

Figura 120: Carta isotérmica para una profundidad de 250m (Alemania del Sur). T °C.— Tomado de WOHLBERG (1979).
 Las áreas debajo de 15°C son anomalías de calor negativas, causadas por infiltración de aguas frías de precipitación en zonas montañosas.
 Las áreas arriba de 25°C son anomalías de calor positivas, las dos entre Freiburg y Frankfurt situadas en el Graben del Rhin y causadas por aguas termales ascendentes. La anomalía de Stuttgart es causada por capas de conductividad térmica baja o por bióxido de carbono ascendente, no, como se supuso anteriormente, por un foco volcánico remanente en esta región. Este foco se enfrió totalmente desde el Mioceno Superior.

Ejemplos para la utilización de la temperatura de la temperatura de aguas subterráneas en la metodología hidrogeológica...
 En la utilización de la temperatura de aguas subterráneas en la metodología hidrogeológica...
 El estudio de temas de aguas subterráneas puede ser clasificado por regiones de temperatura de aguas subterráneas...
 Las características de las aguas subterráneas por áreas de temperatura de aguas subterráneas...
 La temperatura de aguas subterráneas...

Hidrogeología comparativa de Temas específicos

Generalidades

Con respecto a la cantidad de agua subterránea disponible en un grado del clima local y regional, por la tabla 10 se muestran algunos datos hidrogeológicos de tres regiones climáticas diferentes.

	Región A	Región B	Región C
Precipitación (mm/a)	1000	1500	2000
Temperatura media anual (°C)	10	15	20
Evaporación potencial (mm/a)	1000	1500	2000
Tasa de recarga en suelos de permeabilidad alta y capacidad de campo (mm/a)	100	150	200
Variedades temperadas (°C)	10-20	15-25	20-30
Mineralización de aguas subterráneas (mg/l)	100	150	200

Tabla 10. Datos hidrogeológicos de tres regiones climáticas diferentes.

La recarga

En la tabla 10 se muestran algunos datos hidrogeológicos de tres regiones climáticas diferentes. La recarga de agua subterránea depende del clima, del tipo de suelo, de la vegetación, de la actividad humana, etc. En general, la recarga es mayor en regiones con alta precipitación y poca evaporación.



Figura 120. Carta isotérmica para una profundidad de 250m (Alemania del Sur). T °C.— Tomado de WOHLBERG (1973).
 Las áreas debajo de 15°C son anomalías de calor negativas, causadas por infiltración de aguas frías de precipitación en zonas montañosas.
 Las áreas arriba de 25°C son anomalías de calor positivas, las dos áreas Freiburg y Frankfurt causadas en el Graben del Rin y causadas por aguas termales ascendentes. La anomalía de Stuttgart es causada por capas de conductividad térmica baja o por bloques de carbón ascendente, no, como se supuso anteriormente, por un foco volcánico remanente en esta región. Este foco se entró típicamente desde el Mioceno Superior.

Hidrogeología comparativa de las zonas climáticas

Generalidades

Con respecto a la cantidad así como a la calidad, las aguas subterráneas dependen en alto grado del clima local y regional. En la tabla 10 se comparan unos datos hidrogeológicos de tres regiones climáticas diferentes.

	Regiones climáticas		
	Templada húmeda (Europa central)	Semihúmeda-semiárida (Noreste de México, Linares N.L.)	Semiárida-árida (Djibouti, África oriental)
Precipitación [mm/a]	600 – 2000	813	149
Temperatura media anual de aire [°C]	7 – 9*	22.3	32.5
Evaporación potencial [mm/a]	< 700	1575	2186
Taza de recarga en suelos de permeabilidad alta y capacidad de campo baja [l/s.km²]	5 – 25	1 – 10	0.2 – 0.5**
Variaciones temporales de recarga	bajas	elevadas	muy altas
Mineralización de aguas subterráneas usadas como agua potable [TSD, mg/l]	< 1000	≤ 1000	1000–2500

Tabla 10: Datos hidrogeológicos comparativos de tres regiones climáticas.—

* sin montañas ** exclusivamente en los cauces de los arroyos secos (oueds).

La recarga

En las zonas de precipitación alta y/o evaporación y evapotranspiración baja, las tasas de recarga son altas. En las zonas áridas-calientes se encuentran tasas de recarga muy bajas hasta cero. Sin embargo, la tasa de recarga depende no solamente del clima, sino también de la velocidad de infiltración. El agua de precipitación que se infiltra rápidamente, está retirada del escurrimiento superficial y de la evaporación

y evapotranspiración. La velocidad de infiltración a su vez depende de condiciones geológicas — edafológicas que causan una variación grande de la tasa de recarga, especialmente en las *zonas húmedas* (véase pág. 14). En las zonas de índole semiárida la recarga está restringida por la formación de caliche en el suelo.

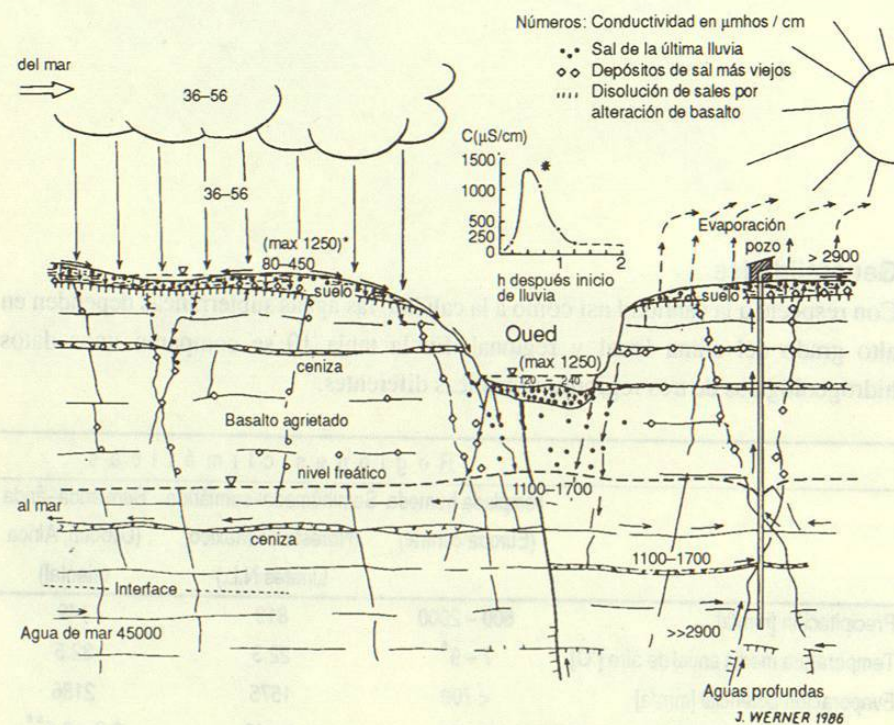


Figura 121: Corte hidrogeológico esquemático, mostrando el proceso de la mineralización de las aguas subterráneas en la región costera del Mar Rojo (Djibouti, África Oriental), en forma de modelo. La mineralización es causada por

- la evaporación alta (tabla 10)
- aguas profundas de alta mineralización ascendentes (abajo derecha).

— agua del mar entrando en el acuífero (abajo izquierda). Interface = límite entre agua subterránea proveniente del mar y agua subterránea dulce.

La parte superior presenta el aumento de la concentración de sales dentro del ciclo hidrogeológico que se basa en mediciones de la conductividad eléctrica: agua de lluvia (36–56 $\mu\text{mhos/cm}$, elevada por la cercanía del mar) \rightarrow escurrimiento superficial (80–450 $\mu\text{mhos/cm}$, por evaporación y disolución de sales de la lluvia precedente, depositadas en la superficie del suelo) \rightarrow agua de los oueds (ríos episódicos, 120–140 $\mu\text{mhos/cm}$) \rightarrow agua de infiltración en los cauces de los oueds (1100–1700 $\mu\text{mhos/cm}$, por disolución de las sales de la lluvia precedente, depositadas en la zona no saturada).

El diagrama pequeño muestra la variación temporal de las concentraciones en un oued durante un evento de precipitación.

La evaporación alta después de la lluvia causa otra vez la depositación de sales en el suelo y en la zona no saturada.

En las *zonas semiáridas-áridas* la recarga generalmente se confina a los cauces de arroyos y ríos secos durante las avenidas. Se trata entonces de una “recarga linear”. Por la recarga reducida el gradiente piezométrico en acuíferos de permeabilidad elevada está muy bajo, con valores de 0.1–0.5‰, mientras que en zonas húmedas se observan 1–5‰. Generalmente se miden niveles freáticos muy profundos de más de 100 m, incluso en depresiones topográficas. Las variaciones espaciales y temporales de la tasa de recarga en el clima árido son mayores que en el clima húmedo y corresponden a las grandes variaciones temporales y espaciales de la precipitación.

En *zonas climáticas extremadamente áridas*, por ejemplo, en Libia y Arabia Saudita, la recarga actual es prácticamente cero. Se utilizan aguas subterráneas fósiles de edad pleistocena. Estas se recargaron durante las edades glaciales, a las cuales en estas zonas corresponden períodos pluviales. Se explotan entonces *yacimientos de agua potable no renovables*.

La mineralización

La mineralización de las aguas subterráneas someras depende no solamente de las propiedades químicas de los acuíferos, sino también del clima (véase tabla 10). La evaporación alta en zonas climáticas de índole árida causa un aumento de la concentración de iones en las aguas superficiales y subterráneas. Además por las temperaturas altas los procesos de disolución son favorecidos. Por eso las aguas subterráneas de las zonas áridas generalmente tienen una mineralización elevada (véase el ejemplo Djibouti, figs. 102 y 121). A menudo la mineralización es tanta que la utilización de estas aguas saladas como agua potable o de riego causa problemas graves.

Ejemplo para la estimación del porcentaje de evaporación en base a los cambios de la mineralización (véase figura 121): En el caso dado la mayoría de las sales disueltas consisten en NaCl que proviene casi totalmente del agua de lluvia, ya que el acuífero basáltico no contiene cloruro. Por eso se puede utilizar el incremento total de la concentración de sales desde el agua de lluvia hasta el agua subterránea para la estimación del porcentaje de agua evaporada:

Relación de concentraciones medias:

$$\text{agua de lluvia/agua de la zona saturada} = 46 \mu\text{mhos/cm} : 1400 \mu\text{mhos/cm} = 1 : 30$$

Entonces la cantidad de agua original se redujo por evaporación a la 30. parte = 3.3% que se infiltró, mientras que 96.7 % se evaporó.

Carstificación e hidrogeología de Carst

En zonas cársticas el agua subterránea circula por grietas y cavernas. La carstificación es la destrucción subterránea de montañas o rocas por disolución (corrosión) de calizas y dolomías (véase pág. 108) o de yeso. La palabra *carst* se debe a la región de Karst en el Noroeste de Croacia y en el Sur de Eslovenia cerca del Mar Adriático donde los fenómenos cársticos están desarrollados de modo especial.

Carstificación

La carstificación es la destrucción subterránea de montañas o rocas por disolución (corrosión) de calizas y dolomías (véase pág. 108) o de yeso. La palabra *carst* se debe a la región de Karst en el Noroeste de Croacia y en el Sur de Eslovenia cerca del Mar Adriático donde los fenómenos cársticos están desarrollados de modo especial.

Con la carstificación se aumenta la permeabilidad de las calizas enormemente así que se desarrollan los *acuíferos de carst* como tipo litológico de acuífero especial (véase págs. 18, 85). La carstificación de rocas carbonatadas comienza por disolución de carbonato en grietas. El acuífero de grietas se cambia en un acuífero cárstico de estadios de madurez diferentes (figura 122).

Los procesos químicos de disolución de rocas carbonatadas se describieron en las págs. 107-109.

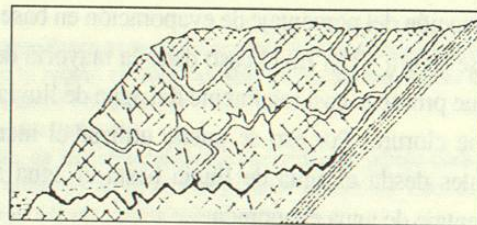


Figura 122: El acuífero cárstico se desarrolla de un acuífero de grietas por disolución de carbonato en la zona saturada. Así como los otros tipos de acuífero, tiene zona no saturada (vadosa) y saturada (freática).— Tomado de BÖGLI (1980).

Fenómenos de carst

Los fenómenos de carst son los productos de la agresividad de las aguas subterráneas y superficiales. La figura 123 muestra algunos de estos fenómenos.

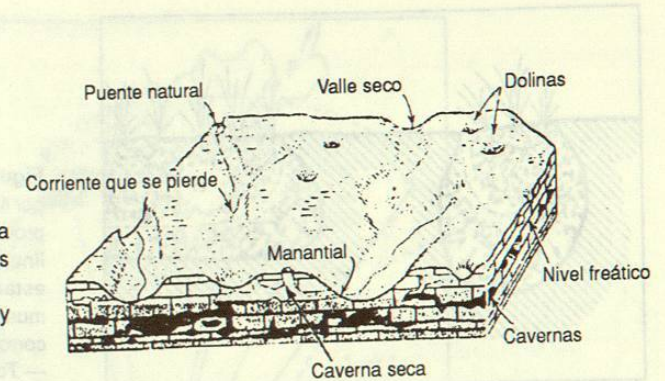


Figura 123: Topografía cárstica con fenómenos típicos de carst.— Tomado de FLINT y SKINNER (1974).

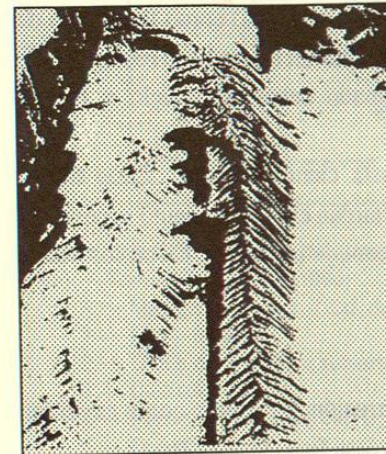
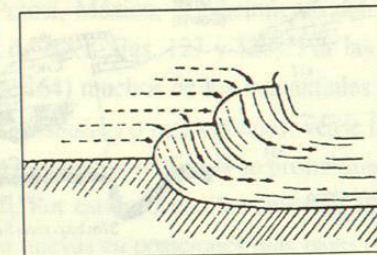


Figura 124: Karren de estrías como ejemplo de karren libres.— Tomado de BÖGLI (1980).

Figura 125 —abajo: Karren de puntapié (A) y su formación (B) como otro ejemplo de karren libres.—Tomado de BÖGLI (1980).



A

B

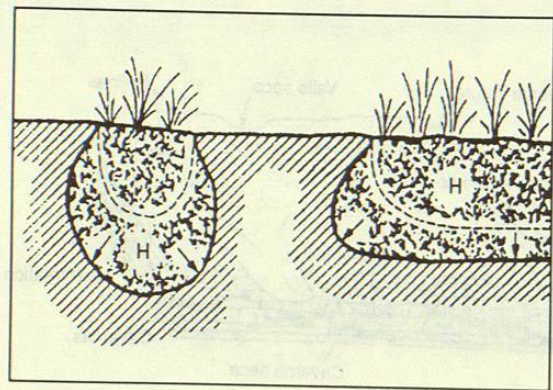


Figura 126: Karren cubiertos por suelo rico en humus (H) que produce bióxido de carbono. La línea interrumpida indica un estado anterior; las flechas muestran las direcciones de la corrosión. — Tomado de BÖGLI (1980).

Carstificación superficial (exocarst)

La carstificación superficial causa los *karren* (palabra alemana) como fenómeno de exocarst con gran variedad de formas. Se diferencian karren formado en roca desnuda o *karren libres* (figs. 124 y 125) y karren formado debajo del suelo o *karren cubiertos* (figura 126).

Existen campos de karren diferentes de hasta cientos de km². Ellos tienen importancia en la hidrogeología de carst, ya que retardan el escurrimiento superficial del agua de precipitación, aumentando así el porcentaje infiltrado. Ejemplo: Sierra Peña Nevada, Nuevo León / Tamaulipas, México.

Cavernas y manantiales

Las cavernas se forman en la zona freática por corrosión, a menudo como cavernas de manantial de las cuales brota el agua cárstica (véase figs. 34 y 127).

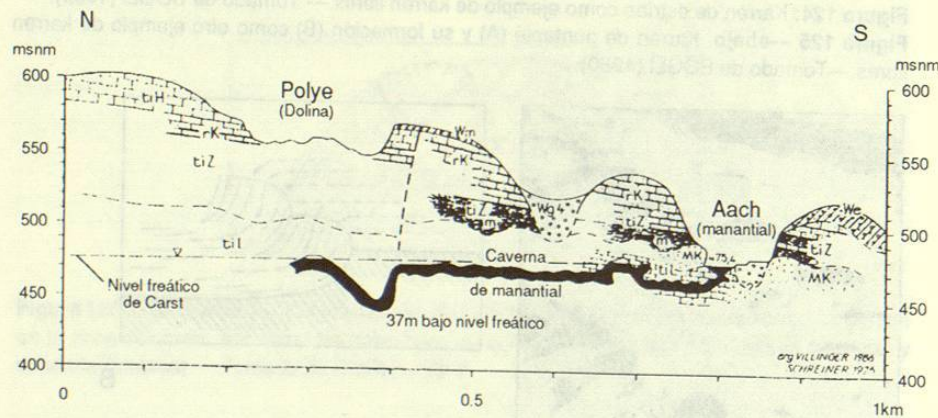


Figura 127: El Manantial de Aach (Alemania del Sur) es un ejemplo típico de un gran manantial cárstico con un caudal de aprox. 2 hasta 7 m³/s. Sale de calizas carstificadas del Jurásico Superior en la desembocadura de una caverna muy larga en forma de río subterráneo, parcialmente investigado por espeleólogos (*espeleología* = ciencia de cavernas). Aproximadamente 75% del caudal se origina de grandes pérdidas de agua en el cauce del Río Danubio, más allá del parteaguas superficial, véase figura 128. — Tomado de SCHREINER (1978).

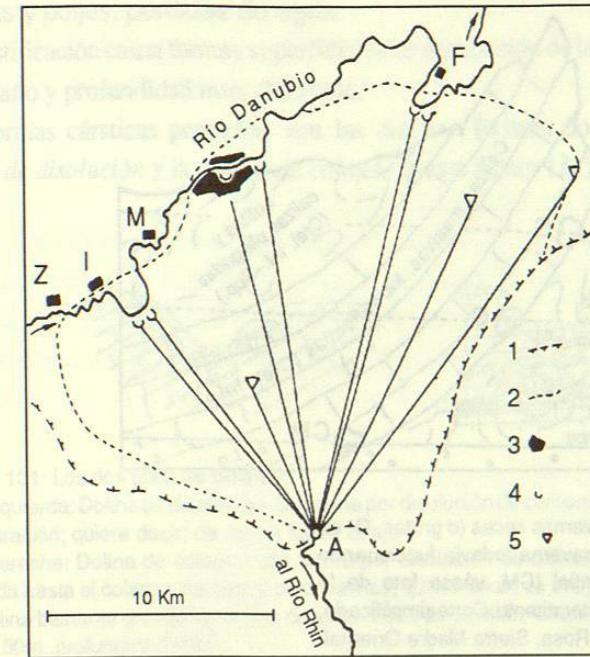


Figura 128: Carta sinóptica del sistema hidrológico subterráneo Danubio-Aach (Alemania del Sur). — Tomado de BÖGLI (1980)

- A.— Manantial de Aach T Cd. de Tuttlingen
- 1.— Límite de carst
- 2.— Límite de la cuenca subterránea del Aach
- 3.— Ciudades
- 4.— Pérdidas de agua en el Río Danubio
- 5.— Dolinas

Las líneas rectas indican los caminos subterráneos de colorantes en ensayos de trazador.

Los manantiales cársticos alcanzan caudales muy grandes (hasta varios m³/s, por ejemplo la Media Luna, San Luis Potosí, México, el Nacimiento del Río Mante, Tamaulipas, México, o el Manantial de Aach, figs. 127 y 128). Por las variaciones grandes del nivel cárstico (véase pág. 164) muchos de los manantiales cársticos se desecan temporalmente (*manantiales episódicos o intermitentes*, véase figura 34).

Durante la desintegración de una montaña carstificada se profundizan los valles y, siguiendo a ellos, el nivel freático. Por este proceso las cavernas llegan a estar fuera de función y son sustituidas por nuevas en posiciones más bajas (véase figura 129).

En las grutas de la zona vadosa se forman estalactitas y estalacmitas por gotas de agua vadosa, cayendo del techo de la gruta. Por evaporación de agua y evasión de bióxido de carbono se precipita carbonato de calcio (figura 130). Véase pág. 108.

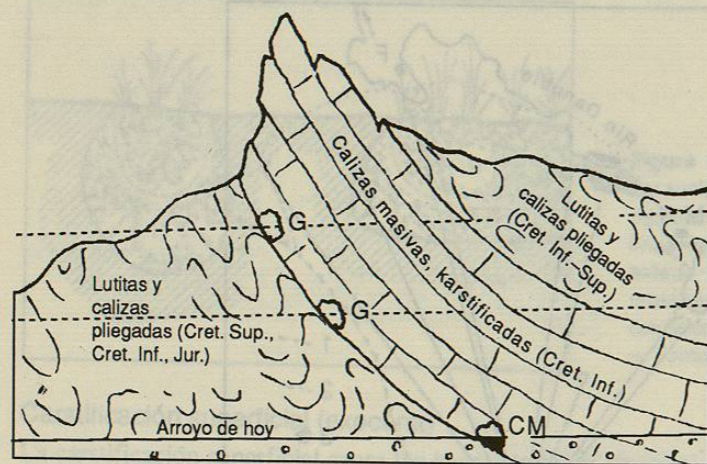
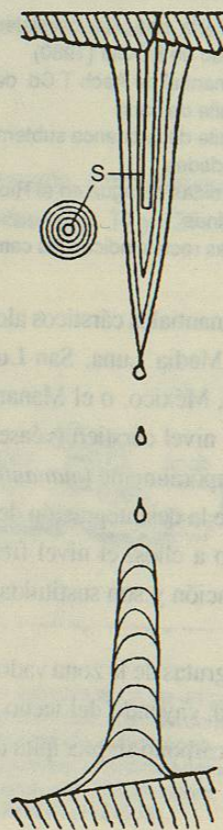


Figura 129.—arriba: Cavernas secas (o grutas, G) en la zona vadosa actual y caverna todavía funcionando como caverna de manantial (CM, véase foto de la portada), sin embargo ya intermitente. Corte simplificado, a lo largo del Arroyo Sta. Rosa, Sierra Madre Oriental, Linares N.L., México. Las líneas interrumpidas indican posiciones anteriores del arroyo y del nivel freático.

Figura 130.—derecha: Corte longitudinal por estalactita y estalacmita.— Segun BÖGLI (1980), cambiado.
S Tubo primario de precipitación



Dolinas y poljes, pérdidas de agua

La carstificación causa formas superficiales de destrucción de la roca. Son depresiones de tamaño y profundidad muy diferente.

Formas cársticas pequeñas son las *dolinas*. Existen dos tipos diferentes: La *dolina de disolución* y la *dolina de colapso* (véase figura 131).

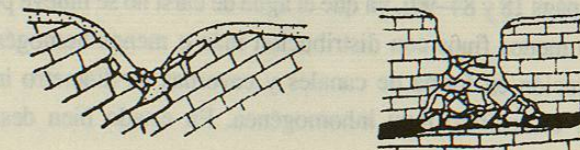


Figura 131: Los dos tipos de dolinas:

Izquierda: Dolina de disolución. Se forma por disolución de carbonato o de yeso por las aguas de infiltración; quiere decir: de arriba hacia abajo

Derecha: Dolina de colapso. Se forma por disolución de carbonato o de yeso en la zona saturada hasta el colapso del techo de cavernas; quiere decir: de abajo hacia arriba. Ejemplo de una dolina bastante grande en capas de yeso: Pozo de Gavilán, Galeana N.L., México (diámetro: aprox. 50m, profundidad 80m).

Formas grandes son los *poljes* (palabra eslava). Se trata de cuencas de subsidencia cárstica de un tamaño hasta de muchos kilómetros cuadrados, normalmente sin escurrimiento superficial. Un ejemplo pequeño lo muestra la figura 127.

La forma más desarrollada de la carstificación es el *carst de conos*. En las zonas de carst de conos la roca está destruida por su mayor parte. Los restos poco destruidos se presentan como cerros en forma de conos. Entre ellos se encuentran dolinas y poljes de tamaños diferentes (véase figura 132). Paisajes de carst de conos se encuentran por ejemplo en el Oeste de Cuba y en Yucatán, México. En la Sierra Madre Oriental, México, se desarrollo carst de conos de yeso.

Figura 132: Topografía de carst de conos. Consiste en cerros coniformes (como los restos de la carstificación, y en dolinas y poljes entre ellos. Los triangulos indican los conos, las flechas las depresiones.— Tomado de BÖGLI (1980).



Por su permeabilidad elevada las rocas fuertemente carstificadas tienen una alta capacidad de captar agua, de tal modo que arroyos y ríos de caudales bastante grandes se pierden parcialmente o totalmente en zonas de cavidades cársticas, así