo topográfico y presencia de niveles de base hacia los cuales pueda drenar subterráneamente el sistema. Las condiciones hidrogeológicas de conjunto permiten explicar la existencia de zonas de intensa karstificación junto a otras poco o nada karstificadas.

La estructura creada por el establecimiento del drenaje subterráneo difiere considerablemente del patrón de fracturación y del dispositivo inicial, y dicha estructura puede ser modificada progresivamente por cambios en el interior del sistema o por cambios en su marco de referencia externo. En general, todo karst en calizas muestra una superposición de estructuras; cada una de las cuales corresponde a la puesta en funcionamiento de un sistema de drenaje subterráneo.

EL KARST EN ROCAS SOLUBLES

La formación de cavidades en rocas solubles afecta básicamente a rocas carbonáticas y evaporitas, en las cuales las cuevas son formadas por la acción del agua circulante sobre rocas compactas fisuradas. Este proceso se denomina karstificación.

En evaporitas tenemos ejemplos de karsts formados en sal gema o halita (NaCl = cloruro de sodio) y en yeso (sulfato de calcio hidratado $=\text{CaSO}_4+2\text{H}_2\text{O}$).

La sal gema es extremadamente soluble en agua (350 g/lt) y debido a ello raramente aflora en superficie. Sus escasos afloramientos se localizan en regiones acentuadamente desérticas (Argelia, Golfo Pérsico), o en profundidad. Se conocen algunas cavernas en sal, pero habitualmente la acción del agua sobre esta roca produce una criptodisolución (disolución de la sal que infrayace a una formación de cobertura) y se manifiesta en superficie por dolinas o depresiones de hundimiento (MAIRE, 1980).

El yeso es menos soluble que la sal gema pero mucho más que la caliza: su solubilidad media es de

2 g/lit. Sus afloramientos son más importantes y generalmente se localizan en regiones áridas o semiáridas. Por su gran solubilidad originan una morfología de superficie con numerosas depresiones que recuerdan a un paisaje lunar. La disolución del yeso por las aguas circulantes puede alcanzar valores de 10.000 ton/Km².a, generando cavidades y dolinas de hundimiento en tan sólo varios años (NICOD, 1976). Las cuevas en yeso evolucionan con gran rapidez, aumentando considerablemente sus diámetros y colapsando por falta de sustentación de las bóvedas, ya que se trata de rocas más solubles que las calizas pero más débiles que éstas mecánicamente (GALAN, 1986a). El resultado es que la destrucción de las Cavidades es también rápida. Los mejores ejemplos de cuevas en yeso se encuentran en la URSS y son notables las de la región de Podolie: Optimisticeskaja (178 Km) y Ozernaja (107 Km).

La caliza y la dolomía forman la mayor parte de las rocas karstificables y son las rocas karstificables por excelencia. Más del 90% de las cuevas del mundo se encuentran en estos terrenos, que cubren una superficie de 5 millones de Km², lo que representa el 4% de las tierras emergidas. Las calizas contienen un mínimo de 65% de carbonato cálcico (CaCO₃); que llega a más del 95% en las calizas muy puras. Las dolomías están compuestas por un carbonato doble de calcio y magnesio: (Ca, Mg)(CO₃)₂.

Las calizas son relativamente solubles en el agua cargada de gas carbónico (CO₂), siendo su solubilidad media de 200-250 mg/lit. La disolución de la dolomía es más lenta y su solubilidad menor, pero generalmente el carbonato de magnesio se presenta asociado a las calizas (calizas dolomíticas). Las calizas metamorfozadas (mármoles) son calizas muy puras, enteramente recristalizadas, e igualmente solubles y karstificables. Las mayores cavidades del mundo en desarrollo y desnivel se encuentran en calizas, alcanzando 531 Km de galerías en Flynt Ridge-Mammoth Cave (USA) y 1.602 m de desnivel en el Gouffre Jean Bernard (Francia), respectivamente.

Las calizas generalmente contienen cierto porcentaje de elementos insolubles en su composición. En las calizas margosas el porcentaje de arcilla alcanza 5 a 35%. Cuanto mayor es el tenor en insolubles de las calizas, más difícil resulta su karstificación, ya que el residuo de la disolución tiende a colmatar las fisuras y las cavidades. La existencia de sales diversas en el agua puede complicar también la disolución, aumentándola o disminuyéndola según las sustancias presentes.

La permeabilidad de las calizas depende de su litología y estructura, y también condiciona la karstificación, ya que facilita o impide la penetración de las



Sima Mayor de Sarisariñama, Guayana Venezolana. Su diámetro es de 450 m y su desnivel de -314 m. Esta gigantesca sima en cuarcitas fue explorada y topografiada en 1976 por la SVE.

aguas. La permeabilidad de las calizas depende de las fisuras y discontinuidades creadas durante su diagenesis y por la deformación posterior de las capas: planos de fractura y de estratificación, diaclasas y fallas.

Las areniscas en general no son karstificables. Algunas areniscas carbonáticas, formadas por granos de arena silíceo (cuarzo) soldados por un cemento calcáreo, albergan cuevas con desarrollos importantes, pero en general la disolución de estas areniscas de cemento calcáreo produce una descomposición en arena poco favorable a la karstificación. Algunas cuevas de este tipo son Planaltinha (Brasil), de 1.500 m, y la Cueva de Cunday (Colombia), de 850 m (LINO, 1989). La Grotte de Pézenas (Francia), de 4.750 m, era señalada como cueva en areniscas, pero en realidad se desarrolla sobre un banco dolomítico intercalado en las areniscas.

Hemos dejado para lo último la mención de las cavernas desarrolladas en cuarcitas. Estas rocas es-

Tabla 1. Lista de las cavidades de mayores dimensiones exploradas en cuarcitas del Grupo Roraima. Fuente: Sociedad Venezolana de Espeleología (1990).

A. Desniveles		B. Desarrollo	
1. Sima Aonda	-362 m	1. Sima de la Lluvia	1.352 m
2. Sima Auyantepuy Norte	-320 m	2. Sima Menor Sariariñama	1.179 m
3. Sima Mayor Sarisariñama	-314 m	3. Sima Aonda Este 2	820 m
4. Sima Aonda Este 2	-295 m	4. Cueva Aguapira 6	680 m
5. Sima Aonda Sur 1	-290 m	5. Sima Yuruaní tepuy	660 m
6. Sima Yuruaní tepuy	-252 m	6. Cueva Autana	653 m
7. Sima Menor Sariariñama	-249 m	7. Sima Auyantepuy Norte	634 m
8. Sima de la Lluvia	-202 m	8. Cueva del Tigre	485 m
9. Sima Aonda Sur 2	-168 m	9. Sima Aonda Sur 1	434 m
10. Sima Kukenán 2	-164 m	10. Sima Aguapira 2	405 m

tán formadas por granos de arena silícea (cuarzo) unidos entre sí por una matriz o cemento también silíceo. El mayor número de cuevas de este tipo se encuentra en Venezuela y Sud Africa, siendo la Sima Aonda (-362 m) y la Sima de la Lluvia de Sariariñama (1.352 m) las que ostentan mayor desnivel y desarrollo, respectivamente, estando situadas ambas en Venezuela (GALAN, 1983; URBANI, 1986). Hasta hace poco tiempo este tipo de roca era considerado insoluble y no karstificable. Hoy son conocidas más de 250 cavidades excavadas en cuarcitas, incluyendo grandes simas y cuevas kilométricas recorridas por ríos subterráneos (Tabla 1). Es muy probable que en el futuro puedan explorarse cavidades de mayores dimensiones.

DISOLUCION EN ROCAS CARBONATICAS.

El carbonato de calcio (CaCO_3) es el constituyente esencial de las calizas y es poco soluble en agua pura (16 mg/lit a una temperatura de 16°C). No obstante, las aguas naturales poseen siempre una cierta proporción de gas carbónico (CO_2) en solución y de ácido carbónico (H_2CO_3). Es gracias a este último que el carbonato de calcio se va a disolver, dando bicarbonato de calcio $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, fácilmente transportable por las aguas circulantes. La solubilidad en el agua cargada de CO_2 varía entonces entre 80 y 350 mg/lit

En condiciones naturales existe un equilibrio, que se modifica constantemente, entre las distintas fases del sistema CO_2 - H_2O -Carbonato. Esquemáticamente, el CO_2 en el agua se presenta de varias formas: (a) Principalmente en forma de gas; (b) en pequeña proporción en forma de ácido carbónico, equilibrado por una cantidad de CO_2 disuelto adicional. De donde se obtiene la reacción de equilibrio siguiente:



La disolución del carbonato cálcico se establece según la reacción:



En realidad, el equilibrio del sistema entre sus distintas fases es mucho más complejo y comprende 9 ecuaciones con 10 variables, entre las cuales se distinguen tres cadenas de reacciones (ROQUES, 1964).

La llamada "cadena física" corresponde a la disolución o evasión del CO_2 . El equilibrio es alcanzado muy rápidamente, en varios minutos.

La "cadena química" corresponde a las reacciones en el interior de la solución, y los equilibrios también son rápidos, como lo demuestran datos experimentales y de campo (ROQUES & EK, 1973; BAKALOWICZ, 1982).

La "cadena cristalográfica" comprende las reacciones de disociación del sólido en la solución, y son las más lentas del conjunto. De acuerdo a datos experimentales la duración de la realización del equilibrio es de unas 2-3 semanas para calizas relativamente puras. Para dolomías es mucho más larga.

Así, si bien a nivel químico la presión parcial del CO_2 de la fase gaseosa es el factor que controla el sistema CO_2 - H_2O -Carbonato, y determina la cantidad de roca disuelta, el tiempo de estadía del agua en el acuífero y la evolución de las presiones parciales del CO_2 son los factores controlantes de las variables ligadas a la disolución de la roca carbonatada. Estos factores están en consecuencia relacionados con la velocidad de circulación de las aguas y con las características hidrogeológicas del medio en que se produce la disolución, ya que la tasa de realización de las reacciones de disolución es directamente función del tiempo de contacto entre el agua y la roca. Este tiempo de contacto no es otro que el tiempo de estadía del agua en el acuífero, determinado por las características del acuífero.

Han sido propuestas diversas hipótesis para explicar la formación del karst en calizas. HOWARD

(1964) y CURL (1965) sostuvieron –basándose en cálculos y pruebas de laboratorio– que la disolución sólo era efectiva en los primeros decímetros o metros de roca recorridos por las aguas de infiltración. Su argumento reposaba en la hipótesis de que las discontinuidades de la roca eran de muy débiles dimensiones.

JENNINGS (1971) y MISEREZ (1973) mostraron que la variación en la mineralización de las aguas kársticas estaba relacionada con los valores de la producción de CO₂ en los suelos. De ello interpretaban que el segundo de los factores (producción del CO₂ geológico) era la causa del primero (adquisición del quimismo de las aguas), que era considerado un efecto. En consecuencia, estos autores –entre otros– situaban la disolución en la proximidad de la superficie.

Un último argumento y uno de los más invocados es el basado en la relación entre la calidad química de las aguas en suelos, zona de infiltración y zona permanentemente inundada del karst (ej: THRAILKILL, 1968; PITY, 1971). Las aguas próximas a la superficie son ampliamente sobresaturadas en bicarbonatos; las aguas de la zona inundada son menos mineralizadas y casi siempre subsaturadas. De donde la mayoría de los autores ha desprendido que la disolución se localiza en la superficie o en su proximidad, y es directamente asociada a la producción de CO₂ en los suelos. Esto contradice o deja sin explicación la existencia de una morfología subterránea bien desarrollada y una red profunda de drenaje subterráneo.

Para resolver esta paradoja se propusieron muy diversas teorías. Mencionaremos las que tuvieron mayor aceptación entre la mayoría de los karstólogos, y que aún invocan diversos autores.

HOWARD (1964), ATKINSON (1977) y JAMES (1981), hacen jugar un papel esencial a la producción de CO₂ en el interior del acuífero, por oxidación de materia orgánica introducida en profundidad. Este CO₂ provocaría una subsaturación y, en consecuencia, el reinicio de la disolución. Los datos sobre los cuales se apoya la teoría anterior son muy poco numerosos, y pueden ser explicados también por la fuerte heterogeneidad existente en la repartición del CO₂ en el suelo y zona de infiltración (BAKALOWICZ, 1982).

La teoría de la "corrosión por mezcla de aguas" (BOGLI, 1964) es la más difundida de todas. Se apoya en el hecho de que la relación entre la concentración del ión calcio (Ca²⁺) y la presión parcial de CO₂ (pCO₂), en el equilibrio, es una función curvilínea; en consecuencia, la mezcla de dos aguas en equilibrio, pero con pCO₂ diferentes, es necesariamente subsaturada y por tanto agresiva (Ver Figura 1). Según BOGLI (1964) tales mezclas son posibles en la zona inundada, ya que el agua de infiltración proviene de lugares diferentes. Los déficits de saturación así

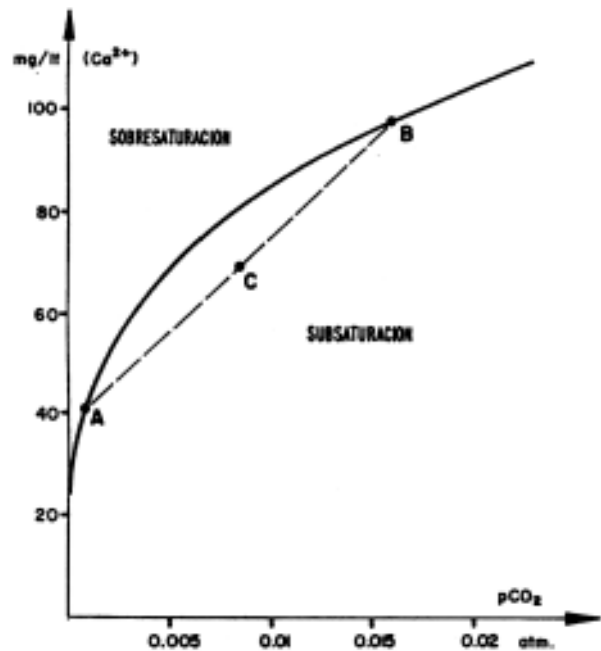


Figura 1 - Curva de equilibrio de la calcita en agua pura ($t=10^{\circ}\text{C}$) y recta de mezcla de aguas (en trazos). (De: BAKALOWICZ, 1986; modificado). A y B = dos aguas en equilibrio pero con $p\text{CO}_2$ diferente. C = mezcla subsaturada.

creados engendrarían un reinicio de la disolución en profundidad.

Los trabajos de WIGLEY & PLUMMER (1976) muestran que la realidad no es tan simple como pretende BOGLI y que una mezcla de aguas no es necesariamente subsaturada. MISEREZ (1973) ofrece una demostración experimental en el mismo sentido. En efecto, si las concentraciones de CO₂ no son muy diferentes, la mezcla que se produce es una porción lineal de la curva de equilibrio, y no puede por tanto ser agresiva. Adicionalmente, DREYBRODT (1981) demuestra que la relación de mezcla debe estar comprendida necesariamente entre 0,1 y 0,9 y que habitualmente no existe tanta variabilidad espacial entre los distintos ingresos de agua al karst. Por otro lado, el modelo de BOGLI supone que la mezcla no evoluciona en el curso del tiempo, ni en calidad ni en cantidad.

Del mismo modo, aunque el problema de la materia orgánica y su oxidación es aún insuficientemente conocido, parece ser que lo esencial de esta introducción en el karst ocurre bajo la forma de compuestos húmicos hidrosolubles, poco susceptibles de ser oxidados y por tanto de aportar CO₂.

Pero lo esencial, o el problema de fondo en todos estos modelos, es que sus autores no consideraban al karst como un acuífero, reduciendo todo a un problema químico bajo condiciones de laboratorio. Su postulado de base admite que el agua adquiere la totalidad de su quimismo en la proximidad de la su-

perfidie. La karstificación ha sido entonces relacionada con la cinética química, ignorando o desestimando la heterogeneidad real del karst y su comportamiento físico. Las observaciones y datos de campo han demostrado que la karstificación es comandada -esencialmente- por la circulación del agua (BAKALOWICZ, 1986), invalidando de esta forma los postulados anteriormente comentados.

Debemos a MANGIN (1975) el primer modelo coherente que da cuenta a la vez de la génesis, estructura y funcionamiento del acuífero kárstico, y que se complementa con las observaciones geoquímicas de BAKALOWICZ (1975, 1979).

Estos autores han puesto de relieve que en el acuífero kárstico existen dos modos de infiltración: una infiltración rápida, que puede llegar a la zona inundada en pocas horas, siguiendo algunas discontinuidades mayores; y una infiltración lenta, realizada en forma difásica (mezcla de agua y aire) a través de la fisuración de conjunto e incluso de la porosidad de la roca. En la parte inundada del karst existe a su vez una red de drenaje, asiento de circulaciones rápidas, y una serie de sistemas anexos o reservas anexas al drenaje, que permiten el almacenamiento.

El agua de infiltración lenta, que puede recorrer los 10 o 15 primeros metros en varios días, es responsable de la disolución en la zona superficial. Esta agua importa el CO₂ desde el suelo a toda la zona de infiltración, que constituye por tanto un vasto reservorio de CO₂. Si este agua permanece cierto tiempo almacenada en la zona epikárstica, es sometida a procesos biológicos que la puede enriquecer considerablemente en CO₂ y empobrecer en SO₄²⁻ y K⁺, y puede también sufrir una reconcentración en Cl⁻ por evapotranspiración; estas variaciones son estacionales. Pero además, el agua de infiltración lenta está sometida permanentemente a intercambios de CO₂ con la fase gaseosa asociada, de forma que existe una relación entre su tasa de sobresaturación en carbonatos y su pCO₂ equilibrante. Si existen amplios vacíos o grutas abiertos al exterior, el CO₂, contenido en las fisuras de la roca y asociado al agua de infiltración, difunde lentamente hacia las grutas a pCO₂ mucho más débil. Así, el conjunto de la zona de infiltración es un reservorio de CO₂ y contribuye a proporcionar al agua el CO₂ necesario para la disolución. Estos hechos invalidan la suposición de que el CO₂ proviene solamente del horizonte pedológico, como habitualmente ha sido dicho.

El agua de infiltración rápida se pone enseguida en equilibrio con el CO₂ de la atmósfera subterránea; ella comienza a disolver el carbonato de la roca encajante, pero permanece netamente subsaturada, en general, hasta alcanzar la zona inundada. A este nivel, el agua de infiltración rápida dispone de un poder

de disolución inversamente proporcional a su tiempo de estadía en la zona de infiltración. Por consiguiente, la infiltración rápida desplaza a profundidad las condiciones de disolución de superficie que posee la infiltración lenta (BAKALOWICZ, 1982).

Este hecho, dinámico, es de fundamental importancia para comprender la génesis del endokarst y sobretudo la karstificación de las zonas profundas. Puede entenderse también que en la evolución del sistema la infiltración rápida experimenta un desarrollo progresivo, acompañando el establecimiento de una red de drenaje subterráneo progresivamente más importante y extensa; es decir, la infiltración rápida acelera el movimiento del agua de circulación lenta contenida en la red de fisuras y amplía la karstificación a volúmenes progresivamente más grandes de roca.

Para que estas condiciones se cumplan es necesario que el estado inicial de la roca sea favorable a esta infiltración rápida. Es aquí donde interviene la fracturación, por la creación de discontinuidades; pero el aspecto primordial aparece una vez que una parte de las aguas de infiltración logran crear caminos preferenciales que conducen la infiltración rápida.

Las condiciones de circulación en la zona inundada contribuyen también a la creación de vacíos. En efecto, si las posibilidades de evacuación del agua son muy difíciles, porque el lugar de llegada del agua de infiltración rápida posee una mala conexión hidráulica con la emergencia, la cantidad de roca disuelta evacuada estará limitada en relación a los lugares donde la renovación del agua sea más fácil. Por el contrario, si el tiempo de renovación es muy breve, la agresividad del agua no puede contribuir muy eficazmente a la ampliación de vacíos. Esto es lo que ocurre en muchas redes espeleológicas de montaña, con drenaje muy organizado y escasas o nulas reservas (por ejemplo: sistema Ormazarreta, en la Sierra de Aralar). En tales casos la circulación resulta muy facilitada y el agua es evacuada del karst sin utilizar su poder agresivo en la zona saturada, impidiendo de esta forma la génesis de sistemas anexos con cierta capacidad de almacenamiento. La creación de vacíos en la zona saturada se extiende entonces a débil distancia de la zona de emergencia.

Si el agua de infiltración pasa por las reservas anexas al drenaje, o bien si los drenes están poco desarrollados, las aguas de infiltración sufren una evolución más o menos marcada tendiente por una parte a equilibrar su contenido en carbonatos y, por otra parte, a proporcionar al agua elementos con cinética de disolución lenta, como Mg²⁺ o SO₄²⁻. En estos casos se desarrolla en la zona saturada un karst inundado de importante magnitud, el acuífero posee mayor capacidad de regulación, y sus reservas

podrán ser objeto de aprovechamiento con mayor facilidad. La creación de vacíos en la zona saturada se amplía enormemente y se extiende sobre volúmenes mayores de roca a mayor distancia de la zona de emergencia.

Así, la dinámica de la circulación de las aguas, al mismo tiempo que la cinética de los equilibrios en los mecanismos de disolución, actúan en el volumen del macizo kárstico organizando progresivamente la red de drenaje subterráneo. Su estructura se caracteriza porque los vacíos excavados son creados por las circulaciones y constituyen un conjunto heterogéneo pero jerarquizado, organizado desde las emergencias hasta la superficie. La evolución de la red subterránea de drenaje supone correlativamente una modificación en las velocidades de circulación y en los parámetros químicos, independientemente de las modificaciones debidas a cambios climáticos o geológicos.

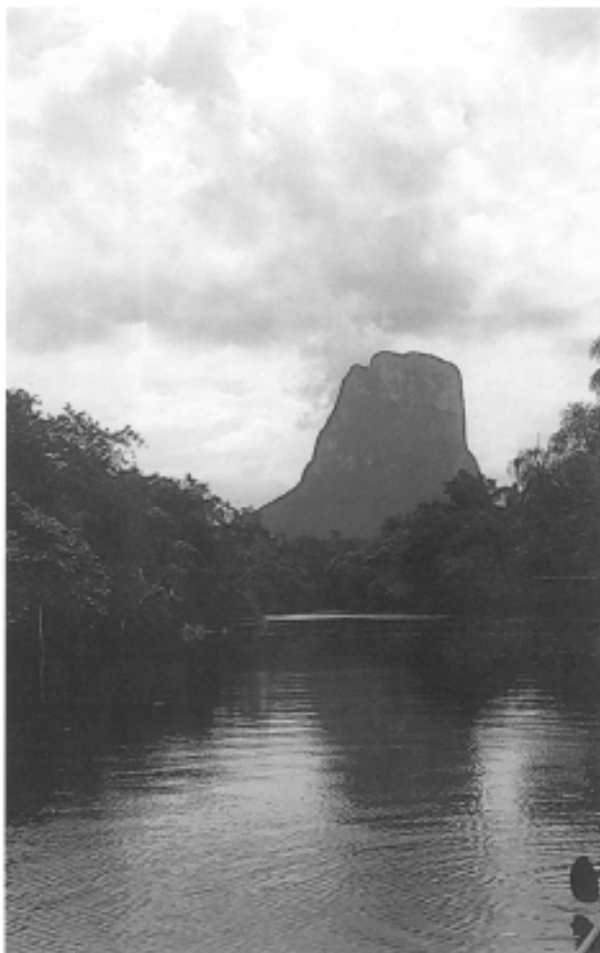
DISOLUCION EN ROCAS SILICEAS

Nos referiremos a cavidades desarrolladas en cuarcitas o areniscas de cemento silíceo, a diferencia de algunas zonas europeas (o de otros continentes), donde existen cavidades en areniscas, pero éstas son de cemento calcáreo o relacionadas con rocas carbonáticas.

Los mejores ejemplos de este tipo de karstificación se presentan en Venezuela y Sud Africa, y en menor proporción en Brasil, Australia y otros países. En Venezuela ocurren en la región de Guayana, principalmente en cuarcitas pertenecientes al Grupo Roraima, de edad Precámbrico inferior a medio (1,7 a 1,6 Ga; 1 Ga = mil millones de años). En Sud Africa son conocidas cavidades en cuarcitas en la región de Transvaal (Formación Black Reef y Grupo de Wolberg, de edad Proterozoico antiguo, 2,3-2,1 Ga) y en la Montaña de la Tabla (Provincia de El Cabo, de edad Ordovícico, 0,5-0,44 Ga).

Los sistemas subterráneos de mayores dimensiones alcanzan 3 Km de galerías en Sarisariñama y Aonda (Venezuela) y 2,5 Km en el karst de Berlín (Transvaal, Sud Africa) y Aguapira (Venezuela). Particularmente las cavidades venezolanas en cuarcitas son notables por sus grandes desniveles (cerca de 400 m) y espectaculares formas (poseen simas con verticales absolutas que están consideradas entre las mayores del mundo).

Existen ejemplos menos típicos en otras litologías asociadas a este tipo de rocas. La Cueva de Mogoto (en Transvaal), de 1,6 Km de desarrollo, está excavada en un sill de diabasa alterada intrusivo en las cuarcitas del Grupo de Wolberg. En este caso la diabasa ha sido transformada en arcilla ferruginosa, muy porosa en la base, y en caolín, más denso, en la parte superior. La cavidad se desarrolla en estos te-



El tepuy Autana, en el Territorio Federal Amazonas, Guayana Venezolana. Es un monolito de cuarcita de 1.300 m. de altura. Una cueva, localizada a 300 m bajo la cumbre, perfora el monolito de un lado a otro.

rrenos blandos, comprendidos entre cuarcitas compactas, y en el contacto entre ambos. En Venezuela existe un ejemplo comparable en la Cueva del Tigre (Sta. Elena de Uairén, Guayana), de 485 m de desarrollo. La cavidad está en rocas del Grupo Roraima, pero incluida en un estrato muy blando de lutitas constituidas casi exclusivamente por caolinita, con cantidades minoritarias de moscovita y cuarzo. Por encima de este estrato se encuentra otro de cuarcita, considerablemente más duro, que constituye el techo de la cueva (SVE, 1977). En el tepuy Guaiquinima se desarrolla un sistema de cavidades y zonas de colapso con drenaje subterráneo de 2 Km de extensión. Las cavidades han sido excavadas en un paquete inferior de estratificación fina constituido por metalimolitas con cuarcitas interestratificadas, y le sirve de techo un paquete superior de cuarcitas compactas y estratificación gruesa, que es el que ha

colapsado generando las depresiones. En épocas de lluvia el sistema se inunda totalmente, mientras que en sequía el agua circula en profundidad a través de conductos de pequeño diámetro (SCZCERBAN et al, 1977).

En los afloramientos de cuarcita predomina el drenaje superficial. Las zonas karstificadas, con drenaje subterráneo, son escasas y localizadas, representando menos del 1/1000 de la superficie total. Las redes subterráneas se ubican casi siempre en los bordes de los tepuys o mesetas y sólo se extienden hasta una débil distancia con respecto a las emergencias. Esta característica ha sido señalada por GALAN (1982, 1983) para las cavidades de Venezuela, y se presenta también en Sud Africa (MARTINI, 1987) y Australia (JENNINGS, 1983). Así, en los afloramientos de rocas cuarcíferas la karstificación sólo afecta zonas determinadas, existiendo extensiones considerables sin karstificar.

La formación de cavidades en cuarcitas comprende dos procesos distintos: (1) La disolución de las cuarcitas, que se realiza de manera incompleta. (2) La remoción mecánica, por las aguas circulantes, de los granos de cuarzo sueltos.

La disolución actúa no sólo a través de diaclasas y planos de estratificación sino, principalmente, a través de las superficies intercrystalinas o del cemento de unión entre los granos individuales de cuarzo. Este proceso, denominado "arenización", entraña la transformación de la cuarcita compacta en un material friable, muy poroso y permeable. La disolución, aún actuando en pequeñas cantidades, disminuye así la cohesión de la roca de manera exponencial.

El proceso de remoción mecánica, denominado "tubificación" o "piping", arrastra y exporta los granos de arena, y desemboca en la formación de conductos que evolucionan hasta llegar a formar galerías subterráneas en alguna parte del sistema.

La comprensión cabal del papel jugado por la disolución surgió una vez que pudo ser explorado cierto número de cavidades hidrológicamente activas. En cavidades inactivas invariablemente se encontraba que la roca era extraordinariamente dura y compacta. La evidencia de campo del proceso de alteración química fué obtenida al explorar cavidades activas, cuyas paredes estaban constituidas por roca friable, de la cual se podía desprender con facilidad los granos de cuarzo. La alteración de la cuarcita aumentaba con la profundidad, pero sobretodo por su contacto con el flujo de agua o elevada humedad. En galerías amplias y bien ventiladas, la roca arenizada podía ser completamente removida o bien recementada por sílice secundaria, encontrándose roca compacta. La zona de cuarcita alterada, en la mayoría de los casos, no afectaba a la totalidad de la roca, sino a un espesor variable, desde unos pocos hasta cerca

de 50 cm. La colocación de clavos de expansión en la exploración de simas y algunas pruebas de perforación con taladro manual mostraron diversos grados o estados de alteración asociados al tipo y características de la actividad hídrica.

La alteración resultó evidente al analizar bajo el microscopio secciones pulidas de diversas muestras de roca colectadas durante las exploraciones. Las muestras analizadas por URBANI en Venezuela eran muy similares a las descritas por MARTINI para Sud Africa. La Figura 3 presenta un esquema de este proceso de alteración tal como se observa al microscopio. La disolución de la cuarcita procede a lo largo de los límites entre los cristales (MARTINI, 1982) o de la matriz o cemento de unión entre los granos individuales de cuarzo (URBANI, 1986). La disolución es simple y uniforme, va creando vacíos que son progresivamente ampliados hasta que su volumen es tal que la roca, originalmente compacta, se transforma en incoherente.

Han sido propuestas diversas hipótesis para explicar la karstificación en cuarcitas. JENNINGS (1983) y en parte COLVEE (1973) propusieron la formación de cuevas en cuarcitas partiendo directamente de roca no alterada. Ambos se basaron en cavidades inactivas o seniles donde los materiales inconsistentes habían sido completamente eliminados o cementados por sílice secundaria, encontrando sólo roca compacta. Su hipótesis se sustenta en la existencia de la cavidad, a la que se le atribuye el mismo modo de formación que a las cavidades en calizas (por disolución), planteando un muy largo tiempo de formación (desde el Precámbrico) para compensar la baja solubilidad del cuarzo. Es en consecuencia una hipótesis inadecuada, ya que desconoce que la arenización en las cuarcitas es un hecho frecuente.

WHITE et al (1966) sugirieron que, debido a que la solubilidad del cuarzo es baja, existe una primera fase en la cual el cuarzo es hidratado en ópalo, el cual es mucho más soluble. Esto permitiría la formación de cavidades por disolución más fácilmente y en menos tiempo. Sin embargo, la transformación del cuarzo en ópalo no es posible termodinámicamente en los ambientes naturales involucrados, y el ópalo observado por dichos autores como una matriz en la cuarcita es debido a la disolución y posterior precipitación por evaporación.

MARKER (1976) planteó una pedogénesis en medio muy básico (pH superior a 9) en la cual la sílice sería más soluble. Si bien la solubilidad de la sílice se incrementa notablemente para un pH por encima de 9, estas condiciones no se cumplen en las aguas naturales de los afloramientos de cuarcita, donde los valores del pH son por el contrario muy bajos, normalmente comprendidos entre 3 y 5 (aguas ácidas).

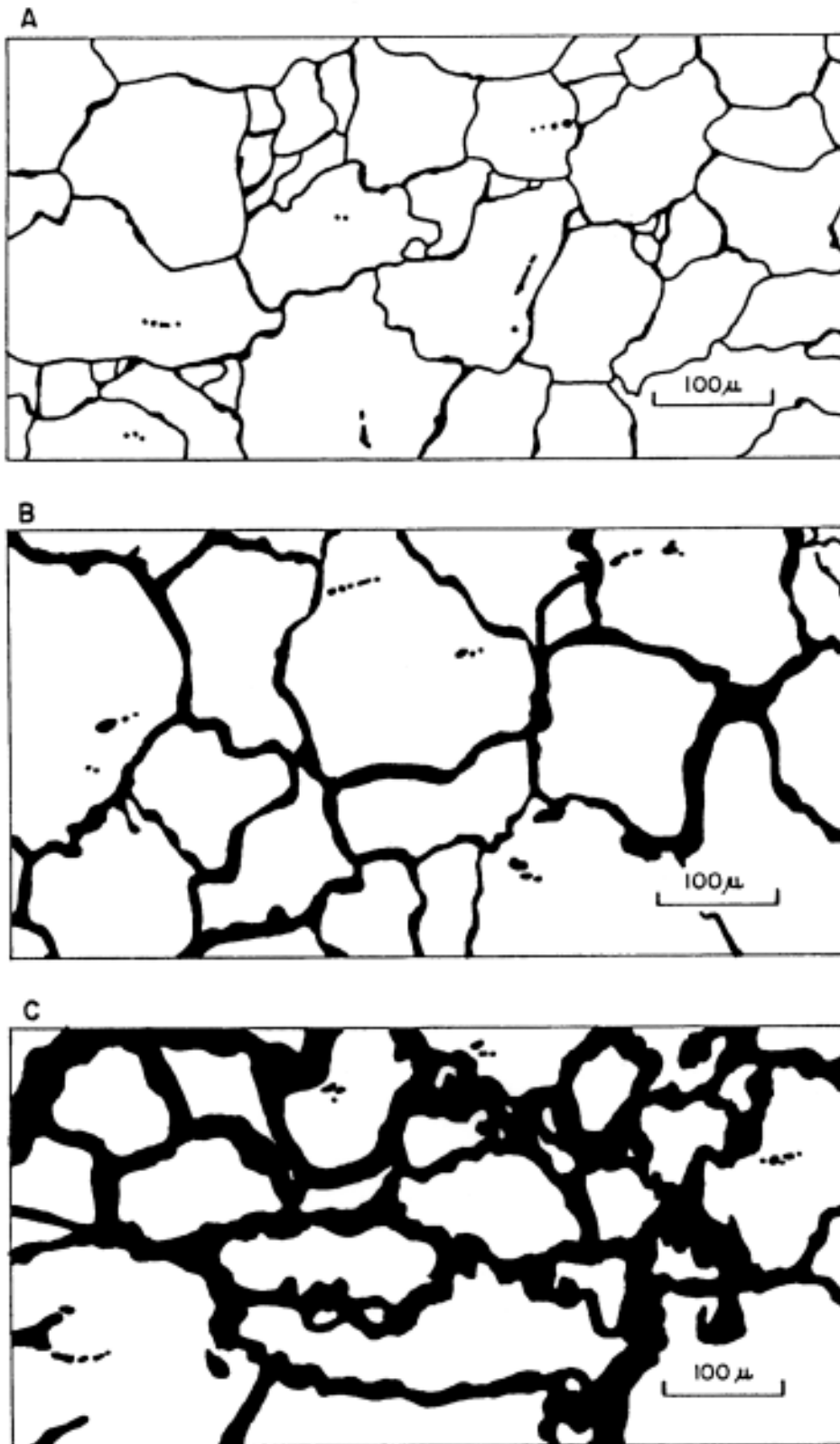


Figura 3 - Secciones pulidas de cuarcita mostrando la progresiva arenización de la roca. (De: MARTINI, 1982; esquemático). A = Cuarcita casi inalterada. B = Arenización en una fase intermedia. C = Avanzado estado de arenización. (Los vacíos, impregnados con plástico en la muestra, aparecen en negro en el esquema).

POUYLLAU & SEURIN (1985) propusieron que la formación de cavidades podría haber ocurrido bajo condiciones climáticas precámbricas, en una atmósfera distinta a la actual, en la cual la solubilidad de la sílice sería más elevada que ahora. Esta hipótesis es simplemente de naturaleza especulativa. La atmósfera primitiva era reductora, o menos oxidante que la actual. Con el desarrollo de la fotosíntesis aumentó el contenido de oxígeno en la atmósfera, aumentó la solubilidad de la sílice y disminuyó la solubilidad del calcio en el agua.

BRICEÑO & SCHUBERT (1990) atribuyen un carácter kárstico a la mayoría de la formas topográficas existentes en los tepuys e introducen cierta confusión al referir como circulaciones subterráneas el drenaje epígeo encajado en la red de fisuras. Adicionalmente explican que la extensión vertical de los sistemas de cavernas en cuarcitas es controlado por el diaclasado y la extensión horizontal por la estratigrafía. Obviamente hay una relación entre cavernas y red de diaclasas, pero esto no constituye una explicación, ya que en la gran mayoría de los casos la red de diaclasas no genera cavernas. De modo parecido no existe un cambio lateral en la estratigrafía para limitar el Ca-

vernamiento en un área dada, y los bancos de cuarcitas en los cuales se desarrollan cuevas se extienden horizontalmente por muchos kilómetros sin presentar cavernamiento. En consecuencia éstos no son factores que limiten, controlen o expliquen el cavernamiento o su extensión.

ZAWIDKI et al (1976) postularon que la alteración de las cuarcitas en Sarisariñama era debida a acción hidrotermal, formándose las cuevas por erosión de la cuarcita friable y posterior colapso de las bóvedas. La actividad hidrotermal es confirmada por la existencia de venas de pirofilita, cuarzo y andalusita. Posteriormente URBANI (1986) reevalúa los datos de campo y de laboratorio, abandonando la idea de que la acción hidrotermal fuera la responsable de la transformación de la roca fresca en material deleznable, ya que datos de otras cavidades mostraban la presencia de cuarcita arenizada sin existencia de hidrotermalismo, y por consiguiente éste no era necesario para explicar la alteración de la cuarcita. De todos modos los autores dejan abierta la posibilidad de que en algunos casos los procesos endógenos (actividad hidrotermal, etc.) puedan haber generado zonas débiles que luego serían más fácilmente atacadas por la meteorización química.



Formas de disolución en superficie: los temidos "laberintos" del Roraima. Constituyen sistemas de torres y pequeños conductos. El residuo de la disolución es arena blanca y rosada, que se deposita en las zonas bajas.

La alteración química de las cuarcitas se explica simplemente por la disolución del cuarzo en las condiciones de pH habituales en las aguas de la zona según la siguiente reacción: $\text{SiO}_2 + 2 \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{H}_4\text{SiO}_4$. La solubilidad del cuarzo es de 5-10 mg/lit de sílice presente bajo la forma del ión neutro H_4SiO_4 . La solubilidad del cuarzo es muy poco influenciada por cambios en las condiciones químicas, a condición de que el pH permanezca inferior a 9. Este último valor nunca es alcanzado en las aguas superficiales o subterráneas de los macizos de cuarcita. Diversas muestras de agua de cuevas en cuarcita muestran valores de 1 a 6 mg/lit de sílice y, en general, todas las muestras se presentan subsaturadas. BRICEÑO (comunica-

ción personal) señala valores parecidos y subsaturación en numerosas muestras de agua por él analizadas. (Ver algunos datos hidroquímicos en Tabla 3).

Debido al hecho de la extrema lentitud en la disolución del cuarzo, la disolución puede actuar sobre las cuarcitas a través de las superficies intercristalinas, ya que necesita un tiempo muy largo para alcanzar la saturación. Esto es imposible en las calizas, ya que la tasa de disolución de la calcita es considerablemente más rápida. En un espacio muy pequeño, parecido al límite entre cristales, el agua podrá circular sólo muy lentamente debido a su viscosidad y podrá permanecer subsaturada con respecto a la sustancia sobre una larga distancia sólo si la tasa de disolución es ba-

Tabla 3. Análisis de muestras de agua colectadas en algunas cuevas en cuarcitas.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Conductividad (uohm/cm)	18	30	22	17	—	1,5	—	—	10	6,6	15,7	14
pH	4,5	4,1	4,3	4,4	—	5,6	—	—	3,8	5,3	4,4	4,3
Temperatura agua (°C)	13	14	14	—	—	—	—	—	14	15	14	15
Residuo Evaporac. 180 °C	68	68	44	34	—	—	—	—	—	—	—	—
Total sólidos disueltos	6	9	7	6	—	30	—	—	—	—	—	29
Dureza Total (CaCO ₃)	0	0	0	0	—	—	—	—	—	—	—	—
Cl ⁻ (mg/lit)	3	2,5	3	2	—	1,1	—	—	—	—	0,4	4
So ₄ ²⁻	2	2	2	2	—	1	—	—	—	—	—	7
P ⁻	0	0	0	0	—	—	—	—	—	—	—	—
NO ₂ ⁻	0	0	0	0	—	—	—	—	—	—	—	—
NO ₃ ⁻	0	0	0	0	—	—	—	—	—	—	—	—
HCO ₃ ⁻	0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
SiO ₂	2	2	2	2	9,5	6	1	3	—	1	2	0,9
Fe ²⁺	0,1	0,05	0,11	0,01	0,08	—	0,03	0,16	—	—	—	0,1
Ca ²⁺	0	0	0	0	1,2	1,6	1	2	0,2	0,15	0,02	1
Mg ²⁺	0	0	0	0	—	1,7	—	—	0,16	0,13	0,01	2
Na ⁺	0,37	0,28	0	0,82	—	1	—	—	0,18	0,18	0,5	2
K ⁺	0,3	0,29	1	1,15	—	—	—	—	0	0,05	0,25	—
Cu ²⁺	0	0	0,94	0	—	—	—	—	—	—	—	—
Zn ²⁺	0	0,02	0	0,09	—	—	—	—	—	—	—	—
Pb	—	—	0,02	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fecha de muestreo (año)	74	74	74	74	78	79	78	78	85	85	84	86

Localidades de muestreo: 1 y 2 = Sima Mayor de Sarisariñama. 3 = Sima Menor de Sarisariñama. 4 = Meseta de Jaua. 5 a 8 = Cuevas 19, 18, 3 y 10 (respectivamente) de Berlín Sistema Sur. 9, 10 y 11 = Tepuys Akopán, Toronó y Apakará (Macizo de Chimanta). 12 = Sistema Aonda.

Fuente de Información: 1 a 4 = Sociedad Venezolana de Espeleología. 5 a 8 = South African Speleological Association. 9 a 11 = BRICEÑO (Compers.). 12 = GALAN (inédito).

Nota: Los resultados indican -en relación al cuarzo- que las aguas de estas cuevas son subsaturadas en sílice, con valores medios comprendidos entre 1 y 6 mg/lit.

ja. Este es el caso para el cuarzo pero no para la calcita, en la cual se forma el karst típico. La tasa de disolución de la calcita es mucho más rápida y la saturación en una delgada fisura será alcanzada rápidamente. Esto explica por qué, en las calizas, la disolución no es efectiva a lo largo de los límites entre cristales, y sólo se produce a lo largo de diaclasas y planos de estratificación, que son mucho más amplios.

La rareza de desarrollos kársticos en cuarcitas, y más generalmente en rocas ricas en sílice, no es debida a la baja solubilidad de los minerales de la sílice, sino a su baja tasa de disolución. Si esta última fuera más rápida, un karst del tipo existente en las rocas carbonatadas podría desarrollarse sobre las cuarcitas sin necesidad del proceso de arenización y sin necesitar tampoco de la tubificación o piping para formar cuevas (MARTINI, 1982). De acuerdo a estas condiciones teóricas, si la cuarcita fuera comparada con la caliza, el material podría ser removido químicamente 40-50 veces más lentamente que en rocas carbonáticas, lo cual es todavía un margen amplio para la formación de un karst, ya que la meteorización es también muy lenta en superficie.

Desde el punto de vista químico, la remoción del material en las cuarcitas por disolución se restringe a un 10% o 20%, mientras que en calizas generalmente comprende 90% o más del volumen de roca exportado.

De ello se deduce que la disolución en las cuarcitas no desemboca en la formación de cavidades, como ocurre en las calizas, sino en una arenización progresiva de la roca a partir de su superficie y de los planos o vías de penetración del agua. Por tanto, la regla general en las cuarcitas será la ausencia de cavidades, exceptuando algunos casos en que debido a condiciones geológicas y topográficas favorables el proceso de piping pueda actuar en profundidad, adquiriendo preeminencia sobre la meteorización superficial.

KARSTIFICACION EN ROCAS CARBONATICAS

Tratando de cuantificar el trabajo de excavación de las aguas circulantes en el karst, CORBEL (1957, 1959) introdujo la noción de "erosión específica", o volumen medio de carbonato disuelto y exportado en un año por Km² de superficie karstificada. Este concepto es la expresión del balance anual de la caliza disuelta y evacuada por una cuenca hidrogeológica. Su cálculo se basa en la medida de las concentraciones del CaCO₃ disuelto en las aguas emergentes y en la medida del caudal medio anual que circula a través del acuífero. Como es una medida del volumen de roca disuelto, hoy se utiliza bajo el término de "disolución específica". Sea que se utilice la fórmula original de CORBEL, u otras derivadas de ella con algunas modificaciones, constituye una buena aproximación siempre y cuando se base en suficiente número de

datos (caudales y concentraciones de CaCO₃) medidos a lo largo del ciclo anual, ya que existe una fuerte variabilidad temporal en ambos parámetros, y las simplificaciones y datos puntuales pueden sobreestimar o desvirtuar completamente los hechos reales.

ATKINSON & SMITH (1976) han obtenido valores para diversos karsts en el mundo de entre 1 y 125 m³/Km².a y han demostrado que existe una estrecha correlación entre el volumen de roca disuelto y exportado y el caudal circulante en el karst, que aproximadamente guarda una relación de 0,05 (50 m³/Km².a por cada 1.000 mm de caudal circulante anual; ver Figura 2). Estudios muy precisos de BAKALOWICZ (1982) para el sistema de Baget (Francia) dan resultados similares, con valores de correlación comprendidos entre 0,05 y 0,06. Sin embargo, la disolución específica varía ampliamente de un año a otro (entre 55 y 90 m³ para el sistema de Baget en 5 años consecutivos), estando su variación estrechamente asociada al caudal específico.

Algunos autores han tratado de crear una clasificación de tipos de karst según el clima, considerando que el caudal circulante y la disolución específica se relacionan con las precipitaciones y la temperatura. Sin embargo, un simple examen de los datos de ATKINSON & SMITH (1976) muestra p.ej. que los karst de Jamaica poseen una variabilidad en los valores de la disolución específica similar al de algunos karsts de Francia, pero inferiores a otros situados en Polonia o los Montes Tatra (Checoslovaquia), por ejemplo. Si bien es cierto que cuanto mayor sea el caudal de agua circulante mayor será la disolución específica, no existe una relación directa entre el total anual de las precipitaciones y el caudal efectivamente infiltrado. Las clasificaciones "climáticas" del karst constituyen una reducción carente de base real.

La infiltración eficaz depende de numerosos factores: precipitación, evapotranspiración, karst desnudo o cubierto con distintos tipos de suelo y vegetación, roca caliza más o menos fracturada, dispositivo estructural más o menos favorable al ingreso de las aguas, cuenca epígea sobre terrenos impermeables que permiten o no ampliar enormemente el área de captura, y un largo etcétera. Del mismo modo, aunque menos variable que el caudal circulante, la concentración en carbonatos de las aguas emergentes dependerá de la litología de los materiales, velocidad de las circulaciones, características geoquímicas de las aguas que ingresan al karst, y estructura del drenaje subterráneo. En consecuencia, la variabilidad observada no corresponde al tipo de clima únicamente, sino a características propias del karst.

Los valores medios de la disolución específica en la mayoría de los karsts en zonas húmedas del mundo quedan comprendidos entre 50 y 100 m³ de roca

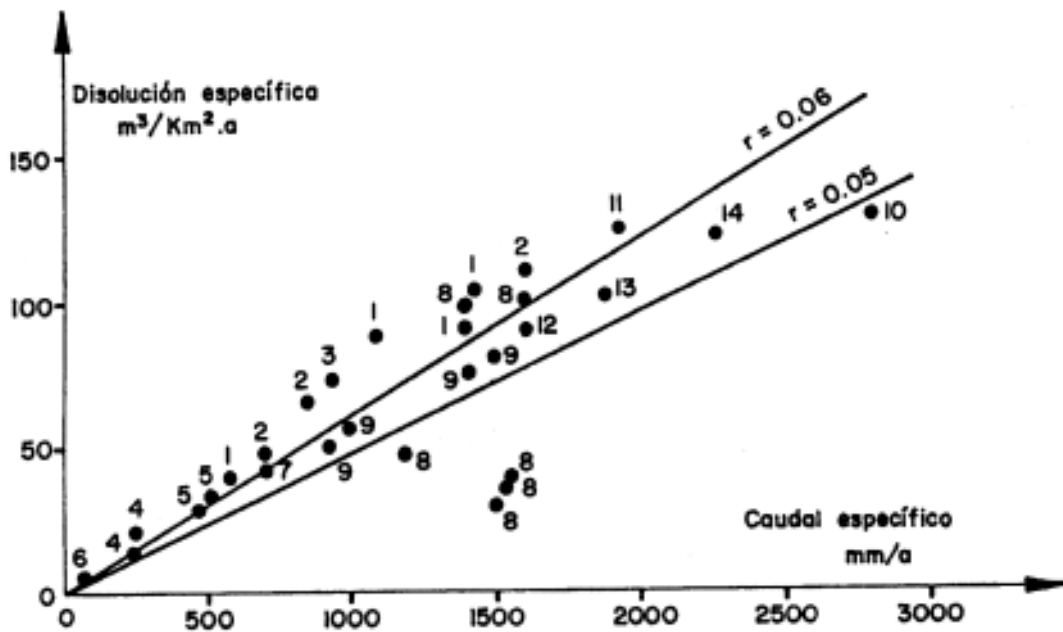


Figura 2 - La disolución específica en el mundo en función del caudal específico. (De: ATKINSON & SMITH, 1976; modificado). 1 = Jamaica. 2 = Slovenia. 3 = Inglaterra. 4 = Polonia. 5 = Florida (USA). 6 = Texas (USA). 7 = Puerto Rico. 8 = Tatras (Checoslovaquia). 9 = Francia. 10 = Triglav (Yugoeslavia). 11 = Mata de Mango (Venezuela). 12 = Cuenca del Guasare (Venezuela). 13 y 14 = Macizo de Larra (País Vasco).

disuelta por Km² y año. Los valores descienden por debajo de 50 m³ en regiones poco favorables a la karstificación por distintas causas (aridez, litología, avanzada evolución, etc.; ver Figura 2).

Ha sido reiterado que el karst de "tipo tropical" posee los más elevados valores de disolución. Sin embargo, puede verse en la Tabla 2 que en Venezuela, bajo clima tropical, existen muchos tipos diferentes de karst. Algunos de ellos, de zonas húmedas, como el karst de Mata de Mango (Estado Monagas) presenta mayor similitud con p.ej. el karst de Larra (País Vasco), que con los karsts de la zona de Macaira (Estado Guárico), aunque el primero y el último sean de tipo "tropical", mientras que el segundo corresponde a un clima de alta montaña en latitudes medias. Los más elevados valores de la diso-

lución específica se presentan en Venezuela en pequeños macizos (como el de Birongo, Estado Miranda), asociados a elevados caudales específicos, producto de la captura de ríos epígeos. En forma inversa, en regiones áridas y semiáridas, con bajos valores de la disolución específica, pueden presentarse notables karsts. El ejemplo más conspicuo en este sentido lo constituyen las regiones kársticas semiáridas de Kentucky y Texas (USA), que albergan algunas de las mayores cuevas del mundo. En ellas la disolución específica es inferior a 10 m³/Km².a pero es suficiente un lapso de tiempo mayor para explicar los elevados volúmenes excavados.

El problema de la karstificación también ha sido enfocado desde un punto de vista energético. Una síntesis de conjunto es debida a MANGIN (1982). La

Tabla 2. La disolución específica en algunos karsts tropicales de Venezuela estudiados por el autor.

Zona kárstica	Estado	Concentración aguas surgentes (mg CaCO ₃ /lt)	Caudal específico (mm/a)	Disolución específica (m ³ /Km ² .a)
Mata de Mango	Monagas	172	1.940	128
Cuencadel Guasare	Zulia	149	1.562	90
Birongo	Miranda	145	2.330	130
Sierra de San Luis	Falcón	160	850	52
Morros de Macaira	Guárico	147	300	17

evolución de los sistemas kársticos se rige por la termodinámica de los procesos irreversibles, donde existen dos condiciones: la condición de equilibrio y el estado estacionario.

La condición de equilibrio es alcanzada cuando el trabajo virtual de las fuerzas aplicadas al sistema es nulo. Este equilibrio corresponde así a la morfología mejor adaptada a las circulaciones. Alcanzado el equilibrio, éste no permite acciones erosivas importantes: las circulaciones son facilitadas (escasa acción mecánica) y rápidas (escasa acción química). En este caso el drenaje es perfecto.

El estado estacionario se refiere a la entropía. Al evolucionar el sistema su organización crece y la entropía decrece. Este decrecimiento prosigue hasta un valor mínimo, en el cual se estabiliza; la producción interna de entropía es entonces compensada por el flujo de entropía venido del exterior; cuando este estado es alcanzado se habla entonces de estado estacionario. En los karsts va a existir por tanto una progresiva organización del drenaje hasta llegar a un valor máximo que corresponde al valor mínimo de la entropía; cuando el estado estacionario es alcanzado la evolución del karst cesa.

Pero el estado estacionario y la condición de equilibrio no coinciden obligadamente; son conocidos numerosos ejemplos de estados estacionarios para estructuras lejos del equilibrio. Así, un karst perfectamente evolucionado (es decir, llegado al término de su evolución) no es obligatoriamente un karst perfectamente drenado (es decir, en equilibrio). Aunque no evolucione más, la disolución puede, a pesar de todo, actuar y perpetuarse en el interior del sistema (MANGIN, 1982). En realidad lo que ocurre es que la evolución continúa, muy lentamente si se quiere, condicionada por la evolución de superficie (descenso del nivel de base, p.ej.), es decir, condicionada por una variación en el marco de referencia del sistema. Como el karst no es un sistema cerrado, su evolución está ligada a los aportes del exterior y a la evolución de las características externas; y si éstas evolucionan, se inicia una nueva fase, que genera una estructura, superpuesta a las estructuras anteriores. En los karsts podemos observar esta superposición de estructuras; cada una de ellas corresponde a la puesta en funcionamiento de un drenaje subterráneo. Se puede concluir que casi todos los karsts son polifásicos. La noción de paleokarst indica precisamente la existencia de una evolución polifásica, donde un sistema, abierto al principio, se cierra progresivamente, hasta devenir aislado.

Para que se produzca la karstificación es necesario que la erosión de superficie haya excavado diferencialmente el terreno, formando valles y creando niveles de base locales hacia los cuales puedan comenzar a drenar los terrenos kársticos.

Si se cumple esta condición (existencia de un gradiente hidráulico), el agua podrá infiltrarse aprovechando las fisuras y discontinuidades de la roca (LLOPIS LLADO, 1970). En caso contrario el agua podrá llenar las fisuras, pero sin circulación no habrá posibilidades para que se desarrolle la karstificación (el agua quedaría químicamente saturada y físicamente estancada). Para que exista verdadera infiltración es necesario que el agua circule, y esto sólo es posible si la erosión de superficie ha creado una diferencia de potencial. Existiendo ésta, el agua circulará entre la zona de alimentación y las emergencias dando origen al drenaje subterráneo.

La diferencia de potencial (hidráulico) en un karst actúa de modo parecido a una diferencia de potencial eléctrica: las corrientes (de agua) en el karst seguirán los caminos de menor resistencia, que pueden estar por encima o por debajo del nivel piezométrico.

La estructura del karst, inicialmente, se superpone a la fracturación de las calizas y al dispositivo topográfico. La localización espacial de los puntos de emergencia de las aguas y de las zonas de mayor gradiente hidráulico y menor resistencia a la circulación, condicionan el inicio del proceso. En el interior del karst habrá zonas -litológicas y estructurales- con mejor conexión hidráulica, a la vez que posiciones más favorables que otras con respecto a la dirección global del drenaje. Aprovechando éstas el agua se infiltra y comienza a circular hacia las emergencias. El proceso se autoacelera y los puntos menos resistentes son elegidos como caminos preferenciales, concentrando el trabajo de la disolución en ellos. Al igual que en la organización del drenaje de superficie, las discontinuidades iniciales pueden ser muy pequeñas. Pero el sistema se autoorganiza y evoluciona, generando una estructura que casi siempre difiere considerablemente del patrón de fracturación que observamos en superficie. Así, los modelos de acuífero kárstico que consideran una red de fracturas uniformemente repartidas (DROGUE, 1980) deben ser rechazados. Del mismo modo, la idea de que el karst inicia su desarrollo sobre fracturas que han adquirido una apertura tectónica particular, no es indispensable en calizas, ya que un ancho estándar de 10 a 20 micrones (DREYBRODT, 1981) es suficiente para permitir la circulación de las aguas y el transporte de los iones bicarbonato.

Las rocas carbonatadas, que al inicio sólo poseían una muy débil permeabilidad debida a la fisuración, gracias a la acción del agua circulante aumentan considerablemente su permeabilidad, excavando conductos y vacíos a todas las escalas imaginables. Este proceso, llamado karstificación, implica la organización de un drenaje subterráneo. Cuanto mayor pasa a ser la cantidad de agua que circula, más intensa es la karstificación; e inversamente, cuanto más

desarrolla la karstificación sus efectos, más facilitadas resultan las circulaciones de agua. La karstogénesis resulta así de una interacción entre la dinámica de la circulación de las aguas y la cinética de los equilibrios químicos que intervienen en la disolución.

El acuífero kárstico constituye un medio heterogéneo a todas las escalas, pero a la vez con un orden, jerarquizado, determinado por las direcciones principales del drenaje y por las condiciones de evacuación de las aguas.

El karst no es "presupuesto" por la estructura y litología del macizo calcáreo. Cuando la karstificación se ha desarrollado hasta eliminar el drenaje epigeo, en el interior del macizo calcáreo pueden coexistir extensas zonas karstificadas (con elevada densidad de vacíos) junto a otras poca o nada karstificadas (que se comportan en la práctica como volúmenes perfectamente impermeables). Si la karstificación es concebida como un proceso de ampliación de las discontinuidades iniciales de la roca, podemos concluir que el proceso es inhomogéneo.

KARSTIFICACION EN ROCAS SILICEAS

La mayoría de los afloramientos de cuarcitas en el mundo forman relieves topográficamente destacados de morfología tabular: tepuys o grandes mesetas contorneadas por paredes verticales de hasta más de 1.000 m de desnivel (el Salto Angel, 1.007 m, la mayor cascada del mundo, se localiza en el Auyan-tepuy, Venezuela), o cuevas monoclinales con un frente abrupto.

Sobre las mesetas las áreas rocosas ocupan grandes extensiones. En ellas ha sido señalada la presencia de infinidad de formas de superficie, a todas las escalas imaginables. Son numerosos los trabajos en los cuales han sido descritas algunas de estas formas: SCZCERBAN & URBANI (1974), SCZCERBAN et al (1977). GALAN (1982, 1983, 1986b, 1988), MARTINI (1982, 1987), POUYLLAU & SEURIN (1985), URBANI (1977, 1986), GALAN & LAGARDE (1988). BRICEÑO & SCHUBERT (1990).

Las formas más extendidas a nivel mundial son los campos de pequeñas torres o pináculos que forman paisajes ruiformes y que algunos autores asimilan al lapiaz en calizas. GALAN (1986b, 1988) y MARTINI (1987) demuestran que esta morfología de las cuarcitas, evocadora de un paisaje kárstico, no está asociada a circulaciones subterráneas. El drenaje en los campos de torres permanece superficial y no existe infiltración.

En la génesis de microformas interviene la disolución y remoción mecánica, e igualmente existen procesos que entrañan la disolución y precipitación del mineral mayoritario de la roca por evaporación.



Campos de torres en el tepuy Kukenán. Obsérvese el drenaje superficial: entre las torres el agua forma canales y zonas inundadas. La altura de las torres es de 3 a 8 m. La extensión puede ser de varios kilómetros. Es un caso completamente distinto al lapiaz en calizas.

Este precipitado de sílice amorfo puede recementar la cuarcita alterada formando superficies resistentes a la erosión posterior, mientras la roca no-recementada es erosionada más fácilmente. Los compuestos de hierro (goethita) también pueden contribuir a la cementación (BRICEÑO & SCHUBERT, 1990). Microformas superficiales se pueden observar en muy diversos tipos roca, tanto "solubles" como las calizas y el yeso, o bien "insolubles" como las cuarcitas, areniscas, basaltos y granito (TWIDALE, 1984). Por tanto, no son características del karst ni implican un proceso de karstificación.

La alteración superficial de las rocas, tan importante en la pedogénesis, es también un fenómeno de disolución. Algunos minerales como el yeso, la calcita y el cuarzo se disuelven de una manera congruente. Otros como los feldespatos y los piroxenos

son –aparentemente–parcialmente solubles. En realidad ellos también se disuelven completamente, pero como las soluciones producidas están sobresaturadas con relación a otras fases más estables en las condiciones de la pedogénesis, inmediatamente se forman los minerales de la arcilla y diversos óxidos, dando la impresión de una disolución incompleta (MARTINI, 1987). Por ello, aunque exista disolución, sería absurdo emplear el término "karst" para todo fenómeno ligado a la pedogénesis o a la meteorización de superficie.

En la Guayana Venezolana existen además macroformas de superficie sobre grandes extensiones,

cuya envergadura y espectacularidad pueden resultar notables. Estas macro y megaformas, desde decenas a cientos de metros, han sido descritas con detalle por GALAN (1988). Básicamente se trata de formas excavadas a expensas de redes de diaclasas verticales o de buzamiento alto, que disectan el terreno y generan cañones y torres.

La disolución produce una progresiva arenización de las cuarcitas. La roca alterada en superficie –por su exposición a los agentes atmosféricos– puede ser eliminada completamente. El film superficial de alteración en las cuarcitas es removido continuamente por las lluvias y el viento, produciendo un rebaja-



Gran cañón, de más de 200 m de desnivel, en el borde del Auyantepuy. Una persona, en el borde derecho, sirve de escala relativa.

miento general de superficie que deja a la vista sólo la cuarcita compacta. La evaporación es también muy activa y puede recementar con facilidad la roca alterada. Pero un proceso diferencial ocurre cuando el agua se encaja en la red de fracturas. Por gravedad ésta ocupa el fondo de grietas y depresiones, que se conservan más húmedas o inundadas en forma temporal o permanente, mientras el relieve positivo escapa a esta acción continuada del agua y por consiguiente de la disolución. De esta forma la mete-

orización superficial genera las formas antes citadas y produce la excavación a lo largo de las grandes líneas de fractura, que en los casos extremos puede llegar a disectar totalmente el tepuy (ver ejemplo en Figura 4).

Se puede concluir que los afloramientos de cuarcita son primariamente impermeables. Cuando esta impermeabilidad primaria es alterada por la presencia de fracturas, las circulaciones se encajan, generando una multiplicidad de formas de superficie.

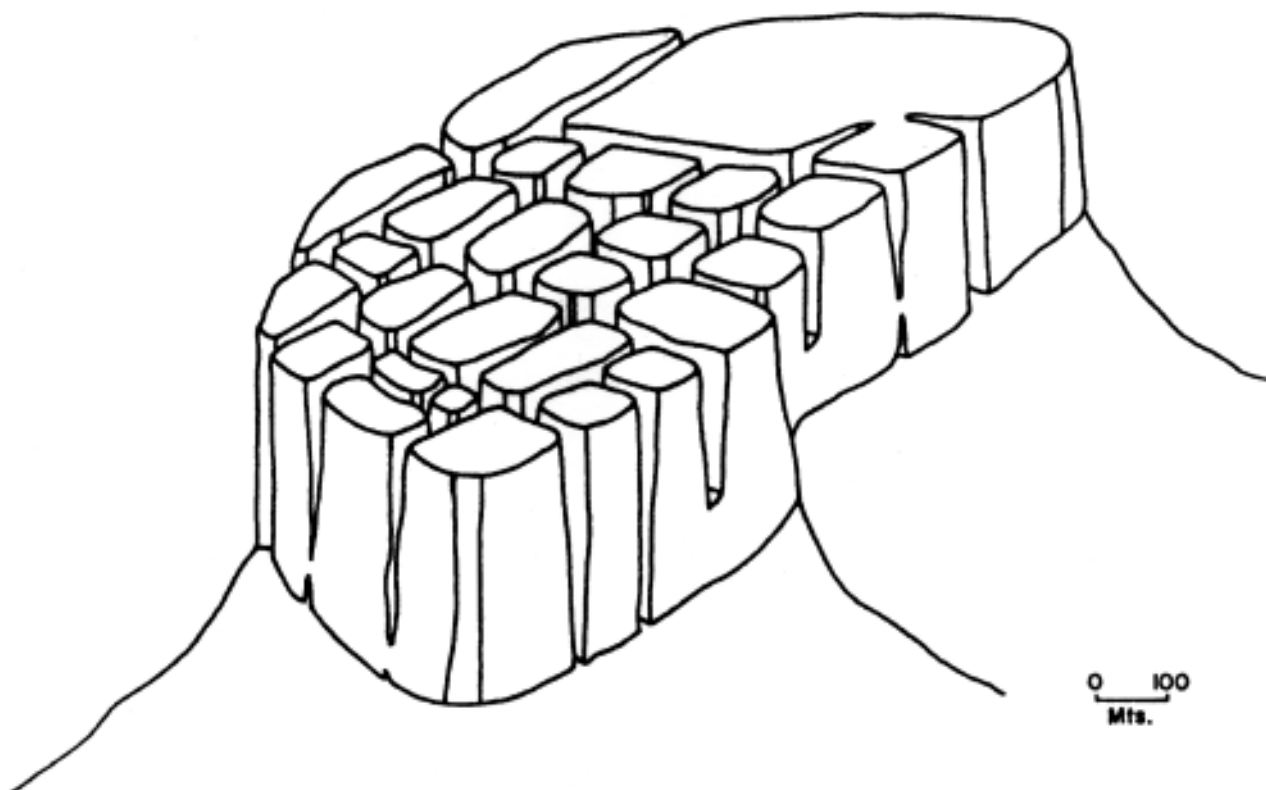


Figura 4 - Red de fracturas profundas disectando el tepuy Toronó, macizo de Chimantá (Venezuela), esquemático.

Sólo en algunos casos, localizados, se logra establecer un drenaje subterráneo y desarrollar una auténtica karstificación.

Debido a que el resultado de la disolución es la progresiva arenización de la roca, que ocurre tanto en superficie como en profundidad, la alternativa CLAVE para comprender la karstificación no reside simplemente en la disolución, sino en factores hidrogeológicos que controlan y hacen posible el establecimiento del drenaje subterráneo (GALAN, 1988).

La arenización procede a partir de planos o vías de penetración del agua (diaclasas, planos de estratificación, estratos comparativamente más blandos) y avanza desde la superficie de los planos hacia el interior de los bloques de cuarcita compacta, formando una malla de material friable. En esta zona alterada, permeable por porosidad, existe infiltración y circulación de agua, sólo que muy lenta y a pequeña escala, desde los momentos iniciales. En el interior de ella existirá un régimen muy lento de circulación freática; pero debido a que la tasa de disolución del cuarzo es muy baja, el agua podrá permanecer subsaturada largo tiempo en este acuífero microscópico, sin necesidad de que el punto más bajo de evacuación del drenaje alcance el nivel inferior de excavación del acuífero

ni los límites extremos horizontales en los cuales la disolución sigue siendo efectiva.

Cuando la zona alterada se extiende e intercepta la superficie de una pared exterior, el drenaje podrá ser evacuado a través de un nuevo punto de emergencia. La nueva circulación se verá facilitada por disponer de una diferencia de potencial (gradiente hidráulico) mayor.

La continuación del proceso podrá desembocar en el establecimiento de un drenaje subterráneo preferencial en el cual ocurrirá la remoción mecánica de los granos de arena, lo que dará origen a los primeros conductos subterráneos. El sistema podrá evolucionar hasta una escala macroscópica formando galerías y cavernas (Figura 5).

Debido a la rigidez de las cuarcitas las zonas de borde de los tepuys resultan propicias para que se desarrollen fenómenos de descompresión. En efecto, la existencia de las grandes paredes verticales exteriores genera un déficit de carga, mecánico, y para compensar este déficit se produce una descompresión lateral del macizo en la zona de borde contigua al vacío exterior. De esta forma se generan mecánicamente profundas fracturas y se amplía enormemente la apertura tectónica de las ya existentes. Por

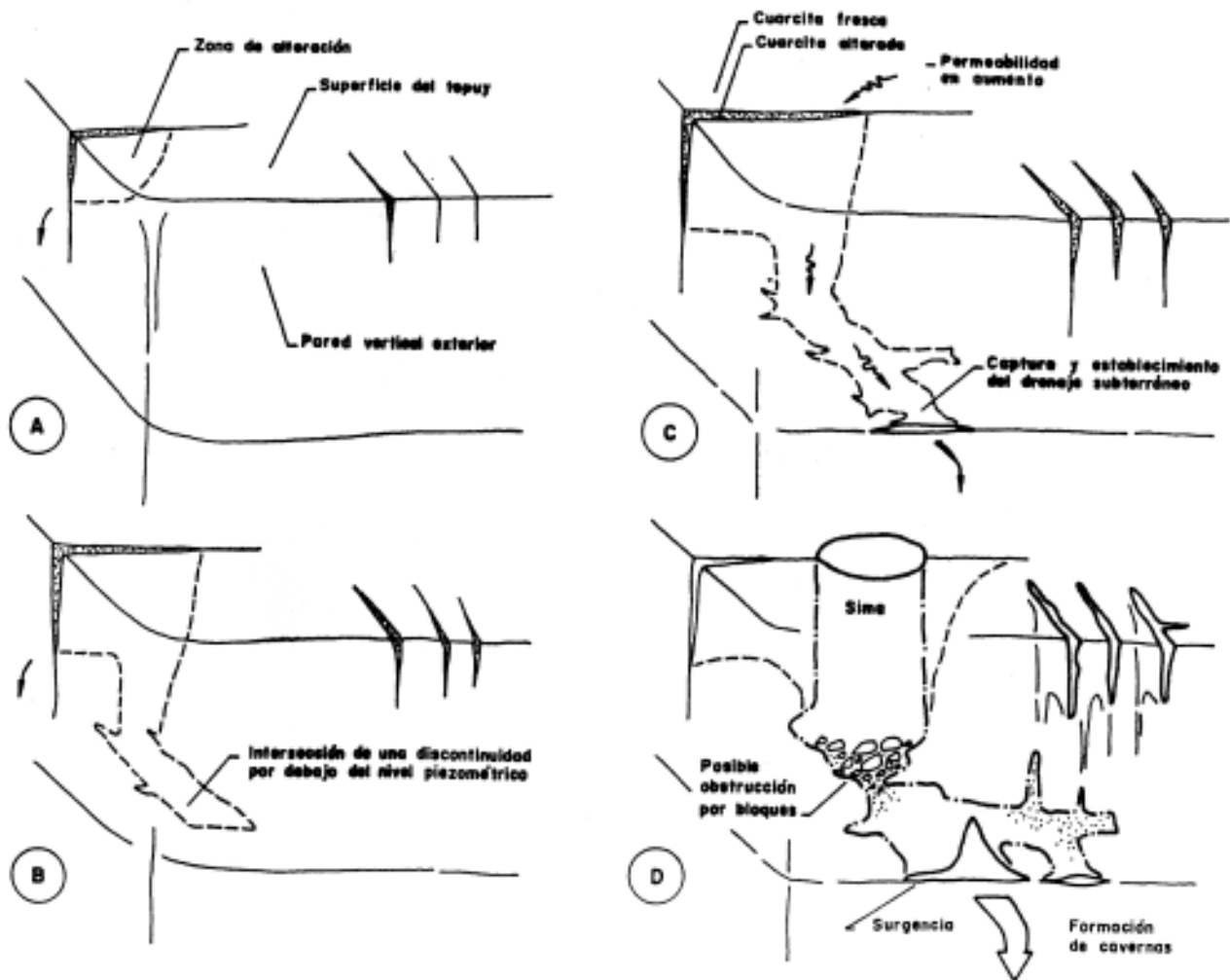


Figura 5 - Establecimiento del drenaje subterráneo y formación de cavernas en tepuys. A = Desarrollo de microacuíferos en torno a fisura que drena hacia la pared exterior. B = Extensión de la zona de alteración en profundidad e intersección de una discontinuidad horizontal. C = El proceso se extiende lateralmente hasta alcanzar la pared exterior, donde constituye un nuevo punto de surgencia. D = La remoción de granos se desarrolla en torno al drenaje principal; los conductos subterráneos originan galerías y cavernas (vacíos a escala macroscópica); las zonas alteradas abandonadas por la circulación principal (vacíos a escala microscópica) poseen percolación temporal y pueden ser recementadas.

La zona inferior de circulación y de surgencia puede corresponder a un plano de estratificación o a un banco de cierto espesor, más débil litológica o estructuralmente. Las simas pueden corresponder a sumideros o a colapsos sobre la zona de circulación. Si el drenaje subterráneo se organiza y concentra las circulaciones, el cavernamiento domina y la erosión superficial se retarda.

medio de ellas el proceso de alteración se extiende hacia abajo e eventualmente logra extenderse lateralmente a través de planos de estratificación. Con el drenaje establecido y el flujo subterráneo concentrado en profundidad, la remoción mecánica se verá facilitada en la zona profunda, mientras que la malla de material arenizado superficial dispondrá de un flujo disminuido y de una percolación temporal de las aguas de lluvia, lo que puede permitir recementar la

roca, pero no contará con agua suficiente para permitir la exportación de granos. La tubificación se efectúa preferentemente en la zona profunda asociada al drenaje principal (Figura 5).

Así, sólo en ocasiones las zonas arenizadas logran alcanzar una profundidad mayor, cuando aún no se han formado canales, y eventualmente consiguen interceptar una discontinuidad horizontal que establece el inicio del drenaje subterráneo. Si este último

evoluciona antes de que se desarrollen los canales en superficie, podrá seguir desarrollándose ulteriormente hasta generar un auténtico cavernamiento. Simultáneamente, el establecimiento del drenaje subterráneo paraliza o detiene la excavación de formas de superficie.

En etapas subsiguientes en la evolución del sistema los conductos se amplían hasta formar galerías. En superficie (sobre la zona de circulación de las aguas subterráneas) se pueden generar grandes bocas de simas, megadolinas y depresiones. Pero, por otro lado, el desprendimiento de bloques tiende a obstruir las galerías, ya que se trata casi siempre de grandes bloques no arenizados previamente, y que por consiguiente son de muy difícil remoción.

El hecho de que los sistemas subterráneos en los tepuys se encuentren colgados (muy por encima de la base de la serie o del nivel de base potencial constituido por los valles y llanuras próximas) indica a su vez que existen grandes dificultades para lograr que el agua se infiltre en profundidad. De igual modo, la existencia de una hidrografía epígea sobre las mese-

tas prueba que existe un claro predominio de la impermeabilidad primaria de las cuarcitas, y que la instalación del drenaje subterráneo y el desarrollo de cavernas son fenómenos locales y estrechamente relacionados con la mecánica de borde de los tepuys.

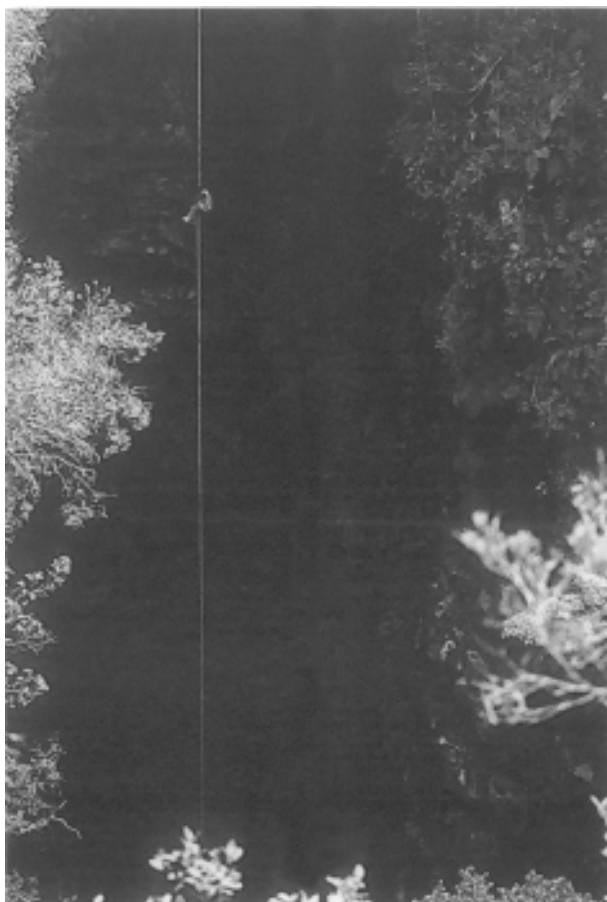
EDAD DE LAS FORMAS EN ROCAS CARBONATICAS

Diversos autores han demostrado que el tiempo necesario para establecer un drenaje subterráneo es relativamente muy corto. Unos se apoyan sobre una cronología relativa de las formas kársticas (GEZE, 1965; CAVAILLE, 1970); otros sobre una cronología absoluta (GASCOYNE, 1979; GASCOYNE & FORD, 1984); y otros (BAKALOWICZ, 1975) sobre una estimación del tiempo a partir del balance de materias disueltas exportadas. En todos estos casos, la duración de la puesta en funcionamiento de un sistema de drenaje subterráneo es calculada en un orden de magnitud de 20.000 años, es decir, muy rápida a escala de los tiempos geológicos.

Diversas dataciones absolutas (de espeleotemas y sedimentos en cuevas) dan edades para las partes más antiguas de algunas grandes redes (p.ej.: Sima de la Piedra de San Martín -País Vasco-, Gouffre Berger -Francia-, Castleguard Cave -Canadá-) de 150.000-200.000 años hasta 1-2 millones de años. Hoy se acepta que la mayoría de las redes subterráneas en calizas (exceptuando los paleokarst) son de edades pleistocenas a plio-pleistocenas. Las redes holocenas (post-glaciales, de menos de 10.000 años) sólo conciernen pequeñas cavidades epidérmicas y sistemas de cuevas en yesos.

La mayoría de los karsts son polifásicos, y albergan formas excavadas en distintas fases, superpuestas unas a otras, y que corresponden igualmente a diferentes drenajes. Una cavidad o un karst tienen en consecuencia diferentes partes excavadas en épocas distintas, y el inicio de la karstificación del conjunto puede remontarse a valores de algunas decenas de miles o incluso unos pocos millones de años. La "edad" de una cavidad es un dato complejo. Generalmente las edades más antiguas corresponden a las cuevas hidrológicamente inactivas, o a las galerías "fósiles" de una cueva activa, mientras que las edades más recientes corresponden a los conductos hidrológicamente activos, que continúan excavándose hasta hoy.

La edad de una cavidad no es la edad de la roca que la contiene, ni tan siquiera la edad en que estas rocas quedaron emergidas. El inicio de la karstificación sólo puede remontarse a lo sumo al momento en que estas rocas quedaron expuestas a la acción de los agentes erosivos, una vez removidos los materiales suprayacentes. Pero además es necesario



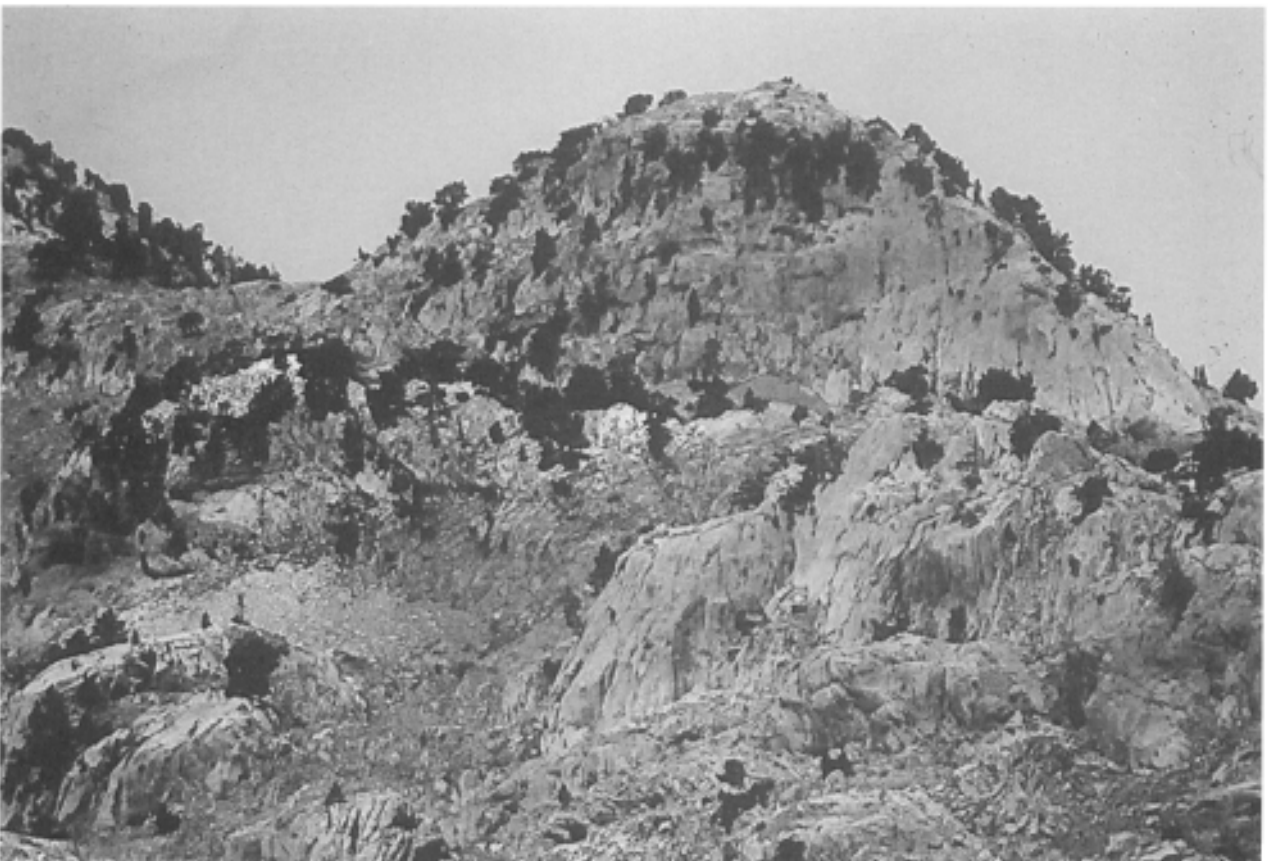
Vertical absoluta de 107 m en una de las simas del tepuy Aguapira, en la frontera entre Venezuela y Brasil.

-como vimos en el apartado de karstificación–que la erosión de superficie haya excavado diferencialmente el terreno, generando niveles de base locales hacia los cuales pueda drenar el sistema kárstico.

La cantidad total de energía requerida para la formación de un karst es relativamente débil (MANGIN, 1982). Esto indica que para alcanzar una morfología kárstica muy desarrollada, o bien es necesario que el karst sea de pequeña dimensión, o bien que la duración de su puesta en funcionamiento sea larga, o bien que haya un aporte energético exterior importante. Este último es el caso cuando un drenaje epígeo aporta, a nivel de las calizas, cantidades considerables de agua en puntos precisos. En muchos karsts importantes del mundo se cumple esta condición. Es así en la red Flynt Ridge - Mammoth Cave (USA), con drenaje epígeo sobre las areniscas y ecquistos mississippienses; en la red de la Sima de Budoguía BU-56 y Sima de San Martín (País Vasco), con arroyamiento sobre el flysch cretácico; o en la red de la Henne Morte (Francia), con drenaje sobre terrenos impermeables cenomanienses.

MAIRE et al (1989), en su trabajo sobre la evolución del macizo de Larra (País Vasco), señalan que el inicio de la excavación de los grandes sistemas kársticos que hoy conocemos se remonta al Plioceno, cuando existía una más extensa cobertura del flysch campaniense-maestrichtiense que favorecía la infiltración concentrada de las aguas. La erosión cuaternaria de superficie (principalmente de tipo glacial) rebajó en 100 m las calizas recortando antiguas cavidades de las cuales se conservan algunos testigos. La surrección del macizo fue acompañada de un rebajamiento progresivo del nivel de base y de las redes de drenaje hasta alcanzar su estado actual. Esta evolución dejó abandonados antiguos conductos en la red de Arphidia y en la Sima de San Martín, cuya antigüedad se remonta al Pleistoceno medio (400.000 años), según dataciones absolutas Uranio/Thorio.

La inmensa red Flynt Ridge - Mammoth Cave (Kentucky, USA) posee 4 niveles principales de galerías. Los dos superiores, parcialmente colmatados, datan del Terciario final y corresponden a una sucesión de fases de incisión y agradación del Green



El karst de Larra. en el País Vasco, con campos de lapiaz en calizas.

River. Los dos niveles inferiores son cuaternarios. Uno de ellos posee sedimentos cuya edad es superior a 700.000 años (período paleomagnético Matuyana inverso) (SCHMIDT, 1982).

Las grandes redes de los Alpes austríacos (Jägerbuntkogel, Dachstein, Berger-Platteneck, Eiriesenwelt) poseen niveles subhorizontales que han sido recortados por el retroceso de las vertientes y niveles de galerías inactivas con numerosas espeleotemas. BAUER & ZOTL (1972) han demostrado que la karstificación se inició a partir de una antigua superficie paleógena, fosilizada por gravas al inicio del Mioceno. Durante la surrección neógena a cuaternaria se establecen las grandes redes, correspondiendo los niveles de galerías a varias etapas epirogenéticas y de excavación de los valles. Algunas cavidades del macizo de Tennengebirge, anteriores al levantamiento del macizo, han sido recortadas por la erosión de superficie (AUDRA, 1987).

Podemos concluir que aunque el establecimiento de un drenaje subterráneo es un proceso rápido (del orden de 20.000 años), la mayoría de los karsts son polifásicos y su edad de conjunto generalmente asciende a algunos centenares de miles de años.

EDAD DE LAS FORMAS EN ROCAS SILICEAS

La cuantificación del trabajo de excavación en cuarcitas es abordada por MARTINI (1982) con un ejemplo de cálculo muy ilustrativo. El mismo se basa en el Sistema Sur de las Cuevas de Berlín (Transvaal), que constituye uno de los karsts en cuarcitas más representativo de Sud Africa.

El área de alimentación es de 250.000 m² y el volumen de cuarcita afectado por la karstificación de 5,5 millones de m³ (el espesor total de la Formación Black Reef es de 22 m). El volumen de cuarcita alterado, o alterado y removido, constituye 1/4 del total y podría tener una porosidad del 20%, lo cual representa 715 mil toneladas de cuarzo. La precipitación anual en la región es de 1.300 mm y la infiltración eficaz ha sido estimada en 300 mm. La concentración de sílice en las aguas es de 6 mg/lit, lo cual implica una remoción química de 450 Kg/a. Dividiendo la cantidad total removida por la remoción anual actual (715 millones, dividido por 450 = 1,58 millones de años) el autor concluye que el proceso de alteración puede ser logrado en menos de 2 millones de años, y que el proceso de piping puede haber sido más rápido aún. Este último probablemente sólo comenzó una vez que la alteración era muy avanzada. El autor destaca que en este ejemplo el tiempo estimado sólo pretende dar una idea del orden de magnitud requerido.

Si traducimos las cifras de MARTINI a datos comparables vemos que la disolución específica de 450

kg/a es equivalente a un volumen de roca disuelta y exportada de 0,69 m³/km².a para un caudal de 300 mm. Para un caudal de referencia de 1.000 mm la proporción sería de 2,3 m³/Km².a.

El lapso de tiempo para formar un karst en cuarcitas, según estas consideraciones, es de 2 millones de años, cifra 100 veces superior a 20.000 años, edad que actualmente se considera un buen valor indicativo del tiempo requerido para establecer un sistema de drenaje subterráneo en calizas.

Esta forma de estimar una edad aproximada es, no obstante, muy simplista, y encierra algunas asunciones que pueden desvirtuar completamente los hechos reales. En efecto, ella presupone una serie de valores que no varían a lo largo del tiempo. Tal vez la concentración de las sustancias disueltas en las aguas no sea muy importante, es decir, que puede suponerse una concentración similar en el pasado y actualmente. Pero la cantidad total de agua que circula (el caudal específico) sí creemos que experimenta una gran variación a lo largo del tiempo, particularmente para el desarrollo de un karst en cuarcitas.



Vista aérea de una de las grandes simas del tepuy Aguapira. La vegetación de la cumbre es selva alta.

tas, y de ello depende directamente el volumen total de roca removido anualmente. Si el caudal infiltrado en el pasado –en las fases iniciales de la karstificación– era mucho menor (lo que es muy probable), el lapso de tiempo para la realización del karst será –considerablemente– mucho más largo.

El volumen excavado mostrará una gran y creciente variación: será un valor relativamente muy bajo durante un largo período inicial, y crecerá progresivamente, a lo largo del tiempo, hasta alcanzar un máximo en los valores actuales. Precisamente porque la red de drenaje subterráneo no es presupuesta por la fisuración existente al inicio, sino que va siendo creada y desarrollada a medida que avanza y se extiende el proceso de arenización.

Como resulta muy difícil o imposible cuantificar la edad de estas muy lentas fases iniciales, optamos por efectuar un cálculo que sólo tiene en cuenta un valor medio anual de la disolución (tomado del momento actual, pero es claro que supone una marcada subvaloración del lapso de tiempo real).

Con las consideraciones anteriores, presentamos una cuantificación del trabajo de excavación sobre dos ejemplos representativos de Venezuela: el karst de Aguapira (en la Sierra Marutaní, Alto Paragua) y el Sistema Aonda (en una plataforma del Auyantepuy).

Para el karst de Aguapira la disolución específica ha sido estimada en $3,8 \text{ m}^3/\text{Km}^2.\text{a}$. El volumen de roca disuelto y exportado es de 13 millones de toneladas de cuarzo por Km^2 de superficie. El tiempo mínimo para producir la alteración (en base a un valor unitario actual) es de 1,3 millones de años. Debido a que el volumen de roca alterado es importante y el grado de alteración de la roca muy avanzado, y unido ésto a que se trata de una región de pluviometría abundante, la excavación actual de galerías (accesibles al ser humano) es un proceso rápido, probablemente del orden de unos pocos miles de años. La edad total del cavernamiento existente, en cambio, puede remontarse a 2 o más millones de años.

En el caso del Sistema Aonda la disolución específica es de $1,92 \text{ m}^3/\text{Km}^2.\text{a}$, principalmente debido a una superficie inicial de absorción mucho más circunscripta al sistema de fracturas; no obstante, esto se ve en parte compensado por el ingreso en su cuenca de un río que proviene de la parte superior de la meseta. El volumen de roca disuelto y exportado es de 10,4 millones de toneladas de cuarzo por Km^2 . El porcentaje de roca alterada y su grado de alteración son menores que en el caso anterior, pero el espesor vertical afectado por la karstificación es mucho mayor, del orden de 400 m (contra 100-150 m en Aguapira). Como resultado hemos obtenido una edad mínima de 2,1 millones de años para el proceso de alteración química. La karstificación de conjunto pue-

de remontarse a 4 o más millones de años. El Sistema Aonda se desarrolla sobre un macizo compacto, donde la evolución de las galerías accesibles al ser humano está limitada a la red de fracturas y sus superficies contiguas de alteración. No obstante, como el trabajo de las aguas subterráneas resulta más concentrado (sistema de drenaje más organizado) se obtiene un resultado equiparable en cuanto al volumen total de vacíos excavados y al tiempo requerido para ello.



Inicio del descenso de la Sima Aonda, por el momento la cavidad de mayor desnivel del mundo en cuarcitas. Posee una vertical absoluta de -362 m.

Los sistemas de cavernas de Sarisariñama podrían asimilarse al tipo descrito para Aguapira, mientras que los de los tepuys Kukenán y Yuruaní se asemejan mucho más al caso de Aonda.

Hemos señalado que en calizas el tiempo necesario para establecer un drenaje subterráneo es del orden de 20 mil años, pero la mayoría de los grandes sistemas han sufrido una evolución polifásica, por lo que las partes más antiguas de las redes tienen eda-



Cueva Autana, en el tepuy del mismo nombre. Probablemente es la cueva más antigua del mundo. La cavidad tiene 600 m de desarrollo y perfora de un lado a otro la torre Autana.

des mucho mayores, del orden de 200 mil a 2 millones de años de antigüedad (en diversos ejemplos que cuentan con dataciones absolutas). En cuarcitas ocurre algo parecido. El tiempo requerido para producir la alteración química de la roca es del orden de 2 millones de años, es decir, se requiere una cantidad de tiempo 100 veces mayor. Por ello, para los sistemas jóvenes, hidrológicamente activos, postulamos una duración del proceso 2-4 millones de años. En los grandes sistemas, que han sufrido una evolución polifásica (probablemente alternando períodos más áridos con otros más húmedos), las partes más antiguas de las redes de galerías pueden tener edades mucho más considerables, probablemente de algunas decenas de millones de años (Oligo-Mioceno) o remontándose incluso al Terciario temprano (65 millones de años).

En el caso de cuevas o fragmentos de ellas que han sido conservadas en relieves residuales, como es el caso en la Cueva Autana (COLVEE, 1973; GALAN, 1982; SVE, 1976), su edad puede ser aún mayor. Como postuló COLVEE (1973), la Cueva Autana probablemente sea la caverna más antigua del mundo, o una de las más antiguas.

Debido a las características que posee el proceso de karstificación en cuarcitas, el tiempo requerido para las fases finales (formación de cuevas a escala humana) probablemente sólo representa una fracción del tiempo total. Hasta el momento no se dispone de dataciones absolutas para confirmar o modificar estos puntos de vista. El método Uranio/Thorio, utilizado para dataciones en espeleotemas y sedimentos en cuevas en calizas, posee una sensibilidad que no permite depasar los 400 mil años en el cálculo de edades, ya que el período de semidesintegración del Th230 es de 75.200 años y la relación U234/Th230 tiende a 1 alrededor de los 600 mil años (DUPLESSY et al, 1972; HARMON et al, 1975; GASCOYNE & FORD, 1984).

DENUACION Y KARSTIFICACION

El dispositivo geomorfológico de una región ha resultado o es la expresión de la resistencia de las rocas a los procesos erosivos (meteorización y transporte). Las mesetas de cuarcita o los macizos calcáreos destacan como formas positivas en el relieve por ser rocas duras, más resistentes a la erosión que

otros terrenos contiguos. Esta "resistencia" a la erosión es un proceso diferencial. En este sentido "diferencial" (= debido a diferencias de dureza de las rocas) equivale a litológico, pero introduce una idea comparativa: la erosión trabaja a distinta velocidad en rocas de distinta dureza, excavando con mayor facilidad las más blandas.

Su resultado es la configuración de un relieve en el cual, en el interior del macizo karstificable, se crean diferencias de potencial (gradiente hidráulico). Esto permite que el agua pueda comenzar a infiltrarse y a drenar subterráneamente hacia los niveles de base locales así creados.

En consecuencia, hay una relación entre la erosión de superficie y la subterránea. Ambas requieren de tiempo. Es necesario tiempo para que la erosión de superficie desgaste diferencialmente el terreno. Y luego es necesario tiempo para que la karstificación actúe. En la evolución del karst es necesario además que la erosión subterránea domine o sea más rápida que la erosión de superficie. Y aquí también intervienen las variaciones y cambios climáticos. El concepto de karst como sistema polifásico implica que en unas fases (generalmente húmedas o con mayores caudales específicos) la erosión subterránea es más rápida que la superficial, mientras que en otras fases (generalmente frías o áridas) puede dominar la erosión de superficie desmantelando el terreno y excavando un nuevo relieve. Obviamente también intervienen factores tectónicos para permitir el levantamiento de los terrenos o el descenso del nivel de base de la región. La karstificación influye, con la creación de drenajes subterráneos, para retrasar la erosión de superficie por las aguas circulantes y canalizarla en profundidad.

En calizas existen innumerables ejemplos tanto de fases de karstificación intensa, durante las cuales el relieve superficial se muestra relativamente inmutable mientras las redes subterráneas son excavadas progresivamente, como otras fases en las cuales domina la erosión de superficie rebajando el terreno y recortando las redes kársticas excavadas previamente. En cuarcitas existen ejemplos parecidos y los sistemas hidrológicamente activos que hoy conocemos están siendo excavados en una fase húmeda actual. La localización de cuevas en cuarcitas en zonas de borde puede en parte ser debida a que en fases áridas predomina la erosión mecánica de superficie, haciendo retroceder las paredes exteriores o escarpes de las mesetas (y también produciendo un rebajamiento de superficie), que desmantela o elimina los sistemas de cuevas formados con anterioridad.

En las cuarcitas de Guayana la meteorización o alteración in situ (= weathering) procede fundamentalmente por disolución inorgánica del cemento silíceo. La producción de detritus transportables por los

agentes erosivos sólo requiere la disolución del 10 al 20% de la roca total. Bajo las actuales condiciones climáticas, la remoción media es de 40-50 ton/Km².a. Si este volumen correspondiera exclusivamente al rebajamiento de superficie, en 70 millones de años podría ser producida una denudación de 1.200 m de espesor. Según BARRON et al. (1981) el Escudo de Guayana ha estado situado en los trópicos desde la rotura de la Pangea. La superficie Auyantepuy tiene una probable edad de iniciación Jurásico (KING, 1956; BRICEÑO & SCHUBERT, 1990), pero durante el Mesozoico el clima fué cálido y seco (FRAKES, 1979), deteriorándose durante el Terciario y Cuaternario con alternancia de fases áridas y húmedas. Las condiciones actuales, en las cuales la karstificación es activa, corresponden a una fase húmeda.

El relieve kárstico en calizas muestra la influencia de numerosos factores a lo largo de una compleja historia geomorfológica anterior. Nuestra impresión general es que los karsts en calizas son más "sensibles" a cambios en lapsos de tiempo más breves que los considerados para las cuarcitas. Probablemente esto sea debido a la denudación y remoción completa experimentada por los macizos calcáreos en épocas tempranas.

Aunque existe cierto número de datos sobre la disolución en karsts calcáreos de distintas partes del mundo, son escasos los datos relativos a la erosión de superficie, y sobretodo son mucho más escasos los estudios que consideren la relación entre denudación de superficie y disolución en el endokarst.

La tasa actual de la disolución en la superficie de karsts de alta montaña de clima templado húmedo (Yugoslavia, Austria, Italia, Suiza, Francia, País Vasco, Grecia) oscila entre 6-8 y 15-20 m³/Km².a (KUNAVER, 1979; BAUER & ZOTL, 1972; NICOD, 1976; MAIRE, 1990; BOGLI, 1964; JULIAN, 1974). En karsts de alta montaña tropical hiperhúmeda (Nueva Guinea, a 4.000 m de altitud) la disolución en el exokarst es de 31 m³/Km².a (JENNINGS, 1985; PETERSON, 1982). En zonas oceánicas templadas de baja altitud (islas británicas) la disolución superficial alcanza 50 m³/Km².a (SWEETING, 1973). En zonas tropicales húmedas a hiperhúmedas de baja y media montaña (Venezuela, Guatemala, montes Nakanai de Nueva Guinea) la disolución superficial es aún mayor, con valores en torno a 70-150 m³/Km².a.

Pero la disolución específica en el endokarst es también muy elevada en zonas húmedas: 100-130 m³/Km².a en alta montaña templada; 180-260 en alta montaña tropical; en torno a 100 en regiones bajas oceánicas; 100-350 en regiones bajas tropicales hiperhúmedas.

En la mayoría de los karsts de alta montaña la disolución exokárstica representa a lo sumo 15% de la

disolución total; el 85% de la disolución se produce en el endokarst. En karsts de baja altitud, donde la cobertura edáfica y forestal es importante, la disolución exokárstica supone un porcentaje mayor: la Capa corroída en la interfase suelocaliza puede representar el 50% de la disolución volumétrica total. Pero la excavación subterránea es tan o más importante que en alta montaña, por disponer de CO₂ pedológico y elevados caudales específicos.

Es en los karsts de baja y media montaña, de fuerte pluviosidad y pedogénesis intensa, donde se reúnen las condiciones óptimas para la karstificación. En estos casos las aguas que ingresan a las cuevas del endokarst están fuertemente mineralizadas y próximas a la saturación (debido a la abundancia de CO₂ pedológico), pero su poder agresivo en el endokarst es grande, ya que la pCO₂ aumenta en las cavidades (FINCHAN & ASHTON, 1967).

GASCOYNE (1978) muestra dos modalidades distintas de flujo difuso en el karst tropical en aguas bajas. En una de ellas (surgencias de alta alcalinidad: 200-280 mg/lit de CaCO₃) las aguas subterráneas tienen poco contacto con la atmósfera exterior antes de resurgir (pCO₂ varias veces más elevadas que la exterior) y hay una neta retención de CO₂ disuelto en las aguas entre la entrada y la salida del sistema (cuevas freáticas, sistemas de percolación, cavidades poco ventiladas). En la segunda modalidad (surgencias de baja alcalinidad: 150 mg/lit de CaCO₃) las aguas que ingresan saturadas encuentran otras atmósferas en su viaje (cuevas vadosas bien ventiladas, con circulación de aire en relación con el exterior) y se equilibran, generalmente con pérdida de CO₂ y precipitación de CaCO₃. Los depósitos de travertino y tufa, tan corrientes en los lechos de los ríos subterráneos en cuevas tropicales, corresponden a este caso. En general, en zonas húmedas tropicales la disolución específica en el endokarst es elevada y es frecuente la excavación de amplios volúmenes subterráneos en lapsos de tiempo más breves que bajo clima templado. No obstante, la diversidad de situaciones es grande y sin duda hace falta mucha más investigación para entender la variedad de karsts existentes.

La disolución en el endokarst en alta montaña (y por tanto, la excavación de cavidades) puede también ser importante. Ello es debido al rápido ingreso de las aguas a través del lapiaz en ausencia de CO₂ pedológico. Se trata de aguas frías y poco mineralizadas que, al ingresar al endokarst, son capaces de tomar CO₂ de la atmósfera subterránea y aumentar su capacidad de disolución. El agua de fusión nival o pluvial en alta montaña es muy poco mineralizada, pero por su baja temperatura toma con facilidad CO₂ atmosférico aumentando su concentración en carbo-

atos durante el arroyamiento sobre el lapiaz en muy cortas distancias (0 a 10 m). Esta fuerte disolución sobre débil distancia es la responsable de la formación de las acanaladuras y surcos del lapiaz (BOGLI, 1964; KUNAVER, 1979). Al ingresar al endokarst su mineralización es algo más elevada pero aún muy pequeña, y el agua puede tomar CO₂ de la atmósfera subterránea, a pCO₂ mucho más alta que la exterior, aumentando su capacidad de disolución. MAIRE (1990) estima que la disolución en el lapiaz y superficie representa aproximadamente el 15% de la disolución total; el 50% de la disolución ocurre en la zona de pozos o de transferencia vertical y el 35% restante en la zona de transferencia oblicua y zona inundada inferior. Cuanto mayor es el porcentaje correspondiente a la infiltración rápida, mayor será la capacidad de disolución en la zona profunda.

Estos datos sobre la disolución exokárstica en alta montaña concuerdan con otras observaciones morfológicas y sugieren que el valor de la denudación holocena es del orden de 12-13 m³/Km².a (rebajamiento de superficie de 120-130 mm en los últimos 10.000 años). Por ello se habla de la relativa inmunidad de los macizos calcáreos a la erosión de superficie en las condiciones actuales.

Pero tal vez el hecho más importante a destacar es que los altos macizos kársticos actuales son relieves heredados de épocas anteriores, que han sido levantados por la tectónica y recortados por la erosión normal (= fluvial) y glaciár. La formación de superficies de erosión en calizas es compleja e implica una historia evolutiva. Cuando al final de un ciclo erosivo el relieve es subaplanado y el potencial hidráulico débil, la alteración pedológica pasa a ser el proceso dominante (DAVIS, 1931). Las altas superficies kársticas que hoy observamos no han sido formadas en la alta montaña, ya que en ésta la cobertura vegetal es discontinua o nula, y la alteración pedológica está ausente. Estas superficies fueron formadas a baja altitud, en períodos geológicos anteriores, bajo condiciones bioclimáticas que permitieran la alteración.

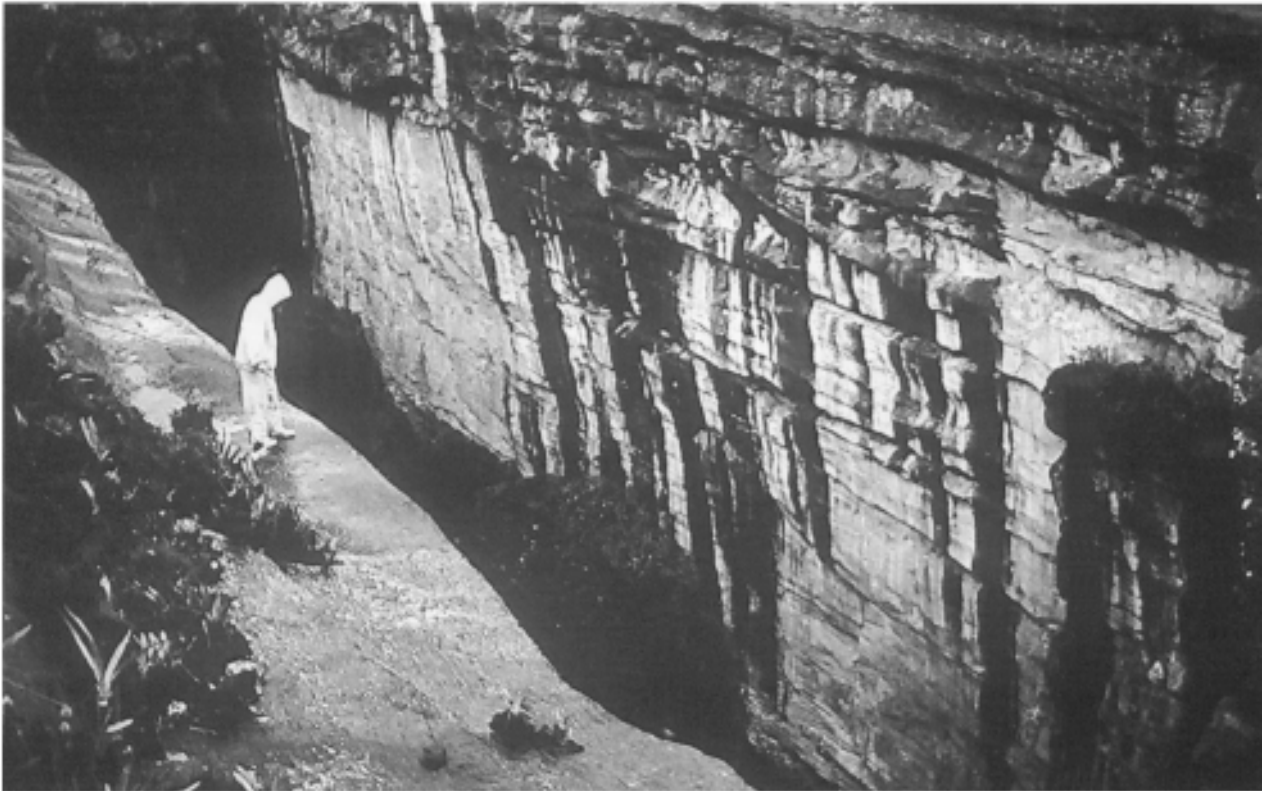
En otros casos, muy frecuentes en las cadenas alpinas (Alpes, Pirineos), los actuales karsts de alta montaña son el resultado de la remoción de una cobertura geológica impermeable que hizo aflorar a las calizas en el transcurso del plegamiento y levantamiento terciario. Los relieves kársticos fueron entonces modificados por acción glaciár dependiendo de la forma y momento en que calizas quedaron expuestas. La surrección neógena y pleistocena es responsable a la vez del hundimiento de los valles y de los conductos excavados en el endokarst, que siguieron el descenso relativo experimentado por los niveles de base.

Durante el Cuaternario es conocida la existencia de al menos 17 ciclos glaciares (EVANS, 1971). El des-

censo de la temperatura en los períodos glaciares ocasiona que gran parte del agua de lluvia, derivada de la evaporación de los océanos, quede atrapada en los casquetes de hielo polares y en los glaciares de las regiones polares, templadas y en la alta montaña tropical (HAMBREY & HARLAND, 1981). Ya hemos mencionado que el movimiento de los glaciares modifica la topografía como gigantescas excavadoras. Durante los períodos glaciares el nivel del mar bajó (debido a la acumulación de agua en forma de hielo) y generó un descenso de los niveles de base. Las plataformas continentales quedaron expuestas a la atmósfera en todos los continentes. Pero además, en las regiones bajas de latitudes medias y en los trópicos (el cinturón tropical se contrajo latitudinalmente), las precipitaciones fueron menores durante los períodos glaciares: los climas fueron más áridos o menos húmedos que los actuales (SCHUBERT & HUBER, 1989). En estas condiciones de mayor aridez se reduce la cobertura vegetal y edáfica, y disminuye la protección que brindan los suelos; los ríos, con un caudal disminuido, pero con gran fuerza erosiva, arrastran los suelos y remueven los fragmentos de roca, principalmente por acción mecánica. Los materiales removidos son depositados en las zonas bajas al pie de las cordilleras. En las épocas interglaciares (húmedas), en cambio, los ríos disponen de mayor

caudal, pero su poder erosivo es menor. La actividad bioquímica de los organismos favorece la degradación de los minerales de las rocas, produciendo suelos espesos. Estos son protegidos por la cobertura vegetal, que impide su remoción y por tanto la erosión. Aunque los caudales de los ríos son mayores, éstos transportan menores cantidades de sedimentos y generalmente bajo la forma de sustancias disueltas por la acción química (BOWEN, 1978; IMBRIE, 1985). De esta forma, cada ciclo de aridez-humedad rebaja la superficie de la Tierra. Tales ciclos durante el Cuaternario han sido muy importantes en el modelado de las regiones bajas no afectadas por acciones glaciares ni periglaciares.

BRICEÑO & SCHUBERT (1990) han postulado que algunas de las características topográficas de los tepuys han sido creadas en el pasado bajo condiciones de aridez, y que los tepuys son formas remanentes de relieves áridos que están siendo modificados por las condiciones actuales de humedad, habiendo sufrido durante su evolución ciclos alternantes de condiciones áridas y húmedas. Durante las épocas áridas la erosión mecánica redujo las mesetas y verticalizó sus paredes; durante las épocas húmedas predominó la erosión química, disolviendo las rocas, redondeando la topografía y cortando los sedimentos aluviales depositados previamente (SCHUBERT, 1984).



Sima de -164 m en el tepuy Kukenán. La cuarcita es de colores claros; las manchas oscuras corresponden al crecimiento de un film superficial de algas.

En el modelado de las mesetas de cuarcita pueden haber actuado en consecuencia múltiples factores. La karstificación es uno de ellos. La arenización de las cuarcitas y su remoción en superficie reviste en cambio un carácter más general y está en el origen de muchos rasgos de la topografía de los tepuys. Ambos representan los efectos de la denudación físicoquímica, de diferentes modos y con distintos resultados.

La formación de cavidades en rocas silíceas destaca –por su complejidad de detalles– que la disolución es una condición necesaria pero no suficiente para definir la karstificación. En ella interviene también la dinámica de la circulación de las aguas, aspectos hidrogeológicos y aspectos relacionados con condiciones morfogénicas. En otras proporciones (tal vez no tan determinantes como en el caso de las cuarcitas), estos aspectos también intervienen en la génesis del karst clásico en rocas carbonáticas.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

Las principales diferencias entre la karstificación en rocas silíceas y carbonáticas han sido señaladas a lo largo del texto. Dos hechos destacan en la localización, a nivel mundial, de los karsts en cuarcitas: los mejores ejemplos (karsts sudafricanos y del Escudo de Guayana) se presentan en rocas muy antiguas (2 a 0,5 Ga) y en regiones de precipitaciones abundantes.

En la Guayana Venezolana las precipitaciones normalmente alcanzan valores de 3.000-4.000 mm/a o incluso más. En Sud Africa las zonas karstificadas se circunscriben a regiones con más de 1.000 mm de lluvia anual, faltando las cavidades en esos mismos afloramientos si la pluviometría es menor. En otras regiones del mundo, de precipitaciones escasas o con menores edades, la cuarcita no presenta regiones kárstificadas.

La relación entre karstificación y pluviometría es un reflejo, en sus grandes líneas, de la solubilidad de los materiales. En una escala de solubilidades de diferentes tipos de roca (sal: 350 g/l; yeso: 2 g/l; caliza: 200 mg/l; cuarcita: 1-6 mg/l), la karstificación requiere (en el mismo orden) cantidades de agua mayores. Los karsts en sal y yeso se presentan habitualmente en zonas desérticas o áridas. Si las precipitaciones son abundantes los afloramientos son erosionados completamente sin producir un karst. En el otro extremo, la karstificación de las cuarcitas parece requerir importantes cantidades de agua. En zonas áridas no se presenta karstificación en cuarcitas. Las calizas ocupan una posición intermedia, siendo mayor la disolución específica cuanto mayor es el caudal específico.

El tiempo también interviene en la relación anterior. La karstificación es muy rápida (requiere menos

tiempo) en rocas muy solubles (menos de 10.000 años en yeso), y mucho más lenta (requiere mucho más tiempo) en rocas poco solubles (más de 2 millones de años en cuarcitas). El karst en calizas requiere lapsos de tiempo intermedios.

La mayoría de los karsts en calizas se presentan en rocas de edades Jurásico, Cretácico y Terciario, que quedaron expuestas a los agentes erosivos en alguna fase del Terciario o del Cuaternario. El inicio de la karstificación actual se remonta al Pleistoceno o Plio-pleistoceno, siguiendo a las últimas fases de surrección de los grandes levantamientos alpinos.

Grandes redes kársticas en calizas Mio-Pliocenas han podido ser desarrolladas en menos tiempo en regiones tropicales de elevada pluviometría (un ejemplo notable son los karsts hiperhúmedos de Papua-Nueva Guinea, donde han sido excavados grandes volúmenes subterráneos en relativamente muy poco tiempo debido a los elevados caudales específicos, asociados a su vez a una pluviometría superior a 6.000 mm/a).

En cuarcitas el "tiempo geológico" es también un factor importante para producir la karstificación. En los tepuys del Escudo de Guayana las zonas karstificadas más importantes se presentan en relieves que corresponden a la denominada superficie de erosión Auyantepuy, de edad Mesozoico, y por consiguiente han dispuesto para el desarrollo del karst de un lapso de tiempo de al menos 70 millones de años. El desarrollo de un relieve de mesetas favorable a la karstificación ha necesitado lapsos de tiempo mayores, posibles por la mayor antigüedad (Precámbrico) de las rocas. En Sud Africa ocurre algo parecido en cuanto a la edad de las rocas y el tiempo requerido para formar el relieve de cuevas o mesas en las que se produce la karstificación de la cuarcita expuesta.

El tiempo geológico es un importante factor –que ha menudo se olvida– para producir la alteración de las rocas y el modelado de superficie (relieve) sobre el cual se instalará el proceso de karstificación.

En la génesis y evolución del relieve de los macizos calcáreos han intervenido numerosos factores diferenciales. La velocidad de excavación de los valles, asociada a la tasa de surrección, es generalmente distinta a la tasa de denudación en la superficie del karst. La génesis de drenajes subterráneos requiere que se establezcan diferencias de potencial hidráulico, y en muchas ocasiones, simplemente por esta razón, sigue con retraso a la evolución del modelado superficial. Las tasas de realización de los distintos procesos no son constantes en el tiempo, y varían con los cambios climáticos y sucesivas condiciones topográficas y geomorfológicas. Las cavidades excavadas en una época pueden ser desmanteladas por el avance de la

denudación de superficie y retroceso de las vertientes. En otros casos las redes subterráneas se hunden siguiendo el descenso relativo de los niveles de base y dejando colgados antiguos sistemas de circulación. Las variaciones espaciales y temporales, entre distintos puntos del karst, suponen una modificación continua de la relación entre erosión de superficie y karstificación, e incluyen a esa tercera dimensión que es el volumen del macizo. La evolución del relieve kárstico es compleja y está salpicada de vicisitudes y particularismos, que difícilmente podemos clamar que son claramente entendidos.

Tanto las calizas como las cuarcitas muestran los efectos de la acción físico-química de las aguas. Pero la baja solubilidad de la sílice no es un impedimento para el desarrollo del karst cuando se dispone de agua y de tiempo en suficientes cantidades.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo ha contado con una Subvención para Actividades de Espeleología otorgada por el Departamento de Obras Públicas del Gobierno de Navarra. Agradezco a Isaac SANTESTEBAN su desinteresada ayuda.

Las ideas iniciales fueron desarrolladas con el apoyo de CVG - Electrificación del Caroní (EDELCA) y Sociedad Venezolana de Espeleología (SVE).

Agradezco a Cándido GARCIA MAIZTEGI e Imanol GOIKOETXEA (Sociedad de Ciencias Aranzadi) por la revisión del manuscrito y sus útiles sugerencias. Igualmente deseo expresar mi agradecimiento al Dr. Franco URBANI (SVE), quién despertó en mí el interés por el estudio de los fenómenos kársticos en cuarcitas.

BIBLIOGRAFIA

- ATKINSON, T.
1977. Carbon dioxide in the atmosphere of the unsaturated zone: an important control of ground water hardness in limestones. *Jour.Hydrol.*, 35: 111-123.
- ATKINSON, T. & D. SMITH.
1976. The erosion of limestones. In: *The Science of Speleology*. Academic Press, London, 5: 151-177.
- AUDRA, P.
1987. Premières observations morphologiques et spéléologiques sur le karst haul-alpin du Tennengebirge (Salzburg, Autriche). *Karstologia*, 9: 17-26.
- BAKALOWICZ, M.
1975. Géochimie des eaux karstiques et karstification. *Symp.Internat.Karst, Grenade*. En: *Ann.Spéléol.*, 30(4): 581-589.
1979. Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. *Thèse Doct.Sci.Nat., Lab.Sut.CNRS*: 269 p.
1982. La genèse de l'aquifère karstique vue par un géochimiste. *Karst Larra* 82; *Publ.Serv.Geol.Dip.Navarra*: 159-174.
1986. De l'hydrogéologie en karstologie. *Jorn.Karst. Euskadi, Comunicaciones* (2): 105129.
- BARRON, E.; C. HARRISON; J. SLOAN & W. HAY.
1981. *Paleogeography, 180 million years ago to the present*. *Eclog. Geol.Helv.*, 74: 443-470.
- BAUER, F. & J. ZOTL.
1972. Karst of Austria. In: *Karst, important karst regions of the northern hemisphere*. Elsevier ed., 225-263.
- BÔGLI, A.
1964. Corrosion par mélange des eaux. *Int.Jour.Spéléol.*, 1(1-2): 61-70.
1964. Le Schichttreppenkarst, un exemple de complexe glacio-karstique. *Rev.Belg.Geograf.*, (1-2): 63-82.
- BOWEN, D.
1978. *Quaternary geology*. Pergamon Press, Oxford, 221 p.
- BRICEÑO, H. & C. SCHUBERT.
1990. Geomorphology of the Gran Sabana, Guayana Shield, southeastern Venezuela. *Geomorphology*, 3: 125-141.
- CAVILLE, A.
1970. L'évolution des grottes au Quaternaire dans la France méridionale. *Bull.Soc.Hist.Nat.Toulouse*, 106(1): 41-53.
- COLVEE, P.
1973. Cueva en cuarcitas en el cerro Autana, T.F. Amazonas. *Bol.SVE*, 4(1): 5-13.
- CORBEL, J.
1957. Les karsts du nord-ouest de l'Europe et de quelques régions de comparaison. *Etude sur le rôle du climat dans l'érosion des calcaires*. *Revue Géogr.*, Lyon, 541 p.
1959. Erosion en terrain calcaire (vitesse d'érosion et morphologie). *Ann.Géogr.*, 68(366): 97-120.
- CURL, R.
1965. Solutions kinetics of calcite. *Actes IV Cong.Int.Speleol., Yugoslavia*, 9: 61-66.
- DAVIS, W.
1931. The origin of limestone caverns. *Science*, 73: 327-331.
- DREYBRODT, W.
1981. Kinetics of the dissolution of calcite and its applications to karstification. *Chem.Geol.*, 31 (3): 245-269.
- DROGUE, C.
1980. Essai d'identification d'un type de structure de magasins carbonatés fissurés. Application à l'interprétation de certains aspects du fonctionnement hydrogéologique. *Mém.h.serv.Soc.Geol.France*, 11: 101-108.
- DUPLESSY, J.; C. LALOU; G. DELIBRIAS & H. NGUYEN.
1972. Datations et études isotopiques de stalagmites. Application aux paléotempératures. *Ann. Spéléol.*, 27(3): 455-464.
- EVANS, P.
1971. Towards a Pleistocene time-scale. *Publ. Geol.Soc. London*, 5: 121-356.

- FINCHAM, A. & K. ASHTON.
1967. Hydrological survey expeditions to Jamaica. *Trans.Cave Res.Group of Great Britain*, 9(1): 1-60.
- FRAKES, L.
1979. *Climate throughtout geologic time*. Elsevier, Amsterdam, 310 p.
- GALAN, C.
1982. Notas sobre la morfología de la Cueva Autana y comentarios sobre las formasseudocársicas desarrolladas en cuarcitas del Grupo Roraima, Guayana Venezolana. *Bol SVE*, 10(19): 115-128.
1983. Sima Aonda. *Publ. SVE*, Ed. EDELCA, Caracas, 24 p.
1986a. Cavidades de Argentina: Un resumen. *Bol SVE*, 22: 21-28.
1986b. Informes generales de las expediciones efectuadas por la SVE al Alto Paragua (Sierra de Marutani), tepuy Kukenán, Auyantepuy Norte, Sistema Aonda, y Yuruaní tepuy. *Bol SVE*, 22: 78-85.
1988. Cavernas y formas de superficie en rocas precámbricas del Grupo Roraima (Guayana Venezolana). *Bol SVE*, 23: 1-12.
- GALAN, C. & J. LAGARDE.
1988. Morphologie et évolution des cavernes et formes superficielles dans les quartzites du Roraima. *Karstologia*, 11-12: 49-60.
- GASCOYNE, M.
1969. Pleistocene climates determined from stable isotope and geochronologic studies of speleothem. *MacMaster Univ, Hamilton, Canadá*, 466 p.
1978. Hydrogeology and solution chemistry of north Venezuelan karst. *Bol.SVE*, 9(17): 5-20.
- GASCOYNE, M. & D. FORD.
1984. Uranium series dating of speleothems, part II: results of Yorkshire Dales and implications for cave development and quaternary climates. *Cave Science*, 11(2): 65-85.
- GEZE, B.
1965. Les conditions hydrogéologiques des roches calcaires. *Chron.Hydrogeol, BRGM*, 7: 9-39.
1974. Le "trou" et son "environnement". *Spelunca Mémoires*, 8: 43-47.
- HAMBREY, M. & B. HARLAND.
1981. The evolution of climates. In: *The Evolving Earth*. *British Mus.Nat.Hist., Cambridge Univ. Press.*, 264 p.
- HARMON, R.; P. THOMPSON; H. SCHWARCZ & D. FORD.
1975. Uranium series dating of speleothems. *NSS Bull.*, 37(2): 21-33.
- HOWARD, A.
1964. Process of limestone cave development. *Int. Jour. Speleol.*, 1(1-2): 47-60.
- IMBRIE, J.
1985. A theoretical framework for the Pleistocene ice-ages. *Journ.Geol.Soc.London*, 142: 417-432.
- JAMES, J.
1981. The relationship between the availability of organic carbon and cavern development in the phreatic zone. *Proc.8th.Int.Speleol.Cong, Bowling Green, USA*, 237-240.
- JENNINGS, J.
1971. *Karst: an introduction to systematic geomorphology*. MIT Press, Cambridge-Massach.-London (Printed in Australia), 252 p.
- JENNINGS, J.
1983. Sandstone pseudokarst or karst?. *Aust. N.Z. Geomorph. Gp. Spec. Publ.*, 1: 31-38.
- JENNINGS, J.
1985. *Karst geomorphology*. Ed.Blackwell, Oxford-New York, 293 p.
- JULIAN, M.
1974. Formation et évolution de dépressions karstiques au cours du Cuaternaire récent. *Mém.Doc.nouv.ser.*, 15M: 151-159.
- KING, L.
1956. A geomorphological comparison between eastern Brazil and Africa (central and southern). *Q.J.Geol.Soc. London*, 112: 445-474.
- KUNAVER, J.
1979. Some experiences in measuring the surface karst denudation in high alpine environment. *Act. Symp. Int. sur l'érosion karstique, UIS*: 75-85.
- LINO, C.
1989. Cavernas: o fascinante Brasil subterrâneo = Caves: the fascination of underground Brazil. Ed.Clayton F. Lino, Sao Paulo, 280 p.
- LLOPIS LLADO, N.
1970. *Fundamentos de hidrogeología kárstica*. Ed.Blume, Madrid, 270 p.
- MAIRE, R.
1980. *Eléments de karstologie physique*. *Spelunca, FFS*. 1980(1) Suppl.: 1-56.
1990. *La haute montagne calcaire*. *Karstologia Mémoires* (3): 1-732.
- MAIRE, R.; Y. QUINIF; M. DOUAT & J. BAUER.
1989. Le long labeur du temps: esquisse de l'histoire géologique de la Pierre Saint Martin. *Bol ARSIP*, 16: 19-41.
- MANGIN,
1975. Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. *Thèse Doct. Sci. Nat. En: Ann.Spéléol.*, 29(3): 283-332, y 30(1): 21-124.
1982. L'approche systemique du karst, consequences conceptuelles et methodologiques. *Karst Larra 82, Publ. Serv. Geol. Dip. Navarra*, 141-157.
- MARKER, M.
1976. Note on some South African pseudokarst. *Bol SVE*, 7: 5-12.
- MARTINI, J.
1982. Karst in Black Reef and Wolberg Group quartzite of the eastern Transvaal escarpment, South Africa. *Bol SVE*, 10(19): 99-114.
1984. Rate of quartz dissolution and weathering of quartzite. *Bull.SouthAfrican Speleol. Assoc.*, 25: 7-10.
1987. Les phénomènes karstiques des quartzites d'Afrique du Sud. *Karstologia*, 9: 4552.

- MISEREZ, J.
1973. Géochimie des eaux du karst jurassien. Contribution physico-chimie à l'étude des alterations. Thèse Doct.Sci.Nat., Neuchâtel. 313 p.
- NICOD, J.
1976. Karsts des gypses et des évaporites associés. Ann. Géogr., A. Colin Ed., 471 : 513-554.
- PETERSON, J.
1982. Limestone pedestals and denudation estimates from Mt. Jaya, Irian Jaya. Aust. Geogr. Stud., 15: 170-173.
- PITTY, A.
1971. Rate of uptake of calcium carbonate in underground karst water. Geol. Mag., 108(6): 537-543.
- POUYLLAU, M. & M. SEURIN.
1985. Pseudokarst dans les roches gres-quarzitiques de la Formation Roraima. Karstologia, 5: 45-52.
- ROQUES, H.
1964. Contribution à l'étude statique et cinétique des systèmes gaz carbonique-eau-carbonate. Ann. Spéléol., 19(2): 255-484.
- ROQUES, H. & C. EK.
1973. Etude expérimentale de la dissolution des calcaires par une eau chargée de CO₂. Ann. Spéléol., 28(4): 549-563.
- SCZCERBAN, E. & F. URBANI.
1974. Carsos de Venezuela. Parte 4: Formas cársicas en areniscas precámbricas del Territorio Federal Amazonas y Estado Bolívar. Bol SVE, 5(1): 27-54.
- SCZCERBAN, E.; F. URBANI & P. COLVEE.
1977. Cuevas y simas en cuarcitas y metalimolitas del Grupo Roraima, meseta de Guaiquinima, Estado Bolívar. Bol SVE, 8(16): 127-154.
- SCHMIDT, V.
Magnetostatigraphy of sediments in Mammoth Cave, Kentucky. Science, 217: 827-829.
- SCHUBERT, C.
1984. Orígenes geológicos de la Gran Sabana. En: C. GALAN. La Protección de la Cuenca del Río Caroní. Ed. EDELCA, Caracas, 52 p.
- SCHUBERT, C. & O. HUBER.
1989. La Gran Sabana. Cuad. Lagoven. Caracas, 117 p.
- SVE (SOCIEDAD VENEZOLANA DE ESPELEOLOGIA).
Catastro Espeleológico de Venezuela.
1976. Cueva del Cerro Autana. Simas de Sarisariñama. Bol SVE, 7(13): 81-100.
1977. Cuevas de Urutany, El Tigre y El abismo. Bol SVE, 8(16): 199-210.
1983. Sima Aonda. Bol SVE, 20: 43-45.
1986. Cavidades de Aguapira, Quebrada Arapán, Sistema Taamó-Poipotá, Cavidades del tepuy Kukenán, Sima Auyantepuy Norte, Sistema Aonda, Simas del tepuy Yuruaní. Bol SVE, 22: 49-74.
1991. Cavidades de Ilú tepuy, Torre Tramen y Yuruaní tepuy. Bol SVE. 25: 26-28.
- SWEETING, M.
1973. Karst landforms. Columbia Univ. Press, New York, 362 p.
- THRAILKILL, J.
1968. Chemical and hydrologic factors in the excavation of limestone caves. Bull. Geol. Soc. Am., 79: 19-46.
- TWIDALE, C.
1984. So-called pseudokarst in granite. Bol SVE, 21 : 3-12.
- URBANI, F.
1977. Novedades sobre estudios realizados en las formas cársicas y pseudocársicas del Escudo de Guayana. Bol SVE, 8(16): 175-198.
1986. Una revisión sobre las cavidades y demás formas relacionadas desarrolladas en las rocas cuarcíferas precámbricas del Grupo Roraima, Venezuela. Interciencia. 11(6): 298-300.
- 1990a. Algunos comentarios sobre la terminología kárstica aplicada a rocas silíceas. Bol SVE, 24: 5-6.
- 1990b. Bibliografía sobre cavidades desarrolladas en rocas no carbonáticas de la Guayana Venezolana. Bol SVE, 24: 1-4.
- WHITE, W.
1977. Role of solution kinetics in the development of karst aquifers. Karst Hydrogeology, Tolson & Doyle Ed., IAHM, 12: 503-517.
- WHITE, W.; G. JEFFERSON & J. HAMAN.
1966. Quarzite karst in south-east Venezuela. Int. Jour. Speleol., 2: 309-314.
- WIGLEY, T. & L. PLUMMER.
1976. Mixing of carbonate waters. Geochim. Cosmochim. Acta, 40: 989-995.
- ZAWIDZKI, P.; F. URBANI & B. KOISAR.
1976. Preliminary notes on the geology of the Sarisariñama plateau, Venezuela, and the origin of its caves. Bol SVE, 7(13): 29-37.