

TRABAJOS DE LAS SECCIONES



CONFERENCIAS-LECCIONES PRONUNCIADAS POR D. N. LLOPIS LLADO EN ATAUN (GUI- PÓZCOA) DURANTE EL CURSILLO DE INI- CIACION A LA GEOESPELEOLOGIA ORGANI- ZADA POR EL GRUPO «ARANZADI»

Primera Conferencia

EL MEDIO DE LA INSTALACION DE LAS CAVERNAS

Las cavernas en la corteza terrestre.—Las cavernas constituyen un elemento más de la corteza terrestre; tal como dijo ya Martel hace algunos años, deben ser consideradas como elementos de la morfología terrestre y su estudio debe de hacerse intervenir en las discusiones sobre la evolución general del relieve. No pueden, pues, en modo alguno, en este sentido ser desligadas del conjunto de esa unidad fundamental de la tierra que es la corteza terrestre. En su consecuencia, es del todo punto indispensable para conocer su génesis, evolución y aun sus características topográficas, tener un conocimiento completo de la estructura de la corteza terrestre en la cual está instalada. La Geoespeleología, ciencia que tiene por finalidad el conocimiento de estos fenómenos, no puede, pues, desligarse de la

geología madre, puesto que, aun cuando continuamente nos veamos obligados a analizar los fenómenos y a separar las observaciones, ello es debido única y exclusivamente a la limitación de nuestra inteligencia, que no nos permite concebir en su conjunto la compleja serie de fenómenos de que se compone un hecho geológico cualquiera.

Hemos de comenzar, por lo tanto, para dar una idea de las características geológicas de aquellas regiones de la corteza terrestre en que se encuentran instaladas las cavernas.

Los fenómenos cársticos.—Las cavernas se han instalado casi exclusivamente en las regiones calizas por ofrecer éstas condiciones óptimas para su formación. Entre todas las regiones calizas del mundo, la primera que se estudió a fondo en el aspecto morfológico, fué una región situada en el N. del Adriático, (Fig 1) en Dalmacia, denominada Karst, por cuyo motivo este nombre de Karst ha llegado a ser clásico en la morfología de las calizas de tal modo, que los fenómenos de erosión y disolución desarrollados en todas las regiones calizas, han sido denominados fenómenos cársticos.

El conjunto de fenómenos geológicos de una masa caliza originados por la acción del agua, se denomina aparato cárstico del cual las cavernas constituyen la parte subterránea.

En un aparato cárstico hay que considerar tres partes constituidas cada una de ellas por un conjunto de formas distintas (Fig. 2).

1. Región superficial, constituida por formas de absorción.
2. Región subterránea, integrada por formas de conducción.
3. Formas de emisión.

Esta complejidad del aparato cárstico es debida a la absorción del agua por la masa caliza que, como se verá, presenta condiciones óptimas. Ante todo la región caliza se caracteriza, como han hecho observar todos los morfólogos, por su extremada sequedad. Aun en las regiones situadas en climas húmedos cuyas precipitaciones anuales son muy elevadas, la región caliza contrasta netamente del resto del país lluvioso y difiere de él no sólo en el relieve sino aun en la vegetación. Esta particularidad u originalidad del paisaje calizo se debe exclusivamente a la capacidad de absorción del agua a que antes se ha aludido. Las aguas de lluvia son absorbidas por las fisuras, circulan subterráneamente por la masa caliza y reaparecen al exterior allí donde las condiciones geológicas son favorables. Aun, los ríos que procedentes de otras regiones penetran en el país calizo, son absorbidos también, total o parcialmente, produciéndose entonces circulaciones subterráneas en gran escala (Fig. 3). En ambos casos se desarrollan ampliamente los tres tipos de formas del aparato cárstico y se produce una intensa circulación subterránea en detrimento de la circulación superficial que en muchos casos es nula.

El máximo interés del geospeleólogo se concentra pues, en esas formas de conducción de las aguas por el interior de la masa caliza de las cuales, como ya veremos, derivan las cavernas, pero por las mismas razones a que aludimos al principio, estas formas no pueden ser en modo alguno desligadas del resto del aparato cárstico, de tal modo que el conjunto es inseparable y no podremos tener nunca un conocimiento acabado de la caverna desconociendo el resto de las formas del mismo aparato cárstico a las que se encuentra ineludiblemente ligada.

Características petrográficas de las calizas.—Siendo la caliza el medio donde se desarrollan las cavernas, es evidente que su conocimiento sea fundamental para comprender la instalación y desarrollo de aquéllas.

La caliza es una roca sedimentaria formada en cuencas marinas o lacustres, casi siempre de origen orgánico puesto que en su formación han desempeñado un papel muy importante los organismos que vivían en las cuencas de sedimentación donde se depositaban las calizas. Como toda roca sedimentaria, se caracteriza ante todo por estar estratificada, es decir constituída por una serie de capas paralelas separadas unas de otras por soluciones de continuidad denominadas *planos de estratificación*. Estos planos constituyen la estructura primaria fundamental de la caliza y cada uno de ellos representa una interrupción en la sedimentación de la masa total, de manera que a cada capa corresponde una época de sedimentación.

Desde el punto de vista químico es una mezcla de carbonato de calcio y otras sustancias, particularmente arcillas, en proporción muy variable, lo que origina una serie de tipos de calizas a tenor del predominio en la masa rocosa, de unos u otros compuestos. En las calizas típicas, la cantidad de carbonato cálcico alcanza un 95 por 100 de la masa total. A medida que la proporción de arcillas aumenta, la caliza va cambiando sus características físico-químicas transformándose en una roca denominada *caliza margosa* cuando la proporción de carbonato cálcico es sólo de 65 a 70 por 100 y pasando a *marga* cuando esta proporción no alcanza el 50 por 100. Entre unos y otros tipos de calizas, desde las margas a las calizas cristalinas o mármoles, existe toda una gama de formas intermedias en ocasiones de difícil delimitación.

Una interesante variación en la composición química de la caliza, la introduce la presencia del carbonato magnésico de tal modo que cuando la proporción de ésta equivale a la del carbonato cálcico, la masa rocosa toma características petrográficas distintas denominándose entonces *dolomia*. Si la cantidad de carbonato magnési-

co existente no alcanza esta proporción, se denomina entonces *caliza dolomítica*; como en el caso de las margas, encontramos igualmente entre las calizas y las dolomías una compleja gama de formas de paso a tenor de las proporciones en que se encuentren aquellos compuestos.

La composición química de la caliza hace variar extremadamente su comportamiento con el agua, puesto que cuanto mayor es la cantidad de carbonato cálcico que contiene una masa caliza, más fácilmente se disuelve en el agua acidula; las calizas dolomíticas y sobre todo las dolomías son mucho menos solubles que las calizas típicas. Las margas, las calizas margosas y en general las calizas que contienen siempre, como ya hemos dicho, pequeñas cantidades de arcillas, disuelven en el agua acidulada su proporción de carbonato cálcico separándose el resto arcilloso por ser insoluble en el agua. Este fenómeno, extremadamente frecuente en todas las zonas calizas, se denomina *decalcificación* y las arcillas separadas de este modo se sedimentan allí donde las aguas las depositan, denominándose en Italia "terra rossa" a estas arcillas de decalcificación, nombre que se ha hecho internacional y adaptado al vocabulario geológico de todos los idiomas.

Estructura de las calizas.—En la masa caliza como en todo conjunto rocoso y sedimentario, hay que distinguir dos tipos de estructura:

1. Estructura congénita originada durante la sedimentación.
2. Estructura tectónica impuesta por fuerzas ulteriores a la sedimentación.

La primera es consecuencia de las distintas etapas sedimentarias por que ha pasado la masa rocosa durante su formación y está determinada por la presencia de los *planos de estratificación* de que ya hemos hablado (Fig. 4). Estos planos son originariamente horizontales como consecuencia de que la sedimentación de los elementos constitutivos de la roca ha sido condicionada por la acción de la gravedad.

Esta estructura primaria o congénita ha sido siempre o casi siempre alterada por la acción de fuerzas posteriores de origen interno denominadas fuerzas orogénicas, por ser las principales responsables de la formación de las montañas, de tal modo que estos estratos primitivamente horizontales y compactos, han sido plegados, fracturados y a veces desplazadas sus partes engendrándose entonces la estructura secundaria o tectónica de la masa sedimentaria.

Esta estructura se engendra como consecuencia de la inestabilidad de la corteza terrestre de la que son un elemento más las masas calizas. La Geología nos enseña que dicha corteza terrestre está so-

metida continuamente o a intervalos a dos tipos de movimientos: unos son movimientos verticales, y otros horizontales. Estos últimos, poniendo en movimiento las masas continentales, han determinado el plegamiento de los sedimentos acumulados en las cuencas y como consecuencia han producido la estructura secundaria o tectónica de las rocas (*).

Esta estructura se manifiesta en la masa rocosa por la existencia de un conjunto de dislocaciones que corresponden a dos tipos distintos:

1. Pliegues.
2. Roturas.

Estos dos tipos de accidentes corresponden en realidad a reacción de las rocas ante los esfuerzos orogénicos, puesto que las fuerzas que actúan sobre la corteza terrestre son únicas, produciendo efectos distintos según las características físicas de los materiales que encuentran; si éstos tienen un grado de plasticidad suficientemente elevado, se deforman, originándose *pliegues*; si por el contrario las fuerzas orogénicas actúan sobre materiales rígidos, se rompen, formándose *roturas*. En la corteza terrestre existe una gama de rocas de plasticidades distintas, desde las extremadamente plásticas como las arcillas, la sal y el yeso, hasta las extremadamente rígidas como el granito y las rocas eruptivas en general. En esta gama la caliza ocuparía un lugar intermedio entre ambos extremos, es decir, que se trata de una roca suficientemente plástica para plegarse, pero también con un grado de rigidez bastante elevado para fracturarse, de tal modo que a estas circunstancias se debe el hecho de que en la caliza se encuentren formas tectónicas pertenecientes a rocas de grados de plasticidad distinta.

Los *pliegues* son ondulaciones de los estratos más o menos apretadas, según la intensidad de la fuerza que los ha originado. En ellos los estratos han perdido por consiguiente su primitiva horizontalidad y presentan inclinaciones con respecto al plano horizontal, denominándose *buzamiento* el ángulo formado por los planos de estratificación y el horizonte. El pliegue más sencillo se llama anticlinal; tiene forma de tejado y su sección transversal es análoga a una V invertida; en él pueden considerarse distintos elementos con objeto de facilitar el estudio de sus características (Fig. 5). La línea E-E' que une los puntos de máxima altura del pliegue se denomina *eje*; el plano abcd que pasa por el eje dividiendo al pliegue en dos par-

(*) En los tratados de Geografía física, de Geología y en los más especializados de Tectónica, pueden encontrarse amplios detalles de la génesis de las montañas y actuación de las fuerzas orogénicas en general, en los que aquí no es posible entrar.

tes, *plano axial*; las intersecciones de dicho plano axial con los planos de estratificación se denominan *charnelas*, siendo por consiguiente las líneas paralelas al eje del pliegue por las cuales se han doblado los estratos; las dos partes determinadas por el plano axial, se denominan *flancos*; el pliegue termina en los extremos del eje variando entonces el buzamiento de los estratos que toman una dirección perpendicular a la ordinaria del pliegue, llamándose a este fenómeno *terminación periclinal* (T. P.).

Los pliegues se clasifican a tenor de la posición del plano axial con relación al horizonte: cuando aquél es vertical el pliegue se llama *recto* (R) y sus dos flancos tienen igual inclinación siendo por tanto un *pliegue simétrico* cuyo plano de simetría es el mismo plano axial (Fig.6). Cuando el plano axial está inclinado, el pliegue se denomina también inclinado, en cuyo caso los flancos tienen distinto buzamiento y el pliegue es disimétrico existiendo un flanco superior situado por encima del plano axial y un flanco inferior situado por debajo. Si la inclinación del plano sobrepasa los 45 grados, tendremos un pliegue tumbado y si dicho plano alcanza la horizontal se denomina *pliegue acostado*, el cual puede ser simétrico, pero con la particularidad de que el flanco superior descansa totalmente sobre el inferior. Estos son los tipos elementales de pliegues, frecuentes en las calizas, sobre todo los primeros a consecuencia de que, como ya hemos dicho, la caliza es una material de una cierta rigidez y que por consiguiente ofrece una marcada resistencia a la acción de las fuerzas orogénicas productoras de los plegamientos. Como no son frecuentes en la caliza por estas razones otros tipos más complicados de pliegues, nos limitaremos por el momento a conocer estos accidentes elementales prescindiendo de los más complicados. En cambio, es completamente longitudinal de los pliegues, puesto que no hay que olvidar que estos accidentes son "cuerpos geológicos" y, por consiguiente, tienen tres dimensiones. El conocimiento de este desarrollo longitudinal es tanto más importante cuanto que a lo largo de su eje el pliegue puede cambiar sus caracteres y pasar de uno a otro tipo de los mencionados, es decir, que un pliegue recto por progresiva inclinación de plano axial puede pasar a inclinado, tumbado o acostado a pesar de tratarse del mismo accidente.

Otra de las circunstancias notables que nos ofrece el conocimiento longitudinal de los pliegues, son las oscilaciones verticales de sus ejes que desde el punto de vista hidrogeológico tiene la mayor importancia, como se verá. El eje del pliegue no se mantiene nunca o casi nunca a la misma altura, sino que puede elevarse o descender produciéndose de esta manera ondulaciones normales al eje del pliegue

que reciben el nombre de pliegues transversales; de este modo un mismo accidente puede estar dividido en varias porciones por estos pliegues transversales.

El tamaño de estos cuerpos geológicos es muy variable, pues oscila desde la escala microscópica hasta la regional, existiendo entre ambas una gama indefinida de formas intermedias; en su consecuencia, existen rocas muy plásticas que han sido intensamente plegadas en las cuales en un metro cúbico puede contarse docenas y aun centenares de estos accidentes, mientras que en otras regiones más resistentes al plegamiento existen comarcas enteras formadas por un solo pliegue. Entre aquellos "micropliegues" y estas "megaformas" encontramos los pliegues normales cuyos tamaños se aproximan suficientemente a la medida humana para poder ser analizados con relativa facilidad. En general pueden hacerse conjuntos de pliegues denominados anticlinorios y sinclinorios según que el conjunto resultante adopte forma anticlinal o sinclinal.

Las *roturas* son también formas tectónicas muy frecuentes en la caliza a consecuencia de su rigidez mediana. En ella encontramos los dos tipos de roturas corrientes en las rocas sedimentarias. Cuando la rotura se produce sin desplazamiento alguno de partes, se denomina *diaclasa*; cuando existe el desplazamiento vertical de una de las partes determinadas por la rotura, se denomina *falla*.

Las diaclasas son roturas extremadamente extendidas y frecuentes en la caliza, en las cuales hay que distinguir algunos elementos geométricos: el *plano de diaclasa* o *plano de rotura*; los *labios* o zonas marginales separadas por el plano de diaclasa; la *dirección* u orientación del plano con relación al norte geográfico; el *buzamiento* o inclinación del plano de diaclasa con relación al horizonte. Las diaclasas rara vez aparecen aisladas; casi siempre se reúnen multitud de individuos de idéntica dirección y características, formándose entonces los *haces* y *sistemas de diaclasas*, en cuyo caso hay que considerar un nuevo elemento: el *intervalo* o separación entre los individuos de un mismo sistema. La observación de estos accidentes en relación con las rocas en las que se encuentran ha permitido comprobar que los intervalos entre los individuos de un mismo sistema son tanto más cortos cuanto mayor es la rigidez de la roca. Las margas y calizas margosas sólo presentan sistemas de grandes intervalos; las calizas compactas y, sobre todo, las calizas cristalinas tienen sistemas de diaclasas de intervalos pequeños. Pero este carácter es también función de la intensidad orogénica, puesto que en rocas de rigidez idéntica los sistemas de diaclasas son tanto más apretados cuanto mayor ha sido el esfuerzo orogénico que lo originó.

En las rocas calizas poco atormentadas tectónicamente aparecen

siempre cuatro sistemas de diaclasas muy claros: un *sistema longitudinal* (L. L'. L'') (Fig. 7) llamado así por ser paralelo a la dirección de los extractos; un *sistema transversal* (T. T', T'') sensiblemente ortogonal al anterior y dos *sistemas en aspa* (A) perpendiculares entre sí y situados aproximadamente a 45 grados con relación a los anteriores.

La dirección de estos sistemas de diaclasas no tienen rigidez geométrica, sino que sufren sensibles variaciones a lo largo de los planos de diaclasas, de tal modo que cuando hablamos de dirección de una diaclasa hemos de considerar, o la *dirección media* (Dm) del sistema determinada por la medición de las direcciones de una serie de individuos, o la *dirección local* de la diaclasa en el punto donde hayamos efectuado la medición. Este segundo valor es poco importante desde el punto de vista general. No obstante hay que advertir que las variaciones de dirección de estos accidentes no son casi nunca muy notables, sufriendo en los casos extremos variaciones máximas de 20 ó 25 grados hasta el punto de que, en la mayoría de los casos, la sola dirección es suficiente para identificar a los individuos del mismo sistema.

Para el estudio de las diaclasas y representación gráfica de su distribución en el espacio y por consiguiente de sus características geométricas, se ha aplicado la *proyección estereográfica* utilizada corrientemente en Cristalografía. (Fig. 8).

Esta proyección consiste en considerar el plano de diaclasas situado dentro de una esfera, desde cuyo centro se traza una perpendicular a dicho plano prologándola hasta que corte a la superficie esférica en un punto denominado polo (P). Si se une dicho polo de la diaclasa con el polo sur de la esfera denominado *punto de vista* (V), se obtendrá una recta que cortará al plano ecuatorial de la esfera en un punto que será la proyección del polo de la diaclasa sobre dicho plano ecuatorial, que se toma por consiguiente como plano de proyección. De este modo fácil es comprender que las proyecciones de las diaclasas paralelas al plano de proyección, es decir, de las diaclasas horizontales, estará situada precisamente en el centro del plano de proyección, mientras que las proyecciones de las diaclasas perpendiculares a dicho plano de proyección, es decir, verticales, se situarán en la periferia del plano de proyección; entre ambas se distribuirán las proyecciones de las diaclasas inclinadas, aproximándose tanto más a la periferia del plano de proyección cuanto mayor sea su inclinación y situándose precisamente a la distancia mitad de los radios aquellas diaclasas cuyos buzamientos sean de 45 grados. Este sistema de proyección permite, pues, la representación gráfica de los dos elementos geométricos fundamentales de las diaclasas que, como ya hemos dicho, son su dirección y su buzamiento y al mismo tiempo

permite agrupar con bastante aproximación a los individuos del mismo sistema, puesto que aquellos que tengan características geométricas parecidas se concentrarán en la misma zona del plano de proyección.

Estos sistemas de diaclasas pueden someterse, como vemos, a un análisis geométrico gracias a sus características y constituyen por lo tanto los sistemas principales o esenciales de una masa rocosa; pero además existen también en las calizas multitud de pequeños elementos a menudo agrupados en sistemas que por su pequeñez escapan a una observación superficial, denominados *leptoclasas*, las cuales, si bien son menos interesantes desde el punto de vista tectónico, desempeñan no obstante, como veremos, un importante papel en espeleología.

El segundo tipo de roturas a que antes hemos hecho alusión, con desplazamiento vertical de uno de los labios, es decir, las *fallas*, son formas tectónicas frecuentes también en las calizas a consecuencia de su rigidez. Hay dos tipos fundamentales de fallas distintos genéticamente (Fig. 9): Fallas derivadas de diaclasas por movimiento de uno de los labios (D) y fallas derivadas de pliegues por rotura de las charnelas a lo largo del plano axial (P). En ambos casos existe desplazamiento de uno de los labios y la distancia vertical entre dos estratos iguales pero situados en labios distintos, se denomina *salto de la falla* (S). En las fallas derivadas de diaclasas el deslizamiento tiene lugar a lo largo del plano de la diaclasa denominándose entonces *plano de falla*, en el cual, a consecuencia, del rozamiento y consiguiente fricción producidos por el movimiento de los labios, se producen pulimentos y estrías que reciben el nombre de *espejos de falla*. En las fallas derivadas de pliegues, como el desplazamiento se ha producido por trituración y laminación de uno de los flancos, la zona de contacto entre ambos labios de la falla tiene una estructura más compleja apareciendo casi siempre en el plano de falla, además de espejos y estrías, una zona detrítica formada por los restos triturados y a veces pulverizados, del flanco desaparecido, que se denomina *brecha de falla*.

Las fallas, al igual que los pliegues, se clasifican según la posición del plano de falla con respecto al horizonte; si es vertical la falla se denomina *recta* (R), si está inclinado hacia el labio hundido, tendremos una *falla normal* (N) y si la inclinación del plano de falla es hacia el labio elevado, se denomina *falla inversa* (I). Pero, como ya hemos indicado, como ocurre con todos los accidentes tectónicos, es necesario considerar siempre el desarrollo longitudinal de los accidentes puesto que, como ya hemos dicho, éstos son tridimensionales. Si observamos, pues, una falla (F) a lo largo de su plano veremos cómo la posición de éste puede ir cambiando, y por consi-

Fig. 1.— Situación geográfica de la región de Dalmacia, denominada Karst, que ha dado nombre a los fenómenos cársticos.

Fig. 2.— Elementos de un aparato cárstico de génesis autóctona. En la plataforma se desarrollan las dolinas y uvalas que constituyen las formas de absorción. En profundidad se excavan las cavernas y simas que son las formas de conducción y en los contactos de la masa caliza con las rocas subyacentes impermeables aparecen las surgencias o formas de emisión.

Fig. 3.— Elementos de un aparato cárstico de génesis alóctona. La estructura de la masa caliza condiciona el desarrollo de Karst. Los estratos de caliza se apoyan discordantes sobre un zócalo más antiguo, impermeable, que constituye el nivel de base cárstico. Los ríos originados en la zona exhumada de este zócalo son absorbidos al llegar a la masa caliza a través de simas sumideros, reapareciendo en el nivel de base cárstico, engendrando resurgencias.

Fig. 4.— Estructura primaria o congénita de un bloque de caliza. Los únicos elementos estructurales son los planos de estratificación.

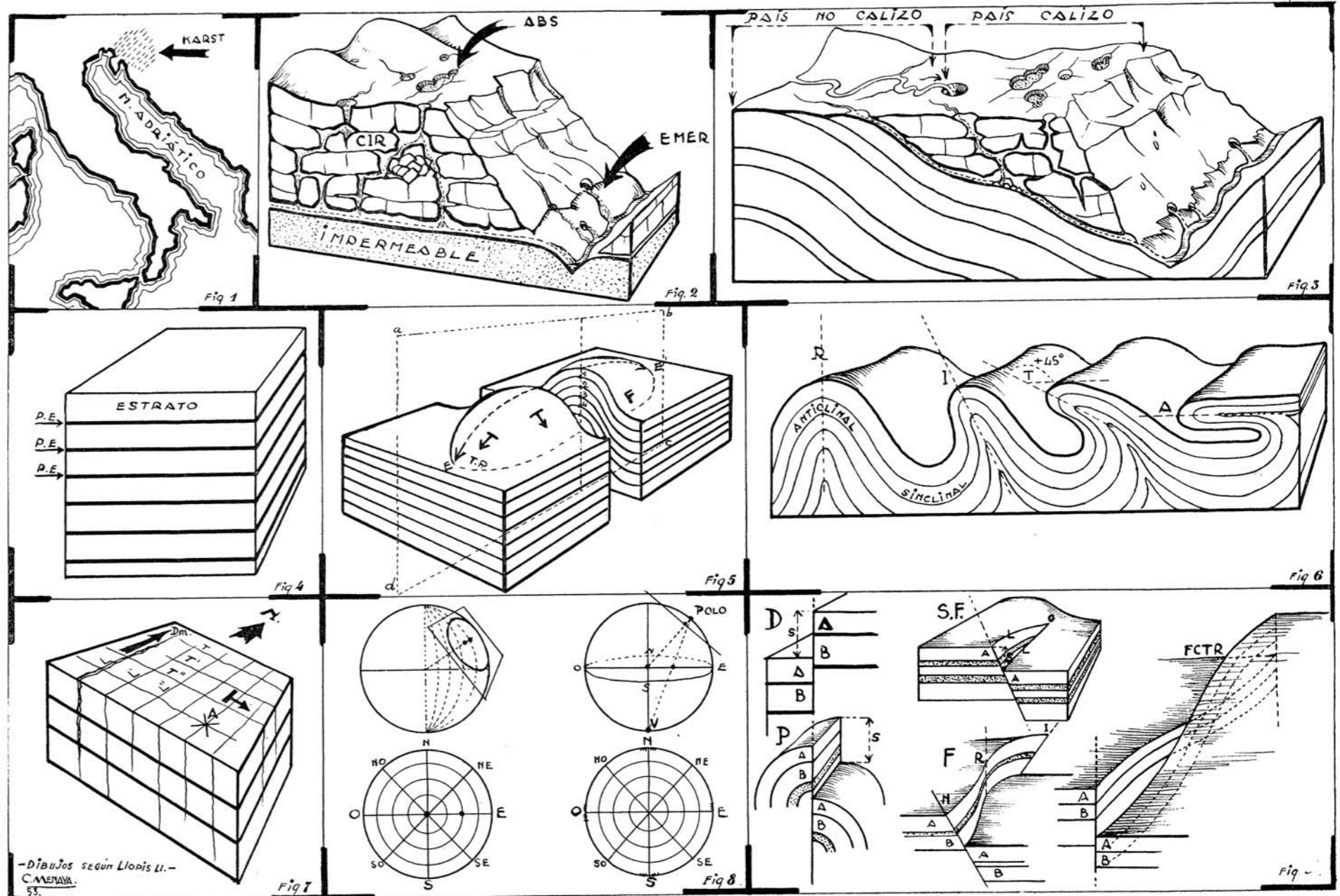
Fig. 5.— Estructura de plegamiento en anticlinal de una masa caliza. E-E' eje del pliegue a-b-c-d - plano axial; 1-2-3-4 - charnelas; TP - terminación periclinal; F - flancos. Las flechas indican el sentido del buzamiento de los estratos.

Fig. 6.— Tipos de pliegues: R - Recto; I - Inclinado; T - Tumbado; A - Acostado.

Fig. 7.— Sistemas de diaclasas en un bloque calizo y sus elementos. L-L' - L'' - Sistema longitudinal; t - sistema transversal, A - sistema en aspa.

Fig. 8.— Proyección estereográfica aplicada al estudio de las diaclasas. A - Perspectiva de la proyección; p - polo. B - Sección de la proyección; V - punto de vista. C - Plano ecuatorial, tomado como plano de proyección. D - Proyección de los polos en el plano ecuatorial.

Fig. 9.— Fallas y sus elementos. s - salto; L - labios. D - Falla recta. P - Falla cortando un anticlinal. SF - Terminación en flexión de una falla. F - Tipos de fallas: N - normal, R - recta I - inversa. FCTR - Falla compensada, rotatoria o en tijera.



-DIBUJOS SEGUN LLOPIS LL.-
C. MENAYA.
53.

guiente una falla normal puede pasar lateralmente a falla recta y aun inversa por progresiva inclinación del plano de falla. El salto de la falla (SF) varía también constantemente desde un máximo, S, hasta cero, en cuyo caso nos hallamos en la terminación de la rotura.

Existen, no obstante, fallas que en su terminación vuelven a producirse, pudiendo aumentar entonces progresivamente el salto desde cero hasta alcanzar de nuevo un máximo, pudiendo darse el caso de que en este nuevo accidente se produzca una inversión en la posición de los labios, es decir, que el labio primitivamente hundido pase a ser ahora labio elevado y viceversa, en cuyo caso la falla se denomina *compensada, de tijera o rotatoria*, nombres todos que expresan sus características particulares (FCTR).

Al igual que las diaclasas, las fallas se agrupan en sistemas y pueden ser estudiadas por los mismos métodos etereográficos ya indicados. Cuando un sistema de fallas limita una zona hundida, el conjunto se denomina *fosa tectónica*; si por el contrario rodea una zona elevada, el conjunto se denomina *pilar tectónico* o "*horst*".

Las fallas, como los pliegues, aparecen también en todas las escalas, desde la microscópica a la regional, de tal modo que en las preparaciones microscópicas aparecen accidentes de este tipo mientras que las fallas mayores conocidas en la Tierra son de tipo planetario, puesto que fragmentan masas continentales enteras, tal como ocurre con la línea de fracturas de Africa oriental, que se extiende desde Palestina hasta Mozambique, y que tiende a escindir toda la parte oriental del continente africano, habiéndose instalado sobre ella las célebres fosas del mar Muerto y la región de los lagos africanos.

Del predominio de cada uno de los tres tipos de accidentes tectónicos que brevemente hemos descrito (pliegues, diaclasas y fallas), se deduce el estilo tectónico de la masa caliza que puede ser, según esto, de plegamiento o de fractura. El conocimiento de todos estos accidentes, de sus características, de su distribución en la masa caliza y del estilo tectónico de ésta, es indispensable para comprender la instalación y desarrollo de las cavernas, puesto que, como ya veremos, éstas son fenómenos de erosión esencialmente adaptados a la estructura, y por lo tanto no podríamos conocerlos a fondo sin tener un conocimiento acabado de dicha estructura.

Ataun, 15 de junio de 1952