

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE GEOGRAFÍA E HISTORIA
Departamento de Geografía General Física



TESIS DOCTORAL

Variantes morfoclimáticas del Karst español

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR
PRESENTADA POR

Juan Carlos García Codrón

Madrid, 2015

TP
1984
017

Juan Carlos García Codrón



x-53-078020-7

VARIANTES MORFOCLIMATICAS DEL KARST ESPAÑOL

Departamento de Geografía General Física
Facultad de Geografía e Historia
Universidad Complutense de Madrid
1984



BIBLIOTECA

Colección Tesis Doctorales. Nº 17/84

© Juan Carlos García Codrón
Edita e imprime la Editorial de la Universidad
Complutense de Madrid. Servicio de Reprografía
Noviciado, 3 Madrid-8
Madrid, 1984
Xerox 9200 XB 480
Depósito Legal: M-1616-1984

JUAN CARLOS GARCIA CODRON:

**Variantes morfoclimáticas
del karst español**

TESIS DOCTORAL REALIZADA BAJO LA DIRECCION DEL

DR. JUAN JOSE SANZ DONAIRE

SECCION DE GEOGRAFIA DE LA FACULTAD DE GEOGRAFIA E HISTORIA

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE, MADRID 1982.

PROLOGO

Los temas referentes a la morfología kárstica suscitan un interés cada vez mayor en el ámbito universitario español; la Península Ibérica ofrece en este campo un excelente muestrario de formas, procesos y paisajes que, poco a poco, va siendo conocido gracias a la proliferación de trabajos especializados a la que estamos asistiendo. Desgraciadamente, no sólo quedan aún amplias regiones kársticas sin estudiar sino que carecemos de una adecuada visión de conjunto del fenómeno a escala peninsular así como de sus diversos matices.

En la presente tesis intentamos sistematizar el karst español, desde un punto de vista morfoclimático, a partir del estudio exhaustivo de cinco macizos que consideramos representativos de otras tantas regiones kársticas. La labor es ingente y no puede por tanto considerarse acabada pero pensamos que con ella pueden quedar sentadas unas bases mínimas para trabajos posteriores (bases que por otra parte son imprescindibles dada la escasa atención que se ha prestado hasta el momento a la morfología climática del karst en la Península).

Son muchas las personas que de una u otra forma han facilitado nuestra labor desde la Universidad o desde fuera de ella con sus ideas, consejos, ayuda material o compañía durante los desplazamientos. En este sentido, tenemos especial interés en manifestar nuestro agradecimiento no sólo al Dr. Sanz Donaire, sufrido director de tesis, sino también a los profesores López Bermúdez, Mar

II

tinez de Pisón y Ortega Valcarcel así como a los compañeros de los Departamentos de Química de la Escuela de Magisterio "Sta. María" de Madrid, de Geología de la Universidad de Santander y, sobre todo, a los de Geografía de la misma Universidad que nos han obligado moralmente a terminar el trabajo. Sería, además, injusto olvidar la colaboración de Augusto, Carlos, Cecilio, Geli, Gonzalo, Isabel, Juan Antonio, Manolo, Pedro, Pepe, Pilar y la de sus resignados vehículos. Por último, y de un modo muy especial, nos queda agradecer la comprensión de Luisa, que ha sido capaz de pasar del románico a los lápices. A todos ellos se debe el que esta tesis haya podido realizarse.

III

INDICE

CAPITULO INTRODUCTORIO

Planteamiento de la problemática.....	1
El karst, un problema morfoclimático.....	8
La caliza y el karst en la Península Ibérica.....	13
El ámbito de la Tesis.....	23
NOTAS DEL CAPITULO INTRODUCTORIO.....	30

ESTUDIO DE LOS MACIZOS SELECCIONADOS.....

36

LOS PUERTOS DE GORIZ Y MACIZO DE MARBORE (Huesca- Hautes

<u>Pyrénées).....</u>	41
Situación y relieve.....	42
Resumen estratigráfico: materiales cretácicos y paleógenos difíciles de datar.....	47
Estructura e Historia Geológica, hipótesis sucesivas apilamientos de pliegues y superposición de mantos de corrimiento.....	52
El clima: abundantes estaciones en los valles, falta de datos referentes a las cumbres.....	60
Precipitaciones de agua y nieve abundantes durante todo el año.....	62
Las temperaturas: medias anuales negativas.....	69
Balance hídrico: gran disponibilidad de agua tras la fusión de la nieve.....	74
El clima agente morfogenético; efectividad de los procesos mecánicos.....	78
Glaciarismo: herencias cuaternarias y aparatos actuales regresivos.....	82

IV

Formas debidas al glaciario.....	85
El periglaciario, efectividad y variedad de formas.....	92
Glaciario, periglaciario y disolución.....	98
Análisis de formas kársticas: gigantismo y funcionalidad actual de toda clase de formas.....	102
Topografía y karstificación: relieve accidentado que no determina la distribución de formas kársticas.....	122
Estrecha relación entre el karst y una estructura compleja.....	127
Mayor o menor karstificación relacionada con la litología.....	131
Disolución actual en los Puertos de Góriz: karstificación rápida gracias a la abundancia de agua.....	135
Representatividad del karst de los Puertos de Góriz.....	139
NOTAS.....	142
FUENTES Y BIBLIOGRAFIA.....	150
<u>LA MARINA Y LA SIERRA DE CUERA (Asturias)</u>	161
Situación y relieve.....	162
Resumen estratigráfico: areniscas, cuarcitas y calizas prehercínicas y algunos sedimentos recientes.....	168
Estructura e Historia Geológica; superposición de unidades con rasgos hercínicos y alpinos.....	174
Las rasas, un problema de morfología litoral con múltiples interpretaciones.....	180
El clima, datos utilizados para su estudio.....	183
Precipitaciones abundantes durante todo el año.....	187
Suavidad de las temperaturas al nivel del mar.....	194

Balance hídrico: disponibilidad de agua durante casi todo el año.....	197
Un clima favorable a los procesos morfogenéticos químicos y bioquímicos.....	199
El karst; karstificación y litoral.....	203
Análisis de formas kársticas: extraordinario desarrollo de todas las de absorción.....	206
Karstificación y relieve. Diferencias acusadas entre la Sierra de Cuera y La Marina.....	227
Karst y estructura.....	232
Falta de relación clara entre la karstificación y la litología.....	236
Karstificación actual y formas heredadas; el supuesto "karst tropical" de Llanes.....	238
Representatividad del karst de La Marina, posibilidad de extrapolar los datos.....	243
NOTAS.....	246
FUENTES Y BIBLIOGRAFIA.....	255
<u>LAS PEÑAS DE CERVERA Y SIERRA DE SAN CARAZO (Burgos).....</u>	<u>263</u>
Situación y relieve.....	264
Resumen estratigráfico: potentes bancos calizos sobre un sustrato impermeable.....	269
Historia Geológica y estructura; relieve invertido muy dependiente de los grandes hechos estructurales.....	273
El clima, datos disponibles para su estudio.....	279
Precipitaciones moderadas relativamente distribuidas durante todo el año.....	281

VI

Las Temperaturas: continentalización e inviernos fríos.	287
Balance hídrico: alta evapotranspiración y aridez estival.....	292
El clima, agente morfogenético: variedad de sistemas morfoclimáticos e importancia de los procesos mecánicos.....	294
Periglaciario actual y cuaternario, importancia de las formas resultantes.....	297
Fenómenos periglaciares que afectan al suelo.....	300
El karst.....	302
Análisis de formas kársticas, multiplicidad de fenómenos pero desarrollo mediocre.....	304
Relación entre el relieve y la karstificación: karst dependiente de una topografía desigual.....	320
Karstificación que aprovecha una estructura favorable..	324
Litología y karstificación en las Peñas de Cervera.....	330
Lenta karstificación actual sobre formas antiguas.....	332
Representatividad del karst de las Peñas de Cervera....	338
NOTAS.....	341
FUENTES Y BIBLIOGRAFIA.....	346
<u>EL MONTE NEGRO (Castellón de la Plana)</u>	353
Situación y relieve.....	354
Estratigrafía, variedad de afloramientos y de litologías, importancia de la caliza.....	359
Estructura e Historia Geológica: densa fracturación que hace irreconocibles las estructuras anteriores..	366

El clima: datos disponibles para su estudio.....	370
Precipitaciones moderadas e irregularmente distri buidas.....	372
Las temperaturas: veranos cálidos e inviernos benignos.....	381
Balance hídrico: escasa disponibilidad de agua para la karstificación.....	384
El clima agente morfogenético: procesos de medios áridos y lenta evolución de la caliza.....	387
Fenómenos morfoclimáticos en el Monte Negro.....	389
Relación entre el clima, la hidrografía y el karst..	391
Análisis de formas kársticas: pobreza de las manifestaciones actuales.....	394
Relación entre la topografía y la karstificación en el Monte Negro.....	410
Karstificación que aprovecha las facilidades que le brinda la estructura.....	416
Relación entre la litología y la karstificación.....	420
Karstificación actual lenta y mayoría de formas heredadas.....	422
Representatividad del karst de Monte Negro.....	427
NOTAS.....	432
FUENTES Y BIBLIOGRAFIA.....	438
<u>SIERRA DEL GIGANTE (Almería, Murcia)</u>	447
Situación y relieve.....	448
Resumen estratigráfico: potentes afloramientos calizos irregularmente distribuidos.....	453

VIII

Estructura compleja de mantos superpuestos y parcialmente desmantelados.....	459
Datos utilizados en el estudio del clima.....	464
Precipitaciones escasas que dependen del relieve.....	466
Balance hídrico: escasez de agua en todas las estaciones.....	478
El clima agente morfogenético en la Sierra del Gigante: superposición de formas típicas de procesos áridos y periglaciares.....	482
Formas características de medios áridos.....	484
El karst; circunstancias adversas y pobreza de manifestaciones.....	488
Escasa relación aparente entre el karst y el relieve.....	498
Relación entre la karstificación y la estructura.....	502
Relación entre la litología y el karst.....	505
Lenta karstificación actual de la Sierra del Gigante e importancia de las formas heredadas.....	507
El karst del Gigante en el contexto de las Montañas Béticas.....	511
NOTAS.....	515
FUENTES Y BIBLIOGRAFÍA.....	521
<u>CONCLUSIONES</u>	528
BIBLIOGRAFÍA GENERAL.....	534
CLAVE DE ABREVIATURAS UTILIZADAS EN LAS REFERENCIAS DE REVISTAS.....	541

Capítulo introductorio:
PLANTEAMIENTO DE LA PROBLEMÁTICA

EL KARST, ANTECEDENTES Y PROBLEMAS CONCEPTUALES

El interés por el estudio de ciertas formas kársticas es muy antiguo; las cuevas, sumideros y surgencias llamaron la atención a numerosos filósofos y naturalistas griegos que llegaron incluso a esbozar las líneas maestras del ciclo del agua. Saltando en el tiempo, B. Palissy, ya en el siglo XVI, aclara los conceptos de infiltración y circulación, prácticamente inalterados hasta la actualidad.⁽¹⁾ mientras que empezaban a explorarse y descubrirse numerosas cavidades. De todas formas, es preciso esperar hasta el final del siglo XIX para que empiece a configurarse un estudio científico y sistemático del karst: en 1878 Heim publica un primer trabajo sobre el lapiaz alpino⁽²⁾ y, pocos años más tarde, Cvijic establece una tipología de formas que, con sus correspondientes nombres, ha llegado hasta nuestros días⁽³⁾. Simultáneamente nacía la espeleología científica con las sucesivas publicaciones de E. A. Martel que conseguirá interesar por el tema a un público cada vez más numeroso⁽⁴⁾.

La terminología del karst ha sido establecida a partir y, sobre todo, en función del modelado dinámico y basada en la observación y descripción de determinadas formas. A partir de este momento empiezan a aparecer los problemas: toda terminología implica una abstracción que, si en un principio facilita las clasificaciones, puede convertirse en una segunda etapa en algo inamovible donde se hace preciso encasillar todos los fenómenos observables⁽⁵⁾. Por otra parte, la noción del karst conlleva

va mecanismos específicos, precisos, complejos que dependen de una gran diversidad de factores y que no son tenidos en cuenta en la mencionada terminología que, como ya hemos dicho, es absolutamente descriptiva.⁽⁶⁾

Como consecuencia de todo lo dicho, se ha producido una extrapolación abusiva a partir de fenómenos locales; se ha considerado prototípico el karst dinárico y los sucesivos estudios que se han realizado en todo el mundo se han dedicado a buscar "dolinas", "poljes", "uvalas, similares a los descritos por Cvijic, llegandose a considerar imperfectos o incompletos aquellos macizos kársticos en los que no existen todas y cada una de las formas (a la vez que se pasaban por alto gran cantidad de fenómenos kársticos "atípicos" no descritos en los trabajos clásicos). Simultáneamente, al no responder los diversos términos a planteamientos genéticos o dinámicos, se han englobado bajo un mismo nombre formas con orígenes distintos: Quinlan ha llegado a diferenciar siete tipos de procesos que desembocan en la aparición de dolinas⁽⁷⁾, lo que explica la ambigüedad de este último término, y el problema se agudiza extraordinariamente cuando tratamos de formas de transición: las acanaladuras que nos encontramos en el Alto Pirineo, desarrolladas sobre diaclasas y con 10- 15 m. de profundidad, ¿ son lapiaces grandes, o deben considerarse como pequeñas simas ? No existe una referencia clara que permita diferenciar las kamenitzas de las cubetas de decalcificación, éstas de las dolinas ni las dolinas grandes de los pequeños poljes.

Todos estos problemas han provocado la aparición de numerosos trabajos en los últimos años⁽⁸⁾ aunque siguen sin resolverse dado el arraigo de los términos referentes a morfología kárstica. Se han propuesto multitud de clasificaciones de formas atendiendo a diversos criterios pero hasta el momento, y a falta de una unificación, no nos queda más recurso que utilizar las tipologías de formas tradicionales.

Otro problema, ya parcialmente solventado, es el que supuso la búsqueda de un paralelismo entre el ciclo de erosión del visiano y un supuesto "ciclo kárstico"⁽⁹⁾, los trabajos de Cvijic y de todos los karstólogos de la primera mitad de siglo hacen constantes referencias a este ciclo y a posibles rejuvenecimientos o senilidades de los aparatos kársticos e, incluso, se aplica el esquema a formas menores llegando a hablar del "ciclo del lapiaz"...⁽¹⁰⁾ Todo ello, obviamente, no hará más que enmascarar la auténtica dinámica del karst y, lo que es peor, minimizará la importancia concedida a la influencia de otros factores.

Recientemente se han hecho intervenir un número cada vez mayor de elementos condicionantes, cuestionándose la evolución monocausal: se admite que en ciertos casos la corrosión puede ser más importante que la disolución⁽¹¹⁾, que cambios en cualquiera de las características del ecosistema pueden influir en las modalidades de la karstificación y recientes estudios cuantitativos se preocupan mucho más de conocer la presión del CO₂ o la importancia de los microorganismos que las simples ca-

racterísticas del agua de determinados sistemas kársticos.

Los elementos que de una u otra forma intervienen en la karstificación son los siguientes:

- Las características químicas y físicas del roquedo.
- Las características topográficas y estructurales del afloramiento.
- La cobertura vegetal y su interrelación con el suelo.
- El clima.

Todos ellos como veremos a continuación están interrelacionados y actúan conjuntamente dando lugar a una amplia gama de posibles circunstancias.

LAS CARACTERÍSTICAS DEL ROQUEDO

La karstificación puede manifestarse en diversos tipos de rocas con tal que estas sean solubles al menos en ciertas circunstancias favorables. Aunque los karsts más espectaculares y conocidos se hayan producido sobre calizas, existen campos de dolinas y cavidades considerables en yeso, ciertas areniscas y molasas permiten el desarrollo de cuevas y sales y evaporitas suelen aflorar completamente retocadas por el lapiaz. En cuanto a las calizas, presentan una variedad extrema en su composición química⁽¹³⁾ lo que repercute en su solubilidad. Por todo ello, en cualquier macizo kárstico, los afloramientos más solubles aparecerán más afectados por la karstificación y existe, lógicamente, una estrecha relación entre la distribución de las formas kársticas y las características del roquedo⁽¹⁴⁾.

También las características físicas de la litología

tienen su importancia: la efectividad de la karstificación no es la misma en una roca porosa, capaz de absorber gran cantidad de agua o de aire húmedo que en otra que no lo es. Por otra parte, dependiendo de sus características físicas, la caliza puede ser más o menos afectada por otros agentes erosivos con lo que la karstificación podría perder su papel decisivo en el modelado.

CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO

Limitándonos ya a lo que pueda ocurrir en los afloramientos de rocas solubles, la karstificación variará en función del relieve y del valor de las pendientes: dependiendo de este último factor, la escorrentía estaría más o menos concentrada y, sobre todo, sería más o menos rápida lo que condiciona la abundancia, tipos y efectividad de las formas de absorción. Un relieve poco vigoroso, con pendientes suaves, favorece la aparición de dolinas y de ciertos tipos de lapiaz mientras que la existencia de importantes desniveles topográficos y de pendientes pronunciadas permiten el desarrollo de profundas simas o de espectaculares sumideros y surgencias (15).

También las características estructurales del macizo que consideremos tienen su importancia: existen por ejemplo condiciones más favorables al desarrollo de la karstificación en la charnela de un anticlinal, normalmente fracturada, o sobre una plataforma estructural, donde el agua circula mal, que en los ejes de los sinclinales o dorsos de relieves monoclinales. La caliza es prácticamente impermeable y la karstificación no se desarrolla si los estratos no están mínimamente fisurados (16). El estudio de

cualquier macizo kárstico tiene que pasar forzosamente por el de su estructura, y son tantos en este sentido los elementos que pueden tener importancia que es muy difícil establecer una tipología más o menos completa de formas kársticas en relación con aquélla.

LA COBERTERA VEGETAL

En general, la materia orgánica y los suelos que existen sobre la caliza tienen una gran importancia para la karstificación (aunque normalmente no se tienen en cuenta por resultar difíciles de cuantificar y no conocerse con exactitud la influencia que pueden tener en cada caso). Independientemente de la importancia que pueda tener la acción física de las raíces, la descomposición de la materia orgánica acidifica el agua procedente de la lluvia haciéndola más agresiva, los vegetales aportan una gran parte del CO_2 causante de la corrosión en lapices y cuevas (17) y los suelos una amplia gama de ácidos orgánicos capaces todos ellos de atacar las rocas carbonatadas.

Las masas vegetales y el suelo, por otra parte, retienen la humedad en regiones que permanecen secas la mayor parte del año a causa de la insolación. A falta de conocer la influencia que pueden tener los microorganismos en la karstificación, está claro que ésta es más importante cuanto más densa sea la cubierta vegetal (18) y que estos últimos aspectos deberán tenerse en cuenta en sucesivos estudios según nos vaya siendo posible cuantificar su importancia relativa.

LA IMPORTANCIA DEL CLIMA

El clima, por fin, tiene una importancia decisiva en la karstificación que, en última instancia, puede paralizarse a falta de recursos hídricos. La abundancia de agua en cada época del año, el régimen y la violencia de las precipitaciones y la proporción de éstas que cae en forma sólida son otros tantos elementos a tener en cuenta en el estudio de un sistema kárstico.

Las temperaturas, por otra parte, afectan a la mayor o menor cantidad de CO_2 que pueda contener el agua y a la velocidad de las reacciones químicas. El juego de precipitaciones y temperaturas determina la evapotranspiración y, con ella, la disponibilidad de agua y las características de todo el ecosistema (ya hemos comentado anteriormente la importancia que tienen la vegetación y los suelos en la karstificación).

Dependiendo de las características concretas de cada caso uno u otro de estos factores puede tener un peso decisivo en el desarrollo del karst, aunque lo normal es que aparezcan juntas circunstancias favorables y desfavorables y de la interacción de todas ellas resulte una disolución más o menos efectiva. A este acuerdo de partida parece que se ha llegado en la actualidad entre karstólogos. Donde no hay sin embargo tal acuerdo es en la importancia relativa de cada uno de estos factores, sobre todo en el capítulo referente al clima, tema este que nos parece interesante y al que vamos a dedicar por ello las páginas siguientes.

EL KARST, UN PROBLEMA MORFOCLIMATICO

Durante el primer tercio de nuestro siglo proliferaron los trabajos sobre diversos macizos kársticos europeos. Las formas estudiadas eran siempre similares y las posibles diferencias se atribuían a distintos estadios evolutivos dentro del "ciclo kárstico". Sin embargo, Lehman en 1936⁽¹⁹⁾, Meyerhoff en 1938⁽²⁰⁾ y multitud de autores en los años posteriores, dieron a conocer una serie de formas kársticas que se producían en regiones con climas tropicales y que no encajaban dentro del esquema aceptado hasta ese momento: se describieron entonces los "karsts en mogotes", el "cockpit karst" y todas las variedades hoy conocidas del que enseguida se bautizó como "karst tropical". Los sucesivos estudios, en su inmensa mayoría alemanes, parecían indicar que estas nuevas formas debían relacionarse con una disolución intensísima a la que no se habría llegado en ningún punto de Europa. Ello estaría además justificado por la abundancia de precipitaciones que hay en estos climas: los karsts de las Antillas, Florida, Indochina o Indonesia están parcialmente inundados y todo parece indicar en ellos una rápida evolución actual.

Años más tarde, y ya en pleno auge de la Geomorfología Climática, P. Birot⁽²¹⁾ y J. Corbel⁽²²⁾ se incorporan a este tipo de estudios a la cabeza de un nutrido grupo de geógrafos franceses. Inmediatamente empieza a discutirse la efectividad de la disolución kárstica bajo climas tropicales; las formas descritas por los alemanes son características de estas latitudes pero no implican necesariamente una mayor karstificación. Corbel en su

tesis estudia los karsts del NW. de Europa y pretende demostrar, apoyado en un gran número de análisis de laboratorio, que donde la karstificación es más rápida es en las regiones con climas fríos⁽²³⁾. A juzgar por los datos que aporta, las diferencias son muy notables y se deberían exclusivamente a motivos climáticos.

Las tesis francesas tendrán una gran difusión al final de la década, se publican los resultados de cientos de análisis realizados con los métodos propuestos por Corbel y la magia del número hará que los datos obtenidos por unos y otros autores sean reproducidos y aceptados sin discusión por gran parte del mundo geográfico de la época.

Durante varios años asistiremos a un enfrentamiento entre las tesis alemanas, que defienden una mayor karstificación en las zonas tropicales, y las francesas, que tratan de demostrar que la disolución es más efectiva en climas fríos y húmedos. Unas mismas cifras se interpretan de diferentes maneras lo que llevará a Bøgli a afirmar que "la velocidad de disolución en los trópicos puede ser el 400% mayor que la de los climas árticos o alpinos"⁽²⁴⁾ y a Corbel que "en las regiones cálidas son necesarias diez veces más precipitaciones para que la karstificación sea igual /a la de las regiones frías/"⁽²⁵⁾.

Los estudiosos alemanes, que empiezan a realizar sus propios análisis⁽²⁶⁾, citan a favor de sus hipótesis la gran velocidad a la que se producen las reacciones en medios cálidos, lo que permite que el agua de la lluvia se sature inmediatamente y alcance contenidos de 500- 600 mg/l. de CO_3Ca y la abundancia de agua que hay siempre en estos medios. El que las aguas de cuevas y

"cockpits" aparezcan siempre saturadas se considera como una prueba de que la karstificación es activa. Frente a ellos, los franceses argumentan que las aguas frías son capaces de absorber (y de conservar durante bastante tiempo gracias a su estabilidad) una gran cantidad de CO_2 . El que las reacciones sean más lentas permite al agua mantener su agresividad durante recorridos más largos y, por tanto, evacuar la caliza disuelta: las concreciones son muy escasas en las cuevas de las regiones frías. Además, los geógrafos de la escuela francesa, discuten los argumentos de sus rivales: no solo la disponibilidad de agua no es tan alta en los karsts tropicales dada la importancia de su evapotranspiración, sino que la dureza del agua de los ríos que salen de dichos karsts es bastante moderada...

La polémica sobre la velocidad de la disolución en unos y otros medios sigue sin resolverse y aún es objeto de algunos trabajos, aunque desde la década de los años 60 los presupuestos sobre los que se basa han sido revisados por multitud de autores (27). Por otra parte, se han propuesto diversos sistemas, entre los que destacan diversas modificaciones de las fórmulas de Bögli y Corbel⁽²⁸⁾ para unificar sus criterios y sistemas de evaluación de la disolución y corrosión⁽²⁹⁾. Dentro de esta corriente general, I. Gams demuestra la existencia de importantes variaciones en la disolución dentro de una misma región climática, variaciones que, obviamente, deben imputarse a motivos diferentes a los considerados hasta ese momento, centrando su atención este autor en la intensidad de la corrosión⁽³⁰⁾. Cada vez se cuestiona más

la supuestamente necesaria relación entre el clima y la disolución; así, D. C. Ford llega a negar cualquier tipo de influencia climática en la espeleogénesis en zonas tropicales⁽³¹⁾.

Sin llegar a tal punto, sucesivos estudios muestran la necesidad de diversificar los parámetros básicos sobre los que se ha de basar un estudio de karst. Para Enjalbert el problema está viciado por su base al no conocerse con precisión la historia geológica y paleoclimática por las que ha pasado cada macizo; los karsts más desarrollados suelen ser también los más antiguos con lo que la abundancia de las formas heredadas, difíciles de diferenciar de las presentes, puede dar una falsa impresión de dinamismo actual⁽³²⁾.

En otros casos, la presencia de determinado tipo de formas pueda deberse más a las características de la litología que a factores climáticos.⁽³³⁾ Así al menos parece ocurrir en los diversos "karsts tropicales" que aparecen en latitudes medias, en lugares en los que los climas actuales y pasados no parecen justificar la existencia de "mogotes"⁽³⁴⁾.

Por fin, existen elementos de indudable importancia pero que no estamos en disposición de valorar convenientemente a falta de estudios apropiados: para Ph. Renault, que apoya la tesis de Corbel, la karstificación en climas tropicales alcanza el grado que conocemos gracias a la importancia de las acciones químicas y biológicas: los suelos, a esas temperaturas son muy ricos en ácidos y en microorganismos contribuyendo todo ello a la disolución de las rocas carbonatadas⁽³⁵⁾. En cuanto al tema de la agresividad o saturación del agua, se ha puesto de manifiesto des

de hace mucho tiempo lo peligroso que puede ser utilizar cifras basadas en el pH del agua en climas tropicales dada la gran velocidad a la que puede producirse los cambios⁽³⁶⁾. Estos cambios pueden suponer una precipitación de los carbonatos o, por el contrario, una disolución suplementaria aunque, en realidad, conocemos muy mal los mecanismos por los que se producen y las consecuencias morfológicas que pueden tener.

En conclusión podemos decir que, pasado un primer momento de apasionamiento en el que las escuelas alemana y francesa tratan de demostrar la superior disolución en las zonas tropicales y frías respectivamente, parece llegarse a una solución de compromiso: el problema sigue sin resolverse pero el papel del clima se ha matizado mucho; entran en juego numerosos factores y es necesario cubrir abundantes lagunas informativas antes de establecer una estrecha relación entre él y la disolución. La disponibilidad de agua es evidentemente importante pero las temperaturas no parecen tener más que una influencia indirecta, y muy difícil de evaluar, sobre la disolución.

LA CALIZA Y EL KARST EN LA PENINSULA IBERICA

Desde que en 1932 Hdez. Pacheco dividió la Península en tres grandes dominios litológicos⁽³⁷⁾, es frecuente mencionar "la España caliza" como punto de partida o referencia en cualquier trabajo referente a karst. Lo cierto, independientemente del éxito que ha tenido la expresión, es que ésta está perfectamente justificada dada la extensión y carácter que los afloramientos calizos dan al paisaje.

Es muy difícil calcular la superficie exacta ocupada por las rocas carbonatadas en la Península a pesar de que para ello contamos con buenas referencias cartográficas⁽³⁸⁾: las calizas y dolomías ocupan una superficie relativamente reducida aunque facies margosas, arenosas o, en general, menos puras, son igualmente karstificables y deben tenerse también en cuenta. El problema en el caso de estas litologías es establecer el punto hasta el que podemos hablar de una "caliza" a falta de una información más completa⁽³⁹⁾. Tradicionalmente se repite la estimación de Hdez Pacheco según el cual en España había 100.000 km² de caliza. Llopis precisa algo más al especificar la importancia que por regiones tiene este tipo de roquedo, distribuyéndolo de la siguiente manera⁽⁴⁰⁾:

- Cordillera Cantábrica, País Vasco, Pirineos: 17.000 km².
- Sistema Ibérico y Sierras adyacentes: 48.000 km².
- Cordillera Costero-Catalana: 7.500 km².
- Andalucía: 30.000 km².

Por nuestra parte, hemos realizado una estimación basada en el Mapa Litológico Nacional de O. Riba⁽⁴⁰⁾ que nos arroja un total de 112.625 km² de rocas carbonatadas potencialmente karstificables. En realidad, y sea lo que sea, la cifra exacta no tiene valor más que como referencia: entre una cuarta y una quinta parte de nuestra superficie peninsular está compuesta por calizas y dolomías y en la mayoría de los casos éstas están karstificadas o muestran fenómenos actuales de disolución lo que justifica plenamente el estudio de este tipo de procesos morfogenéticos⁽⁴²⁾.

La caliza, tal y como puede deducirse a partir del mapa adjunto⁽⁴³⁾ aparece en medios muy diferentes que van en lo topográfico desde las llanuras de los páramos castellanos hasta el relieve accidentadísimo de los Picos de Europa o de ciertos sectores de los Pirineos. También es notable la variedad estructural y la diversidad de circunstancias paleográficas que muestran los afloramientos de rocas carbonatadas; ello es lógico, por otra parte, si tenemos en cuenta que aunque los más importantes y significativos son del Mesozoico, existen afloramientos de calizas cámbricas en Galicia mientras que en el Levante y SE. de la Península ha sido testigo de la aparición de costras de caliche durante el Cuaternario. Todo ello implica como es lógico una gran variedad en la distribución de las formas kársticas. Sin embargo, a nuestro juicio, el elemento que puede adquirir en España unos valores más dispares y con ello puede condicionar más la karstificación actual es el clima.

Del clima, como ya dijimos anteriormente, y, sobre todo de algunos de sus elementos, depende la abundancia o escasez de



calizas y dolomías
calizas intercaladas entre
materiales no solubles

Afloramientos calizos en la Península Ibérica

agua, esencial en la disolución kárstica; la temperatura que frena o acelera las reacciones; la abundancia de CO_2 , que puede en algunos casos estar relacionada con la innivación... También el clima determina el tipo de vegetación, la actividad bacteriana, y la riqueza edafológica con lo que, en algunas ocasiones la existencia o no de karst depende en última instancia de él.

Según Llopis⁽⁴⁴⁾, y atendiendo a criterios eminentemen-
te climáticos, habría en la Península cinco tipos de karsts o, si
guiendo su terminología, de "zonas kársticas" (lo que no implica
una regionalización: en un mismo macizo pueden existir, según la
altitud, varias zonas kársticas):

- KARST GLACIAR, que se produciría en los Picos de Europa y en ciertos sectores (Larra, Monte Perdido, etc) del Alto Pirineo. En él no existe lapiaz y la forma fundamental de absorción es el "jou", dolina embudiforme más o menos recubierta de gelifractos y sin arcillas de descalcificación.
- KARST NIVAL Y PLUVIONIVAL en el que las dolinas, aún profundas, empiezan a contener arcillas y en el que el lapiaz está bien desarrollado. La alimentación es básicamente nival aunque durante los veranos abunda el agua procedente de las precipitaciones y de la fusión. Prototípicos son para Llopis los karsts de la Sierra de Cuera y de Aramo en Asturias y del Prepirineo.
- KARST PLUVIAL Y PLUVIONIVAL, caracterizado por su alimentación pluvial dominante, lapiaz desarrollado y dolinas planas rellenas de "terra rossa". De este tipo

son los karsts vascos, del Sistema Ibérico y de gran parte de Andalucía.

- KARST EXCLUSIVAMENTE PLUVIAL-OCEANICO, variante similar al anterior que se produce en puntos abrigados y costeros de la Cornisa Cantábrica.
- KARST PLUVIAL-MEDITERRANEO, en relación con el régimen de precipitaciones que caracteriza a dicho clima aunque con una morfología similar a la del resto de los karsts pluviales. La forma más característica sería la dolina plana recubierta de terra rossa y un caso típico el del Macizo de Garraf (Barcelona).

Esta clasificación, válida en algunos aspectos, no nos parece satisfactoria en otros. Así, se considera la dolina como la "forma fundamental del karst", siendo su aspecto actual el criterio que permite diferenciar uno u otro tipo de karstificación. Sin embargo, al no tenerse en cuenta variantes paleogeográficas o estructurales existe el peligro de incurrir en graves errores de interpretación: existen dolinas de fondo plano en el karst del Monte Perdido y con forma de embudo en la Plataforma de Llanes, que nunca ha llegado a sufrir los efectos del glaciario. El papel de los paleokarsts y de las formas heredadas aparece muy diluido siendo, como es, esencial para comprender la morfología de aquellas regiones en que la morfogénesis actual es muy lenta. Otra objeción que podemos hacer es que Llopis habla en su "ensayo sistemático del karst de España" de totales de precipitación cuando en realidad estos tienen por sí mismos escasa importancia; mucho más interesante es hablar de la disponibilidad de agua, de la

evapotranspiración o de cualquier índice que nos permita averiguar la cantidad de agua que al cabo del año es susceptible de disolver caliza. Por fin; nos parece que la tipología de Llopis puede llevarnos a algún error al no tener en cuenta los grandes sistemas de procesos morfoclimáticos: glaciario, periglaciario, aridez o abundancia de agua no se mencionan más que de pasada y sin concederles la importancia que tienen en realidad.

A pesar de la variedad de climas de la Península Ibérica y de la abundancia de caliza que hay en ella no existe una división estrictamente morfoclimática adecuada de los fenómenos kársticos sobre la que podamos basar nuestros estudios. Tan solo Llopis, en su "ensayo sistemático del karst de España" hace una regionalización que, aun atendiendo a otros muchos factores, podría servirnos de punto de partida. Este autor diferencia seis regiones:

- I.- CANTABRICA, que subdivide en dos áreas en función de la geología: la asturiana, con calizas paleozoicas y Santander-Pais Vasco con materiales secundarios y terciarios. Si nos limitamos al único criterio climático, la región Cantábrica es relativamente homogénea con precipitaciones que oscilan normalmente entre los 900 y los 1500 mm.
- II.- PIRENAICA, con 800- 900 mm de precipitación de la cual una gran parte es en forma de nieve.
- III.- CATALANA, que participa de un régimen de precipitación mediterráneo con un total de 500- 600 mm. repartidos a lo largo de un escaso número de días

al año.

IV.- IBERICA, considerada como un bloque único por motivos geológicos y estructurales, aunque en lo referente al clima tendríamos que distinguir entre los macizos interiores, con clima de tendencia continental (inviernos fríos y precipitaciones medias) y los litorales mediterráneos, más suaves y secos.

V.- BETICO- MURCIANA que comprendería desde Cádiz hasta Alicante englobando una gran variedad de microclimas dentro siempre de una dinámica mediterránea: de medios áridos pasamos en muy pocos km. a macizos que reciben precipitaciones superiores a los 1500 mm.

VI.- BALEAR, con un régimen típicamente mediterráneo y precipitaciones de 700- 800 mm. al año.

Si elimináramos de la anterior división todos aquellos elementos estructurales o geológicos, accesorios en un estudio morfoclimático, tendríamos que fundir la región Ibérica-litoral con la catalana o tratar conjuntamente algunas áreas de montaña como los Picos de Europa, incluidos en la región Cantábrica, con la Pirenaica, con lo que el esquema puede sernos útil y solo podría mejorarse si contáramos con fuentes mucho más abundantes y completas que las que manejamos en la actualidad. El trabajo, en este sentido, está por hacer.

ESTUDIOS Y PUBLICACIONES ESPAÑOLAS SOBRE EL TEMA

Los primeros trabajos que se han realizado en España se

bre temas de karst han estado asociados en un principio a la espeleología deportiva y a la arqueología prehistórica. Aunque en todos los casos el objeto de los estudios eran las cuevas en sí mismas o lo que estas pudieran encerrar, durante toda la segunda mitad del siglo XIX se fueron acumulando gran cantidad de datos concretos que nos son de gran utilidad aún en la actualidad.

El primer trabajo sistemático de que tenemos noticia es el inventario nacional de cuevas que en 1869 publica Casiano del Prado⁽⁴⁵⁾, seguido del de Puig y Larraz, referencia obligada desde el momento de su publicación para todos aquellos trabajos que abordan temas de espeleología⁽⁴⁶⁾.

La organización por aquellos años de diversas expediciones espeleológicas en Cataluña, siempre en contacto con investigaciones francesas, tuvo como resultado el descubrimiento de gran cantidad de cuevas y la creación del "Club Muntanyenc" que durante bastantes años centrará toda la actividad en aquella región: mientras que Puig y Larraz y Martel descubrían las cuevas del Drach en Mallorca⁽⁴⁷⁾ Font i Sagué y, posteriormente, Faura Sans daban a conocer gran cantidad de fenómenos kársticos catalanes gracias a las monografías "Sota Terra" y a una abundante bibliografía.

En otras regiones españolas la actividad se reducía a la relacionada con las investigaciones arqueológicas, sobre todo en la Región Cantábrica y a unas escasas publicaciones de la Real Sociedad Española de Historia Natural.

Progresivamente, y en función normalmente de necesidades concretas (captaciones hídricas, embalses, etc.) van apareciendo

trabajos que desbordan el marco de lo puramente espeleológico para tratar el karst en su conjunto: en la segunda monografía de "Sota Terra", ya en 1932, es cuando empieza a hablarse en realidad en España de "hidrogeología kárstica".

Sentados estos cimientos, y a pesar de la publicación de un número creciente de trabajos sobre karst en las revistas de ciencias o de geografía que empiezan a proliferar, es necesario esperar hasta la década de los 50 para que el estudio de este tipo de procesos adquiriera un verdadero auge. Es entonces cuando aparece "Speleón", primera de las revistas españolas que se especializarán concretamente en temas de karst y cuando Llopis y Montoriol, entre otros muchos, multiplican las investigaciones sobre macizos o problemas concretos (circulación subterránea, meteorología hipogea, sedimentos, etc.).

En los últimos años el interés por el tema no ha dejado de aumentar, facilitado en parte por la permeabilidad cada vez mayor de nuestras fronteras; las revistas de espeleología y, accesoriamente, de karst son muy numerosas (hasta el punto de dificultar extraordinariamente la recogida de información) y las revistas consagradas de geografía dedican importantes espacios, cuando no números monográficos, a los estudios más recientes. Simultáneamente, se han ido constituyendo numerosos grupos de trabajo, con intereses más o menos específicos, que celebran sesiones de trabajo periódicas o que dan a conocer sus resultados en los diversos encuentros o coloquios de geografía que se celebran a nivel nacional. Por fin, el interés creciente que existe por la morfología kárstica ha supuesto que ésta sea tratada a nivel uni

versitario apareciendo la primera Tesis Doctoral española sobre el tema en 1975⁽⁴⁸⁾.

Nos encontramos en la actualidad con una abrumadora cantidad de artículos y trabajos en general sobre el karst español. Sin embargo ello no significa que el tema esté convenientemente estudiado; esta aparente abundancia oculta una mala distribución temática y regional de las publicaciones. En particular faltan trabajos metodológicos y de síntesis y mientras que los karsts catalanes, pirenaicos o cantábricos cuentan con numerosas referencias, no hay prácticamente nada sobre el Sistema Ibérico o ciertas áreas de Andalucía. Algunas regiones están prácticamente olvidadas a pesar del interés que presentan y es por ello muy difícil tener una idea de conjunto del karst español. Por fin, y ello nos puede servir de conclusión, a pesar de la mencionada abundancia que existe de trabajos sobre karst, nos es necesario en muchos casos acudir a bibliografía extranjera para resolver nuestros propios problemas: la caliza de Vizcaya a Asturias está estudiada por geógrafos franceses, los Picos de Europa en un trabajo alemán y los geólogos holandeses son los que logran una interpretación más completa del Pirineo Central⁽⁴⁹⁾. Aunque hemos avanzado mucho en los últimos años las lagunas que aún nos quedan son a todas luces excesivas.

EL AMBITO DE LA TESIS

Creemos que la importancia de la caliza, del karst español y del estudio de su morfología han quedado suficientemente justificados en los capítulos anteriores. No vamos a volver pues a ello si no es para recordar la gran variedad de circunstancias litológicas, estructurales y climáticas que encierra en la Península la palabra "karst". Las relaciones existentes entre la litología y la disolución se reducen normalmente al mayor o menor desarrollo de las diversas formas o, accesoriamente, y como ocurre cuando tenemos en cuenta la estructura, a la aparición y desarrollo más rápido de unas formas, que se encuentran con circunstancias favorables, que otras. Este tipo de relación entre estructura, litología y karst ha sido objeto de numerosos estudios puntuales, aunque difícilmente podría lograrse una regionalización de la morfología kárstica en base a estos criterios dado que una microestructura o una facies determinada pueden cambiar en escasos metros. El estudio de la litología y de la estructura es necesario para comprender el funcionamiento de cualquier aparato kárstico pero no nos sirve para establecer una clasificación, a menos que ésta sea muy generalizada, del fenómeno a escala peninsular.

Nos queda, si queremos sistematizar de alguna forma este tipo de morfología, un tercer elemento condicionante: el clima. Aunque esto no sea, insistimos en ello, más que uno de los diversos factores que intervienen en la karstificación, es el único que varía a escala regional, o incluso macroregional, siendo por tanto lícito pensar a priori que existen diferencias en la disolución entre unas y otras zonas de España (al menos si nos atenemos a aque

llas variantes que estén directamente relacionadas con él) y que estas diferencias podrían reflejarse en el paisaje resultante.

El objetivo que persigue la presente Tesis es averiguar hasta qué punto las diferencias que existen entre los diversos paisajes kársticos españoles pueden explicarse en función del clima actual. Se trata, teniendo en cuenta la intervención de elementos estructurales, litológicos y ecológicos, de ver la importancia real del clima en la distribución de las diferentes formas y en la dinámica actual y de establecer una tipología de karsts españoles basada en criterios morfoclimáticos. El objetivo puede parecer excesivamente ambicioso; no conocemos suficientemente la secuencia climática de nuestro Cuaternario ni la importancia relativa de las paleoformas y existen tal cantidad de variantes locales que serían necesarios muchos años de trabajo de campo para captar todos los matices posibles. Creemos sin embargo que las diferencias que puedan presentar unas y otras regiones y la similitud que han de tener los karsts dentro de una misma nos autorizan a trabajar a partir de muestras significativas, al menos como punto de partida, y que futuras investigaciones se encargarán de rellenar las enormes lagunas que necesariamente dejamos. Solamente en caso de que iguales climas no impliquen similares procesos (o viceversa) sería necesario admitir que la karstificación de nuestras calizas responde a motivos diferentes a los climáticos.

METODOLOGIA, ETAPAS DE TRABAJO

La realización de la presente Tesis ha pasado por cuatro etapas, que en realidad son cuatro niveles de aproximación sucesi

vos al problema central de la misma, previas a la fase de redacción.

En un primer momento se produjo una toma de contacto con el tema. Ya desde el principio el conocimiento directo sobre el terreno de diversos casos iba completando la información que nos suministraban las obras bibliográficas generales aunque en ningún momento se llegó a trabajar siguiendo un plan preconcebido.

Durante la segunda etapa el esfuerzo se centró en la re cogida y análisis de toda la documentación posible que pudiera re sultar de utilidad. Es en este momento cuando empiezan a per filar se los objetivos concretos de la tesis y cuando progresivamente se van delimitando áreas de interés tratando de abordar preferen temente aquellas que no hubieran sido objeto de un excesivo núme ro de trabajos⁽⁵⁰⁾. Cuando empezamos a tener una panorámica lo suficientemente amplia en este sentido realizamos diversos reco rridos con el fin de seleccionar los macizos o áreas concretas que iban a formar parte del estudio. La selección resultó fácil en algún caso pero exigió varios desplazamientos y numerosas con sultas a las fuentes más diversas en otros: lluvias orográficas, incendios forestales, cambios rápidos de fácies o intervención humana dificultaron extraordinariamente la decisión en las provin cias del litoral Mediterráneo. Simultáneamente se fijaron las bases metodológicas y conceptuales sobre las que se asentaría el conjunto de la tesis.

La tercera etapa del trabajo consistió en el análisis exhaustivo de cada una de las áreas previamente seleccionadas y la recogida y estudio de fuentes cartográficas, fotografía aérea,

datos de clima, y, en general, de todo aquello que pudiera aportar algún tipo de información concreta. Esta labor exigió trabajar en diversas bibliotecas y centros españoles y, durante los periodos estivales, extranjeros. El trabajo de biblioteca se completó, lógicamente, con diversas campañas de trabajo sobre el terreno cuyas frecuencias y duraciones dependieron de las posibles dificultades prácticas y de interpretación pero que supusieron un total de 25.000 kilómetros recorridos dentro de la Península, necesarios en todo caso para fotografiar y cartografiar todos aquellos elementos que consideráramos de interés.

Por fin la última etapa previa a la redacción se inició con los trabajos de laboratorio: se analizaron el centenar aproximado de muestras de agua que se habían recogido previamente así como las muestras de rocas (estos análisis se dejaron al final conscientemente con el fin de que sus resultados no influyeran en las apreciaciones o impresiones que pudieramos tener en el campo) y se pasó a la interpretación de la multitud de datos que se habían llegado a reunir.

La interpretación de los datos nos permitió obtener conclusiones satisfactorias con lo que, lógicamente, podíamos iniciar la última y definitiva fase de la tesis: la de ordenamiento, puesta a punto del material y redacción definitiva.

TRABAJOS DE LABORATORIO

Como ya hemos dicho, y con el fin de que nuestras posibles afirmaciones no se apoyaran exclusivamente sobre apreciaciones subjetivas, hemos recurrido a diversas técnicas de laborato-

rio que nos permiten cuantificar la karstificación. Este tipo de análisis no solo supone el poder explotar más a fondo los datos con que contamos sino que también, y ahí radica su principal interés, es posible gracias a ellos la comparación con los resultados obtenidos en todo el mundo por los diferentes investigadores que se han ocupado del tema. De hecho, aunque algunos de los parámetros calculados tiene escasa significación y han sido muy discutidos, algo de lo que siempre hemos sido conscientes, las cifras se han incluido por el interés que podía tener esta posibilidad de contrastar resultados.

Los datos que aportan los diferentes análisis tienen escaso valor por sí mismos: cifras similares pueden corresponder a sistemas kársticos con características morfoclimáticas muy diferentes y la interpretación de los mismos exige el conocimiento previo de otros muchos factores (en gran medida, la controversia que enfrentó durante bastantes años a los morfólogos de las escuelas francesa y alemana se hubiera suavizado en el caso de interpretarse los datos respectivos de forma menos rígida). Esta interpretación debe además ser más elástica cuanto menor precisión tengan nuestras fuentes; raras veces contamos con datos de clima enteramente satisfactorios y sería necesaria la recogida de largas series de muestras, lo que desborda las posibilidades de un trabajo como el presente, para que los resultados obtenidos tuvieran un margen de error aceptable.

A las limitaciones anteriores es preciso sumar además otras de índole personal: el basar un trabajo de karst de esta envergadura en análisis exige unos medios económicos, materiales

y unos conocimientos de química de que no disponemos. Por todo ello, y ante el peligro que supondría dar una mayor importancia a los datos con que contamos, nos limitaremos a utilizar los resultados obtenidos como respaldo de las observaciones de campo y como referencia para comparar la disolución en unas y otras áreas kársticas.

Hemos realizado carbometrías de las muestras recogidas en todos aquellos afloramientos de los que nos parecía interesante conocer la solubilidad⁽⁵¹⁾. La litología no nos interesa más que como soporte de las diversas formas kársticas y por ello, para no complicar excesivamente este capítulo, hemos procurado trabajar siempre con roquedos de características lo más parecidas posibles. De todas formas, como un mayor contenido en CO_3Ca suele conllevar una mayor karstificación, hemos considerado interesante conocer la pureza de las calizas para poder hacer el balance de la disolución en cada una de las áreas seleccionadas. En algunos casos además, y cuando este pudiera resultar morfológicamente significativo, hemos analizado y tenido en cuenta la composición del residuo insoluble que abandona cada tipo de caliza al ser karstificada.

Más importancia para nuestro trabajo han tenido las complexometrías que nos permiten averiguar la dureza total, procedente del calcio y la del magnesio de una muestra determinada de agua y con ella su contenido en sales disueltas. Esta técnica es la que se usa habitualmente para cuantificar la erosión kárstica y ha sido objeto de numerosos trabajos y revisiones⁽⁵²⁾ gracias

a las cuales conocemos sobradamente sus aplicaciones y problemas. Conociendo el balance hídrico y la temperatura, el pH y el contenido en sales disueltas de las aguas que salen de un aparato cársico es fácil obtener un cálculo aproximado del valor total de la disolución para un periodo dado, la agresividad o saturación del agua, así como una gran cantidad de datos de interés⁽⁵³⁾.

En nuestros análisis hemos utilizado como indicadores el negro de eriocromo y el ácido calconcarboxílico que viran al añadir a la solución una cantidad de AEDT (sal disódica) según el procedimiento descrito por A. Aminot⁽⁵⁴⁾. Los resultados vienen expresados en grados franceses (°F) cada uno de los cuales equivale a un contenido aproximado de 10 mg por litro de caliza o dolomía. Por fin, y a pesar de que la cifra que se obtiene con ella es una abstracción muy distante de la realidad, hemos recurrido a la fórmula que propone J. Corbel que, basándose en la dureza del agua y en el balance hídrico de una cuenca, calcula la velocidad de erosión de la caliza en mm. por milenio (o, lo que es lo mismo, en $m^3/km^2/año$)⁽⁵⁵⁾. Esta fórmula ha sido revisada posteriormente por diversos autores⁽⁵⁶⁾ aunque sigue siendo la más usada y, por tanto, la más interesante a nivel de referencias.

Todos estos análisis tienen como objeto respaldar nuestras observaciones y facilitarnos las comparaciones necesarias para el desarrollo de la presente tesis. En sucesivos capítulos tendremos ocasión de comprobar si se han logrado o no sus objetivos iniciales a la vez que volveremos, cada vez que ello sea necesario, a plantear los problemas metodológicos que vayan apareciendo.

NOTAS DEL CAPITULO INTRODUCTORIO

- (1) PALISSY, Bernard: Discours admirable de la nature des eaux et fontaines tant naturelles qu'artificielles. Paris, 1580.
- (2) HEIM, A.: Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. Basel, 1878.
- (3) CVIJIC, Jovan: Das Karstphänomen. Geog.Abh. V, 1893, págs. 217- 330.
- (4) MARTEL, E. A.: Les eaux souterraines des Causses et la formation des canyons. Bull.Soc.Geol.Fr. XVIII, 1889, págs. 610- 621.
- (5) LEHMAN, H.: La terminologie classique du karst sous l'aspect critique de la morphologie climatique moderne. Rev. Géog.Lyon XXXV, 1960, págs. 1- 7.
- (6) Hasta el punto de que muchos de los términos normalmente utilizados ni siquiera se refieren a fenómenos kársticos ni a procesos morfogenéticos aunque posteriormente, y con el uso, hayan podido adquirir un nuevo significado; la "dolina" eslovena no es más que un valle y "polje" alude a una llanura cultivada (aunque tengamos que admitir que en la región de Karst, hoy Kras, las únicas tierras cultivables se encuentran en el fondo de "depresiones kársticas", valga la redundancia).
- (7) SANZ DONAIRE, Juan José: Síntesis de las comunicaciones presentadas al XXII Congreso Geográfico Internacional: Geomorfología. Geograph. 4, 1972, págs. 305- 314.
- (8) ERASO, Adolfo: Necesidad de un nuevo planteamiento en la investigación del karst. Papel de la convergencia de formas. Jornadas monográficas del karst, enero 1978, Real Sociedad Española de Historia Natural- Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid.
- (9) LLOPIS LLADO, Noel: Sobre algunos principios fundamentales de morfología e hidrología kárstica. Est.Geog. 41, XI, 1950 págs. 643- 679.
- (10) GOMEZ DE LLARENA, Joaquín: El lenar inverso en la formación

de las cavernas. Spel. 1, IV, 1953, págs. 3- 10.

- (11) BOURGIN, A.: Hydrographie karstique. La question du niveau de base. Rev.Géog.Alp. 1, XXXIII, 1945, págs. 99- 107.
- (12) MUXART, R.; STCHOUZCOY, T.; FRANCK, J.: Contribution a l'étude de la dissolution des calcaires par les eaux de ruissellement et les eaux stagnantes. Studia Geogra.Brno 5, 1969, págs. 21- 42.
- (13) Recordemos que llamamos "calizas" a todas aquellas rocas que contengan una proporción superior al 50 % de carbonato cálcico independientemente de cuáles sean los componentes restantes:
PETTIJOHN, F. J.: Rocas sedimentarias. EUDEBA, Buenos Aires 1963, 732 págs.
- (14) Dejamos aparte por considerar que desbordan el interés del presente trabajo las formas "seudokársticas" que muestran ciertas rocas silíceas, en ocasiones causadas por procesos relativamente próximos a los nuestros, y las "vulcano-kársticas", objeto de diversos estudios en los dos últimos decenios y que alcanzan un buen desarrollo en el Archipiélago Canario.
- (15) Existen varios intentos de sistematizar las relaciones que se producen entre karst y topografía o de explicar el primero en función de la segunda: uno de los que han tenido más eco entre los investigadores españoles es el propuesto en:
LLOPIS LLADO, N.: op. cit. nota 9.
- (16) A pesar de que hay quien minimiza este factor, numerosos autores llegan a afirmar que los afloramientos calizos no fisurados no son karstificables:
MANGIN, A.: Le karst et son originalité définie a partir des résultats obtenus par l'hydrodynamique. Spel. 23, 1977 págs. 59- 65.
- (17) ROQUES, H.: Sur la repartition du CO₂ dans le karst. Ann. Spél. XVIII, 1963, págs. 141- 184.

- (18) MUXART, Tatiana: Note sur l'agressivité potentielle des eaux de percolation de différents sols dans le Vercors en fonction de la couverture végétale. RevGéog.Alp. 2, LXVI, 1978, págs. 173- 181.
- (19) LEHMAN, H.: Morphologische Studien auf Java. Geog.Abh. 9, III, 1936, págs. 1- 114.
- (20) MEYERHOFF, H. A.: The texture of karst topography in Cuba and Puerto Rico. Journ.Geom. 1, 1938, págs. 279- 295.
- (21) BIROT, Pierre: Esquisse d'une étude zonale de l'érosion en pays calcaire. Erdk. 2, VIII, 1954.
- (22) CORBEL, Jean: Les reliefs calcaires en climat tropical humide. Ann.Univ.Poit. 5, 1954.
- (23) CORBEL, Jean: Les Karsts du Nord-Ouest de l'Europe et de quelques régions de comparaison. Etude du rôle du climat dans l'érosion des calcaires. Mem.Doc.Inst.Etudes Rhodaniennes. 1957, págs. 7- 541.
- (24) BOGLI, Alfred: Der Chemismus der Lösungsprozesse und der Einfluss der Gesteinsbeschaffenheit auf die Entwicklung des Karstes. Report of the Commission of Karst Phenomena I.G.U. New York, 1956.
- (25) CORBEL, Jean: Erosion en terrain calcaire: vitesse d'érosion et morphologie. Ann.Géog. 68, 1959, págs. 97- 120.
- (26) GERSTENHAUER, A.: Der Tropische Kegelkarst in Tabasco (Mexiko). Zeits.Geom.Supp. 2, 1960, págs. 22- 48.
- (27) Un buen resumen crítico de la situación a la que se había llegado en el momento de publicarse el trabajo lo tenemos en:
 ENJALBERT, H.: La genèse des reliefs karstiques dans les pays tempérés et dans les pays tropicaux. Essai de chronologie. Mem.Doc.C.N.R.S. 4, 1967, págs. 295- 328.
- (28) WILLIAMS, P.W.: An initial estimate of the speed of limestone solution in County Clare. Irish Geog. 4, 1963, págs. 432- 444.
- Véase también al respecto:
 PITTY, A. F.: An approach to the study of karst water. Occ.

Pap.Geog. 5, 1966, 70 págs.

- (29) ŠTELCL, O.; ULČEK, V.; PIŠE, J.: Limestone solution intensity in the Moravian Karst. Problems of the karst Denudation, Brno, 1969.
- (30) GAMS, Ivan: Measurements of corrosion intensity in Slovenia and their geomorphological significance. Geog.Vest.Ljublj. 34, 1962, págs. 3- 20.
- (31) FORD, D.: Geological structure and a new explanation of limestone caverns genesis. Trans.C.R.G. 13, 1971, págs. 81-94.
- (32) ENJALBERT, H.: op. cit. nota 26.
- (33) MONROE, W. H.: Lithological control in the development of a tropical karst topography. U.S.Geol.Surv. 1964.
- (34) FENELON, P.: Karsts de type tropical sous climat tempéré. Mem.Doc.C.N.R.S. 15, 1974, págs. 95- 104.
- (35) RENAULT, Philippe: Processus morphogénétiques dans les karsts équatoriaux. Bull.Ass.Géog.Fr. 1958, págs. 15- 26.
- (36) JENNINGS, J. N.; SWEETING, M. M.: The limestone Ranges of the Fitzroy Bassin, Western Australia: Atropical semi-arid karst. Bonner Geog.Abh. 32, 1963, págs. 1- 60.
- (37) HERNANDEZ PACHECO, E.: Síntesis fisiográfica y geológica de España. Trab. Museo Nacional Ciencias Naturales, Serie Geológica, 38, 1932, 586 págs.
- (38) Hemos utilizado para nuestras estimaciones y para la elaboración del mapa adjunto la serie completa del Mapa de Síntesis Geológica a escala 1: 200.000 del I.G.M.E. y: RIBA ARDERIU, Oriol: Mapa litológico de España a escala 1: 500.000, I.G.M.E. Madrid 1960.
- (39) Vease al respecto la nota 13 de este mismo capítulo.
- (40) LLOPIS LLADO, Noel: Fundamentos de hidrogeología cárstica (introducción a la geoespeleología). Blume, Madrid, 1970, 269 págs.
- (41) RIBA ARDERIU, O.: op. cit. nota 37.
- (42) Habría que añadir además que yesos, sales y otras rocas karstificables, no tenidos en cuenta por desbordar los in-

tereses del presente trabajo, suman otros varios miles de km² en la Península y que el agua puede circular por complejas redes kársticas a través de macizos que, fosilizados por sedimentos neógenos o cuaternarios, no aparecen en los mapas litológicos.

- (43) Se han suprimido del mapa todos aquellos afloramientos de escasa superficie y significación; en realidad, la caliza está representada en la práctica totalidad de las provincias peninsulares españolas.
- (44) LLOPIS LLADO, N.: op. cit. nota 39.
- (45) PRADO, Casiano del: Noticia sobre cavernas y minas primordiales de España. Madrid 1869.
- (46) PUIG Y LARRAZ, G.: Cavernas y simas de España. Bol.Com.M. Geol.Esp. XXI, 1896.
- (47) MARTEL, E.A.; PUIG Y LARRAZ, G.: Exploraciones subterráneas en Cataluña y Baleares. Bol.Com.M.Geol.Esp. XXIV, 1898, págs. 229- 258.
- (48) PEZZI, Manuel: Morfología kárstica del sector central de la Cordillera Subbética. Cuad.Geog.Univ.Gran. mon. 2, 1977, 288 págs.
- (49) En los capítulos sucesivos nos referiremos a todos estos trabajos cada vez que ello sea necesario por lo que no incluimos la relación en este momento con el fin de no dilatar excesivamente esta introducción.
- (50) Hemos considerado interesante estudiar macizos sobre los que no hubiera documentación reciente a pesar de que en ocasiones otros pudieran ofrecer una mayor riqueza de formas: por este motivo no nos hemos ocupado de las sierras andaluzas de precipitaciones medias o abundantes, bien descritas por PEZZI (op. cit. nota 47) o del litoral catalán, sobre el que existen abundantes referencias.
- (51) Los análisis se han realizado en el laboratorio de Geotécnica del IRYDA de Madrid, por el sistema tradicional consistente en medir la cantidad de gases que desprende la diso-

lución de cada tipo de caliza tras ser esta pulverizada y deshidratada.

- (52) Aunque, como se puede observar en nuestra relación de fuentes bibliográficas, existen abundantes trabajos sobre el tema, recomendamos por su claridad y concisión:
AMINOT, Alain: Geochimie des eaux d'aquifères karstiques: les analyses chimiques en hydrogeologie karstique. Ann.Spél 29, 1974, págs. 461- 483.
- (53) ROQUES, H.: Chimie des carbonates et hydrogeologie karstique. Mem.Doc.C.N.R.S. 4, 1967, págs. 114- 141.
- (54) AMINOT, A.: op. cit. nota 51.
- A pesar de que hemos recurrido para la resolución de ciertos problemas al laboratorio de la sección de Geología, Facultad de Ciencias de la Universidad de Santander, hemos preferido realizar nosotros mismos los sucesivos análisis; todos ellos se han repetido dos y hasta tres veces resultando un margen de error siempre inferior al 2%, que podemos considerar como perfectamente admisible.
- (55) CORBEL, J.(op. cit. nota 24) propone la fórmula siguiente:

$$X = \frac{4 E T}{100}$$

donde X equivale a la erosión en mm. por milenio; "E" a la escorrentía expresada en dm. y "T" el contenido en CO₃Ca del agua.

- (56) WILLIAMS, P. W.: op. cit. nota 27.

Estudio de los macizos
seleccionados

Es desde todo punto de vista imposible emprender un estudio individual de la totalidad del karst español; la caliza, o mejor, los diversos tipos de caliza, ocupan una amplísima superficie en la Península y se ven expuestas a condiciones climáticas dispares. Si además hacemos intervenir unas complicadas y desiguales historias geológicas y paleoclimáticas es fácil comprender la extrema variedad y riqueza de matices de nuestros paisajes kársticos. Por todo ello, no tenemos más remedio que establecer una regionalización, en el sentido más amplio de la palabra, de aquellos fenómenos que nos interese estudiar y tratar de generalizar dentro de cada grupo a partir del estudio de muestras representativas. Este sistema tiene el inconveniente de hacer pasar desapercibidos pequeños matices de interés pero pensamos que es el único que nos permite sistematizar el karst español.

Como ya comentamos en el capítulo introductorio, disponemos como posible punto de partida de nuestro trabajo de la regionalización que del karst español hizo Llopis Ildó, en la que el clima ocupaba un lugar importante, y que salvando algunos detalles o alterando ciertos límites (modificaciones que, en todo caso, iremos justificando sobre la marcha), coincide con nuestros intereses.

No vamos a entrar en divagaciones sobre un tema tan tratado como es el de los climas españoles ni entretenernos comentando sus múltiples matices; es indiscutible la existencia de un clima oceánico en el N. y NW. peninsular y de otro mediterráneo que con sus diversas variantes (clima mediterráneo levantino, continentalizado y subárido) ocupa la mayor parte del resto del terri

torio. Quedan por último algunas áreas que por su altitud están afectadas por un clima de montaña más o menos extremado. Como consecuencia de ello, un estudio morfoclimático del karst español debe tener en cuenta como mínimo la existencia de los cinco tipos de clima citados y debe analizar como mínimo, insistimos en ello, la dinámica y las formas resultantes de un macizo comprendido en cada una de las regiones climáticas establecidas.

La elección de los macizos concretos, más delicada por muchos motivos, ha procurado en nuestro caso satisfacer las siguientes exigencias:

- Que el macizo escogido en cada caso fuera lo más representativo posible dentro de su contexto. No hemos buscado formas desarrolladas ni espectaculares sino características.
- Que el clima al que esté expuesto sea prototípico dentro de cada región, motivo por el cual hemos evitado al máximo las comarcas de transición o las montañas medias.
- Que las morfologías kársticas respectivas no hayan sido objeto de estudios exhaustivos recientes: ante la escasez de trabajos que existen sobre karst español nos ha parecido interesante tratar, dentro de lo posible, comarcas poco estudiadas con el fin de ir llenando algunas de las lagunas existentes.
- Que los macizos no hayan sido excesivamente alterados ni natural ni artificialmente en época reciente.
- Que, por último, su estudio no planteara dificultades prácticas insalvables dentro de las limitaciones de toda índole del presente trabajo.

Teniendo en cuenta todas estas premisas hemos seleccionado las cinco muestras que pasamos a describir en los capítulos siguientes. Podríamos habernos detenido en otras muchas; el trabajo, posiblemente, se hubiera enriquecido con ello. Sin embargo, creemos que son suficientes y hemos preferido por motivos prácticos no multiplicar nuestros centros de atención. De todas formas, cada vez que ello pueda resultar útil, haremos referencia a otros macizos conocidos personal o documentalmente y, además, al final de cada capítulo, cuestionaremos la validez de nuestra elección y la representatividad de cada muestra dentro de su correspondiente contexto regional todo lo cual, creemos, es suficiente para proporcionarnos una buena visión de conjunto del karst español.

Desde un principio hemos procurado que los resultados de las observaciones y que las conclusiones que pudieramos obtener en el estudio de cada muestra fueran fácilmente comparables. El estudio independiente de cinco macizos kársticos no tendría interés para los objetivos de la presente tesis si los resultados no fueran fácilmente correlacionables al final. Por todo ello, hemos seguido un mismo esquema y, dentro de lo posible, un mismo método de trabajo, aún a riesgo de parecer reiterativos en los planteamientos, en el análisis de las cinco muestras seleccionadas. Sólo la descripción de determinadas formas características de cada sistema morfoclimático, o de aquellas que puedan aparecer interrelacionadas con las kársticas, romperán la relativa rigidez de nuestro esquema expositivo.

Hemos tratado también, haciendo las excepciones necesarias, de utilizar en nuestros gráficos y mapas escalas y signos convencionales comunes que faciliten su rápida lectura. Lo mismo hemos procurado hacer con los sucesivos mapas morfológicos en los que, por evitar un recargamiento con formas no comentadas, nos hemos limitado a representar los fenómenos de origen kárstico o los que, relacionados con estos, han sido objeto de una especial atención en las páginas precedentes. El que algunas superficies queden en blanco no se debe a desconocimiento sino a que en ellas existen formas o procesos que se salen de los intereses de la presente tesis y que, por tanto, no han sido descritas. También es necesario aclarar a propósito de los mapas morfológicos que aunque algunos fenómenos han podido ser representados a su escala, en la mayoría de los casos ha sido necesario recurrir a signos convencionales desproporcionados: téngase en cuenta que un sumidero o que ciertas formas de lapiaz pueden desarrollarse en superficies reducidísimas. Por el contrario, ciertos fenómenos generalizados, como algunos tipos de lapiaz, han debido ser representados con símbolos puntuales no debiendo pues buscarse una correspondencia estrecha entre la aparición de uno de estos símbolos en el mapa y la existencia de determinada forma en la realidad.

Por último, nos ha parecido útil la inclusión de un repertorio bibliográfico referido a cada uno de los capítulos independiente del que, con carácter más general, cierra la presente tesis. Con el fin de facilitar su consulta, cada capítulo irá pues seguido de las notas y bibliografía correspondientes.

Puertos de Góriz y Macizo de Marboré
(Huesca – Htes. Pirinéés)

LOS PUERTOS DE GORIZ. MACIZO DE MARBORE. SITUACION Y RELIEVE

La región escogida para realizar el presente estudio se encuentra prácticamente en el centro geométrico de la Cordillera Pirenaica y en torno a uno de los macizos más importantes de la misma: el de Marboré-Tres Sorores. Siendo además bastante compleja la evolución geológica y constituyendo el macizo una unidad suficientemente diferenciada como para ser estudiada en su conjunto, hemos tenido que ignorar los límites administrativos actuales e incluir en el trabajo una gran porción de terreno francés (correspondiente al departamento de Hautes-Pyrénées, Arrondissement de Luz-St. Sauveur). Esta medida, necesaria en la práctica, ha supuesto bastantes problemas a la hora de la recogida de material y de coordinar la información cartográfica pero ha permitido estudiar el macizo con suficiente visión de conjunto.

Los límites que nos hemos impuesto son bastante claros en el E. coincidiendo con las mayores alturas de la región: las cumbres del Marboré (3253 m. de altitud), Cilindro (3328 m.) y Monte Perdido (3355 m. sobre el nivel del mar) que forman una importante barrera natural.

Por el S., llegamos hasta el borde del Valle de Ordesa, sin bajar por debajo de los 2100 ó 2200 m. de altitud cifra que coincide aproximadamente con los primeros grandes escarpes de dicho valle. Solamente entre el Circo de Soaso y el Monte Perdido hemos seguido una línea recta arbitraria ya que no existe ningún hecho físico de entidad suficiente como para que nos sirva de referencia.

Al W. hemos limitado nuestra demarcación siguiendo la alineación que forman el Mondaruego (2848 m.) el Gabieto, o Gabié tou⁽¹⁾, (3034 m.) y el Col de Gavarnie, paso natural antaño utilizado por los ganaderos y que en la actualidad se encuentra asfaltado en su mitad francesa.

Los límites septentrionales son mucho más arbitrarios sirviendo de referencia el Col de Gavarnie, el Pic des Sarradets (2729 m.) y los escalones superiores del Circo de Gavarnie hasta llegar al Pico Marboré citado anteriormente.

Los Puertos de Góriz⁽²⁾ tienen una personalidad propia y suelen aparecer bien individualizados del entorno. Solamente ha sido necesario establecer límites arbitrarios allí donde la altitud decrecía excesivamente y nos arriesgábamos con ello a encontrar distintas condiciones morfoclimáticas de las que nos interesaba.

El relieve, en líneas generales, nos presenta una alineación principal que va de W. a E. y supera frecuentemente los 3.000 m. de altitud. En nuestro extremo oriental, hace una inflexión adquiriendo una orientación NW-SE y alcanzando las mayores alturas (el Monte Perdido es con sus 3355 m. la cuarta cumbre de los Pirineos). Esta alineación sólo puede atravesarse con cierta comodidad por dos pasos: la Brecha de Rolando, (que comunica los Puertos de Góriz con el Circo de Gavarnie) y el Collado del Cilindro que permite el paso desde el Valle de Ordesa y Góriz hacia el de Pineta-Tucarroya. Por lo demás, presenta gran cantidad de escarpes y pendientes de valores elevadísimos que hacen difícil el

reconocimiento de algunos sectores.

Desde esta alineación E-W, los glaciares cuaternarios han excavado hasta el S. valles, aproximadamente paralelos, que han individualizado varios cordales de dirección meridiana. Las cumbres tienen ya alturas más moderadas, alrededor de los 2700 m. y, sobre todo, las pendientes y el aspecto general del relieve son mucho más suaves. Coincidiendo con los valles existen además depresiones de varios cientos de metros de diámetro con fondo absolutamente horizontal que contribuyen a aumentar el contraste con la línea de cumbres.

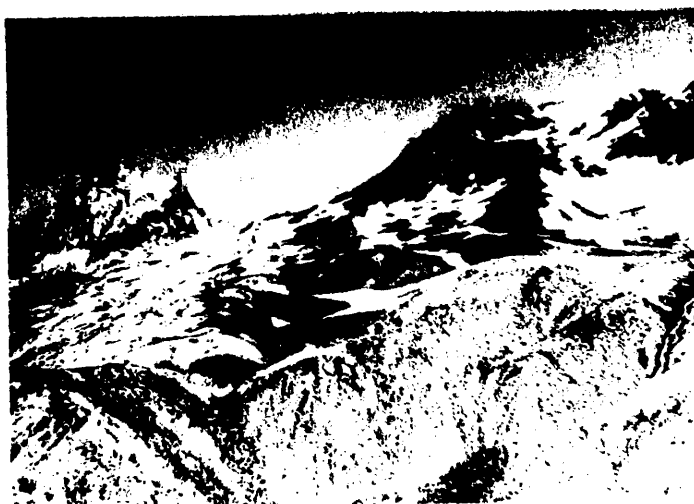
Hacia el N. el relieve no está tan bien caracterizado suavizándose progresivamente las pendientes según nos alejamos de la alineación principal. El Circo de Gavarnie, con sus paredes en graderío, es el único accidente notable de la vertiente salvando un desnivel superior a los 1500 m. (es cierto también que en él encontramos las mayores paredes y pendientes de toda nuestra zona).

Por último queda señalar que la totalidad del área escogida forma parte o bien del Parque Nacional de Ordesa-Monte Perdido en la vertiente española o bien del Parc National des Pyrénées en la francesa pudiendose así esperar que los valores naturales que encierra serán respetados.

046



Circo de la Brecha



Collado Blanco

RESUMEN ESTRATIGRAFICO:Materiales cretácicos y paleógenos difíciles de datar

Si no tenemos en cuenta las migmatitas del zócalo, que no nos interesan más que de forma accesoria, la cobertera plegada mesozoica y terciaria, objeto del presente estudio, alcanza una potencia próxima a los 1500 m. y comprende sedimentos que abarcan diversas cronologías entre el Campaniense y el Cuisiense. Hay que tener en cuenta antes de empezar que la serie no aparece completa en ningún punto y que existen grandes cambios laterales de fácies además de frecuentes irregularidades locales con bancos que aparecen estirados o comprimidos. Todo ello justifica, junto con la ausencia de estudios de micropaleontología hasta fecha muy reciente y las dificultades inherentes a la topografía, las abundantes contradicciones y errores en que han ido incurriendo los sucesivos estudios de la zona. Por ello no debe extrañar la existencia de numerosas publicaciones cuyos datos no coinciden con los que a continuación exponemos, tomados, esencialmente, del estudio de Van de Velde⁽³⁾.

En la base de los sedimentos mesozoicos aparecen los campanienses aunque es de suponer que existieron otros anteriores que desaparecieron como consecuencia de los primeros movimientos orogénicos (que en esta zona se producen ya durante el Cretácico, durante la fase austrica⁽⁴⁾). En los trabajos más antiguos se confunden los materiales campanienses con los maastrichtienses que vienen a continuación lo que encajaba perfectamente con la interpretación que se daba a la zona de Ordesa -que estaría compues

ta por un gran pliegue isoclinal tumbado⁽⁵⁾-. Y aún en la actualidad, el I.G.M.E. incluye estos materiales entre el Cenomanense y el Turonense sin más precisiones pero haciendo retroceder su origen⁽⁶⁾.

De muro a techo, se suceden los siguientes materiales:

- Dolomías arenosas con abundantes clastos silíceos y color gris claro a oscuro según disminuyen las inclusiones de tríticas: 50 m. de potencia.
- Calizas recristalizadas de grano fino oscuras y con abundante calcita: 80 m.
- Calizas recristalizadas en afloramientos masivos de color gris azulado. Intercalaciones de calizas con rudistas fáciles de erosionar: 240 m. de potencia.

A estos siguen los depósitos que afloran en mayor superficie: los de edad maastrichtiense, fáciles de reconocer por sus tonalidades cálidas (tonos anaranjados, amarillos y, sobre todo, rojos que aparecen ppr meteorización al oxidarse el abundante hierro que contienen). En este caso existe una mayor unanimidad en su datación al ser muy fosilíferos: el único que no llega a precisar es el I.G.M.E. que los sitúa dentro del Senonense. Sin embargo, un error frecuente es identificar la totalidad de los sedimentos de esta edad con las areniscas: "macifios de Monte Perdido"⁽⁷⁾ que, aunque son el tipo más original de roquedo, aparecen intercaladas entre otras de distintas composiciones.

- Conglomerados de cantos redondeados de cuarzo que se intercalan entre aréniscas de grano grueso con frecuentes cam

bios horizontales de fácies y 25 m. de potencia.

- Calizas arenosas de color amarillento-parduzco estratificadas en bancos potentes de hasta 10 m. Suman un espesor de 120 m.
- Macifios (areniscas con cemento calizo) que presentan por oxidación un característico color amarillo-parduzco y con algunas intercalaciones de cantos. Aparecen bien estratificadas y son bastante resistentes. Potencia total próxima a los 250 m.
- Calizas margosas muy erosionables por su alto contenido en arcillas: 40 m.
- Dolomías de grano fino de color marrón a gris, bien estratificadas y con 20 m. de potencia.

La potencia total de los sedimentos maastrichtienses varía extraordinariamente de un lugar a otro. Así, mientras que en el cañón de Añisclo, muy próximo al Macizo de Marboré, no supera los 200 m., en el valle de Bujaruelo, al W. de nuestra demarcación, se llega a los 580. Las cifras que acabamos de mencionar corresponden a valores medios en el Valle de Ordesa y deben por tanto considerarse con prudencia.

Siguen a continuación, y con una potencia total próxima a los 200 m., materiales mal definidos aunque claramente terciarios al desaparecer toda fauna mesozoica. Van de Velde diferencia una primera "Salarons formation", escasa en fósiles y datada por su posición estratigráfica de lo que llama "Gallinera formation" cuya cronología ha de situarse por medio de sus abundantes fora-

miniferos entre el principio del cenozoico y la primera mitad del Ilerdiense (menos preciso aún es el I.G.M.E. que define este conjunto como "paleógeno" mientras que P. Misch habla de calizas eocenas). A efectos cartográficos y como síntesis de las últimas opiniones consideraremos este grupo como Dano-Montiense.

- Dolomías y calizas dolomíticas deleznales que adquieren tonalidades gris claras al meteorizarse. Algunas dolomías fértidas negras por su abundancia de materia orgánica. En total tienen 60 m. de potencia.
- Areniscas cuarcíticas y calizas arenosas oscuras localmente recristalizadas alternando en bancos bien estratificados: 55 m. de espesor.
- Calizas claras masivas y arenosas de grano fino gris oscuro a claro según su fracción detrítica y con Lithothamnium : 35 m.
- Margas con Nummulites y Assilina muy erosionables pero de escasa potencia: 5 m.
- Calizas arenosas de grano fino y color gris a negro, fértidas y densas. Abundancia de "nódulos de chert" que la erosión diferencial deja a la vista dada su extraordinaria resistencia a la meteorización⁽⁸⁾. Potencia total: 45 m.

A este conjunto siguen unos sedimentos característicos del Ilerdiense superior cuya datación se ha estimado en base a su posición estratigráfica. Son muy interesantes dentro del conjunto de los Puertos de Góriz por haber adquirido una gran esquistosi-

dad por la influencia de pliegues y fracturas locales. Esta característica les hace especialmente erosionables desempeñando un papel decisivo en la aparición de ciertas formas.

-Margas y calizas margosas de color marrón negruzco. Pocos fósiles a causa de la tectonización y potencia muy difícil de evaluar pero alrededor de los 240 m.

A pesar de ser uno de los depósitos más característicos de los Puertos de Góriz. P. Misch no los diferencia del flysch suprayacente fechando el conjunto dentro del Eoceno.

Por último, en el techo de toda la serie aparecen unos restos muy erosionados, y por tanto difíciles de evaluar en su conjunto, de flysch cuisiense (que el I.G.M.E. sitúa en el Luteciense). Es poco fosilífero, distinguiéndose diversos tipos de foraminíferos y algas características de un mar cálido y poco profundo.

-Areniscas oscuras de grano grueso a fino, alternando con margas. Potencia difícil de evaluar pero superior a los 200 m.

No incluimos por ser absolutamente independientes de toda esta serie los sedimentos cuaternarios, depósitos glaciares o de ladera y rellenos de las depresiones kársticas que, además serán descritos más ampliamente en las próximas páginas. Tampoco entramos en este momento en la relación que la alternancia de materiales más o menos solubles pueda tener con la karstificación, tema que abordaremos en sucesivos capítulos.

ESTRUCTURA E HISTORIA GEOLOGICA.Hipótesis sucesivas: apilamientos de pliegues y superposición de mantos de corrimiento

Es bien conocida la disposición general de los Pirineos con una zona "axial" preherciniana y granítica que suele coincidir con las mayores alturas (aunque en nuestro caso eso no ocurre) y que aparece rodeada de sedimentos mesozoicos o terciarios: en esquema la estructura es sencilla, pero si descendemos a nivel de detalle que nos exige el presente trabajo veremos como la cosa se complica bastante.

La zona ocupada por el Macizo de Marboré-Puertos de Góriz ha sido afectada al menos por dos períodos orogénicos: el Hercinia no que plegó los sedimentos paleozoicos que hoy constituyen la zona axial y el Alpino que afectó principalmente a los mesozoicos y paleógenos.

Según de Sitter⁽⁹⁾, la orogenia alpina se manifestó en nuestra zona en dos grandes fases. La primera, la aústrica, se produjo entre el Cretácico inferior y el superior (los sedimentos de cobertera más antiguos de que disponemos son campanienses por lo que no podemos precisar mejor esta datación). Esta primera fase es probablemente la causante de la laguna estratigráfica que observamos ya que el Permo-Trías aparece normalmente en otros lugares.

La segunda fase, la pirenaica, plantea también problemas de datación situándose normalmente entre el Eoceno y el Oligoceno aunque ya existen pequeñas discordancias entre los calcoesquistos

ilerdiense y el flysch.

Como consecuencia de estas fases orogénicas han aparecido unas deformaciones características de tectónica de gravedad (10) apareciendo las formaciones sedimentarias absolutamente desconectadas de su basamento. La espectacularidad e importancia de estas deformaciones ha sido la causa de la abundante bibliografía científica que podemos encontrar. Sin embargo, aún en la actualidad quedan bastantes aspectos sin resolver.

Ya en 1887 aparece un trabajo de gran importancia en el que Margerie (11) interpreta el relieve del Macizo de Marboré como resultante de un apilamiento de varios pliegues con vergencia meridional. Sus ideas y cortes geológicos esquemáticos se repetirán y utilizarán durante bastante tiempo considerándose la de Ordesa como una zona tectónicamente tranquila dada la aparente horizontalidad de sus afloramientos.

Dalloni, en 1910, es el primero que considera que todo el macizo descansa sobre un gran pliegue tumbado visible en Ordesa, idea que será recogida por la práctica totalidad de los trabajos posteriores: Selzer en 1934 (12), Mengaud y los autores del Mapa Geológico francés en 1939 (13), F. Hdez. Pacheco y C. Vidal Box, que en 1946 publican un importante trabajo sobre la tectónica y morfología de la zona (14) (trabajo que si bien puede considerarse definitivo en algunos aspectos resulta a nuestro juicio muy dudoso en otros -como cuando habla de una superficie de erosión a 2550 m.-) y L.U. de Sitter en 1956 (15).

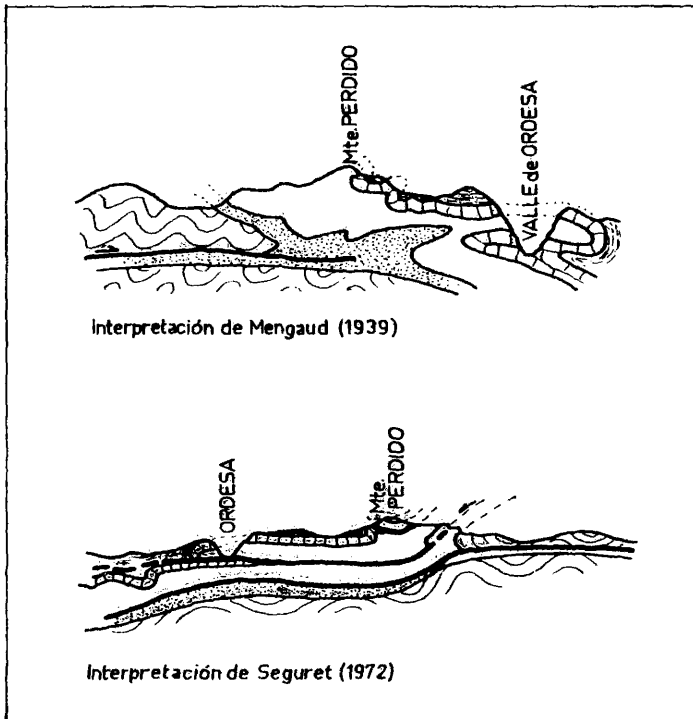
A partir de 1955 con Rutten (16) es cuando empiezan a pre

sentarse objeciones de tipo sedimentológico a esta idea anterior de la existencia de un gran pliegue isoclinal tumbado sobre el que reposarían otros similares de menor envergadura. Tanto este autor como los sucesivos, hasta llegar a Van de Velde⁽¹⁷⁾ que la demuestra con análisis micropaleontológicos, se inclinan por la hipótesis del manto de corrimiento combinado con grandes fracturas laterales de escala kilométrica.

Admitiendo esta última explicación y tal y como la representa Van der Lith⁽¹⁸⁾, durante las fases pirenaica se levantaría la zona axial a la vez que se produce una ligera subsidencia de toda la zona Sur. Esta subsidencia, probablemente asociada a una falla, supone una disposición irregularmente inclinada de la covertera meso-cenozoica.

Debido al levantamiento, la cubierta sedimentaria acaba rompiéndose, deslizándose hacia el Sur y arrastrando cierta cantidad de migmatitas paleozoicas. Este primer manto sedimentario origina una serie de contactos tectónicos anormales, visibles en el Valle de Gavarnie y da lugar a la "primera unidad tectónica" de Velde.

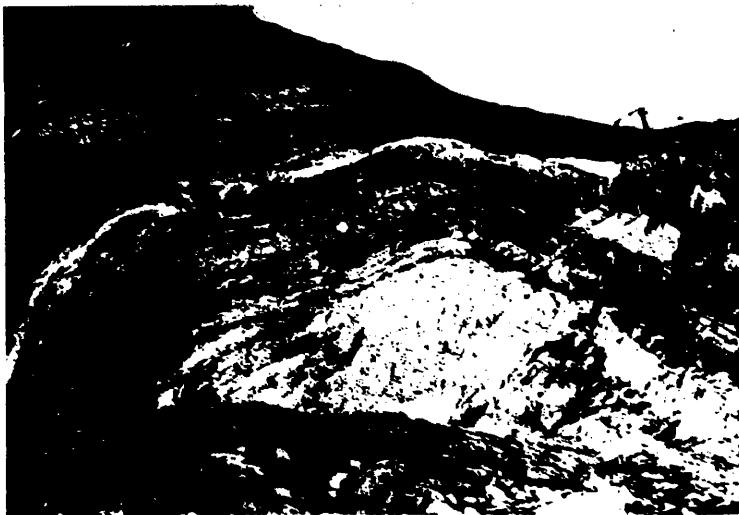
El deslizamiento hacia el Sur del manto de corrimiento anterior se debió encontrar con cierta resistencia ya que inmediatamente aparecerán diversos repliegues y cabalgamientos que se desplazarán superpuestos un total superior a los 10 km. Algunos de ellos, de importancia progresivamente menor, se partirán a su vez y originarán nuevos mantos de corrimiento dando lugar a la compleja superposición del Macizo de Marboré. En todos los casos, los



Macizo de Marboré :
interpretaciones



Collado del Cilindro: pliegue tumbado.

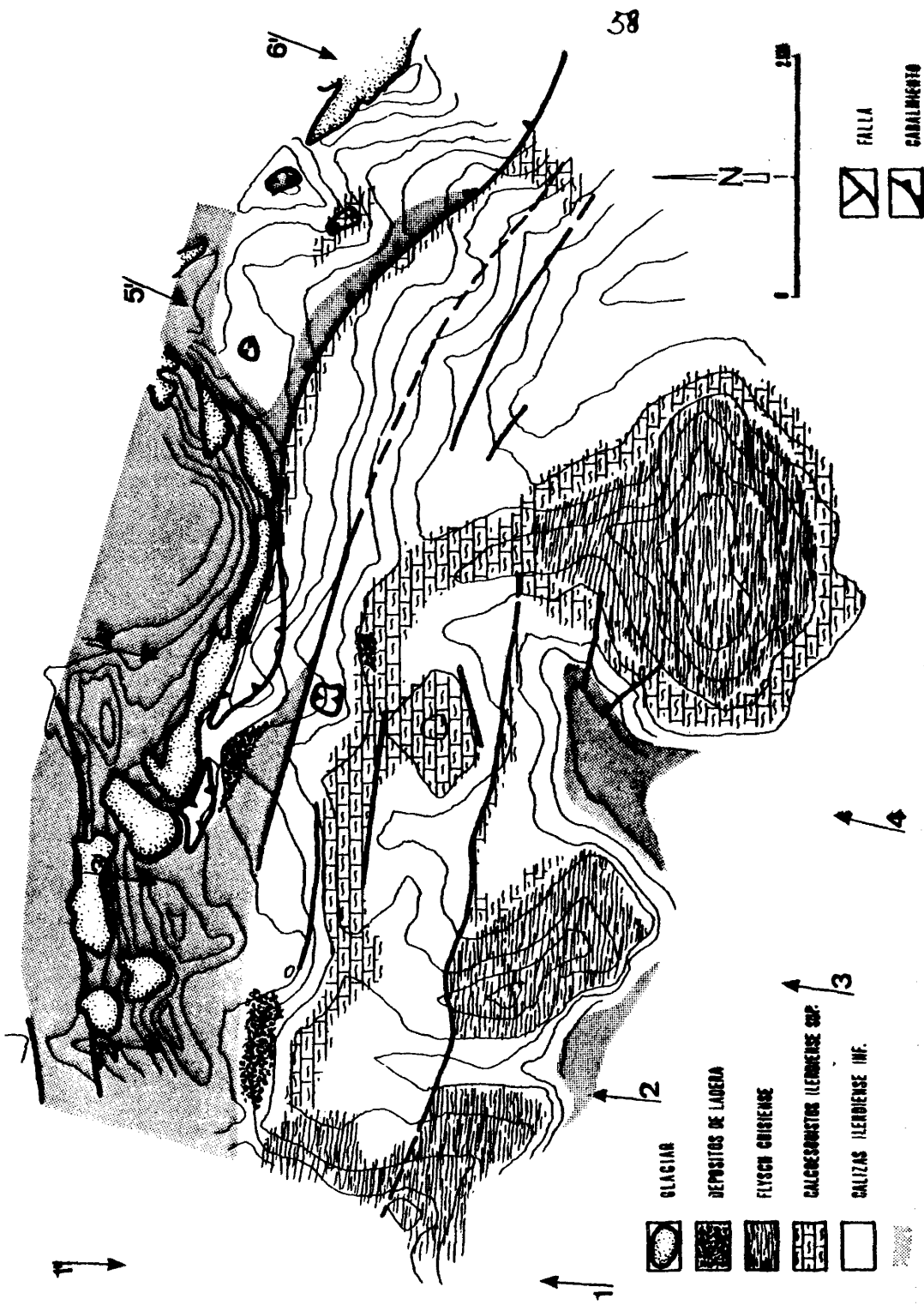


Circo de Soaso: pliegue en cofre.

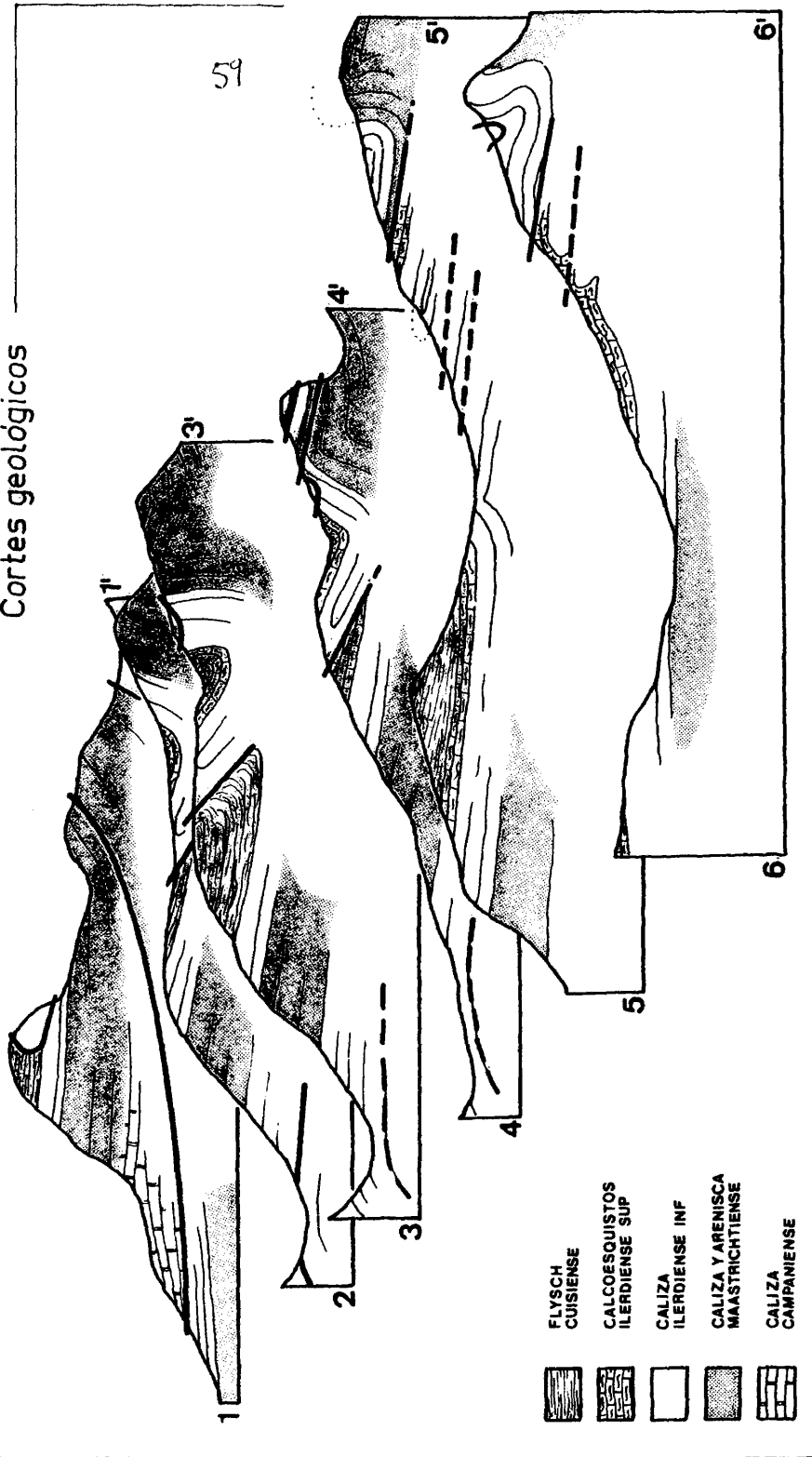
abundantes estratos margo-arenosos que existen intercalados entre los calco-dolomíticos sirven de lubricante.

Según autores anteriores, como de Sitter⁽¹⁹⁾, Misch⁽²⁰⁾ o Hdez. Pacheco⁽²¹⁾, el desplazamiento se debería ante todo al empuje lateral de un bloque del basamento que se incrustó en la cobertura sedimentaria al N. de Gavarnie donde, en efecto, podemos observar rocas procedentes del zócalo superpuestas a las cretácicas. La tectónica de gravedad se limitaría a facilitar el desplazamiento.

Sea de uno u otro tipo, y a pesar de la abundante literatura que ha suscitado, no conocemos los límites exactos del manto de Gavarnie ya que la violencia de los plegamientos va disminuyendo junto con su vergencia conforme avanzamos hacia el Sur hasta convertirse el conjunto en una estructura tranquila pasado el Valle de Ordesa pero sea como fuere, estos restos (un total de cuatro grandes mantos de corrimiento superpuestos) han ido fragmentándose por la actuación de diversos agentes erosivos -aparte de que no sabemos hasta qué punto pudieron estar intactos en algún momento- y se nos aparecen ahora como grandes y complejas klippes, soporte de los fenómenos kársticos que nos interesan⁽²²⁾.



Cortes geológicos



EL CLIMA: COMENTARIO DE FUENTESEstaciones abundantes en los valles, falta de datos referentes a las cumbres

Disponemos de numerosas estaciones meteorológicas distribuidas por toda la Cordillera Pirenaica. Desgraciadamente, esta abundancia más aparente que real dado que suelen estar en municipios enclavados en el fondo de los valles, con altitudes muy inferiores a las que nos interesan. Por ello, y aunque nos alejamos un poco de nuestra zona de estudio, hemos utilizado la serie correspondiente a Bonaigua (Lérida) que con sus 2263 m. de altitud debe presentar unas características termométricas relativamente próximas a las de los Puertos de Góriz. Asimismo, hemos considerado los datos correspondientes al Pic du Midi de Bigorre que con sus 2859 m. sobre el nivel del mar nos aporta valiosas informaciones.

Aparte de estos, los datos que hemos utilizado en el presente trabajo son los correspondientes a los siguientes lugares:

- Broto, que dispone de registros pluviométricos correspondientes a 22 años, más o menos completos, entre 1952 y 1979 aunque su altitud es sólo de 905 m.
- Torla, con 16 años de registros pluviométricos irregularmente distribuidos entre 1955 y 1979 y una altitud de 1033 m.
- Sallent de Gállego, a 1306 m. de altitud, con registros termopluviométricos bastante completos entre 1953 y 1979.

- Candanchú cuyos registros correspondientes a una altitud de 1600 m. abarcan los años comprendidos entre 1951 y 1975 para temperaturas y precipitaciones.
- Balneario de Panticosa que nos ofrece una excelente serie, muy completa, de los años 1951 a 1980 correspondiente a una altitud de 1680 m.

Además, hemos considerado a efecto de cálculo de gradientes, o como simples referencias en años concretos, los datos de Argone, Benasque, Boltaña, Bono, Canfranc-los Arañones, Gavarnie, Lac d'Artouste, lago de San Mauricio, Laruns, Panticosa, Presa de Mediano, Presa de Pineta, St. Barthelemy, Sallent-Formigal, Sallent-la Sarra, Seira, Vilanova, procurando conjugar distintas altitudes y tipos de exposición.

Por último, indicar que recientemente se han instalado pluviómetros e incluso observatorios completos en varios puntos, caso del refugio "Delgado Ubeda" de Góriz, que en breves años permitirán completar algunas de nuestras actuales lagunas de información.

LAS PRECIPITACIONES

Agua y nieve abuntes durante todo el año

Una sola ojeada a cualquier atlas o a cualquier mapa que trate el tema nos permite observar que los Pirineos reciben gran cantidad de precipitaciones y que estas precipitaciones decrecen rápidamente conforme nos alejamos hacia el N. y, sobre todo, hacia el S. Por otra parte, podemos ver también como la cifra va de creciendo desde el Pirineo Occidental hacia el Oriental. En este sentido, podemos considerar que los Puertos de Góriz y las cumbres vecinas, objeto del presente trabajo, se encuentran en una posición central, con un total de precipitaciones que, de entrada, varía extraordinariamente según el autor que las proponga: 1400 a 1500 mm. según el Atlas Nacional de España del I.G.C., más de 600 mm. para A. López Gómez y por encima de los 2000 si nos fiamos de H. Lautensach⁽²³⁾.

Si nos reducimos ya a las estaciones que hemos fijado para el presente trabajo, observamos unos totales que varían entre los 1205 mm. de Broto y los 1947 de Candanchú, diferencias debidas a la altitud y que llevadas a un eje de coordenadas nos aparecen como perfectamente lógicas dada su aparente alineación (véase el gráfico adjunto).

El peso de las lluvias orográficas debe ser muy importante, sobre todo en la fachada N.: según Solé, llegarían a ser aquí 2/3 de las totales⁽²⁴⁾. Aunque la cifra que propone es difícil de comprobar, es significativo el hecho de que la población de Gavarrie no llegue a recibir los 1200 mm. estando situada a tan sólo 4

km de las principales cumbres⁽²⁵⁾.

Otro fenómeno fácil de observar y relacionado con el anterior, es el de las diferencias que existen en el total de precipitaciones dependiendo de que la estación que consideremos esté situada en un valle orientado de NW a SE o que, por el contrario, su dirección sea NE-SW. Las primeras reciben un promedio superior en unos 300 mm. a las segundas, hecho éste que debemos relacionar con la dirección de los vientos dominantes y con la situación habitual de los centros de acción que nos afectan.

Por fin, el efecto föehn debe proteger ciertas áreas próximas a las cumbres con una mayor insolación. Carecemos de datos que nos permitan llegar a tal nivel de detalle pero en varias ocasiones hemos podido observar fenómenos de este tipo⁽²⁶⁾

Todo lo anteriormente expuesto nos obliga a considerar con grandes reservas los datos de que disponemos y que vamos a estudiar a continuación.

PRECIPIACION MEDIA ANUAL

Lo incompleto de las series existentes (sólo las correspondientes al Balneario de Panticosa y a Candanchú son utilizables) nos dificulta la realización de gráficos de precipitación anual.

Sin embargo, resulta fácil obtener el promedio de cada estación que, como ya dijimos anteriormente, depende de la altitud. Si aplicáramos el gradiente obtenido a nuestra zona de estudio podríamos deducir la posibilidad de unas precipitaciones por encima de los 2500 mm. anuales en los Puertos de Góriz, cifra al

ta pero posible dentro del contexto pirenaico⁽²⁷⁾ (aunque parece lógico que el gradiente pluviométrico decrezca conforme nos acercamos a las cumbres y que el total de precipitaciones sea más moderado).

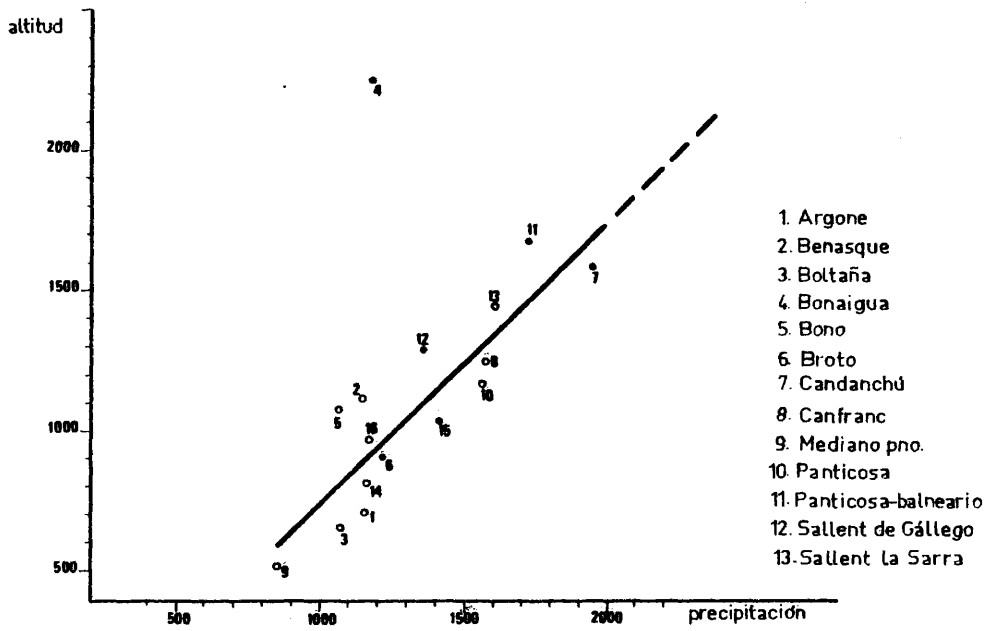
Las variaciones anuales, como se puede observar en el cuadro adjunto, son relativamente moderadas si exceptuamos el caso de Candanchú⁽²⁸⁾ oscilando en el Balneario de Panticosa, que podemos considerar como prototipo, entre los 1171 mm. del año 1957 y los 2622 de 1952. Caso aparte es el de Bonaigua que nos muestra una regularidad extrema aunque su situación oriental le hace tener un régimen de lluvias diferente del que nos ocupa.

DISTRIBUCION ESTACIONAL DE LAS PRECIPITACIONES

La principal característica del régimen pluviométrico de los Puertos de Góriz es la abundancia de precipitaciones a lo largo de todo el año. No existen meses secos y si bien el valor de la evapotranspiración potencial supera en ocasiones al de las precipitaciones, tema del que ya nos ocuparemos en su momento, las reservas de agua son siempre importantes.

Los máximos de precipitación se producen al final del otoño, normalmente en Noviembre, y en los meses invernales. De todas formas, como se puede observar en los gráficos correspondientes, hay observatorios en los que no se puede hablar de un verdadero "máximo" al distribuirse las lluvias con gran regularidad a lo largo de todo el invierno y donde series más largas de observaciones no harían más que anular los pocos valores extremos con

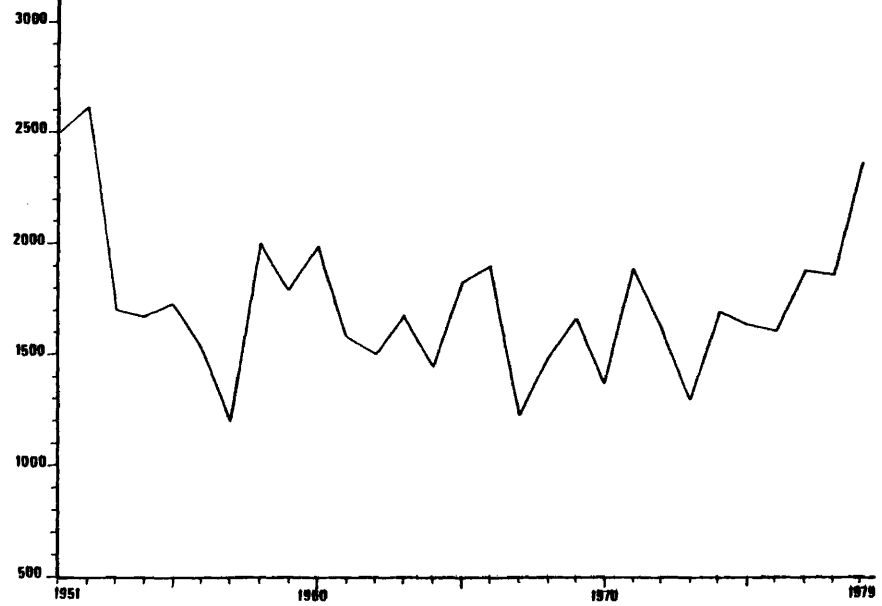
65



gradiente pluviometrico

- 14. Seira
- 15. Torla
- 16. Villanova pno.

precipitaciones
Baln. Panticosa



que contamos.

En cuanto a los meses de verano, baste con indicar que los valores oscilan entre los 54 mm. de Broto y los 100 de Candanchú, ambos en el mes de Julio y esto último de forma relativamente constante pues en Agosto empiezan a hacer su aparición frecuentes tormentas con las que se puede dar por terminada la estación.

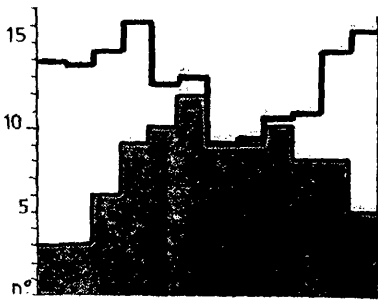
Un hecho importante a tener en cuenta es que la mayoría de las precipitaciones invernales son en forma de nieve y que la fusión y, por consiguiente, la abundancia de agua en el suelo dura hasta el mes de agosto sumandose este factor al de las lluvias que se produzcan.

INTENSIDAD DE LAS PRECIPITACIONES, DIAS DE LLUVIA

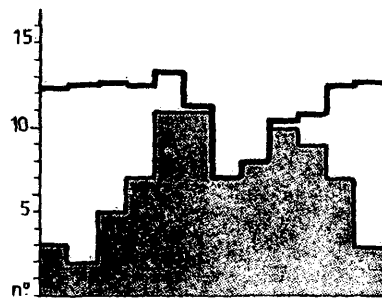
Los 1497 mm. de Candanchú o los 1727 de Panticosa se reparten entre 153 y 148 días de precipitación respectivamente lo que nos arroja promedios de 12,7 a 11,7 litros por m² y día. Si bien estos valores pueden considerarse como altos dentro del conjunto peninsular y a pesar del carácter montañoso de nuestra zona, no son excesivamente frecuentes los chubascos excepcionales que descargen gran cantidad de litros en pocas horas. Así, los 168 mm. que recibió Torla el 20 de Octubre de 1977 deben considerarse como un hecho aislado (los demás pluviómetros de la región no acusaron la tormenta) y raro. Es cierto que al final del verano, y sobre todo durante el otoño, se producen abundantes tormentas pero por espectaculares y violentas que resulten, no suelen descargar una cantidad excesiva de agua.

Las precipitaciones más intensas suelen producirse en los

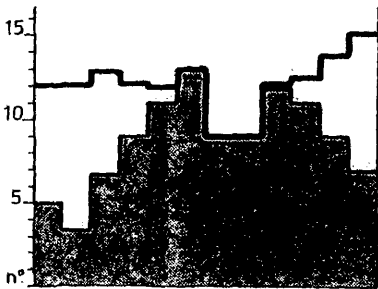
67



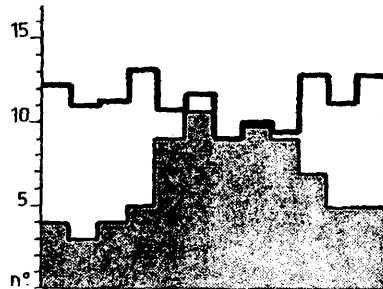
Candanchú



B. Panticosa



Sallent



Bonaigua

□ NIEVE
■ LLUVIA

Días de precipitación

meses de Noviembre a Enero mientras que entre Abril y Junio son bastante más suaves.

En cuanto a la distribución del total de días de precipitación, como puede observarse en los gráficos adjuntos, la nota más característica es la ausencia de períodos secos. El mes más seco, Julio, no tiene en Panticosa menos de seis días de precipitación mientras que en Sallent de Gállego hay un período superior a los 15 días en Diciembre (ya comentamos al hablar del total de precipitaciones que en varias estaciones el máximo invernal estaba mal definido y se repartía entre varios meses).

PRECIPITACIONES EN FORMA DE NIEVE

Hemos pasado por alto hasta este momento uno de los hechos más característicos y de más significación morfológica de esta zona: la innivación.

Del total anual de precipitaciones, una gran parte -que desgraciadamente no podemos evaluar- es en forma sólida: en Candanchú y Panticosa hay 61 días de nevada al año y dado que en Broto y a causa de la menor altitud no se superan los 16 días, es lícito pensar que, a la inversa, en los Puertos de Góriz, se alcanzan valores realmente elevados.

La mayor parte del volúmen invernal de precipitaciones es en forma de nieve (véase al respecto los gráficos correspondientes a los días de precipitación) pero, lo que es más importante, estas nevadas se producen en nuestras series de registros hasta Junio y desde mediados de Agosto⁽²⁹⁾, e incluso llega a desaparecer este paréntesis estival si ascendemos de nuevo a la zo-

na de cumbres (aunque carezcamos de cifras oficiales al respecto, nuestras observaciones personales junto con los registros correspondientes al Pic du Midi de Bigorre parecen confirmar esta idea).

A la frecuencia de las nevadas hay que añadir unas temperaturas que suponen 11,5 meses de heladas en el Pic du Midi, o si se prefiere, una media anual de 3°C. En Bonaigua con lo que el suelo permanece recubierto de nieve durante más de nueve meses al año.

LAS TEMPERATURAS:

Medias anuales negativas

Para realizar el estudio de temperaturas hemos utilizado los datos de Sallent de Gállego, a 1305 m. sobre el nivel del mar, Candanchú, a 1600 y Panticosa con 1680 m. de altitud, únicos observatorios de la zona que disponen de este tipo de registro, y con el fin de completar estas escasas series, las de Bonaigua y Pic du Midi de Bigorre a 2263 y 2859 m. respectivamente.

Estas dos últimas no podían considerarse como representativas en el caso de las precipitaciones por su alejamiento y muy distinta exposición respectivamente de los casos que nos interesan pero pensamos que nos pueden prestar buenos servicios en el caso de las temperaturas.

Salvo irregularidades debidas principalmente a la exposición, caso de las diferencias entre Candanchú y Panticosa, la temperatura depende estrechamente de la altitud. Así, si nos limitamos a los escasos datos de que disponemos, obtenemos un gradiente de 0,59°C. cada 100 m., más elevado en verano que en invierno a

causa de las frecuentes inversiones térmicas, intermedio entre los que obtiene H. Lautensach para el Pic du Midi que varía entre 0,46 en invierno y 0,64 en Abril y para el Valle d'En Valira que oscila entre 0,51 y 0,89°C. cada 100 m⁽³⁰⁾.

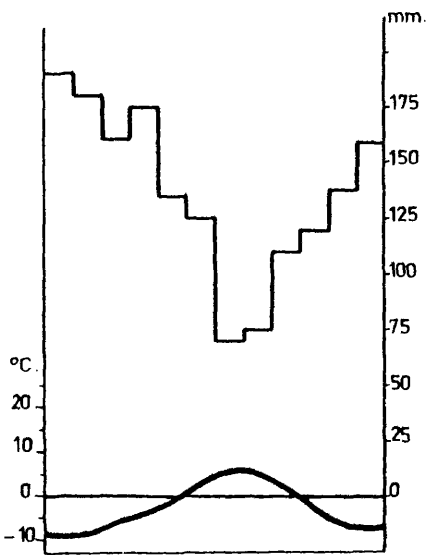
El rasgo más característico de todas las estaciones es la dureza de los inviernos. Dependiendo de la altitud, la temperatura media del mes más frío, normalmente Enero, pasa de 0,8°C. en Sallent de Gállego a -8 en el Pic du Midi. Posteriormente, se va suavizando hasta dar como resultado unos veranos más o menos templados según los casos con lo que la amplitud térmica anual resultante oscila entre los 13,5°C. del Pic du Midi y los 16°C. de Sallent (a mayor altitud, menor amplitud térmica debido probablemente al efecto termorregulador de la nieve).

De todas formas, más que las medias mensuales y anuales, pocos significativas, nos interesan las extremas: la media de las máximas y, sobre todo, de las mínimas. Gracias a estos datos nos podemos hacer una idea de los márgenes reales entre los que oscila el clima de nuestra zona.

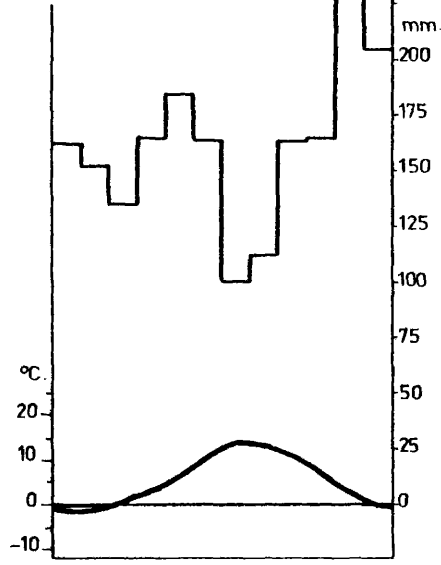
La media de las máximas supera en Julio los 15°C. en Bonaigua y los 20 en Panticosa y Sallent de Gállego lo que permite la rápida fusión de la nieve (con todas las implicaciones morfológicas que conlleva las crecidas correspondientes) y la abundancia de agua.

Sin embargo, en este mismo mes de Julio, la media de las mínimas absolutas sigue siendo negativa en el Pic du Midi y no alcanza 1°C. en Bonaigua, lo que implica la posibilidad de heladas durante cualquier mes del año. De hecho, en el primero de es

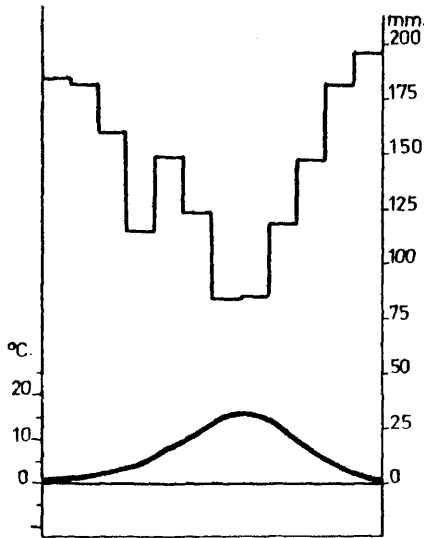
71



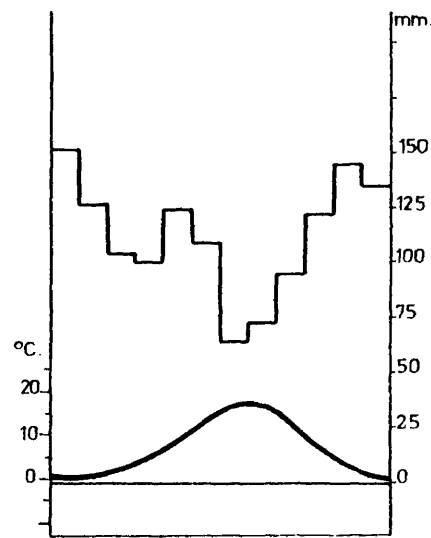
Pic du Midi



Candanchú



B. Panticosa



Sallent

tos dos observatorios se registran 250 días con temperaturas negativas distribuidas durante 11,5 meses⁽³¹⁾.

Los meses invernales, se ven sometidos a unas temperaturas extremadamente frías durante las noches (media de la mínima: $-7,7^{\circ}\text{C}$. en Bonaigua y $-5,7^{\circ}\text{C}$. en Candanchú en Febrero) pasándose con frecuencia a valores positivos durante el día lo que supone que se sucedan un gran número de ciclos hielo-deshielo. Sin embargo, son posibles situaciones extremas como la registrada en el mes de Febrero de 1956 cuya mínima fue en Candanchú de $-24,2^{\circ}\text{C}$. y con una máxima absoluta mensual de tan sólo $-2,6^{\circ}\text{C}$. quedando por tanto paralizados gran cantidad de procesos de interés morfológico.

073

	altit.	mm. año más lluvioso	mm. año menos lluvioso	media
TORLA		1861	1030	1410
SALLENT DE GALLEGO	1305	2098	1050	1356
CANDANCHU	1600	4085	1029	1947
BALNEARIO DE PANTICOSA	1680	2622	1171	1728

	mayor nº días lluv.	menor nº días lluv.	media	mayor nº días nieve	media
TORLA	111	66	93	25	19.1
SALLENT G.	123	82	106	56	43.9
CANDANCHU	126	52	92	106	60.9
BALN. PANTICOSA	138	60	87	92	60.7

	altit.	°C. media	media mes más frío	media mín. mes más fr.
SALLENT DE GALLEGO	1305	8.2	0.8	-3.9
CANDANCHU	1600	5.1	-1.9	-5.9
BALNEARIO DE PANTICOSA	1680	6.7	0.2	-4.4
BONAIGUA	2263	3	-3.3	-7.7

	media mes más cálido	media máximas mes más cálido	media mínimas mes más cálido
SALLENT G.	16.8	23.6	9.8
CANDANCHU	13.7	18.8	9
PANTICOSA BALN.	15	21.2	10.3
BONAIGUA	11.1	15.8	6.5

BALANCE HIDRICO:Gran disponibilidad de agua tras la fusión de la nieve

Existen varios índices que permiten saber teóricamenté y en condiciones ideales homogéneas la cantidad de agua que es absorbida, la que se evapora y la que pasa a formar parte de la es correntía ordinaria.

En nuestro caso, todos estos cálculos y cifras deben ser tomadas con especiales reservas ya que normalmente se trata de índices agroclimáticos establecidos para zonas con características muy diferentes y su aplicación al caso del Macizo de Marboré es abusiva. Pero a esta objeción de entrada hay que añadir otras más:

No contamos con datos exactos que nos permitan caracterizar el clima de los Puertos de Góriz-Macizo Marboré. Podemos calcular con mayor o menor fundamento unas cifras aproximadas pero éstas supondrán, ya de entrada, un márgen de error considerable.

El manto vegetal es muy irregular; existen grandes superficies de roca desnuda que falsean sin duda los datos de evapo-transpiración que calculemos. Por otra parte, no existen verdaderos arroyos o lagos donde pueda producirse la evaporación de un modo continuo: el agua es absorbida por las diversas formas kársticas a gran velocidad y ésta, prácticamente, no se ve expuesta a las radiaciones solares ni al viento.

Por último, el carácter mismo de las precipitaciones, con una mayoría en forma sólida, influye indudablemente en el agua que se pierde. Gran cantidad de agua de fusión circula o se encharca bajo la nieve, o el hielo en el caso de los arroyos subglaciares,

y queda protegida por el elevado albedo de éstos.

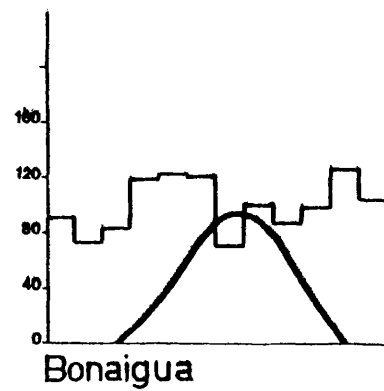
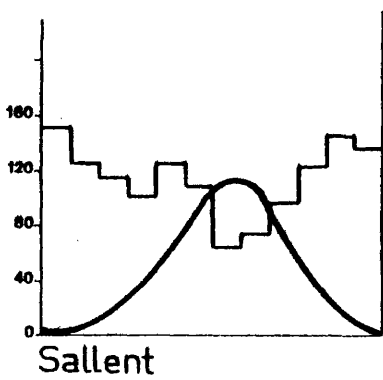
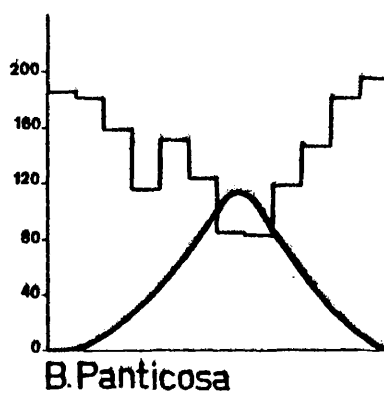
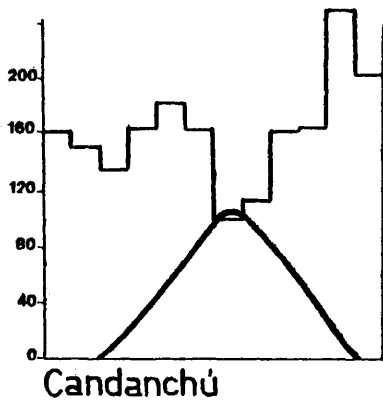
La fórmula de TURC⁽³²⁾ nos da unos valores de evaporación que oscilan según la temperatura y, lógicamente, la altitud (si exceptuamos la anomalía ya comentada de Candanchú).

	ALTITUD	T ^o C.	mm.	TURC	ETP
SALLENT	1305	8,2	1355	499,1	582
CANDANCHU	1600	5,13	1947	425,6	495
PANTICOSA	1680	6,7	1727	466,4	557
GORIZ	2700	0,5(?)	2200(?)	310	360

En cuanto a los cálculos de Evapotranspiración potencial (E.T.P.), nos arrojan -si seguimos el sistema de THORNTHWAITE- unos valores un poco más elevados que oscilan entre los 582 mm. de Sallent de Gállego y los 495 de Candanchú. En los Puertos de Góriz, la E.T.P. debe ser próxima a los 360 mm. aunque debemos admitir un margen de error muy importante dada la debilidad de nuestros datos previos.

Como ya hicimos observar al principio del capítulo, éstas cifras tienen un valor muy relativo por multitud de factores y deben considerarse como orientativas: la medición de la evaporación real en cubetas destinadas a tal fin en lagos suizos no sobrepasa los 200 mm. anuales⁽³³⁾ para una E.T.P. similar a la nuestra.

La cantidad de agua susceptible de disolver carbonatos y de producir fenómenos kársticos se calcula descontando estas cifras anteriores del total de precipitaciones con lo que, podemos ver, obtenemos totales bastante elevados y que se mueven dentro



	AGUA DISPONIBLE en mm.
SALLENT DE GALLEGO	855.9 - 773
PANTICOSA BALN.	1260.6 - 1170
CANDANCHU	1521.4 - 1452
PUERTOS DE GORIZ	1890 - 1840

de unos márgenes razonables. Este total de agua disponible sería el que tiene interés morfogenético y el que nos va a permitir calcular la velocidad actual de disolución en el Macizo.

EL CLIMA COMO AGENTE MORFOGENETICO:

Efectividad de los procesos mecánicos

Si el clima es siempre un factor importante que debe tenerse en cuenta en la explicación del relieve de un lugar, podemos afirmar que en el caso de los Puertos de Góriz, se convierte en un elemento determinante. Lo extremado de los valores con que nos enfrentamos, ya lo hemos podido observar en el capítulo anterior, justifica plenamente una interpretación morfoclimática de la mayoría de las formas con que nos vamos a encontrar.

Se pueden considerar una actuación directa de los elementos del clima y otra indirecta que no por menos cuantificable deja de ser evidente.

INFLUENCIA DIRECTA DEL CLIMA

En primer lugar son importantes en esta zona las PRECIPITACIONES con su régimen peculiar: tanto la abundancia de lluvias como su distribución a lo largo de muchos días durante todo el año suponen una gran disponibilidad de agua, esencial en el desarrollo de las formas kársticas. Por otra parte el que no sean cuantitativamente importantes los chubascos violentos permite un mejor aprovechamiento de estos recursos hídricos por parte del sistema kárstico: en tiempo normal, y a pesar de las fuertes pendientes, la práctica totalidad del agua que circula por nuestra zona es absorbida por lapiaces y sumideros y sólo en el caso de fuertes descargas aparecen torrentes subaéreos (34).

Pero no menos interés tiene para nosotros el que una gran parte de estas precipitaciones sea en forma de nieve. Esta nieve

garantiza la abundancia de agua durante los días soleados de verano y actúa como termorregulador durante el invierno: las zonas que quedan recubiertas por ella no sufren la alternancia diaria hielo-deshielo que posibilita la gelifracción en otros lugares. Por fin, la nieve permite la aparición de bolsones de CO_2 que, más pesado que el aire, se concentra en el fondo de los grandes lapiazes y de los pozos de nieve permitiendo su desarrollo por corrosión o, en todo caso pasando al circuito kárstico desempeñando un papel decisivo en las tasas de disolución.

Es sin embargo la TEMPERATURA el factor más original e importante en la morfogénesis de la zona que nos ocupa; nos encontramos en el límite de las nieves permanentes (la temperatura media anual del aire debe situarse en los Puertos de Góriz alrededor de los 0°C . dependiendo el valor exacto de las temperaturas al nivel del suelo de la exposición, inclinación, albedo de cada roca...). Por ello, existen en los lugares más favorables, sobre todo en las caras N., una serie de glaciares que aunque son heredados de períodos más fríos y resultan poco dinámicos en este momento han sido capaces de modelar el relieve de forma característica y de seguir dejando todavía en la actualidad una serie de depósitos morrénicos. Como ya veremos en su momento, estos glaciares no llegan a dificultar excesivamente el desarrollo de los procesos kársticos.

Allí donde no existen glaciares o neveros semipermanentes (véase más arriba), el suelo y el roquedo están sometidos a intensas y continuas heladas y la gelifracción adquiere un extraor-

dinario poder destructivo. Nos encontramos de hecho en un medio periglacial donde aparecen todo tipo de formas características, la mayor parte de ellas aún funcionales, y donde la práctica totalidad del agua -y de los procesos morfológicos que conlleva- queda retenida en forma sólida durante todo el invierno.

INFLUENCIA INDIRECTA DEL CLIMA

Para llegar a algún resultado concreto en este capítulo deberíamos considerar en su conjunto el ecosistema característico de los Puertos de Góriz. No nos extenderemos pues en exceso ya que ello desbordaría el propósito de la presente tesis y exigiría recurrir a nuevas fuentes y sistemas de trabajo pero apuntaremos unos cuantos hechos que nos parecen de interés.

Por motivos estrictamente climáticos la vegetación tiene muchas dificultades para desarrollarse, así, el límite superior del bosque, que varía de un lugar concreto a otro, oscila en torno a los 1700 m. y en los Puertos de Góriz en los casos más favorables sólo existe una predera alpina más o menos continua. El resultado de esta falta de cubierta vegetal es que el roquedo no está protegido de los cambios de temperatura ni del agua de escorrentía facilitándose su disgregación o disolución. Por el mismo motivo, el transporte de materiales tanto por efecto de la gravedad como por el de la arroyada no se encuentra con ningún obstáculo y se puede verificar con toda facilidad.

Finalmente, los suelos están poco desarrollados y cuando existen se trata de litosuelos, con lo que queda cerrado un círculo vicioso que afecta al clima, roquedo y vegetación. No hay obs-

táculos para que el primero de ellos defina toda la morfogénesis local.

GLACIARISMO:

Herencias cuaternarias y aparatos actuales regresivos

Como ya hemos adelantado en el capítulo anterior, existen en la alineación de las Tres Sorores-Marboré-Taillon varios glaciares.

El origen de todos ellos es común y debe situarse, por lo menos, en el Pleistoceno⁽³⁵⁾. En esta época, durante el máximo avance de los glaciares cuaternarios, un casquete de hielo recubre la práctica totalidad de la cordillera sobresaliendo tan sólo algunas cumbres a modo de nunataks. El avance de las lenguas glaciares es el causante de la excavación de valles y circos característicos (aunque, como en el caso del Valle de Ordesa, existieron con anterioridad una serie de condiciones favorables⁽³⁶⁾ y los restos de la erosión consiguiente son transportados a bastante distancia⁽³⁷⁾). Posteriormente, este casquete de hielo se fragmentará y dará lugar a diversos glaciares individualizados que no dejarán de retroceder si exceptuamos algunos episodios intermedios como el enfriamiento de los siglos XVI a XIX.

GLACIARISMO ACTUAL

En estos momentos, los glaciares han perdido sus fuentes antiguas de alimentación a la vez que el clima presente, por frío y húmedo que sea, no justifica su existencia: es más la nieve -o el hielo correspondiente- que se funde cada año que la que puede caer. Por todo ello, los aparatos glaciares que nos han llegado, de carácter absolutamente residual, aparecen colgados, siempre por encima de los 2500-2600 m. en lugares poco expuestos a las radia-

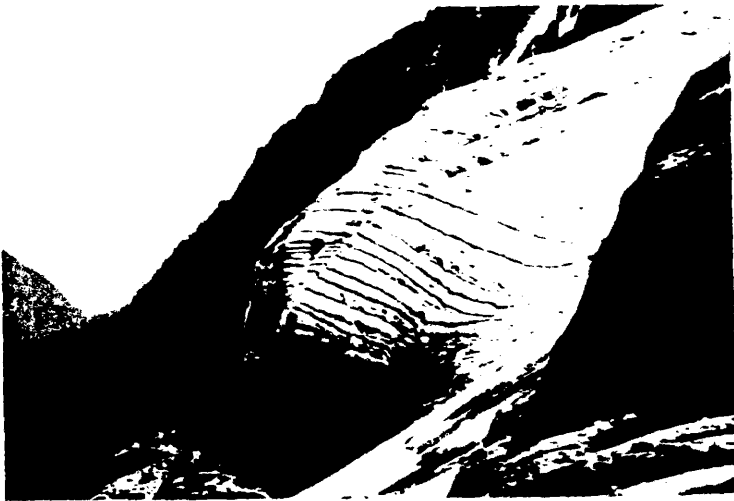
ciones solares: cara N. de las cumbres, al abrigo de grandes paredes, etc.

La superficie cubierta por los glaciares es bastante reducida: el mayor de ellos, el de Monte Perdido, tiene 388 Ha. de extensión pero lo normal es que los demás no sobrepasen los 20 ó 30 Ha. y además, como ya hemos dicho, están sufriendo un proceso de máximo retroceso: entre las observaciones de Gaurier en 1912 y las de Brunet en 1956 el conjunto de los glaciares pirenaicos ha perdido más de la mitad de su superficie⁽³⁸⁾.

El espesor de las masas de hielo, que no resulta fácil de evaluar a causa del aspecto de lentejón que suelen presentar los glaciares, y a falta de sondeos geofísicos, llega a un máximo de 20-25 m. en el Glaciar de Gabiétou e incluso de 60-70 m. en el de Monte Perdido aunque lo normal es que no se alcancen tales valores.

Otras características de los glaciares "pirenaicos", siempre en relación con su carácter regresivo, son:

- Frente biselado a causa de la fusión excesiva.
- Fragmentación en pequeñas unidades que al perder contacto con su fuente de alimentación retroceden rápidamente y que en ocasiones resulta difícil distinguir de simples neveros.
- Fosilización bajo los escombros que pueden ser: morrenas propias, clastos procedentes de la gelifracción en las paredes del circo, etc.



Glaciar de Monte Perdido: frente



Grietas en el Glaciar de Monte Perdido

FORMAS DEBIDAS AL GLACIARISMO

Existen por toda la región testimonios del paso más o menos reciente de los glaciares: desde los valles y circos de dimensiones varias veces kilométricas hasta los estriados y retoques centimétricos, el glaciario está omnipresente. Vamos a pasar a continuación una rápida revista de las principales formas con que nos encontramos.

Valles Glaciares

No está clara la intervención exacta que tuvieron los glaciares en la excavación de grandes valles como los de Ordesa, Pineta o Añisclo, próximos los tres a los Puertos de Góriz. Probablemente realizaron una labor de retoque y de ensanchamiento pero sea como fuere, y aún admitiendo un origen poligénico, su paso está claro dado el perfil característico que presentan y dada la presencia de morrenas varios kilómetros aguas abajo del área que estudiamos. La cantidad de material que el glaciar erosionó y transportó en cada caso demuestra su importante actuación como agente creador de formas, actuación que, aunque menos palpable, puede extrapolarse a los Puertos de Góriz.

Los valles de origen glaciar que nos encontramos dentro de nuestra comarca son mucho más reducidas y corresponden a aparatos afluentes de los grandes glaciares de Ordesa, por el S. y de Gavarnie por el N. Todos ellos aparecen colgados a considerable altura sobre los talwegs actuales y han perdido su razón de ser al desaparecer los glaciares y circular el agua de forma subterránea.

El más interesante de estos valles "secundarios" es el de Pouey Aspé, en el límite septentrional de nuestra demarcación, que ha explotado el contacto por falla inversa entre las migmatitas paleozoicas, muy tectonizadas, y las calizas quedando éstas últimas en resalte dada su mayor resistencia.

También el valle de Aguas Tuestas, de típico perfil glaciar, ha sabido aprovechar la estructura, encajándose sobre un desgarre perpendicular a la dirección de los pliegues. En él, la diferente resistencia de los materiales ha supuesto la aparición de varios umbrales calizos que han facilitado la posterior evolución kárstica. Este último fenómeno se reproducirá en los valles de Millaris y de Cotatuero.

Por último tiene interés el pequeño valle situado entre el refugio y el Pic des Sarradets que ha debido ser funcional hasta época reciente y que nos muestra la dirección que tenían los grandes glaciares cuaternarios, perpendicular a la del actual Glacier de la Brèche.

Circos

No menos espectacular que la de los grandes valles de origen glaciar es la presencia de varios circos. El de Gavarnie, y un poco más lejos, los de Estaubé y Pineta son circos de fondo de valle cuyas paredes salvan un desnivel superior a los 1000 m. Otros, como los de Soaso, Cotatuero y Salarons (fondo del Valle de Ordesa y laterales al mismo respectivamente) tienen menor importancia topográfica pero similar evolución geológica. Sin embargo no todos pueden considerarse como verdaderos circos en el sen-



Circo de Gavarnie



Valle glaciari de Sarradets



Pulimento glaciari al pie del Taillon

tido geomorfológico de la palabra: los aportes de hielo y nieve procedían de las cumbres circundantes y en ocasiones habían recorrido ya varios kilómetros antes de llegar a ellos, debiéndoseles buscar un origen más complejo que el relacionado simplemente con el glaciario.

Sobreexcavación glaciario

La gran variedad de afloramientos litológicos junto con la complicada estructura del macizo ha supuesto que los glaciares tuvieran que atravesar zonas de muy distinta erosionabilidad. A esto hay que sumar la frecuencia de las rupturas de pendiente y los grandes desniveles a salvar con lo que todos los elementos son favorables a la existencia de formas debidas a la erosión diferencial.

El flysch y los calcosquistos del Ilerdiense superior no han opuesto ninguna resistencia y han sido erosionados y arrastrados rápidamente mientras que los bancos de calizas macrocristalinas y calizas dolomíticas han conseguido permanecer en resalte a pesar del paso de los glaciares. Ello ha supuesto la aparición de diversas zonas sobreexcavadas, cubetas de dimensiones variadas (entre varias decenas de metros y un kilómetro aproximadamente de diámetro). Dependiendo de la fracturación y de la naturaleza exacta del roquedo, algunas de estas cubetas han evolucionado posteriormente a la retirada de los hielos, organizando su drenaje de forma kárstica ("megadolinas poligénicas" de las que hablo en el capítulo correspondiente), subárea (caso del sector SE. de la Faja Luenga) o dando lugar a ibones o turberas.

Estas últimas han ocupado importantes superficies en aquellas cubetas donde el drenaje resultaba más difícil: Faja Luenga, Aguas Tuertas.

Pulido glacial, rocas aborregadas

Una de las manifestaciones más evidentes del paso de los glaciares es el pulido que han sufrido y que manifiestan las rocas de los Puertos de Góriz. Este pulimento está claro en las rocas más consistentes: calizas con alveolinas del pequeño Circo de la Brecha y de la Catuerta, vertiente meridional de Marboré, etc; pero, sobre todo, en los macizos del Monte Perdido y del Col des Sarradets, donde se puede observar una topografía característica.

En los macizos y en los materiales menos karstificables son frecuentes las estrías, de poca profundidad, (no más de 2-3 mm.) y cierta longitud que se han conservado gracias a la relativa inmunidad de esta roca con respecto a la gelifracción. Igualmente en Sarradets y en torno al Glacier du Taillon se pueden apreciar algunas acanaladuras de dimensiones decimétricas.

En las calizas, acanaladuras y estrías son menos evidentes al ser atacada la roca por la disolución. Las irregularidades que deja la erosión glacial en la superficie rocosa son inmediatamente aprovechadas por los lapiares y transformándose totalmente el aspecto de ésta.

Las rocas aborregadas, por último, son más raras al transportar los glaciares importantes morrenas y ser muy erosivos pero pueden, no obstante, observarse en los alrededores del actual Glacier du Taillon.

Morrenas

Son muy escasos los restos de morrenas antiguas que nos han llegado más o menos intactos. Durante la máxima extensión cuaternaria, todo el material que acarreaaba el glaciar era transportado a bastantes kilómetros⁽³⁹⁾ y ha acabado desapareciendo arrastrado por los ríos o sepultado por derrubios posteriores. Solamente permanecen algunos restos entre el Puente de los Navarros y el Parader Nacional de Ordesa, colgados, en una pequeña cueva del Parque Nacional⁽⁴⁰⁾. Lo que sí abundan más son las morrenas actuales o subactuales: desde el refugio des Sarradets del C.A.F. hasta el Col de Gavarnie se suceden las pequeñas morrenas, los derrubios periglaciares y los procedentes de aludes.

Más acumulaciones de origen glaciar se encuentran al pie de Monte Perdido, en el Circo de la Brecha y alrededor del Pico Blanco, sobre todo en su cara N., aunque en ningún caso presentan excesivo interés para nuestros fines.

Por fin, queda señalar la presencia de numerosas morrenas de nevero que no vamos a especificar pero que adquieren cierta importancia al pie del Casco y entre el Pico Blanco y el Taillon.

Glaciares subterráneos

Existe bastante literatura sobre las "cuevas heladas" del Macizo de Marboré, a las que se ha dado una importancia excesiva. En realidad se trata de una serie de fenómenos lógicos debido al promedio negativo de temperaturas entre los que se han confundido varios hechos diferentes: existen simas que actúan como pozos de

cuevas con concreciones de hielo y, por fin, tenemos algunas cavidades en las que se acumula nieve que posteriormente se transformará en hielo actuando como verdaderos glaciares permanentes. El caso más conocido es el de la Cueva de Casteret⁽⁴²⁾ que describimos en el apartado correspondiente a las cavidades kársticas y que mencionamos aquí con el único propósito de inventariar el fenómeno entre los de tipo glaciar, a pesar de su mínima significación morfológica.

EL PERIGLACIARISMO:Efectividad y variedad de formas

La altitud de los Puertos de Góriz conlleva unas temperaturas lo suficientemente bajas como para que los procesos periglaciares tengan, como veremos en las páginas siguientes, una gran efectividad allí donde no exista el glaciario⁽⁴³⁾. Nos encontramos de lleno dentro del dominio morfogenético periglacial por lo que nos parece interesante pasar revista a las formas resultantes antes de interesarnos por el karst.

FENOMENOS QUE AFECTAN A LA ROCA:

La gelifracción

La gelifracción ataca en mayor o menor medida, dependiendo de la exposición e innivación, a todos los afloramientos rocosos de los Puertos de Góriz que no están recubiertos por glaciares. Además, alcanza un gran espesor de roca dada la duración e intensidad del frío resultando bastante importante la macrogelifracción.

La efectividad y modalidades de esta gelifracción dependen, evidentemente, del roquedo resultando especialmente eficaz en el flysch y en los calcoesquistos: en estos materiales, potencialmente karstificables, la labor destructiva del hielo hace desaparecer cualquier tipo de lapiaz o de microforma superficial. En las calizas y dolomías compactas, poco fisuradas e impermeables, la labor erosiva del hielo es más difícil aunque se desprenden además de pequeñas escamas superficiales bloques de cierta entidad.

En relación con la gelifracción y con los productos resul

tantes de la misma existen multitud de conos de derrubios al pie de escarpes y extraplomos que en ocasiones llegan a convertirse en verdaderas vertientes regladas. Probablemente la nieve interviene en la génesis de las mismas facilitando con su humedad y deslizamientos el transporte de materiales.

Son importantes las vertientes regladas al pie de El Casco, en los sucesivos escalones del Circo de Gavarnie, en toda la cara N. de la línea de cumbres y en el collado del Cilindro entre otras y, por supuesto, allí donde afloran los materiales anteriormente mencionados.

Unas formas que por definición son de origen glaciar pero que sufren especialmente los efectos de la gelifracción son los nunataks, relieves que sobresalen entre las masas de hielo y que se ven sometidos a fuertes heladas aunque con escasos deshielos al año. No existe en la actualidad ninguno de estos nunataks pero varias de nuestras actuales cumbres debieron comportarse como tales durante el Pleistoceno. La topografía en agujas del Pic des Sarra dets sólo puede explicarse por la acción continua de la gelifracción manteniéndose a salvo de la acción glaciar y de forma similar debemos interpretar el relieve del Pico Blanco. En ambos casos el hielo ha explotado las diaclasas y superficies de estratificación resultando de ello una clara componente vertical.

FENOMENOS QUE AFECTAN AL SUELO

La continua sucesión de hielo y deshielo supone una serie de fenómenos mecánicos en el suelo adquiriendo éste una estructura característica. La aparición de "suelos estructurales" de todas

formas, exige unas condiciones más extremas que las necesarias para la simple gelifracción, produciéndose estos fenómenos en los Pirineos únicamente por encima de los 2400-2600 m. (44).

Levantamiento de piedras

El levantamiento diferencial de cantos puede observarse en cualquier punto de los Puertos de Góriz aunque resulta especialmente evidente en el fondo de las megadolinas (véase el capítulo referente al karst) donde el agua es muy abundante y donde existe una gran potencia de sedimentos de matriz fina. Estos levantamientos producidos por el hielo son bastante rápidos (hecho observable en el césped y suelo que arrastran) y afectan a fragmentos de roca que pueden pesar entre unos gramos y varios kilogramos.

Pavimentos periglaciares

Con este nombre designamos los "dallages de pierres" o "pflasterboden" (45) debidos a los pipkrakes (junto probablemente con la presión que ejerce la nieve sobre el suelo). Estos pavimentos se caracterizan por presentar la superficie del suelo perfectamente recubierta de piedras dispuestas con su eje mayor en posición horizontal y con materiales finos rellenando todos los intersticios.

Bajo unos centímetros de piedras no quedan más que los limos y materiales finos (todo lo que tenga cierto volumen ascie de hacia la superficie por levantamiento diferencial).

Podemos observar algunos buenos ejemplos de pavimentos tapizando las megadolinas, siempre en relación con el fenómeno an

terior de levantamiento de piedras, en la Faja Luenza, y a mayor altitud, en la cara meridional del Marboré.

Suelos poligonales

Varios autores citan la existencia de suelos poligonales, uno de los fenómenos periglaciares más característicos, en la zona de los Puertos de Góriz⁽⁴⁷⁾, pero no hemos podido observarlos en nuestra demarcación. Lo que sí es más frecuente en los collados y zonas relativamente horizontales (Collado de la Catuerta, Millaris...) son las rosetas, formas menores que se producen al hincarse unas piedras en el suelo mientras que otras permanecen en disposición horizontal. De todas formas, el fenómeno interesa a una superficie muy reducida de terreno y no es excesivamente representativo.

Soliflucción-Geliflucción

Indirectamente relacionados con el medio periglaciario (el agua no sólo procede del hielo sino también de la fusión de la nieve y de las abundantes lluvias estivales) se dan varios tipos de fenómenos solifluidales.

Las lenguas de soliflucción son raras dado lo esquelético que es el suelo allí donde existe una mínima pendiente. Sólo hemos podido observarlos al N. del Valle de Pouey Aspé, fuera ya del área objeto de estudio, donde la pradera aparece deformada por los desplazamientos de masas.

Las que sí son abundantes son las formas debidas a la soliflucción laminar. Así, si en lugares subhorizontales existía una

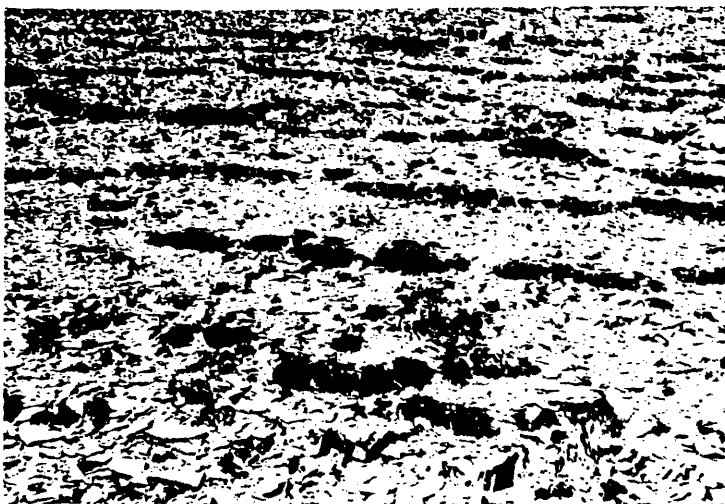
tendencia a la aparición de formas cerradas (polígonos, rosetas), allí donde hay unapendiente moderada, cuyo valor varía con el sustrato, se forman figuras abiertas dada la movilidad relativa de los materiales por geliflujión. Son abundantísimos los suelos en guirnaldas. En ellos, la vegetación dificulta los desplazamientos del suelo en el sentido de la pendiente apareciendo una microtopografía en escalones. Estos, pueden tener una altura de hasta 15 cm. y presentan una acumulación de la fracción gruesa del suelo en el borde de los escalones, retenida por la vegetación, mientras que las partículas finas quedan al pie de los mismos.

Los mejores ejemplos de suelos en guirnaldas se encuentran en el Collado de la Catuerta, en el de Millaris y en torno al Pico del Descargador.

Asociados al fenómeno anterior, aparecen los céspedes almohadillados en lugares horizontales y con vegetación relativamente abundante: Aguas Tuertas, "megadolinas". Por fin, allí donde no existe un manto vegetal protector, los derrubios que recubren las laderas descienden por reptación, formando en ocasiones pequeños escalonamientos decimétricos. Todo ello se ve facilitado por la abundancia de nieve y agua de fusión consiguiente.



Pic des Sarradets



Collado de la Catuarta

GLACIARISMO, PERIGLACIARISMO Y DISOLUCION

Hay ocasiones en que diferentes sistemas morfogénéticos resultan incompatibles; el que sea más eficaz borra toda las huellas de los demás imprimiendo su carácter peculiar al paisaje. En otros casos, distintos fenómenos se superponen conjugando sus acciones y dando al conjunto unas características complejas.

Las relaciones entre glaciario y karstificación han sido bastante discutidas. Así, en un principio se cayó en el error de generalizar abusivamente tratando de aplicar a los glaciares de zonas templadas aquellas observaciones que se habían hecho en regiones circumpolares⁽⁴⁸⁾. Según esto, no existiría disolución superficial bajo los glaciares⁽⁴⁹⁾. Sin embargo, la multiplicación de trabajos sobre el tema ha supuesto la aportación de nuevos datos; no sólo parece existir la disolución superficial -es cierto que lenta y desigual-⁽⁵⁰⁾ sino que bajo los glaciares de zonas templadas evolucionan cavidades de gran importancia: la "Castleguard Cave", se desarrolla bajo el "Columbia Icefield" absorbiendo sus aguas de fusión y totalizando un recorrido superior a los 13,1 km.⁽⁵¹⁾ y, al pie del Taillon, en la Sima "Félix Ruiz de Arcaute", que ya describiremos en su momento, y que tiene un probable origen subglaciar⁽⁵²⁾, se ha llegado a una profundidad de -565 m. Con todo, el papel de las paleoformas y de las diferentes fases climáticas cuaternarias no está suficientemente definido.

Donde sí existe una clara relación es en el aprovechamiento por el karst de formas que se deben al glaciario:⁽⁵³⁾ no sólo, como hemos mencionado anteriormente, las depresiones de sobreexca-

vación glaciaria evolucionan en dolinas, sino que los pulimentos y las estrías ofrecen, como puede observarse al pie del Taillon, una superficie ideal para el posterior desarrollo de lapiaces.

En otros casos, se dan procesos complejos donde se suceden varias fases de glaciario y de karstificación no pudiendo explicarse las formas resultantes sin el concurso de ambos tipos de procesos⁽⁵⁴⁾.

Por lo que respecta al periglaciario, puede en algunas ocasiones dificultar la permanencia de ciertas formas superficiales pero en ningún caso deja por ello de haber disolución⁽⁵⁵⁾. Donde la superficie rocosa no está protegida por abundante nieve, la gelifracción es capaz de destruir los lapiaces poco profundos transformándolos en canchales. Algunas veces, bajo los campos de piedras permanece un tímido lapiaz que en ningún caso llegará a ser muy profundo. De todas formas, en los Puertos de Góriz la innivación es muy importante y la evolución de los lapiaces se hace a suficiente velocidad como para que éstos sean un elemento importante del paisaje.

Las formas de acumulación (conos de derrubios, vertientes regladas...) tienen muy poca influencia en la karstificación: resultan muy permeables y el agua circula por debajo de ellas. Así, el torrente de la Brecha es absorbido y reaparece posteriormente siempre a través de los derrubios. Hay veces incluso en que estos derrubios sufren una disolución apareciendo pequeños lapiaces sobre ellos.



Laguna helada: forma glacio-kárstica



Salarons: lapiaz sobre relieve glacial

ANALISIS DE FORMAS KARSTICASGigantismo y funcionalidad actual de toda clase de formas

I.- FORMAS DE ABSORCION

Hay quien ha definido el Macizo de Marboré como una gigantesca esponja que absorbe todo el agua que le llega⁽⁵⁶⁾. Sin necesidad de recurrir a las metáforas es fácil observar cómo la densidad de la red de drenaje es muy baja y la práctica totalidad del agua disponible se infiltra al cabo de muy pocos metros de recorrido.

Las formas kársticas de absorción, que son la práctica totalidad de las existentes, están desarrolladísimas e incluyen fenómenos que van de la escala milimétrica hasta la decamétrica sin solución de continuidad. Por ello, aparte de las típicas, existen numerosas formas intermedias difíciles de clasificar como "lapiaz", "simas", "pozos de nieve"... al ser estos términos en exceso descriptivos y categóricos y no ponerse de acuerdo los diversos autores en cuanto a su denominación.

Hecha esta observación previa podemos pasar al estudio de las formas de absorción del Macizo.

Lapiaz

Son los lapiaz una de las formas más extendidas y que mejor caracterizan la topografía de detalle de los Puertos de Góriz y del Macizo de Marboré.

El tipo más frecuente de lapiaz es el RINNENKARREN ("lapiaz en regueros" de la tipología de Bögli⁽⁵⁷⁾). Este llega normalmente a alcanzar los 40-50 cm. de profundidad y allí donde la

pendiente sea moderada adquiere con frecuencia un trazado meandri-
forme. Las acanaladuras del rinnenkarren se anastomosan y bifurcan
alcanzando los conjuntos resultantes longitudes de varias decenas
de metros.

El rinnenkarren existe en sus modalidades más frecuentes
en la práctica totalidad del Macizo aunque podemos destacar por
su desarrollo los existentes en la ladera W. del Monte Perdido, a
una altitud de 2800 m; el situado al pie de la Brecha de Rolando,
en torno a los 2700 y el que rodea al refugio Delgado Ubeda de Gó-
riz, por debajo de los 2200.

Un tipo especial pero similar al rinnenkarren es el que
podemos denominar "lapiaz de pared"⁽⁵⁸⁾ que aparece en laderas ver-
ticales o subverticales aprovechando en ocasiones escarpes estruc-
turales: espejos de falla, fracturas, estratos en disposición ver-
tical. Este lapiaz de pared, cuyas acanaladuras pueden alcanzar va-
rios metros de longitud se ha desarrollado sobre calizas y maciños
(material este último poco karstificable) al pie del Cilindro,
en la Faja Luenga'y en los escalones estructurales que compartimen-
tan los barrancos de Salarons y Cotatuero.

El KLUFTHKARREN, o "lapiaz de fractura", que se desarrolla
aprovechando fracturas y juntas de estratificación aparece combina-
do con los anteriores.

Las diaclasas, ensanchadas por la disolución, son lugares
privilegiados de absorción y forman dibujos geométricos (cara N.
del Taillon) o grandes surcos rectilíneos (Collado de la Catuer-
ta, circos colgados sobre el Valle de Ordesa). Las condiciones
que, especialmente favorables para el desarrollo del lapiaz, han

permitido la aparición de numerosos corredores, "bogaz" normalmente, en relación con fracturas. Estos, tienen longitudes de hasta un centenar de metros, una anchura máxima de 10 ó 15 y profundidades variables pero que suelen oscilar en torno a los 3-4 m. El fondo de los bogaz puede contener pequeñas dolinas embudiformes y numerosos sumideros resultando un conjunto extremadamente accidentado e incómodo de recorrer. Tanto por sus dimensiones (los bogaz pueden cartografiarse por medio de la fotografía aérea) como por sus características (fondo en ocasiones cóncavo, cubierto de suelo y con un sumidero central bien definido) pueden considerarse como una forma de transición entre los lapiaces y las dolinas. Su orientación es normalmente hacia el S., coincidiendo con los principales campos regmáticos y caracterizando la topografía de superficies muy amplias entre los circos y las "megadolinas".

Intermedios entre los tipos anteriores y mal definidos por los diversos autores que hemos considerado existen unos lapiaces gigantes entre los que se encuentran numerosas simas, "pozos de nieve", pequeños arcos naturales con profundidades que frecuentemente superan los 10-15 m. Su profundización es rápida gracias a la acumulación de CO_2 que se produce bajo la nieve, apareciendo en estos lapiaces numerosas muestras de corrosión. En ocasiones, su fondo está recubierto de derrubios (que, por supuesto, no llegan a interferir en la evolución de los mismos) u ocupado por neveros subterráneos: uno de ellos es la principal fuente de alimentación de la Cueva de Casteret. Los más importantes de estos lapiaces son el del Collado de los Sarrios, al pie del Casco que es



Góriz: campos de lapiaz



Rinnenkarren (Brecha de Rolando)

incluso penetrable (como si de un tipo especial de cueva se tratase) y el de Marboré en el que se abre la sima del mismo nombre.

Al S. del Pico Millaris y en el Circo de Soaso existen algunas zonas, nunca muy extensas, cubiertas con RUNDKARREN, tipo de lapiaz que se forma bajo suelo así como algunos semicubiertos, mostrando en todos los casos formas redondeadas características.

Por último indicar la presencia de pequeños surcos de lapiaz sobre rocas sueltas en morrenas e, incluso, conos de derrubios subactuales lo que indica la gran velocidad de la disolución actual de los Puertos de Góriz.

Dolinas

Aparte de los pozos de nieve, bogaz y microdolinas que hemos mencionado al describir los lapiaces, podemos distinguir entre varios tipos de dolinas según su origen y características. De todas formas, la importancia morfológica, superficie ocupada y desarrollo de las mismas es relativamente secundaria si tenemos en cuenta la que alcanzaban los campos de lapiaz o la que alcanzaban en otros macizos similares las depresiones cerradas⁽⁵⁹⁾.

Dolinas en embudo: los "jous" que describe Miotke en los Picos de Europa, típicos de estos medios de montaña⁽⁶⁰⁾, aparecen diseminados por toda nuestra región y son probablemente el único tipo de dolina con que nos encontramos característico del clima que nos ocupa y de origen exclusivamente kárstico. Frecuentemente son disimétricos (como los existentes entre los bogaz del Collado de la Catuerta) lo que demuestra su origen climático: el lado que mira al N. tiene una pendiente más pronunciada al actuar la nieve,

protegida del sol, durante más meses.

En algunos casos, los "jous" aparecen recubiertos de geli fractos, lo que no impide su normal evolución, e incluso en zonas ocupadas hasta hace muy poco tiempo por glaciares: Col de Gavarnie. Su evolución, que responde a una situación climática determinada, debe por tanto ser muy rápida.

Este tipo de depresión, de pequeñas dimensiones (normalmente tienen un diámetro comprendido entre los 10 y los 40 m.), abunda en toda la cara N. de la línea de cumbres y, combinado con los grandes lapiaces, en el Collado de la Catuerta y Circo de Cotatuero.

Las Dolinas de origen estructural, condicionadas por el afloramiento de los estratos y por las direcciones de plegamientos y fracturas tienen características propias y diferentes en cada caso. El mejor ejemplo se da en la "Faja Luenga" donde han aparecido numerosas depresiones alargadas -tanto que podrían ocasionalmente tomarse por bogaz- aprovechando el afloramiento subvertical de calcoesquistos y calizas.

Las más extensas y significativas son las Depresiones glacio-kársticas, a las que ya hemos hecho mención anteriormente, que tienen origen en una sobreexcavación por parte de los antiguos glaciares y que funcionan en la actualidad de forma kárstica. A pesar de tratarse de formas heredadas muestran en general un gran dinamismo.

De este tipo son las dos pequeñas lagunas del Collado del Cilindro, que ocupan a 3000 m. de altitud sendas cubetas de sobreexcavación glaciaria. En ambos casos el agua es evacuada por conduc-

tos subterráneos y, si prescindimos de su origen, actúan como dolinas ordinarias.

Pero son las "megadolinas poligénicas", como ya las hemos llamado en un par de ocasiones, las formas más interesantes y las que tienen mayor extensión y funcionalidad. Son estas megadolinas la consecuencia de la superposición de factores litológicos, estructurales, glaciares y kársticas: la erosión glaciaria sería la causante de la aparición de importantes valles en zonas de debilidad (el llano de Catuerta coincide con un desgarre perpendicular a los ejes de los pliegues). Sin embargo, la excavación progresaría más o menos según el tipo de material y así, mientras que el flysch y los calcoesquitos no opondrían apenas resistencia, la existencia de un paquete de calizas masivas, sobreelevado por una falla, implicaría la aparición de una contrapendiente (la caliza pura y poco fracturada resiste muy bien la erosión glaciaria).

Los cambios climáticos posteriores han supuesto el paso de un sistema morfogenético glaciario a otro periglaciario y por ello, en la actualidad, las depresiones están parcialmente llenas y tapizadas de gelifractos. Sin embargo, estas acumulaciones no son en absoluto impermeables y las depresiones actúan como grandes dolinas -que pueden convertirse temporalmente en lagos- existiendo espectaculares sumideros en las barras de caliza que las limitan hacia el S.

Tienen las megadolinas entre 300 y 800 m. de longitud siguiendo su eje mayor aunque en algunos casos, como en el de la Plana de San Ferlús, la mayor de ellas, la forma es muy próxima a la del círculo. En cuanto a la profundidad, resulta muy difícil

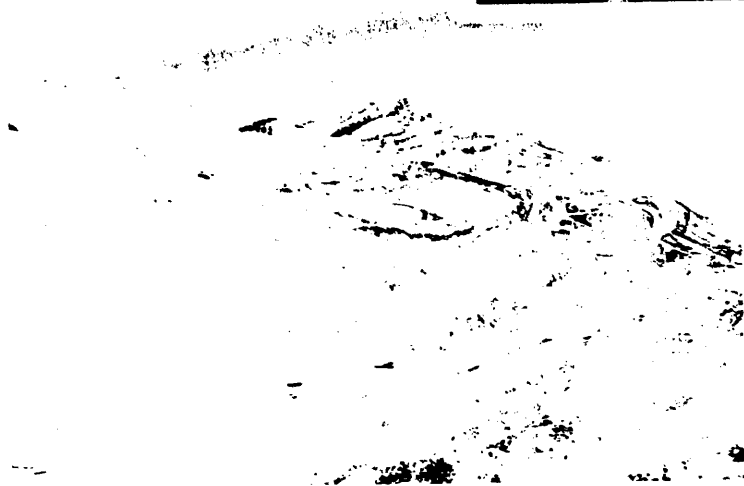


Plana de San Ferlús



Cotatuero

Faja Luenga



de evaluar dado el recubrimiento de gelifractos que las caracteriza aunque debe ser bastante moderada en relación con su diámetro.

La evolución actual de las megadolinas, debida, como ya hemos expuesto, a procesos de tipo kárstico, debe ser muy rápida dada la abundancia de agua de que disponen (absorben no sólo la propia procedente, sobre todo, de la fusión estival de la nieve, sino también la de numerosos torrentillos que mucren en ellas). Prueba de ello es además la pequeña depresión embudiforme que se ha producido durante el invierno 1980-1981 en las arcillas y limos del barranco de Cotatuero: o bien la disolución kárstica ha originado un derrumbe en las calizas infrayacentes arrastrando los sedimentos superficiales, o bien el agua que se infiltra en esta megadolina ha ido socavando la base de estos últimos, tengamos en cuenta que se trata de materiales finos, hasta producirse la ruptura de equilibrio (proceso de subfusión).

Poljes

No existen verdaderos poljes en la zona que estamos estudiando pero incluimos en este grupo, con todas las reservas posibles, la depresión de la Faja Luenga. La Faja Luenga se originó por sobreexcavación glaciaria al pie de las Torres y del Pico Marboré, aprovechando una franja muy fracturada y con importantes desigualdades litológicas y sufriendo posteriormente una evolución similar a la de las megadolinas recién descritas. El fondo de esta depresión es aproximadamente plano apareciendo interesantes turberas a consecuencia del mal drenaje e inundándose con cierta frecuencia. Por fin, a pesar de su disimetría, tiene forma de valle,

con una longitud aproximada de 1 km. y circulando por él varios arroyos acaban desapareciendo en el "avenc 60 de la Faja Luenga". Solamente su sector SE. sufre un drenaje superficial desembocando sus aguas en el Circo de Góriz.

De nuevo, y como en casos anteriores, la Faja Luenga debe considerarse como una forma de origen glaciár, que tiene en estos momentos una indiscutible funcionalidad kárstica, y que en cualquier caso debe relacionarse con una estructura y una litología favorables.

II.- FORMAS DE CONDUCCION

Ya hemos comentado que la práctica totalidad del agua era absorbida a los pocos metros de recorrido. Existen muy pocas formas de conducción subaéreas de interés -no podemos considerar como tales aunque en ocasiones cumplan ese cometido los diversos tipos de lapiaz-. Por ello, vamos a tratar en este capítulo exclusivamente de las formas subterráneas de conducción: las simas y cuevas.

EL KARST SUBTERRANEO

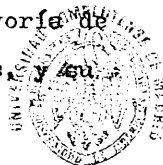
Según evaluaciones de Corbel, posteriormente reproducidas en infinidad de trabajos⁽⁶¹⁾, en un clima como el del Alto Pirineo, el 80% de la disolución sería subterránea. No disponemos de datos para corroborar o rebatir esta cifra pero es evidente que el porcentaje sobre la disolución total debe ser muy elevado por varios motivos entre los que mencionaremos solamente una estructura favorable que facilita la infiltración, la abundancia de CO₂, más pesado que el aire y, sobre todo, el que la circulación del agua no

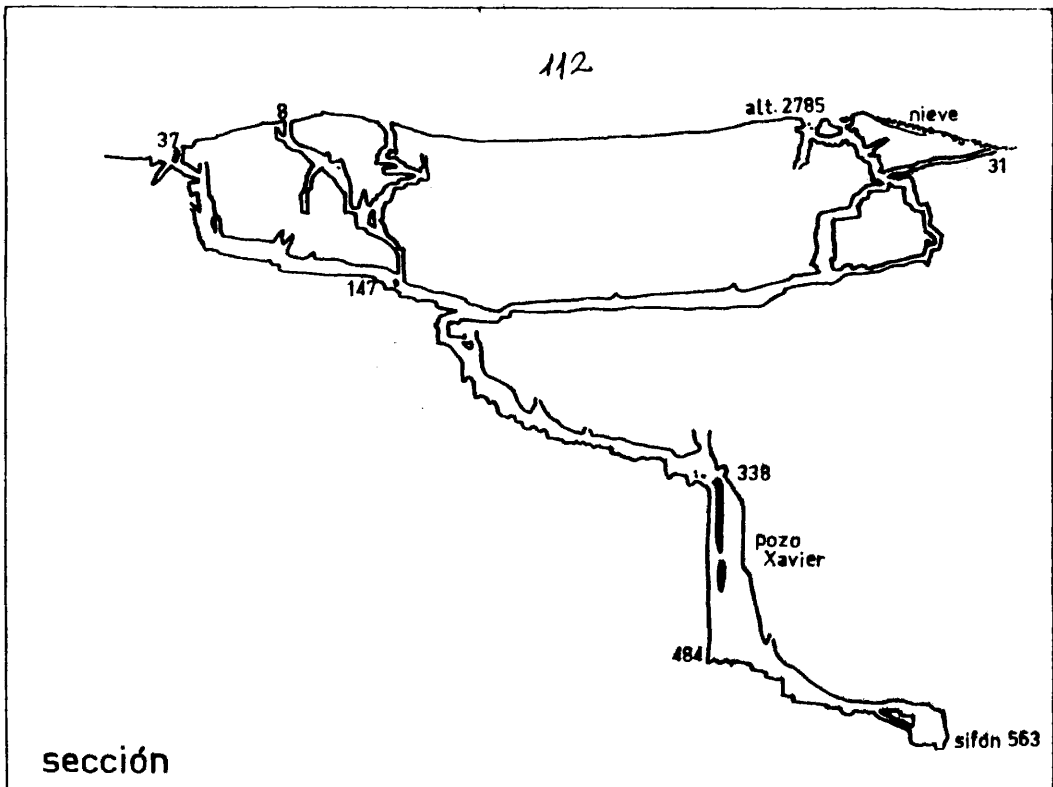
se paraliza durante los meses de invierno como ocurre en superficie. El caso es que tanto el agua de fusión como los arroyos subglaciares⁽⁶²⁾ se infiltran con gran facilidad y la disolución consiguiente ha creado cavidades que se clasifican entre las más importantes del mundo⁽⁶³⁾: en nuestra región y en otras con medios morfoclimáticos similares se sitúan las simas más profundas que se conocen⁽⁶⁴⁾.

El desarrollo de nuestras cavidades tiene una clara dominante vertical que dificulta su estudio⁽⁶⁵⁾. Esto es debido, ante todo, a la importancia de los desniveles que salvan los sistemas kársticos: el Pico Marboré con sus 3253 m. de altitud se encuentra sólo a 1,4 km del fondo del Circo de Gavarnie que no supera los 1600 m. y los niveles de base locales están siempre muy por debajo de las altitudes a las que nos movemos.

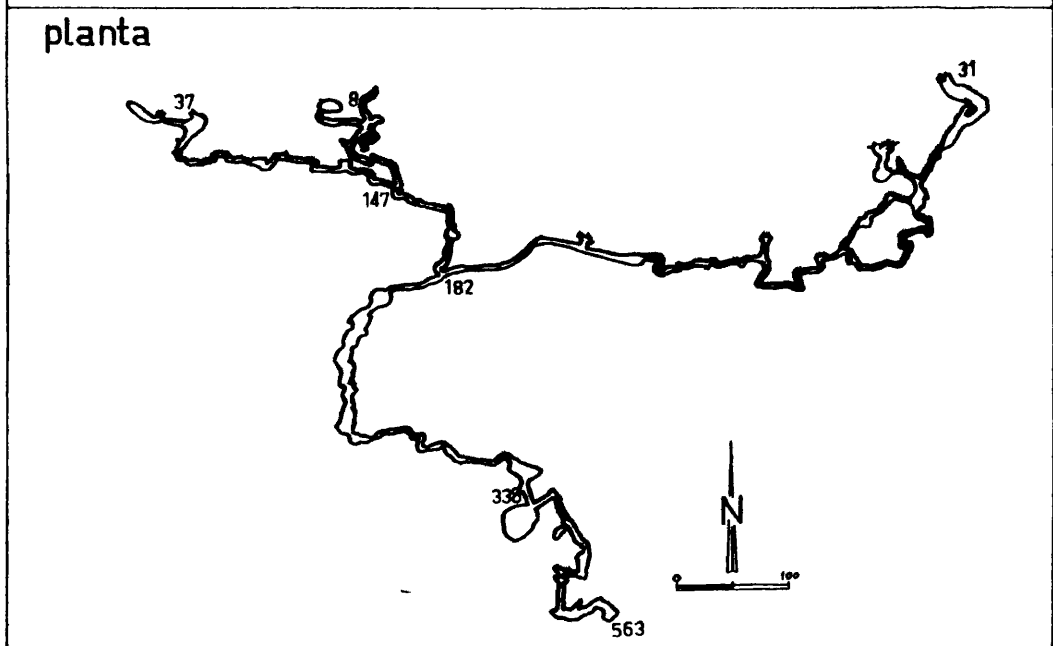
A la importancia relativa de los desniveles hay que sumar los frecuentes buzamientos de valor cercano a los 90° y la abundancia de grandes fracturas y contactos anormales de dominante próxima a la vertical. Todo ello, ha supuesto que se superen los 500 m. de desnivel al menos en tres cavidades (lo reciente de las exploraciones permite además suponer que a éstas habrá que añadir otras varias simas en los próximos años).

Es muy interesante la red Félix Ruiz de Arcaute⁽⁶⁶⁾ descubierta en 1971, que se desarrolla en el contacto entre los macifos maastrichtienses, poco karstificables, y la caliza del Ilerdiense inferior, en la cara S. del Taillon y que podemos considerar prototípica. Tiene unas 30 bocas, difíciles en su mayoría de localizar dado que se encuentran bajo importantes neveros.





sección



planta

Sistema FELIX RUIZ DE ARCAUTE

principal interés estriba en que su evolución ha sido hasta hace poco tiempo bajo el glaciar del Taillon, de cuyas aguas se alimentaba. A pesar de presentar en la actualidad varias galerías fósiles y numerosos conductos colgados (lo que nos demuestra una evolución ya larga) tiene diversos tramos inundados en permanencia.

La alimentación actual de la red Félix Ruiz de Arcaute es a base del agua de fusión de varios neveros y glaciares residuales que hasta hace poco recubrirían las bocas (de hecho, alguna de ellas aparece sepultada bajo morrenas subactuales). Delail y Duchene evalúan en más de 100 litros por segundo el caudal normal del agua que circula por sus galerías aunque no son raras las crecidas que llevan este valor hasta el $4 \text{ ó } 5 \text{ m}^3$ por segundo⁽⁶⁷⁾ -cifras que dan a la corriente un gran poder de erosión no sólo de tipo químico sino también mecánico-.

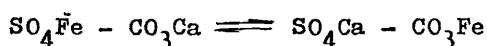
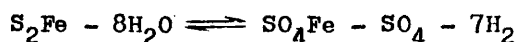
La sima, "avenc", del Marboré,⁽⁶⁸⁾ de 510 m. de profundidad, también muestra una importante corriente que procedería en este caso de los neveros de la cara S. del Marboré⁽⁶⁹⁾. Su boca se sitúa en medio de un gran lapiaz y tiene probablemente una evolución similar a la descrita en la sima Félix Ruiz de Arcaute.

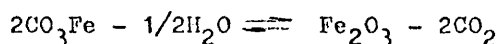
En cuanto al agua que circula por estas cavidades (ya hemos visto cómo la mayoría de ellas son funcionales) no siempre respeta las cuencas hidrográficas exteriores ni sus líneas divisorias: en general, el drenaje subterráneo sigue las direcciones de los plegamientos y de las fracturas principales. Así, el agua procedente de la laguna helada del Collado del Cilindro, circula aprovechando el eje de un sinclinal y resurge en el Circo de Gavarnie, en la Cueva Devaux⁽⁷⁰⁾.

Sólo en algunos casos el agua aprovecha fracturas secundarias: la corriente que circula por la Sima del Pico Blanco (cuya boca se abre a 2670 m.) resurge en el Circo de Cotatuero, 520 m. por debajo de este punto.

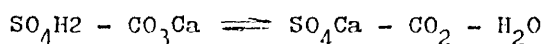
Existen algunas cuevas de dominante horizontal que sí resultan más fáciles de penetrar, tienen normalmente menor importancia morfológica.

La Cueva Devaux, situada en el Circo de Gavarnie a una altitud de 2820 m. es relativamente fácil de reconocer hasta cerca de un km. de profundidad⁽⁷¹⁾. Se ha desarrollado a lo largo del eje de un sinclinal orientado de ESE a WNW donde sólo la interferencia de un grupo de diaclasas supone la aparición de unas gateras con orientación N-S. Por la Cueva Devaux circula el agua que, procedente de la laguna helada del Collado del Cilindro, reaparece en la Résurgence Brulle. Al ser la temperatura media anual a esta altitud inferior a 0°, las salas exteriores están recubiertas de hielo formándose abundantes concreciones de este material en las zonas más favorables. Sin embargo, lo más interesante de esta cueva es la existencia de cristales de yeso en algunos puntos⁽⁷²⁾. El origen de este mineral ha de buscarse en la presencia de pequeñas cantidades de pirita ($S_2 Fe$) dispersa en granos por la masa de la caliza, que al descomponerse en el agua reacciona dando sulfato de calcio a través de las siguientes reacciones⁽⁷³⁾:





a la vez que:



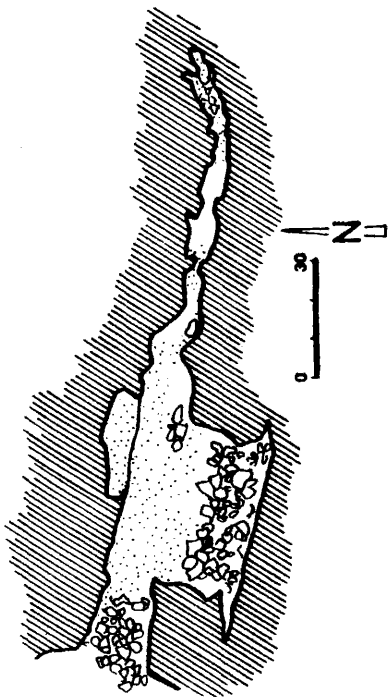
la pirita, al reaccionar con la caliza en presencia de agua, provoca pues una liberación de gas carbónico, que contribuye a aumentar la disolución, y la formación de sulfato de Calcio y limonita. Esta última sufre posteriores transformaciones, que en este caso no nos interesan, pero puede relacionarse con las tonalidades cálidas que adquieren algunas rocas del Macizo de Marboré.

La etapa siguiente, la de la transformación del sulfato de Calcio en yeso, exige la evaporación del agua sulfatada⁽⁷⁴⁾ mientras que en este caso, a causa de las bajas temperaturas, todo este agua está prácticamente inmovilizada en forma de hielo. Sin embargo, como demuestra Réménieras, en zonas de montaña bien aireadas, la sublimación puede alcanzar valores muy importantes⁽⁷⁵⁾, lo suficiente como para justificar la aparición de los yesos en cuestión (que existen, precisamente en lugares donde hay una gran corriente de aire).

Otra interesante es la Cueva de Casteret que, desde que fue descubierta en 1926 por Norbert Casteret⁽⁷⁶⁾ ha sido objeto de numerosas publicaciones y visitas. Tiene un desarrollo de 200 m. aunque su recorrido total no alcanza los 150⁽⁷⁷⁾ y se ha formado aprovechando un haz de diaclasas en torno a una pequeña falla central (todo el techo de la primera gran sala es un espejo de falla que se conserva prácticamente intacto). Parte de las galerías de la Cueva de Casteret están ocupadas por hielo⁽⁷⁸⁾ que

116

CUEVA CASTERET



ACUMULACIONES CLASTICAS
ZONAS DE HIELO



GROTTE DEVAUX



forma un pequeño glaciar: la nieve cae y se comprime en el fondo del lapiaz de los Sarrios avanzando ya en forma de hielo a lo largo de la cavidad para reaparecer al otro lado del monte, en el Circo de la Brecha. Sin embargo, este pequeño glaciar, vestigio paleoclimático, está retrocediendo a gran velocidad y de una superficie de hielo evaluada por Casteret en 7000 m^2 (79) no quedan en la actualidad más de 4000 m^2 .

Una última característica de las cuevas de los Puertos de Góriz es que carecen de concreciones calizas de importancia (y las pocas que hay, en la Cueva Devaux, por ejemplo, están siempre lejos de la boca). El motivo es que el agua, procedente de la fusión, no llega a estar saturada mostrando siempre una gran agresividad. Desconocemos el papel que puede desempeñar el hielo en aquellas cuevas en que el agua aparece en forma sólida (80), aunque a juzgar por las zonas recientemente liberadas no debe ser demasiado importante.

Existen, por supuesto, bastantes cavidades más, algunas de gran desarrollo, pero las principales características generales han quedado vistas y la simple enumeración o descripción de las mismas no nos aportaría excesiva información de interés por lo que vamos a concluir es este punto el capítulo correspondiente al karst subterráneo.

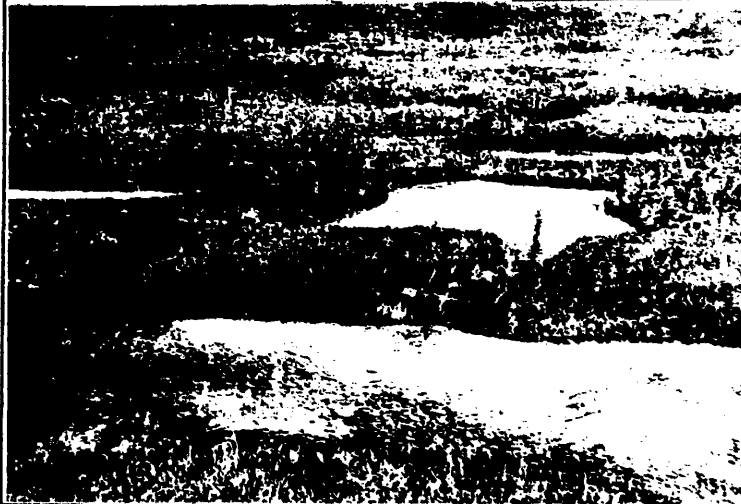


Sumidero de la Brecha



Cueva Casteret:
coladas de hielo

Surgencia (Aguas Tuertas)



III.- FORMAS DE EMISIÓN

Para completar la descripción del sistema kárstico debemos mencionar las formas de emisión. Existen numerosísimas surgencias desperdigadas por todo el macizo aunque nunca llegan a formar verdaderos arroyos ya que sus aguas vuelven a ser instantáneamente absorbidas por lapiazes y sumideros. Este es el caso de los arroyos de Aguas Tuestas, de la Faja laenga, etc.

Solamente en la periferia del macizo (y salvo en el caso de la Resurgencia Brulle a altitudes inferiores a las que nos interesan) existen verdaderas resurgencias de importancia. Su situación está condicionada, como ya dijimos anteriormente, a las grandes direcciones estructurales y por ello las fuentes aparecen en zonas bien definidas:

- En la cara N. de Ordesa, cuando la karstificación aprovecha fracturas, como en el caso del avena del Pico Blanco que ya hemos descrito con anterioridad.
- En la garganta de Bujaruelo, al W. de nuestra demarcación si el agua sigue la dirección de los plegamientos y contactos de la zona occidental de los Puertos de Góriz (caso del Sistema Félix Ruiz de Arcaute).
- En los escalones superiores del Circo de Gavarnie, a causa de los plegamientos de Marboré que siguen una dirección NW-SE. Ejemplo de este grupo es la resurgencia Brulle a 2820 m. que ya hemos mencionado y que da lugar a la célebre cascada de Gavarnie y, ya en el fondo del Circo, a la Gave de Pau (81). Es la única fuente permanente que tiene un caudal de

importancia dentro del área que hemos delimitado para nuestro estudio.

- GRAN LAPIAZ
- LAPIAZ
- DOLINA-DEPRESION
- JOV
- SUMIDERO
- SIMA
- CUEVA
- SURGENCIA

- ESCARPE
- GLACIAR
- GELIFRACTOS
- SUELO EN GUIRNALDAS
- SUBFUSION



Puertos de Góriz: Geomorfología

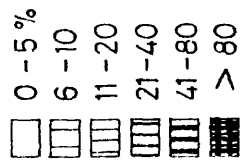
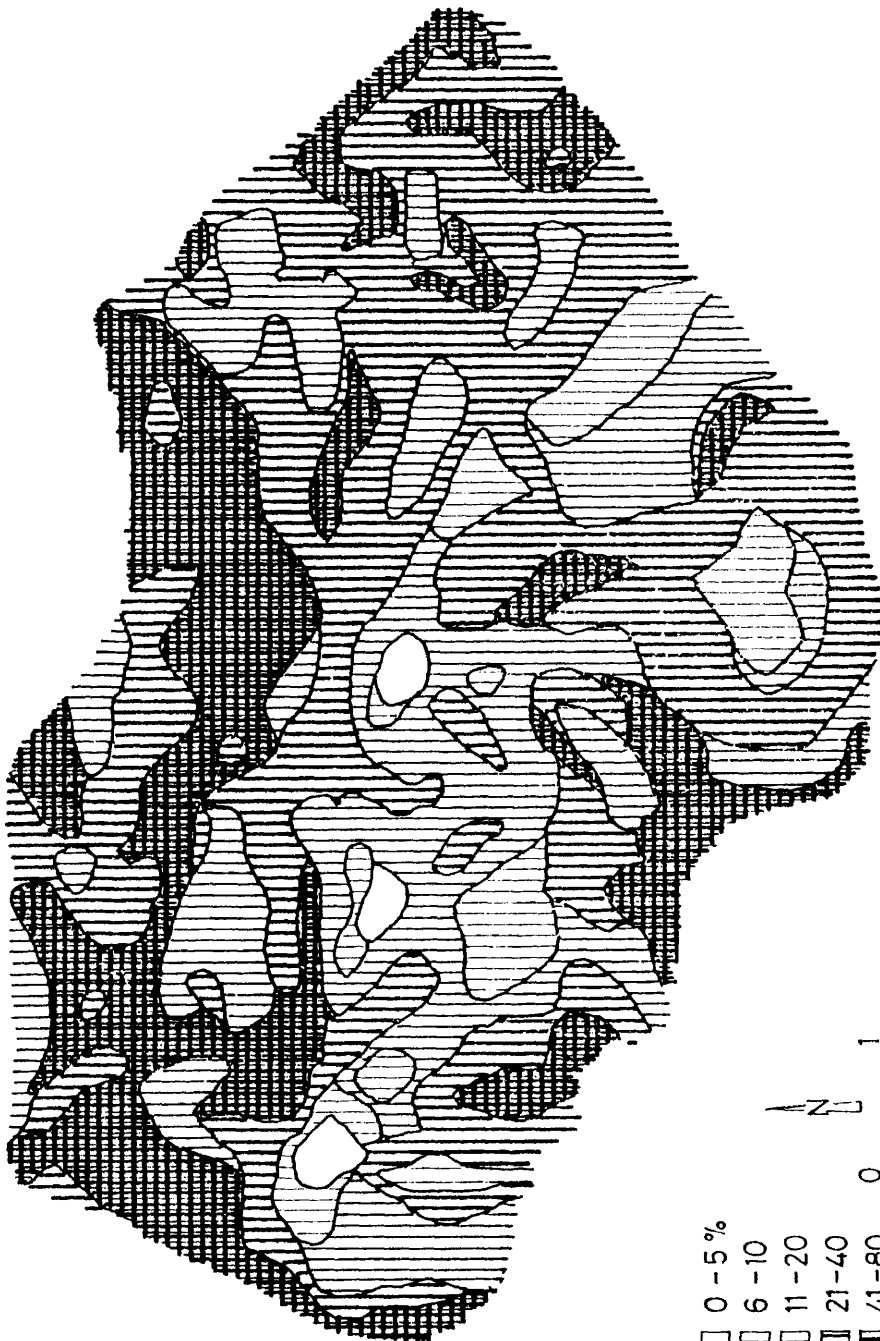
TOPOGRAFIA Y KARSTIFICACION:Relieve accidentado que no determina la distribución de formas kársticas

Uno de los factores que ineludiblemente influyen en la distribución de las diversas formas kársticas es la topografía. Sin embargo, en los Puertos de Góriz- Marboré ésta es tan accidentada que pierde incluso significación al no existir llanuras ni grandes extensiones de pendientes moderadas.

Por supuesto, la distribución de los glaciares depende de la altitud y de la orientación pero ya hemos visto que la presencia de los mismos no interfiere excesivamente en la disolución. Asimismo de la altitud depende el desarrollo de la vegetación y la aparición de suelo pero estamos muy por encima del límite del bosque y los procesos morfogenéticos que conlleva. En cuanto a la diferente intensidad de los fenómenos periglaciares (en relación con el gradiente térmico altitudinal), no debe tener una significación excesiva, siendo éste un fenómeno más en relación con la microtopografía y con la innivación de cada punto. Aparentemente al menos, la karstificación es bastante independiente de las altitudes dentro de los márgenes en los que nos desenvolvemos.

Donde sí se observa alguna relación, aunque nunca excesivamente estrecha, es entre el valor de las pendientes y la distribución de formas.

Los lapiaces se desarrollan en su conjunto sobre cualquier tipo de pendiente. Sin embargo, son más frecuentes allí donde los valores son moderados, entendiéndose, moderados en relación



Puertos de Góriz: Pendientes

con el promedio de la región que nos ocupa: las paredes verticales y los grandes escarpes presentan pocos lapiaz (hecho éste que debemos relacionar con la más rápida circulación del agua) a la vez que estos afloramientos sufren más el ataque de la gelificación al no beneficiarse de la protección de la nieve.

Normalmente, el rinnenkarren se forma en los afloramientos más inclinados adquiriendo un dibujo más complicado según se va suavizando la pendiente. En esta situación se encuentra el lapiaz meandriforme, característico de superficies con 10-20% de inclinación.

En las reducidas zonas horizontales que encontramos el agua suele explotar las fracturas siendo el más característico el kluftkarren que desemboca frecuentemente en la forma hipertrofiada de los callejones de lapiaz o "bogaz".

En el caso de las dolinas tenemos que empezar separando las depresiones glaciokársticas; en efecto, si superponemos el mapa geomorfológico al de pendientes, podemos observar como las únicas zonas prácticamente horizontales que existen coinciden con las megadolinas poligónicas, pero son éstas con sus rellenos sedimentarios recientes las que han dado lugar a la horizontalidad y no lo contrario. En cuanto a la suavización de formas que podría haber resultado del paso de los glaciares por ciertos lugares, resulta escasamente significativa a la escala de detalle, influyendo poco en la distribución de las depresiones.

Por lo que respecta a las dolinas embudiformes, "jous", se sitúan preferentemente en pequeños rellanos y en el fondo de los valles donde se concentran más el agua y la nieve aunque tam-

bién existen, gracias a la complicidad de los diversos afloramientos litológicos, en puntos con pendientes de hasta el 50-60%. Lo mismo ocurre, y con más razón, con los pozos de nieve y micro dolinas, formas difíciles de tipificar como ya comentamos anteriormente, que, aunque existen en todo tipo de pendientes, son especialmente abundantes en zonas con inclinaciones moderadas.

El flujo subterráneo es, evidentemente, independiente de la topografía exterior. Sin embargo la situación de las bocas de las cuevas y simas (que a fin de cuentas suelen ser sumideros) existen a cualquier altitud con tal que su situación, en el talveg de algún torrente o en el fondo de alguna depresión, le permite desarrollarse. Precisamente por ello, suelen estar en lugares de no excesiva inclinación, aunque en sus alrededores pueden existir importantísimos desniveles.

Algunas simas se encuentran lejos de toda posible fuente de alimentación, en la ladera de un valle o incluso cerca de una cumbre (pequeños pozos junto al ollado del Cilindro o Sima del Col de Gavarnie). Esto se debe a que son formas antiguas que se han conservado aunque ya no sean funcionales. Todo, o parte del aparato de drenaje que constituyen ha quedado colgado y sólo puede explicarse en relación con la topografía antigua.

Lo mismo ocurre con las cuevas; la Cueva Devaux es una forma actual y perfectamente funcional cuya situación está determinada por la estructura mientras que la Cueva de Casteret ha de considerarse como una forma heredada. En todo caso, el hecho de que se trate de formas emisivas, actuales o pasadas, hace que se sitúen allí donde valles o circos interceptan las redes de conduc

tos quedando a veces colgados a gran altura al descender el nivel de base local.

En resumen, podemos concluir diciendo que la topografía tiene cierta relación con la ubicación de algunas formas menores (diversos tipo de lapiaz, pozos y simas etc.) pero que, al menos en los Puertos de Góriz, no llega en ningún caso a desempeñar un papel determinante en la misma.

ESTRECHA RELACION ENTRE EL KARST Y UNA ESTRUCTURA COMPLEJA

La complejidad de la estructura geológica de los Puertos de Góriz influye directa o indirectamente en la aparición y posterior evolución de las formas kársticas. Desde las diaclasas hasta la superposición de los grandes mantos de corrimiento, cada fenómeno tiene importancia a su escala.

Las diaclasas son un fenómeno a escala relativamente pequeña. Por ello, intervienen sobre todo en la génesis de formas de reducidas dimensiones tales como los diversos tipos de lapiaz. Así, el kluftkarren (lapiaz por definición condicionado por fracturas) es abundantísimo y refleja perfectamente las características superficiales del campo regmático. Las microdiaclasas son rápidamente explotadas por el agua -y por la vegetación en el caso de lapiaces cubiertos y semicubiertos- y dan lugar a amplias superficies surcadas por acanaladuras que forman dibujos geométricos. Simultáneamente, las fracturas más importantes permiten, allí donde las demás características sean favorables, la aparición de los bogaz, desarrolladísimos en el Circo de Cotatuero y al N. del Pico Salarons. Es esta la forma en que la disolución aprovecha las condiciones previas estructurales de forma más manifiesta.

Otro tipo de fracturas , las diaclasas de decompresión, también se ven ocupadas por profundos lapiaces: Circos de Salarons y de Cotatuero.

En otras ocasiones, cuando las diaclasas se entrecruzan y existen otras condiciones favorables (pendiente moderada,

agua o nieve abundantes, etc.) pueden aparecer las dolinas embudiformes, "jous". El emplazamiento de estos está normalmente determinado por las características y densidad del campo regmático.

También las diaclasas tienen una gran importancia en la evolución de las formas subterráneas ya que aunque nuestras cavidades suelen apoyarse en otros elementos, las diaclasas han supuesto la aparición de características ramificaciones, normalmente de reducidas dimensiones y con planos ortogonales (véase el plano de la Cueva Devaux).

Por fin, hay diaclasas que sin llegar a estar verdaderamente karstificadas actúan como formas de absorción colaborando eficazmente con otras más evolucionadas. Todo lo dicho nos demuestra la importancia que tienen las pequeñas fracturas para romper la relativa impermeabilidad de la caliza y para canalizar el drenaje. En ningún caso pueden considerarse como condición necesaria pero suelen existir junto a la mayoría de nuestros fenómenos kársticos.

Las fallas han tenido una influencia más o menos directa en la aparición de los diferentes fenómenos kársticos de los Puertos de Góriz. Por ejemplo, hemos mencionado ya la presencia de pequeños lapiaces en un espejo de falla en el valle de Pouey Aspé, en cuyo caso la fractura no hace más que facilitar la aparición del soporte. Sin embargo, lo más normal es que estas fallas den lugar a zonas, o en ocasiones simplemente líneas, de debilidad que son inmediatamente aprovechadas por la karstificación. Los ejemplos más evidentes los tenemos en el karst subterráneo: la Cueva de Castaret se ha formado enteramente sobre una fractura y

lo mismo ocurre en el caso de la Sima del Pico Blanco. En otras ocasiones, la falla actúa produciendo contactos irregulares (tengamos en cuenta que los macifios, son bastante impermeables y poco karstificables): el Sistema Félix Ruiz de Arcaute y la Sima de Marboré han aprovechado tanto la presencia de importantes fracturas como el contacto entre unos y otros materiales perpendicular a las mismas.

Por otra parte, ciertas fallas han facilitado la excavación de grandes valles glaciares, como el de Aguas Tuertas, valles que posteriormente adquirirán una dinámica de tipo kárstico. Es menor la importancia de las fallas en la aparición de las megadolinas aunque no deja de percibirse su presencia en múltiples detalles: escalones rectilíneos que las limitan, presencia anormal de ciertos afloramientos o trituración y milonitización de algunos materiales que, gracias a ello, han sido fácilmente arrasados.

El papel de las grandes fracturas que limitan los sucesivos mantos de corrimiento es similar al de las fallas recién descritas aunque su dominante horizontal hace que intervengan sobre todo en la evolución del karst subterráneo. Además estas grandes fracturas individualizan paquetes de sedimentos que actúan de forma autónoma: absorción, circulación subterránea y emisión se verifican dentro de una misma unidad tectónica contribuyendo a complicar un poco más el conjunto de la circulación hídrica.

Plegamientos: todos los sedimentos que nos interesan están tan violentamente plegados, como ya se vió en su momento. Sin embargo las repercusiones que tienen estos plegamientos en la mor-

fología local son menos importantes de lo que cabía esperar: existen numerosísimas e importantes fracturas y éstas tienen mayor eficacia para la evolución kárstica.

Los plegamientos han intervenido en el karst de dos maneras: en unos casos influyendo en el drenaje, sobre todo el subterráneo (conjunto de la pérdida de la laguna helada -Cueva Devaux-Resurgencia Brulle que se alinean en un mismo sinclinal a pesar de distar más de dos kilómetros los dos extremos del aparato) y en otras ocasiones mediante los diferentes afloramientos que aparecen tras actuar la erosión; cada uno de ellos tiene una resistencia, una fracturación y un buzamiento diferente influyendo en consecuencia en la disolución y circulación del agua.

MAYOR O MENOR KARSTIFICACION RELACIONADA CON LA LITOLOGIA

Hasta este momento hemos hablado de disolución y de formas kársticas sin tener en cuenta prácticamente el tipo de roca sobre la que se producen. Sin embargo, la presencia de uno u otro tipo de litología es absolutamente determinante: la gran variedad de materiales distintos que afloran en los Puertos de Góriz y Macizo de Marboré hace imprescindible especificar los fenómenos que se producen en cada uno de ellos. Pero, por otra parte, al ser tan distintos en su composición los diferentes tipos de roquedo, este capítulo de la relación entre litología y karstificación pierde, paradójicamente, significación: las rocas que contienen un mayor porcentaje de carbonatos solubles aparecen muy karstificadas mientras que aquellas menos ricas en caliza y dolomía permanecen intactas. No descubrimos absolutamente nada. De menor a mayor solubilidad podemos diferenciar los siguientes grupos de rocas significativas en la morfología de los Puertos de Góriz:

FLYSCH cuiçense, cuyo análisis nos muestra "indicios" de CO_3Ca pero que no presenta en ningún punto rastros de karstificación (que además habría de ser muy superficial o en lugares muy favorable ya que esta roca es especialmente gelivable).

MACIZOS, del maastrichtiense, cuya composición es básicamente silíceo aunque los granos de arena aparecen soldados con un cemento calcáreo. Los análisis realizados nos dan un contenido muy bajo siempre inferior al 5% en carbonatos solubles. Sin embargo, estos bajos contenidos ya permiten la aparición de algunas acanaladuras similares a las del lapiaz, sobre todo en pare-

des subverticales. Su origen se debe a la disolución del cemento y al arrastre por la escorrentía de los granos así liberados. Estas formas que podríamos considerar "semi-kársticas", son siempre muy superficiales y de escasa entidad: los afloramientos resultan impermeables e insolubles en su conjunto determinando la situación de abundantes resurgencias (principalmente en las paredes del Circo de Gavarnic y del Valle de Ordesa).

CALCOESQUISTOS Y CALIZAS MARGOSAS del Ilerdiense Superior: tienen un contenido en carbonato cálcico (el magnesio es prácticamente inexistente) que oscila entre el 55 y el 65 % -del 61,5 % en la zona de los collados, la de más interés para nosotros-. Aún así, resultan poco solubles mostrándonos una topografía mucho más afectada por el periglaciario actual y por los procesos cuaternarios que por la karstificación. Esta última se limita a algunos microlapiaces que retocan la superficie de los gelifractos y a la presencia de bicarbonatos en el agua de las escasas surgencias existentes. Cuando decíamos anteriormente que este tipo de afloramiento tiene interés es porque ha facilitado al ser muy erosionable la aparición de las "megadolinas poligénicas", de origen glaciario; no existen formas absolutamente kársticas de importancia. También estos afloramientos son relativamente impermeables, en este caso por el alto contenido en arcillas (superior al 25%) apareciendo en las líneas de contacto con otras rocas más karstificables abundantes surgencias y, sobre todo, sumideros.

CALIZAS ARENOSAS del maastrichtiense, cuyos contenidos en bicarbonatos solubles varían extraordinariamente de un punto y

de un banco a otro. A pesar de liberar con la karstificación gran cantidad de materiales insolubles (20-25%) que interferirán en la evolución posterior abundan ya en estos afloramientos los lapiazes, los pozos de nieve y las dolinas nivales en forma de embudo. Asimismo, existen numerosos sumideros y pequeñas simas (Col de Gavarnie). Una característica común de todas estas formas es su moderado desarrollo y la existencia aún de superficies no karstificadas.

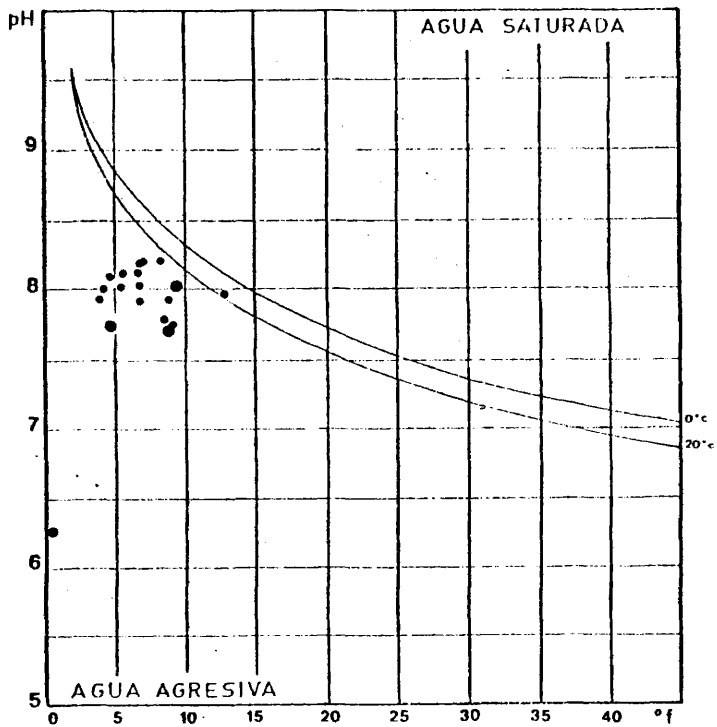
CALIZAS Y CALIZAS DOLOMITICAS, dano-montienses o del Ilerdiense inferior. Bastante puras (los resultados obtenidos varían entre un 85,9 y un 93,6% de carbonatos solubles) y, en consecuencia muy karstificadas. En este tipo de afloramientos es donde encontramos las mejores formas de disolución: grandes lapiazes, bogaz, simas, etc. Algunas de ellas tienen un excepcional desarrollo coincidiendo con los contactos con otros materiales menos karstificables y con la fracturación. Además, al ser la caliza pura bastante resistente a la erosión glacial, son menos acusadas las huellas de los hielos cuaternarios: las depresiones glacio-kársticas tienen aquí dimensiones moderadas y dependen estrechamente de la existencia de fracturas o zonas de debilidad. En estos afloramientos es donde se producen los verdaderos paisajes kársticos de que hemos hablado anteriormente y donde las tasas de disolución resultan más elevadas.

Como podemos ver, si las características del relieve y las condiciones estructurales desempeñan un importante papel en el desarrollo del karst de los Puertos de Góriz y Macizo de Marboré,

es la existencia de distintos tipos de caliza con diferentes contenidos de materiales insolubles la que determina la distribución de unas y otras formas. Todos los afloramientos de caliza y dolomía, en este caso no nos interesa la distinción, aparecen karstificados si el contenido en carbonatos solubles es alto. La diferencia entre unos y otros dependerá, ya en segundo término, de los factores mencionados en capítulos anteriores.

DISOLUCION ACTUAL EN LOS PUERTOS DE GORIZ:Karstificación rápida por la abundancia de agua

Tras el análisis de las formas kársticas y ante el gran desarrollo y la abundancia de las mismas en los Puertos de Góriz surge, inmediatamente, el interrogante sobre su actualidad y evolución. Ciertas formas son indudablemente preglaciares (caso de las cuevas heladas cuya aparición en las actuales condiciones parece muy improbable) pero otras son recientes y demuestran la gran efectividad de la karstificación al haberse formado sobre



superficies abandonadas por los glaciares hace muy pocos años.

Nuestros análisis nos muestran unos contenidos en caliza

muy bajos en todas las aguas que proceden del Macizo de Marboré y de los Puertos de Góriz, contenidos que, por otra parte, coinciden casi exáctamente con los publicados por A. Hernanz y A. Carreras y que se refieren al mismo macizo⁽⁸²⁾;

El agua de los arroyos subglaciares, procedente de la fusión de hielo y nieve, es muy agresiva al conjugar un bajo pH (acidez que le confiere su abundancia de CO_2 ⁽⁸³⁾) y un contenido prácticamente nulo en sales procedentes de la disolución de la caliza: Al pie de La Brecha hemos registrado una dureza total de 0,15°F. y un pH de 6,25.

En muy pocos metros de recorrido el agua pierde su acidez a la vez que empieza a cargarse en bicarbonatos: el pH se estabiliza en valores comprendidos entre 7,7 y 8,2 y las muestras que hemos recogido presentan durezas que van desde los 4,5°F hasta los 9,25 que existen en Aguas Tuertas.

Como se puede apreciar en el gráfico anterior, en ningún caso los aguas llegan al punto de saturación, lo que justifica la falta de concreciones en las cavidades de la comarca, y al salir del macizo muestran durezas similares a las que hemos observado en la Gave de Pau, al pie de la Gran Cascada: 8,5°F., cifra que refleja un moderado contenido en calizas de las aguas⁽⁸⁴⁾.

La escasa capacidad que tiene el agua de los Puertos de Góriz para disolver caliza se ve compensada por la gran cantidad de líquido disponible que hay cada año: como estimábamos en el capítulo correspondiente, entre 1840 y 1890 mm. del total de precipitaciones anuales pasa a formar parte de la escorrentía subaérea o, en nuestro caso, kárstica, cifra que se encuentra entre

la más elevadas de la Península en este concepto.

Si aplicamos la fórmula de Corbel para calcular la velocidad de la erosión kárstica⁽⁸⁵⁾ y consideramos que el agua sale del macizo con una dureza comprendida entre 8,5 y 9,5^ºF, obtenemos unas tasas que oscilan entre los 62,6 y los 69,9 mm. de erosión por cada 1000 años, bastante elevadas dentro del conjunto peninsular y que justifican el rápido desarrollo reciente de ciertas formas, aunque no de la totalidad del karst de los Puertos de Góriz, lo que nos lleva, de nuevo, al punto de partida del presente capítulo.

El karst del Macizo de Marboré, en pleno funcionamiento actualmente, tiene una considerable antigüedad y ha pasado por varias fases morfoclimáticas. Si seguimos el esquema de Hernanz y Carreras, que coincide aproximadamente con nuestras apreciaciones y que se basa en la interpretación de los sedimentos que rellenan algunas de las cavidades del macizo⁽⁸⁶⁾, podemos deducir las siguientes etapas:

- Constitución de amplios sistemas subterráneos bajo un clima húmedo y templado. Se organiza todo el drenaje de forma kárstica apareciendo las cuevas de Casteret, Devaux, grutas heladas del Collado de los Sarrios, etc. (muchas de las cuales se encuentran hoy colgadas por efecto de la erosión de los glaciares posteriores).
- Período frío en que la karstificación se interrumpe (o se limita a algunas profundas simas subglaciares) mientras que los glaciares excavan valles y depresiones interceptando numerosos conductos.

- Fase progresivamente menos fría; los glaciares retroceden, desaparece el permafrost y se inicia la karstificación de las superficies abandonadas por el hielo a pesar de la intensa gelificación que ataca los materiales más frágiles y tiende a rellenar los valles con sus derrubios. Reorganización del karst subterráneo que se adapta a la nueva topografía: Sistema Félix Ruiz de Arcaute.
- Fase actual en la que se intensifica la karstificación conforme retroceden los últimos aparatos glaciares. Aparecen nuevas formas y las antiguas son reaprovechadas. La gelificación sigue siendo muy importante.

No nos es posible obtener una mayor precisión ni concretar más nuestras apreciaciones. Creemos sin embargo que aunque el karst del Macizo de Marboré y de los Puertos de Góriz es como mínimo pre-würmiense⁽⁸⁷⁾, las principales características de la topografía actual se deben a un periodo glacial y a un retoque kármico reciente o actual. Aunque existen gran cantidad de formas heredadas, el karst que observamos es plenamente funcional en estos momentos.

REPRESENTATIVIDAD DEL KARST DE LOS PUERTOS DE GORIZ

Al buscar un macizo cárstico prototípico de las condiciones de alta montaña hemos descartado de antemano todos aquellos que, en el Prepirineo, en la Cordillera Cantábrica, o en el Sistema Ibérico, no llegaban a reunir las características climáticas de tal medio. En estas condiciones, la posibilidad de elección se reduce a contados casos (téngase en cuenta que las mayores alturas de la Península coinciden con materiales no karstificables y que el Pirineo Axial está compuesto por rocas metamórficas y cristalinas que tampoco lo son). Por ello, y aunque existen otras menos conocidas, y, que sepamos, de menor interés también, nuestra elección se centraba en tres zonas: Los Picos de Europa, cuya morfología kárstica ya fue objeto de una tesis hace algunos años⁽⁸⁸⁾, la comarca de Iarra, en el Pirineo Navarro, muy estudiada desde un punto de vista espeleológico aunque poco trabajada desde una perspectiva más amplia y el Macizo de Marboré o cualquiera de sus sierras adyacentes, cuyo karst es relativamente conocido pero que presenta especial interés por la presencia actual de glaciares. Creemos que el karst del Macizo de Marboré, en el que centramos por fin nuestra atención, es el más interesante tanto por su desarrollo como por las condiciones climáticas a las que está expuesto. En este sentido, y habida cuenta además de las diferencias orográficas, geológicas y climáticas que le distinguen de otros macizos de montaña, no es lícito afirmar de forma tajante que la morfología de los Puertos de Góriz sea representativa de un tipo de paisaje kárstico peninsular. Hemos buscado una

situación extrema, presente en nuestra geografía, pero absolutamente atípica y lo hemos hecho porque teníamos interés en conocer el comportamiento de la caliza en un medio morfoclimático de alta montaña aunque los resultados obtenidos, por lógica, no pudieran extrapolarse más que a contados puntos dentro de la Península.

Teniendo en cuenta estas objeciones previas, podemos observar como las principales características del karst del Macizo de Marboré se repiten en el resto de los macizos calizos de alta montaña, no solo en España, sino también, y esto es lo más interesante, en otros lugares del mundo. En todos los casos la karstificación está muy avanzada, muestra lapiazes gigantes y gran cantidad de formas de transición como los pozos de nieve y las pequeñas simas, abundan siempre las dolinas embudiformes, "jous", y el drenaje subterráneo, que debe salvar grandes desniveles, está bien organizado. Pero más que por la presencia de una u otra forma, los karsts alpinos españoles y europeos se parecen por su dinámica actual: en todos los casos los contenidos en caliza de las aguas son reducidos aumentando rápidamente durante los primeros metros y estabilizándose pronto la dureza en torno a los 102F⁽⁸⁹⁾. Por ello, la efectividad de la karstificación depende siempre de la abundancia de agua⁽⁹⁰⁾ evolucionando con gran rapidez aquellos sistemas situados en montañas húmedas donde se unen los procesos kársticos y periglaciares. Normalmente, por fin, el karst es antiguo y su evolución se ha visto frenada y alterada durante los periodos glaciales⁽⁹¹⁾ superponiéndose las formas actuales a otras poligénicas heredadas.

Si prescindimos de ciertos matices, los karsts pirenaicos

cantábricos o alpinos tienen muchas similitudes que, creemos, justifican su estudio conjunto. Existen pocos ejemplos puros en España pero multitud de sierras y de cumbres presentan una u otra de sus características y pensamos que el conocimiento de los procesos que se desarrollan en el Macizo de Marboré puede ser una gran ayuda para la comprensión de la morfología de aquellos (sin entrar en la utilidad que pueda tener este conocimiento para la reconstrucción de ciertas etapas de nuestro cuaternario).

NOTAS

- (1) Hemos procurado respetar al máximo la toponimia a ambos lados de la frontera utilizando los nombres completos -sin traducir- que nos suministraban las fuentes. Solo las referencias de puntos fronterizos podrían pues resultar controvertidas.
- (2) El nombre data de un pasado ganadero y alude a la zona donde se encuentran los diversos collados que conducen a la Brecha de Rolando. En el presente trabajo lo utilizaremos ampliamente aplicandolo a todo aquello que no sean las cumbres por no existir otra denominación más correcta.
- (3) VELDE, E.J. Van de: Geology of the Ordesa overthrust mass. Spanish Pyrenees, province of Huesca. Est.Geol. XXIII, 1967 págs. 163- 202.
- (4) SITTER, L.U. de: A cross-section through the central Pyrenees. Not.y Com.I.G.M.E. 46, 1957, págs. 175- 207.
- (5) MENGAUD, L.: Etudes géologiques dans la région de Gavarnie et du Mont Perdu. Bull.Car.Géol.Fr. 40, 1939, págs. 193- 223.
- (6) I.G.M.E.: Mapa de síntesis geológica a escala 1: 200.000. Hoja nº 14 (Viella).
- (7) MISCH, P.: Estructura y tectónica de la región central de los Pirineos. Pub.Extr.Geol.Esp. V, 1948, págs. 3- 180.
- (8) Se trata de concreciones silíceas incluidas en la caliza, con su misma edad y origen sedimentario. Vease al respecto: PETTIJOHN, E.J.: Sedimentary rocks. New York 1975, 625 págs.
- (9) SITTER, L.U. de: op. cit. nota 4.
- (10) WENSINK, H.: Paleozoic of the upper Gallego and Ara valleys, Huesca province, Spanish Pyrenees. Est.Geol. 18, 1962, pág. 1- 74.
- (11) MARGERIE, E. de: Notes géologiques sur la région du Mont Perdu. Ann.Cl.Alp.Fr. 13, 1887, págs. 609- 625.
- (12) SELZER, G.: Geologie der Sudpyrenaischen Sierra. Publ.Extr. Geol.Esp. IV, 1948, págs. 185- 232.
- (13) MENGAUD, L.: op. cit. nota 5.
- (14) HERNANDEZ PACHECO, F.; VIDAL BOX, C.: La tectónica y la mor

fología del Macizo de Monte Perdido y de las zonas de cumbres inmediatas en el Pirineo Central. Pir. 4, II, 1946, págs. 69- 110.

- (15) SITTER, L.U.de: op. cit. nota 4.
- (16) RUTTEN, M.G.: Nota preliminar sobre la geología de los Pirineos de la provincia de Huesca. Est.Geol. 12, 1955, págs. 19- 26.
- (17) VELDE, E.J. Van de: op. cit. nota 3.
- (18) LITH, J.G.S. Van der: Geology of the Spanish part of the Gavarnie nappe and its underlying sediments near Bielsa, province of Huesca. Geol.Ultr. 10, 1962, págs. 1- 64.
- (19) SITTER, L.U. de: op. cit. nota 4.
- (20) MISCH, P.: op. cit. nota 7.
- (21) HERNANDEZ PACHECO, F.; VIDAL BOX, C.: op. cit. nota 14.
- (22) Para una explicación más exhaustiva de los fenómenos geológicos a los que hemos hecho referencia, recomendamos especialmente la tesis de Van de Velde (op. cit. nota 3), fácil de localizar, que hace un análisis estratigráfico completo de cada una de las cuatro unidades que se superponen en el macizo.
- (23) Esta disparidad no refleja más que la ausencia de observatorios en lugares adecuados, despoblados y de difícil acceso, y la necesidad de obtener los totales mediante el uso de una u otra fórmula, siempre discutible. Las obras citadas son:
- INSTITUTO GEOGRAFICO Y CATASTRAL: Atlas geográfico de España, Madrid, 1965.
- TERAN, M.de; SOLE SABARIS, L.: Geografía General de España. Madrid 1979.
- LAUTENSACH, H.: Geografía de España y Portugal. Barcelona, 1967.
- (24) SOLE SABARIS, L.: Los Pirineos. Barcelona 1951, 620 págs.
- (25) GAUSSEN: Carte de la pluviosité annuelle du sud-ouest de la France et des Pyrénées. Paris 1934.
- (26) Así, el 13-VII-1981, la vertiente francesa estaba cubierta

por densas nieblas, recibiendo además chubascos intermitentes, hecho este que se reproducía en menor medida en el fondo de los valles aragoneses quedando solo despejada la zona de los Puertos de Góriz.

- (27) SOLE SABARIS, L. (op. cit. nota 24) comenta el total de 2841 mm. que se registra en St. Barthélemy, a 2349 m. de altitud, en la vertiente francesa de la cordillera.
- (28) Ignoramos las circunstancias que rodearon la recogida de datos de Candanchú pero nos tememos que la serie sea errónea desde 1959, año en que empiezan a aparecer unas cifras desorbitadas de precipitaciones en otoño y principios del invierno (principio de la temporada de esquí) y que no guardan relación con las correspondientes de poblaciones vecinas.
- (29) En Candanchú, en junio de 1953 se registraron 6 días de nieve y en agosto de 1958 ya se produjo este meteoro en un par de ocasiones.
- (30) LAUTENSACH, H.: op. cit. nota 23.
- (31) Hay que tener en cuenta además, que estos registros se efectúan en un termómetro situado a cierta altura sobre el suelo y protegido. No existen datos de la temperatura del suelo, que son los que realmente nos interesan.
- (32) TURC, L.: Le bilan d'eau des sols; relation entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. Thèse, Paris 1953.
- (33) REMENIERAS, G.: Tratado de Hidrología aplicada. Barcelona 1974, 516 págs.
- (34) Tuvimos ocasión de comprobar este fenómeno el 21-VIII-1980 durante una tormenta que duró varias horas: durante los primeros minutos el agua circuló por los laplaces pero llegó un momento en que estos fueron incapaces de canalizar todo el líquido apareciendo entonces un torrente por el lugar más inesperado de lo que había sido hasta ese momento un desierto kárstico. El agua de ese torrente, turbia y cargada de sedimentos, iba a unirse en el circo de Soaso al nacimiento Arazas sin haber sido capaz de disolver apenas

caliza. Por último, a las tres horas de haber finalizado la descarga, todo había vuelto a su aspecto inicial.

- (35) BARRERE, P.: La période glaciaire dans l'ouest des Pyrénées centrales franco-espagnoles. Bull.Soc.Geol.Fr. 4, V, 1963, págs. 516- 526.
- (36) HERNANDEZ PACHECO, F.; VIDAL BOX, C.: op. cit. nota 14.
- (37) Los restos de morrenas cuaternarias son muy escasos pero se reconocen en el fondo de los valles del Ara, entre Torla y Broto y del Cinca, cerca de Bielsa.
- (38) BRUNET, Roger: Un exemple de la régression des glaciers pyrénéens. Pir. 39, 1956, págs. 261- 285.
- (39) NICOLAS MARTINEZ, Pedro: Geomorfología de la alta cabecera del Cinca: el circo de Tucarroya. Memoria de licenciatura, Univ. Complutense, Madrid 1978, (inédito).
- (40) VELDE, E.J. Van de: op. cit. nota 3.
- (41) RUIZ DE ARCAUTE, Félix: Observaciones preliminares sobre la sima Echalecu (Pirineo Navarro) Spel. 4, VI, 1955, págs. 279- 285.
- (42) Su descubridor narra con tonos un tanto novelescos las circunstancias de su descubrimiento y exploración en:
CASTERET, N.: Diez años bajo tierra, Madrid 1943, 222 págs.
- (43) HOLLERMANN, P.W.: Zur Verbreitung rezenter periglazialer Kleinformen in den Pyrenäen und Ostalpen. Göt.Geog.Abh. 40, 1967, 198 págs.
- (44) WASHBURN, A.L.: Geocryology: A survey of periglacial processes and environments. London, 1973, 406 págs.
- (45) TRICART, J.; CAILLEUX, A.: Le modèle des régions périglaciaires. SEDES, Paris, 1967, 512 págs.
- (46) BARRERE, P.: op. cit. nota 35.
- (47) NICOLAS MARTINEZ, P.: op. cit. nota 39.
- (48) CORBEL, J.: Les karsts du Nord-Ouest de l'Europe et de quelques régions de comparaison. Lyon 1957, 541 págs.
- (49) "Le développement des formes de dissolution superficielle ne se fait donc nullement sous le glacier". Con palabras así de categóricas el tema quedó zanjado bastante tiempo:

- CORBEL, Jean: Les karsts haut-alpins . Rev.Geog.Lyon 2, 1957.
- (50) MAIRE, Richard: Les karsts haut-alpins de Platé, du Haut Giffre et de Suisse Occidentale. Rev.Geog.Alp. 4, LXV, 1977, págs. 403- 426.
- (51) FORD, D.C.: Castleguard Cave, an alpine cave in the Canadian Rockies. Stud.Spel. 2, 1975, págs. 299- 310.
- (52) MAIRE, Richard: Les karsts sous-glaciaires et leurs relations avec le karst profond. Rev.Geog.Alp. 2, LXVI, 1978, págs. 139- 148.
- (53) JULIAN, M.; NICOD, J.; ORENCO, C.: Recherches de morphologie karstique et glaciaire dans le massif du Marguareis (Alpes Maritimes). Medit. 1, 1972, págs. 81- 99.
- (54) JULIAN, M.: Formation et évolution des dépressions karstiques au cours du quaternaire récent. Mem.Doc.C.N.R.S. 15, 1974, págs. 151- 159.
- (55) TRICART, J.: Modelé karstique et modelé periglaciaire dans les Causses. Discussion. Rev.Geon.Dyn. 5, 1955, págs. 193- 201.
- (56) HERNANDEZ PACHECO, Fco.; VIDAL BOX, C.: op. cit. nota 14.
- (57) BOGLI, A.: Kalklösung und Karrenbildung. Zeits.Geom., 1960, págs. 4- 21.
- (58) "Lapiés de parois" descrito en MAIRE, R.: Elements de karstologie physique. Spelunca 3, 1980, págs. 1- 56.
- (59) JULIAN, M.: op. cit. nota 54.
- (60) MIOTKE, F.D.: Karstmorphologische Studien in der glazial-überformten Höhenstrufe der "Picos de Europa", Nordspanien. Jahr.Geog.Gesell. 4, 1968, 161 págs.
- (61) CORBEL, J.: op. cit. nota 49.
- (62) MAIRE, R.: op. cit. nota 52.
- (63) COURBON, P.: Atlas des grands gouffres du monde. Marseille, 1979.
- (64) Cada verano los Pirineos y los Alpes calizos atraen numerosas expediciones espeleológicas procedentes de todos los países del mundo superándose en muchas cavidades desniveles

superiores a los 1000 metros: la Sima de la Piedra de San Martín, en Navarra, y el Sistema Badalona, a solo 7 km. del Monte Perdido, en Escuaín, son ya descensos clásicos que van quedando más superados cada año que transcurre. La prensa lo recoge con titulares como el siguiente: "La expedición científica a la sima de Budogia (Navarra) estableció dos nuevas marcas mundiales de profundidad". EL PAIS, 1- XI- 1981, dándoles interés por su aspecto deportivo.

- (65) El "pozo Xavier", en la red Félix Ruiz de Arcaute, tiene una profundidad de 166 m. totalmente verticales. Este y otros similares son obstáculos prácticamente insalvables para el que no disponga de un gran equipo humano y de material y nos obligan a recurrir para su descripción a las publicaciones existentes.
- (66) Normalmente se la conoce con el nombre de este espeleólogo aunque no es raro encontrar la misma cueva citada como "Red Viva él", sobre todo en las referencias más antiguas.
- (67) DELAIL, M.; DUCHENE, M.: Le réseau Felix Ruiz de Arcaute. Massif du Taillon- Marboré (Espagne). Spelunca 3, 1974, págs. 82- 85.
- (68) DUBOIS; DAINAT: Le réseau de l'aven du Marboré. Spelunca, 3 1963, págs. 4- 12.
- (69) BONNET; CAILLAR; COUDERC; DUBOIS: Recherches spéléologiques dans le Massif du Mont Perdu. Ann.Spél. 16, 1961, págs. 61 64.
- (70) HERNANZ, A.; CARRERAS, A.: Observaciones sobre el macizo kárstico de Marboré. Hidrol. 1966, págs. 1- 41.
- (71) MINVIELLE, P.: Grottes et canyons. Les 100 plus belles courses et randonnées. Paris 1977, 230 págs.
- (72) CAILLAR, J.; DUBOIS, P.: Sur quelques modalités de formation et d'évolution des dépôts cristallins dans les cavités de haute altitude. I Congr. Int. Spéleologie, 2- II, Paris 1953, págs. 325- 333.
- (73) RENAULT, Ph.: La formación de las cavernas. Barcelona 1971, 128 págs.

- (74) PETTIJOHN, E.J.: op. cit. nota 8.
- (75) REMENIERAS, G.: op. cit. nota 33.
- (76) CASTERET, N.: op. cit. nota 42.
- (77) PIERRET, B.: La grotte glacée Casteret. Ann.Spél. 4, V, 1950 págs. 145- 148.
- (78) Se suele afirmar en multitud de publicaciones que la Cueva Casteret es "la cueva helada más alta del mundo" lo que, aparte de no significar nada es absolutamente falso: sin salir del Macizo de Marbofé existen varios casos más entre los cuales están las cuatro cuevas de El Casco y la Devaux que acabamos de describir.
- (79) CASTERET, N.: op. cit. nota 42.
- (80) EK, C.; PISSART, A.: Dépôt de carbonate de calcium par congélation et teneur en bicarbonate des eaux résiduelles. C.R. Ac.Sc.Paris 1, 260, 1965, págs. 929- 932.
- (81) CAILLAR, S.; BARTHEZ, J.; COUDERC, J.; DUBOIS, P.; PLISSON, J.L.: L'origine de la Gave de Pau. I Congr.Int.Spél. 1, II 1953, págs. 135- 142.
- (82) HERNANZ, A.; CARRERAS, A.: op. cit. nota 70.
- (83) WILLIAMS, J.F.: Chemical weathering at low temperatures. Geog.Rev. 39, 1949, págs. 129- 135.
- (84) Como ya veremos posteriormente, esta cifra se repite casi exáctamente en gran cantidad de lugares por lo que debe considerarse normal en un medio de alta montaña.
- (85) CORBEL, Jean: L'Erosion en terrain calcaire. Ann.Geog. 370, LXVIII, 1959, págs. 97- 120.
- (86) HERNANZ, A.; CARRERAS, A.: op. cit. nota 70.
- (87) LLOPIS LLADO, Noel: Glaciarismo y carstificación en la región de la Piedra San Martín (Navarra). Geograph. 5-6, 1955, págs. 21- 42.
 Ilega a afirmar, sin aportar argumentos de ningún tipo, que el karst de Iarra, similar al nuestro, data del Mioceno. A falta de pruebas no nos atrevemos a llegar tan lejos aunque tal antigüedad no es imposible.
- (88) MIOTKE, F.D.: op. cit. nota 60.

(89) MAIRE, Richard: op. cit. nota 50.

(90) DEMANGEOT, J.: Dissolution et karstification a l'ile Devon
(Arctique Canadien). Mem.Doc.C.N.R.S. 15, 1974, págs.
111- 120.

(91) MAIRE, Richard: op. cit. nota 52.

FUENTES Y BIBLIOGRAFIA

Son abundantísimas las fuentes impresas que existen de la zona de los Puertos de Góriz- Macizo de Marboré: la región ha sido muy visitada por geógrafos y geólogos españoles y, sobre todo, franceses desde el siglo XIX y los problemas geomorfológicos que plantea han atraído en los últimos años científicos procedentes de toda Europa (destacando la universidad de Utrecht que ha publicado ya una decena de tesis doctorales sobre el Pirineo Central). En muchos casos, la literatura tiene un especial interés por los temas de espeleología destacando diversos grupos catalanes, en especial el G.E. Badalona, y franceses: el G. S. des Pyrénées, de Toulouse, o el S.C.A.L. de Montpellier. Sin embargo, esta abundancia de fuentes en lugar de facilitar el trabajo lo dificulta: el material está disperso siendo en ocasiones necesario recogerlo en lugares muy distantes unos de otros y la procedencia tan dispar de los autores supone que estos se ignoren entre sí, en ocasiones posiblemente por simples problemas de idioma.

FUENTES CARTOGRAFICAS

Hemos procurado tener en cuenta la totalidad de la cartografía reciente que existe sobre este sector de la cordillera. Lo más importante que debemos decir al respecto es que ésta es abundantísima y muy desigual; hay mapas que encierran errores inadmisibles y la toponimia raras veces es enteramente correcta. Por ello, hemos utilizado como base de trabajo el mapa a escala 1: 25.000 del Institut Géographique National de France correspon-

diente a Gavarnie- Néouville, excelente y con gran cantidad de información geomorfológica y el publicado por la Editorial Alpina, a escala 1: 40.000, por la gran cantidad de información de todo tipo que contiene. Para la toponimia, hemos respetado al máximo los datos que nos suministraban los mapas de base a escala 1: 50.000 españoles y franceses.

La cartografía utilizada ha sido la siguiente:

Instituto Geográfico Nacional: hojas 146 (Bujaruelo) y 178

(Broto) del M.T.N. a escala 1: 50.000, bien cuidados los detalles aunque anticuados y con escasa información.

Servicio Geográfico del Ejército: Mapa Militar de España a esca-

la 1: 50.000, hojas nº 146 (Bujaruelo) y 178 (Broto), que a pesar de ser de 1975 y 1976 respectivamente contienen graves errores (como la omisión del glaciar del Monte Perdido).

Plano Director a escala 1: 25.000: hojas 146-II (Monte Perdido) y 146-III (San Nicolás de Bujaruelo), que son pocas en información y se limitan a la porción española de terreno.

Army Map Service, Washington, USA: Mapa militar de España a esca-

la 1: 50.000, hojas nº 146 y 178. Mapa de difusión restringida pero con el relieve muy bien representado. Escaso en otro tipo de informaciones.

Ministerio de Agricultura, Instituto Nacional para la Conserva-

ción de la Naturaleza: Mapa del Parque Nacional de Ordesa, escala 1: 40.000, Madrid, 1978. Es posiblemente el que representa mejor el relieve del macizo. Muy bien editado.

Editorial Alpina, mapas de montaña: Ordesa, Vignemale, Mte. Perdido. Escala 1: 40.000 y guía cartográfica. Granollers, 1980. Extraordinariamente práctico y rico. Válido para los dos vertientes del macizo.

Institut Géographique National, carte Topographique au 1: 50.000, hojas nº 1648 (Gavarnie) y 1748 (Vielle-Aure), de cuidada y reciente edición aunque incompletos en ciertos aspectos.

Carte Touristique au 1: 25.000^e, nº 275 (Gavarnie- Neouville) hoja doble excepcional tanto por la información que contiene como por su edición pero que, desgraciadamente, se adentra muy poco en territorio español.

Existen otros varios, sobre todo referidos a itinerarios de interés deportivo, que no especificamos por no abultar en exceso esta relación. Asimismo, prescindimos de los mapas a menor escala en los que la información, lógicamente, es más reducida.

MAPAS GEOLOGICOS

No están publicados los mapas geológicos a escala 1:50000 o similar de ninguno de los dos países por lo que hemos tenido que acudir a los existentes, de escalas menos interesantes:

Instituto Geológico y Minero de España: Mapa de Síntesis Geológica 1: 200.000, hojas nº 14 (Viella) y 23 (Huesca).

Service de la Carte Géologique de la France: Carte géologique au 1: 320.000, hojas nº 29 (Bayonne) y 30 (Toulouse).

Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine: Carte géologique au 1: 250.000, hoja correspondiente a Luz, editada en 1973.

VELDE, E. J. van de: Geology of the Ordesa overthrust mass. Spanish Pyrenees, province of Huesca. Est.Geol. vol. XXIII, 1967, págs. 163- 202. Contiene un buen mapa geológico a escala 1: 40.000 y que incluimos aquí por su interés como posible fuente cartográfica.

FOTOGRAFIA AEREA

La importancia de los desniveles del macizo complica el trabajo con la fotografía aérea: los relieves más importantes aparecen excesivamente distorsionados y, en ocasiones, es difícil lograr la visión estereoscópica. Sin embargo, las fotografías de esta zona han prestado buenos servicios para el estudio de los fenómenos estructurales y la morfología glacial. Hemos utilizado las fotografías del Servicio Geográfico del Ejército nº 58.714 a 58.719 (rollo 591), obtenidas el 20- VIII- 1957, que presentan una buena definición. Lamentamos sin embargo el que la vertiente francesa aparezca velada ya que perdemos con ello gran cantidad de puntos de referencia.

BIBLIOGRAFIA

A pesar de que el valor de los trabajos publicados es muy desigual, hemos pretendido elaborar una relación más completa de lo que sería la que se limitara a las notas intercaladas en el texto. La lista sin embargo no puede ser completa ya que los trabajos que existen sobre este sector de la Cordillera Pirenaica son abundantísimos.

ALIMEN; FONTBOTE; SOLE SABARIS: Pyrénées. V Congrès International INQVA, 1957.

- ALMELA, Antonio; RIOS, José María: Structure d'ensemble des Pyrénées Aragonaises et découvertes récentes dans cette région. Livre Mem. Professeur P. Fallot. Soc.Geol.Fr. 1961, págs. 313- 331.
- BARRERE, Pierre: La période glaciaire dans l'ouest des Pyrénées centrales franco-espagnoles. Bull.Soc.Geol.Fr. 4, V, 1963, págs. 516- 526.
- BATALLER, J.R.: El terciario inferior de los alrededores de Jaca. Est.Geog. 6, III, 1942, págs. 33- 49.
- BAYLAC, P.: Cavités souterraines de la rive droite du Salat, pres de Saint Girons (Ariège). Bull.Soc.Hist.Nat.Toulouse, 84, 1949, págs. 161- 174.
- BOGLI, Alfred: Kalklösung und Karrenbildung. Zeits.Geom. 1960, págs. 4- 21.
- BONNET, CAILLAR, COUDERC, DUBOIS: Recherches spéléologiques dans le massif du Mont Perdu. Ann.Spél. 16, 1961, págs. 61- 64.
- BORDIER, Bernard; DELORME, Gérard: Travaux dans le massif du Ger. Le lapiaz de Cinda Blanque. Spelunca 4, 1974, págs. 121 126.
- BOYE, M.: Névés et érosion glaciaire. Rev.Geom.Dyn. 1, III, 1952 págs. 20- 36.
- BRUNET, Roger: Un exemple de la regression des glaciers pyrénéens. Fir. 39, 1956, págs. 261- 285.
- CAILLAR, S.; BARTHEZ, J.; COUDERC, J.; DUBOIS, P.; PLISSON, J.L.: L'origine de la Gave de Pau. I Cong.Int.Spél. 1,II, Paris 1953, págs. 135- 142.
- CAILLAR, J.; DUBOIS, P.: Sur quelques modalités de formation et d'évolution des dépôts cristallins dans les cavités de haute altitude. I Cong.Int.Spél. 2, II, 1953, págs. 325 333.
- CASTERAS, M.: Sur la structure de la partie orientale des Pyrénées basques. C.R.Ac.Sc.Paris, 216, 1943, págs. 572- 574.
- CASTERET, Norbert: Diez años bajo tierra. Madrid 1943, 222 págs.

- CLIN, Michel: Etude géologique de la haute chaîne des Pyrénées centrales entre le cirque de la Troumousse et le cirque de la Lys. Mem.Bur.Rech.Geol.Min. 27, 1964, 380 págs.
- CORBEL, Jean: Crévasses et rivières sous-glaciaires. Rev.Geog. Lyon, 3, XXX, 1955, págs. 237- 247.
- " Le karst du Vercors. Rev.Geog.Lyon 3, XXXI, 1956, págs. 221- 241.
- " Karsts et glaciers quaternaires. Nor. 60, 1958, págs. 469- 479.
- " Les karsts haut-alpins. Rev.Geog.Lyon 2, XXXII, 1957.
- " Une région karstique de Haute-Laponie, Navnlösfjell (la montagne qui a perdu son nom). Rev.Geog.Lyon 4, XXVII, 1953, págs. 329- 344.
- " Tourbières et morphologie karstique dans la région de Sligo (Irlande). Rev.Geog.Alp. 57, 1958, págs. 517- 520.
- COURBON, Paul: Atlas des grands gouffres du monde. Marseille, ed. Jeanne Laffitte, 1979.
- COUVREUR, Gérard: Le rôle de la neige dans l'évolution des formes karstiques de haute montagne du Haut Atlas central. Mem.Doc.C.N.R.S. 15, 1974, págs. 135- 138.
- CUADRAT PRATS, José M^a.: Aportación metodológica al estudio de la insolación en áreas de montaña. Aplicación al Parque Nacional de Ordesa. Geograph. XIX- XX, 1977-1978, págs. 41- 52.
- CHEVRIER-MAGNE, Solange: Les phénomènes karstiques dans la massif de Port del Compte. Mem.Doc.C.N.R.S. 15, 1974, págs 235- 249.
- DEBOURLE, A.; DELOFFRE, R.: Pyrénées occidentales, Bearn, Pays Basque. Guides géologiques regionaux. Paris 1976.
- DELAIL, Mario; DUCHENE, Maurice: Le réseau Felix Ruiz de Arcaute, Massif du Taillon- Marboré (Espagne). Spelunca 3, 1974 págs. 82- 85.
- DEMANJEOT, J.: Dissolution et karstification a l'ile Devon (Arc tique Canadien). Mem.Doc.C.N.R.S. 15, 1974, págs. 111- 119.

- DEMATTEIS, G.: Forme miste carsico-glaciale nel massiccio del M. Margereis (Alpi Marittime). Boll.Soc.Geog.It. 9, IX, 1968.
- DENDALETXE, Claude: Guide du naturaliste dans les Pyrénées occidentales. (2 vols.) Neuchâtel, 1973, 350 - 435 págs.
- DUBOIS; DAINAT: Le réseau de l'aven du Marboré. SpeJunca 3, 1963 págs 4- 12.
- EK, Camille: Note sur eaux de fonte des glaciers de la Haute Maurienne et leur action sur les carbonates. Rev.Bel.Geog. 88, 1964, págs. 127- 157.
- EK, Camille; PISSART, Albert: Dépôt de carbonate de calcium par congélation et teneur en bicarbonate des eaux résiduelles. C.R.Ac.Sc.Paris 260, 1965, págs. 929- 932.
- ESCHER, E.G.: Une perspective- relief de la région du Trou du Toro et des Gouëils de Jouéou. (Pyrénées Centrales). I Congr.Int.Spél. Paris 1953, 1, II, págs. 143- 144.
- FORD, D.C.: Castleguard Cave, an alpine cave in the Canadian Rockies. Stud.Spel. 2, 1975, págs. 299- 310.
- GALL, A.le: Les types de temps du sud-ouest. Ann.Geog. XLIII, 1933, págs. 19- 43.
- GAUSSEN: Carte de la pluviosité annuelle du sud-ouest de la France et des Pyrénées. Paris 1934.
- HERNANDEZ PACHECO, F.; VIDAL BOX, C.: La tectónica y la morfología del macizo de Monte Perdido y de las zonas de cumbreras inmediatas en el Pirineo Central. Pir. 4, II, 1946, págs. 69- 110.
- JULIAN, Maurice: Un petit karst alpin d'altitude. Le Massif du Mounier. Rev.Geog.Alp. 2, LV, 1967, págs. 325- 336.
- JULIAN, Maurice; GRUE, Christian; FLANDIN, Louis: Contrastes hydrochimiques de diverses sources karstiques dans les Alpes Maritimes. Rev.Geog.Alp. 2, LXVI, 1978, págs. 183- 187.
- JULIAN, M.; NICOD, J.; ORENGO, C.: Recherches de morphologie karstique et glaciaire dans le massif du Marguareis (Alpes Maritimes). Medit. 1, IX, 1972, págs. 81- 99.

- LEVI, R.: Le récit officiel de la Pierre-Saint Martin. Constellation, 66, 1953, págs. 48- 54.
- LITH, J.G.S.: Geology of the Spanish part of the Gavarnie nappe and its underlying sediments near Bielsa. Province of Huesca. Geol.Ultr. 10, 1962, págs. 1- 64.
- LOMBARD, A.; EECKHOUDT, J.P. Van den: Note sur les phénomènes karstiques dans les Pyrénées. Bull.Soc.Bel.G.P.H. 1, LXII, 1953, págs. 9- 17.
- LUNSEN, H. Van: Geology of the Ara- Cinca region, Spanish Pyrenees, province of Huesca. Geol.Ultr. 16, 1970, págs. 1- 119.
- LLOPIS LLADO, Noel: Glaciarismo y karstificación en la región de la Piedra San Martín (Navarra). Geograph. 5-6, 1955, págs. 21- 42.
- " Quelques données géologiques sur le gouffre de la Pierre Saint Martin et quelques observations sur le réseau souterrain Iarra- Sainte Engrace. Ann.Spól. 1, X, 1955, págs. 37- 48.
- " Sobre las características hidrogeológicas de la red hipogea de la sima de la Piedra San Martín. Spel. V, 1954, págs. 11- 53.
- LLOPIS LLADO, Noel; BOIXADERA BIOSCA: "Les Tunes" fenómenos cársticos en los macifios eocenos del valle del Ter (Barcelona). Spel. 2, IV, 1953, págs. 63- 83.
- MAIRE, Richard: Les karsts haut-alpins de Flaté, du Haut Giffre et de Suisse Occidentale. Rev.Geog.Alp. 4, LXV, 1977, págs. 403- 426.
- " Les karsts sous-glaciaires et leurs relations avec le karst profond. Rev.Geo.Alp.2, LXVI, 1978, págs. 138- 148.
- MARGERIE, E. de: Notes géologiques sur la région du Mont Perdu. Ann.Cl.Alp.Fr. 13, 1887, págs. 609- 625.
- MENGAUD, L.: Etudes géologiques dans la région de Gavarnie et du Mont Perdu. Bull.Car.Géol.Fr., 40, 1939, págs. 197-223.
- MINISTERIO DE AGRICULTURA: Caracterización agroclimática de la

- provincia de Huesca. Dirección General de la Producción Agraria. Madrid 1976.
- MINVIELLE, Pierre: Grottes et canyons. Les 100 plus belles courses et randonnées. Denoel, Paris, 1977, 230 págs.
- MIOTKE, F.D.: Karstmorphologische studien in der glazial-überformen Höhenstufe der "Picos de Europa", Nordspanien. Jahr. Geog.Gesell. 4, 1968, 161 págs.
- MIRAMBELL I ROQUETA, Enric; MALLARACH I CARRERA, José María: Geología /del Macizo Arañonera al que se dedica un número monográfico /. Espel-ERE XXII, VII-1975, págs. 112- 124.
- MISCH, P.: Der Bau der Mittleren Südpynäen. Traducción en: Pub. Ext.Geol.Esp. V, 1948, págs. 3- 180.
- MUXART, R.; STCHOZKOY, T.; MUXART, T.: Contribution à l'étude de la dissolution des calcaires dans les eaux naturelles. Spitsberg, 1966. Mem.Doc.C.N.R.S. 11, 1970, págs. 189- 203.
- NICOD, Jean: Dynamique des dépressions fermées dans les zones supraforestières des karsts méditerranéens et alpins. Colloque Interdiscipl. sur les milieux naturels supra-forestiers. Perpignan, 1971.
- NICOD, Jean et alt.: Phénomènes glacio-karstiques et nivo-karstiques sur la carte géomorphologique du Devoluy Meridional. Plateaux de Bure et d'Aurouze. Rev.Geog.Alp. 2, LXVI, 1978, págs. 149- 165.
- " Recherches sur les formes glaciaires et karstiques des massifs de l'Oserot et de la tête de Moïse. Mem.Doc.C.N.R.S. 15, 1974, págs. 121- 133.
- NICOLAS MARTINEZ, Pedro: Geomorfología de la alta cabecera del Cinca: el circo de Tucarroya. Mem. licenciatur. Universidad Complutense, Madrid, 1978, (inédito).
- PETTIJOHN, E.J.: Sedimentary rocks. New York, 1975, 628 págs.
- PHILBERT, Karl: Sols polygonaux et striés dans les Pyrénées. C.R. Ac.Sc.Paris 7^es. 3, 1961, págs. 88- 90.
- PIERRET, B.: La grotte glacée Casteret. Ann.Spél. 4, V, 1950, pág. 145- 148.

- PLANDE, E.: La nieve y los glaciares en el Pirineo. Est.Geog. 5, 1947, págs. 167- 182.
- REFFAY, A.: Quelques observations sur la décomposition des calcaires sous la tourbe dans la région de Sligo (Irlande). Rev.Geog.Alp. 57, 1968, págs. 521- 527.
- REMENIERAS, G.: Tratado de hidrología aplicada. Barcelona, 1974, 516 págs.
- RENAULT, Philippe: La formación de las cavernas. Oikos-Tau, Barcelona 1971, 128 págs.
- RUIZ DE ARCAUTE, Félix: Observaciones preliminares sobre la sima Echalecu (Pirineo Navarro). Spel. 4, VI, 1955, págs. 279- 285.
- RUTTEN, M.G.: Nota preliminar sobre la geología de los Pirineos de la Provincia de Huesca. Est.Geol. 12, 1955, págs. 19 26.
- SEGURET, M.: Etude tectonique des nappes et séries decollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Thèse Fac. Sciences de Montpellier, 1970, 210 págs. Resúmenes en: C.R.Ac.Sc.Paris 265, 1967, págs. 1448- 1451; 266, 1968, págs. 1360- 1363; 268, 1969, págs. 907- 910; 269, 1969, págs. 552- 555.
- SELZER, G.: Geologie der Sudpyrenaischen Sierra. Trad. en Pub. Extr.Geol.Esp. 4, 1948, págs. 185- 232.
- SITTER, L.U. de: A Cross-section through the central Pyrenees. Trad. en Not.y Com.I.G.M.E. 46, 1957, págs. 175- 207.
- SOLE SABARIS, Luis: Los Pirineos. Barcelona 1951, 620 págs.
- SOUQUET, P: Le crétacé supérieur sud-pyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre. Thèse Fac. Sciences, Toulouse, 1967, 529 pág.
- " Sobre la estructura del valle de Arazas, al S. del Macizo de Monte Perdido (Pirineos Aragoneses, España). Not.y Com.I.G.M.E. 78, 1965, págs. 125- 128.
- TESTAZ, G.: Note sur la dynamique des bassins fermés des Hautes Alpes calcaires de Suisse occidentale. Mem. Doc.C.N.R.S. 15, 1974, págs. 139- 149.
- TRICART, Jean: Modelé karstique et modelé periglaciaire dans les

- causses. Discussion. Rev.Geon.Dyn. 5, 1955, págs. 193-201.
- TROMBE, Félix: Gouffres et cavernes du Haut Comminges. Fr.Sc.C.A. F. Paris 1943, 80 págs.
- TURC, L.: Le bilan d'eau des sols; relation entre les précipitations et l'écoulement. Thèse Paris, 1953.
- VELDE, E.J. Van de: Geology of the Ordesa overthrust mass. Spanish Pyrenees, province of Huesca. Est. Geol. XXIII, 1967, págs. 163- 202.
- VERDON, Jacques: Note sur les crues de Hölloch. Stal. 6, 1952, págs. 3- 6.
- VIERS, Georges: Pays Basque français et Barétous. Le relief des Pyrénées occidentales et leur piémont. Thèse, Toulouse, 1960, 604 págs.
- VOO, R. Van der: Geology of the Sierra Tendeñera regio. Spanish Pyrenees, province of Huesca. Est.Geol. XXII, 1966, págs. 61- 64.
- WASHBURN, A.L.: Geocryology: A survey of periglacial processes and environments. London 1973.
- WENSINK, H.: Paleozoic of the upper Gallego and Ara valleys, Huesca province, Spanish Pyrenees. Est.Geol. 18, 1962, págs. 1- 74.
-

161

La Marina – Sierra de Cuera (Asturias)

LA MARINA Y LA SIERRA DE CUERA: SITUACION Y RELIEVE

Con el fin de estudiar su morfología kárstica, que a nuestro juicio y como veremos en las páginas siguientes puede considerarse como representativa de la que existe en toda la España de clima oceánico, hemos delimitado una porción de terreno e "La Marina" al E. de Asturias. Nuestra demarcación se sitúa enteramente dentro del Concejo de Llanes permitiendo enlazar el litoral, con su dinámica correspondiente, con las estribaciones de la Sierra de Cuera (o "del Cuera" como se le suele conocer) que, al pie de los Picos de Europa, está caracterizada por procesos morfodinámicos de montaña y que se salen por tanto de nuestros intereses. Los materiales son en su conjunto prehercínicos aunque se han visto afectados por la orogenia alpina apareciendo las líneas maestras del relieve actual a consecuencia de las fracturas terciarias.

La Marina es una franja cuya superficie resulta excesiva para ser abarcada íntegramente en un trabajo de las características del que nos ocupa. Tiene una longitud considerable a la que además podríamos agregar el litoral del W. de la provincia de Santander que aunque está compuesto por materiales cretácicos presenta una morfología similar. Por ello, y por no existir soluciones de continuidad físicas ni humanas satisfactorias, nos hemos visto en la necesidad de establecer unos límites artificiales a nuestra demarcación:

Por el N. el límite es la costa desde Poó, con su pequeña ría, hasta la desembocadura del Purón. Por motivos prácticos

que no es necesario detallar hemos prescindido de los abundantes islotes calizos, muy karstificados, que bordean toda la línea de costa aunque llegado el momento y si ello fuese preciso, lo tendremos en cuenta.

Al E. nos sirve de límite el río Purón, uno de los pocos que consigue atravesar la totalidad de los afloramientos calizos sin perder su caudal, y hacia su cabecera, el arroyo de los Bardales.

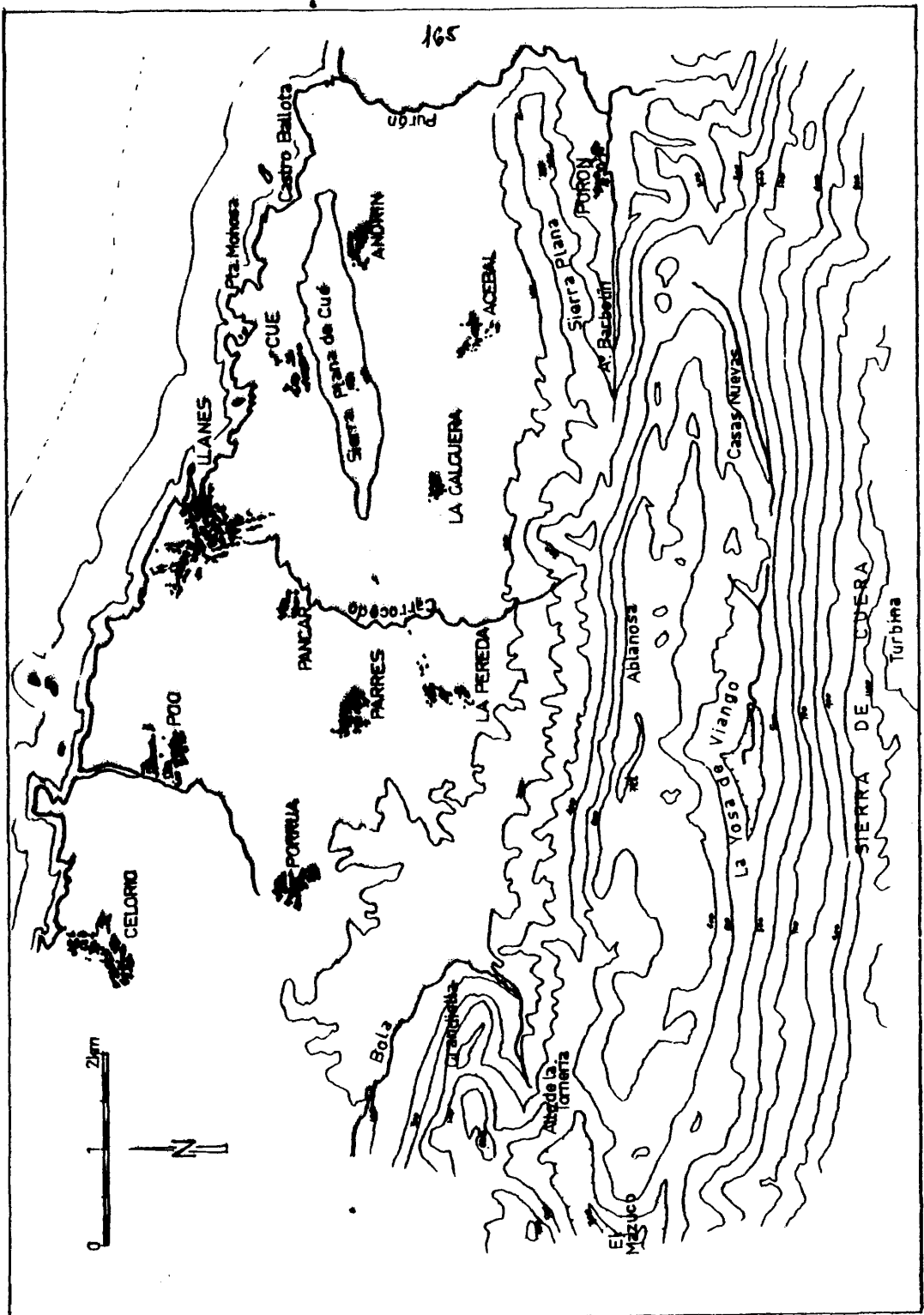
Por el S. y aunque, como ya hemos dicho, entremos en un dominio diferente al de La Marina, analizamos el relieve hasta la fosa tectónica que ha permitido la aparición de los poljes de la Yosa de Viango y del Mazuco. El motivo de que nos ocupemos de las primeras estribaciones del Cuera es que de aquí proceden las aguas que resurgen en diversos puntos de la plataforma de Llanes: los mencionados poljes son elementos esenciales para poder explicar el karst de toda la comarca.

Desde el Mazuco y el Pico Grandiella seguimos por fin una línea imaginaria que nos lleva a Porrúa y, siguiendo el Arroyo Vallina, hasta el mar a la altura de Poó, marcando el límite occidental del área seleccionada. De todos modos, aunque por necesidades metodológicas nos centremos en esta parte de La Marina, haremos constantes referencias al resto de la comarca: ciertos fenómenos están más desarrollados o son más fáciles de observar en Celorio, Pendueles o Niembro, por ejemplo, que en Llanes y nos parece por tanto lógico que los tengamos en cuenta.

Del interior hacia la costa nos encontramos sucesivamen

te con las siguientes unidades:

- SIERRA DE CUERA, paralela a la costa y con altitudes que alcanzan los 1315 m. en el Turbina y 1177 y 1179 m. en Peña Blanca y Liño respectivamente. Presenta pendientes muy pronunciadas y toda ella está cubierta de gran cantidad de dolinas.
- DEPRESION YOSA DE VIANGO-POLJE DEL MAZUCO, de origen tectónico y cuya altitud oscila alrededor de los 400 m. Es muy estrecha y larga, perfectamente paralela al eje de la sierra y de fondo plano ocupado por prados o edificaciones ganaderas. Numerosos sumideros absorben en ella la mayoría del agua que cae en la vertiente septentrional del Cuera.
- ALINEACION ABLANOSA-TORULLON, que en realidad no es más que un escalón de la Sierra de Cuera, con altitudes que oscilan en torno a los 700 m. Bastante accidentada, presenta un contacto muy brusco y rectilíneo en La Marina. En su sector oriental tiene adosada la SIERRA PLANA DE LA BORBOLLA-PURON, cuarcítica, de 230 m. de altitud, cuya morfología obviamente, no tiene nada que ver con la disolución y que constituye un obstáculo para el drenaje subterráneo.
- LA MARINA, cuya topografía de detalle aparece complicadísima por el desarrollo de las formas kársticas y que de forma más o menos escalonada abarca altitudes comprendidas entre los 170 m. (entre Porrúa y la sierra) y el nivel del mar. Su anchura no supera en ningún caso los 5 km. aunque su longitud es considerable. Al E. de Llanes está interrumpida por la Sierra Plana de Cué de 180 m. de altitud constituida por cuarcitas y arenis



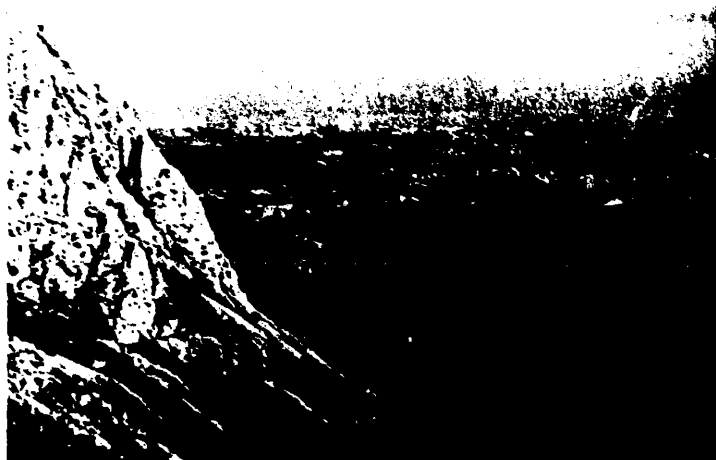
cas.

- LA COSTA, por fin, es alta y rectilínea a escala comarcal aunque presenta numerosos entrantes y salientes locales por haber invadido el mar antiguas formas kársticas. Existen pequeñas rías (Poó, Llanes) y varias playas aprovechando los lugares más protegidos del oleaje.

En las próximas páginas tendremos ocasión de estudiar éstos y otros caracteres con detenimiento así como la relación que existe entre la karstificación de la plataforma de Llanes y su entorno geológico, morfológico y, sobre todo climático.



Sierra plana de Purón desde la de Cué
al fondo, Sa. de Cuera



La Marina desde el Alto de la Tornería



Cué: litoral

RESUMEN ESTRATIGRAFICO:Areniscas y calizas prehercínicas y algunos sedimentos recientes

Estamos en una región que ha sido objeto de abundantes estudios desde que en 1858 Schultz observara el fenómeno de las rasas y lo pusiera en relación con las diferentes litologías⁽¹⁾. Por ello, aunque no exista una edición reciente del Mapa Geológico a escala 1:50.000 correspondiente a Llanes, los capítulos concernientes a la litología y a la estratigrafía están relativamente claros.

Los materiales que afloran en La Marina abarcan de forma discontinua desde el Ordovícico hasta el Cuaternario aunque sólo adquieran cierta importancia los prehercínicos. En cuanto a la potencia total de la serie, es poco significativa dadas las repeticiones y superposiciones que han originado la estructura.

Los sedimentos más antiguos que afloran en la comarca son del ORDOVICICO, posiblemente, y por el paralelismo que muestran con otros bien datados, del Skidawiense. De muro a techo y hasta alcanzar una potencia total próxima a los 550 m. encontramos los siguientes:

- Areniscas blancas, de grano fino bastante cristalino y con potencia difícil de calcular pero que podría llegar a los 100 m. Escasas en fósiles, fueron atribuidas al Cámbrico hasta la aparición de varias cruzianas clasificables dentro del complejo Ordovícico-Silúrico.
- Intercalaciones de pizarras y delgados niveles carboníferos.

nosos.

- Areniscas y cuarcitas blancas y rosadas en bancos decimétricos con estratificaciones cruzadas, laminaciones y "ripples". Su edad podría desbordar el Ordovícico: en la Franca se ha citado en el techo de la formación fauna del Devónico a pesar de que no existen discontinuidades ni cambios de facies⁽²⁾.

EL CARBONIFERO es el sistema mejor representado en toda la comarca llanésca. Entre el Devónico y el Dinantiense aparece un tramo de transición de 8-10 m. de potencia, concordante y sin datación, que incluimos aquí y tras el cual pasamos a facies más características.

- Calizas tableadas, microcristalinas, de tonos rosados a blancos ("mármol griotta") fosilíferas y con una potencia total que en Ballota se acerca a los 40 m. Dentro del Dinantiense parecen datar el Viseiense superior.
- Calizas masivas recristalizadas de color gris a negro, en ocasiones dolomíticas ("calizas de montaña") azoicas y de gran potencia, llegando a superar los 300 m. Su datación plantea muchos problemas a falta de referencias aunque suele considerarse como Dinantiense⁽³⁾ o, dada su posición por encima de las facies "griotta", Namuriense⁽⁴⁾.
- Calizas negras, fétidas por su contenido de materia orgánica, con laminación paralela y frecuentes alter-

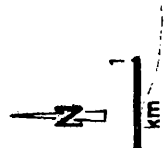
nancias de capas decimétricas con facies arcillosas y lumaquéllicas lo que les da un aspecto similar al flysch. Tienen una potencia superior a los 130 m. y su relativa abundancia en fósiles ha permitido situarlas entre el Namuriense superior y el Westfaliense, serie esta última ya documentada en la comarca⁽⁵⁾.

Sobre todo este conjunto, muy plegado y fallado por la orogenia herciniana, reposan discordantemente pequeñas manchas testigos de fases sedimentarias mesozoicas. En la superficie que abarca nuestro trabajo encontramos únicamente materiales cretácicos.

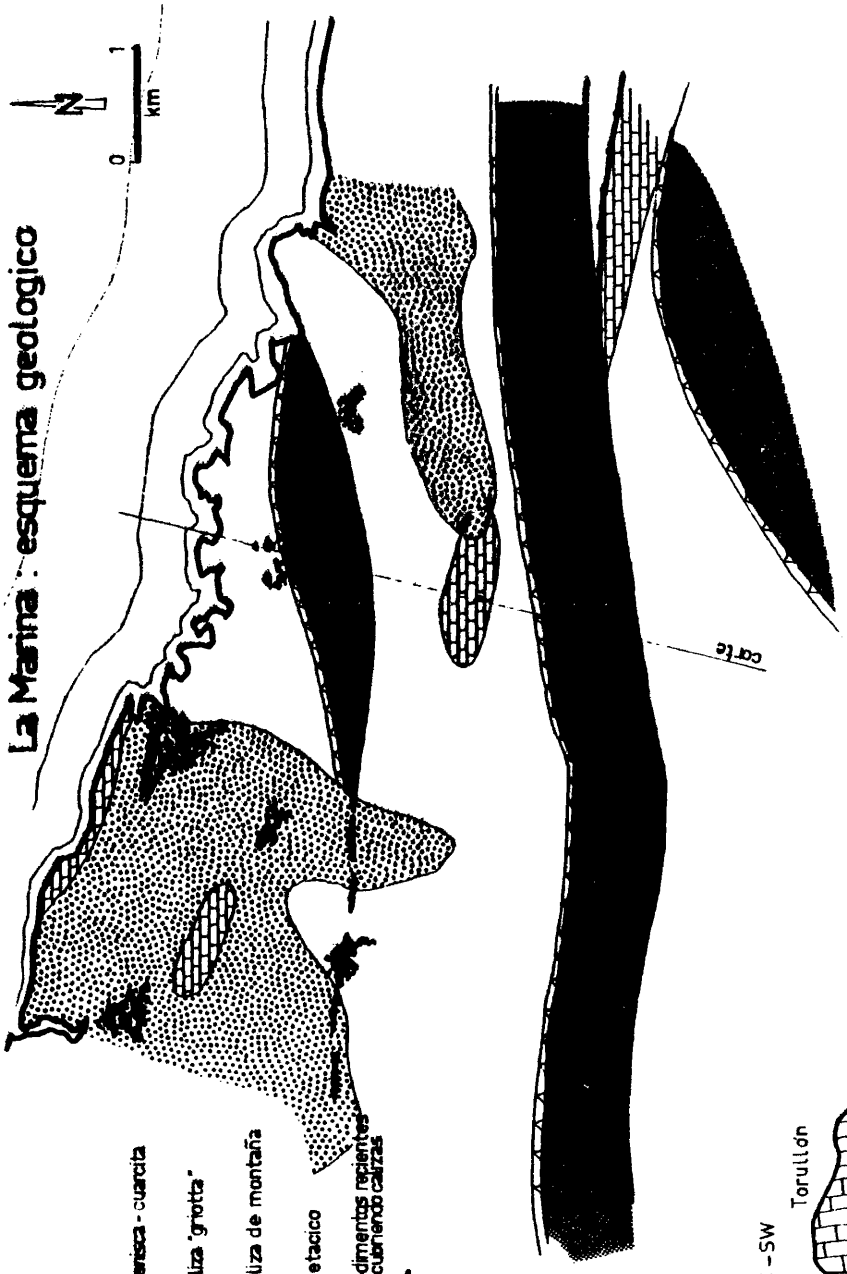
CRETACICO: el Neocomiense en facies Weald, tan importante en la vecina provincia de Santander no aparece en la plataforma de Llanes⁽⁶⁾. Sin embargo, el Aptiense está bien representado. De muro a techo encontramos sucesivamente:

- Arcillas y limos grises amarillentos con intercalaciones de calizas arenosas con estratificación cruzada y 120 m. de potencia. Su edad, determinada por sus numerosos fósiles, es Bedouliense inferior.
- Calcarenitas grises, localmente dolomitizadas y mal estratificadas que suman una potencia superior a los 55 m.
- Margas arcillosas y limos con frecuentes intercalaciones calizas o areniscosas del Bedouliense superior que alcanzan una potencia de 75 m.
- Calizas y calcarenitas oscuras, parcialmente dolomiti

La Marina : esquema geológico



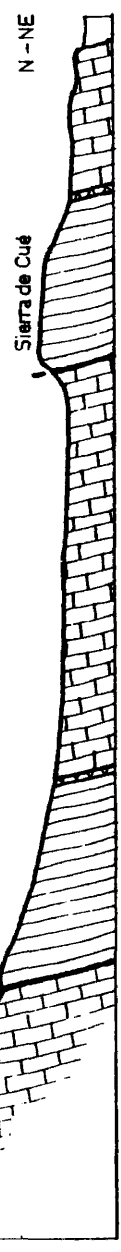
- arenisca - cuarcita
- caliza 'griotta'
- caliza de montaña
- cretácico
- sedimentos recientes recubriendo calizas



carre

S - SW
Torullón

Corte por G.Mary



Sierra de Cué

N - NE

zadas, de potencia considerable que, en su base son del Gargasense pero cuyo techo podría llegar al Cretácico superior, tal vez al Senonense.

Los afloramientos cretácicos son difíciles de estudiar por sus reducidas dimensiones y por aparecer muy afectados por la tectónica y por la erosión. De todas formas, su representatividad es escasa en el paisaje de La Marina por lo que el problema no tiene excesiva importancia para nosotros⁽⁷⁾.

EL Terciario tiene una extensión muy reducida limitándose a unas brechas y arenas eocenas, a una mancha de arcillas y conglomerados del Mioceno en el Valle del Carrocedo y a unos escasos depósitos detríticos entre Purón y Andrín que, en ningún caso, llegan a tener excesiva importancia morfológica.

EL CUATERNARIO, por fin, se presenta siempre formando manchas aisladas de orígenes diversos y de extensión reducida. Destacan los depósitos detríticos de las rasas formados por cantos redondeados de origen marino⁽⁸⁾; las arcillas de decalcificación, que ocupan grandes superficies de la Plataforma de Llanes; los depósitos de ladera en la Sierra de Cuera, compuestos, lógicamente, por los mismos materiales que la sierra, y las playas, actuales o antiguas, en ocasiones colgadas, de arena silíceo fina o de cantos.

Gracias a las características de la estructura a la que pertenecen, los materiales que más superficie ocupan son las calizas de montaña y, en menor medida, las areniscas y cuarcitas ordóvicicas; el comportamiento diferencial de estos dos tipos de ro-

quedo es en gran medida el causante de la morfología de La Marina y a ellos nos referimos normalmente en los capítulos sucesivos. La caliza cretácica está karstificada pero su importancia topográfica es muy inferior a la de montaña. Unos y otros afloramientos condicionarán estrechamente, ya lo veremos, el paisaje y el relieve de la comarca por lo que es de gran importancia tener en cuenta las observaciones anteriores.

ESTRUCTURA E HISTORIA GEOLOGICASuperposición de unidades con rasgos hercínicos y alpinos

La estructura de La Marina de Llanes y de las sierras vecinas ha sido, por su complicación, objeto de importantes polémicas hasta época reciente; Bertrand y Mengaud la explican ya en 1912 relacionándola con la Cordillera Pirenaica⁽⁹⁾ en función de varios mantos de corrimiento superpuestos y parcialmente desmantelados⁽¹⁰⁾. Ello justificaría además, según estos geólogos franceses, la horizontalidad de las Sierras Planas que se debería a motivos estructurales. Poco después sin embargo, H. Sampelayo⁽¹¹⁾ y E. Hdez. Pacheco⁽¹²⁾, rebatirán esta teoría: según ellos no existirían tales corrimientos ni habría superposiciones anormales en ningún punto: la alternancia de unos y otros materiales se debería, y así aparece en el Mapa Geológico de Llanes, a la existencia de pliegues muy cerrados. En ellos, las areniscas y cuarcitas habrían actuado en su momento de forma diapírica y la erosión posterior, de origen continental, sería la que daría lugar a las rasas.

De la revisión de unas y otras hipótesis derivan las interpretaciones más recientes⁽¹³⁾. Así en uno de los últimos trabajos que han aparecido sobre la región, G. MARY resume la estructura de La Marina y de Cuera de la siguiente forma⁽¹⁴⁾:

Existirían tres escamas superpuestas con direcciones ESE-WNW constituidas por las areniscas y cuarcitas ordovícicas sobre las que reposan las formaciones carboníferas:

La escama del "Llano Roñanzas" cabalga sobre las calizas

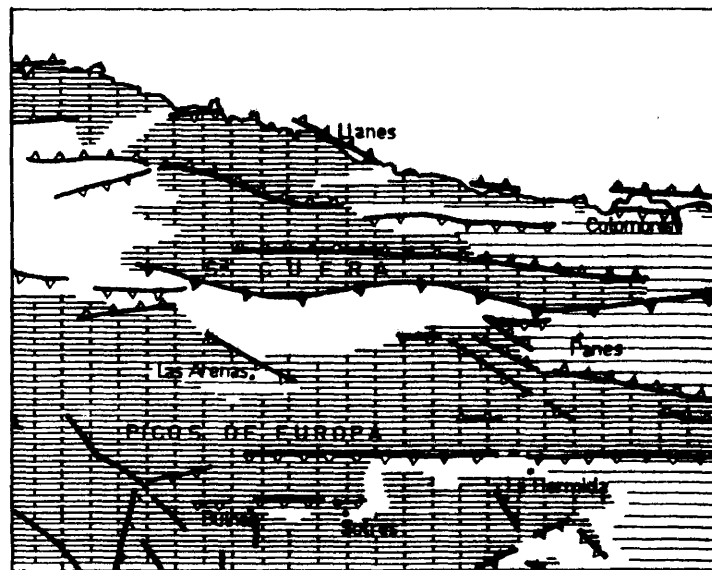
de montaña de la Sierra de Cuera. En ella no afloran más que las cuarcitas ya que las calizas carboníferas están fosilizadas por sedimentos mesozoicos y terciarios.

Una segunda escama sería la que constituyen las Sierras planas desde Prollezo hasta Purón. Se superpone a las formaciones cretácicas y paleógenas anteriormente mencionadas y muestra todos los sedimentos comprendidos entre el Ordovícico y el Westfaliense. La mayor parte de La Marina estaría incluida en esta segunda unidad.

La escama de Cué es la última de las que nos afectan⁽¹⁵⁾, se superpone a la anterior de las Sierras Planas y abarca los materiales descritos entre las cuarcitas y areniscas del Ordovícico y la caliza de montaña.

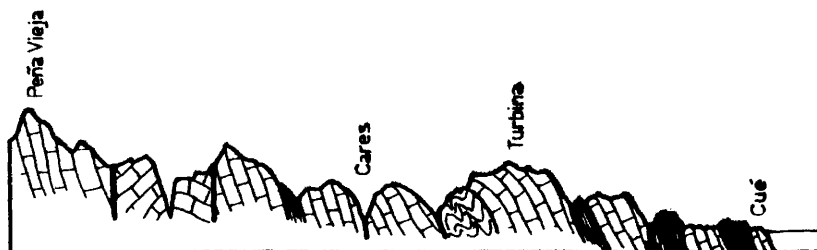
Todo el conjunto muestra buzamientos comprendidos entre los 60 y los 75° hacia el N: solamente en el sinclinal cretácico de Purón y en algunos puntos en los que se patentizan irregularidades locales existen buzamientos en otras direcciones⁽¹⁶⁾. Por último, es necesario señalar que existe un densísimo campo regmático en el que se superponen las direcciones propias de la orogénesis herciniana y las alpinas⁽¹⁷⁾. En este sentido, tienen especial trascendencia las fracturas SW-NE que, como veremos, no sólo facilitan la circulación subterránea sino que explican la existencia de ciertas formas topográficas⁽¹⁸⁾.

Esta estructura que acabamos de esbozar a grandes rasgos puede explicarse en relación con la historia geológica de La Marina:



0 5 10 km

- | | |
|-------------------------|----------------|
| falla | caliza dinant. |
| escarpe de falla | caliza cretac. |
| frente de cabalgamiento | otros |



12
0
0 km

- | |
|-------------------------|
| cuarcitas silúricas |
| calizas dinantiense |
| esquistos carboníferos. |

Morfoestructura de los Picos de Europa y Sierra de Cuera (por G. Bertrand).

Los sedimentos más antiguos que nos encontramos son las areniscas y cuarcitas ordovícicas. Todas ellas parecen proceder de un mar poco profundo, idea ésta que encaja con la presencia de intercalaciones carbonosas, que sólo pueden explicarse dentro de una alternancia de medios continentales y marinos. Tras estas deposiciones se producen uno o varios paréntesis (recordemos que los afloramientos no están convenientemente datados) que había que relacionar con la actuación de fases caledonianas póstumas⁽¹⁹⁾ y la acumulación de gran cantidad de sedimentos durante el Carbonífero. Durante este período se depositan materiales en una gran cuenca que ocupará toda Asturias y cuya profundidad variará cronológica y espacialmente: mientras que en nuestra comarca se sedimentan las calizas de montaña, en otros puntos de la provincia aparecen depósitos terrígenos o facies de tipo parálico. De todos modos, la recristalización y ausencia de fósiles de las calizas de montaña nos impiden precisar mejor las circunstancias de su deposición.

La orogenia herciniana deformará todos los sedimentos paleozoicos que nos han llegado plegándolos en un principio y dando lugar a los cabalgamientos y fracturas que hoy conocemos. La falta de referencias estratigráficas nos impide conocer las circunstancias y cronología exactas de estos acontecimientos aunque dada la proximidad de otros macizos mejor conocidos, es probable que se produjeran durante la fase Asturiana⁽²⁰⁾.

De nuevo nos encontramos tras la orogenia herciniana con una laguna estratigráfica y, por tanto, informativa. Probablemen

te, toda la región estaba emergida y sufría una intensa erosión, o al menos no recibió ninguna clase de sedimentos. Hacia el E. se producía una subsidencia asociada a movimientos neokiméricos, lo que explica la importancia y las características de los sedimentos comprendidos entre el Triás y el Cretácico en facies Weald en la provincia de Santander, pero en La Marina, no vuelven a aparecer hasta el Cretácico.

Durante el Aptiense el mar vuelve a cubrir el área estudiada. En un principio se producen abundantes aportes terrígenos que demuestran su poca profundidad aunque progresivamente ésta aumenta: aparecen calizas arrecifales y facies neríticas. De todas formas, la cuenca es muy inestable y los sedimentos correspondientes varían mucho hasta llegar al Cretácico superior en que ésta adquiere un carácter claramente marino.

A mediados del Terciario sucesivas fases de la orogenia alpina reactivan las principales fracturas y deformaciones hercynianas a la vez que pliegan los sedimentos mesozoicos. No existen discordancias importantes anteriores al Neógeno aunque las brechas priabonienses demuestran que ya en esta época se registró cierta actividad tectónica. Las fases fundamentales de generación de estructuras deben ser la Sávica y la Estírica aunque durante todo el Cuaternario se han seguido produciendo movimientos verticales así como un basculamiento de toda la costa hacia el W. Unido a ello hay que reseñar importantes cambios en el nivel del mar que ha oscilado, como mínimo, entre + 40 y - 45 m. La línea de costa actual no parece remontarse más allá del Würm medio⁽²¹⁾

aunque desde entonces ha permanecido relativamente estable⁽²²⁾. En cuanto a la importancia morfogénica de estos cambios recientes de nivel, no está suficientemente aclarada siendo aún objeto de discusión⁽²³⁾.

Durante el Cuaternario, por fin, se producirá una intensa karstificación de todas las calizas mientras que el periglaciarismo retocará el modelado de las áreas de montaña⁽²⁴⁾ resultando como consecuencia de todo ello la morfología que hoy conocemos.

LAS RASAS:Un problema de morfología litoral con múltiples interpretaciones

En varias ocasiones hemos mencionado ya una de las formas más características, interesantes y controvertidas del litoral Cantábrico: las rasas⁽²⁵⁾. Las rasas son conocidas desde que a mediados del siglo XIX empezaron a publicarse estudios de geología de la región asturiana e inmediatamente surgieron interpretaciones contrapuestas que con mayor o menor fortuna han llegado hasta la actualidad hasta el punto de que en estos momentos "rasa" es una palabra internacionalmente consagrada⁽²⁶⁾. E. Hernández Pacheco identificó media docena de niveles en La Marina⁽²⁷⁾

NIVEL A.- 210-230 m. que podemos observar en la Sierra Plana de Purón.

NIVEL A₁.-170-180 m. visible al W. del aeropuerto de Llana

NIVEL B.- 130-140 m. Sierra Plana de Cué y S. de Porrúa.

NIVEL C.- 60-70 m. entre Porrúa y Celorio, muy transformado por la karstificación.

NIVEL C₁.- 40-50 m. presente en el litoral entre Poó y Celorio.

NIVEL F.- 5-10 m. de origen marino y limitado a escasos puntos.

De ellos, algunos son muy claros aunque existen otros que se prestan a mayor discusión. Para este autor, exceptuando el "F", las rasas serían niveles de arrasamiento de origen continental. Sobre ellas no aparecen fósiles marinos y los cantos podrían ser depósitos torrenciales. Esta teoría, secundada por va-

rios geólogos españoles⁽²⁸⁾ se encontrará pronto con la oposición de los que desde hacía tiempo creían en un origen marino: las rasas están suavemente inclinadas hacia el mar, existen depósitos de playa colgados y los cantos tienen un origen marino⁽²⁹⁾.

Más recientemente, y pasamos por alto sucesivas matizaciones de estas dos interpretaciones, parece aceptarse un origen mixto: Guilcher⁽³⁰⁾ y, posteriormente Mary⁽³¹⁾ abogan por el origen marino de las Sierras Planas de Cué y de Purón, ambas sobre cuarcitas y areniscas. El arrasamiento se iría produciendo entre el Mioceno y el Pleistoceno inferior⁽³²⁾, antes, por supuesto, de que los diferentes bloques sufrieran levantamientos diferenciales. El nivel "A" emergería entre el Aquitaniense y el Vindoboniense mientras que el "B", y seguimos con los autores citados, dataría del plioceno inferior. Sin embargo Andrín se encuentra sobre un nivel de 50 m. y su situación, protegido del mar por la Sierra Plana de Cué, parece indicar un origen continental; las olas, en caso de haber llegado hasta este nivel de 50 m. no pudieron tener fuerza suficiente para producir la erosión que implica la formación de una rasa. Por otra parte, mientras que las Sierras Planas muestran unos desniveles mínimos, la plataforma caliza sobre la que se asienta Andrín es muy irregular superando en ocasiones los 100 m. de altitud. Según los mencionados autores, el origen de esta superficie sería exclusivamente kárstico: la Sierra Plana de Cué enlazaría con la de Purón en el Plioceno y desde entonces, mientras que areniscas y cuarcitas han conservado su topografía inicial, las calizas han sufrido una intensa karstificación que

ha supuesto la aparición del nivel de Andrín, 60 m., como promedio, por debajo del inicial de la Sierra Plana de Cué. Ello supondría una ablación de 20 mm. por milenio cifra perfectamente compatible con nuestras observaciones actuales como podremos comprobar en las próximas páginas.

En principio, y dado que no nos interesa extendernos más en este tema, admitiremos un origen marino de las Sierras Planas en relación con movimientos verticales cuaternarios mientras que las plataformas calizas deberían su topografía a la karstificación. Esta, como veremos en su momento, es esencial a la hora de explicar la morfología de La Marina.

EL CLIMA, DATOS UTILIZADOS PARA SU ESTUDIO

Existen registros meteorológicos en multitud de estaciones de toda la región: Parres, Pancar, Pendueles, Vidiago, por no mencionar más que unas cuantas, disponen de series de observaciones. Sin embargo, muy pocas de ellas muestran una continuidad adecuada y las distintas series raras veces son comparables. Por ello hemos preferido trabajar con los datos de municipios que ofrecieran registros de calidad, aunque tuvieramos que salirnos de la reducida área de trabajo que nos hemos impuesto.

Los observatorios cuyos datos hemos utilizado son los siguientes:

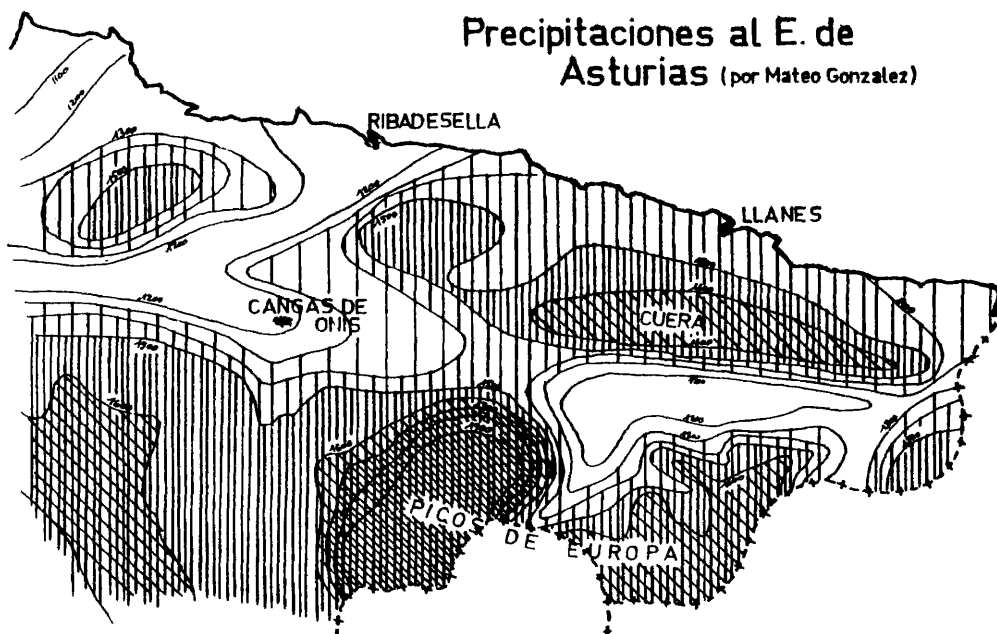
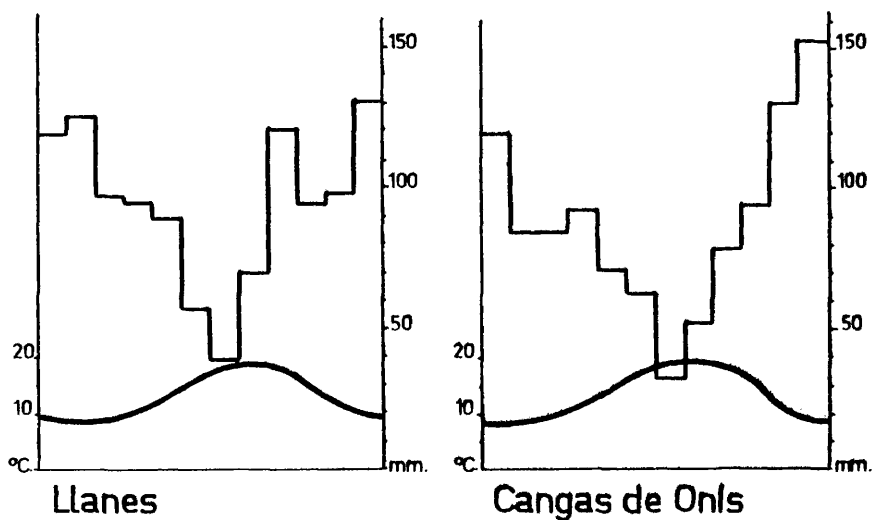
- Comillas a $43^{\circ} 23'$ de latitud N. y $4^{\circ} 17'$ al W. de Greenwich y 24 m. de altitud. Aunque el municipio se encuentre en la provincia de Santander, algo distante de La Marina, ofrece una buena serie de datos con 24 años ininterrumpidos de registros termopluiométricos.
- Campo de Aviación de Llanes, situado a $43^{\circ} 23'$ de latitud N. y $4^{\circ} 17'$ de longitud W. a 140 m. de altitud, sobre la Sierra Plana de Cué. Los registros que ofrece son termopluiométricos aunque desgraciadamente, la serie, que se inicia en 1954 y termina en 1970, es muy deficiente y discontinua.
- Cangas de Onís situado a $5^{\circ} 07'$ al W. de Greenwich y $43^{\circ} 21'$ de latitud N. a 87 m. de altitud en un ancho valle en el interior de la provincia. La serie de registros es relativamente buena y abarca los años comprendidos entre 1953 y 1969. Consideramos que el clima de Cangas de Onís puede representar las condicio-

nes que existen en cuanto nos distanciamos de la línea de costa y nos resulta por tanto de gran utilidad como referencia.

Independientemente de los citados utilizaremos, eventualmente y con el fin de comparar datos o de obtener informaciones que no encontramos en ellos, los registros de Lastres, Nueva, Gijón y Santander. Todo ello, por supuesto, con la prudencia que nos exige el manejar datos de poblaciones que van siendo progresivamente más distantes.

Consideramos que los observatorios cuyos datos vamos a utilizar son perfectamente representativos del clima de La Marina. Las condiciones de toda la Cornisa Cantabrica son bastante homogéneas y la similitud de los datos obtenidos en una u otra serie de registros es una garantía de que las características reales del clima deben ser próximas a las registradas. El único aspecto que no queda correctamente reflejado en nuestras series de datos es el de las lluvias orográficas. Como en tantos otros casos, no existen observatorios representativos del clima de este sector de la montaña asturiana y es preciso acudir al empleo de gradientes y de extrapolaciones siempre peligrosas. El problema es en este caso bastante serio dada la diferencia que hay entre el clima costero y el de la Sierra de Cuera que recibe una considerable cantidad de nieve y que registra totales de precipitaciones muy superiores a los de La Marina (véase a este respecto el mapa adjunto, reproducción del publicado por Mateo González⁽³³⁾). De todos modos, existen bastantes publicaciones sobre el clima de la región que nos permitirán suplir en parte las mencionadas deficiencias con lo que nuestros registros pueden consi

derarse como suficientes y representativos (34).



PRECIPITACIONES ABUNDANTES DURANTE TODO EL AÑO

Los datos que nos proporcionan los observatorios que consideramos nos sitúan de lleno en el contexto de la España de clima oceánico y en su característico régimen pluviométrico. Las cifras que barajamos, ya lo hemos dicho, se parecen todas bastante y se parecerían, si intentáramos la comparación, a los correspondientes a cualquier otra estación del Cantábrico. A pesar de que ello nos va a facilitar el análisis de sus principales características, no debemos dejar de reseñar ciertas diferencias impuestas, sobre todo, por la altitud y en relación también con el relieve, por la exposición. Así, mientras que en la fachada N. del Cuera se reciben más de 1600 mm. de precipitaciones, en la cara meridional, más protegida de la influencia del mar y en la que las masas de aire descienden hacia el Valle del Cares, el total no llega a los 1200 mm. A este mismo motivo debemos atribuir probablemente el total de 1050 mm. de precipitaciones que se registra en Cangas de Onís al cabo del año, cifra que contrasta con la de los observatorios costeros situados a barlovento.

PRECIPITACION MEDIA ANUAL

El total anual de precipitaciones es muy elevado en toda la región cantábrica: mientras que la franja costera no desciende en ningún caso por debajo de los 800 mm., existen numerosos puntos que sobrepasan los 2000⁽³⁵⁾. En conjunto, los valores oscilan normalmente entre los 1000 y los 1200 mm. y es precisamente en torno a estos totales donde podemos encuadrar nuestros observatorios.

La estación en la que tenemos un total más elevado es la de Comillas que suma 1242 mm. En Llanes registramos 1136 mientras que el mínimo se produce en Cangas de Onís donde no se superan los 1050⁽³⁶⁾. De todas formas, si consideramos estas cifras con detenimiento, podremos observar que Comillas recibe tan sólo un 15% más de lluvia al año que Cangas. La diferencia no es excesivamente importante.

Estos totales son bastante representativos ya que la variación interanual es muy baja: si dividimos el total del año más lluvioso entre el del año más seco, obtenemos unos cocientes que varían entre 1'6 y 1'8 (la variación es mayor en el observatorio santanderino) lo que, en todo caso, representa una variabilidad mínima dentro de los valores habituales en la Península.

Unido al abultado total de precipitaciones existe durante todo el año una elevada humedad relativa de la atmósfera que, aunque no se refleje en los pluviómetros, tiene repercusiones indirectas en la karstificación y en la morfogénesis; es muy raro que su valor descienda por debajo del 70 %.

DISTRIBUCION ESTACIONAL DE LAS PRECIPITACIONES

Los ya mencionados totales anuales de precipitación se distribuyen, tal y como podemos deducir de los climodiagramas adjuntos, con relativa homogeneidad durante todo el año; aún en los meses más secos las precipitaciones son apreciables en todos nuestros registros y la humedad relativa del aire se mantiene siempre a unos niveles elevados.

Las precipitaciones máximas se producen al final del oto

fio y principio del invierno, época durante la que La Marina se ve constantemente afectada por el paso de las sucesivas perturbaciones del Frente Polar y por vientos húmedos del NW. En diciembre se alcanzan los 152 mm. en Cangas de Onís y 131 en Llanes, cifras superadas por las de Comillas, que en noviembre alcanza los 188 mm. de precipitación.

El final del invierno sigue siendo bastante húmedo (126 mm. en Llanes durante el mes de febrero) para ir disminuyendo lentamente las lluvias durante la primavera: en Mayo aún se reciben entre 80 y 90 litros por metro cuadrado en toda la comarca.

Durante el verano se produce una relativa aridez al ser insuficientes las precipitaciones para cubrir la evapotranspiración potencial durante dos meses en Comillas, el más húmedo de nuestros observatorios, tres en Llanes y cinco en Cangas de Onís. En estos dos últimos llega incluso a producirse un déficit hídrico de 23 y 77 mm. respectivamente al agotarse las reservas del suelo. Con todo, y como ya hemos dicho, durante el mes más seco se registran 39 mm. en Llanes y 46 en Comillas repartidos en no menos de 9 y 10 días de precipitación respectivamente: a pesar de la sequía estival, el clima tiene en La Marina un carácter típicamente oceánico.

Tras un corto verano en el que las precipitaciones descienden hasta dar los valores mínimos del año, estas vuelven a aumentar a partir de agosto (que ya recibe más de 100 mm. en Comillas) para, progresivamente, alcanzar los máximos otoñales mencionados anteriormente.

Por lo que respecta a la humedad relativa del aire, a

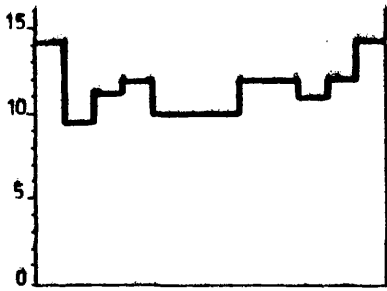
la que estamos refiriendonos constantemente en relación con las precipitaciones, oscila en Santander⁽³⁷⁾ entre un 74% en Marzo, el mes más seco, y un 81% en Junio. El margen es más reducido aún en Gijón donde en primavera se produce un mínimo con un 77% de humedad mientras que el máximo oscila en torno al 80%.

DIAS DE LLUVIA, INTENSIDAD DE LAS PRECIPITACIONES

Una de las principales características del clima de La Marina es la gran cantidad de días que registran precipitación al cabo del año: en todo el litoral cantábrico llueve o, esporádica mente, nieva un promedio de 160-180 días al año, cifra que debe ser bastante más elevada aún en el Cuera⁽³⁸⁾. dentro de estos, se producen lluvias apreciables durante 142 días en Llanes, 139 en Comillas y algo menos, 132 días, en Cangas de Onís. Los valores citados son muy elevados dentro del contexto peninsular aunque adquieran mayor expresividad si tenemos en cuenta además que al cabo del año solamente se registran 50 días de "cielo despejado" y que las horas de insolación, a falta de datos concretos de La Marina, son unas 1700 al año⁽³⁹⁾ situandonos en este sentido entre los mínimos españoles.

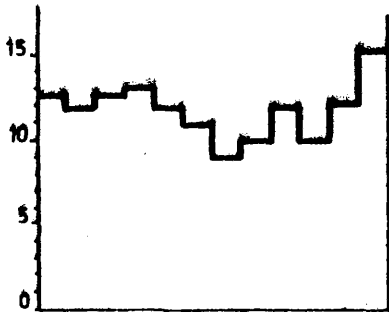
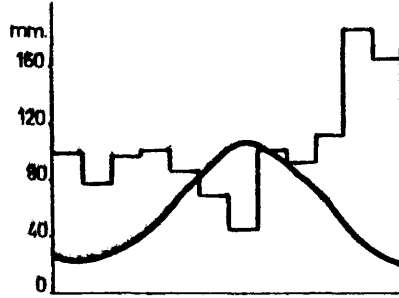
Por lo que respecta a la intensidad de las precipitacio nes, podemos obtener un dato interesante dividiendo el valor de las mismas entre el número de días en que se producen. De esta forma, obtenemos unos valores que oscilan entre 6'8 y 7 litros por metro cuadrado como promedio para cada día en que aparece el meteoro, cifras moderadas que ocultan lluvias de muy diversa in tensidad y que no deben hacernos olvidar que se conocen bastantes

DIAS DE PRECIPITACION

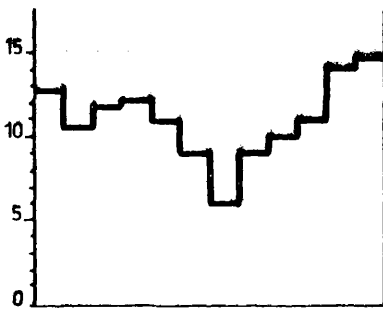
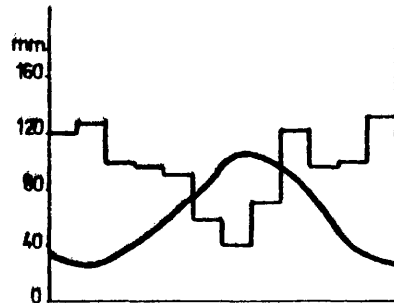


Comillas

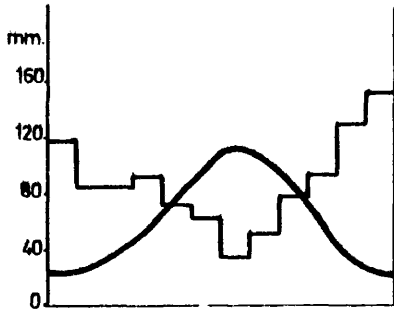
PRECIPITACION Y E.T.P.



Llanes



Cangas de Onís



casos de chubascos violentos como el que el 11-XII-1959 descargará en toda la región cantidades que oscilaron entre los 100 y los 200 litros por metro cuadrado.

	mm.	días lluvia	mm./día	días nieve
COMILLAS	1242	177,3	7	1'8
LLANES	1136	166	6'85	
CANGAS	1050	154,2	6'81	4

Los días de precipitación se reparten con bastante homogeneidad a lo largo de todo el año; si descontamos todos aquéllos en que las lluvias son "imperceptibles", los meses más lluviosos, tal y como se expresa en los diagramas adjuntos, son los invernales: entre Noviembre y Enero se producen 14-15 días mensuales de lluvia o nieve mientras que en los más secos la cifra sólo desciende por debajo de los nueve días en Cangas de Onís. Si consideramos el total de días de precipitación la diferencia es un poco mayor al superar los meses de Noviembre y Diciembre los 18-19 días de lluvia aunque en ningún caso llegan a producirse diferencias notables en este sentido entre unas y otras estaciones del año. En el de Cangas de Onís es en el único observatorio en el que se produce un mínimo estival marcado que se refleja además en los totales de precipitación: en el mes de Julio no se registran más que durante seis días aunque en Agosto ya aparece la lluvia en nueve ocasiones.

NEVADAS

Aunque raras, las nevadas son conocidas en La Marina: en

Comillas se produce un promedio de 1,8 días de nieve al año repartidos entre los meses de Noviembre a Marzo y la cifra aumenta conforme nos alejamos de la costa: en Cangas de Onís los días de nieve son ya 4 y pueden aparecer hasta el mes de Abril. De todas formas, la suavidad de las temperaturas impide que estas nevadas tengan relevancia no llegando a cubrirse el suelo más que en raras ocasiones. En la Sierra de Cuera sin embargo la nieve es más frecuente y abundante acumulándose en el fondo de las dolinas y favoreciendo su evolución aunque las repercusiones que ello tiene en la morfología de La Marina son mínimas al fundirse normalmente durante los mismos meses en que se deposita.

SUAVIDAD DE LAS TEMPERATURAS AL NIVEL DEL MAR

Para que los datos de pluviometría adquieran su verdadero significado es preciso ponerlos en relación con los referentes a la temperatura. Disponemos de datos termométricos de las mismas estaciones que ya trabajamos en el caso de las precipitaciones: Comillas, Llanes y Cangas de Onís aunque, como ya hicimos anteriormente, tendremos también en cuenta datos referentes a otras estaciones de la región.

Todos los datos de que disponemos corresponden a observatorios que se encuentran próximos al nivel del mar; habida cuenta que la alineación de Ablanosa-Torullón supera los 700 m. de altitud y la Sierra de Cuera los 1300, será necesario acudir a estimaciones para averiguar las condiciones reinantes cerca de las cumbres; la diferencia altitudinal es en este caso excesiva para ser pasada por alto. En lo que no vamos a entrar, a falta de elementos de juicio consistentes, es en el efecto que puede tener la exposición sobre las temperaturas: toda la cara N. del Cuera, hasta llegar a la Plataforma de Llanes, es una umbría que en algunos puntos, dado el elevado valor de las pendientes no recibe nunca luz solar directa lo que, indudablemente, debe tener importancia al nivel del suelo.

Las temperaturas de La Marina se caracterizan por su suavidad, debida en gran parte a la influencia directa del océano. Esta influencia se manifiesta también en la escasa amplitud térmica del clima que nos afecta: la diferencia de temperatura entre el mes más cálido y el más frío es de 10,1°C. en Comillas;

10,4 en Llanes y 11,3 en Cangas de Onís situado más al interior. El mes más frío (Enero en Comillas y Cangas de Onís y Febrero en Llanes) registra temperaturas medias que oscilan entre los 7,6°C. de Cangas y los 8,7 de Comillas bastante suaves, no sólo dentro del conjunto peninsular sino también en relación con las áreas de montaña circundantes. Durante la primavera, las temperaturas ascienden lentamente hasta el mes de Mayo durante el cual el alza se hace mucho más perceptible para alcanzar las cotas máximas veraniegas.

El mes más caluroso es el de Julio en Cangas de Onís y Agosto en los observatorios costeros registrándose en todos los casos temperaturas comprendidas entre los 18 y los 19°C. (40). Durante el otoño las temperaturas descienden con cierta brusquedad entre Octubre y Noviembre hasta alcanzar los ya mencionados valores mínimos durante los meses invernales.

	°C. mes más frío	°C. mes más cálido	°C. media	media máximas	media mínimas
COMILLAS	8,7	18,8	13,5	16,7	10,4
LLANES	8,1	18,5	13,1	16,3	10
CANGAS DE ONIS	7,6	18,9	13,1	18,8	7,4

Las temperaturas extremas, más significativas siempre que las medias, no alteran esta suavidad del clima: en los observatorios costeros, la media de las mínimas del mes más frío no baja de los 5,3°C. aunque en Cangas de Onís, donde la influencia del mar es menor y se alcanzan valores sensiblemente más extremos, ésta llega a los 2,2°C. En estas condiciones, en La Marina

no se producen normalmente más de un par de heladas por año sin alcanzar en ningún caso valores importantes⁽⁴¹⁾; desde que existen registros la temperatura más baja alcanzada en Santander ha sido de $-3,9^{\circ}\text{C}$. en Febrero de 1956.

Durante el verano, las temperaturas máximas son extremadamente moderadas no llegando a alcanzar la media de las mismas los 22°C . en Llanes y Comillas. Solamente en Cangas de Onís las máximas alcanzan en Agosto un promedio de $24,9^{\circ}\text{C}$. que en ningún caso pueden considerarse como excesivas.

Si lo dicho es válido para La Marina, las temperaturas que definen el clima de la Sierra de Cuera son bastante más bajas: según Mateo González existe en esta parte de Asturias un gradiente altitudinal cuyos valores oscilan entre $0,4^{\circ}\text{C}$. por cada 100 m. durante los meses de invierno y $0,65^{\circ}\text{C}$. en Julio y Agosto (42). Ello supone que en los poljes la temperatura sea un par de grados más baja que en Llanes y que en las cumbres del Cuera esta diferencia llegue a ser de $5-6^{\circ}\text{C}$. (lo que justifica plenamente la existencia de nevadas y de procesos morfoclimáticos diferentes a los de La Marina).

BALANCE HIDRICO:Disponibilidad de agua durante casi todo el año

Del total de precipitaciones que recibe La Marina y la Sierra de Cuera una gran parte se evapora sin llegar a repercutir en la morfogénesis. Evidentemente, nos interesa conocer la proporción de este agua así como la que queda disponible con el fin de evaluar la efectividad de la karstificación actual.

Durante los meses de verano se llega a producir un déficit hídrico en Llanes y Cangas de Onís lo que implica que la totalidad del agua que cae procedente de la lluvia en circunstancias normales es absorbida o evapotranspirada. Sin embargo este período es de corta duración y la humedad atmosférica, cuyos efectos son difíciles de evaluar, tiende a suavizar esta sequía. Todo el resto es excedentario en agua con lo que ésta puede pasar a formar parte de los circuitos kársticos o puede, tras un breve recorrido subterráneo, desembocar en el Cantábrico.

Según el método de Thornthwaite la evapotranspiración potencial alcanza en las tres estaciones que consideramos valores comprendidos entre 700 y 725 mm. al año. Si embargo el valor de la evapotranspiración real es algo más bajo a causa de la ya citada sequía estival. Si recurrimos a la fórmula de Turc, obtenemos unos valores que aunque próximos a los mencionados suponen una mayor cantidad de agua disponible⁽⁴³⁾.

Estas cifras pueden considerarse como bastante representativas (no entramos, por supuesto en la validez o no de las fórmulas que han permitido su cálculo) por la escasa variabilidad

de las precipitaciones y por no existir prácticamente cursos de agua alógenos que intervengan en la karstificación: el agua nor-

	T ₂ C.	mm.	ETP.	ETR	TURC
COMILLAS	13,5	1242	715	715	657,6
LLANES	13,1	1136	706	683	629,4
CANGAS DE ONIS	13,1	1050	724	647	615,1

malmente se infiltra a los pocos metros de recorrido y la karstificación se verifica pues exclusivamente a partir de los recursos hídricos que aportan las precipitaciones.

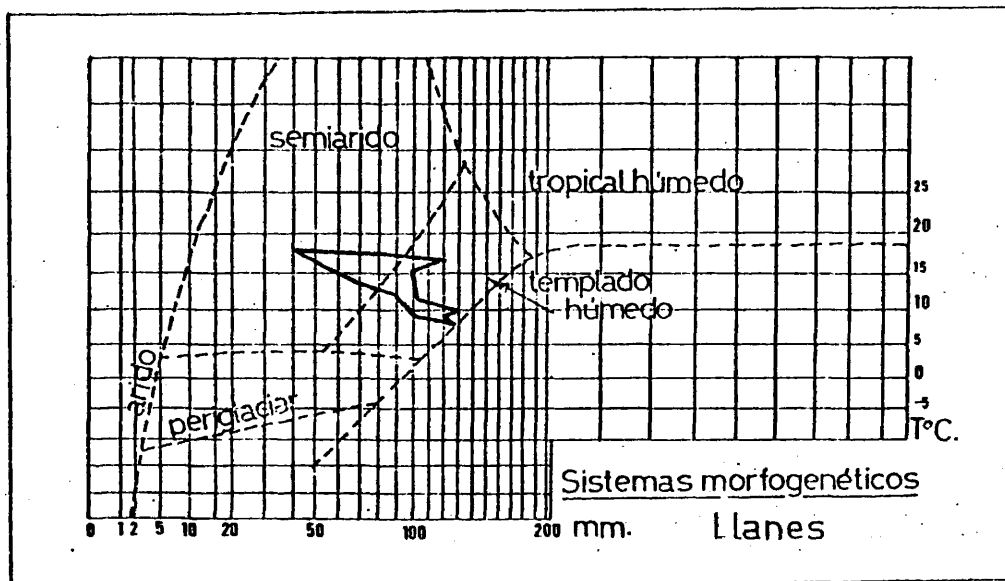
El agua que queda disponible para la escorrentía e infiltración profunda y a partir de la cual vamos a calcular la velocidad de disolución (a falta de conocer la importancia de la humedad atmosférica y de la condensación a que da lugar, que no se refleja en los pluviómetros) es relativamente abundante, sobre todo en los observatorios próximos a la costa, tal y como se expresa en el cuadro siguiente:

AGUA DISPONIBLE AL AÑO	
COMILLAS	527 - 584 mm.
LLANES	453 - 507
CANGAS DE ONIS	403 - 435

Gracias a ello la karstificación ha podido alcanzar el desarrollo que muestra en la actualidad y, sobre todo, puede seguir evolucionando en nuestros días.

UN CLIMA FAVORABLE A LOS PROCESOS MORFOGENETICOS QUIMICOS Y BIO-
QUIMICOS

Como se ha podido deducir de la descripción del clima que hemos hecho en las páginas anteriores, éste presenta dos características esenciales de interés: la suavidad de sus temperaturas y la humedad casi permanente. En estas condiciones, si exceptuamos los procesos kársticos, la morfogénesis tiene una eficacia limitada⁽⁴⁴⁾ que se refleja en la existencia de paleorrelieves prácticamente inalterados (como son en este caso las culminaciones planas de las rasas).



En La Marina los procesos mecánicos son poco efectivos en el caso de producirse: la acción del hielo es inapreciable, no

existen torrentes ni circunstancias que los justifiquen y no se llega a producir ningún fenómeno característico de medios árido el escaso valor de las pendientes y desniveles, por último, minimiza los desplazamientos de tipo solifluidal.

Descartados los fenómenos mecánicos, nos quedan las alteraciones físico-químicas cuya efectividad está en estrecha relación con la composición y con el grado de alterabilidad de las diferentes litologías. En este capítulo es en el que debemos encuadrar la karstificación que, a priori, parece encontrarse con circunstancias muy favorables: abundancia de agua, riqueza húmica del suelo lo que le da una gran acidez, grandes potencias de calizas bastante puras, etc. Sin embargo, la karstificación no actúa más que sobre ciertos tipos de roquedo no afectando para nada a nuestras areniscas o cuarcitas. Estas, antes por supuesto de la intervención directa o indirecta del hombre, no eran afectadas más que por la pedogénesis: en toda La Marina se produce una podzolización intensa e, incluso, en lo alto de las Sierras Planas, donde el drenaje es deficiente, aparecen suelos hidromorfos. La vegetación tiene una gran importancia en este tipo de actuaciones bioquímicas aportando una gran cantidad de materia orgánica que contribuye a acidificar el suelo, tendiendo sus raíces a explotar y ensanchar las diaclasas o discontinuidades de los afloramientos rocosos y sumando sus efectos a los producidos por la formación del suelo.

De todo lo dicho se desprende que si bien los relieves calizos evolucionan a cierta velocidad gracias a la karstifica

ción, las cuarcitas y areniscas lo harán muy despacio en las circunstancias actuales. Ello encaja perfectamente con la hipótesis según la cual la Sierra Plana de Cué sería una especie de "relieve testigo" de un antiguo nivel de arrasamiento del que sólo subsistirán las partes no karstificables⁽⁴⁵⁾.

En las vertientes septentrionales del Cuera las circunstancias climáticas y morfológicas cambian lo suficiente como para que a los procesos anteriormente descritos haya que sumar otros varios de indudable efectividad. Aparecen, al descender lo suficiente las temperaturas, indicios de gelifracción actual y existen depósitos coluvionares modernos de cierta consideración superpuestos a otros antiguos, cementados, al pie de escarpes y alturas principales⁽⁴⁶⁾. El valor de las pendientes y desniveles es elevado (véase el mapa correspondiente) con lo cual no sólo aparecen pequeños torrentes sino que la solifluxión empieza a adquirir importancia a todas las escalas. El suelo absorbe grandes cantidades de agua, y se producen, en ocasiones provocados por el paso del ganado abundante en toda la Sierra, pequeños deslizamientos. En otros casos, movimientos de masas de terreno de mayor consideración dan lugar a lo que localmente se denominan "argayos", que pueden afectar a varios cientos de m³ de suelo y roca simultáneamente...

De todo lo visto, lo que realmente nos interesa y en lo que vamos a centrar nuestra atención es en el modelado kárstico que tiene gran importancia en el Cuera y que es imprescindible para explicar la morfología de La Marina. No obstante, cuando ello

nos resulte útil, haremos alusión a otros tipos de procesos incluyendo los litorales, relativamente independientes del clima. De todo ello nos vamos a ocupar en las próximas páginas con mayor detenimiento.

EL KARST

Hemos hecho alusión en varias ocasiones a la karstificación diciendo que se encontraba con unas condiciones climáticas favorables y atribuyéndole el desmantelamiento parcial de las rasas. La disolución es en estos momentos sin lugar a dudas el más efectivo de los procesos morfogenéticos que actúan en La Marina gracias a la abundancia de agua y de vegetación y dada la escasa relevancia de otros tipos de procesos. En la porción de la Sierra de Cuera que nos interesa la disolución tiene además a su favor la agresividad que las bajas temperaturas confieren al agua así como la mayor disponibilidad de CO_2 gracias a la inivación (47). Todo ello supone que la karstificación haya originado una topografía original en toda La Marina que no por antigua deja de mantener su funcionamiento en la actualidad. Aunque varios ríos consigan llegar hasta el mar atravesando la totalidad de los afloramientos calizos, la mayor parte del agua es absorbida por los cientos de pequeños sumideros que existen repartidos a través de un impresionante campo de dolinas; el drenaje es casi enteramente krstico y el paisaje entero parece demostrar la efectividad de este tipo de procesos sin que la erosión fluvial ni ningún tipo de fenómeno erosivo mecánico directamente relacionado con el clima parecen interferir en la karstificación.

KARST Y LITORAL

Los procesos morfológicos litorales son los únicos que actúan en La Marina independientemente de los climáticos antes citados e independientemente de los kársticos. Ello supone que

existan frecuentes interferencias o complementariedades entre ambos tipos de procesos y que el mar invada en ocasiones antiguas formas kársticas o que, en otras circunstancias, las genere ⁽⁴⁸⁾.

En La Marina la costa es rectilínea por motivos estructurales ⁽⁴⁹⁾ debiéndose gran parte de los accidentes que aparecen a la invasión o al aprovechamiento de formas kársticas por la erosión marina. Son frecuentes en toda la región, aunque no existan casos en el sector que hemos delimitado, las dolinas que, una vez inundadas por el mar, siguen evolucionando gracias al agua oceánica que les llega por su antiguo sumidero. Estas dolinas tienden a ensancharse y acaban abriéndose hacia el mar dando lugar a pequeñas ensenadas ⁽⁵⁰⁾. Aunque su trascendencia morfológica sea menor, es también frecuente observar el caso de sumideros y cavidades parcialmente invadidos y, poco a poco, remodelados por el mar y de este mismo tipo es el origen de los característicos "bufones", abundantes en toda la costa, que expulsan violentamente el aire cada vez que una ola penetra por sus conductos. En todos estos casos, la interferencia se produce al cambiar el nivel del mar con respecto a los antiguos niveles de base kársticos. La existencia de pequeñas rías, de playas colgadas y de formas de origen subaéreo hoy sumergidas demuestra que estos cambios de nivel se han producido en ambos sentidos hasta época reciente.

En otros casos, el mar ha originado formas kársticas combinando la simple disolución que producen olas, salpicaduras y regueros ⁽⁵¹⁾ con la de origen biológico, muy importante en la

evolución del Seekarren: diversos moluscos litófagos perforan la caliza con sus secreciones ácidas⁽⁵²⁾ a la vez que las algas desarrollan una intensa acción química, todo lo cual ha desembocado en la aparición de un característico lapiaz a lo largo de nuestros acantilados.

Por último es necesario insistir en el hecho de que el mar también puede estar indirectamente relacionado con la karstificación si tenemos en cuenta que de él dependen las principales características de nuestro clima. Como se puede ver, aunque nuestro objetivo sea diferente, no tenemos más remedio que tener en cuenta la presencia y, sobre todo, la influencia del mar para estudiar el karst de La Marina.

ANALISIS DE FORMAS KARSTICAS:Extraordinario desarrollo de todas las formas de absorción

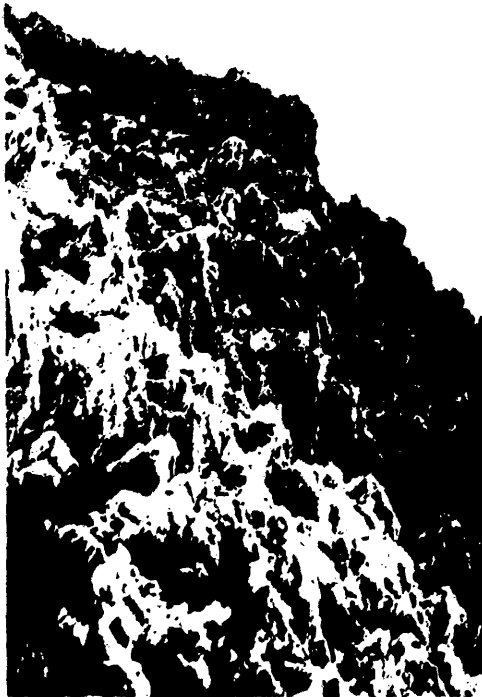
Del conjunto de formas kársticas que definen la topografía de La Marina empezaremos por las que alcanzan mayor desarrollo y significación topográfica: las formas de absorción.

FORMAS DE ABSORCION

El lapiaz está irregularmente desarrollado y distribuido. Mientras que condiciona toda la microtopografía de la línea de costa y de gran parte de la Sierra de Cuera, es prácticamente inexistente en el resto de La Marina⁽⁵³⁾.

El más característico y mejor desarrollado de nuestros lapiazes es el SEEKARREN, especialmente importante cerca de Ballota y al E. de Llanes aunque presente a todo lo largo de los acantilados. Los lapiazes de origen marino pueden llegar a tener varios metros de profundidad o aislar pináculos de las mismas dimensiones explotando frecuentemente las zonas de debilidad: diaclasas, discontinuidades litológicas, etc. Las formas resultantes se ven en ocasiones retocadas por el desarrollo posterior de oquedades y marcas diversas de corrosión debidas a la actividad de los moluscos (vid. nota 52) o, simplemente, a la disolución producida por las salpicaduras de las olas. Las dimensiones de estas últimas microformas son milimétricas aunque su densidad de un típico aspecto esponjoso al roquedo.

En algunos casos, el seekarren aparece total o parcialmente fosilizado por la arena de las playas actuales lo que nos obliga a pensar que su origen puede ser antiguo y estar en relación



Seekarren (Poo)



Llanes

Celorio



con diferentes niveles eustáticos o, en todo caso, que se trata de formas residuales a las que se ha llegado tras una evolución en diferentes circunstancias que las actuales. Lapiaces residuales de este tipo existen en las playas al E. de Llanes, en Celorio y en diversos lugares de la región.

Por último, allí donde los acantilados dan paso a rampas de menor inclinación, aunque tengan dimensiones reducidas, es frecuente que aparezcan campos de lapiaz de crestas agudas de hasta 50-60 cm. de altura aprovechando el valor de la pendiente. Como puede observarse, el mar ha dado lugar dependiendo de las circunstancias a multitud de tipos de lapiaz que si bien caracterizan una estrecha franja costera no resultan en absoluto significativos de la morfología del resto de la comarca.

El lapiaz mejor representado tanto en La Marina como, sobre todo, en la Sierra de Cuera, es el KLUFCHKARREN en todas sus modalidades. La disolución ha aprovechado diaclasas y planos de estratificación siempre que éstos hayan existido apareciendo como consecuencia de ello amplias superficies de la sierra totalmente cuarteadas por la karstificación de las microdiaclasas. El valor normalmente elevado de los buzamientos ha facilitado asimismo el que la disolución explotara las discontinuidades existentes entre los estratos quedando así aisladas agudas crestas separadas por surcos de varios metros de profundidad. El fenómeno, como en otras ocasiones, se produce a todas las escalas; existen manifestaciones de kluftkarren desde los centímetros hasta los 10-15 m. de profundidad y 3-4 de anchura.

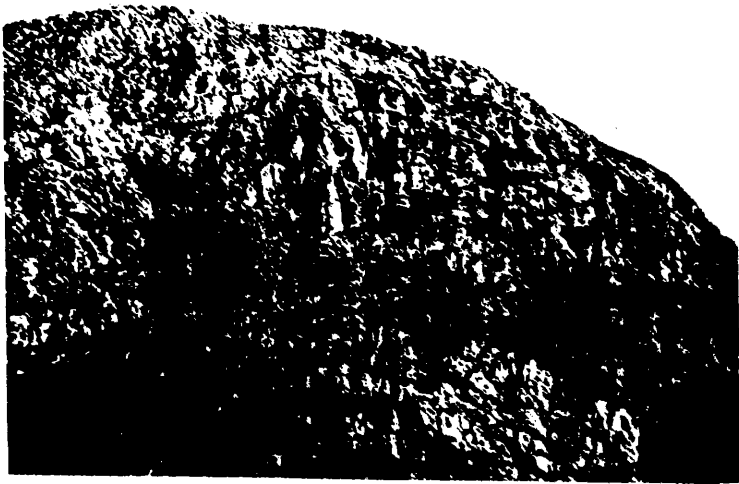
El kluftkarren es una forma de absorción esencial en la

Marina; este tipo de lapiaz no sólo puede adquirir un desarrollo considerable sino que además tiene una profundidad muy grande: en la comarca existen varias simas desarrolladas sobre diaclasas y la mayor parte de los sumideros y resurgencias aprovechan tales fracturas hasta el punto que llega un momento en que no podemos distinguir si el kluftkarren actúa como forma de absorción, de conducción o de emisión al desarrollarse todas ellas sobre una misma diaclasa.

En menor medida, también está presente el RINNENKARREN cuyos regueros alcanzan entre el Alto de La Tornería y los poljes profundidades superiores al medio metro formando accidentados campos de lapiaz. Cuando la pendiente es moderada da lugar frecuentemente a la variedad de lapiaz meandriforme o "mäanderkarren". En muchas ocasiones, en Cuera, aparece combinado con el kluftkarren y puede desembocar en sumideros o pequeñas simas, generalmente impenetrable por la estrechez de sus metros iniciales o por encontrarse obstruidos por derrubios, normalmente producto de la gelifracción.

En La Marina es normal que un rinnenkarren incipiente o poco desarrollado recubra las paredes subverticales de los cuecos o escarpes calizos formando acanaladuras irregularmente distribuidas de pocos centímetros de profundidad y varios metros de longitud, siendo raros otros tipos de manifestaciones de este lapiaz.

Por último, es destacable la existencia de algunas superficies ocupadas por RILLENKARREN cerca de la costa y de abundantes kamenitzas tanto aquí como en las primeras estribaciones del



Pico Grandiella: lapiaz



Alto de la Tornería: campo de dolinas

Cuera.

En muchos casos, sobre todo en la Sierra donde la erosión del suelo es más intensa, aparecen lapiazes semicubiertos, ocupados por una abundante vegetación rupícola que con sus raíces y con los aportes que suponen en materia orgánica, contribuye a la profundización de esta forma. En La Marina, en la culminación de algunos cuetos, el suelo que existe en estos lapiazes es suficiente para permitir el crecimiento de una vegetación exuberante que puede incluir algunas especies de árboles siendo ésta la mejor manifestación de los lapiazes en la comarca si exceptuamos la ya comentada franja costera.

Antes de terminar con el tema del lapiaz, y volviendo a la Sierra de Cuera, indicaremos que si bien su desarrollo es considerable y las formas que nos muestra llegan a cubrir amplias superficies, éste se ve atacado por la gelifracción que, en algunos lugares ha conseguido desmantelar y borrar todo rastro de forma kárstica. En algunas vertientes existen amplios canchales superpuestos a campos de lapiaz y todo parece indicar que ambos son perfectamente funcionales en la actualidad caso que, evidentemente, no se produce en La Marina.

Los fenómenos más característicos del karst de La Marina son los diversos tipos de dolinas que definen el relieve, determinan la absorción e incluso condicionan los aprovechamientos y el paisaje humano de la comarca⁽⁵⁴⁾.

Existen dolinas en toda la superficie que estudiamos aun que la densidad de las mismas varía de unas zonas a otras en fun

ción de la cantidad de sedimentos no solubles (normalmente arcillas) que descansan sobre las calizas. Estas arcillas justifican la horizontalidad de los alrededores de la Pereda o de la Galguera a la vez que dificultan su evolución kárstica por su impermeabilidad.

Las dolinas de La Marina tienen tamaños muy diversos desde los 2-3 m. de diámetro hasta varios hectómetros aunque en estos últimos casos con lo que solemos encontrarnos es con uvalas: la mayoría de las depresiones son en algunas áreas coalescentes hasta el punto de que lo que destaca en el paisaje no son las dolinas sino los relieves residuales o "cuetos" (acerca de cuya problemática hablaremos más tarde) que quedan entre ellas.

Si nos atenemos a las formas, en el campo de dolinas que hay al S. de Andrín destacan las depresiones profundas, embudiformes o semiesféricas, del mismo tipo que las que encontramos en gran parte del Cuera, mientras que entre Parres y Poó o en los alrededores de Cué predominan más bien las depresiones de fondo plano en sus múltiples variantes. En varias ocasiones se ha querido relacionar esta riqueza tipológica con sucesivas secuencias paleoclimáticas: las dolinas profundas o "jogos" corresponderían a un "karst nival"⁽⁵⁵⁾ que se desarrollaría en toda la región durante los períodos fríos del Cuaternario mientras que las de fondo plano corresponderían según Llopis a karsts pluviales que incluirían climas de tipo tropical y que se desarrollarían durante los interglaciales⁽⁵⁶⁾. A nuestro entender, no es posible llegar tan lejos; en ciertos lugares dolinas de uno u otro tipo con o sin relleno

de arcillas coexisten a pocos metros de distancia mostrando un aparentemente idéntico dinamismo actual. El tratar de relacionar climas y formas con tal rapidez nos puede llevar a cometer graves errores interpretativos. A pesar de que las dolinas parecen tener una considerable antigüedad en algunos casos y de que muchas de ellas se encuentran actualmente colgadas, desligadas de la red hidrográfica, la mayor parte de ellas parecen ser funcionales en este momento.

Entre Llanes y Porrúa las dolinas, anchas y coalescentes, están recubiertas de arcillas aluviales de las que sólo emergen unos relieves residuales, o los "cuetos".

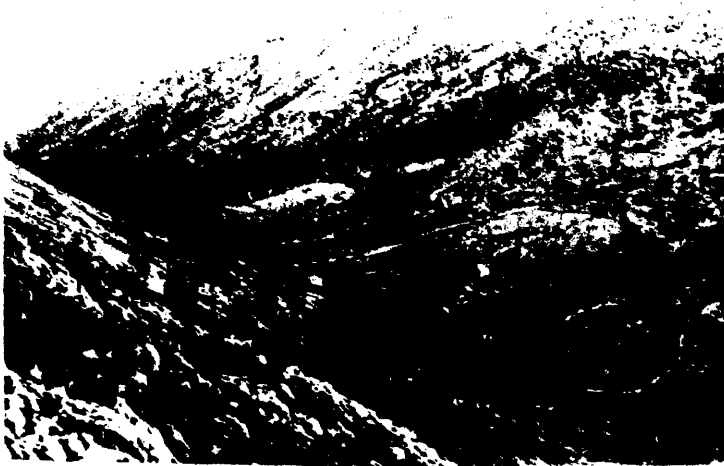
Los "cuetos", que durante mucho tiempo y como veremos posteriormente se han asimilado a un tipo de karst tropical por su parecido con los "mogotes", son la forma de relieve más característica de una gran parte de La Marina. Su distribución es aparentemente anárquica, lo que resulta lógico si tenemos en cuenta que no son más que relieves que se han conservado entre unas y otras dolinas, y sus dimensiones y características muy variadas.

Normalmente, los "cuetos" presentan un aspecto alomado (impresión ésta que se refuerza por estar cubiertos de una densa vegetación que tiende a suavizar las formas) y alturas moderadas, del orden de 10-20 m. aunque existen algunos de mayores dimensiones, sobre todo entre Porrúa y el Pico Grandiella. También existen "cuetos" cilíndricos, de paredes escarpadas y con la base socavada por la disolución muy destacados de su entorno y bastante similares en su funcionamiento actual, hay que admitir

lo, a los relieves descritos en los poljes tropicales. Al pie de muchos de ellos existen pequeñas surgencias y numerosas cuevas de desarrollo predominantemente horizontal en relación con el probable nivel de inundación al que corresponden las arci-llas exteriores.

Ya hemos comentado que existen numerosas uvalas en relación con los campos de dolinas de la Plataforma de Llanes. Su origen está ligado a la evolución de las dolinas y su abundancia y distribución depende también de aquéllas, por lo que no consideramos necesario extendernos más en el tema. Existen sin embargo un tipo interesante de uvala en relación con la estructura y la litología: coincidiendo con los contactos entre los materiales silíceos, en resalte topográfico, y las calizas, han aparecido rosarios de dolinas, en ocasiones auténticos valles ciegos, que absorben el agua procedente de los materiales no karstificables. Estas uvalas, bien desarrolladas al N. de las Sierras Planas de Cué y de Purón reciben aguas muy ácidas y alcanzan longitudes considerables aunque su anchura no exceda una decenas de metros.

No existen en La Marina auténticos poljes aunque ciertos trabajos hayan interpretado como tales las llanuras de inundación que mencionábamos al hablar de los "cuetos" (siempre en relación con los "karsts tropicales"). Sin embargo, como ya hemos dicho en varias ocasiones, entre la alineación principal de la Sierra de Cuera y el escalón de Ablanosa-Torullón existe una depresión de origen tectónico, de unos 11 km. de longitud y unos



Polje de la Yosa de Viango



Paisaje de "cuetos" en Parres



Soberrón (Parres) : cueto

500 m. de anchura máxima, que ha permitido el desarrollo de varios poljes y que nos interesa por constituir una de las principales zonas de alimentación de nuestro karst. Aunque en realidad se trate de un valle único podemos distinguir sucesivamente y de W. a E. los siguientes poljes:

- El Mazuco, que en realidad es un "semipolje" al haberse desarrollado sobre el contacto entre materiales karstificables y cuarcitas que no lo son. Tiene una longitud de 1,6 km. y una profundidad aproximada de 100 m.
- El Najarón, de 1 km. aproximadamente de longitud y compartimentado en varias subunidades por un fondo accidentado y sembrado de dolinas.
- La Yosa de Viango, el mayor y más característico de todos, con casi 4 km. de longitud y un centenar de metros de profundidad. Su fondo es relativamente plano y contiene abundantes dolinas.
- Las Llamarcas, valle fluvial ordinario al principio pero cuyas aguas acaban siendo absorbidas por sucesivos sumideros y que termina en varias dolinas bien desarrolladas.

En todos los casos el drenaje es enteramente endorreico y está perfectamente organizado; los arroyos que circulan por los poljes tienen un caudal considerable (recordemos que canalizan el agua que cae en gran parte de la Sierra de Cuera) y sus aguas son absorbidas por sumideros bien desarrollados: el del Mazuco es

una cueva-sima con una boca de entrada de 6-8 m. de altura que se prolonga por una galería descendente seguida inmediatamente por un pozo vertical por el que precipitan las aguas.

En algunos casos, durante temporadas muy lluviosas, ciertos sumideros se vuelven emisivos al no poder absorber los aparatos kársticos toda el agua que les llega desde la Sierra de Cuera. El ejemplo más espectacular es el de la Yosa de Viango cuyo fondo se convierte en un lago con la suficiente frecuencia como para que los ganaderos que aprovechan estas brañas lo hayan cercado cuidadosamente y hayan situado sus edificaciones a cierta altura a ambos lados de la depresión.

El agua absorbida en estos poljes atraviesa la alineación caliza y, gracias a su fracturación, las formaciones silíceas, y resurge en el contacto entre éstas últimas y la Plataforma Litoral de Llanes dando lugar a numerosas fuentes de muy diverso caudal aunque suficiente para alimentar los ríos permanentes que atraviesan La Marina⁽⁵⁸⁾.

Como ya hemos ido adelantando según describíamos las formas anteriores, existen en La Marina y en el Cuera abundantes sumideros que absorben la práctica totalidad del agua disponible en la comarca. Como consecuencia de ello, la densidad de drenaje es en la Plataforma de Llanes muy baja y existen muy pocos cursos que alcancen suficiente longitud para aparecer representados cartográficamente.

En La Marina los sumideros son abundantísimos y normalmente, y por la misma razón, poco importantes. Generalmente apa-

recen asociados al kluftkarren y son impenetrables tanto por sus dimensiones como por estar recubiertos y parcialmente obstruidos por vegetación, sedimentos permeables... o basura de origen urbano. Muchos de ellos, cerca de la costa, comunican directamente con el mar convirtiéndose en ocasiones en "bufones" e incluso invirtiéndose la circulación: cuando el mar está agitado, el agua penetra violentamente por los "bufones" encharcando las dolinas en que desembocan .

En aquellas zonas ocupadas por arcillas o sedimentos recientes poco permeables, el agua es absorbida con gran lentitud quedando en ocasiones encharcadas superficies considerables en las que no obstante, se pierden los arroyos y las aguas procedentes de las surgencias vecinas (área de la Pereda-Soberrón).

En el Cuera, donde los caudales suelen ser mayores, los sumideros están más desarrollados; frecuentemente son importantes simas como la ya descrita del Mazuco aunque normalmente aparecen asociadas a diversas formas de lapiaz: kluftkarren y rinnenkarren principalmente. Las zonas más fracturadas son, lógicamente, las que absorben el agua con mayor facilidad dando paso a redes de conductos subterráneos más o menos desarrollados.

Aunque la mayoría de los sumideros que hemos comentado son activos, existen también múltiples formas relictas absolutamente desconectadas de la hidrografía actual, prueba de una evolución pasada. En este grupo debemos encuadrar las pequeñas simas que se abren en las partes altas de ciertos "cuetos" (Andrín, Párrres) y las que cita Ilopis en la Sierra de Cuera⁽⁵⁹⁾. En suce-

sivos capítulos volveremos a este tema por lo que no nos extendemos más en él en este momento.

FORMAS DE CONDUCCION

Existen pocas formas de conducción subaéreas que puedan atribuirse a la erosión kárstica (entre otras causas porque, como ya hemos dicho, hay muy pocos cursos superficiales). Tan sólo cabe destacar en este capítulo el último tramo del río Purón y, en menor medida, algún trecho del Arroyo Vallina que aparecen encajados entre las calizas y en cuyos valles se aprecian muestras inequívocas de disolución.

El karst subterráneo está sin embargo mejor representado. Se conocen en toda la región en general y en La Marina en particular un número muy elevado de cavidades y la frecuencia de los hallazgos arqueológicos ha supuesto que éstas estén normalmente estudiadas⁽⁶⁰⁾ a pesar de que ninguna de ellas alcanza un desarrollo ni tiene una importancia morfológica excesiva. En La Marina, las cuevas se localizan principalmente al pie de los "cuetos" y cerca del mar aunque el desarrollo de estas últimas es normalmente pequeño.

Aunque pasamos por alto cierto número de cavidades debido a la abundancia de las existentes y a la escasa trascendencia morfológica de la mayoría de ellas, son destacables las siguientes cuevas:

- Cueva del Covarón, en el fondo de una dolina cerca de la Pereda. Tiene un recorrido total de 800 m. y por ella discurre un arroyo que parece haber tenido fases

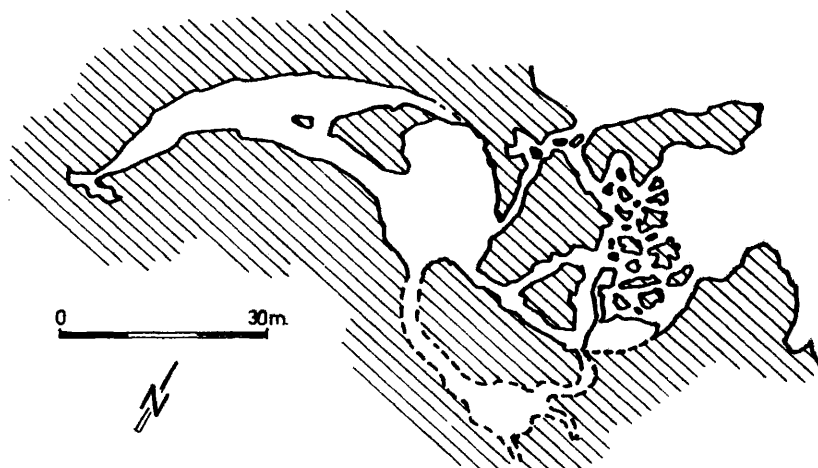
antiguas de mayor caudal⁽⁶¹⁾.

- Cueva de la Fuente Quintana, en el Cueto de la Cruz, cerca de la Pereda, desarrollada sobre una diaclasa, es de hecho la resurgencia de un curso hipogeo que se puede remontar durante unos 50 m.
- Cueva del Cebelín, desarrollada en las calizas cretácicas cerce de Llanes. Es el sumidero de una dolina y a pesar de su modesto desarrollo muestra una gran sala de 30 m. de longitud de la que parten varios conductos secundarios alguno de los cuales desemboca en el exterior.
- Cueva de Don Xuan, desarrollada sobre una diaclasa en una dolina próxima a Parres y aprovechando el buzamiento de los estratos. Es un antiguo sumidero hoy parcialmente obstruido por el desarrollo de las concreciones por el que podemos penetrar hasta una profundidad de unos 100 m.
- Cueva de las Herrerías en Bolao, la Pereda, desarrolla da al pie de un "cueto", aparentemente con independencia de la estructura geológica, sobre un plano horizontal. Presenta un conjunto de corredores y de salas convertidos en un pequeño laberinto por el desarrollo de columnas y coladas estalagmíticas⁽⁶²⁾. Aunque algunas de sus galerías son formas fósiles, ciertos conductos están recorridos por un arroyo hipogeo. De la observación de las concreciones podemos deducir un "rejuvene-

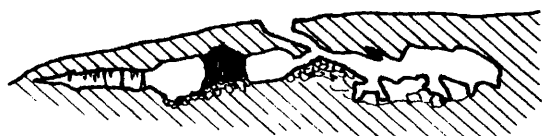
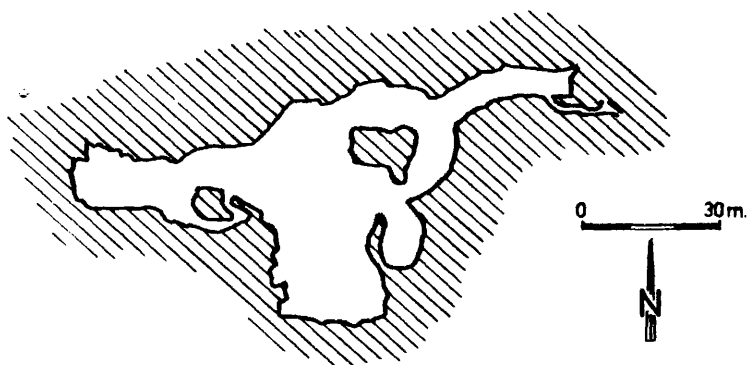
cimiento" aparente de la litogénesis tras un período seco en el que las antiguas estalactitas sufrieron una apreciable erosión⁽⁶³⁾. Por otra parte, en el pórtico de entrada, existe un corte reciente que muestra por debajo de la corteza estalagmítica un nivel de gelifractos con matriz fina y con intercalaciones arcillosas todo lo cual podría relacionarse con los hechos observados por Llopis en la Cueva del Requeixu⁽⁶⁴⁾.

- La Cueva del Requeixu, cerca de Parres, es una antigua forma de conducción de un río hipogeo, a la que se accede por un derrumbamiento parcial de la bóveda. La cueva tiene un desarrollo moderado aunque presenta abundantes concrecionamientos, acumulaciones clásticas y sedimentos recientes. En ella Llopis aprecia dos fases de estalagmitización separadas por un período de erosión. Tras la última etapa de circulación hídrica se produciría una desecación y el actual concrecionamiento. Según este autor el desarrollo de la cavidad se iniciaría en el Villafranquiense para quedar inactiva en el Pleistoceno superior al descender los niveles de base regionales en relación con sucesivos movimientos eustáticos. Aunque no podemos llegar tan lejos en nuestras afirmaciones, es indudable la antigüedad de estas formas así como que su desarrollo ha pasado por sucesivas y muy diferentes fases climáticas.

A pesar de que en algunos casos mantienen una funcionalidad



Cueva de las Herrerías (Jordá ; Mallo)



Cueva de Requeixu (Llopis)



Cueva de las Herreras: concreciones actuales
sobre otras antiguas



Surgencia en la playa de Celorio

actual, las cuevas que podemos observar son siempre formas heredadas.

FORMAS DE EMISION

Existen en La Marina escasas formas emisivas y las que conocemos no alcanzan en ningún caso un gran desarrollo ya que la mayoría del agua que se absorbe en la comarca va a parar directamente al mar.

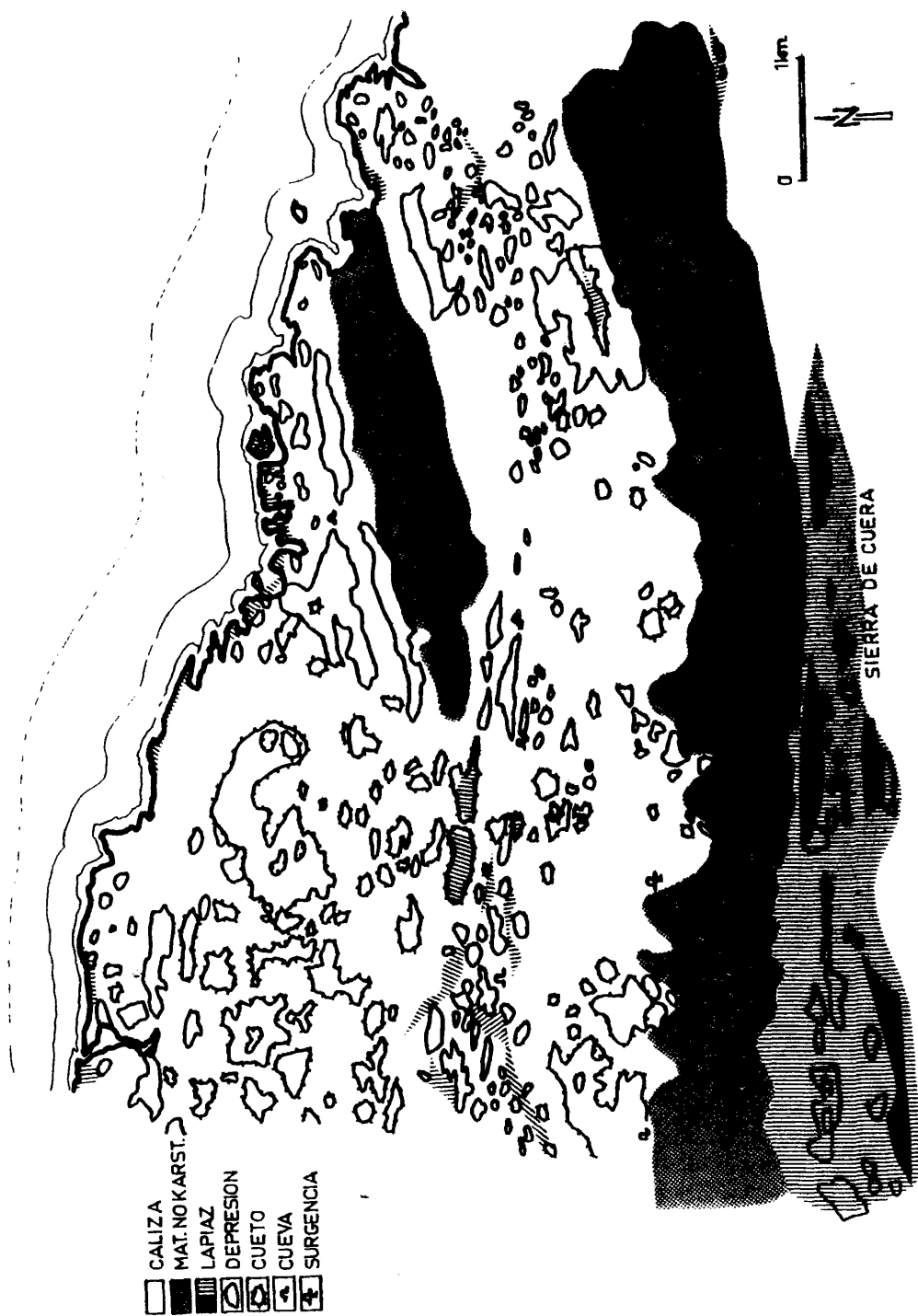
Un cierto número de surgencias se sitúa al pie de la Sierra de Cuera en el contacto entre los materiales karstificables y los que no lo son. Estas fuentes cuyas aguas proceden de los poljes ya descritos dan lugar en ocasiones a ríos y arroyos permanentes y no parecen acusar excesivamente los estiajes lo que demuestra que existen reservas hídricas importantes en el Cuera. De todas formas, el agua que emiten este tipo de surgencias es generalmente absorbida en muy pocos metros (salvo en el caso de los citados ríos Purón, arroyos de la Bola y de Barbalín y alguno de menor entidad) y no tiene excesiva importancia morfológica.

Existen asimismo numerosas fuentecillas al pie de los "cuetos" y en aquellas zonas más deprimidas topográficamente que, si bien no tienen en ningún caso caudales significativos, demuestran que los niveles freáticos se encuentran muy próximos a la superficie. Es frecuente que superficies arcillosas poco permeables permanezcan encharcadas por el agua procedente de estas resurgencias (alrededores de la Galguera).

Por fin, es destacable la existencia de resurgencias coincidiendo con la costa y al mismo nivel del mar, aunque, como

ya hemos dicho, la mayor parte del agua dulce se pierde en el Océano. En las playas de Celorio existen surgencias interesantes (parte de cuyas aguas se aprovechan) y otras de menor importancia pueden observarse en Llanes.

Sea como fuere, las formas de emisión son escasas y de poca importancia en el conjunto de La Marina; la mayoría del agua, desgraciadamente escapa a nuestro control.



KARSTIFICACION Y RELIEVE:Acusadas diferencias entre la Sierra de Cuera y La Marina

Desde el principio hemos tratado de diferenciar y de valorar de forma distinta las circunstancias de la karstificación en La Marina y en la Sierra de Cuera. El relieve del Cuera es demasiado pronunciado para ser pasado por alto pero, sobre todo, implica cambios de clima que nos alejan mucho de los motivos que nos llevaron a escoger La Marina de Llanes para la realización de este trabajo. Por ello, nuestro interés por las formas de la sierra se limita al hecho de que éstas absorben la mayor parte del agua que posteriormente circulará por La Marina. A pesar de que las hemos descrito por su interés y desarrollo, no podemos tenerlas en cuenta en el contexto de nuestro estudio climático.

Si prescindimos de las alineaciones del Cuera y de los relieves a que han dado lugar los afloramientos de arenisca y cuarcita, la comarca de La Marina es prácticamente horizontal; las únicas formas de relieve apreciables que existen son las de origen kárstico. Esto no solamente se puede apreciar en el mapa topográfico sino también en el relativo a las pendientes en el que si exceptuamos la franja meridional, ocupada por los poljes y por la alineación Ablanosa-Torullón, los valores son siempre moderados rompiendo tan sólo esta monotonía las Sierras Planas. Las pendientes existentes oscilan entre unos valores medios comprendidos entre el 6 y el 20% que se deben, como ya hemos dicho, a la presencia de diversas formas kársticas.

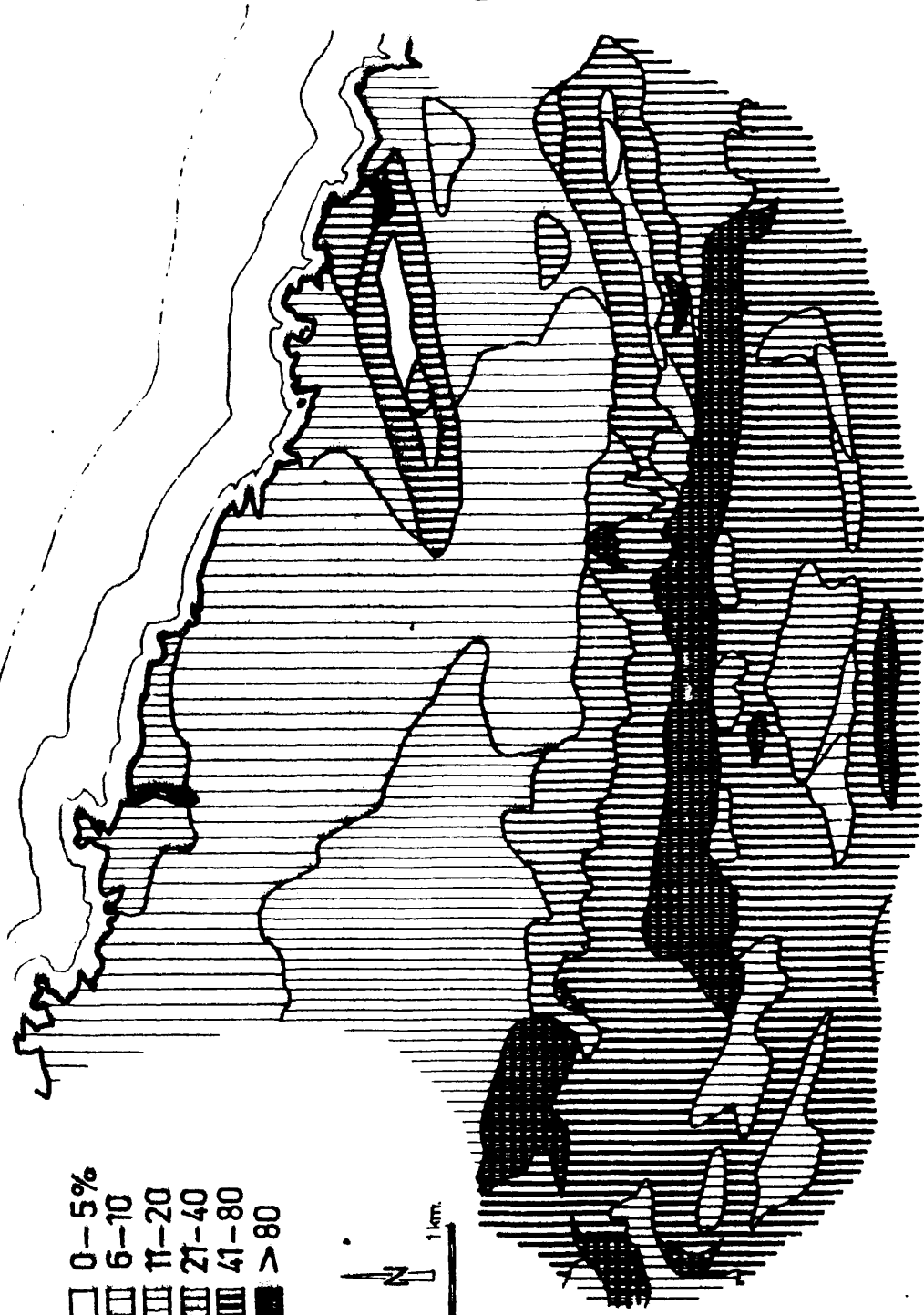
Ya hemos comentado que el LAPIAZ abunda en la costa y en

el Cuera pero es muy poco representativo de la morfología de La Marina. No creemos que ello esté relacionado con el relieve más que indirectamente: el lapiaz no aparece en las zonas llanas por estar éstas cubiertas de suelo y vegetación mientras que los acantilados costeros, los escarpes o la intervención humana en la montaña permiten que amplias superficies de roca descubierta se vean expuestas a la meteorización y con ello den lugar a los lapiaces bien desarrollados. Alguno de estos lapiaces hoy visibles en las primeras estribaciones del Cuera se han formado bajo suelo y todo parece indicar que bajo el suelo de La Marina (y, lo que es lo mismo, bajo el que recubre los "cuetos") existe una karstificación actual.

Dentro de los lapiaces, e independientemente de los marinos, destacan los diversos tipos de kluftharren. Estos, aunque puedan resultar más vistosos los que existen en zonas accidentadas, se forman sobre calizas sea cual sea la pendiente de su superficie. El rinnenkarren, también abundante, se instala sobre afloramientos que alcanzan una inclinación importante aunque tampoco existe una relación clara entre su presencia y la topografía ya que pueden desarrollarse sobre superficies de muy pocos metros cuadrados. Lo mismo ocurre con el resto de los lapiaces; aunque exista una notable diferencia entre la superficie ocupada, el desarrollo de los que caracterizan las zonas accidentadas y los existentes en La Marina, no creemos que estas diferencias puedan relacionarse directamente con el relieve.

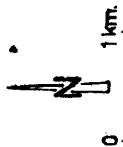
Las DOLINAS, abundantes en toda la comarca, están más de

221



La Marina - Sierra de Cuera: Pendientes

- 0-5%
- ▤ 6-10
- ▥ 11-20
- ▧ 21-40
- ▨ 41-80
- > 80



sarrolladas y ocupan mucha mayor superficie en las zonas horizontales donde un drenaje deficiente facilita su evolución. Así, las dolinas que salpican la Sierra de Cuera, numerosas a pesar del valor extremadamente alto de las pendientes⁽⁶⁵⁾, suelen estar más dispersas y ser más profundas y pequeñas que las de La Marina (si exceptuamos, por supuesto, las depersiones que se deben a factores estructurales). Aún así, la importancia relativa de las paleoformas en el karst llanisco nos obliga a interpretar estos hechos con una extrema prudencia: la presencia de dolinas cerca de Ablanosa, coincidiendo justamente con la línea de cumbres, la existencia de depresiones capturadas o seccionadas por algún río⁽⁶⁶⁾ y la de otras colgadas en los acantilados costeros demuestra que muchas de las depresiones que vemos se formaron en medio de un relieve diferente al actual.

Como consecuencia de la mayor superficie ocupada por las dolinas en las zonas llanas, aparecen en ellas abundantes uvalas y, lo que es más interesante, surge el fenómeno de los "CUETOS", que, como ya dijimos, está relacionado con la existencia de grandes llanuras de inundación y con la presencia de sedimentos horizontales recientes. Estos relieves residuales son exclusivos de las zonas llanas de La Marina aunque su misma presencia tiende a accidentar esta horizontalidad y a dar una topografía de detalle extremadamente complicada.

El resto de las formas kársticas observadas en La Marina parece ser independiente del relieve: existen numerosas cavidades y conocemos bastantes surgencias pero, apare de abundar especial

mente al pie del Cuera, lo que resulta lógico, la distribución y desarrollo de todas ellas parece aleatoria (o, al menos, parece depender de otros motivos diferentes de los meramente topográficos).

KARST Y ESTRUCTURA

La estructura tiene una gran importancia en el relieve de toda la región que consideramos: la Sierra de Cuera muestra unas alineaciones y unas depresiones intermedias perfectamente rectilíneas y tanto la incisión fluvial como la distribución de las pendientes o algunos de los aspectos de la costa demuestran la influencia directa de factores estructurales. Todo ello, lógicamente, ha de repercutir de una u otra forma en los caracteres del karst.

Llopis señaló hace tiempo la diferencia que existe entre las vertientes meridional y septentrional de las alineaciones del Cuera: mientras que los flancos S., que derivan directamente de sucesivas fallas, son muy abruptos y poco karstificables, los N. son más suaves y facilitan la absorción por lo que muestran formas más evolucionadas y generalizadas (67).

Limitándonos ya a las áreas estudiadas, de la estructura dependen las características y el emplazamiento de los poljes y, lo que más nos interesa, gracias a la existencia de importantes fracturas (68) el agua absorbida en los mismos puede atravesar materiales no karstificables para reaparecer en la plataforma litoral.

En la Marina las influencias estructurales parecen menos importantes y presentan menor diversidad que en el Cuera por ser la disposición de los materiales relativamente monótona, aunque está claro que la orientación hacia el N. y el valor de los buzamientos favorecen la absorción y que la karstificación ha tenido

relación con numerosos hechos tectónicos puntuales.

El lapiaz, más independiente de la estructura que otras formas, muestra sin embargo la importancia y densidad del diaclasmamiento dada la frecuencia del kluftkarren. En la costa, el mar ha aprovechado al máximo las pequeñas fracturas que presenta la caliza karstificandolas y originando estrechos tajos de, en ocasiones 10-15 m. de profundidad mientras que en el interior el kluftkarren aparece como una de las más eficientes formas de absorción, presente en los "cuetos", fondo de las dolinas o escarpes por reducidos que sean éstos.

La circulación subterránea depende también en gran medida de la fracturación: recuérdese que algunas cuevas están desarrolladas sobre conjuntos de diaclasas (Cueva de Don Xuan, de Requeixu y del Palacio, en Cué) y que en algunos casos, los conductos no son más que el resultado del ensanchamiento de una diaclasa: Cueva de Fuente Quintana (lo que no impide que en otras muchas cavidades la karstificación parezca haber sido totalmente ajena a las características estructurales). En relación también con la circulación tenemos que destacar que sumideros y surgencias coinciden normalmente con diaclasas o planos de estratificación, cuando no son hechos de mayor trascendencia como los contactos litológicos que se producen al pie de las Sierras Planas cuyo origen , en el fondo, es estructural.

Más difícil es relacionar la situación y desarrollo de las dolinas, tan abundantes en La Marina, con la estructura a pesar de que esta relación debe existir: el sumidero de muchas de

ellas coincide con diaclasas y sólo por la intervención de algún hecho estructural pueden explicarse ciertos agrupamientos de depresiones o la aparición de muchas de las uvalas que hemos descrito. Solamente las grandes depresiones que se han formado al pie de las Sierras Planas, aprovechando los contactos litológicos, dependen estrechamente de la estructura unida en este caso a la litología.

Como conclusión, y si fuese preciso establecer un balance de todo lo dicho, recordaremos que el relieve está directamente relacionado con la estructura a pesar de que diversas formas kársticas concretas parezcan no depender de ella. Las diaclasas, planos de estratificación y zonas de debilidad están karstificadas aunque la disolución ha sido capaz de crear formas características ignorando en ocasiones estas facilidades.



Cué: diaclasa karstificada



Dolina y bufón (Cué)

FALTA DE RELACION CLARA ENTRE LA KARSTIFICACION Y LA LITOLOGIA

Existen en La Marina y en la Sierra de Cuera litologías muy variadas que conllevan morfologías y procesos diferentes: como ya hemos comentado, la depresión de Andrín entre las dos Sierras Planas no es en el fondo más que el fruto de una larga erosión diferencial que ha afectado a las calizas y dejado en resalte areniscas y cuarcitas. La alternancia de unos y otros materiales explica perfectamente muchas de las características de la morfología local.

Las cuarcitas y areniscas ordovícicas no son, lógicamente, karstificables a pesar de que las segundas han mostrado en nuestros análisis "indicios" de carbonatos solubles. Por el mismo motivo desechamos también las arcillas, limos y margas del Cretácico para centrar nuestra atención en las calizas que han originado paisajes kársticos.

Tanto la facies "griotta" del Dinantiense como las calizas negras del Namuriense-Westfaliense presentan contenidos en carbonato cálcico muy elevados, comprendidos siempre en nuestros análisis entre un 89 y un 91,5%. Las segundas sin embargo son poco karstificables por la importancia de sus intercalaciones arcillosas aunque la superficie de sus afloramientos es reducida.

Mayor importancia relativa tienen las "calizas de montaña", que ocupan la práctica totalidad de La Marina a pesar de estar en ocasiones enmascaradas por sedimentos recientes. Las "calizas de montaña" muestran una apreciable variabilidad en su composición incluyendo en ocasiones facies dolomíticas y otras más

más o menos arcillosas. Los contenidos de carbonatos solubles que hemos obtenido en nuestras carbometrías varían entre un mínimo de 77 y un máximo de 91% lo que, en cualquier caso, nos habla de la relativa pureza de estas calizas.

Por fin, las calizas cretácicas muestran una menor solubilidad; el elevado porcentaje de limos y arenas reduce el contenido de caliza a una proporción que en ningún caso alcanza el 80%.

A pesar de las diferencias que acabamos de exponer y de que relieves "de tipo residual" similares a los de La Marina se han podido explicar mediante cambios de facies⁽⁶⁹⁾, no hemos observado en la comarca una relación clara entre la litología y la presencia de unas u otras formas kársticas. Existen por una parte materiales solubles, que dan una morfología característica, y materiales que no lo son. No hay una transición entre unos y otros. El hecho de que los lapiaces mejor desarrollados y las formas más puras se encuentren en la costa, coincidiendo con los afloramientos cretácicos que, teóricamente, tendrían que ser los menos solubles, demuestra que las modalidades de la karstificación más que de la litología dependen de cualquier otro tipo de factores. Creemos que la litología no tiene excesiva importancia a la hora de explicar el karst de La Marina.

KARSTIFICACION ACTUAL Y FORMAS HEREDADAS

Existen en La Marina y en la Sierra de Cuera un gran número de formas que demuestran la antigüedad del karst de la región. Ya hemos mencionado las dolinas situadas en las divisorias de aguas de nuestras alineaciones. Aparte de ellas, aunque en relación con su funcionamiento, hay también un cierto número de cavidades, antiguas formas de absorción o emisión, hoy colgadas y que en algunos casos parecen remontarse al Plioceno⁽⁷⁰⁾. Si nos ceñimos a la plataforma litoral, la edad que pueden tener las formas visibles en la actualidad es, lógicamente, menor: tengamos en cuenta que la topografía presente es el resultado de una evolución ininterrumpida que se iniciará según Mary hace 3 millones de años y que prosigue en la actualidad habiendo descendido durante ese período de tiempo el nivel del terreno unos 60 m.⁽⁷¹⁾ Con todo, las cuevas, "cuetos" y depresiones muestran en sus sedimentos una ya larga y variada historia paleo-climática⁽⁷²⁾.

EL SUPUESTO "KARST TROPICAL" DE LLANES

Desde la década de los años 50 es frecuente encontrar referencias al clima tropical que durante algún interglacial ha dado lugar a un "karst de Torres" (léase "Turmkarst") en La Marina, lo que aparte de carecer de fundamento sólido es ignorar gran parte de las características de este karst tropical. El origen de todo ello debe buscarse en el auge de los estudios morfoclimáticos de aquellos años y al carácter excesivamente descriptivo de la terminología que aún utilizamos. La simple comparación de "cue

tos" y mogotes (o torres) puede llevarnos a conclusiones erróneas con demasiada facilidad.

Con posterioridad a estas primeras publicaciones han ido dándose a conocer otros "karsts tropicales" en toda Europa y buscándose interpretaciones distintas a las paleoclimáticas: Fenelon encuentra diferencias locales de facies que podrían justificar perfectamente la existencia de "mogotes" en el karst de varios puntos del Sur de Francia⁽⁷³⁾ mientras que para Favory Gazelle estas formas podrían deberse a una inversión del relieve tras llenarse de arcilla e impermeabilizarse ciertos números de dolinas precuaternarias⁽⁷⁴⁾.

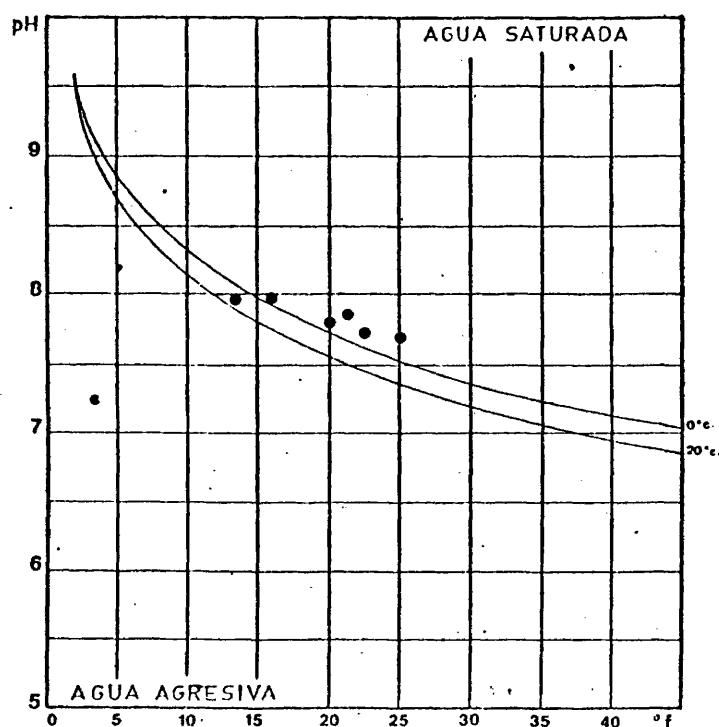
Existen formas similares a los "cuetos", o si se quiere, a las del "karst tropical" en numerosos lugares en los que no está claro ni que haya existido tal tipo de clima; la relación exclusiva "cueto"-clima tropical parece muy difícil de mantener en estos momentos por lo que habrá que encuadrar el origen de nuestros relieves residuales en una problemática distinta a la de las simples herencias paleoclimáticas.

A pesar de que, como ya hemos dicho, muchas de las formas que vemos en la actualidad son antiguas, el clima, la orografía, la vegetación, la estructura son otros tantos elementos que favorecen la karstificación actual. El agua, abundante durante casi todo el año, absorbe a lo largo de su recorrido hacia el mar una importante cantidad de caliza que se refleja perfectamente en nuestros análisis apareciendo siempre saturada.

La dureza total del agua, que, como veremos, corresponde

casi por completo a la causada por calcio, aumenta desde las muestras recogidas en el contacto entre cuarcitas y calizas donde es sólo de $3,5^{\circ}\text{F}$ hasta los 20°F con que llega al mar. En algunos casos, cuando el agua queda estancada o circula lentamente bajo tierra, contiene cantidades aún mayores de caliza alcanzando entonces durezas como las que hemos observado en la Cueva de las Herrerías que oscilan entre los $21,5$ y los $22,5^{\circ}\text{F}$.

Hemos tenido ocasión de comprobar que las variaciones estacionales son poco importantes en La Marina por lo que los resultados obtenidos pueden ser representativos de la disolución real.



El agua agresiva en la Sierra de Cuera, llega a su punto de saturación en los poljes o, en el caso de proceder de las Sierras Planas, en sus primeros hectómetros de recorrido a través de la plataforma litoral. La disolución es importante durante todo el año y se produce prácticamente en el mismo lugar en que aparece o cae el agua.

Si admitimos una disponibilidad de agua al año comprendida en Llanes entre los 453 y los 507 mm. la aplicación de la fórmula de Corbel para calcular la erosión kárstica nos da unos valores que oscilan entre un máximo de 42,6 mm. por milenio y un mínimo de 38,1⁽⁷⁵⁾, cifras bastante próximas entre sí y que se parecen a los 40 mm. en que evalúa Sweeting la disolución en otros medios similares al nuestro⁽⁷⁶⁾. Sin constituir ningún record las cifras demuestran que la disolución es bastante eficiente en La Marina, y, por extensión, en todos los macizos kársticos de la España de clima oceánico.

La cifra de 38-43 mm. de disolución por cada mil años tampoco entra, por último, en conflicto con las afirmaciones de G. Mary⁽⁷⁷⁾, según el cual la disolución kárstica habría rebajado el nivel de La Marina unos 60 m. desde el Plioceno, ya que conocemos la existencia de varias fases áridas durante las cuales, lógicamente, la disolución se vería frenada. Ello en todo caso nos demostraría la importancia de la karstificación actual, más rápida en conjunto que la producida en los últimos tres millones de años gracias a unas condiciones climáticas favorables. Aunque nos hayan llegado abundantes formas relictas y la evolución ac-

tual derive en muchas ocasiones directamente de la antigua, la karg tificación en La Marina es en estos momentos el más efectivo y gene ralizado de los agentes morfogenéticos existentes.

REPRESENTATIVIDAD DEL KARST DE LA MARINA; POSIBILIDAD DE EXTRAPO-
LAS SUS DATOS

La caliza ocupa una gran parte de la superficie de las provincias que, al N. de España, tienen un clima de tipo oceánico. El resultado de ello es la aparición de diversos paisajes kársticos que Llopis engloba en la que denomina región / kárstica / cantábrica (78). Según este autor, existirían dos subregiones, una oriental, con calizas mesozoicas y otra occidental, en las que los afloramientos serían básicamente paleozoicos. Sin embargo, nosotros no creemos necesaria esta subdivisión ya que los macizos de una y otra zona están expuestos a idénticas circunstancias morfoclimáticas y sufren una evolución similar.

Creemos que el karst de La Marina es perfectamente representativo en líneas generales y sin descender, por supuesto, al nivel de las formas concretas, del de todo el litoral cantábrico (79). En cuanto a las formas que se producen en las zonas de montaña, que no hemos hecho más que esbozar, por no interesarnos en este momento, pensamos que quedan ilustradas con lo visto en el Cuera.

El karst de la región Cantábrica (entiéndase siempre esta expresión en su sentido más amplio) ha sido objeto de numerosos trabajos desde el siglo XIX. Estos trabajos, que incluyen varias tesis doctorales, persiguen en ocasiones objetivos distintos al simple conocimiento de la morfología kárstica aunque nos proporcionan abundantes datos de interés:

Los primeros estudios que trataron el medio físico de la

región estaban concentrados en temas de geología, en relación con los recursos mineros que ofrecen estas provincias, aunque muy pronto empezaron a proliferar las exploraciones más o menos sistemáticas de cuevas en busca de restos arqueológicos. La abundancia de yacimientos prehistóricos, junto con las dificultades que planteaba la explotación de algunos de ellos, supuso la aparición progresiva de numerosos grupos espeleológicos cuyos intereses estaban cada vez más carca de los que puede tener un estudio de karst. Es sin embargo necesario esperar hasta los años 50 y 60 para que toda la región vaya siendo conocida gracias a los numerosos artículos que aparecerán sobre el tema en Speleon (cuya sede estuvo en un principio en Oviedo), Cuadernos de Espeleología, Munibe, etc.

A pesar de que toda la región es relativamente conocida los trabajos están desigualmente repartidos. Así, las diversas manifestaciones kársticas del País Vasco han sido objeto de una multitud de publicaciones cada vez más concretas y especializadas: de los inventarios espeleológicos⁽⁸⁰⁾ o estudios monográficos amplios⁽⁸¹⁾ se ha pasado a la realización de tesis o trabajos altamente especializados⁽⁸²⁾. Algunas comarcas guipuzcoanas y vizcainas y, sobre todo, ciertas sierras, como la de Aitzgorri, cuentan en estos momentos con abundante bibliografía, sobre todo en los capítulos referentes a karst subterráneo.

Cantabria está menos sistemáticamente estudiada aunque sus comarcas orientales ya han sido objeto de una tesis⁽⁸³⁾ y los estudios y campañas recientes han sido ininterrumpidos hasta la fecha por lo que cabe esperar que las lagunas puedan irse relle-

nando.

Por lo que respecta a Asturias, los estudios, que tuvieron un gran auge gracias al impulso que dieron Llopis, Julivert y Martínez Alvarez, entre otros, no tienen aún la importancia ni la cobertura que desearíamos aunque existen multitud de publicaciones sobre temas concretos de interés. Mundo aparte es, por último, el de los Picos de Europa, de los que no nos ocupamos por salirse totalmente del medio que nos interesa pero que tras la tesis de Miotke⁽⁸⁴⁾ está siendo objeto de diversos estudios de carácter principalmente espeleológico.

Conocidos los trabajos existentes sobre el tema, el karst de Llanes nos parece significativo, y volvemos a nuestro punto de partida, tanto por su antigüedad y evolución actual como por la morfología que presenta. Según se van publicando dataciones y análisis, desgraciadamente muy escasos estos últimos, se van confirmando el origen terciario y la importancia de las formas heredadas de los karsts, por una parte⁽⁸⁵⁾, y su actividad presente por otra. En cuanto a la tipología de formas, es relativamente uniforme en toda la región Cantábrica: abundan los lapiaces costeros, las formas de absorción (dolinas, poljes) están bien desarrolladas y cavidades y formas emisivas tienen cierta homogeneidad en toda ella.

Salvando aquellas diferencias de detalle que puedan imponer la estructura o litología de cada macizo pensamos que las observaciones generales que hemos realizado en La Marina podrían extrapolarse perfectamente a cualquier karst cantábrico.

NOTAS

- (1) SCHULTZ, G.: Descripción geológica de Asturias. Madrid 1858, 138 págs.
- (2) PORTERO GARCIA, J.M.; RAMIREZ DEL POZO, J.: Mapa geológico de España escala 1: 50.000, hoja nº 33 (Comillas), memoria explicativa. I.G.M.E., Madrid, 1976, 46 págs.
- (3) BERTRAND, G.: Morphostructures cantabriques: Picos de Europa, Montaña de Leon et Palencia (Espagne du Nord-ouest). Rev.Geog.Pyr. et SO. 1, 42, 1971, págs. 49- 70.
- (4) PORTERO GARCIA, J.M.; RAMIREZ DEL POZO, J.: op. cit. nota 2.
- (5) MARTINEZ ALVAREZ, J.A.: Nota sobre el manchón westfaliense de Pendueles (Llanes, Asturias). Not.yCom.I.G.M.E. 78, 1965, págs 71- 76.
- (6) RAT, Pierre: Les pays crétacés basco-cantabriques (Espagne) Thèse, Dijon, 1959, 525 págs.
- (7) Aunque recientemente se ha demostrado su importancia en toda la plataforma continental frente a Asturias y a la altura de Llanes:
BOILLOT, G.; DUPEUBLE, P.; HENNEQUIN-MARCHAND, I.; LAMBOY, M.; LEPRETRE, J.P.: Carte géologique du plateau continental nord-espagnol entre le canyon de Capbreton et le canyon d'Avilés. Bull.Soc.Geol.Fr. 3- 4, 15, 1973, págs. 367- 381.
- (8) Sobre este tema, objeto de una importante polémica, volveremos posteriormente por lo que, de momento, no vamos a extendernos más en él.
- (9) BERTRAND, L.; MENGAUD, L.: Sur la structure des Pyrénées cantabriques entre Santander et Llanes et leurs relations probables avec les Pyrénées. Bull.Soc.Géol.Fr. 12, 1912, págs. 504- 515.
- (10) BERTRAND, L.; MENGAUD, L.: Sur l'existence de plusieurs nappes superposées dans la Cordillère Cantabrique entre Santander et Llanes. C.R.Ac.Sc.Paris. 155, 1912, págs. 727- 729.
- (11) HERNANDEZ SAMPELAYO, P.; KINDELAN, J.A.: Mapa geológico de España a escala 1: 50.000, hoja nº 32 (Llanes), memoria

- explicativa. I.G.M.E., Madrid, 1950, 100 págs.
- (12) HERNANDEZ PACHECO, E.: Observaciones respecto a la estratigrafía y tectónica de la Cordillera Cantabroasturiana. Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. 9, 35, 1935, págs. 487- 497.
- (13) BERTRAND, G.: op. cit. nota 3.
- (14) MARY, Guy: Evolution de la bordure côtière asturienne (Espagne) du Néogène à l'actuel. Thèse d'Etat Univ. Caen, 1979, 288 págs.
- (15) MARY (op. cit. nota 14) identifica hasta cinco estructuras superpuestas al W. de la comarca. En el sector que estamos estudiando sólo se pueden observar las tres que mencionamos.
- (16) No nos ocupamos por su mínima incidencia morfológica de los repliegues que muestran algunos bancos en la playa de Castro Ballota. Véase al respecto:
HERNANDEZ SAMPELAYO, P.; KINDELAN, J.A.: op. cit. nota 11.
- (17) CROUSILLES, M.; DELOCHE, Ch.; DIXSAUT, Ch.; TAMAIN, G.: Télédetection spatiale et fracturologie de la Chaîne Cantabrique (Espagne): exemple d'une approche méthodologique. Bull. Bur. Rech. Geol. Min. 1, IV, 1978, págs. 5- 38.
- (18) BOILLOT, G.; DUPEUBLE, P.A.; HENNEQUIN-MARCHAND, I.; LAMBOY, M.; LEPRETRE, J.P.; MUSSELEC, P.: Le rôle des décrochements "tardi-hercyniens" dans l'évolution structurale de la marge continentale et dans la localisation des grands canyons sous-marins à l'ouest et au nord de la Peninsule Ibérique. Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn. 1, 16, 1974, págs. 75- 86.
- (19) PORTERO GARCIA, J.M.; RAMIREZ DEL POZO, J.: op. cit. nota 2.
- (20) JULIVERT, M.; PELLO, J.: Las dos etapas principales de deformación hercyniana en la Cordillera Cantábrica y el trazado de sus estructuras. Acta Geol. Hisp. 4, II, 1967, págs. 77- 81.
- (21) MARY, G. (op. cit. nota 14) presenta un buen análisis del tema aunque su interés se centre más en el problema de las rasas.
- (22) HERNANDEZ PACHECO, Eduardo: Les cavernes préhistoriques de la côte cantabrique comme preuve de la stabilité du littoral. Mélanges de préhistoire et d'anthropologie offerts au

- professeur Comte H. Begouen. Toulouse, 1939.
- (23) MARY, Guy: Les formations quaternaires de la côte asturienne entre Ribadesella et Comillas. Bull.Ass.Fr.Et.Quat., 8, 1971, págs. 111- 118.
- (24) MARTINEZ ALVAREZ, J.A.: Datos sobre depósitos coluvionares de la zona oriental y costera de Asturias. Spel. 1- 2, XII, 1961, págs. 73- 83.
- (25) Un análisis exhaustivo del tema nos alejaría excesivamente de los intereses y objetivos inmediatos de la presente Tesis. Sin embargo, hemos creído necesario dedicarle unos renglones dada la importancia morfológica y las frecuentes alusiones que tendremos que hacer a las "Sierras Planas" o "rasas". En la relación bibliográfica que incluimos al final del presente capítulo citamos algunas de las más importantes referencias que existen al respecto.
- (26) GUILCHER, André: Les "rasas": un problème de morphologie littorale générale. Ann.Geog. 455, LXXXIII, 1974, págs. 1- 33.
- (27) HERNANDEZ PACHECO, Eduardo: Rasas de la costa cantábrica en el segmento oriental de Asturias. INQUA, V Congreso Intern. Oviedo, 1957, 32 págs.
- (28) Destacamos aquí por su trascendencia posterior el trabajo de CUETO Y RUI-DIAZ, E.: Nota acerca de las llanuras, rasas y Sierras Planas de la costa de Asturias. Bol.Soc.Esp.Hist.Nat. 5, XXX, 1930, págs. 241- 254.
- (29) Este supuesto origen marino de las rasas es el que ha tenido mayor aceptación desde el principio y el que aparece en el mayor número de trabajos. Citaremos a este respecto: GOMEZ DE LLARENA, J.; ROYO GOMEZ, J.: Las terrazas y rasas litorales de Asturias y Santander. Bol.R.Soc.Esp.Hist.Nat. 1, XXVII, 1927, págs. 19- 38.
- Más recientemente, los estudios morfométricos de Grisez parecen demostrar el origen marino de los cantos que hay sobre las rasas:
- GRISEZ, L.: Etudes de quelques formations littorales de l'ouest des Asturias. Bull.Ass.Geog.Fr. 298, 1961, págs.

52- 58.

- (30) GUILCHER, A.: op. cit. nota 26.
- (31) MARY, G.: op. cit. nota 14.
- (32) HAZERA, J.: La région de Bilbao et son arrière-pays; étude géomorphologique. San Sebastián, 1968, 358 págs.
- (33) Aunque los datos que publica este autor no coinciden en muchos casos con los nuestros, hemos considerado interesante reproducir simplificada la porción de mapa correspondiente al E. de Asturias: la relación entre precipitaciones y relieve es clarísima.
- MATEO GONZALEZ, Pedro: Pluviometría de Asturias. Servicio Meteorológico Nacional, Madrid 1956, 83 págs.
- (34) Recomendamos especialmente por su exhaustividad:
- MOUNIER, Jean: Les climats océaniques des régions atlantiques de l'Espagne et le Portugal. Thèse pres. Univ. Rennes, Lille 1979, 3 vol. 1221 + 246 págs.
- (35) Alcanzándose los 2724 mm. en Articuza (Navarra) por la influencia del relieve:
- CAPEL MOLINA, J. Jaime: Los climas de España. Oikos-Tau, Barcelona, 1981, 430 págs.
- (36) Las cifras que obtenemos son bastante más bajas que las que publica Mateo González (op. cit. nota 33) y que posteriormente reproduce Capel Molina (op. cit. nota 35). Consideramos que las nuestras pueden ser de mayor credibilidad al basarse en series de observaciones más continuas y sincrónicas. Para Mateo González, las precipitaciones en Llanes serían de 1324 mm. al año y de 1136 en Cangas de Onís.
- (37) Aunque no contamos con datos de observatorios más próximos a la comarca de Llanes, consideramos que las cifras de Santander y Gijón pueden ser perfectamente significativas.
- (38) Como ya dijimos en su momento, no existen datos que nos permitan cuantificar esta afirmación por lo que, en este caso, no podemos basarnos más que en nuestras observaciones personales: las lluvias y nieblas son frecuentes en el Cuera aún durante los escasos días despejados que se registran en Llanes.

- (39) La insolación anual es de 1694 horas en Gijón y de 1767 en Santander:
 CAPEL MOLINA, J.: op. cit. nota 35.
- (40) Aunque una similitud tan grande de los datos debe interpretarse como fruto de una coincidencia: en Lastres, a poca distancia de La Marina y en un medio similar, la temperatura media del mes de agosto alcanza los 19,9 °C.
- (41) BIEL LUCEA, H.: Heladas. Boletín Mensual Climatológico. Servicio Meteorológico Nacional, IX- 1962, págs. 3- 7.
- (42) MATEO GONZALEZ, Pedro: Termometría de Asturias. Servicio Meteorológico Nacional, Madrid 1959, 122 págs.
- (43) TURC, L.: Le bilan d'eau des sols: relation entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. Thèse, Paris, 1953.
- (44) TRICART, Jean; CAILLEUX, André: Introduction a la géomorphologie climatique. SEDES, Paris 1965, 306 págs.
- (45) GUILCHER, A.: op. cit. nota 26.
- (46) MARTINEZ ALVAREZ, J.A.: op. cit. nota 24.
- (47) WILLIAMS, J.E.: Chemical weathering at low temperatures. Geog.Rev. 39, 1949, págs. 129- 135.
- (48) SCHULKE, Horst: Quelques types de dépressions fermées littorales et supra-littorales liées à l'action destructive de la mer (Bretagne, Corse, Asturias). Nor. 57, 1968, págs. 23- 43.
 En este trabajo se comenta entre otros temas la evolución de varias dolinas, hoy invadidas por el mar, en Buelna, muy cerca del área que hemos delimitado para nuestro estudio y con similares características que las que nos ocupan.
- (49) BERTRAND, G.: op. cit. nota 3.
- (50) SCHULKE, H.: op. cit. nota 48.
- (51) MONTORIOL POUS, Joaquín; ASSENS CAPARROS, Jaime: Sobre el papel desempeñado por el efecto salino en la génesis de ciertas cavidades kársticas desarrolladas en las líneas de costa. Spel. 1, VIII, 1957, págs. 81- 88.
- (52) Destacan por su efectividad y abundancia en nuestras costas

las Patelas ("lapas") y erizos aunque existen multitud de organismos capaces de atacar la caliza: folades, litodomas, etc.:

COQUE, Roger: Géomorphologie. Armand Colin, Paris 1977, 430 págs.

MURRAY, A.N.; LOVE, W.W.: Action of organics acids upon limestone. Bull. Amer. Ass. Petr. Geol. 13, 1929, págs. 1467- 75.

- (53) Son muy raros los afloramientos de caliza desnuda en la Plataforma de Llanes por lo que el lapiaz, en el caso de existir bajo suelo, no es visible. Por otra parte, los lapiaces que conocemos no alcanzan en ningún caso un gran desarrollo.
- (54) FERRER REGALES, Manuel: La región costera del Oriente Asturiano. Instituto de Estudios Asturianos, C.S.I.C., Oviedo, 1960 208 págs.
- (55) "Jogo", "jou" y otras similares son términos asturianos que designan las depresiones kársticas y que numerosos autores utilizan como sinónimo de determinado tipo de dolinas. Hemos procurado restringir al mínimo su uso ya que en algunos casos nos parece que puede llevar a confusión, sobre todo fuera de su contexto de montaña. Por lo que respecta a su origen en la Sierra de Cuera, véase:
LLOPIS LLADO, Noel: Fundamentos de hidrogeología cárstica. Blume, Madrid, 1970, 270 págs.
- (56) LLOPIS LLADO, Noel: Sobre el karst actual y fósil de la terminación oriental de la Sierra de Cuera y sus yacimientos de hierro y manganeso. Spel. 3-4, IX, 1958, págs. 3- 59.
- (57) Salvo la depresión de la Yosa de Viango, los sucesivos poljes no tienen nombres comúnmente aceptados y reflejados en la cartografía o en los trabajos publicados por lo que no nos queda más recurso que darles denominaciones arbitrarias en relación con la toponimia que nos suministran los mapas de base.
- (58) LLOPIS LLADO, Noel: La evolución hidrogeológica de la Cueva del Requeixu y los fenómenos cársticos de Parres (Llanes- Asturias). Spel. 3, I, 1950, págs. 149- 175.

- (59) LLOPIS LLADO, N.: op. cit. nota 56.
- (60) LLOPIS LLADO, Noel: La Espeleología de Asturias. Instituto Geología Aplicada, Oviedo, 1955, 178 págs.
- (61) FERNANDEZ, J.M.: La cueva prehistórica del Covarón, en Llanes. Bol.I.D.E.A. 12, V, 1951.
- (62) JORDA CERDA, F.; MALLO VIESCA, M.: Las pinturas de la Cueva de las Herrerías (Llanes, Asturias). Univers. de Salamanca, 1972, 43 págs.
- (63) Aunque el proceso se observa en otras cavidades de la comarca y la presencia del río subterráneo es difícil de alterar, no sabemos hasta qué punto el fenómeno puede estar relacionado con los cambios apreciables que ha sufrido el entorno de la cueva en los últimos años, algunos de los cuales no pueden calificarse más que como vandálicos.
- (64) LLOPIS LLADO, N.: op. cit. nota 58.
- (65) LLOPIS LLADO, N.: op. cit. nota 55.
- (66) LLOPIS LLADO, N.: op. cit. nota 56.
- (67) LLOPIS LLADO, N.: op. cit. nota 56.
- (68) CROUSILLES, M.; DIXSAUT, Ch.; TAMAIN, G.: Photo-interpretation, tectonique de couverture et fracturation profonde: la Chaîne Cantabrique, Espagne, vue par satellite. C.R.Ac.Sc. Paris 283, 1973, págs. 135- 138.
- (69) FENELON, P.: Karsts de type tropical sous climat tempéré. Mem.Doc.C.H.R.S. 15, 1974, págs. 95- 103.
- (70) LLOPIS LLADO, Noel: La cueva de los Cinchos en la estructura de los alrededores de Ortiguero (Asturias). Spel. 4, VI, 1955, págs. 237- 255.
- (71) MARY, G.: op. cit. nota 14.
- (72) LLOPIS (op. cit. nota 56) reconoce en un antiguo sumidero los siguientes sedimentos y entornos morfoclimáticos correspondientes:
- Hematites rojiza, correspondiente a un periodo seco y cálido.
 - Arcillas amarillentas limoníticas, en relación con un clima húmedo y frío.

- Arcilla roja y costras calizas que corresponderían a un medio progresivamente más frío y de aridez creciente.
- Brecha caliza, fruto de la gelifracción en un período húmedo y frío.
- Suelos pardos y castaños actuales.

Esta secuencia puede relacionarse perfectamente con la que podemos reconstruir a partir de los sedimentos de la Cueva de las Herrerías y con la que cita Mary (op. cit. nota 14) para el Würm de esta región.

- (73) FENELON, P.: op. cit. nota 69.
- (74) FAVORY, M.; GAZELLE, F.: Modelé karstique et comportement hydrologique des calcaires primaires dans le sud du Massif Central. Rev.Géog.Pyr. et SO. 2, LIII, 1981, págs. 173- 200.
- (75) CORBEL, Jean: Erosion en terrain calcaire: vitesse d'érosion et morphologie. Ann.Geog. 68, 1959, págs. 97- 120.
- (76) SWEETING, M.M.: Some factors in the absolute denudation of limestones terrains. Erdk. 2, VIII, 1964, págs. 92- 95.
- (77) MARY, G.: op. cit. nota 14.
- (78) LLOPIS LLADO, N.: op. cit. nota 55.
- (79) LLOPIS (op. cit. nota 55) justifica el desarrollo de "karst tropical" en Llanes con la existencia de un supuesto microclima especialmente suave aún en la actualidad. Pensa mos que esta afirmación carece de fundamento: ni la presencia de "cuetos" se reduce a los alrededores de Llanes (Hazera, op. cit. nota 32, los cita cerca de Bilbao) ni nuestros datos confirman las supuestas diferencias de clima.
- (80) FERRER, A.: Monografía de las cavernas y simas de la provincia de Vizcaya. Publ. Junta de Cultura, Bilbao, 1943, 100 págs.
- (81) MENDIZABAL, Joaquín: Torcales guipuzcoanos. Munibe 2, I, 1949, págs. 49- 54.
- (82) No es posible hacer aquí una relación exhaustiva de publicaciones aunque puede resultar revelador comparar las obras recién mencionadas con la tesis de Kornprobst, por ejemplo: KORNPROBST, Pierre: Le noeud structural de Sta. Agueda:

- contexte de l'étude géologique de la grotte de Lezetxiki (Mondragón, Guipúzcoa, Espagne). Thèse, 1970, 130 págs.
- (83) MUGNIER, Claude: El karst de Asón y su evolución morfológica. Cuad.Espel. V, 1969, 146 págs.
- (84) MIOTKE, F.Dieter: Karstmorphologische Studien in der glazial-überformen Höhenstufe der "Picos de Europa", Nordspanien. Jahr.Geog.Gesell. 4, 1968, 161 págs.
- (85) WALTHAM, A.C.: Origin and development of limestone caves. Progr.Phys.Geog. 2, V, 1981, págs. 242- 256.
-

FUENTES Y BIBLIOGRAFIA

Como ya hemos tenido ocasión de comprobar a lo largo de los capítulos anteriores, existen abundantes referencias en qué basar nuestros estudios. Aunque las áreas y temas cubiertos por la bibliografía no siempre coincidan con nuestros intereses, la fase previa de aproximación bibliográfica al problema que nos ocupa se ha visto muy facilitada por esta relativa riqueza de fuentes.

FUENTES CARTOGRAFICAS

Aunque hemos consultado la totalidad de la cartografía de la que tuviéramos conocimiento, el trabajo se ha basado en un limitado número de mapas.

- Instituto Geográfico Nacional, Mapa Topográfico a escala 1:50.000. Hojas nº 31 (Ribadesella) publicada en 1944; 32 (Llanes), de 1943, y 33 (Comillas) fechado en 1968. Aunque se trate de hojas ya anticuadas en muchos aspectos y que contienen algunos errores importantes, sobre todo en lo referente a hidrografía, nos han servido como base toponímica y para la localización de ciertos fenómenos puntuales.
- Servicio Geográfico del Ejército, Mapa General, serie "L" a escala 1:50.000. Hoja nº 16-4 (Llanes), publicada en 1981, que recoge algunos de los datos de la correspondiente del A.M.S., de extraordinaria calidad material y fidelidad, sobre todo en los aspectos referentes al medio físico.
- Instituto Geológico y Minero de España, Mapa Geológico de Espa

ña a escala 1: 50.000. Hoja nº 32 (Llanes) que, con su correspondiente memoria, fue publicada en 1950 y resulta francamente deficiente a pesar de que muchos de sus elementos son aprovechables.

Mapa Geológico de España, serie "Magna", hoja nº 33 (Comillas) publicada en 1976; útil referencia para completar la información que nos suministra la hoja de Llanes.

Mapa de Síntesis Geológica, escala 1: 200.000, hojas nº 3 (Gijón) y 4 (Santander) imprescindibles para lograr una visión de conjunto de la geología regional.

FOTOGRAFIA AEREA

La cartografía morfológica se ha basado en la fotografía aérea que, por otra parte, ha sido un valioso auxiliar en el trabajo de campo. Los fotogramas utilizados, correspondientes al vuelo americano, han sido los números 28.857- 28.861 del rollo 284 y 56.746 a 56.750 del 566, obtenidos en octubre de 1956 los primeros y julio de 1957 los siguientes, y que presentan una buena calidad y definición.

BIBLIOGRAFIA

- ALONSO, Francisco; UGARTE, Félix: Algunos aspectos geomorfológicos del karst de Katabera (Sierra de Aitzkorri). Lurr. 4, 1981, págs. 49- 63.
- ASENSIO AMOR, Isidoro: Formación eólica antigua sobre la rasa cantábrica (zona astur- galaica). Est.Geog. 115, 1969, págs. 229- 240.
- BERTRAND, Léon: Sur la structure des Pyrénées cantabriques entre Santander et Llanes et leurs relations probables avec les Pyrénées. Bull.Soc.Géol.Fr. 12, 504, 1912.

- BERTRAND, L.; MENGAUD, L.: Sur l'existence de plusieurs nappes superposées dans la Cordillère Cantabrique entre Santander et Llanes. C.R.Ac.Sc.Paris. 155, 1912, págs. 727- 729.
- BIROT, P.; CORBEL, J.; MUXART, R.: Morphologie des régions calcaires a la Jamaïque et a Puerto Rico. Mem.Doc.C.N.R.S. 4, 1967, págs. 335- 392.
- BOILLOT, G.; D'OZOUVILLE, L.: Etude structurale du plateau continental nord-espagnol entre Avilés et Llanes. C.R.Ac.Sc. Paris 270, 1970, págs. 1865- 1868.
- BOILLOT, Gilbert; DUPEUBLE, P.A.; HENNEQUIN-MARCHAND, I.; LAMBOY, M.; LEPRETRE, J.P.: Carte géologique du plateau continental nord-espagnol entre la canyon de Capbreton et le canyon d'Avilés. Bull.Soc.Geol.Fr. 3-4, XV, 1973, págs. 367- 381.
- BOILLOT, G.; DUPEUBLE, P.A.; HENNEQUIN-MARCHAND, I.; LAMBOY, M.; LEPRETRE, J.P.; MUSSELEC, P.: Le rôle des décrochements " tardi-hercyniens" dans l'évolution structurale de la marge continentale et dans la localisation des grands canyons sous-marins à l'ouest et au nord de la Peninsule Ibérique. Rev.Geog.Phys. Geol.Dyn. 1, 16, 1974, págs. 75- 86.
- BOILLOT, G.; DUPEUBLE, P.A.; LE LENN, F.; D'OZOUVILLE, L.: Etude stratigraphique des terrains affleurants sur le plateau continental nord-espagnol entre Avilés et Llanes. C.R.Ac.Geol. Fr. III, 1970, págs. 78- 80.
- BOLIVAR; BREUIL, JEANNEL: Enumération des grottes visitées 1918-1927. Biosp. LIV, 1929.
- CAILLAR, J. du; BONNET, A.; PLISSON, J.C.; MARGUERIT, M.: Un aven-grotte géant du Pays-Basque: le Béchanaca-ko-lecia. I Congr. Int.Spéleol. Paris, 1953, págs. 127- 132.
- CROUSILLES, Michel; DELOCHE, Christian; DIXSAUT, Christophe; TAMAIN A.L. Guy: Télédétection et fracturologie de la Chaîne Cantabrique (Espagne): exemple d'une approche methodologique. Bull. Bur.R.G.M. 1, IV, 1978, págs. 5- 38.
- CROUSILLES, M.; DIXSAUT, Ch.; TAMAIN, G.: Photo-interpretation, tectonique de couverture et fracturation proffonde: La Chaîne Cantabrique (Espagne) vue par satellite. C.R.Ac.Sc.Paris 283, 1976, págs. 135- 138.

- CUETO Y RUI-DIAZ, E.: Nota acerca de las llanuras, rasas y sierras planas de la Costa de Asturias. Bol.Soc.Esp.Hist.Nat. 5, XXX, Madrid 1930, págs. 241- 254.
- " Orografía y geología tectónica del país cántabro-astórico. Bol.Com.M.Geol.Esp. VII, 1926, págs. 109.
- DANTIN CERECEDA, J.: Clima de la región Asturleonésa. Est.Geog. V, 1944, págs. 27- 44.
- ELOSEGUI, Jesús: Observaciones espeleológicas en Aizkorri y sus alrededores (Guipúzcoa). Spel. 2, I, 1950, págs. 3- 22.
- FENELON, P.: Karsts de type tropical sous climat tempéré. Mem.Doc. C.N.R.S. 15, 1974, págs. 95- 103.
- FERRER, A.: Monografía de las cavernas y simas de la provincia de Vizcaya. Public. Junta de Cultura, Bilbao 1943, 100 págs.
- FERRER REGALES, Manuel: La región costera del Oriente Asturiano. Instituto de Estudios Asturianos, 1960, 208 págs.
- GOMEZ DE LLARENA, J.; ROYO GOMEZ, J.: Las terrazas y rasas litorales de Asturias y Santander. Bol.R.Soc.Esp.Hist.Nat. 1, 27, 1927, págs. 19- 38.
- GUILCHER, André: La plage ancienne de la Franca (Asturias). C.R. Ac.Sc.Paris 241, 1955, págs. 1603- 1605.
- " Les "rasas": un problème de morphologie littorale générale. Ann.Geog. 455, LXXXIII, 1974, págs. 1- 33.
- HAZERA, J.: La part d'un dispositif structural régulier au cours de la gènesse de grandes formes karstiques dans le complexe urgonien cantabrique: Les massifs du Candida et du Cerredo. Rev.Geog.Alp. 3, LXVI, 1978, págs. 291- 298.
- " La région de Bilbao et son arrière-pays; étude géomorphologique. San Sebastián 1968, 358 págs.
- HERNANDEZ PACHECO, Eduardo: Les cavernes préhistoriques de la côte cantabrique comme preuve de la stabilité du littoral. Mélanges de préhist. et d'anthropologie offerts au professeur Comte H. Begouen. Toulouse, 1939.
- " Observaciones respecto a la estratigrafía y tectónica de la cordillera Cantabroasturiana. Bol.Soc.Esp.Hist.Nat. 9, XXXV, 1935, págs. 487- 497.

- HERNANDEZ PACHECO, Eduardo: Las rasas de la costa cantábrica en el segmento oriental de Asturias. INQUA, V Congr. Intern. Oviedo 1957, 32 págs.
- HERNANDEZ PACHECO, Francisco: Las rasas litorales de la Costa Cantábrica en su segmento asturiano. Congr.Int.Ceogr. Lisboa, 1950, vol. 2, págs. 29- 86.
- HERNANDEZ PACHECO, F.; ASENSIO AMOR, I.: Materiales sedimentarios sobre la rasa Cantábrica. Bol.R.Soc.Esp.Hist.Nat. LXI-LXII, 1961 (págs. 207- 223); 1962 (págs. 65- 76).
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P.; KINDELAN, J.A.: Explicación de la Hoja 32 (Llanes) del I.G.M.E., Madrid 1950.
- JORDA CERDA, Francisco; MALLO VIESCA, Manuel: Las pinturas de la Cueva de las Herrerías (Llanes, Asturias). Seminario de Prehistoria y Arqueología de la Universidad de Salamanca, 1972, 43 págs.
- JULIVERT, N.: Estudio Hidrogeológico de las Cuevas de Fresnedo (Teverga- Asturias). Spel. 4, V, 1954, págs. 223- 246.
- " Hidrogeología actual y muerta de los alrededores de la Oseja de Sajambre (León). Spel. 3-4, IV, 1953, págs. 193- 217.
- " Notas sobre la hidrogeología de la Sierra Coruxera (Asturias). Spel. 1-2, IV, 1955, págs. 3- 20.
- " Sur la tectonique hercynienne à nappes de la Chaîne Cantabrique (étude géologique de la région à l'est du Bassin Central, Espagne). Bull.Soc.Geol.Fr. VII, 1965, págs. 644- 651.
- JULIVERT, M.; PELLO, J.: Las dos etapas principales de deformación herciniana en la Cordillera Cantábrica y el trazado de sus estructuras. Acta Geol.Hisp. 4, II, 1967, págs. 77- 81.
- KORNPROBST, Pierre: Le noeud structural de Sta. Agueda: contexte de l'étude géologique de la grotte Lezetxiki (Mondragón , Guipuzcoa, Espagne). Thèse Sciences, 1970, 130 págs.
- LORIOU, B.: Inventaire partiel des cavités souterraines de la région de Arredondo- Ramales de la Victoria, Province de Santander, Espagne). Ann.Spél. 23, 1968, págs. 315- 324.
- LLOPIS LLADO, Noel: Características hidrogeológicas de la cuenca de alimentación del manantial de Urbaltza (Mondragón, Guipúz

- coa). Spel. 1-4, VIII, 1957, págs. 3- 55.
- LLOPIS LLADO, Noel: La Cueva de los Cinchos en la estructura de los alrededores de Ortiguero (Asturias). Spel. 4, VI, 1955, pág. 237- 255.
- " Espeleología de Asturias. Instituto de Geología Aplicada, Oviedo, 1955, 178 págs.
- " La evolución hidrogeológica de la Cueva del Requeixu y los fenómenos cársticos en Parres (Llanes- Asturias). Spel. 3-4, I, 1950, págs. 149- 175.
- " Mapa geológico de la Sierra de la Coruxera, la Mostayal y Monsacro. Esc. 1: 25.000, Publicaciones Serv. Geol. Instituto de Estudios Asturianos, Oviedo, 1950.
- " Los rasgos morfológicos y geológicos de la Cordillera Cantabro-astúrica. T. y Mem. L.G.V. 2, I, 1950, págs. 2- 51.
- " Sobre el karst actual y fósil de la terminación oriental de la Sierra de Cuera y sus yacimientos de hierro y manganeso. Spel. 3- 4, IX, 1958, págs. 3- 59.
- LLOPIS LLADO, N.; ELOSEGUI, J.: Sobre las características del relleno de la Sima de los Osos de Troskaeta-ko-koba, Ataún (Guipúzcoa). Munibe 1, VI, 1954, págs. 38- 46.
- LLOPIS LLADO, N.; FERNANDEZ; JULIVERT, M.: Avance al catálogo espeleológico de Asturias. Spel. 4, V, 1954, págs. 187- 221.
- LLOPIS LLADO, N.; JORDA, F.: Mapa del cuaternario de Asturias. INQUA, V Congr. Internacional, 1957.
- LLOPIS LLADO, N.; RODRIGUEZ DE ONDARRA, P.; Los fenómenos cársticos de Gogorregui (Rentería- Guipúzcoa). Volumen Homenaje a D. Joaquín Mendizabal Cortazar. San Sebastián, 1956, 16 págs.
- MANGIN, J.Ph.; RAT, P.: L'évolution post-hercynienne entre Asturies et Aragon (Espagne). Livre Mem. Prof. P. Fallot I, págs. 333- 349.
- MARTINEZ ALVAREZ, J.A.: Características hidrogeológicas de Asturias Not. y Com. I.G.M.E. 97- 98, 1967, págs. 147- 154.
- " Consideraciones sobre la influencia periglacial en el modo cárstico de Asturias. Not. y Com. I.G.M.E. 79, 1965, págs. 187- 189.

- MARTINEZ ALVAREZ, J.A.: Datos sobre los depósitos coluvionares de la zona oriental y costera de Asturias. Spel. 1-2, XII, 1961, págs. 73- 83.
- " Nota sobre el manchón westfaliense de Pendueles (Llanes, Asturias). Not.y Com. I.G.M.E. 78, 1965, págs. 71- 76.
- " Nota sobre un depósito cársico de marcasita en las inmediaciones de Llanes (Asturias). Spel. XI, 1960, págs. 47- 52.
- " Rasgos geológicos de la zona oriental de Asturias. Publ.Dip. Provinc. Oviedo, 1965, 132 págs.
- MARY, G.: Les formations quaternaires de la côte asturienne entre Ribadesella et Comillas. Bull.Ass.Fr.Et.Quat. 8, 1971, págs. 111- 118.
- MARY, G.; MEDUS, J.: Présence de Sparnacien à la base d'une "rasa" au Monte Granda à l'ouest d'Avilés. C.R.Ac.Geol.Fr. 1971, pág. 125.
- MATEO GONZALEZ, Pedro: Pluviometría de Asturias. Servicio Meteorológico Nacional, Madrid, 1956, 83 págs.
- " Termometría de Asturias. Servicio Meteorológico Nacional, Memoria 31, 1959, 122 págs.
- MENDIZABAL, Joaquín (Conde de Peñafiorida): Torcales Guipuzcoanos. Munibe 2, I, 1949, págs. 49- 54.
- MENGAUD, L.: Recherches géologiques dans la région cantabrique. Toulouse 1920, 730 págs.
- MIOTKE, F.D.: Karstmorphologische Studien in der glazial-überformen Höhenstufe der "Picos de Europa", Nordspanien. Jahr.Geog. Gesell. 4, 1968, 161 págs.
- MONTORIOL POUS, J.; ASSENS CAPARROS, J.: Sobre el papel desempeñado por el efecto salin en la génesis de ciertas cavidades kársticas desarrolladas en las líneas de costa. Spel. VIII, 1957, págs. 81- 88.
- MOUNIER, Jean: Les climats océaniques des régions atlantiques de L'Espagne et du Portugal. Thèse présentée Univ. Rennes II, 1977. Atelier reprod. Thèses, Lille, 1979, 3 vols. 1221+ 246 págs.
- MUGNIER, Claude El karst de la región de Asón y su evolución mor

- fológica. Cuad.Espel. V, 1969, 146 págs.
- RAT, Pierre: Introduction géologique à l'étude du gouffre et de la grotte d'Aitzbelt (Guipúzcoa, Espagne). Spel. VIII, 1957 págs. 89- 107.
- " Les pays crétacés basco-cantabriques (Espagne). Thèse, Dijon, 1959, 525 págs.
- RIOS, A.M.; ALMELA, A.; GARRIDO, J.: Contribución al conocimiento de la geología cantábrica. Bol.I.G.M.E. LVIII, 1945, págs. 45 228.
- RUIZ DE ARCAUTE, Félix; SAN MARTIN, Juan: Conjunto de los fenómenos espeleológicos de Gesaltza, Arrikruz, Jaturabe y Cueva de los Osos. Spel. 3, VI, 1955, págs. 103- 125.
- SCHULKE, Horst: Quelques types de dépressions fermées littorales et supra-littorales liées à l'action destructive de la mer (Bretagne, Corse, Asturias) Norois, 57, 1968, págs. 23-43.
- SCHULZ, G.: Descripción geológica de Asturias. Bilbao, 1901, 238 págs.
- SWEETING, M.M.: Some factors in the absolute denudation of limestone terrains. Erdk. 2, VIII, 1964, págs. 92- 95.
- TOSAL, J.M.: Relaciones zócalo-cobertera en el límite de las provincias de Oviedo y Santander. Brev.Geol.Ast. 1, XII, 1968, págs. 9- 14.
-

263

Las Peñas de Cervera y Sierra de San Carazo
(Burgos)

LAS PEÑAS DE CERVERA. SITUACION Y RELIEVE

Dentro del conjunto meseteño hemos seleccionado para el desarrollo del presente trabajo la porción de territorio ocupada por las "Peñas de Cervera" y la "Sierra de San Carazo"⁽¹⁾, a la que por simplificar, llamaremos con el primero de los nombres.

Las Peñas de Cervera se encuentran al E. de la provincia de Burgos, cerca del límite con la de Soria en la vertiente meridional, y ya a cierta distancia, de la Sierra de la Demanda, con la que se relacionan estructuralmente.

Los límites de la zona que vamos a estudiar son relativamente claros, al menos en su aspecto topográfico, ya que se trata de un macizo debido a la erosión diferencial que destaca claramente de su entorno, con unidades bien individualizadas. Sin embargo, si nos ceñimos a un criterio geológico, la delimitación que nos hemos impuesto resulta absolutamente artificial ya que los afloramientos y características que nos interesan se prolongan hacia el SW. y hacia el N. sin solución de continuidad.

Por el N. limitamos nuestro estudio con la vertiente septentrional de la Sierra de San Carazo, alineación de considerable altura producida por la inversión del relieve que, en la porción que nos interesa, nos muestra sucesivamente el Pico Enebral, de 1376 m., y las Mesetas de San Carlos y San Carazo de 1455 m. de altitud.

Al E. nos sirve de límite la línea imaginaria que une Villanueva de Carazo y el vértice "Pico", de 1266 m. de altura que se prolonga por la "Punta del Cuerno", coincidiendo con la desapa

rición de las calizas y la suavización del relieve consiguiente.

Por el S. los límites se han superpuesto a varias fracturas sucesivas que, formando una línea quebrada, han permitido la aparición de un importante escarpe topográfico. Sucesivamente nos sirve de referencia el ya citado "Pico", el "Aguila", de 1378 m. de altura y las poblaciones de Peñacoba e Hinojar de Cervera, prácticamente desierta esta última.

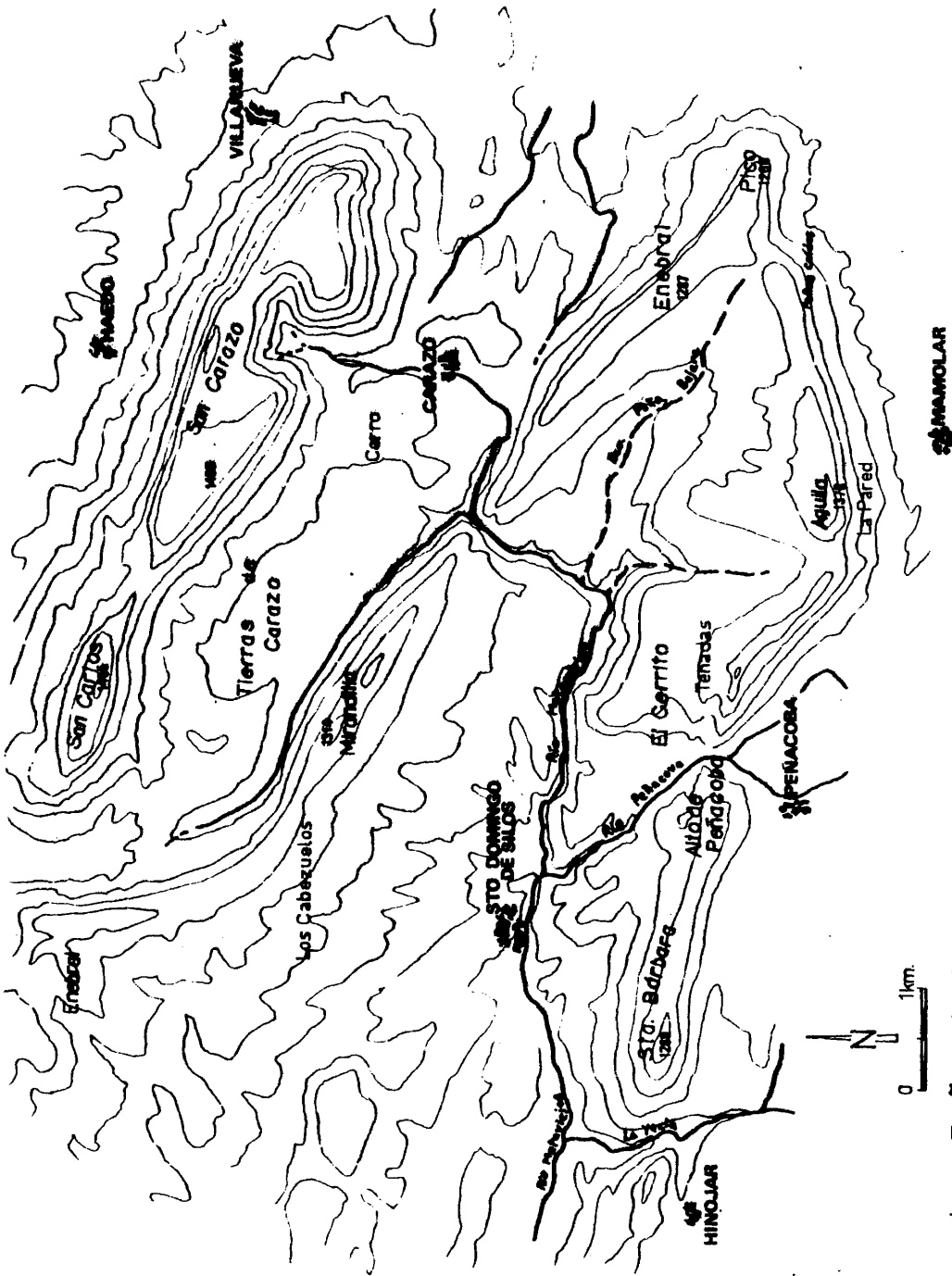
Al W. por fin hemos tenido que trazar por razones prácticas una línea enteramente artificial entre Hinojar de Cervera y el mencionado "Enebral", atravesando perpendicularmente el ancho Valle del Mataviejas.

Por lo que respecta a la configuración de la comarca nos encontramos con un espectacular relieve invertido que caracteriza a todo el reborde meseteño de la Demanda: la llamada Sierra de las Mamblas nos presenta sucesivas unidades, practicamente paralelas, orientadas en dirección W-NW--E-SE, atravesadas por valles amplios y rectilíneos. Las Peñas de Cervera participan de estas características mostrándonos varias alineaciones, que responden perfectamente a hechos estructurales. De Norte a Sur nos encontramos con las siguientes:

- Sierra de San Carazo, que se inicia bruscamente con la Mesa, de 1458 m. de altura máxima y cuya culminación muestra una superficie plana de 4 km. de longitud. Se prolonga hacia el W-NW con el "San Carlos" auténtica fortaleza natural de 1455 m. de altura y el "Enebral", de 1376 m. y con formas suaves. Si proseguimos en la dirección de Retuerta va perdiendo vigor y adquirien

- do formas progresivamente más alomadas.
- Un ancho valle de fondo ondulado, las "Tierras de Carazo", abierto hacia el E-SE y con altitudes comprendidas entre 1080 y 1150 m.
 - Nueva alineación, con su vertiente septentrional muy escarpada por motivos tectónicos, en la que destacan sucesivamente el "Pico", de 1266 m. de altitud, el "Encbral" (no debe confundirse con la otra culminación del mismo nombre) y el "Mirandilla", de 1314 m. El río Mataviejas ha excavado un profundo tajo, utilizado por la carretera de Sto. Domingo de Silós-Hacinas que permite atravesarla con facilidad.
 - Valle del Mataviejas, auténtico desfiladero hasta Sto. Domingo pero progresivamente más ancho y con fondo plano conforme avanzamos hacia el N-NW. Su altitud pasa de los 1050 m. aguas arriba a los 950 en el límite de nuestra demarcación.
 - Una última alineación que culmina en el "Aguila", de 1378 m., el "Alto de Peñacoba", "Sta. Bárbara" de 1268 y "Pedraja" con 1164. Está dividida por varias fracturas, algunas de las cuales han aprovechado los ríos para excavar profundos desfiladeros (el caso más notable es el de la Yecla) y resulta por ello muy fácil de franquear.

Los valores de las pendientes son muy variables en las Peñas de Cervera siendo frecuentes los escarpes subverticales alternando con amplias superficies suavemente onduladas, reflejo de todo ello de litología y estructura y presentandonos un amplio muestrario de circunstancias. En los capítulos sucesivos



Las Peñas de Cervera

tendremos ocasión de estudiar la relación que existe entre la karstificación y todos estos hechos.

RESUMEN ESTRATIGRAFICO:Potentes bancos calizos sobre un sustrato impermeable

Existen numerosos trabajos sobre los afloramientos paleozoicos de la Sierra de la Demanda así como de su cobertera en la vertiente riojana. Sin embargo, la bibliografía se reduce extraordinariamente a la hora de considerar la cara meseteña de la misma sierra y es prácticamente inexistente para las Peñas de Cervera. Tampoco se ha llegado a publicar aún la hoja del mapa geológico a escala 1: 50.000 correspondiente a Santo Domingo de Silos por todo lo cual nuestras fuentes de información para los capítulos de geología son escasas e incompletas, teniendonos que basar frecuentemente en los que nos suministra la hoja vecina de Covarrubias- Salas de los Infantes⁽²⁾.

Aunque los materiales más antiguos con que nos encontramos son jurásicos, señalaremos que por debajo de ellos se encuentra un espesor difícil de evaluar de arcillas, yesos y evaporitas del Keuper que ha actuado de lubricante facilitando las deformaciones e influido en los plegamientos del resto de la cobertera mesozoica. Aunque su presencia sólo se manifiesta en el límite de la Sierra de la Demanda, será preciso tener en cuenta su existencia para explicar ciertos fenómenos locales.

El JURASICO no aflora más que en el núcleo de los grandes anticlinales mesozoicos y en las Peñas de Cervera sólo se nos muestra en sus últimos estadios. No llegan a aparecer las facies calizas propias de mar abierto que le caracterizan en otros puntos de la comarca⁽³⁾.

Al S. de la Yecla afloran unas calizas arenosas, poco karstificables, de facies típicamente regresiva, que podemos datar como el Bathoniense o Calloviense por su posición estratigráfica y por su similitud con las que aparecen en Qunitanilla de las Viñas (4). De todas formas, su interés para nuestro trabajo es mínimo ya que aparte de estar poco representado, no muestra formas típicas de disolución.

El CRETACICO es el sistema mejor representado y en el que vamos a centrar toda nuestra atención. En un principio nos ofrece sedimentos en facies Weald, discordantes sobre los jurásicos, para acabar con otros típicamente marinos (5).

El Neocomiense, o "Grupo Urbión" de Tischer, recogido por los autores de la Hoja Geológica de Salas (6), con el que se inicia el Cretácico, muestra un conjunto de materiales de origen detrítico, con grandes cambios horizontales de facies y con mayor potencia hacia el E. (en dirección hacia el centro de la Cuenca de Cameros). De muro a techo nos encontramos con los siguientes materiales:

- Conglomerado de cantos bien redondeados de cuarzo lechoso, relativamente resistente a la erosión. Aparece en bancos de 10 m. y alcanza una potencia de 30-40. Posible edad Valanginiense.
- Alternancia de conglomerados, cuarzarenitas, y arcillas arenosas en lentejones sin ninguna continuidad horizontal ni vertical. Llega a tener una potencia de 400 m. y muestra un tono rojizo. Su edad es Hauteriviense.
- Conglomerados, cuarzarenitas y arcillas arenosas, de tonos gr

ses y con frecuentes cambios laterales de facies. Contienen feldespato y abundantes fragmentos de xilópalo. Alcanza una potencia de 400 m. y su edad es del final del Hauteriviense.

El Albense: tras una pequeña laguna estratigráfica aparece en leve discordancia el Albense en facies Utrillas. Tiene gran interés para nosotros puesto que se trata de materiales poco permeables que condicionan el desarrollo del karst profundo⁽³⁾.

- Areniscas, pudingas, cantos y, sobre todo, arenas de colores blancos y vinosos con intercalaciones arcillosas (que dependen de la proporción de caolín y de hematites). Presentan frecuentemente estratificación cruzada y no es raro encontrar xilópalo y costras de hierro. Su potencia, muy variable, es evaluada en Hacinas y Barbadillo en 160 m. por Säftel⁽⁷⁾.

Cretácico superior. Mal diferenciados aparecen los materiales del Cretácico de origen marino ya que el paso de unas a otras facies es progresivo, los fósiles representativos escasos y los estudios prácticamente inexistentes. Por ello, vamos a describir en bloque todo el Cretácico superior indicando simplemente la cronología que publica el I.G.M.E. en la Hoja Geológica 1:50.000 n° 277. De más antiguos a más recientes nos encontramos con los siguientes sedimentos:

- Margas arenosas que gradualmente van pasando a ser margocalizas con pequeños bancos intercalados de caliza pura en lascas. La fauna es cenomanense en los bancos más bajos y turonense después. La potencia total del conjunto es superior a los 300 m.

- Calizas masivas de color gris a blanco con algunas intercalaciones margosas y otras más o menos dolomíticas y con colores cálidos por meteorización. Son las que dan mayor vigor al relieve y tienen una potencia superior a los 200 m. Datan del Turonense al Campaniense.
- Calizas cavernosas, margas y, en el techo conglomerados con cantos de cuarzo, todo ello de color gris oscuro en facies Garumniense⁽⁸⁾ ya fuera de los límites de nuestro trabajo, en el Valle del Mataviejas.

EL Terciario. Ocupa una superficie muy reducida en la región, bien por no haber existido sedimentación importante en esta época bien por haber desaparecido posteriormente (el Garumn ya aparece decapitado). Aunque en las Peñas de Cervera no existe este material, tiene interés un manchón oligoceno que aparece al Sur de Santibáñez del Val, en el Valle del Mataviejas:

- Conglomerados de cantos silíceos que incluyen grandes bloques de más de un metro, irregularmente estratificados, con abundante arena y fuertemente discordantes sobre el Cretácico. Su potencia es difícil de evaluar pero supera los 300 m.

El Cuaternario por fin aparece representado con los escasos sedimentos fluviales que ha depositado el Mataviejas y, sobre todo, en los derrubios de ladera que tapizan algunas de las alturas más sensibles a la gelifracción. En este caso los clastos, de todos los tamaños, proceden de las calizas cretácicas y presentan una matriz fangolítica.

HISTORIA GEOLOGICA Y ESTRUCTURARelieve invertido dependiente de los grandes hechos estructurales

Como ya hemos comentado anteriormente, los materiales más antiguos que aparecen en las Peñas de Cervera son mesozoicos. No haremos pues referencia a la evolución paleozoica y hercínica de la Sierra de la Demanda, con la que estamos estructuralmente relacionados, y sobre la que existe una abundante bibliografía.

Al empezar el Triásico una parte de la Sierra de la Demanda debía estar emergida y sometida a una intensa erosión ya que los conglomerados de esta época contienen abundantes cantos paleozoicos y muestran importantes variaciones horizontales de potencia. En estas condiciones, el relieve debió ser desmantelado progresivamente pues los sedimentos se van haciendo cada vez más finos y se producen pequeñas fases transgresivas. Esto último, en un ambiente árido y cálido, explica la abundancia de evaporitas del Keuper, que con su plasticidad característica influirán en los posteriores plegamientos de la cobertera.

Al iniciarse la Transgresión Jurásica el ambiente debía ser lagunar-evaporítico aunque muy pronto se pasa a una situación de mar abierto. Este debió ser bastante profundo⁽⁹⁾ y supuso la deposición de abundantes calizas. Posteriormente, los sedimentos nos muestran una cada vez mayor influencia de la zona continental: aparecen las areniscas y conglomerados coincidiendo con los primeros movimientos paleocalpinos, correspondientes a la fase austrica, y por último acaba desapareciendo todo tipo de

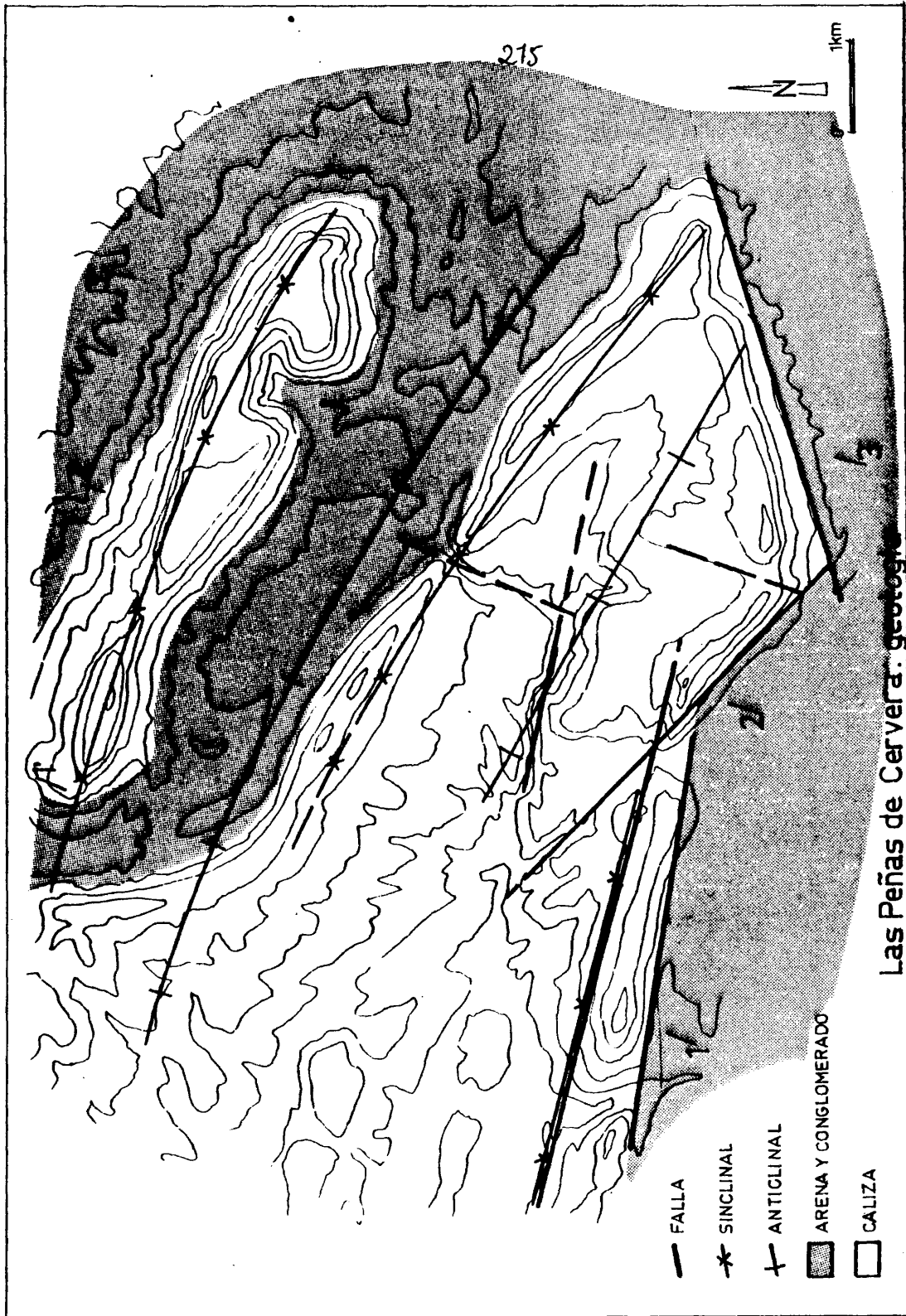
sedimentación.

Los movimientos, que adquieren cierta intensidad⁽¹⁰⁾, prosiguen durante el Albense en que reaparece una sedimentación de origen típicamente continental: los conglomerados y arenas en facies Utrillas. Le siguen los depósitos característicos de la transgresión cretácica, margosos en principio y con calizas arrecifales en los últimos tramos (lo que nos habla de un mar poco profundo). El paso de los sedimentos de facies marinas a los de origen continental se verifica durante la transición entre el Secundario y el Terciario.

El Terciario debió iniciarse con la aparición o reactivación de grandes fracturas del zócalo. Los sedimentos mesozoicos, solidarios con el basamento, participan de forma pasiva plegándose y dando lugar a las estructuras que podemos observar en la actualidad⁽¹¹⁾. Tanto los sistemas de pliegues como las fracturas que se produjeron en las calizas responden exactamente al complejo campo tectónico que afectó a los materiales hercínicos. Todo ello data probablemente de la fase pirenaica del plegamiento Alpino aunque la ausencia de sedimentos preoligocenos nos impide precisar más⁽¹²⁾.

Simultáneamente a su aparición, los nuevos relieves sufren una erosión, intensa, testigos de la cual son los citados conglomerados oligocenos y los depósitos mio-pliocenos que, al N. de Salas de los Infantes y Barbadillo del Mercado se superponen a los anticlinales ya desventrados.

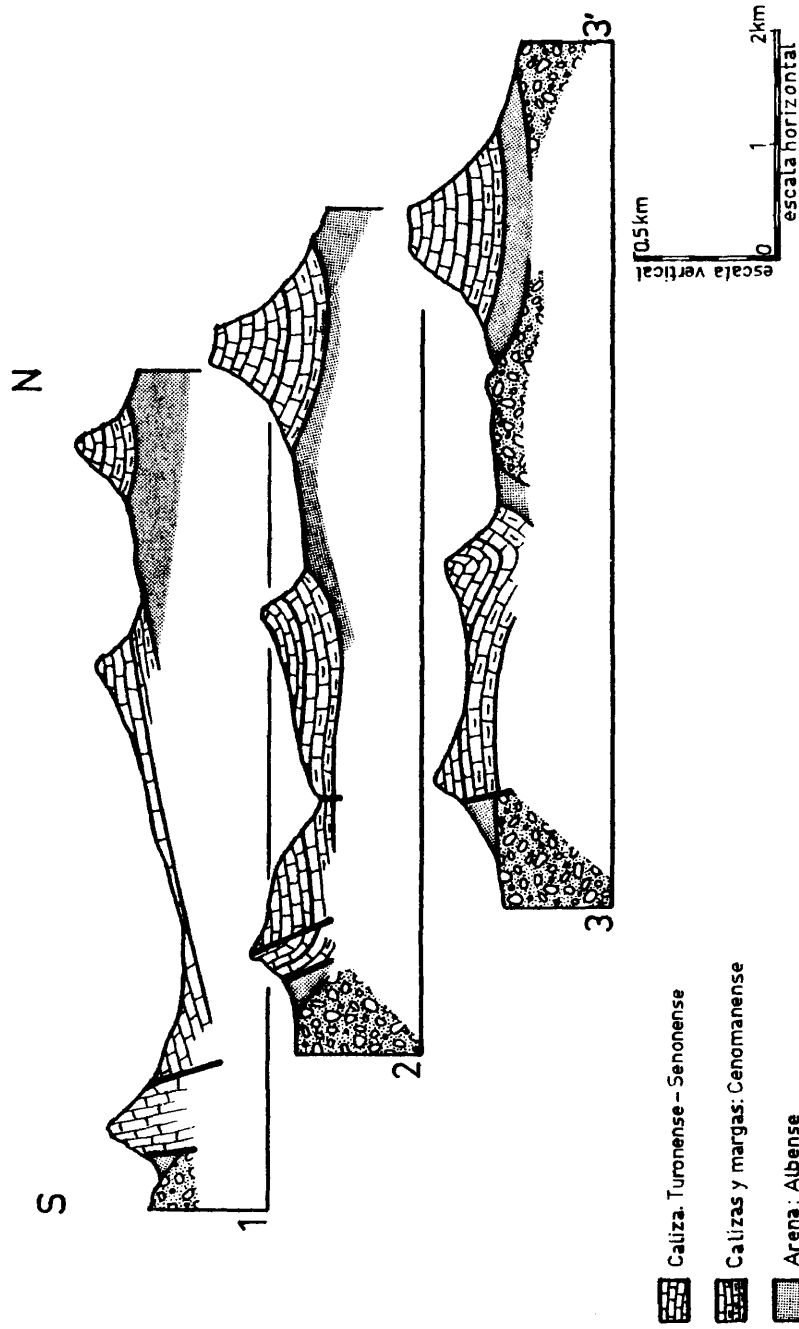
Posiblemente los movimientos prosigan hasta la actualidad: Colchen menciona terrazas cuaternarias sobreelevadas al W.



de la Demanda⁽¹³⁾ y Morillo Velarde y Meléndez Hevia citan la existencia de sedimentos pontienses removidos⁽¹⁴⁾ pero, sea como fuere no existen evidencias de ello en las Peñas de Cervera.

Como consecuencia de esta evolución geológica que acabamos de reseñar, las grandes líneas estructurales de las Peñas de Cervera son relativamente sencillas: la Sierra de la Demanda va descendiendo hacia el SW. en varios escalones limitados por fallas subverticales, fallas que van perdiendo importancia según nos alejamos de ella. En cuanto a las formaciones secundarias, han respondido con una serie de plegamientos paralelos a las fracturas orientadas de W-NW a E-SE. Estos plegamientos, facilitados por la plasticidad y heterogeneidad de los materiales, son en muchas ocasiones disimétricos, vergentes hacia el N. o el S. dependiendo del campo regmático infrayacente.

Estos grandes hechos tectónicos no tienen excesiva influencia en la disolución ya que los sistemas kársticos afectan a superficies reducidas y se inscriben en cualquier extensión caliza favorable, independientemente de su posición estructural. Lo que sí influye en la karstificación es la solubilidad de los distintos afloramientos: ya hemos mencionado cómo en el eje de los anticlinales aparecen materiales insolubles jurásicos y del Cretácico inferior. Por fin, al nivel de detalle con que estudiamos posteriormente estos fenómenos, se podrá observar una cierta relación entre la situación y desarrollo concreto de algunas formas y la fracturación y buzamiento locales.



Las Peñas de Cervera: cortes geológicos



Valle del Mataviejas

EL CLIMA, DATOS DISPONIBLES PARA SU ESTUDIO

Existen, distribuidas por toda la comarca que nos ocupa, un cierto número de estaciones meteorológicas que aunque sean relativamente escasas y distantes pueden considerarse como significativas para los fines que perseguimos. Al ser además la comarca bastante suave en su relieve (sólo la Mesa de Carazo destaca con sus 1458 m. de altitud) y estar alejada del mar -con lo que la importancia de las lluvias orográficas decrece- las diferencias de temperatura y precipitación entre los diversos observatorios son reducidas y se deben, sobre todo, a la exposición de cada localidad.

Hemos retenido los datos procedentes de cuatro estaciones meteorológicas:

Covarrubias, "Monte los Valles", situado a $3^{\circ} 33'W$ y $42^{\circ} 04'N$, a una altitud de 900 m. sobre el nivel del mar. La serie, pluviométrica sólo, es bastante completa entre 1951 y 1979 y permite obtener toda clase de índices y promedios.

Salas de los Infantes, observatorio pluviométrico emplazado en dicho municipio a $3^{\circ} 17'W$ y $42^{\circ} 01'N$, a 964 m. de altitud que nos ofrece una serie de registros bastante excepcional por su continuidad y calidad entre 1951 y 1979, y que por ello va a ser tomado como base en este trabajo.

Retuerta, situado a $3^{\circ} 30'W$ y $42^{\circ} 01'N$, a 900 m. de altitud. Sus observaciones son más discontinuas y contienen algunos errores pero abarcan temperaturas y precipitaciones. Con el fin

de completar los datos, hemos recurrido en algunos casos a los registrados en "Presa de Retuerta", observatorio próximo al de la cabeza de municipio en el que se observa un índice de precipitaciones algo m'as bajo y que también dispone de una larga serie de datos.

Sto. Domingo de Silos, por fin, está situado en el centro del área delimitada por el presente trabajo, a $3^{\circ} 27' W$ y $41^{\circ} 58'$ de latitud N., a 1000 m. sobre el nivel del mar. La serie de registros de Sto. Domingo es irregular (abarca de 1956 a 1964 y de 1973 a 1979) pero nos permite comparar las temperaturas y precipitaciones con las de otros observatorios. Además, sus datos son los que más nos interesan habida cuenta de su situación.

No existen fuentes adecuadas para el estudio del clima de las partes altas: Mesa de Carazo y cumbres vecinas. No obstante consideraremos que las precipitaciones son tal vez un poco más elevadas (la disposición e importancia del relieve no pueden su poner más que una mediocre barrera orográfica) y las temperaturas entre $2,5$ y $3^{\circ} C$. más bajas, como mínimo, que las registradas en Sto. Domingo de Silos. La escasa superficie ocupada por estas culminaciones y su moderada altitud en relación con el entorno no justifican, a nuestro juicio, una mayor atención.

PRECIPITACIONES MODERADAS REPARTIDAS DURANTE MUCHOS DIAS AL AÑO

Hemos considerado como ya expusimos anteriormente, las precipitaciones de cuatro observatorios, cercanos o incluidos en el área de estudio que nos hemos propuesto. Las cifras que nos dan unos y otros son muy similares (sólo Sto. Domingo de Silos se desvía un tanto de los promedios, en parte debido a que la serie es más corta y faltan años significativos por su sequía -1953- o por sus abundantes lluvias -1966-).

No aparece clara la relación entre las precipitaciones y la altitud; de hecho, el punto más lluvioso, Sto. Domingo, y el más seco, Retuerta, sólo tienen una diferencia altitudinal de 100 m. No conocemos el motivo de tales diferencias que se deben probablemente, a factores de exposición y de circulación del aire.

Precipitación media anual

Dentro del contexto regional el total anual de precipitaciones disminuye según nos acercamos al centro de la Cuenca del Duero y, a la inversa, alcanza sus máximos valores en el Sistema Ibérico y más concretamente, en la Sierra de la Demanda. Las Pefias de Cervera se encuentran en una situación intermedia entre uno y otro extremo registrando precipitaciones que oscilan entre los 593 mm. anuales que se recogen en Retuerta y los 741 en Sto. Domingo de Silos (15).

Estos promedios anuales, que como vemos se parecen bastante, ocultan sin embargo una variabilidad inter-anual relativamente importante: en 1953 el total de precipitaciones no superó los 371 mm. en el mejor de los casos mientras que en 1959 y 1960,

ESTACION	Altit.	año más lluvioso	año menos lluvioso	media	σ_n-1
COVARRUBIAS	900	936	350	648	146,4
RETUERTA	900	1042	371	593	150,1
SALAS	964	982	366	653	140,3
SILOS	1000	1011	475	741	166,5

años especialmente lluviosos en gran parte de la Península, se sobrepasaron los 1000 mm en Retuerta y en Santo Domingo (el índice que se obtiene al dividir la precipitación del año más lluvioso por la del más seco es de 2,81 en Retuerta y de 2,68 en Salas de los Infantes). Otro buen indicador de la variabilidad interanual que estamos comentando es la desviación típica con respecto a la media de los totales de cada año. Esta oscila entre los 140,3 en Salas (que equivale al 21,49 % de las precipitaciones) y 150,1 en Retuerta (25,31 % del total de lluvia anual), cifras todas ellas que hablan de un clima con ciertas características mediterráneas.

Distribución estacional de las precipitaciones

Los totales anuales que acabamos de comentar no son la consecuencia de lluvias distribuidas de forma homogénea durante todo el año: el régimen pluviométrico que nos ocupa se caracteriza por las abundantes precipitaciones invernales interrumpidas por cortos veranos relativamente secos.

Concretando un poco más, podemos observar en los climogramas adjuntos cómo el máximo de precipitaciones, en ningún caso muy pronunciado, se sitúa en Noviembre con otra cresta secund

daria en Enero. Solamente en Sto. Domingo de Silos existe un máximo único este último mes. No existen de todas formas muchas diferencias entre los sucesivos meses invernales: en Covarrubias, las precipitaciones oscilan durante nueve meses dentro de unos márgenes limitadísimos que no sobrepasan un máximo de 72,7 mm. ni un mínimo de 53.

Una última nota a destacar dentro de la homogeneidad de los meses de invierno es la existencia de un mínimo relativo de precipitaciones en el mes de Abril, bastante destacado en Salas de los Infantes y Retuerta aunque apenas perceptible en Sto. Domingo de Silos.

Durante Julio y Agosto se produce una notable disminución de las precipitaciones (a pesar de la acusada continentalidad de la comarca, nos encontramos frente a un clima de tipo mediterráneo) aunque en ningún caso existe una verdadera aridez estival. En el mes más seco, normalmente Agosto, las precipitaciones sólo llegan a los 20 mm., aproximadamente, para aumentar rápidamente en Septiembre, mes en que se desencadenan fuertes tormentas.

Intensidad de las precipitaciones. Dias de lluvia

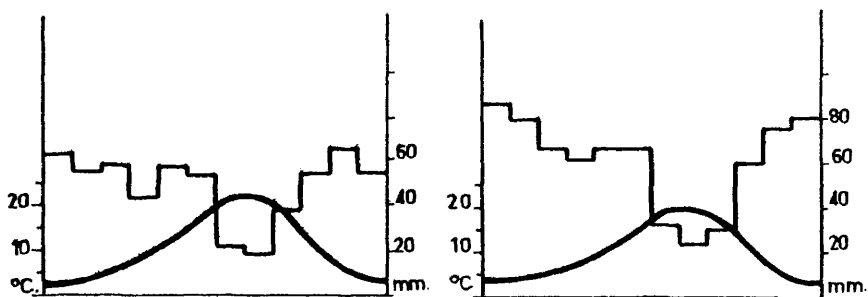
El total de las precipitaciones anuales se reparte entre un centenar de días de lluvia o nieve. Esta cifra oscila sin embargo mucho de un año a otro, así, en 1965, en Retuerta sólo hubo 45 días de precipitación mientras que en 1969 se alcanzaban los 152, por lo que debe considerarse de forma puramente orientativa.

	mm.	días lluvia	σ_{n-1}	días nieve	σ_{n-1}	mm. por día
COVARRUBIAS	648	87	19,8	16,9	7,1	6,2
RETUERTA	593	78	24,1	17,3	10,2	6,2
SALAS	656	88	14,3	20,8	7,8	6
STO DOMINGO	741	99	17,6	26,8	10,4	5,9

Si dividimos este total de días entre la precipitación que se registra durante todo el año, obtenemos un promedio que oscila entre 5,9 y 6,2 mm. por día de lluvia o nevada, cifra moderada dentro de la Península y que se mantiene relativamente homogénea durante todo el año (las lluvias más fuertes se producen al final del verano y las más suaves suelen coincidir con el mes de Abril). Los chubascos violentos no son excesivamente frecuentes, siendo casos muy excepcionales y localizados aquéllos que superan los 40 mm. en un día: durante todos los años que abarcan nuestros registros sólo se han producido tres de éstos en Salas de los Infantes y uno en Retuerta y Sto. Domingo⁽¹⁶⁾. Normalmente estas descargas se producen entre Mayo y Noviembre y son la consecuencia de la irrupción de masas de aire frío en altura.

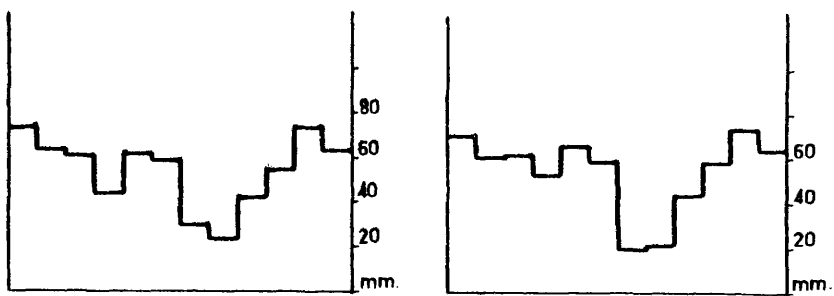
En cuanto a la distribución del número de días de precipitación a lo largo del año, es relativamente homogénea durante el invierno, oscilando alrededor de 10 en Retuerta y llegando a 12,5 en Marzo, en Sto.-Domingo. En verano, estas cifras disminu-

285



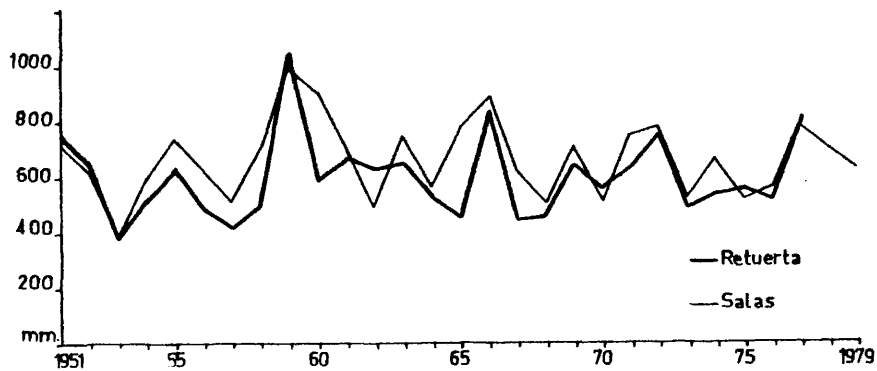
Retuerta

Silos



Salas

Covarrubias



yen no registrándose lluvias más que durante tres o cuatro días al mes (aunque en algún caso extremo, como en el verano de 1953, no se hayan registrado ningún día de precipitación durante más de dos meses seguidos). Este mínimo estival se suele producir en Julio aunque no existe una gran diferencia con lo que ocurre en Agosto.

Precipitaciones en forma de nieve

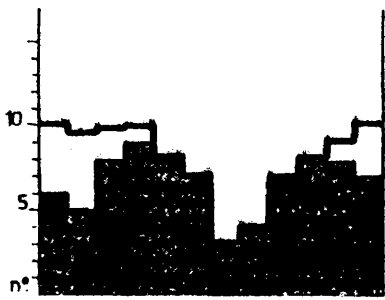
En los capítulos anteriores hemos hablado constantemente de precipitaciones sin llegar a especificar el carácter de las mismas. Sin embargo el entorno de las Peñas de Cervera es bastante frío y durante el invierno se producen bastantes nevadas. Así, en Sto. Domingo de Silos hay un promedio de 26,8 días de nieve al año que se reduce a 20,8 en Salas, cifras bastante elevadas dentro del panorama meseteño, aunque la variación interanual es en este caso máxima: en 1978 se llegaron a observar 41 días de nevada en el más frío de nuestros observatorios, Sto. Domingo, mientras que en 1959 en Retuerta sólo registraron 4 (véase al respecto el cuadro incluido en el capítulo anterior).

Las nevadas empiezan a aparecer a finales de Octubre y se prolongan de forma desigual hasta bien entrado Mayo (en 1971 y, luego, en 1977 se registraron días de nieve en éste último mes en varias localidades), aunque, por supuesto, los valores máximos se alcanzan en los meses invernales: en Retuerta nevó durante 18 días en el mes de Enero de 1954.

Aunque las nevadas sean importantes, el valor relativo de las precipitaciones en forma sólida es secundario. Incluso du

rante los meses invernales, las lluvias suelen suceder inmediatamente a la nieve fundiéndose la mayor parte de ella en unas horas o, en el mejor de los casos, en los días sucesivos⁽¹⁷⁾. La nieve sólo puede desempeñar cierto papel morfogenético en puntos concretos muy resguardados de la insolación y del viento donde sí que es posible encontrarla algunas veces durante varios meses seguidos.

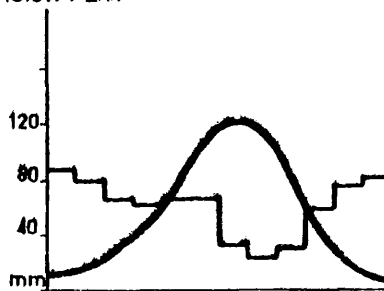
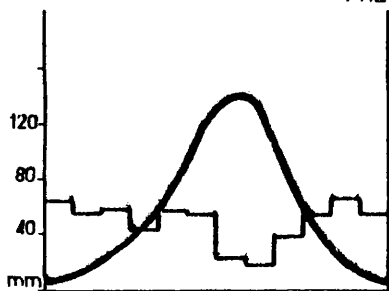
Nº. DE DIAS DE LLUVIA O NIEVE



Retuerta

Silos

PRECIPITACION Y E.T.P.



LAS TEMPERATURAS:

Continentalización e inviernos fríos

Para que los datos de precipitación adquirieran significación, los hemos completado con los termométricos correspondientes a Retuerta y Sto. Domingo de Silos. Aunque ambas series son bastante incompletas y discontinuas, nos ofrecen suficiente número de observaciones para los fines perseguidos y no ha sido necesario recurrir a datos de municipios más distantes.

Tal y como ya adelantamos al principio del presente capítulo, nos faltan datos que puedan corresponderse con las temperaturas de las zonas culminantes. Consideraremos a efectos de nuestro trabajo que el gradiente térmico oscila entre 0,5 y 0,6°C. por cada 100 m. de altura⁽¹⁸⁾ por lo que las temperaturas reinantes en lo alto de la Mesa de Carazo han de ser de 2,2 a 2,8°C. más bajas que las de Sto. Domingo de Silos⁽¹⁹⁾. Solamente en invierno, y a causa de las fuertes inversiones térmicas esta diferencia es probablemente menor. Lo que, por fin, no está en nuestras manos cuantificar por falta de datos es la influencia de la exposición, que como ya dijimos anteriormente, desempeña un papel muy importante en los microclimas locales.

Los climodiagramas de Sto. Domingo y de Retuerta nos muestran, como primera característica importante, una gran amplitud térmica, consecuencia de la acusada continentalidad de las Peñas de Cervera: en Retuerta, la diferencia entre los meses de Enero y Agosto es de 19°C. en la serie que hemos trabajado (y de 20,5°C. en la que publica el Ministerio de Agricultura⁽²⁰⁾).

Los inviernos son bastante fríos anotándose medias de 2,6°C. en Retuerta durante el mes de Enero y de 2,9 en Sto. Domingo (aunque no son raros los años en que meses enteros aparecen con una temperatura media negativa: Febrero de 1956 registra una temperatura media de -4,3°C. en el primero de estos observatorios). Posteriormente, las temperaturas medias empiezan a ascender de forma regular hasta alcanzar su cota máxima entre los meses de Julio y Agosto -el promedio de ambos meses es prácticamente idéntico- superándose los 21,5°C. en Retuerta. El descenso otoñal de las temperaturas es, por último, bastante rápido coincidiendo con el enfriamiento que conlleva el aumento brusco de las precipitaciones.

Pero más que las temperaturas medias nos interesan las extremas que definen mejor que ningún otro parámetro las condiciones reales a que está sometida la región.

Así, observamos que la media de las mínimos es negativa de Diciembre a Febrero y alcanza su valor máximo en Agosto con sólo 12,6°C. en Silos. En cuanto a las medias de las máximas permanece dentro de unos límites moderados aún durante los meses de verano no alcanzando en ningún caso los 28°C.

Una de las consecuencias geomorfológicas más importantes de todo esto es que al cabo del año se suceden gran cantidad de ciclos hielo-deshielo: en Sto. Domingo se producen heladas desde Septiembre hasta Mayo alcanzando en algunas ocasiones temperaturas tan extremas como los -18°C. del 25 de Diciembre de 1962. Sin llegar a tal extremo, resulta significativo el hecho de que en 1975 se registraran temperaturas mínimas negativas en 111 oca

siones (y que entre 15 y 25 veces por año estas temperaturas negativas descienden por debajo de los -5°C .). Lo que no conocemos, desgraciadamente, es el número exacto de veces que el termómetro sobrepasa los 0°C . en uno u otro sentido; la temperatura puede permanecer por debajo de este umbral durante semanas enteras disminuyendo con ello el poder morfogenético del hielo (21).

BALANCE HIDRICO:**Alta Evapotranspiración y aridez estival**

Del total de precipitaciones que reciben las Peñas de Cervera sólo una pequeña parte es útil para la karstificación. La combinación de lluvias y temperaturas de esta región significa que tras un verano seco Octubre y los meses invernales posteriores son excedentarios en agua; el suelo y la vegetación retienen una parte de ella y el resto pasa a incorporarse a los circuitos kársticos o a la red de drenaje superficial. A partir de Mayo, las precipitaciones vuelven a ser insuficientes agotándose progresivamente las reservas hídricas del suelo y evaporándose o siendo rápidamente absorbido el total del agua caída.

El valor de la evapotranspiración potencial es, según la fórmula de Thornthwaite, de 667 mm. anuales en Sto. Domingo de Silos y de 695 en Retuerta (únicas estaciones de las que disponemos de datos adecuados) aunque las cifras de evapotranspiración real deben ser muy inferiores ya que el promedio de precipitaciones anuales no alcanza tales valores. Solamente si pasamos a realizar el análisis a partir de los totales mensuales obtenemos, admitiendo la capacidad del suelo de retener 100 mm., una disponibilidad de agua de 141,8 mm. en Retuerta y de 259,4 en Sto. Domingo de Silos. La fórmula de Turc⁽²²⁾ nos permite obtener directamente unas cifras sorprendentemente parecidas a las anteriores; según ella, el déficit anual en la escorrentía sería de 449 mm. en Retuerta y de 484 en Sto. Domingo, restando por tanto una cantidad de 148,2 y 256,6 mm. anuales disponibles.

	ALTIT.	Tº C.	P.	TURC	E T P
RETUERTA	900	10.8	741	444.8	695
SILOS	1000	10.4	593	484.4	667

Aunque las cifras obtenidas por ambos métodos resulten muy próximas, deben, como en todos estos casos, admitirse con prudencia. Además, es necesario tener en cuenta que una gran parte del agua que circula por nuestros arroyos es alógena incorporándose posteriormente a los circuitos kársticos.

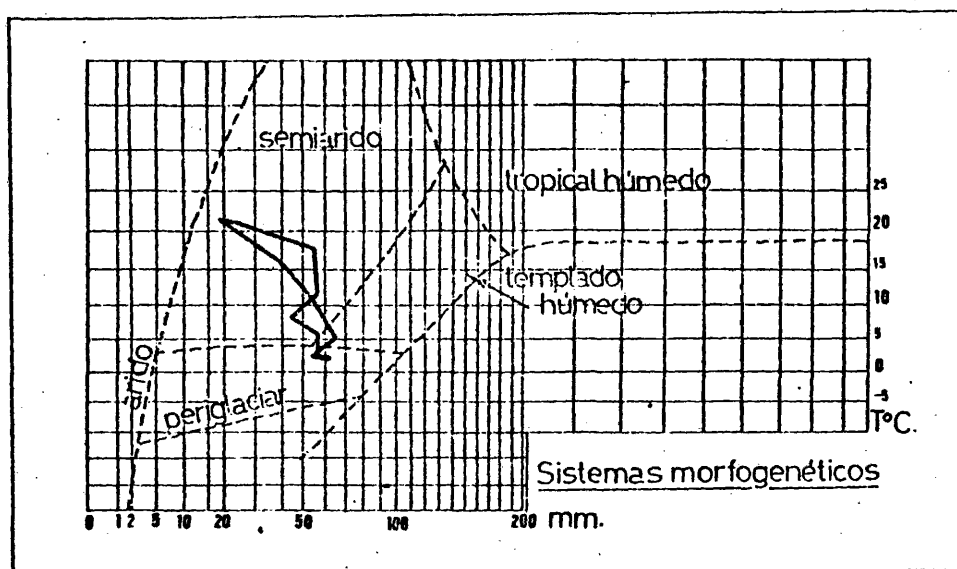
AGUA DISPONIBLE EN mm.	
RETUERTA	141.8-148.2
SILOS	256.6-259.4

A pesar de las objeciones anteriores, admitiremos, a falta de nada mejor, estas cifras para los cálculos de disolución que desarrollaremos en capítulos sucesivos.

EL CLIMA AGENTE MORFOGENETICO

Variedad de sistemas morfoclimáticos e importancia de los procesos mecánicos

Aunque no pueda considerarse que el clima de las Peñas de Cervera sea extremado en ninguno de sus aspectos, presenta ése una serie de características que se reflejan perfectamente en el modelado de la región. Hay numerosas formas que sólo pueden explicarse dentro de una dinámica morfoclimática. Para definir el sistema de procesos característicos del clima que nos afecta, hemos seguido el método de Wilson⁽²³⁾ según el cual oscilaríamos estacionalmente entre tres tipos de medios morfogénéticos: el semi-árido, el templado húmedo y el periglacial. De los tres, y aunque su duración sea relativamente corta, el más efectivo es el periglacial que, como veremos en las páginas siguientes, ha dado lugar a un modelado característico en toda la comarca.



Vistas anteriormente las características del clima de las Peñas de Cervera, vamos a revisar algunos de sus aspectos que nos parecen interesantes desde el punto de vista morfológico:

El régimen de precipitaciones muestra una cierta mediterraneidad y escasez de agua durante los veranos -cuando las pérdidas por evapotranspiración podrían ser mayores- y concentración durante los meses invernales. Esto favorece tanto al periglaciario (que sin suelos húmedos pierde efectividad) como a la disolución ya que el exceso de agua invernal puede pasar a formar parte de los circuitos kársticos; la misma cantidad de agua caída durante los meses de calor será absorbida totalmente sin llegar a compensar la evaporación.

Hemos mencionado también que los chubascos violentos son poco frecuentes; las lluvias suelen repartirse entre un centenar de días al año lo que favorece la absorción de la mayor cantidad posible de agua por lapiazos y sumideros y por unas vertientes que, en conjunto, resultan muy permeables. Sin embargo, también existen las precipitaciones fuertes y continuas durante varios días. El resultado de las mismas suele ser la crecida de los ríos que, dadas las pendientes y desniveles de las Peñas de Cervera adquieren un carácter torrencial y, con ello, un gran poder erosivo. Los arroyos y ríos que atraviesan nuestra demarcación son capaces de arrastrar, y por tanto de evacuar, gran cantidad de sedimentos en circunstancias extremas. (24)

Por lo que respecta a la nieve, su papel morfológico se limita en nuestro caso al aporte de agua de fusión y a regular la temperatura allí donde aquélla se mantenga durante varias semanas.

No se ha podido observar una relación, que probablemente existe, entre la nieve y los lapiares.

Si en un principio hemos dicho que existe el periglacia rismo, este se produce, evidentemente, por las bajas temperaturas invernales; durante tres meses las temperaturas medias de las mí nimas son negativas y al cabo del año se producen gran cantidad de ciclos hielo- deshielo. No nos extenderemos más en este punto ya que el tema será tratado en el próximo capítulo, pero señala- mos ya su importancia.

Por último, un elemento del que carecemos de datos pero que debe tener su importancia en las Peñas de Cervera es el vien to. El viento barre casi permanentemente las cumbres de San Car go y San Carlos redistribuyendo la nieve y llevando el agua de la lluvia a puntos concretos a los que normalmente no llegaría (recordemos la frecuencia de escarpes y extraplomos). Asimismo el viento ha limitado la existencia de matorrales rastreros y ár boles a algunos lugares, aunque la influencia morfológica que es to pueda tener sea muy difícil de evaluar. De todas formas, como ya hemos dicho, su importancia se limita a las cumbres y debe ser secundaria frente a los factores anteriormente expuestos.

PERIGLACIARISMO ACTUAL Y CUATERNARIOImportancia de las formas resultantes

Las Peñas de Cervera no han llegado a estar nunca glaciadas. Sin embargo han sufrido intensamente la acción del hielo desde el Pleistoceno y el modelado actual sigue correspondiendo en gran medida a un sistema morfogenético periglaciario.

Es difícil distinguir las formas periglaciares heredadas de un pasado reciente de las actuales (trabajo que, por otra parte, se saldría de los intereses del presente estudio) por lo que nos bastará constatar la existencia de ambas:

Aunque estén experimentando una evolución en estos mo-mentos, las grandes vertientes regladas de los Montes San Carlos y, sobre todo, San Carazo presentan acumulación de gelifractos de varios metros de espesor⁽²⁵⁾ con una cierta estratificación en lo que a matriz y tamaño de los clastos se refiere. Todo ello sugie-re que la deposición ha sido larga, en todo caso que el fenómeno no es nuevo, y que se ha verificado sucesivamente bajo distintas condiciones climáticas.

En otros casos, las formas han dejado de ser funcionales e incluso han sido parcialmente destruídas: en un gran abrigo existente en el Valle del Mataviejas, muy próximo a la carretera que conduce a Carazo, quedan colgados a varios metros sobre el nivel del suelo actual los restos de una antigua vertiente reglada. Estos han sido en un principio consolidados por una corteza esta-lagmítica y posteriormente desmantelados por el Mataviejas que debió convertir lo que era una pequeña cueva en el abrigo actual.

A falta de elementos que nos permitan precisar una cronología, la reconstrucción de sucesivas secuencias morfoclimáticas parece evidente.

Por lo que se refiere al periglaciario actual, nos bastará señalar que en Febrero de 1981, tras una noche en que se registraron temperaturas de -7°C ., pudimos observar bajo una cornisa el desprendimiento de cierta cantidad de clastos. El hielo tapizaba la cicatriz resultante. En aquella misma ocasión, fenómenos como los pipkrakes, de hasta 15 cm. de altura, eran generalizados en todas las vertientes húmedas y sombreadas.

El caso, volviendo a los datos objetivos, es que las heladas se pueden producir ininterrumpidamente entre Septiembre y Mayo. Además, estas heladas, como ya tuvimos ocasión de comentar en el capítulo referente al clima, no sólo son muy frecuentes (no son raros los años en que se sobrepasan los 100 días con temperaturas negativas) sino que alcanzan suficiente intensidad como para afectar a capas relativamente profundas del suelo. A esto hay que sumar que los inviernos son además bastante húmedos con lo que el hielo puede adquirir su máxima efectividad.

Como consecuencia de estas condiciones favorables, antiguas o actuales, podemos observar los siguientes fenómenos:

GELIFRACCION

La gelifracción es la más inmediata y evidente consecuencia del periglaciario. Afecta en mayor o menor medida a la totalidad de las Peñas de Cervera: sólo los bancos de arena y las arcillas parecen librarse de ella gracias a las características físicas de sus componentes. Por el contrario, la caliza cenomanense

y del Cretácico inferior, estratificada en delgados bancos y con frecuentes intercalaciones margosas resulta especialmente vulnerable a la acción del hielo.

Los gelifractos sueltos que podemos observar tienen todos los tamaños, dependiendo de las características de la roca de que proceden aunque predominan los de dimensiones centimétricas.

También podemos observar, aunque esto resulte menos evidente, una mayor extensión de terreno recubierta por los gelifractos recientes (al menos aquéllos no colonizados por la vegetación) en las solanas, donde se produce un mayor número de ciclos hielo-deshielo y donde la innivación es menor.

Por último, resultan especialmente afectados los escarpes y extraplomos bajo los cuales se amontonan normalmente grandes cantidades de clastos.

La consecuencia paisajística más inmediata de la intensa gelifracción es que los crioclastos se acumulan en las partes bajas de las vertientes formando grandes conos de derrubios y, allí donde las circunstancias son favorables, llegan a tapizar totalmente las laderas dando lugar a espectaculares vertientes regladas. Algunas de estas vertientes regladas aparecen total o parcialmente recubiertas de vegetación (caso de la cara septentrional del Pico Mirandilla) pero lo más normal es que estén desnudas de suelo y muestren señales evidentes de evolución actual . La práctica totalidad de las laderas de San Carazo y San Carlos y una gran superficie del Mirandilla, Alto de Peñacoba, Aguila y otras alturas presentan vertientes regladas.

FENOMENOS PERIGLACIARES QUE AFECTAN AL SUELO

Si ciertos fenómenos periglaciares han logrado un desarrollo excepcional (caso de las vertientes regladas) otros no están apenas representados en las Peñas de Cervera. Así, los que genéricamente hemos denominado "fenómenos periglaciares que afectan al suelo" tienen una escasa importancia. Hay que tener en cuenta que sobre las calizas el suelo es esquelético en el mejor de los casos aflorando la roca en grandes superficies (todo ello debido en muchos casos a la erosión tras una explotación abusiva⁽²⁶⁾). Solamente en el fondo de los valles el suelo está bien desarrollado pero en ellos la roca madre es silíceica y por tanto deja de interesarnos.

No hemos observado en ningún lugar la existencia de suelos ordenados en una u otra de sus variantes pero lo que sí se produce en la culminación y laderas de San Carazo es un levantamiento de piedras por el hielo; los pipkrakes aparecen en numerosos lugares y junto con lo pronunciado de las pendientes facilitan el desplazamiento y el transporte de materiales.

En lugares favorables, con pendientes pronunciadas y agua abundante, aparecen pequeños nichos y rellanos de solifluación. Sin embargo el único fenómeno solifluidal medianamente desarrollado es el de los "piéds de vache": su microtopografía caracteriza muchas de las vertientes de las Peñas de Cervera.

Asociados, por fin, con los fenómenos periglaciares debemos mencionar la existencia en las cumbres de vegetación almohadada, en guirnaldas y, sobre todo en círculos. Esta vegetación,

retiene las partículas más finas del suelo y contribuye a clasificar los materiales superficiales.

Tras todo lo dicho, creemos que queda plenamente demostrada la importancia de los fenómenos periglaciares, sean éstos actuales o relictos y justificada su descripción como proceso morfoclimático antes de pasar al estudio del karst.

EL KARST

Antes de abordar de lleno el tema central de este capítulo nos detendremos un poco en la relación existente entre la disolución y los fenómenos periglaciares.

El periglaciario, y, sobre todo, la gelifracción, son esenciales en el modelado de las Peñas de Cervera. Sin embargo, su influencia se limita estrictamente a la superficie; en la Cueva de la Mora, a 50 m. de la entrada, el agua conserva en pleno invierno una temperatura constante próxima a los 11°C. y no existe ningún indicio de que se produzcan fenómenos debidos al hielo. La karstificación aquí ignora las circunstancias exteriores.

En superficie, sin embargo, la karstificación parece mostrar una lenta evolución. El desarrollo no debe de por sí ser muy rápido ya que el agua escasea y el elevado valor de la pendiente en algunos puntos hace que ésta circule muy deprisa. Pero además, la gelifracción se ceba en los lapiazos convirtiendo amplias superficies en conchales. Solamente se conservan los lapiazos cubiertos o semicubiertos de suelo (o los que lo fueron hasta época reciente). La disolución se produce, y con gran intensidad como parecen demostrar los elevados contenidos en sales que hemos detectado en las aguas de escorrentía, pero las formas karsticas superficiales son escasas y poco vistosas. Por otra parte, las acumulaciones de gelifractos en cualquiera de sus modalidades son muy permeables; el agua se infiltra a través de ellas y prosigue su labor de disolución, invisible para nosotros, a través de los clastos.

En resumen, la erosión es muy rápida si tenemos en cuenta los efectos acumulados de disolución y periglaciario aunque aquélla queda enmascarada por éste y no resulte demasiado evidente.

ANALISIS DE FORMAS KARSTICASMultiplicidad de fenómenos pero desarrollo mediocre

1.- FORMAS DE ABSORCION

Si nos limitamos a un exámen rápido de las Peñas de Cervera puede parecer que la totalidad del drenaje depende de los arroyos y ríos subaéreos, generalmente secos, perfectamente organizados y que cubren con su red la totalidad de la región. Sin embargo, la realidad es que la mayor parte del agua excedentaria procedente de la lluvia es absorbida inmediatamente y circula de forma kárstica. Multitud de cauces permanecen secos aún tras las lluvias⁽²⁷⁾ y sólo en algún caso esporádico llevan agua. Únicamente la superficie que corona el sinclinal de San Carazo y su prolongación, el San Carlos, carecen de una buena organización fluvial.

Las formas de absorción más características de las Peñas de Cervera son los lapiazes en diversas modalidades. Las dolinas son prácticamente inexistentes y no aparecen formas mayores. En todo caso, ninguna de ellas llega a adquirir un gran desarrollo.

EL LAPIAZ

El lapiaz, como ya hemos dicho anteriormente, sufre intensamente los efectos de la gelifracción hasta el punto de haber sido totalmente desmantelado en algunos lugares. Sin embargo, no por ello deja de ser uno de los fenómenos kársticos más característicos y extendidos de las Peñas de Cervera.

El tipo más frecuente de lapiaz es el RINNENKARREN: lar

gos regueros, (que en el Valle del Mataviejas alcanzan longitudes de 15-20 m.), más o menos serpenteantes según el valor de la pendiente y con profundidades moderadas existen por toda la región de las Peñas de Cervera. Sólo en lo alto de la Meseta de San Carazo, donde las circunstancias son muy favorables para el desarrollo del lapiaz llega éste a alcanzar profundidades próximas a los 40 cm. En lugares muy expuestos el rinnenkarren sirve de refugio a diversas especies rupícolas especialmente musgos, y aparece en ocasiones parcialmente cubierto de suelo⁽²⁸⁾; todo ello debe contribuir a su profundización y evolución actual.

En algunos lugares en que las pendientes son muy suaves llegan a aparecer lapiaces meandriformes, de desarrollo siempre limitado a superficies reducidas y de profundidades que llegan a los 20 cm. Por fin, se produce también el caso opuesto, el de los lapiaces de pared, en superficies limpias subverticales.

Muy extendido también es el KLUFFTKARREN de todas las dimensiones: numerosas diaclasas de decompresión, provocadas por los abundantes escarpes existentes, superficies de estratificación, que en ocasiones tienen buzamientos próximos a la vertical, y fracturas de todo tipo, se ven ensanchadas por efecto de la disolución resultando en ocasiones agudas crestas y agujas aisladas de su contexto por la karstificación. El mejor ejemplo de este tipo lo tenemos en los Picos "Pedraja" y "Sta. Bárbara" a ambos lados del desfiladero de La Yecla. A menor escala, y hasta llegar a la milimétrica, el klufftkarren afecta a la práctica totalidad de las microdiaclasas -tégase en cuenta que el relieve



Lapiaz semiocubierto (San Carazo)



Espejo de falla karstificado
(Peñacoba)

ve que nos ocupa es plegado y presenta numerosas fracturaciones apareciendo grandes superficies rocosas cubiertas por vistosos dibujos geométricos que, a fin de cuentas, no hacen más que reflejar las características del campo regmático. También el kluftkarren se ha instalado sobre espejos de falla y superficies aparentemente intactas resultando muy útil para el estudio tectónico de las Peñas de Cervera. El kluftkarren aparece bien desarrollado al W. de la Meseta de San Carazo, en el Alto de Peñacoba y al N. del Pico Aguila.

Menos abundantes son otros tipos de lapiaz. Así, algunas KAMENITZAS, también presentes en las Peñas de Cervera, normalmente cubiertas de suelo y vegetación, aparece en zonas bajas y horizontales mientras que diversos tipos de HOHLKARREN son testigos de una pasada disolución bajo suelo. Estos últimos presentan perforaciones irregulares y tubulares de escasas dimensiones: diámetros normalmente inferiores a 1 cm. En algunos puntos, por fin, existen lapiaces cubiertos o parcialmente exhumados (el suelo es pardo calizo, muy frecuente en toda la región) que permiten el desarrollo de la vegetación.

En varias ocasiones hemos tocado de pasada el tema de la antigüedad del karst. Interesante a este respecto es un caso que hemos observado junto al río Peñacoba: se trata de un fragmento rocoso que presenta una de sus caras, totalmente desconectada del drenaje e incluso de las pendientes actuales, recubierta de RILLENKARREN. Este tipo de lapiaz, característico de contorno mediterráneo y que no admite ni las heladas ni la humedad excesiva⁽²⁹⁾,

nos aparece parcialmente cubierto, y protegido, por vegetación y debe considerarse como un a herencia de una época con un clima muy diferente del actual. Probablemente la karstificación de las Peñas de Cervera se inició y organizó en una época muy temprana adaptándose posteriormente a sucesivas circunstancias morfoclimáticas. Los datos de que disponemos no nos permiten precisar más.

DOLINAS

Las dolinas, como ya hemos adelantado, son prácticamente inexistentes en las Peñas de Cervera. Las circunstancias son favorables sin embargo a su aparición: existen superficies horizontales bastante amplias (véase al respecto el mapa de pendientes) con un drenaje superficial en ocasiones mal organizado y sin interferencias de materiales no solubles. A pesar de ello, las únicas depresiones cerradas que encontramos no pasan de ser ligeras ondulaciones en el terreno. Donde éstas resultan más claras es en lo alto de San Carazo y de San Carlos, favorecida la concentración del agua por la forma de "val" que presentan ambas elevaciones. Las dolinas tienen diámetros máximos de 30-40 m., aunque normalmente no sobrepasan el decámetro, y profundidades que oscilan entre unos decímetros y un metro. La distribución, al menos aparentemente, es anárquica no respondiendo a motivos estructurales.

Con las mismas características aparecen otras depresiones, particularmente evidentes por encharcarse en períodos húmedos, repartidas por toda la sierra. En ciertos casos llegan incluso a formar pequeños rosarios a lo largo de algunos talwegs,

apareciendo en estas ocasiones recubiertas de suelo y con frecuente uso agrario del mismo: camino de Sto Domingo de Silos a Contreras y "Tenadas del Cerrito", al S. del Mataviejas.

Sea como fuere, conviene insistir en que las dolinas no son en absoluto representativas del karst de las Peñas de Cervera.

OTRAS FORMAS DE ABSORCION

No existen formas mayores de absorción (en realidad no sólo no aparecen en las Peñas de Cervera, de escasa superficie, sino que no las conocemos en toda esta porción del Sistema Ibérico).

Lo que sí abundan, pero que tendríamos que poner en relación con todo lo visto hasta el momento, son los pequeños sumideros activos o relictos. Desarrollados normalmente sobre haces de diaclasas o aprovechando la estratificación, cuando su buzamiento es importante, existen numerosos "tragaderos" que desembocan en redes de conductos subterráneos generalmente impenetrables. En muchos casos, el estar ligados a simples discontinuidades de la roca junto a sus moderadas dimensiones les hace pasar desapercibidos y frecuentemente están recubiertos por otros materiales (30), Con todo, son el vehículo esencial por el que el agua pasa de la escorrentía superficial a la subterránea.

2.- FORMAS DE CONDUCCION

Disponemos en las Peñas de Cervera de un rico muestrario de formas kársticas de conducción: varios valles o desfiladeros presentan evidencias de disolución y abundan los conductos

subterráneos (aunque, desgraciadamente, muy pocos de ellos son penetrables).

KARST SUPERFICIAL

El estudio de la hidrología local es de sumo interés por la espectacularidad de las formas y por las aparentes contradicciones que encierran. Un modesto arroyo como es el de la Yecla (o "del Cauce"), que avena el agua de una cuenca que no llega a los 13 km², ha sido capaz de crear un desfiladero como el que vamos a describir a continuación, mientras que el arroyo de Peñacoba, que sólo drena el agua caída en una extensión de 4 km² ha excavado un largo y encajado valle a través de las calizas hasta desembocar en el Mataviejas.

La mayor parte de los ríos y arroyos que surcan las Peñas de Cervera son alógenos, procediendo normalmente de zonas silíceas con suelos ácidos lo que les da un gran poder de disolución. Por lo que respecta a las direcciones que siguen unos y otros, se deben, salvo en el caso del Mataviejas, a una superposición: multitud de arroyos nacen en el núcleo jurásico del anticlinal situado al S. de nuestros límites para posteriormente alejarse unos de otros de forma radial dando lugar a una red centrifuga independiente del relieve actual. Entre ellos, han quedado una decena de relieves residuales que culminan entre los 1200 y los 1260 m. de altitud (lo que, por otra parte, coincide con la altura que tiene el Alto de Peñacoba y la alineación que desde él llega hasta La Yecla). Más al S. la altitud va decreciendo para oscilar la altura de los testigos entre Espinosa de Cervera

y Caleruega, ya en el Mioceno, entre los 1000 y los 1050 m. Volviendo pues al punto de partida, debemos explicar la trayectoria seguida por nuestros ríos en función de un paleorrelieve y de una diferente organización del drenaje en la que no vamos a extendernos más.

El caso del Mataviejas, en su tramo inicial, es diferente; en un principio debió fluir desde su nacimiento en dirección E-SE (coincidiendo aproximadamente con el eje del anticlinal desventrado de Carazo) para acabar desembocando en el Arlanza cerca de Salas. En un momento determinado, que no podemos precisar a falta de indicadores representativos, el río fue capturado, posiblemente por procesos kársticos⁽³¹⁾, uniéndose al arroyo que, desde el "Pico" y el "Aguila", circulaba justo en dirección opuesta: W-NW. Actualmente, los recodos a que éste da lugar son perfectamente claros en el plano y el río circula de forma subaérea en todo su recorrido.

Los tres cursos mencionados, el Mataviejas y sus dos afluentes el río de Peñacoba y el arroyo de La Yecla han excavado valles muy encajados en los que se combina una erosión de tipo torrencial y otra de origen kárstico. De la efectividad de la erosión torrencial nos habla la profundidad y profusión de las marmitas de gigante así como la presencia de cantos rodados de cuarcita a lo largo del talweg del Mataviejas. La disolución, por otra parte, queda demostrada por el progresivo aumento de la dureza del agua según atravesamos los afloramientos calizos y por la presencia de diversas formas de origen kárstico: sumideros,



Cueva de la Mora: desarrollo
sobre diaclasas y planos de
estratificación



Cueva de la Mora

concrecionamientos, abrigos, covachas, etc.

El más espectacular y conocido es el tramo denominado "La Yecla" donde el Arroyo del Cauce ha dado lugar a un desfiladero con perfil en "V", muy cerrada, cuya anchura al nivel del agua no sobrepasa en ocasiones los 2 m. y con paredes subverticales de 60-80 m. de altura. La evolución de La Yecla combina la simple erosión torrencial con los fenómenos kársticos; grandes superficies de las paredes aparecen con muestras de corrosión o con concrecionamientos. En cuanto a la velocidad de la excavación, ha debido ser importante: varias surgencias han quedado colgadas a algunos metros sobre el nivel del río a pesar de que existen condiciones favorables para el desarrollo vertical de los conductos.

Los tres ríos que estamos tratando han aprovechado fracturas y zonas de debilidad lo que justifica en parte su encajamiento y el que los valles resulten, en líneas generales, muy rectilíneos. Sobre estas mismas fracturas se están desarrollando en la actualidad numerosas formas de absorción: el Mataviejas y el río de Peñacoba llegan en ocasiones a perder todo su agua tras haber entrado en los afloramientos calizos. Ello demuestra que el karst de las Peñas de Cervera mantiene un cierto dinamismo y que los valles están sufriendo una actual evolución kárstica. Existen además restos de cuevas, con las bóvedas hundidas por las que discurren los ríos, prueba de que en la excavación de los desfiladeros han tenido una gran importancia los fenómenos de disolución.

KARST SUBTERRANEO

El karst subterráneo alcanza cierto desarrollo en las Peñas de Cervera. Ya hemos comentado sin embargo como la mayor parte de los conductos son impenetrables por su reducido diámetro. Por ello, tendremos que limitarnos para su estudio a unas escasas observaciones realizadas en varias cuevas.

Tanto la existencia de bancos calizos subhorizontales muy fracturados (en el sinclinal de San Carazo, por ejemplo) como las bruscas flexiones que suponen buzamientos próximos a los 90° favorecen el desarrollo vertical de las cavidades. Es posible que en las Peñas de Cervera existan buenas simas de desarrollo medio⁽³²⁾. Por otra parte, estos mismos bancos horizontales y el tipo de estructura que caracteriza la región facilitan el desarrollo de cortos tramos de galerías sin apenas pendiente; la combinación de los dos tipos de conductos, horizontales y verticales, será la dominante que caracterice el karst subterráneo de las Peñas de Cervera.

Aunque existan en otros muchos lugares, es en torno a la Meseta de San Carazo donde pueden observarse los mejores procesos espeleogenéticos. La absorción se realiza en su mayor parte, como hemos comentado ya, por medio de los lapiaces que existen en su culminación. Sin embargo, también existen multitud de pequeños sumideros y, al menos, una forma mayor en lo alto de la elevación, frente a Haedo: una sima en forma de pozo, campaniforme, de 60 m. de profundidad. De la base del pozo parten dos galerías horizontales de escaso desarrollo visitable. Aunque su interés es secundario

darlo, esta sima es una buena muestra del recorrido del agua bajo la Meseta: tras una rápida profundización se llega a algún estrato más difícil de disolver, cuando no insoluble, y aparecen las galerías horizontales. El desarrollo de estas últimas hace aflorar el agua dando lugar a las numerosas fuentecillas que abundan en las laderas de San Carazo.

Algunas de estas resurgencias actuales o pasadas están asociadas a conductos de ciertas dimensiones. Así, es muy significativa la Cueva de la Mora⁽³³⁾ que se encuentra al pie de San Carazo, a unos 200 m. de la Ermita de la Virgen del Sol. Esta cueva que ha sido recorrida hasta un tramo anegado sifonante, se ha desarrollado sobre un haz de diaclasas del que depende estrechamente (las galerías son absolutamente rectilíneas). Tanto el suelo como el techo de la misma están constituidos en algunos sectores por estratos intactos aproximadamente horizontales. Posiblemente la Cueva de la Mora ha perdido gran parte de su funcionalidad como resurgencia al formarse otros conductos por debajo de ella. En este momento funciona de forma intermitente actuando como "trop-plein"⁽³⁴⁾ del circuito siendo ostensibles los cambios periódicos en el nivel del agua.

Similares características presenta la "Cueva del Burro" situada cerca de la anterior aunque a mayor altura: su desarrollo se limita a una única galería profunda, también desarrollada sobre diaclasas, que, en este caso, ha perdido totalmente su funcionalidad al quedar colgada muy por encima de las otras cuevas con las que posiblemente comunica gracias a las fracturas.

Existen otras varias cavidades de cierta importancia,

como, por ejemplo, la Sima de La Yecla, forma de absorción que de nota un antiguo relieve diferente del actual y que ha quedado merta, colgada, a falta de sus primitivas fuentes de alimentación. Todas ellas tienen unas características comunes por lo que no merece la pena seguir describiéndolas. Contrastando con los restos de cuevas, hoy desmanteladas, que mencionábamos al hablar de los desfiladeros, principalmente el del Mataviejas, llama la atención la escasez de concreciones que hay en las actuales. Ello demuestra que el agua conserva su agresividad y que al resurgir (la mayoría de las cuevas visitables son formas de emisión) no han llegado al punto de saturación.

3.- FORMAS DE EMISION

Existen en las Peñas de Cervera y en su entorno más inmediato una gran cantidad de fuentecillas: los relieves que nos ocupan han quedado colgados por desmantelamiento de sucesivos anticlinales y la mayoría de nuestras calizas aparecen rodeadas de materiales insolubles con lo que la circulación subterránea se interrumpe.

Tanto la unidad que forman los Picos de San Carazo y San Carlos como el conjunto de las Peñas de Cervera propiamente dichas tienen por base las arenas y conglomerados no karstificables del Albense. El contacto entre las calizas del Cretácico superior, karstificables, y los sedimentos infrayacentes se refleja perfectamente en el mapa por numerosas fuentes de mayor o menor entidad. Independientemente de las anteriores, existen además, otras surgencias que coinciden con emplazamientos favorables:

Un primer factor importante a tener en cuenta es el buzamiento de los estratos: al pie de la alineación Mirandilla-Pico y, sobre todo, desde La Yecla hasta el mismo Pico no existen apenas fuentes por dirigirse el agua en otras direcciones a causa de la dirección de los buzamientos.

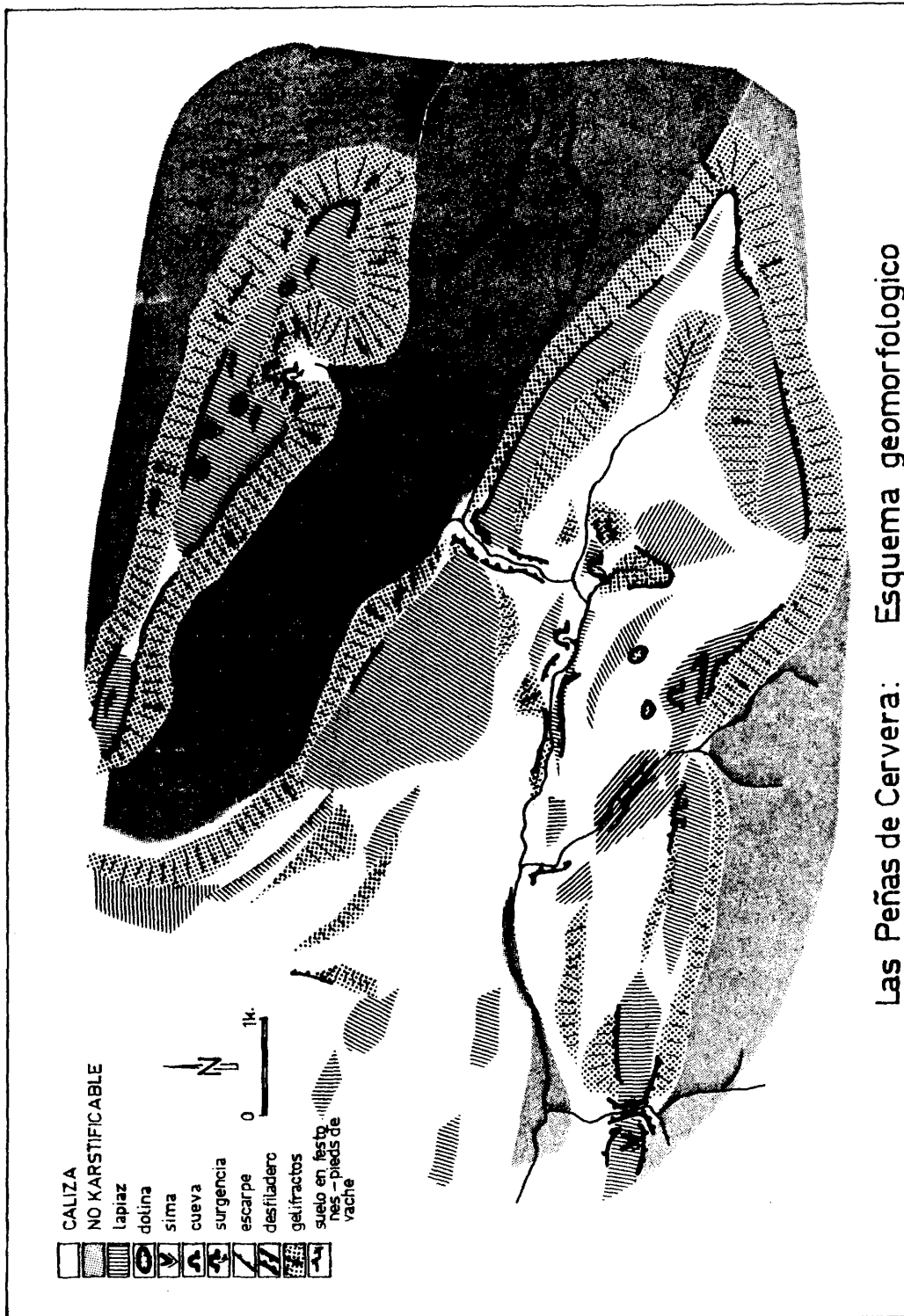
La mayoría de las surgencias coinciden además con pequeñas fracturas; ya hemos comentado como las cuevas suelen depender del campo regmático local. Esto significa que zonas muy fracturadas dejan escapar el agua con suma facilidad dando lugar a numerosos manaderos más o menos intermitentes.

Por fin, existen algunos manantiales en los ejes de pequeños repliegues sinformes. De este tipo es una gran fuente (desgraciadamente no poseemos datos del caudal de ninguna de nuestras surgencias) intermitente situada en el Valle del Mataviejas.

Como ya hemos ido adelantando, las formas de emisión de las Peñas de Cervera son muy variadas tanto por su caudal como por su estacionalidad. La mayoría de las fuentes son intermitentes limitándose a funcionar durante unos escasos días tras las precipitaciones (esto demuestra que el agua recorre la totalidad del circuito kárstico a gran velocidad, lo que concuerda con el hecho de que no se llegue normalmente al punto de saturación). Otras, sin embargo, funcionan ininterrumpidamente durante toda la temporada invernal y algunas pueden ser consideradas como "semipermanentes": el agua sólo deja de fluir en casos muy extremos, garantizando el suministro a los municipios respectivos⁽³⁵⁾. Y aún en estas ocasiones hemos podido comprobar la existencia de agua

en los lagos hipogeos lo que demuestra que el karst de las Peñas de Cervera posee importantes reservas hídricas.

Por último, señalaremos que en algunos raros casos, entre ellos en la mencionada surgencia del desfiladero del Mataviejas, se han depositado tobas: el agua de la citada surgencia ha recorrido previamente un circuito subterráneo bastante más largo que el de las fuentes de San Carazo y ha tenido tiempo de saturarse (las diferencias entre ambos tipos de agua han quedado bien evidenciadas en los análisis realizados y que comentaremos más adelante).



Las Peñas de Cervera: Esquema geomorfológico

RELACION ENTRE EL RELIEVE Y LA KARSTIFICACION:Karst muy dependiente de una topografía desigual

El primer aspecto que tendríamos que examinar en este capítulo es el de la posible relación entre la altitud y la karstificación. Aquélla sin embargo no parece intervenir en exceso: en primer lugar, las alturas máxima y mínima están relativamente próximas; nos movemos dentro de unos márgenes limitados que en ningún caso justifican una zonación altitudinal. La variación de temperatura podría facilitar la gelifracción en las zonas más altas pero es precisamente en ellas donde podemos ver el lapiaz mejor desarrollado, lo que indica claramente que este factor debe ser desechado.

Con lo que sí nos vamos a entretener más es con el valor de las pendientes. Tal y como podemos comprobar en el mapa correspondiente⁽³⁶⁾, el relieve primitivo era relativamente horizontal⁽³⁷⁾; anticlinales y sinclinales no tienen más que una mínima repercusión en el relieve y sólo la erosión de estas estructuras es la que permite la aparición de escarpes o vertientes de gran inclinación. Como consecuencia de ello, las Peñas de Cervera nos aparecen en forma de sucesivas mesetas, la de San Carazo es la más evidente, de culminación horizontal u ondulada y de límites escarpados. Diversos ríos además, el Mataviejas es el que mejor se refleja en el plano de pendientes, han excavado profundos valles que interrumpen la suavidad del relieve. El contacto de las Peñas de Cervera con la llanura circundante es brusco apareciendo aquéllas desde lejos como una unidad de relieve bien diferenciada.

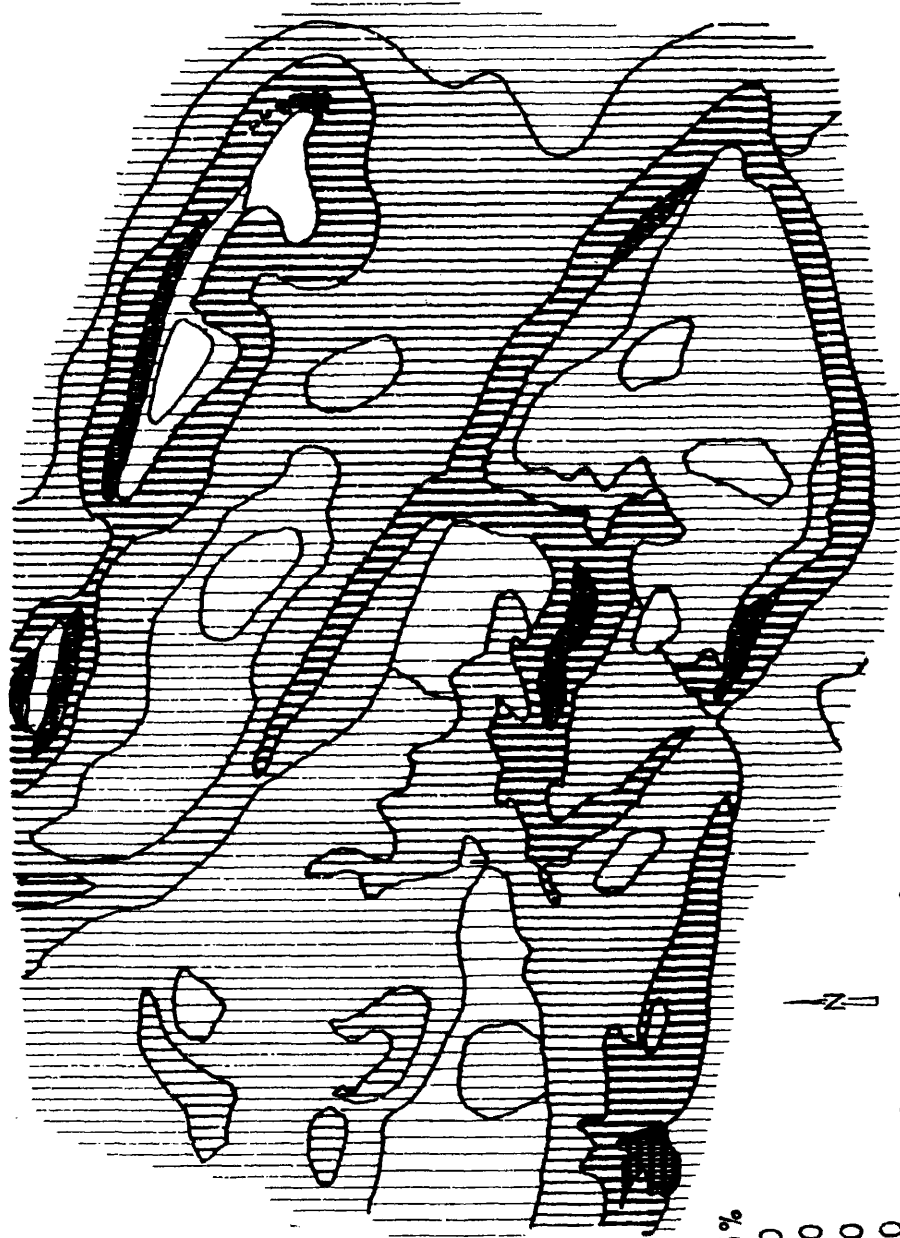
Lo dicho hasta el momento tiene, lógicamente, una estre

cha relación con la distribución de las formas kársticas: todas aquellas zonas que presentan un relieve suave facilitan la absorción del agua (sin contar ya las superficies perfectamente horizontales de San Carazo y San Carlos en las que es absorbida la práctica totalidad de la misma). Nuestras escasas dolinas se sitúan exclusivamente en lugares llanos; ya hemos mencionado como el único sitio en que abundaban relativamente es en lo alto del sinclinal colgado de San Carazo. En cuanto a los lapiares, los pocos que encontramos medianamente desarrollados se han formado precisamente a costa de estas superficies, a parte de que en ellas es donde mejor se conserva el suelo bajo el que, como ya hemos visto, existe normalmente disolución.

Existe, no obstante, una microtopografía que permite una evolución independiente del conjunto (y que no se refleja en el mapa de pendientes). Pequeños rellanos en las vertientes aparecen totalmente ocupados por el lapiaz mientras que el afloramiento de determinados bancos calizos accidenta la llanura y altera localmente las características de las formas de absorción -hecho éste bastante importante al N. del "Aguila"-.

Las pendientes fuertes en ocasiones se deben a una evolución kárstica no obstante lo cual presentan una dinámica posterior compleja diferente de lo visto hasta ahora.

Algunos desfiladeros, ya lo hemos visto, tienen un origen kárstico (no son raros los restos de bóvedas desplomadas y existen numerosos tramos en que los ríos circulan por abrigos o por debajo de grandes extraplomos debidos a la disolución). Sin embargo, la evolución kárstica actual parece ser lenta, reducién



- 0 - 5%
- ▤ 6 - 10
- ▥ 11 - 20
- ▧ 21 - 40
- ▨ 41 - 80
- > 80

Las Peñas de Cervera: Pendientes

dose, aparte de la incisión a lo largo de los talwegs, a unos escasos laplances de pared o, cuando la pendiente es menor, a la presencia de un rinnenkarren activo. En estos lugares la gelifracción es muy efectiva y produce un retoque muy rápido de las formas kársticas. Asimismo, y aunque en este caso los motivos sean diversos, se producen frecuentes desplomes de grandes bloques que permiten un retroceso rápido de las vertientes (fenómeno éste muy espectacular al S. del Alto de Peñacoba y del Aguila y que ha dado lugar al significativo topónimo "Peñas Caídas").

Con todo lo dicho, y a pesar del aparentemente lento desarrollo kárstico actual de los desfiladeros y escarpes, es en ellos donde encontramos el mayor número de formas. El motivo es que la profundización o el retroceso de las vertientes disecca y, por tanto hace aparecer multitud de fenómenos subterráneos que no serían aparentes en otras circunstancias: la mayor parte de las cuevas, pertenecientes a circuitos activos o fósiles y la práctica totalidad de las surgencias desembocan en lugares con pendientes pronunciadas aunque deban su evolución al agua absorbida en las llanuras que tienen por encima.

KARSTIFICACION QUE APROVECHA UN RELIEVE ESTRUCTURAL FAVORABLE

Llevamos hablando desde el principio de este tema de sinclinales e lgados, de plegamientos, de fracturas... Nos encontramos ante un relieve de origen típicamente estructural. Todo ello, lógicamente, repercute en la karstificación a mayor o menor esca la como vamos a ver a continuación.

Los grandes plegamientos han supuesto, ante todo, y por evolución geológica que no viene al caso repetir, la aparición de materiales insolubles en los valles principales: los sinclinales han quedado colgados, y con ellos las calizas karstificables, mientras que los anticlinales, ayudados por fallas, permiten, tras ser desventrados, el afloramiento de sus núcleos silíceos. Por su puesto, esta alternancia en el plano de afloramientos solubles y no solubles condiciona la localización de la disolución. Otra consecuencia de esta evolución es que los materiales solubles pue den quedar aislados por los que no lo son con lo que los sistemas kársticos son necesariamente de muy reducida extensión (caso, so bre todo, de la alineación de San Carazo y San Carlos). Además el contacto entre unos y otros conlleva la existencia de numerosas fuentes, tema éste que ya desarrollaremos en su momento.

En cuanto a los buzamientos que presenta esta estructura plegada, tienen frecuentemente relación con el relieve y con las pendientes. Numerosas vertientes coinciden con el dorso de algún estrato y abundan los "monts" y los "vaux". Los buzamientos así mismo favorecen, ya no sólo por mediación del relive, la absor ción, y el desarrollo de las formas correspondientes, o, en otros

casos, la emisión.

Donde no parece haber una relación clara es entre las direcciones de los grandes ejes de plegamiento, y, con ellos, de las grandes fracturas, y la karstificación. Probablemente no encontramos frente a un simple problema de escalas: ya hemos comentado que nuestros sistemas kársticos son de muy modestas dimensiones y se ven por tanto más influidos por las formas estructurales menores (por otra parte, diaclasas y pequeñas fallas conforman un campo regmático de gran densidad).

Las fallas principales están asociadas a los grandes plegamientos, que acabamos de describir, e interesan a la karstificación, sobre todo, por poner en contacto materiales solubles y no solubles. Aparte de ello, estas grandes fracturas son también líneas de debilidad que los diversos ríos han aprovechado perfectamente. Ya hemos comentado que el Mataviejas sufrió en un momento dado una captura kárstica aprovechando una fractura, pero además el río de Peñacoba se ha encajado a lo largo de otra (hecho éste que se aprecia perfectamente en el mapa de pendientes). Por fin, es fácil rastrear la presencia de milonitas o de espejos de falla, más o menos intactos, a todo lo largo del Valle del Mataviejas lo que demuestra que éste se ha formado aprovechando una o varias fracturas sucesivas.

Como ya hemos ido adelantando, lo que tiene mayor repercusión en la localización completa y desarrollo individual de cada una de las formas kársticas son los fenómenos estructurales de pequeña escala: micropliegues, diaclasas, pequeñas fallas. Exis-



Captura del Mataviejas



Tierras de Carazo, anticlinal desventrado

ten, en primer lugar, abundantes repliegues, sobre todo, y entre otros lugares en la terminación periclinal del anticlinal del Mataviejas, que han sido aprovechados por la karstificación. En ellos los sinformes canalizan el agua subterránea por su eje y dan lugar a surgencias, como la ya mencionada del Valle del Mataviejas.

En otros casos, pequeñas fallas favorecen la disolución al ofrecer planos de debilidad e incluso, aún a menor escala, presentan superficies especialmente vulnerables a la disolución: en el Valle del Peñacoba existen espejos de falla totalmente cuarteados por el kluftkarren. Numerosos arroyos, al NW. de Sto. Domingo de Silos, tienen un cauce perfectamente rectilíneo que sólo puede explicarse haciendo intervenir al campo regmático (nos da igual que se trate de fallas o que nos encontremos ante diaclasas).

Pero de todo esto, lo que mayor influencia tiene en la karstificación, y volvemos al ya mencionado problema de la escala de los fenómenos que nos afectan, son las diaclasas. Las diaclasas permiten la existencia del citado kluftkarren que domina amplias superficies rocosas y que aparece incluso en escarpes subverticales.

En ocasiones, y sin mostrar un aspecto meteorizado ni aparecer asociadas a lapiaz, las diaclasas actúan como formas de absorción conectadas con redes de conductos subterráneos aparte de que sobre estas diaclasas se forman los principales sumideros que hemos tenido ocasión de observar.

Por fin, como ya hemos comentado, la mayoría de las cavi

dades que conocemos se han desarrollado respetando los planos de estratificación, pero aprovechando y dependiendo de diaclasas. Con ello podemos concluir que si bien las macroestructuras desempeñan un papel determinante en la karstificación (por la sencilla razón de que hacen aflorar terrenos de diferente solubilidad), y que de ellas depende, en líneas generales, todo el relieve, la karstificación de las Peñas de Cervera se apoya perfectamente en las diaclasas y en las discontinuidades locales y que sólo descendiendo a cierto nivel de detalle podemos lograr encadenar causas y efectos, estructura y disolución.



La Yecla



LITOLOGIA Y KARSTIFICACION EN LAS PEÑAS DE CERVERAAlternancia de materiales solubles y no solubles

Estamos mencionando constantemente la alternancia de materiales solubles y de otros que no lo son, hablando de los contactos entre ambos, de valles ocupados por afloramientos silíceos y haciendo intervenir a la litología en todo momento. Lo cierto es que en las Peñas de Cervera es lícito hacer dos grupos bien diferenciados y sin apenas transición entre ellos: el de los materiales karstificables y el de aquéllos que no lo son.

Los materiales no solubles son los que afloran en los núcleos de los anticlinales desventrados: el Hauteriviense en facies Weald y el Albense en facies Utrillas. En ambos casos nos encontramos con conglomerados más o menos consistentes en los que el cemento calizo debe permitir una cierta disgregación de los componentes. Sin embargo, y aunque esto sea así, no hemos observado ninguna prueba de que ello ocurra ni, por supuesto, ninguna forma kárstica por lo que los consideraremos en bloque como no karstificables. Además, estos conglomerados están separados de la caliza por potentes estratos de arenas albenses con intercalaciones arcillosas que los hacen impermeables por lo que no tienen ningún contacto con los acuíferos procedentes de aquélla.

En el otro grupo incluíamos en bloque todos los afloramientos "solubles". En realidad es muy difícil distinguir los roquedos que pertenecen a cada piso del Cretácico superior al aparecer este sin soluciones de continuidad⁽³⁸⁾ por lo que nos limitaremos a señalar la existencia de bancos margosos en una primera etapa y de calizas cada vez más masivas hacia el techo de la serie.

De todas formas las intercalaciones de margas no llegan a interferir en la karstificación (de hecho, aunque sean insolubles, son fácilmente atacadas por la gelifracción por lo que sus afloramientos retroceden a gran velocidad). El contenido en carbonatos solubles varía entre un mínimo de un 78,8 % y un máximo, que curiosamente coincide con los bancos cenomanenses próximos a las margas, de un 92,3 %. Podemos considerar pues que nos encontramos ante calizas bastante puras y fácilmente karstificables siempre que concurren otras circunstancias favorables. En el campo no nos ha sido posible por otra parte encontrar diferencias entre la disolución que se produce a una u otra altura de la columna estratigráfica. Solamente cabe indicar que mientras que las capas cenomanenses, más margosas como hemos dicho, suelen ser difíciles de observar al aparecer frecuentemente recubiertas de gelifractos y derrubios de ladera, las turonenses y posteriores, más resistentes, dan lugar a grandes escarpes y se ven por tanto más sometidas a la meteorización: en ellas es donde se han instalado los lapiazes y dolinas y es a ellas a las que normalmente nos hemos referido al hablar de las distintas formas y fenómenos.

Como conclusión, y volviendo a nuestro punto de partida, podemos insistir en que existe una alternancia debida a la disposición estructural de nuestra región, y que todas las calizas que nos encontramos están karstificadas. La existencia pues de un relieve kárstico en algún punto se debe, en última instancia, a la estructura y a la disposición que adquieren las calizas a causa de ella.

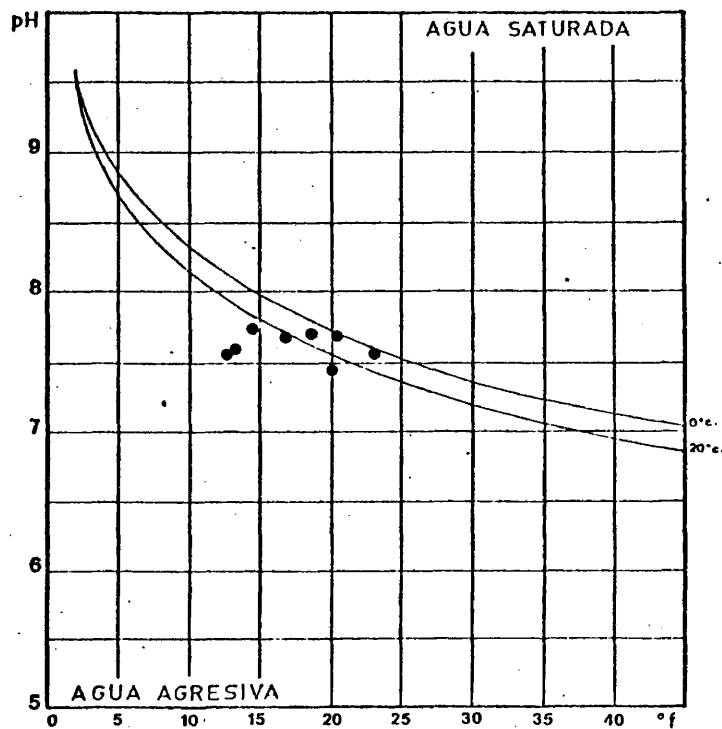
LENTA KARSTIFICACION ACTUAL QUE ACTUA SOBRE FORMAS ANTIGUAS

Ya hemos mencionado en varias ocasiones la existencia de procesos actuales junto a formas fósiles; si nos remitimos a los datos obtenidos en los análisis de aguas, única forma de cuantificar objetivamente la karstificación actual, observamos que la disolución es relativamente intensa. Todas las muestras de agua recogidas llevan disueltas cantidades apreciables de sales procedentes de las calizas.

Es interesante seguir el itinerario del agua a través de las Peñas de Cervera: el agua de la lluvia que, lógicamente, no contiene cantidades apreciables de carbonatos, es absorbida rápidamente por las calizas para pasar a circular de forma hipogea. Al resurgir, a media ladera de San Carazo, por ejemplo, lleva ya cierta cantidad de caliza disuelta que se refleja en su dureza (de 12,5 a 14,5 °F). En caso de que el agua llegue a estancarse en alguna cueva, como la descrita "Cueva de la Mora", la disolución puede ser aún mayor alcanzándose en este último caso una dureza de 17 °F. De todas formas, el itinerario seguido bajo tierra es corto, y nuestras observaciones nos demuestran, además, que es rápido, y el agua conserva aún parte de su agresividad (recuerdese en este sentido la citada ausencia de concreciones en el interior de nuestros conductos kársticos). En algunos casos el circuito recorrido permite al agua alcanzar su punto de saturación bajo tierra -en la surgencia del valle del Mataviejas se alcanzan los 20°F - pero lo normal es que a éste se llegue tras atravesar la totalidad del macizo combinando la circulación

superficial con la profunda.

Los mayores contenidos en calizas disueltas se encuentran en el agua del Río Mataviejas, en el límite occidental de nuestra demarcación, tras haber atravesado éste la totalidad de las Peñas de Cervera. Aquí, la dureza del agua oscila entre los 20 y los 23,7°F y se debe principalmente a la caliza. El contenido en magnesio y dolomías es en todos los casos bastante reducido.



Esta disolución oscila estacionalmente aunque las diferencias se deben más a la velocidad con que circula el agua en

los períodos de crecida que a motivos puramente climáticos aunque las diferencias que hemos podido observar no justifican un estudio más detallado (39).

En la actualidad, las formas que parecen evolucionar más deprisa son las subterráneas: el agua es absorbida inmediatamente y resurge, como ya hemos visto, cargada de caliza. Todos los hechos observados parecen además confirmar esta hipótesis.

En menor medida se produce también una disolución superficial asociada a la incisión de los valles de los ríos y arroyos y, por fin, existe una karstificación de la caliza bajo el suelo aunque este último extremo es muy difícil de cuantificar. Las demás formas, los lapiazes desnudos, las dolinas, parecen en el mejor de los casos evolucionar con gran lentitud tendiendo a ganar terreno sobre otros tipos de procesos erosivos.

Si aplicamos la fórmula de Corbel⁽⁴⁰⁾ y admitimos para ello una cantidad de agua disponible al año de 256 mm. y una dureza total del Mataviejas al salir de las Peñas de Cervera comprendida entre 20 y 23,7^gF., obtenemos unas tasas de disolución que varían entre 20,5 y 24,3 mm. por milenio. La cifra refleja una evolución bastante lenta pero normal dentro de su contexto morfoclimático.

El karst de las Peñas de Cervera se encuentra en pleno funcionamiento gracias a un entorno geológico favorable en todos los sentidos: la litología en primer lugar y la estructura luego facilitan la disolución. Sin embargo, las circunstancias climáticas actuales parecen no ser tan buenas. El frío es excesivo, con

lo que la gelifracción destruye las formas superficiales, y la lluvia demasiado escasa: las disponibilidades hídricas son bastante mediocres e irregulares. Por ello el karst debe acomodarse y adaptar su funcionamiento, ya antiguo, a las circunstancias actuales.

En cuanto a la antigüedad del karst de las Peñas de Cervera no resulta fácil de precisar. Recordaremos, no obstante algunas de las paleoformas observadas ya comentadas:

Dentro del karst superficial destacan varios restos de lapiaz que resultan difíciles de explicar en las circunstancias actuales: rinnenkarren profundos, desconectados de sus fuentes de alimentación y parcialmente recubiertos de suelo; unas escasas superficies ocupadas por rillenkarren desplazado de su posible contexto morfoclimático original y, en general, numerosas formas superficiales fosilizadas por acumulaciones recientes de gelifractos o por suelos.

El karst subterráneo resulta aún más expresivo al haber quedado fosilizadas o desconectadas de los circuitos kársticos numerosas cavidades: tanto la Cueva de la Mora como la del Burro han quedado colgadas y la Sima de la Yecla sólo puede explicarse en relación con un paleorrelieve muy diferente del actual.

La organización del karst de las Peñas de Cervera es posiblemente terciaria ya que los grandes valles, hoy parcialmente cubiertas sus laderas de gelifractos, parecen datar de esa época (41) y tanto La Yecla como el Valle del Peñacoba sólo pueden explicarse como casos de sobreimposición como ya vimos anteriormente.



Rinnenkarren antiguo



Brecha de gelifrautos desmantelada por la erosión posterior del Mataviejas.

En resúmen, y como conclusión, nos encontramos ante un macizo que ha sufrido los efectos de la karstificación posiblemente desde el Terciario y que nos muestra en estos momentos una evolución lenta y, sobre todo, eclipsada por fenómenos de otra índole. La disolución no obstante sigue produciéndose y sigue produciendo las típicas formas a las que suele ir asociada.

REPRESENTATIVIDAD DEL KARST DE LAS PEÑAS DE CERVERA

El conjunto del Sistema Ibérico y de sus sierras adyacentes reúne prácticamente el 40% de los afloramientos calizos de la Península Ibérica. Basta echar una ojeada al Mapa Litológico Nacional para comprender la importancia y variedad que puede tener en él la karstificación. Sin embargo, si escasos eran los trabajos existentes sobre temas de estratigrafía, tectónica o historia geológica, mucho más raros son aún aquéllos que se ocupan de la disolución.

Si dejamos de lado las publicaciones que existen referentes a las sierras más septentrionales de la provincia de Burgos (42) o a aquéllas que desde Castellón hasta Alicante se acercan excesivamente al Mediterráneo y que pertenecen a distintos contextos morfoclimáticos del que nos interesa, la mayoría de las referencias que encontramos aparecen asociadas a la Arqueología (Cuevas del Reguerillo, de Riba de Saelices...) o al turismo (Ciudad Encantada y Torcas de Palancares en Cuenca o de las Celadas en Teruel). En ocasiones incluso estas referencias son disparatadas: existe alguna guía turística en la que se describe los grandiosos fenómenos volcánicos que han modelado la Ciudad Encantada.

Los trabajos especializados en temas de karst giran normalmente en torno a la espeleología deportiva (sólo en los últimos años han empezado a aparecer algunos más puramente científicos) y estando esta región natural poco poblada, económicamente deprimida y poco explotada turísticamente, sus recursos espeleológicos son aún poco conocidos a pesar de ser muy prometedores (43).

En ella por otra parte, no existe la tradición de exploraciones que encontramos en Cataluña o en las provincias del Cantábrico.

Si nos ceñimos a lo que existe publicado, vemos como el karst de las Peñas de Cervera puede considerarse como perfectamente representativo no sólo del Sistema Ibérico sino de la Meseta en general. Llopis, en su tipología, considera que los de esta región son karsts muertos o "vivos maduros"⁽⁴⁴⁾ lo que se ajusta perfectamente a lo que hemos podido observar. Trabajos más concretos coinciden normalmente con nuestras apreciaciones: la gelifracción domina la morfogénesis superficial aunque no impide la disolución. El desarrollo actual es lento, y las dolinas aunque existan no son en ningún caso importantes⁽⁴⁵⁾. Frecuentemente, incluso, sistemas kársticos enteros carecen de tales formas de absorción⁽⁴⁶⁾. Normalmente, el desarrollo de las dolinas es muy antiguo, y en relación con un medio morfoclimático diferente del actual y mantienen en estos momentos una funcionalidad mínima.

En lo concerniente al karst subterráneo, podemos llegar a las mismas conclusiones. Existen redes de conductos muy desarrolladas, y frecuentemente inundadas en mayor o menor proporción, lo que conlleva una evolución actual⁽⁴⁷⁾. Sin embargo, la mayor parte de las cavidades son antiguas y muchos conductos están hoy fosilizados⁽⁴⁸⁾. Disponemos de muy pocos datos al respecto pero numerosas cavidades parecen ser anteriores al Pleistoceno superior.

Por fin, en todo el Sistema Ibérico y afloramientos calizos meseteños abundan los cañones y desfiladeros kársticos. En todos los casos el agua alógena y el encajamiento, ya antiguo, ha dejado colgadas gran cantidad de formas.

En líneas generales, el Sistema Ibérico presenta una estructura y una litología favorables a la karstificación aunque ésta, en la actualidad, sea lenta y haya tenido que adaptarse a un clima poco propicio. Las tasas de disolución en ningún caso llegan a ser muy importantes⁽⁴⁹⁾. Como podemos observar, las características del karst de las Peñas de Cervera pueden extrapolarse, salvando las diferencias que en cada caso concreto imponga la estructura, al conjunto del Sistema Ibérico. Las diversas formas pueden aparecer más o menos desarrolladas pero consideramos que la evolución reciente y la fisonomía actual son comunes a toda la región.

NOTAS

- (1) Hemos tomado el nombre de "Peñas de Cervera" de la hoja correspondiente del Mapa Topográfico Nacional ya que el macizo que nos ocupa no suele ser conocido con ningún nombre específico. En cuanto al nombre "San Carazo", que a veces aparece fundido en una sola palabra, es un probable populismo que debe derivar del nombre árabe del municipio vecino.
- (2) De la antigua denominación "Covarrubias" de la hoja nº 277 del M.T.N. se ha pasado en las ediciones recientes a la de "Salas de los Infantes".
- (3) WESTERMANN, G.: Investigación bioestratigráfica en el Jurásico al S. de la Sierra de la Demanda. Not.y Com.I.G.M.E. 45, 1955, págs. 181- 214.
- (4) No están de acuerdo los distintos autores que trabajan la zona sobre la datación de estos materiales, que en el Mapa de Síntesis Geológica del I.G.M.E. a escala 1: 200.000 aparecen como pertenecientes al Malm, indiferenciado.
- (5) VALLADARES, M.I.: Sedimentología del jurásico y cretácico al S. de la Sierra de la Demanda. Acta Sal. 1975.
- (6) TISCHER, G.: El delta wealdico de las Montañas Ibéricas occidentales y sus enlaces tectónicos. Not.y Com.I.G.M.E. 81, 1966, págs. 53- 78.
- (7) SAFTEL, Henning: Paleogeografía del albense en las Cadenas Celtibéricas de España. Not.y Com.I.G.M.E. 63, 1961, págs. 163- 192.
- (8) SAN MIGUEL DE LA CAMARA; COLOM, G.: Datos geotectónicos, estratigráficos y paleontológicos de la terminación occidental de la sierra cretácica del S. de la provincia de Burgos. Est.Geol. 5, 1947, págs. 209- 223.
- (9) Existen sedimentos, posiblemente del Sinemuriense, que no contienen algas y con unas características que permiten su atribución a tal tipo de medio.
- (10) MORILLO VELARDE, Ma. José; MELENDEZ HEVIA, Fernando: La fa-

- lla de San Leonardo: interpretación paleogeográfica (Cordillera Ibérica, Soria- Burgos). Est.Geol. 2, 28, 1976, págs. 65- 76.
- (11) COLCHEN, Michel: Sur la tectonique tertiaire du Massif Paléozoïque de la Sierra de la Demanda (Espagne) et de sa couverture Mésozoïque et Cénozoïque. Bull.Soc.Geol.Fr. 7, VIII 1966, págs. 87- 97.
- (12) MORILLO VELARDE, M.J.; MELENDEZ HEVIA: op. cit. nota 10.
- (13) COLCHEN, M.: op. cit. nota 11.
- (14) MORILLO VELARDE, M.J.; MELENDEZ HEVIA, F.: op. cit. nota 10.
- (15) Consideramos válida esta cifra de 741 mm. anuales a pesar de que en caso de aplicarse algún tipo de correctivo, justificado por la mediocridad de la serie, podríamos llegar a admitir hasta 784 mm.
- (16) Los totales de precipitación más altos a los que se ha llegado en nuestros observatorios son de 87, 8 mm. el 27- VI- 1974 en Santo Domingo de Silos, de 58 mm. en Salas el mismo día, y de 65 mm. en Retuerta el 27- XI- 1961.
- (17) PRILL, F.: Schneefall und Schneedecke auf der Iberischen Halbinsel. Reproducido por Lautensach, H.: Geografía de España y Portugal, Barcelona, 1967, 800 págs.
- (18) LAUTENSACH, H.: op. cit. nota 17.
- (19) En varias ocasiones hemos constatado, termómetro en mano, diferencias de este tipo por lo que, habida cuenta además de lo reducido del margen de error, no vamos a cuestionar más esta estimación.
- (20) ELIAS CASTILLO, Francisco; RUIZ BELTRAN, Luis: Agroclimatología de España. INIA, Ministerio de Agricultura, Madrid 1977.
- (21) El caso más notable que se ha producido en las Peñas de Cervera es el de febrero de 1956 en que la media de las máximas no superó los $-1,4^{\circ}\text{C}$. en Retuerta.
- (22) TURC, C.: Le bilan d'eau des sols; relation entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. Paris, 1953.
- (23) WILSON, L.: Les relations entre les processus géomorphologiques et le climat moderne comme méthode de Paléoclimatolo-

gie. Rev.Geog.Phys.Geol.Dyn. 3, XX, 1969, págs. 303- 314.

- (24) Un recorrido por el desfiladero de La Yecla durante el estíjaje nos permite observar grandes bloques, troncos y toda clase de objetos que el río ha dejado abandonados a distintas alturas y que removilizará en la siguiente crecida.
- (25) La evaluación exacta de este espesor no es posible con los medios de que disponemos; además los gelifractos recubren un relieve anterior por lo que su potencia debe ser muy variable. En cualquier caso, los torrentes que nacen en San Carazo han llegado a excavar barranquillos de hasta 4- 5m. de profundidad sin llegar nunca a la roca original.
- (26) Existen multitud de evidencias de este empobrecimiento reciente no sólo del suelo sino del ecosistema en su conjunto; bástenos aquí recordar las alusiones que tanto la tradición (entre otros, el Romance de los Infantes de Lara) como la toponímia hacen a hayedos en la comarca...
- (27) La frecuente ubicación de cultivos, colmenas u otros tipos de instalaciones coincidiendo con los talwegs demuestra la escasa funcionalidad de los mismos.
- (28) No nos ha sido posible determinar de forma categórica si el suelo se ha formado dentro, simultáneamente al lapiaz o éste bajo aquel aunque nos inclinamos por la primera hipótesis lo que implicaría una cierta antigüedad de las acanala duras.
- (29) SWEETING, M.M.: Karst landforms. Mc. Millan, London, 1972, 362 págs.
- (30) En septiembre de 1981, tras un verano extraordinariamente seco, el Mataviejas se perdía totalmente al entrar en la zona de calizas sin que fuera posible determinar el punto exacto en que esto sucedía. Lo mismo ocurría posteriormente con el agua de las sucesivas fuentes que existen a lo largo del valle.
- (31) El hecho de coincidir este tramo con una posible fractura perpendicular a los ejes de los pliegues junto con la abundancia de extraplomos y de concreciones de tipo estalagmítico hace muy verosímil una evolución antigua subterránea.

- (32) En todo caso, la proximidad del nivel de base, condicionado en esta ocasión por los diversos materiales impermeables e insolubles del Cretácico Inferior, impide que estas simas alcancen profundidades importantes.
- (33) Que, según los lugareños, como tantas otras en España, oculta celosamente en su interior un tesoro árabe lo que le ha valido alguna visita destructiva.
- (34) Lamentamos tener que emplear esta clase de términos pero, como en otros casos, no existe en castellano ninguna palabra unánimemente aceptada que sirva para definir esta forma.
- (35) Hubo que esperar hasta el final del otoño de 1981, excepcionalmente seco, para que el suministro de agua de Carazo y Santo Domingo de Silos empezara a plantear problemas a la población.
- (36) El mapa de pendientes ha sido realizado tomando como base la edición militar de 1979 del M.T.N. nº 315. Aunque la topografía, en conjunto, nos parece correctamente representada, no es posible llegar al nivel de detalle que nos convendría a falta de fuentes más precisas.
- (37) En el supuesto de que este "relieve primitivo" llegara a existir: es posible que los grandes anticlinales se fueran desmantelando conforme se iba produciendo el plegamiento.
- (38) De hecho, ninguno de los autores que estudia la región hace esta diferenciación por pisos. Sólo en el Mapa Geológico a escala 1: 50.000 correspondiente a Salas de los Infantes se distingue entre unos materiales más margosos que irían del Cenomanense al Turonense medio y otros, calizos, que llegarían hasta el Campaniense, sin más precisiones.
- (39) Coincidimos en este aspecto con los resultados obtenidos por HOYO, Carmen del: Estudio hidrogeoquímico de la zona occidental de la hoja geológica nº 377. Memoria de Licenciatura, Facultad de Ciencias, Universidad Complutense de Madrid 1975, 127 págs. (inédita). En este trabajo se obtienen cifras que oscilan entre los 38 mg. por litro en primavera,

cuando el agua circula con mayor rapidez, y los 47 del final del verano.

- (40) La fórmula propuesta por Corbel, que aparece en multitud de publicaciones recientes, es la de más fácil aplicación y tiene en cuenta el agua disponible (E), y la dureza de la misma al salir del sistema kárstico (t):

$$d = \frac{4 E t}{100}$$

CORBEL, Jean: L'Erosion en terrain calcaire. Ann.Geog. 370 LXVIII, 1959, págs. 97- 120.

- (41) Así parece deducirse de la distribución de los sedimentos mio-pliocenos abundantes en las hojas geológicas vecinas.
- (42) Donde, ya en relación con la Cordillera Cantábrica y con un clima más húmedo, existe la que en estos momentos es la cueva de mayor desarrollo de la Península: el complejo de Ojo Guareña, de más de 50 km. reconocidos, que aparece mencionada en numerosas publicaciones:
ERASO ROMERO, Adolfo: El complejo subterráneo de "Ojo Guareña" (provincia de Burgos). Geo y Bio-karst 5-6, 1965, págs. 3- 31.
- (43) Así, en la Cueva del Tornero, en Guadalajara, se han alcanzado hasta el momento los 19 km. de recorrido y recientes campañas espeleológicas están permitiendo ampliar considerablemente el catálogo de cavidades conocidas:
VICTORIA, J.M.; VICTORIA, M.: Sobre un reconocimiento espeleológico de la Serranía de Cuenca. Espeleosie 4, 1969, págs. 2- 12.
- (44) LLOPIS LLADO, Noel: Fundamentos de hidrogeología cárstica. Madrid 1970, 270 págs.
- (45) GURRIA GASCON, José L.; SANZ TAMAYO, Yolanda: Morfología kárstica de los "Calerizos" de Cáceres y Aliseda (Montes de Toledo). Ponencia presentada en el VI Coloquio Nacional de Geografía, Palma de Mallorca, 1979.
- (46) Hecho que pudimos constatar en la provincia de Guadalajara:
GARCIA CODRON, J.C.: Estudio geomorfológico del contacto

entre el Sistema Central y las Llanuras Alcarreñas entre Cogolludo y Pálmaces de Jadraque. Memoria de Licenciatura, Facultad de Geografía e Historia, Universidad Complutense de Madrid, 1979, 135 págs. (inédita).

- (47) VAUDOUR, Jean: Recherches sur la Terra-rossa de la Alcarria (Nouvelle Castille) Mem.Doc.C.N.R.S. 15, 1974, págs. 49-69.
- (48) ALBERDI, M.T.; HOYOS, M.; GARCIA CODRON, J.C.: Estudio de la fauna y de su situación en las cuevas de el Congosto y de las Figuras en Alcorlo (Guadalajara). Spel. 23, 1977, págs. 103- 119.
- (49) HOYO, C.: op. cit. nota 40.
-

FUENTES Y BIBLIOGRAFIA

Como ya hemos comentado en varias ocasiones a lo largo del presente capítulo, el estudio del Sistema Ibérico en general y el de las Peñas de Cervera en particular, se encuentra con el grave problema de la escasez, cuando no ausencia, de fuentes de todo tipo. La Sierra de la Demanda está aceptablemente estudiada, iniciándose los trabajos ya en el siglo XIX con Lazarret para proseguir durante el presente con Schriell y Lotze y, por fin, de la mano de Colchen. Sin embargo su cobertura mesozoica no ha sido objeto de la atención que se merece limitándose la información de que disponemos a temas concretos de estratigrafía o a accidentes locales. No conocemos, por otra parte, ningún trabajo específico sobre el karst de este sector del Sistema Ibérico.

FUENTES CARTOGRAFICAS

Hemos procurado utilizar y contrastar toda la cartografía existente que abarque las Peñas de Cervera. Como base de trabajo hemos adoptado las hojas correspondientes a las últimas ediciones militares del Mapa Topográfico Nacional, de excelente calidad en todo lo referente a topografía e hidrografía. Además y con el fin de completar la toponimia, hemos tenido que utilizar las ediciones del Instituto Geográfico y Catastral más cuidadas en este último aspecto.

La cartografía utilizada ha sido la siguiente:

- Instituto Geográfico Nacional: hojas nº 277 (Jovarrubias) en sus ediciones de 1935 y 1960, y hoja 315 (Sto. Domingo de Si-

los), publicada en 1960, del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000. En ambos casos nos ha sido de utilidad la gran cantidad de referencias toponímicas y el detallismo con que aparecen reseñados ciertos hechos. Desgraciadamente, las dos hojas resultan anticuadas y la información contenida en ellas es por eso incompleta.

- Servicio Geográfico del Ejército, Mapa Militar de España a escala 1:50.000, serie "L". Hoja 20-13 (315) correspondiente a Sto. Domingo de Silos, editada en 1979 en la que el relieve aparece muy bien representado.
- Army Map Service, U.S.A.: Mapa Militar de España a escala 1:50.000 correspondiente a Covarrubias y a Sto. Domingo de Silos. A pesar de su precisión no nos han aportado datos que no tuvieramos ya.

La cartografía existente para lo referente a la Geología es bastante escasa al no existir planos útiles en ninguna de las publicaciones utilizadas y al no haberse realizado aún ninguna edición de la hoja 1:50.000 correspondiente a Sto. Domingo de Silos. Hemos utilizado el siguiente material cartográfico:

- Instituto Geológico y Minero de España: hoja geológica nº 277 (Salas de los Infantes) a escala 1:50.000, aparecido en 1978 dentro del "Plan Magna" que nos sirve de referencia por abarcar una zona muy próxima a la de nuestro estudio.
- Mapa de síntesis geológica a escala 1:200.000, hojas nº 20 (Burgos) y nº 30 (Aranda de Duero) que nos dan una buena

idea del conjunto regional.

FOTOGRAFIA AEREA

Nos ha sido de gran utilidad para comprender la estructura y delimitar afloramientos. Los fotogramas utilizados, correspondientes al vuelo americano de 1956- 1957, han sido los nº 50.565 a 50.569 y 50.585 a 50.589, todos ellos del rollo 495 y obtenidos el 30- VI- 1957.

BIBLIOGRAFIA

El resto de las referencias son bibliográficas:

- ALBERDI, M.T.; HOYOS, M.; GARCIA CODRON, J.C.: Estudio de la fauna y de su situación en las cuevas de el Congosto y de las Figuras en Alcorlo (Guadalajara). Spel. 23, 1977, págs. 103- 119.
- ASSENS, J.: Notas sobre el Jurásico de la zona de Cameros. Cuad. Geol.Ib. 2, 1971, págs. 637- 641.
- BEUTHER, A.: Geologische untersuchunger in Wealden und Utrillas Schichten im westteil der Sierra de los Cameros. Beit.Geol. Jb. 44, 1965, págs. 103- 122.
- BRENNER-WIEDMANN: Nuevas aportaciones al conocimiento del Weald Celtibérico Septentrional y sus relaciones paleogeográficas. I Simposium sobre el Cretácico de la Cordillera Ibérica. Cuenca 1974.
- BRINKMANN, R.: Aperçu sur les chaînes Iberiques du Nord de l'Espagne. Livre Mem. Prof. P. Fallot. Soc.Geol.Fr. 1961, págs. 291- 299.
- CIRY, R.: Etude géologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, León et Santander. Bull.Soc.Hist.Nat.Toulouse 74, 1939, págs. 5- 511.
- COLCHEN, M.: Sur la tectonique tertiaire du massif paleozoïque de la Sierra de la Demanda et de sa couverture mesozoïque et cenozoïque. Bull.Soc.Geol.Fr. VIII, 1966, págs. 87-97.

- DELGADO, A.: Sima de la Teña, Cañete. Cuenca. Expl. 3, 1979, pág. 115- 116.
- ELIAS CASTILLO, F.; RUIZ BELTRAN, L.: Agroclimatología de España I.N.I.A., Ministerio de Agricultura, Madrid 1977.
- DUNKERLEY, D.L.: The morphology and development of Rillenkarrren. Zeits.Geom. 23, 1979, págs. 332- 348.
- FERRERES, J.: La Cueva del Carrascalejo, Algarra, Cuenca. Expl. 3 1979, págs. 117- 118.
- GARCIA CODRON, J.C.: Estudio morfológico del contacto entre el Sistema Central y las Llanuras Alcarreñas entre Cogolludo y Pálmaces de Jadraque (Guadalajara). Memoria de Licenciatura, Fac. Geografía e Historia, Universidad Complutense, Madrid, 1979.
- GRUP GEOGRAFIC DE GRACIA: Los fenómenos espeleológicos de Valdecabras. Expl. 3, 1979, págs. 64- 86.
- " El karst de la Hoz de Beteta. Expl. 3, 1979, págs. 87- 114.
- HOYO GARCIA, Carmen del: Estudio hidrogeoquímico de la hoja geológica nº 377 correspondiente a Burgo de Osma (Soria). Memoria de Licenciatura (inédita) presentada en la facultad de Ciencias, Universidad Complutense, Madrid, 1975, 127 pág.
- KLEINPENNING, J.M.G.: La región Pinariega. Estudio geográfico del NW. de Soria y SE. de Burgos. Groningem, 1962, 208 págs.
- LARRAZET, M.: Recherches sur la région orientale de la province de Burgos et sur quelques points des provinces d'Alava et de Logroño. Thèse Fac. Sciences, Paris, 1896, 310 págs.
- LLORET PRIETO, J.: Datos obtenidos en una visita a la cueva de Fuentemolinos, Puras de Villafranca, Burgos. Expl. 3, 1979, págs. 57- 60.
- MANGIN, J.Ph.; RAT, P.: L'évolution post-hercynienne entre Asturies et Aragon. Livre Mem. Prof. P. Fallot. Soc.Geol.Fr. 1961, págs. 333- 349.
- MELENDEZ HEVIA, F.: Estudio Geológico de la Serranía de Cuenca. Tesis, Fac. Ciencias, Universidad Complutense, Madrid, 1971 250 págs.
- MENSINK, H.: Stratigraphie und paläogeographie des Marinen Jura

- in den nordwestlichen Iberischen Ketten. Beit.Geol.Jb., 44 1965, págs 55- 102.
- INSTITUTO NACIONAL DE INVESTIGACIONES AGRARIAS, MINISTERIO DE AGRICULTURA: Estudio agroclimático de la Cuenca del Duero. Madrid, 1973, 2 vols. 207 págs.
- MORENO SANZ, Fernando: El karst de Prádena de la Sierra. Geograp. XXI- XXII, 1979- 1980. Págs. 77- 94.
- MORILLO VELARDE, M.J.: La falla de San Leonardo, interpretación paleogeográfica. Est.Geol. XXVIII, 1972, págs. 65- 76.
- QUINTERO, I.; TRIGUEROS, E.: El Cretácico de la Cordillera Ibérica. Mem.I.G.M.E. 57, 1956, págs. 175- 200.
- REMENIERAS, G.: Tratado de Hidrología aplicada. Editores Técnicos Asociados, Barcelona, 1974, 516 págs.
- RIBA, O.: Sobre la edad de los conglomerados terciarios del borde norte de la Sierra de Cameros. Not. y Com.I.G.M.E. 39, 1955, págs. 39- 50.
- " Sur le type de sedimentation du tertiaire continental de la partie ouest du bassin de l'Ebre. Sond.Geol.Runds. 43, 1955, págs. 363- 371.
- RIBA, O.; RIOS, J.M.: Observations sur la structure du secteur sud-ouest de la Chaîne Iberique (Espagne). Livre Mem. Prof. P. Fallot Soc.Geol.Fr. 1961, págs. 275- 290.
- RICHTER, G.: Die Iberischen Ketten zwischen Jalon und Demanda. Beit.Geol.Medit. 5, 3, 1930.
- SAENZ GARCIA, C.: Observaciones acerca de la extensión de las facies lacustres del Cretácico superior y del Eoceno a lo largo de la Cordillera Ibérica. Rev.Cienc. 22, 1957, págs. 689 697.
- SAPTEL, H.: Paleogeografía del Albense en las Cadenas Celtibéricas de España. Not. y Com.I.G.M.E. 63, 1961, págs. 163- 192.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA: Estudios geológicos del macizo cretácico del E. de la provincia de Burgos. Bol.Soc.Esp.Hist.Nat. XXI 1921, págs. 410- 419.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M.; GOLOM, M.: Datos geotectónicos, es-

- tratigráficos y paleontológicos de la terminación occidental de la Sierra Cretácica del Sur de la provincia de Burgos. Est.Geol. 5, 1947, págs. 209- 224.
- SANCHEZ DE LA TORRE, L.; AGUEDA, J.A.; GOY, A.: El jurásico en el sector central de la Cordillera Ibérica. Cuad.Geol.Ib. 2, 1971, págs. 309- 320.
- SCHMIDT, R.: Stratigraphische untersuchungen im Jura und Wealden von Salas de los Infantes. Dipl.Arbeit, 1969, 80 págs.
- SCHMITT, R.: El clima de Castilla la Vieja y Aragón. Est. Geog. 20- 21, 1945, págs. 727- 809.
- SCHRIEL, W.: Die Sierra de la Demanda und die Montes Obarenes. Pub.Extr.Geol.Esp. 1945, 130 págs.
- TISCHER, G.: El delta Wealdico de las montañas Ibéricas occidentales y sus enlaces tectónicos. Not.y Com.I.G.M.E. 81, 1966 págs. 53- 78.
- VALLADARES, I.: Sedimentología del jurásico y cretácico al Sur de la Sierra de la Demanda. Act.Sal., 1975- 1976.
- VAUDOUR, J.: Recherches sur la Terra-rossa de la Alcarria. Mem. Doc.C.N.R.S. 15, 1974, págs. 49- 70.
- VIALARD, P.: Recherches sur le cycle alpin dans la chaine Iberique occidentale. Toulouse, 1973, 445 págs.
- VICTORIA, J.M.; VICTORIA, R.: Sobre un reconocimiento espeleológico de la Serranía de Cuenca. Espeleosie 4, 1969, págs. 2- 12.
- WESTERMANN, G.: Investigación bioestratigráfica en el jurásico al Sur de la Sierra de la Demanda. Not. y Com.I.G.M.E. 45, 1955, págs. 181- 214.
- WIEDMANN, J.: Sur la possibilité d'une subdivision et des correlations du Crétacé Inferieur Iberique. Mem.Bur.Rech.Geol. Min. 34, 1965, págs 819- 823.
- " Contribution a la Paléogéographie du crétacé vascoготique et celtiberique septentrional (Espagne). Livre Mem.Prof. P. Fallot. Soc.Geol.Fr. 1961, págs. 357- 366.

353

El Monte Negro (Castellón de la Plana)

EL MONTE NEGRO, SITUACION Y RELIEVE

Como muestra representativa del karst mediterráneo hemos escogido el existente en el "Monte Negro" (o "Sierra de Villafamés")⁽¹⁾. Nos encontramos en el centro aproximado de la provincia de Castellón de la Plana, a 1P-12 km. del mar en línea recta y recibiendo por tanto la influencia climática de éste.

El Monte Negro es uno de los últimos escalones que forma el Maestrazgo en dirección a la costa. Geológica y estructuralmente depende de esta sierra aunque la mayor suavidad del clima y el estar rodeado, como ya veremos, de grandes llanuras le dan unos caracteres propios que lo individualizan perfectamente.

Aparece el Monte Negro bien diferenciado de su entorno en tres de sus caras, la NW., la NE. y la SE. coincidiendo normalmente con grandes fracturas y con el afloramiento de materiales de distinta erosionabilidad (existe en toda la región un marcado relieve diferencial en que la caliza aparece siempre destacada). Solamente hacia el SW. la sierra va perdiendo progresivamente vigor para acabar siendo recubierta por sedimentos terciarios y cuaternarios.

Los límites que nos hemos marcado son bastante lógicos, e inevitables, pues están condicionados por los afloramientos calizos y por las fallas de que dependen: al W., y hacia el N., trazamos una línea entre el Coll de Ullastre, junto al Monte Mollet, y el casco urbano de Villafamés. De aquí, bordeamos la sierra para pasar por "la Balaquera" y Puebla Tornesa (el punto más oriental de nuestra demarcación). Por el SE. nos sirve de límite el

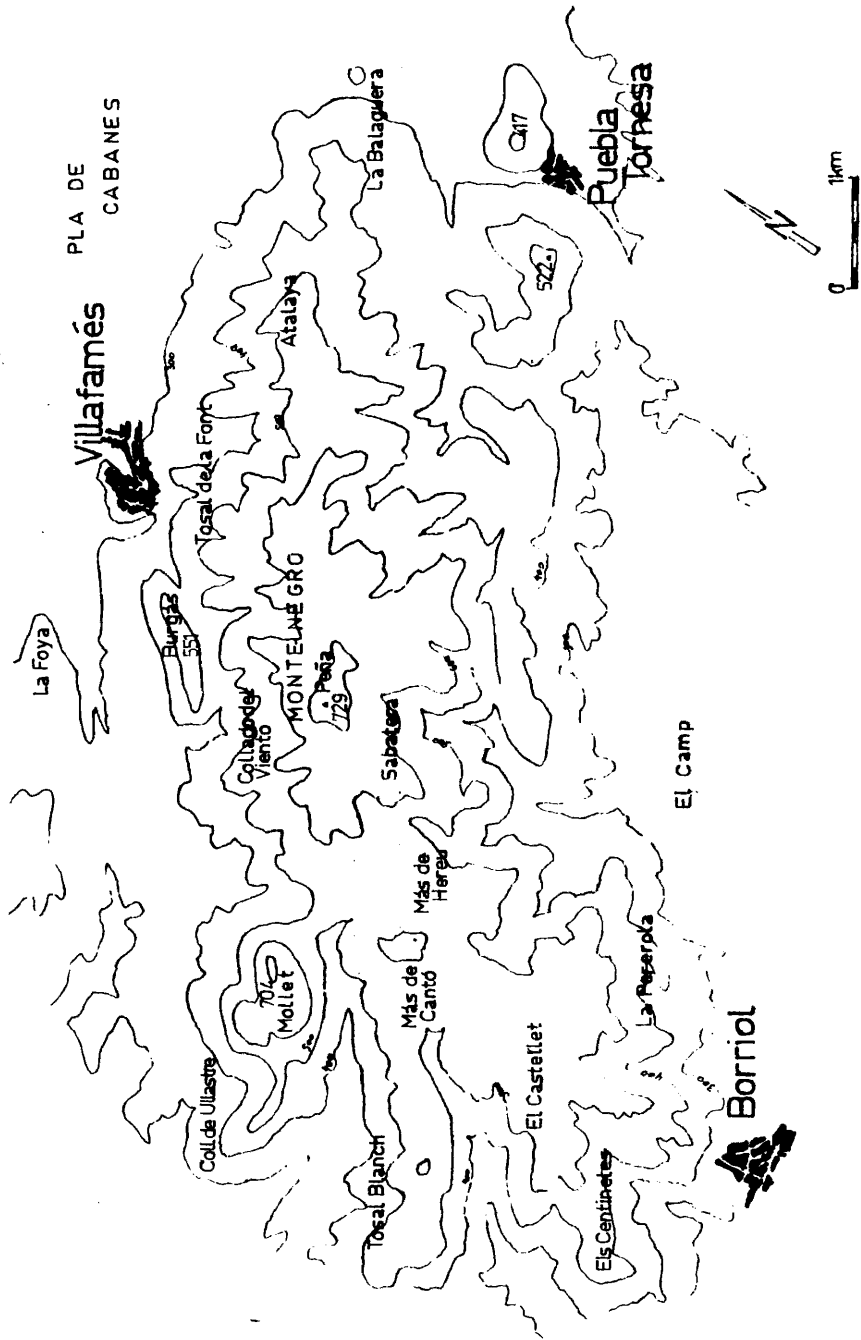
Valle de Borriol, con sus afloramientos no karstificables del Devónico y sus sedimentos cuaternarios. Por fin, por el SW., donde ya hemos dicho que los límites naturales son menos claros y donde éstos nos llevarían demasiado lejos, hemos trazado una línea, artificial, que une Borriol con el ya mencionado Coll de Ullastre.

El Monte Negro es una pequeña sierra, enteramente condicionada por la tectónica, orientada en dirección SW-NE, y que alcanza altitudes máximas próximas a los 700 m. ("Peña": 726 m.; "Mollet": 704 m.). A pesar de lo abrupto que son los contornos, su culminación es relativamente plana permitiendo la existencia de numerosas parcelas cultivadas y de una buena red de caminos que conectan las masías correspondientes. En algunos sectores el suelo ha desaparecido aflorando por tanto la caliza y mostrando ésta su karstificación o, cuando ello es posible, ha sido repoblado con pinos⁽²⁾.

El Monte Negro está rodeado de extensas llanuras, originadas por la parcial colmatación de fosas tectónicas, cuyas altitudes se mantienen próximas a los 300 m. El contacto entre la sierra y las llanuras sedimentarias es muy brusco produciéndose importantes rupturas de pendiente y notables cambios en el aprovechamiento del suelo. Este fenómeno es especialmente evidente al N. de nuestra delimitación, donde se pasa de las calizas, con su relieve accidentado correspondiente a las acumulaciones cuaternarias del "Pla de Cabanes" sin mediar ningún tipo de transición (véase al respecto el plano de pendientes).

Como ya veremos en las páginas siguientes, todos estos

356



El Monte Negro

hechos tienen relación, cuando no son consecuencia directa, con la karstificación.



Villafamés y Pla de Cabanes



Atalaya

ESTRATIGRAFIA:Variedad de afloramientos y de litologías. Importancia de la caliza

La densidad e importancia de las fracturas permite que en una escasa superficie afloren gran cantidad de materiales distintos con cronologías que abarcan desde el Devónico hasta el Cuaternario. Existe por otra parte al respecto una bibliografía bastante rica que parece dejar claras las dataciones: los primeros estudios importantes que se realizaron en la región son los de Fallot y Battaller⁽³⁾ a los que seguirán inmediatamente los de Hahne⁽⁴⁾. Existen otros muchos más, que no vamos a enumerar en este momento, y que llegan hasta la actualidad aunque la tendencia es, lógicamente, a ocuparse de problemas cada vez más específicos.

Vamos a repasar la estratigrafía que nos afecta basándonos en la Memoria de la Hoja Geológica nº 616 (Villafamés) del I.G.M.E.

Los materiales más antiguos con que nos encontramos, limitando al Monte Negro por el W. y por el SE. y aflorando gracias al juego de fallas, son paleozoicos:

EL DEVONICO-CARBONIFERO (la falta de fósiles no permite precisar en la cronología) está representado por una serie de pizarras arcillosas, a veces carbonatadas y con restos orgánicos, de color gris a ocre. Areniscas cuarzosas de idénticas tonalidades y, sobre todo, grauwackas, muy ricas en cuarzo y mica de tonalidades amarillentas⁽⁵⁾.

En el techo de este conjunto paleozoico aparecen unas

areniscas alternando con argilitas en bancos delgados de color vinoso. No existen elementos firmes de datación pero se pueden poner en relación con las facies perotriásicas que estudia Virgili (6).

EL TRIASICO aparece bien representado en numerosos puntos del Monte Negro con sus típicas facies germánicas y con potencias considerables, discordantes sobre el paleozoico. La primera unidad que podemos observar es la correspondiente al Buntsandstein, cuya potencia total supera los 400 m. De muro a techo, y en resumen, nos encontramos con los siguientes materiales:

- Conglomerados de cantos de cuarcita y cemento arenoso, que aparecen intercalados a través de los demás materiales formando lentejones.
- Alternancia de areniscas micáceas rojizas y argilitas pardo rojizas más o menos silíceas. Suman un espesor superior a los 220 m.
- Arenisca de cemento silíceo masiva y con estratificación cruzada. Color rojizo por la presencia de óxidos de hierro o intercalación frecuente de limonitas. Su potencia aproximada es de 160 m. Puede observarse principalmente en el caso urbano de Villafamés y en los Montes Burgás y Mollet.
- Argilitas rojas arenosas y micáceas con cantos de cuarzo y abundantes óxidos de hierro. Potencia 10-20 m.

El Muschelkalk no está excesivamente representado aunque nos muestra ya los primeros materiales karstificables de la serie.

Su datación se ha efectuado por su posición estratigráfica y plantea algunos problemas.

- Dolomías tableadas de color marrón oscuro cálido. Aparecen con un cuarteado típico en superficie y alternan con otros de color negro.
- Calizas arcillosas claras muy finamente estratificadas.

El Keuper es relativamente difícil de observar pues no aparece completo en ningún punto y ha sufrido importantes transformaciones, cuando no ha emigrado por extrusión .

- Arcillas, margas y yesos de coloridos variables entre el blanco y el rojo más o menos mezclados y con pequeñas intercalaciones carbonatadas. Su potencia total, que, como ya hemos comentado, es difícil de evaluar alcanza los 40 m. en algunos puntos.

EL JURÁSICO ocupa una superficie considerable del Monte Negro. Encontramos dentro de él materiales mal datados pero que pueden incluirse entre el Dogger y el Berriasiense. Sucesivamente y hasta una potencia total de 200 m. observamos los siguientes:

- Caliza microcristalina gris parduzco con restos de crinoideos y ofiuroideos y calizas micríticas negras féti das por su elevado contenido de materia orgánica.
- Caliza oolítica y caliza dolomítica roja, recristalizada y alterada.
- Caliza recristalizada parda alternando con otra de grano fino, muy fosilífera.
- Caliza microcristalina de color gris pardo.

Todos estos afloramientos son potencialmente karstificables y aparecen afectados por la disolución.

EL CRETACICO se inicia en el Monte Negro en el Bedouliense a pesar de existir en la región sedimentos muy anteriores. Sucesivamente encontramos los siguientes afloramientos:

- Areniscas micáceas alternando con margas arcillosas. Colores ocre pardo y amarillentos y potencia inferior a 40 m.
- Calizas a veces arcillosas o margosas y con abundantes equínidos y orbitolinas. Potencia entre 70 y 100 m. Se van haciendo más margosas según nos acercamos al techo de la formación.
- Margas negras con intercalaciones calizas, correspondientes al Bedouliense superior muy fosilíferas y con una potencia de 70 m.

A pesar de que lo descrito cubre la mayor parte de la superficie del Monte Negro, podemos observar otra serie de afloramientos, más limitados y presentes, sobre todo en el Sur de dicha sierra. El Gargasiense-Clansayense muestra una potencia considerable de margas y calizas:

- Calizas grises en bancos de 1-3 m. Son muy ricas en fauna y tienen algunas intercalaciones margosas. Alcanzan una potencia total de 140 m. y hacia el techo los bancos se hacen cada vez más estrechos y margosos.
- Calizas ocre-pardo muy clásticas con intercalaciones margosas. Potencia total aproximada de 80 m.

- Calizas grises muy finas seguidas de un nivel dolomítico de grano grueso. Frecuentes intercalaciones margosas que no llegan a reflejarse en el modelado por ser irregulares y de escasa potencia.

Las areniscas que caracterizan el Albense del Maestrazgo no aparecen en el Monte Negro, como tampoco están presentes los estratos posteriores posiblemente por haber sido desmantelados después de su deposición⁽⁸⁾.

Como ya hemos mencionado, las grandes llanuras que circundan el Monte Negro están parcialmente colmatadas por sedimentos postorogénicos. Sucesivamente aparecen:

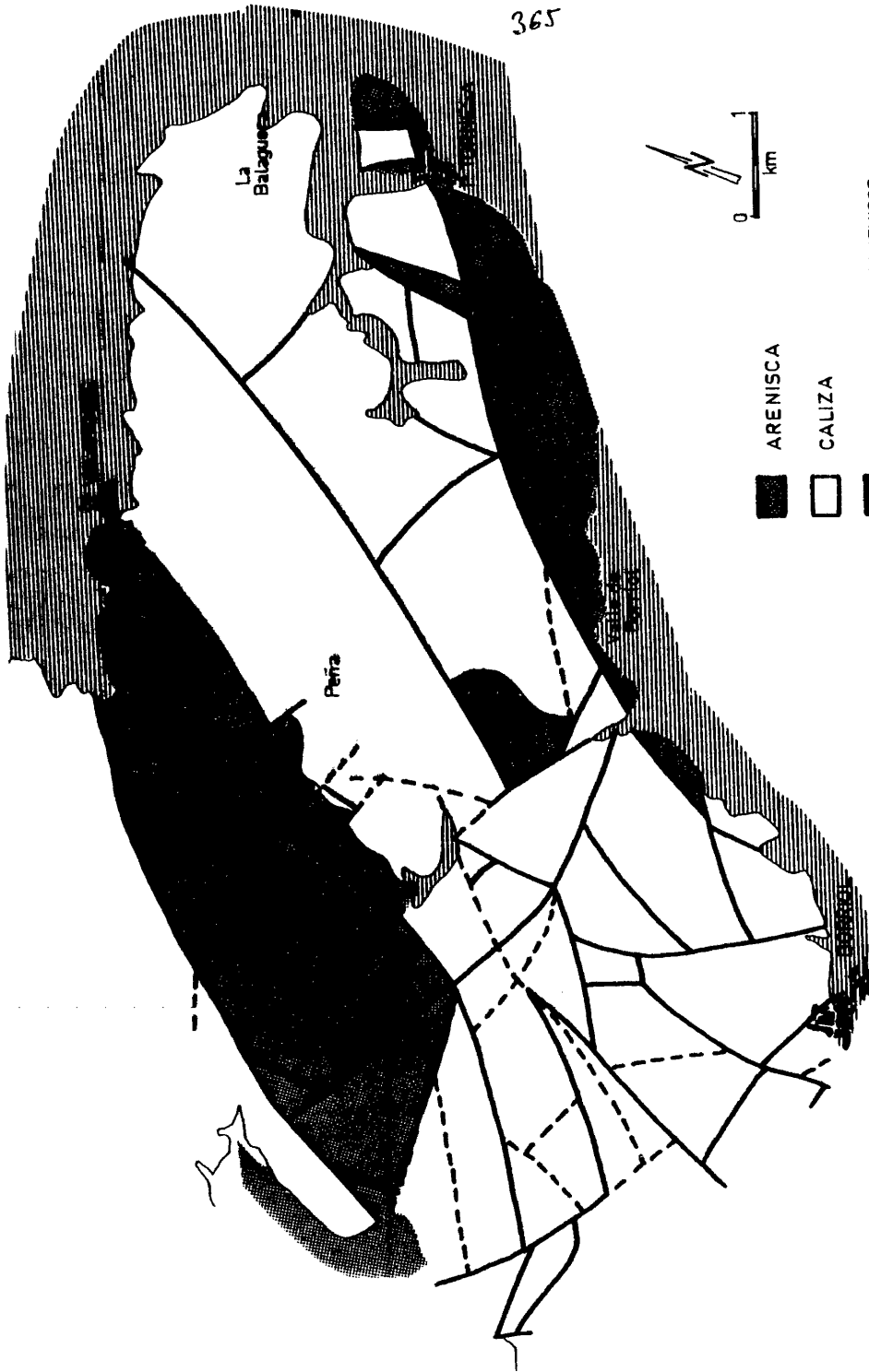
Chatiense-MIOCENO, discordante sobre el Mesozoico y con potencias muy variables aunque siempre reducidas.

- Conglomerados poligénicos y heterométricos con cemento calcáreo alternando con arcillas rojas. Todo ello buzanado alrededor de 10° debido a los movimientos rodánicos.
- Arcillas y arenas en dos pequeñas manchas en el Pla de Cabanes, posiblemente del Plioceno aunque faltan elementos que permitan garantizar la cronología.

Por fin, abundan los sedimentos del CUATERNARIO en facies detríticas y mostrando grandes potencias. Alternan los niveles de cantos de origen típicamente aluvionar y los de arcillas todo ello fosilizado en algunos tramos por costras calizas. Las ramblas actuales han supuesto por último la deposición de gran cantidad de cantos sueltos, heterométricos, normalmente calizos en sus lechos.

Como puede observarse, aunque nos hayamos centrado más en

los sedimentos solubles, existen materiales muy dispares que, lógicamente, dan respuestas diferentes a la erosión. Esta alternancia de litologías condicionará también la karstificación que aparece exclusivamente allí donde las circunstancias sean muy favorables, aspecto éste que tendremos ocasión de comentar en los capítulos sucesivos.



El Monte Negro: geología

ESTRUCTURA E HISTORIA GEOLOGICADensa fracturación que hace irreconocible las estructuras anteriores

Nos encontramos en el Monte Negro con un panorama estructural bastante complejo, perfectamente encuadrado por otra parte en el conjunto del Bajo Maestrazgo. Si prescindimos de los afloramientos paleozoicos, plegados y fracturados, que no nos interesan más que a nivel de referencia, lo primero que debemos señalar es que nuestros sedimentos están plegados de acuerdo con el resto del Sistema Ibérico. Estos pliegues, muy suaves, se produjeron, como respuesta a una presión procedente del SW. y tienen por tanto una dirección NW-SE.

Sin embargo el rasgo más característico de la estructura comarcal es la intensa fracturación que ha afectado posteriormente a todos estos materiales. Existen varias grandes fallas debidas a una distensión que, con dirección alpina y perfectamente paralelas a la costa⁽⁹⁾, escalonan los sucesivos macizos adquiriendo éstos la misma orientación⁽¹⁰⁾.

Estas grandes fallas orientadas en la dirección NE-SW, dado su gran salto (que a ambos lados del Monte Negro supera los 1000 m.) suponen una repetición de las series del interior hacia la costa: la falla del Valle de Borriol llega a poner en contacto el Aptiense superior con el Paleozoico. Por ello las fallas reper ten en la topografía no sólo por los escarpes que corresponden a los planos de fracturación sino también, indirectamente, por la distinta erosionabilidad de los materiales que entran en contacto.

Aparte de las ya mencionadas, existen multitud de fallas secundarias de mayor o menor importancia topográfica y estructural, que convierten nuestros macizos en auténticos mosaicos de horsts y fosas tectónicas. Tanto es así, que la intensa fracturación llega a hacer irreconocible, o, en todo caso, hace perder toda su significación morfológica, a los plegamientos ya mencionados en primer término.

Tanto la hidrología superficial como la profunda están ampliamente condicionadas en el Monte Negro por la existencia de las dichas fallas y por la alternancia de litofacies que implican. Por otra parte, los buzamientos también tienen, como ya veremos en su momento, cierta relación con la karstificación local aunque su papel en la morfología regional sea mínimo.

HISTORIA GEOLOGICA

Los materiales más antiguos que encontramos fueron plegados por los movimientos hercínicos durante la fase astúrica. Poco más podemos decir ya que, desgraciadamente, las numerosas e importantes lagunas estratigráficas que existen en nuestras series nos van a dificultar la reconstrucción completa de la Historia Geológica del Monte Negro y su entorno.

El Mesozoico se inicia con sedimentos detríticos transgresivos. El carácter de los mismos nos indica que, al menos durante el Buntsandstein, nos encontramos lejos del área fuente. Poco a poco, vamos pasando a facies progresivamente más marinas: calizas y dolomías del Muschelkalk que, a pesar de su escasa potencia, existen en toda la región. La transgresión triásica se cierra por fin

con las clásicas arcillas y evaporitas del Keuper.

Observamos la ausencia de sedimentos del Lías lo que puede indicar un período de emersión en el Monte Negro en relación con algún tipo de movimiento (todo ello muy localizado ya que el paso del Triásico al Jurásico es gradual y no muestra ninguna irregularidad en las hojas geológicas vecinas). Tras este breve paréntesis volvemos a encontrarnos sedimentos de origen marino con facies que varían entre litoral y nerítica. Sin embargo, los movimientos neo-kimméricos siguen produciéndose y muy pronto se patentizan con la emersión del que Canerot llama el "Umbral del Maestrazgo" (11), limitado de nuevo a una estrecha franja en la que se encuentra Villafamés. Esta emersión justifica la laguna estratigráfica con que nos encontramos hasta el Aptiense produciéndose una fase de intensa erosión. Por otra parte, este "Umbral del Maestrazgo" dividirá la cuenca sedimentaria en dos cubetas con caracteres propios, una hacia el NE., la que más nos afecta, y otra hacia el SW.

A partir del Barremiense y de forma gradual se inicia un nuevo período transgresivo que acabará por sumergir la totalidad del Umbral del Maestrazgo. A este período corresponden las calizas cretácicas del Monte Negro que, discordantemente, reposan sobre las berriasienses. Las facies de aquéllas demuestran que su deposición tuvo lugar bajo un régimen de mar abierto alcanzándose la máxima profundidad durante el Bedouliense, iniciándose además en toda esta zona un período de subsidencia.

La regresión se iniciará durante el Albense, que nos muestra unas facies típicas en este sentido a base de areniscas con

intercalaciones calizas .

Con posterioridad a todas estas deposiciones se harán sentir las fases más importantes de la orogenia alpina. Sin embargo, la ausencia de sedimentos anteriores al Mioceno nos impide reconstruir las secuencias de hechos que se pudieron producir. Ya hemos comentado anteriormente como en un principio se produce un plegamiento suave con ejes orientados de NW. a SE., seguido de otra fase de dirección alpina perpendicular a ésta. Todo ello es anterior al Pontiense, que yace discordante sobre los sedimentos anteriores, correspondiendo probablemente a la fase estírica. Sin embargo, las líneas maestras del relieve están definidas ante todo por intensa fracturación plio-cuaternaria⁽¹²⁾: aún en la actualidad se está produciendo una rápida subsidencia de amplias superficies. Simultáneamente, se inicia la abrasión de los nuevos relieves tendiendo las fosas tectónicas a colmatarse rápidamente con materiales detríticos y apareciendo algunos glaciares al pie de las sierras. Alguno de los sedimentos del Pla de Cabanes nos parecen indicar la existencia de un período más cálido y más húmedo que el actual (arcillas rubefactas⁽¹³⁾) durante el cual muy bien pudo iniciarse la karstificación del Monte Negro⁽¹⁴⁾.

EL CLIMA: DATOS DISPONIBLES PARA EL ESTUDIO

Contrariamente a lo que parecía lógico en una provincia con las características de la de Castellón y con municipios de la importancia de los nuestros existen pocos observatorios meteorológicos próximos al Monte Negro que nos suministren series de datos de suficiente continuidad y seriedad como para ser tenidos en cuenta. De todas formas, las características del clima de esta región son bastante homogéneas siendo sólo notable la rápida continentalización que sufre, por influencia del Sistema Ibérico, en cuanto nos alejamos de la costa. Por ello hemos recurrido a la serie de datos existentes de las estaciones de Castellón de la Plana, Puebla Tornesa, Villafamés y San Mateo que consideramos perfectamente representativos y que, pensamos, permiten abarcar todas las situaciones meteorológicas que podrían presentarse en el Monte Negro.

La serie de datos que nos ofrece la estación de Castellón de la Plana es, de lejos, la más completa de todas con la ventaja además de que al existir varios observatorios en la ciudad (hemos utilizado los datos de "Castellón. C.H.Júcar") ha sido posible confrontar aquellas cifras que podrían resultar dudosas por cualquier motivo. Del registro de Castellón hemos retenido los datos termopluviométricos de los años 1951 a 1979.

San Mateo está situado a 40° 29' N. y 0° 14' E. de Greenwich, a una altitud similar a la nuestra pero a una distancia ya importante del Monte Negro. Sin embargo, consideramos que puede resultar un útil indicador de las condiciones climáticas que ca-

racterizan al Bajo Maestrazgo (y basta observar los gráficos correspondientes para darse cuenta de que estas condiciones son bastante próximas a las de Castellón con lo que el margen de error no debe ser excesivo). De San Mateo hemos utilizado los datos de temperaturas y precipitaciones que, de forma discontinua, se han registrado entre 1951 y 1980.

En Puebla Tornesa, situada sobre el meridiano de Greenwich a 40° 06'N. existe un registro de precipitaciones que abarca los años comprendidos entre 1951 y 1975. Desgraciadamente los datos aparecen interrumpidos en excesivas ocasiones dificultándose las comparaciones y la obtención de medias.

Por fin, desde 1973, existe un observatorio termoplumiométrico en Villafamés, los datos son a todas luces insuficientes, e incompletos los años registrados, pero nos permiten comparar lo que ocurre en este municipio con lo registrado en Castellón y San Mateo. Las cifras y gráficas que damos de esta estación deben pues considerarse exclusivamente como indicativas.

El único factor que escapa en estas condiciones a nuestro control es el altitudinal. Entre Villafamés o Puebla Tornesa y la culminación del Monte Negro median casi 400 m. De todas formas, como ya veremos posteriormente, las temperaturas se mueven entre unos márgenes en los que un par de grados de diferencia no tienen gran importancia morfogenética por lo que el error en que incurrimos no reviste excesiva gravedad. Por otra parte el Monte Negro no constituye una barrera orográfica de suficiente entidad como para provocar demasiadas precipitaciones.

PRECIPITACIONES MODERADAS E IRREGULARMENTE DISTRIBUIDAS

Como ya hemos comentado, nos vamos a referir al hablar de las precipitaciones a los datos registrados en Castellón, Puebla Tornesa, San Mateo y, eventualmente, en Villafamés. Nos encontramos en un ambiente típicamente mediterráneo no sólo por nuestra proximidad a este mar sino también y, sobre todo, por el régimen de precipitaciones, tema que desarrollaremos en las próximas páginas. Las estaciones seleccionadas encajan perfectamente dentro del contexto regional donde los totales de precipitación van aumentando progresivamente del mar hacia el Alto Maestrazgo en bandas paralelas. Sin embargo, los totales que hemos obtenido en nuestras series son más elevados que los señalados por otros autores⁽¹⁵⁾ debido, probablemente, a considerar distintos períodos.

PRECIPITACION MEDIA ANUAL

Los promedios de precipitación que hemos obtenido en nuestras series oscilan entre los 473 mm. de Castellón y los 661 de San Mateo. Intermedias entre estas cifras deben considerarse las de Puebla Tornesa, Villafamés y Monte Negro. Las diferencias entre unas y otras deben imputarse, como ya hemos señalado, al alejamiento de la costa y continentalización progresiva del clima y, sobre todo, a la influencia del relieve; la mayoría de las grandes lluvias están asociadas al viento del E. ("al levant, l'aigua per davant") y descargan preferentemente en las fachadas orientales de las sucesivas alineaciones, cada vez más marcadas topográficamente hacia el interior⁽¹⁶⁾. En este sentido, y aunque los regis-

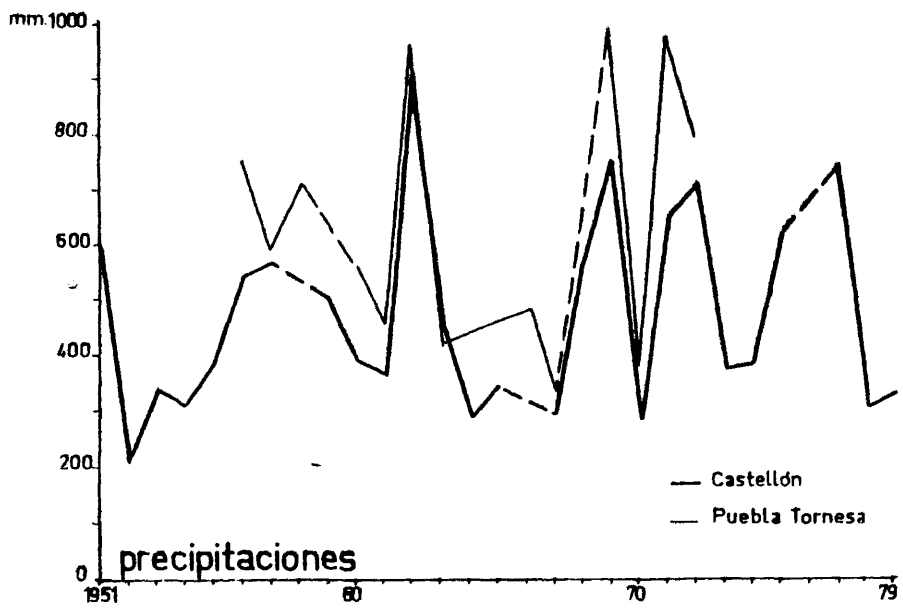
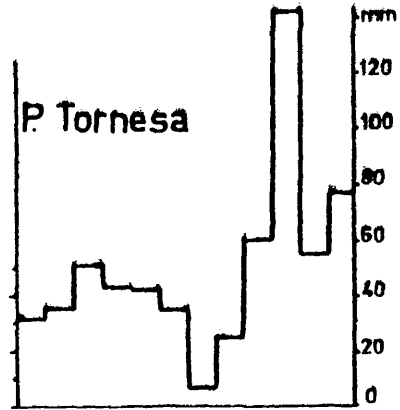
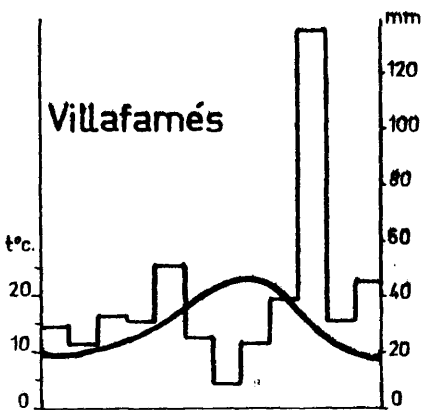
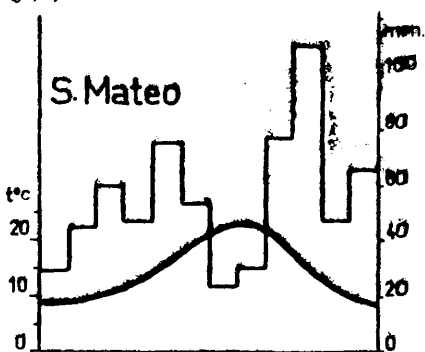
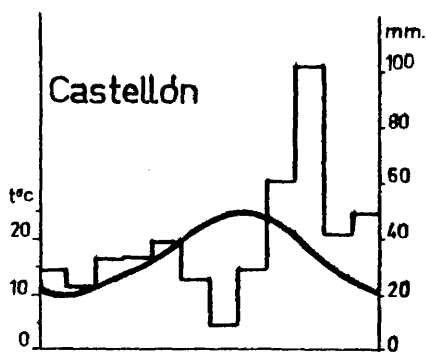
tros no coincidan más que durante unos meses, todo parece indicar que las precipitaciones en Villafamés (y, por extensión, en toda la vertiente NW. del Monte Negro) son inferiores a las de Puebla Tornesa (y a las de la falda mediterránea de nuestra sierra).

Los promedios considerados ocultan sin embargo una de las características más importantes de todo clima mediterráneo: la marcadísima variabilidad interanual existente. En Puebla Tornesa, en 1969 se recibieron 992 mm. mientras que durante todo el año siguiente no se llegaron a superar los 382. Las diferencias entre los más lluviosos y los más secos se observan claramente en el gráfico de precipitaciones adjunto: en Castellón pasamos de 218 mm. en 1952 a más de 900 en 1962⁽¹⁷⁾. Si dividimos el total de precipitaciones del año más húmedo entre el del más seco, obtenemos un índice de variabilidad de 4,2 en Castellón y de 2,9 en Puebla Tornesa (observatorio en que faltan los datos de varios años significativos).

Otro indicador rxpresivo de la variabilidad es que si bien las medias son las indicadas más arriba, las desviaciones típicas de los totales anuales de precipitación con respecto a las dichas medias son de 177,7 mm. en Castellón y de 221,5 en Puebla Tornesa. Ello supone respectivamente una desviación típica equivalente al 37,6 y al 36,5% del total de precipitaciones considerado.

Todo lo dicho hasta el momento nos demuestra hasta qué punto puede ser peligroso el ceñirnos exclusivamente a los promedios que pudieramos obtener, tema éste sobre el que ya volveremos

374



en el capítulo referente al balance hídrico y nos recuerda también la influencia importante que tienen los factores exposición y al-

	mm.	a:año más lluvioso	b:año menos lluvioso	a/b	σ_{n-1}
CASTELLON	472,8	920	218	4,2	177,7
P.TORNESA	606,6	992	340	2,9	221,5

titud en los climas mediterráneos.

DISTRIBUCION ESTACIONAL DE LAS PRECIPITACIONES

Un simple repaso a los climodiagramas adjuntos nos muestra que las precipitaciones están muy desigualmente repartidas a lo largo del año. En primer lugar llama la atención un máximo otoñal muy pronunciado, centrado en el mes de Octubre, que coincide con una gran frecuencia de situaciones de Levante. En todas las estaciones consideradas se alcanzan los 100 mm. en dicho mes superándose los 140 en Puebla Tormesa (en la que un total de 21 años de observación da una cierta garantía a la cifra). Este máximo otoñal, que no se produce todos los años, está muy condicionado por fuertes chubascos esporádicos como ya veremos en su momento.

Al final del invierno se produce normalmente un mínimo secundario de precipitaciones: 22 mm. en el mes de Febrero en Castellón que, a pesar de su importancia, no llega a suponer auténtica aridez ya que las temperaturas son moderadas en esta época. Las lluvias aumentan durante la primavera, sobre todo en los observatorios interiores (San Mateo, Villafamés) alcanzando cierta importancia en el mes de Mayo: San Mateo recibe durante este mes 75

mm.

Por fin, y entramos en la característica principal de los regímenes pluviométricos mediterráneos, durante los meses de vera no se produce un importante descenso de las precipitaciones. En el mes de Julio, el más seco, no se alcanzan los 10 mm. de lluvia más que en San Mateo, el más interior de nuestros observatorios. Duran te los meses estivales la escasez de agua es crónica en toda la re gión siendo frecuentísimos los veranos durante los que no llega a caer una gota en todo un mes. Esta situación de sequía se puede prolongar más o menos, según los casos, hasta que la aparición de chubascos violentos o tormentas da paso al otoño iniciándose de és ta forma un nuevo año hidrológico.

INTENSIDAD DE LAS PRECIPITACIONES, DIAS DE LLUVIA

Los totales de precipitaciones que ya hemos comentado se distribuyen entre un desigual número de días al año en unos y otros observatorios.

En Castellón es donde se produce el mayor número de días de lluvia, superándose los 84 anuales, cifra relativamente alta para su contexto regional. Sin embargo, en Puebla Tornesa, que recibe un total anual de precipitaciones muy superior, éstas se dis tribuyen a lo largo de 47 días escasos. Esto viene dado por la in tensidad de las lluvias, que si bien es importante en su conjunto varía estacional y espacialmente.

Los meses con mayor número de días de precipitación son Octubre en Castellón y Mayo en San Mateo aunque las diferencias observadas en este aspecto entre unos y otros meses no son excesi

vas. Como mínimo se registran cinco días de lluvia en cada mes de verano en Castellón y tres en San Mateo.

	mm.	días lluvia	días nieve	mm.día	mm.día Octubre	mm.día Enero
CASTELLON	472,8	84	0,4	5,6	11,8	4,6
P. TORNESA	606,6	46	0,9	12,9		
S.MATEO	661	50	1,8	12,7	27,4	6,7

Este aspecto de todas formas, igual que todos los demás que se refieren a la pluviometría, varía extraordinariamente de un año a otro: si en 1971 se produjeron precipitaciones durante 103 días en Puebla Tornesa la cifra desciende a 30 en varias ocasiones, observándose una variación similar en los demás observatorios.

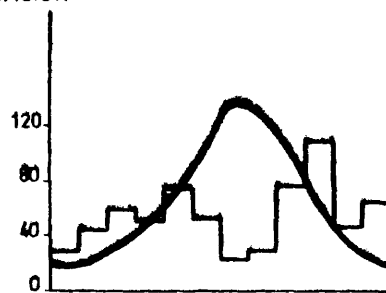
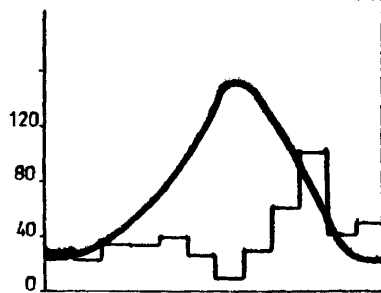
Una de las características más notables del clima mediterráneo es la frecuencia de los fuertes chubascos. Estos se producen durante todo el año cada vez que aparecen condiciones atmosféricas propicias aunque son especialmente frecuentes en otoño, lo que explica por otra parte el abultado total de precipitaciones del mes de Octubre (véase al respecto el cuadro anterior). Estos chubascos tienen, como ya expondremos posteriormente, un gran interés morfogenético y a la hora de elaborar un balance de agua disponible al cabo del año. Los meses invernales y del principio de la primavera son en cambio los que registran las precipitaciones más suaves y mejor distribuidas: 4,6 mm. por día en Castellón y 6,7 en San Mateo en Enero y 4,2 mm. en Castellón en Marzo.

Nº DIAS DE PRECIPITACION



□ NIEVE
 ■ LLUVIA

E.T.P. Y PRECIPITACION



Castellón

San Mateo

Son relativamente frecuentes también las grandes descargas de agua que pueden tener consecuencias catastróficas en toda la región. Media docena de veces se han registrado precipitaciones superiores a los 100 mm. diarios en Puebla Tormesa (en todos los casos durante el mes de Octubre) alcanzándose los 190 litros por metro cuadrado el 15-X-1962 y superando este valor el 4-X-1969. Aunque más raramente, también se alcanzan en Castellón valores de este tipo: 145 mm. el 14-X-1962. Este régimen de precipitaciones y, sobre todo, estos valores excepcionales tienen gran importancia en el desarrollo de algunas de las formas que describiremos a continuación.

PRECIPITACIONES EN FORMA DE NIEVE

Se produce en el Monte Negro y aparece reflejado en los observatorios circundantes en cierto número de días de nieve al año. La importancia relativa de las nevadas aumenta rápidamente hacia el interior de la provincia donde se llegan a alcanzar valores verdaderamente significativos. Así, y aunque no salgamos de la franja próxima a la costa, mientras que en Castellón hay un promedio de tan sólo 0,4 días de nieve al año, en Puebla Tormesa se alcanzan los 0,93 y en San Mateo 1,8.

Estas nevadas se producen principalmente en Enero y Febrero aunque en San Mateo se conocen desde Octubre hasta Abril. De todas formas, como ya hemos dicho, los valores que se alcanzan cerca de la costa son siempre limitados y la importancia morfológica de las nevadas es prácticamente nula. A falta de cifras útiles, si nos limitamos a relacionar el número de días en que se

producen las nevadas con el valor medio que alcanzan las precipitaciones diarias en cada mes obtenemos un total de unos 10 a 12 mm. anuales de nieve en el Monte Negro (cifra que en la realidad debe ser aún más reducida y que, obviamente, no tiene excesiva importancia). La suavidad de las temperaturas invernales en toda la provincia supone por otra parte que si bien las nevadas se producen con cierta periodicidad es muy raro que la nieve llegue a cubrir el suelo⁽¹⁸⁾.

LAS TEMPERATURAS:Veranos cálidos e inviernos benignos

Pra conocer la importancia de los recursos hídricos y del clima en general en la morfología del Monte Negro es necesario tener en cuenta las temperaturas existentes en una u otra época del año. Para ello utilizaremos básicamente los datos correspondientes a Castellón y a San Mateo. Probablemente las circunstancias que caracterizan el clima del Monte Negro, el único que nos interesa, sean intermedias entre las de estas dos estaciones (de hecho así parece deducirse de un exámen rápido de los escasos datos que poseemos de Villafamés).

La exposición es un factor importante que, unido a los cambios de altitud, no nos es posible controlar. Las precipitaciones son más intensas en las fachadas orientales que en las occidentales de las sierras. Hay que tener en cuenta en lo referente a las temperaturas que mientras que la vertiente SE. del Monte Negro recibe la brisa marina, la cara NW. está expuesta a los vientos procedentes de la Meseta y del Alto Maestrazgo, nevado durante largos meses... Podríamos aportar multitud de argumentos al respecto pero habida cuenta que no nos iba a ser posible remediar esta carencia de datos no merece la pena insistir en todo ello.

Las temperaturas medias de nuestra región oscilan, según los meses, entre los 10,5°C. y los 24,6 en Castellón y los 8,5 y 22,9°C. en San Mateo, cifras todas ellas que demuestran una gran suavidad del clima. Los meses más fríos son Enero en los observatorios del interior y Febrero, por la influencia del mar, en Cas-

tellón. Tras el invierno las temperaturas crecen lentamente hasta llegar a sus valores máximos en el mes de Agosto. En otoño el descenso es más rápido al coincidir con la llegada de la lluvia: Octubre es el mes en el que se produce el salto más brusco. La amplitud térmica es moderada en todos los casos: 14,1°C. en Castellón y 14,4, un poco más marcada en razón de los valores invernales, en San Mateo.

Donde apreciamos diferencias algo más notables es al comparar las medias de las mínimas y de las máximas de ambos observatorios. Mientras que la mediterraneidad de Castellón se manifiesta en lo próximas que están siempre mínimas y máximas (la diferencia entre la media de unas y otras es en Julio 7,8°C.) Los valores correspondientes al observatorio de San Mateo muestran una amplitud diurna mucho más importante (llegamos a los 15°C. de diferencia entre máximas y mínimas en el mismo mes de Julio). Las cifras dentro de su moderación, son más extremadas conforme nos alejamos de la costa: en San Mateo se alcanza un valor medio de las máximas en Agosto de 30,5°C. mientras que en Enero las mínimas no pasan de los 2,2°C.

Las heladas, motor de numerosos procesos morfogenéticos, existen en los tres observatorios considerados. Sin embargo, mientras que en Castellón hay un promedio de un mes con heladas cada dos años de registro, esta cifra sube hasta 4,1 meses anuales en Mateo. En Villafamés, con una situación intermedia, nos encontramos con 7-8 días de helada al año cifra bastante moderada y que explica la total ausencia de formas periglaciares actuales. Por

otra parte, estas heladas, que responden a oleadas repentinas de aire frío no suelen ser muy intensas: en Castellón no se ha descendido de -5°C . más que en una ocasión, el 11 de Febrero de 1956 alcanzándose entonces $-7,3^{\circ}\text{C}$. (que llegaron a ser -9°C . en San Mateo).

Una última característica de las temperaturas del Monte Negro es que éstas varían muy poco de un año a otro. La desviación típica de las medias mensuales es once meses inferior a $1,2^{\circ}\text{C}$. en Castellón alcanzándose la mayor homogeneidad en los meses estivales. En San Mateo sin embargo esta desviación aumenta considerablemente reflejando de nuevo, como ya hemos repetido varias veces, una mayor continentalidad. El gráfico de temperaturas puede por tanto considerarse como perfectamente representativo de la situación real. Ello no impide, por supuesto, que en multitud de ocasiones se den circunstancias excepcionales como las ya señaladas temperaturas mínimas absolutas o como las que representan los $39,5^{\circ}\text{C}$. que se registraron en Villafamés el 22 de Agosto de 1980 o los $38,8$ que se alcanzaron el 3 de Agosto de 1971 en Castellón.

BALANCE HIDRICO: ESCASA DISPONIBILIDAD DE AGUA PARA LA KARSTIFICACION

El cálculo del balance hídrico resulta especialmente delicado en el caso del Monte Negro dadas las características climáticas que ya hemos descrito. Existe un importante déficit de agua al cabo del año, sin embargo es evidente que ésta circula por los sistemas kársticos de forma permanente. Por otra parte, la utilización de promedios, necesaria para la obtención de nuestros índices se encuentra con el problema de que las medias no significan gran cosa dada la extraordinaria disparidad de los datos. Como comprobaremos más adelante, tampoco en este caso se puede generalizar abusivamente aplicando los índices de ETP o de Turc, de forma indiscriminada; cada año presenta una situación nueva.

El índice de déficit en la escorrentía de Turc, que se refiere a totales anuales, es de 443,2 mm. en el caso de Castellón y de 536,5 para San Mateo. Sin embargo, el cálculo de la ETP se el método de Thornthwaite nos arroja valores muy superiores: 873 y 783 mm. respectivamente, cifras muy por encima del promedio anual de precipitaciones. Como podemos comprobar en este caso, l

	T°C	mm.	I. TURC	E T P
CASTELLON	17	472,8	443,2	873
S.MATEO	15	661	536	783

dos índices se distancian bastante. Sin embargo, hasta este momento, no hemos tenido en cuenta la desigual distribución de precipitaciones a lo largo del año; la evapotranspiración real es muy

distinta de la potencial al faltar agua durante el verano: en Julio, el valor de la ETP. en Castellón es de 149 mm. mientras que las precipitaciones no llegan a 9. Solamente los meses invernales tienen un balance positivo (entre Octubre y Marzo en San Mateo y entre Octubre y Enero en Castellón). Este balance positivo invernal no es sin embargo suficiente para compensar las necesidades hídricas del suelo: la totalidad del agua que no se evapotranspira en el momento es absorbida no quedando, hablamos de medias, nada para la escorrentía. Este hecho es evidente sobre el terreno: no existe ningún curso permanente ni estacional de agua: las ramblas tienen tan sólo crecidas esporádicas que responden a situaciones muy concretas.

Todo lo dicho hasta el momento se refiere exclusivamente a lo que podemos deducir del estudio de las medias cuando, como hemos dicho en varias ocasiones, la variabilidad de los datos de un año a otro es extrema. Son frecuentes las trombas de agua otoñales que superan ampliamente la capacidad de infiltración del suelo en un momento dado, aunque luego, al trabajar con los totales anuales, la evapotranspiración potencial supere el total de precipitaciones. Así, los 394 mm. que recibió Castellón en Octubre de 1962 o los 466 que cayeron sobre Puebla Tormosa en el mismo mes de 1969 suponen un excedente momentáneo de agua que pasa a formar parte de la escorrentía superficial -crecidas de las ramblas- o de la circulación profunda.

Analizando sucesivamente la totalidad de los años de registros pluviométricos con que contamos, obtenemos, al tener en

cuenta estas crecidas, un promedio de agua disponible de 50,7 mm. en Castellón y 162 en San Mateo cifras que deben aproximarse bastante a la realidad.

	TURC	E T P casos excepcionales	
CASTELLON	296	0	50,7
S. MATEO	124	67	162

TOTAL DE AGUA DISPONIBLE SEGUN SISTEMAS UTILIZADOS

Como se puede observar, y dependiendo de la precisión de las fuentes, podemos afinar más o menos aunque las cifras que obtenemos con uno u otro método mantienen siempre una cierta proximidad. A efectos de nuestros cálculos, consideraremos que la última de las tres cifras obtenidas, la que tiene en cuenta la variabilidad interanual, es la más próxima a la realidad. Con ello, la cantidad de agua disponible en el Monte Negro se situaría entre los 50,7 mm. anuales y los 162 (ya hemos comentado como nos encontramos en una situación intermedia entre las estaciones de Castellón y de San Mateo), toda ella durante los meses de otoño e invierno.

EL CLIMA AGENTE MORFOGENETICO:Procesos de medios áridos y lenta evolución de la caliza

El análisis del clima del Monte Negro nos sitúa inmediatamente en un medio morfogenético con una dominante de carácter subárido muy marcada. Nos interesa a este respecto señalar los siguientes hechos:

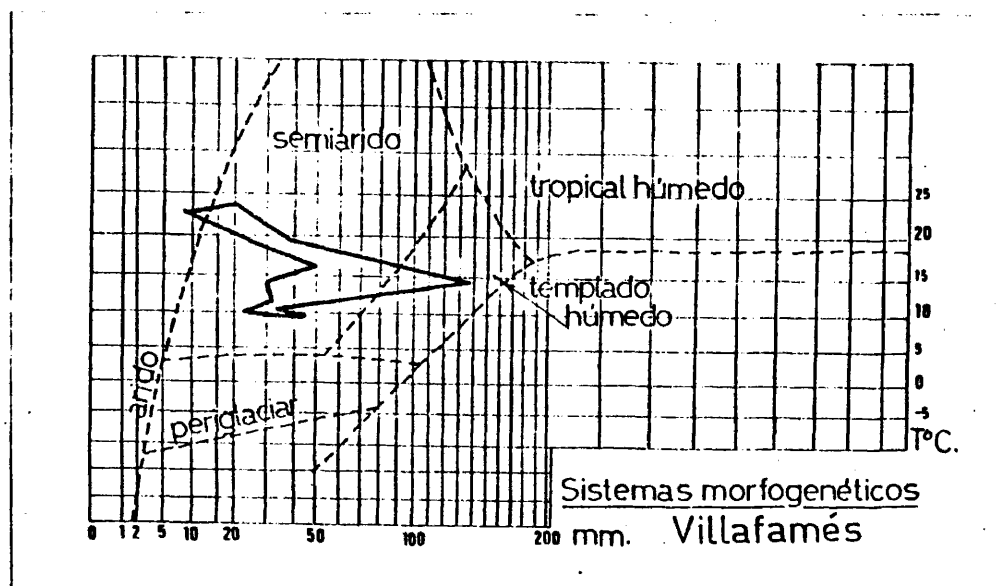
Las temperaturas se caracterizan por ser muy suaves durante el invierno (ninguna media mensual baja de los 10,5°C. en Castellón). Ello conlleva la total ausencia de formas periglaciares actuales. No existen en el Monte Negro acumulaciones significativas de gelifractos ni, por supuesto, ningún tipo de fenómeno que afecte al suelo.

En cuanto a las temperaturas estivales, sin alcanzar valores excesivos, pueden considerarse como elevadas: la media de las máximas ronda los 30°C. y se conocen oleadas de calor intenso. Ello significa que la evaporación es muy importante coincidiendo con los meses en que la pluviometría desciende a sus valores más bajos. Existe en verano un acentuado déficit de agua, hasta el punto que el mes de Julio puede considerarse en Castellón como "árido" dentro del esquema propuesto por Wilson⁽¹⁹⁾.

Las precipitaciones, en general, son escasas en relación con la temperatura. Como ya hemos dicho, el total de las lluvias del año no llega normalmente a compensar la evapotranspiración y los meses de verano se caracterizan por su sequedad extrema.

Las lluvias por otra parte se producen muy irregularmente y pueden alcanzar una gran violencia lo que, de nuevo, nos recuer

da las características de los climas áridos. Este tipo de precipitación condiciona el régimen pluvial, muy irregular y sometido a bruscas crecidas, dando además a los ríos un gran poder de erosión



y de transporte. En las vertientes, la alternancia de períodos secos y fuertes chubascos facilita la denudación siendo muy raros en el Monte Negro los suelos bien desarrollados (o bien conservados: la degradación reciente, en la que los incendios forestales desempeñan un importante papel, es intensísima). Los fenómenos bioquímicos, en general, no llegan a tener excesiva influencia en la morfología.

FENOMENOS MORFOCLIMATICOS EN EL MONTE NEGRO

Como consecuencia de una prolongada erosión, que prosigue en la actualidad bajo las condiciones ya comentadas, ha aparecido un relieve diferencial claramente condicionado por la litología: en un medio árido o subárido la caliza es muy resistente a la erosión y da lugar a relieves residuales muy destacados de su entorno; en nuestro caso además, el juego de horsts y fosas tectónicas ha contribuido a destacar aún más ciertos escarpes con lo que la caliza aparece siempre en resalte en todo el Bajo Maestrazgo. Tal es el caso del Monte negro y de su prolongación hacia el NE., el Gairón.

En un ambiente morfoclimático como el nuestro las vertientes calizas evolucionan con gran lentitud (la disgregación y gelificación son de escasa importancia y la karstificación no cuenta con agua suficiente como para alterar la superficie de forma apreciable), sin embargo, la intensidad de las precipitaciones confiere un gran poder a la arroyada. Aunque quedan algunos sectores del Monte Negro en los que la escorrentía no está perfectamente organizada, lo que debemos poner seguramente en relación con los glaciares plio-cuaternarios que circundan algunos de nuestros macizos, la arroyada está jerarquizada a base de una red bastante tupida de ramblas y "barrancos"⁽²⁰⁾ de mayor o menor entidad. En caso de producirse precipitaciones importantes las ramblas entran en funcionamiento siendo capaces de arrastrar en unas horas gran cantidad de aluviones. La erosión de las ramblas es de gran efectividad y del poder de arrastre de las mismas nos hablan los sedimentos con

que se han ido rellenando todas las fosas tectónicas de la región (21).

Por fin, hay que señalar que nos han llegado algunas formas antiguas, totalmente desligadas de los procesos actuales pero prueba de condiciones climáticas áridas: quedan, como ya hemos mencionado, restos muy disecados de glaciales alrededor del Pla de Cabanes. Sobre ellos se han inscrito las ramblas haciéndolos, sobre todo en el sector que estudiamos, totalmente irreconocibles. También nos han llegado abundantes restos de costras calizas intercaladas entre los sedimentos cuaternarios⁽²²⁾. Estas costras, algunas de las cuales han sido exhumadas y están siendo desmanteladas en la actualidad, dificultan en algunos puntos la infiltración o la erosión superficial. Son los restos de costras especialmente abundantes en las depresiones, asociadas a niveles arcillosos o arenosos.

RELACION ENTRE EL CLIMA LA HIDROGRAFIA Y EL KARST

Como se puede deducir de todo lo que hemos visto hasta el momento, las condiciones climáticas no son, de entrada, excesivamente favorables al desarrollo de la karstificación: el agua escasea, apareciendo durante los veranos situaciones de auténtica aridez y, asociado a ello, existe una intensa evaporación, principalmente durante los meses centrales del año. Por otra parte, y como conclusión del capítulo referente al clima, calculábamos que el agua disponible al cabo del año oscilaba en torno a los 100 mm. Sin embargo, este agua, procedente de fuertes chubascos estacionales, circula a gran velocidad -recordemos las características de las ramblas- y muy poca cantidad de ella logra disolver o filtrarse a través de la caliza.

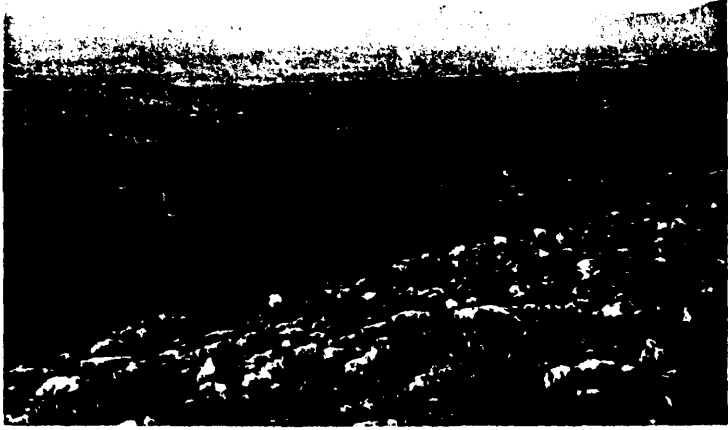
Estos caracteres expuestos para el Monte Negro pueden extenderse a la práctica totalidad de los karsts circummediterráneos; la problemática clima actual-karstificación ha sido tratadísima por numerosos autores⁽²³⁾ que, generalmente, admiten una evolución actual lenta que se limitaría a retocar formas antiguas⁽²⁴⁾. Sin embargo, y aunque de entrada admitamos todo esto, volveremos posteriormente a insistir en este tema, el agua circula de forma hipogea y las elevadas temperaturas medias reinantes permiten que la disolución subterránea, difícil de evaluar al perderse en el mar la mayor parte del agua que circula en acuíferos profundos, sea importante⁽²⁵⁾... No todo resulta negativo, la karstificación actual es evidente aunque resulte poco efectiva.

Otro hecho interesante, que también hemos rescatado ya,

es que bajo las condiciones actuales las formas perduran mucho tiempo, aunque hayan dejado de funcionar. En ocasiones es muy difícil distinguir los fenómenos actuales y los antiguos al conservarse éstos intactos a veces desde el Terciario⁽²⁶⁾. El clima actual dificulta la evolución del karst y favorece simultáneamente la conservación de las formas existentes.

En cuanto a una posible interferencia entre formas climáticas áridas o subáridas y las kársticas, no parece, en caso de existir, suponer problema alguno. Las ramblas no llegan a adquirir un desarrollo excesivo sobre las calizas aunque a lo largo de los talwegs, más o menos organizada la escorrentía, existen numerosos sumideros. En cuanto a las acumulaciones detríticas que depositan los torrentes, son perfectamente permeables: el agua se filtra a través de ellas, y a través del conjunto de sedimentos del Pla de Cabanes en general, y alcanza la caliza a la profundidad a la que esta se encuentre iniciándose entonces la karstificación⁽²⁷⁾. Las costras calizas, por fin, dificultan localmente, pero en ningún caso impiden, la infiltración. Además, están situadas en la periferia del Monte Negro, en el valle de Borriol, Pla de Cabanes u otros puntos que no nos interesan al no ser karstificables.

El clima, en conclusión, no dificulta la disolución más que por su característica escasez de agua, sobre todo en superficie, por lo demás, no parece existir una interrelación clara entre factores y formas climáticas y kársticas.



Pla de Cabanes



Rambla Carbonera

ANALISIS DE FORMAS KARSTICAS:Pobreza de las manifestaciones actuales

No existen en el Monte Negro formas kársticas espectaculares ni superficiales, ni, que sepamos, profundas. Las circunstancias, ya lo hemos visto, no son excesivamente propicias para el desarrollo actual del karst y el conjunto de la sierra no parece, a primera vista, karstificado. Sin embargo, un examen más profundo nos permitirá observar numerosos fenómenos que nos obligan a reconsiderar esta primera impresión: si la mayor parte del agua disponible circula superficialmente ello es debido a que las precipitaciones son muy violentas y los cursos sufren crecidas lo suficientemente importantes como para que el agua no pueda ser absorbida en unos pocos hectómetros. De todas formas, aunque exista una red perfectamente jerarquizada y organizada de drenaje superficial, se produce una importante absorción: el "Río de Borriol", y nos remitimos a los topónimos, se convierte en "Río Seco de Borriol" en cuanto llega a los afloramientos calizos; su escaso caudal es enteramente absorbido sin que sea posible situar un sumidero concreto. Existe infiltración por multitud de lugares y las diversas fuentes que circundan el Monte Negro son prueba de que la circulación kárstica es importante. Por fin, los suelos son capaces de absorber una cantidad considerable de agua que también contribuirá a la karstificación: la mayor parte de los lapiaces son cubiertos. Este último aspecto es muy difícil de evaluar pero desempeña un papel nada despreciable a juzgar por las formas visibles en la actualidad.

FORMAS DE ABSORCION

EL LAPIAZ

Es el lapiaz la más extendida, desarrollada y evidente forma de absorción del Monte Negro. El lapiaz aparece allí donde el suelo ha sido erosionado y, en general, cada vez que aflora la caliza en una disposición más o menos favorable.

El tipo de lapiaz más extendido es el RUNDKARREN es sus diversas modalidades, que ha sido total o parcialmente exhumado tras formarse bajo una capa de suelo. Aparece el Rundkarren, en superficies poco inclinadas y en rellanos estructurales, bastante evolucionado, hasta el punto de hacer prácticamente irreconocible en algunos casos la superficie original, y dando una microtopografía en la que los únicos resaltes existentes son pequeños relieves residuales de unos decímetros de altura. La profundidad máxima de los surcos es de 20-30 cm. aunque normalmente resulta difícil de evaluar al aparecer parcialmente cubiertos de suelo. Este permite el desarrollo de la vegetación que, a su vez, facilitará la disolución posterior de la caliza que aún permanezca cubierta.

En algunos lugares el rundkarren parece ser bastante antiguo, a juzgar por su meteorización posterior o por estar desconectado de la topografía del entorno. Incluso se da el caso de que los fragmentos rocosos residuales que ha dejado el rundkarren lleguen a servir de soporte a un rillenkarrren actual⁽²⁸⁾.

Otro tipo de lapiaz abundante en el Monte Negro es el HOHLKARREN que, como el anterior, también se forma bajo suelo. Este característico lapiaz cavernoso es muy frecuente en toda la

sierra sin que parezca depender de uno u otro tipo de pendiente. Cabe reseñar que el hecho de que el höhlkarren sea visible en numerosos lugares implica una erosión actual del suelo, fácil por otra parte de constatar.

El höhlkarren muestra oquedades de muy variadas formas y dimensiones, en algunos casos relacionadas claramente con raíces aunque normalmente fruto de la corrosión y afecta a una profundidad de la roca difícil de evaluar pero que en ocasiones, aprovechando diaclasas, puede alcanzar 1,5 m.⁽²⁹⁾. En cuanto a las oquedades que caracterizan este tipo de lapiaz, aparecen frecuentemente llenas de arcillas rojas a pardas y tienen unos diámetros que si bien no suelen superar un centímetro pueden alcanzar en ocasiones 4-5 cm.

Los dos tipos de lapiaz que acabamos de describir, el rundkarren y el höhlkarren aprovechan para su desarrollo la existencia de numerosas microdiaclasas apareciendo toda clase de formas de transición entre los mencionados tipos y el KLUFTKARREN. Este último abunda tanto bajo suelo como libre aunque se desarrollo suele ser limitado y no llega a representar una verdadera alteración de la topografía. El kluftkarren es importante en los escarpes donde contribuye a la aparición de relieves ruiformes y donde de la karstificación de las diaclasas de decompresión ha aislado pequeños pináculos residuales. En otros casos, el kluftkarren fragmenta la superficie rocosa favoreciendo el crecimiento de la vegetación en los intersticios aunque lo más frecuente es que su escaso desarrollo le haga pasar desapercibido en un examen superficial.



Rillenkarren sobre rundkarren



Höhllkarren



En profundidad, frecuentemente bajo suelo, el kluftkarren puede adquirir cierto desarrollo. En este caso al karstificarse si multáneamente las diaclasas y los planos de estratificación, aproximadamente perpendiculares a aquellas, la roca llega a presentar un característico aspecto de enladrillado que, si no se refleja excesivamente en superficie, permite la infiltración rápida del agua hasta una profundidad considerable. En todo caso, y como ya comentamos al principio, el kluftkarren aparece asociado a los otros tipos de lapiaz cubierto sin una solución de continuidad que permita diferenciar claramente entre unos y otros.

Por último, el único tipo de lapiaz descubierto que llega a alcanzar cierto desarrollo en el Monte Negro es el RILLENKARREN, incluso superponiéndose a los anteriores, lo que por otra parte nos da una cierta garantía de actualismo. El rillenkarrén muestra una gran homogeneidad en todos los casos: surcos de 1,5 a 2,5 cm. de anchura, escasa profundidad, crestas intermedias agudas... Se desarrolla preferentemente en superficies muy inclinadas (que llegan a ser subverticales en aquellos casos en que su soporte son microrelieves residuales dejados por otros tipos de lapiaz) y su longitud, difícil de evaluar por aparecer raramente completos, no suele superar los 25-30 cm. Este tipo de lapiaz que abunda en toda la sierra, no significa sin embargo más que un retoque muy superficial de la roca; la infiltración está mucho más relacionada con el kluftkarren o con los lapiaces que se desarrollan bajo suelo.

Existen en el Monte Negro otros tipos de lapiaz aunque



Kluftkarren



Rundkarren

al manifestarse solamente en algún punto concreto no nos vamos a detener excesivamente en ellos. Así, son destacables algunas acana laduras de rinnenkarren, en relación con la escorrentía superficial y la presencia de kamenitzas, parcialmente recubiertas de suelo y vegetación en rellanos, que normalmente coinciden con el fondo de ciertos barrancos.

En resumen, y como conclusión, podemos destacar el desarrollo relativamente importante de aquellos tipos de lapiaz que se forman bajo suelo, y que por el mismo motivo no siempre resultan visibles, mientras que las formas libres se mantienen siempre dentro de unos márgenes moderados. Ello es probablemente debido a que la vegetación y los suelos mantienen la humedad durante bastante tiempo mientras que la evaporación y la escorrentía superficial son demasiado rápidos para que el agua llegue a actuar de modo apreciable al aire libre.

DOLINAS

Son varios los autores que mencionan la existencia en el contorno del Mediterráneo de karsts en los que no hay dolinas o en los que éstas cumplen un papel muy secundario⁽³⁰⁾. Este sería el caso del karst del Monte Negro en el que las dolinas son prácticamente inexistentes⁽³¹⁾.

Las únicas formas asimilables a las dolinas que podemos observar son rellanos en las pendientes recubiertos de arcilla y de suelo con un promedio de 30-50 m. de diámetro y que actúan como formas de absorción aunque no lleguen a ser auténticas depresiones. Estas pseudodolinas suelen estar cultivadas, de hecho contie-

nen los mejores suelos del Monte Negro, y aparecen entre la Balaguera y la Atalaya y, sobre todo, entre el Mas de Cantó y el Tosal Blanch.

Existen aparte de las anteriores auténticas dolinas en algunas zonas llanas, sobre todo coincidiendo con la culminación de la sierra, aunque su escasísimo desarrollo (unos pocos metros de diámetro y decímetros de profundidad) hace que desempeñen un papel morfológico y topográfico insignificante.

SUMIDEROS

Ya hemos mencionado cómo el agua del Río de Borriol llega a perderse en su totalidad o cómo existe una importante escorrentía subterránea. Todo ello se debe a la existencia de abundantes sumideros, normalmente relacionados con los lapiaces o las dolinas que absorben parte del agua disponible del Monte Negro.

No existen en el Monte Negro sumideros espectaculares ni excesivamente desarrollados; ya hemos comentado que el drenaje se verifica por una red subaérea más o menos desarrollada y que los diversos cursos van perdiendo progresivamente parte del caudal dada la presencia de abundantes puntos de absorción a lo largo de sus respectivos talwegs. Hay que tener en cuenta además que las depresiones y fondo de los barrancos suelen estar parcialmente fosilizadas por sedimentos recientes y que los sumideros, en el caso de existir, están recubiertos por ellos, lo que no impide, por supuesto, que sigan actuando.

Las formas visibles coinciden normalmente con zonas especialmente fracturadas: gran parte de los sumideros se han desarro-

do sobre cruces de diaclasas o aprovechando la interferencia existente entre fracturas y planos de estratificación⁽³²⁾. En este punto tenemos que volver al kluftkarren; ciertos lapiares actúan de sumideros y no resulta fácil diferenciar unos de otros habida cuenta el escaso desarrollo aparente de ambos tipos de fenómenos.

El hundimiento de algunas bóvedas subterráneas, caso de las Cuevas del Tosal de la Font, permite la absorción de agua por el pozo correspondiente. Sin embargo, al no coincidir con vaguada ni con lugares en que se concentre la escorrentía, esta absorción es poco importante en relación con la del conjunto del macizo y en relación con el desarrollo de las citadas cuevas.

POLJES

Antes de entrar de lleno en este tema sería preciso aclarar el concepto mismo de "polje"⁽³³⁾. Si admitimos que el origen de este tipo de formas puede ser enteramente tectónico, con tal de que su circulación actual reúna ciertas características, el Monte Negro, está rodeado por extensos poljes, o, al menos, por valles con ciertas características próximas a las de los poljes⁽³⁴⁾:

Las últimas fases del movimiento alpino fracturaron extraordinariamente los materiales del Bajo Maestrazgo y como consecuencia de ello aparecieron numerosas y profundas fosas tectónicas algunas de ellas sin salida al mar. Es cierto que inmediatamente, según se producía la subsidencia, se iban colmatando con sedimentos detríticos y que, tal y como estos parecen demostrar la escorrentía fue siempre superficial. Sea como fuere, en la actualidad, grandes depresiones calizas de origen tectónico están fosilizadas por un

considerable espesor de sedimentos recientes. Sin embargo, estos últimos son perfectamente permeables y la mayor parte del agua se infiltra a través de ellos para circular de forma kárstica al encontrarse con las calizas a la profundidad a la que éstas se encuentren (35).

En nuestro caso concreto, el Pla de Cabanes absorbe la práctica totalidad del agua que le llega (sólo las grandes riadas conllevan una escorrentía superficial). Este agua circula a una profundidad moderada en un principio, lo que explica la abundancia de norias y pozos en los alrededores del arco romano de Cabanes, pero progresivamente va alcanzando mayores profundidades. Al encontrarse con la caliza, y aprovechando la fracturación, el agua atraviesa varias alineaciones para, por fin, desembocar en el mar (36). La circulación subterránea, kárstica en sus últimos tramos, tiene una gran importancia si nos fijamos de las cifras disponibles: el caudal absorbido del río de Borriol es superior a los 100 l/sg. y cada año, 285 Hm³ de agua van a parar directamente al mar en la provincia de Castellón. (37)

Existen otras varias depresiones con las características de las que acabamos de describir: el Valle de Borriol y el de la Rambla de la Viuda. a la altura del embalse de María Cristina son sendos "seudopoljes" con funcionamientos hidrológicos similares al del Pla de Cabanes. La intensa fracturación y la presencia de materiales insolubles e impermeables puede complicar la circulación en algún punto determinado pero en conjunto, el esquema es siempre el mismo.

FORMAS DE CONDUCCION

No existen formas de conducción subaéreas de origen exclusivamente kárstico; algún barranco profundo en la vertiente SE. del Monte Negro muestra señales inequívocas de disolución pero su origen se debe mucho más a una erosión de tipo torrencial aprovechando una fractura que a procesos kársticos (aunque en este caso nos encontramos con una situación concreta en la que no hay casos alógenos: en otras circunstancias existen en la región importantes cañones kársticos).

La circulación subterránea tiene sin embargo una gran importancia aunque nos sea prácticamente desconocida: ya hemos comentado como el agua absorbida en los grandes valles que circundan a Monte Negro es evacuada subterráneamente a través de las calizas fisuradas. Evidentemente no conocemos ninguno de estos conductos profundos. Por otra parte, ya hemos visto también que los sumideros, al igual que ocurrirá con las formas de emisión, son de reducidas dimensiones y por lo tanto impenetrables... El estudio de las características de las formas subterráneas de conducción debe basarse pues en un reducido número de fenómenos observables.

La única cavidad que presenta cierto desarrollo en el Monte Negro es la CUEVA DEL TOSAL DE LA FONT, muy próxima a Villa famés. La citada cueva se ha desarrollado sobre una fractura su vertical apareciendo además algunos escalones o rellanos en relación con la estratificación. Por ello existe una dominante vertical sucediéndose rampas, cuya inclinación depende de las acumulaciones posteriores, y pequeños pozos. Las galerías, sobre todo l

superiores, son estrechas y altas aunque el plano del conjunto se vé complicado por las formas clásticas o de reconstrucción.

A lo largo de la evolución de la cueva y como podemos deducir de la observación de las concreciones, se han producido, al menos, dos períodos de derrumbes bastante generalizados, causantes de las acumulaciones de clastos y grandes bloques que existen en la misma, seguidos de otros tantos períodos de concrecionamiento. Asimismo, se pueden observar fenómenos de corrosión y de decalcificación generalizados en toda la cavidad.

La entrada actual, de reducidas dimensiones, es el resultado de un hundimiento en un punto en que la bóveda se acercaba excesivamente a la superficie mientras que el final del recorrido coincide con un curso de agua de cierta importancia, posiblemente en relación con la fuente de la plaza de Villafamés⁽³⁸⁾.

En cuanto a la cronología de todos estos procesos, habiéndose desarrollado la cueva sobre fracturas tardi-alpinas bien definidas, su edad debe ser lógicamente menor que la de aquéllas; por otra parte, recientes descubrimientos arqueológicos parecen demostrar que ya existía al final del Pleistoceno inferior⁽³⁹⁾ por lo que, en cualquier caso, su origen y evolución principal tienen una cierta antigüedad⁽⁴⁰⁾.

Próxima a la anterior, existe otra cavidad, también provocada por un derrumbamiento, de escaso desarrollo pero de similares características a las de la del Tosal de la Font: concrecionamientos antiguos en ocasiones fosilizados por sedimentos posteriores, acumulaciones clásticas originadas por sucesivos derrumbamien

tos, decalcificación... Aunque no sea este su origen, actúa en este momento como sumidero de una pequeña dolina y sus conductos aparecen obstruidos por sedimentos aparentemente recientes de matriz fina y por las antedichas acumulaciones clásticas.

Por fin existen varias covachas al pie de diversos escarpes, antiguas formas de absorción o emisión hoy colgadas pero prueba de la antigüedad de la karstificación del Monte Negro. Normalmente coinciden con fallas y algunas veces son capaces de alcanzar dimensiones de cierta consideración.

Aunque las cavidades que conocemos no son excesivamente numerosas, es muy probable que existan otras muchas: el Monte Negro es muy permeable dada su fracturación y en toda la región abundan las cuevas; cerca de Villafamés, aunque fuera ya del área que nos hemos marcado, la Cueva de Boliminí tiene un desarrollo muy importante y la Cueva de San José, en Vall de Uxó, que en muchos aspectos se aparece a las nuestras, atrae cada año a miles de turistas. Si el karst superficial está pobremente representado, podemos observar cómo el subterráneo tiene cierta importancia.

FORMAS DE EMISION

La mayor parte del agua absorbida en el Monte Negro y la práctica totalidad de la que lo es en el Pla de Cabanes desemboca en el mar tras un profundo recorrido kárstico⁽⁴¹⁾. Las resurgencias submarinas a que dan lugar nos son desconocidas -aparte de que se salen del interés del presente trabajo-. Sin embargo, existe en la sierra que nos ocupa un cierto número de fuentes kársticas interesantes.

Las surgencias del Monte Negro no sobrepasan normalmente la docena aunque en épocas lluviosas aparecen numerosas fuentecillas por toda la sierra. Topográficamente suelen situarse al pie de los relieves principales, de los grandes escarpes y, sobre todo, en el fondo de valles y barrancos. Ello se debe a que tanto los relieves, normalmente producidos directa o indirectamente por fallas, como los escarpes y valles son en el Monte Negro consecuencia de la fracturación. Toda la escorrentía subterránea depende de la densísima red de fracturas que permeabiliza el roquedo y las surgencias, evidentemente, suelen coincidir con ellas: a lo largo del contacto por falla entre calizas y areniscas que se produce en toda la fachada NW. del Monte Negro existen numerosas fuentes (entre ellas las que alimentan al municipio de Villafamés). Asimismo deben su emplazamiento al campo regmático la Font del Lleó, en la Balaguera, las Fuentes de Puebla Tornesa y Borriol y la mayoría de las surgencias menores que abundan en el SW. de la sierra.









También dependen las fuentes de la litología: existen numerosas zonas de contacto entre calizas y dolomías, solubles y permeables por fracturación y areniscas o pizarras no karstificables. Estos contactos muchas veces se producen por fallas lo que les hace ser especialmente favorables a la reaparición del agua.

En lo que respecta al caudal y periodicidad de estas fuentes dependemos del régimen de lluvias del Bajo Maestrazgo: el suministro de agua suele estar garantizado en los tres municipios que bordean el Monte Negro al unirse el líquido procedente de las resurgencias y el que se extrae en numerosos pozos. Sin embargo,

Los períodos de sequía, e, incluso de restricciones, son muy frecuentes. Los estiajes son muy marcados y al final del verano las únicas fuentes que mantienen cierto caudal son las de los pueblos. En todo caso, el Monte Negro parece retener una considerable cantidad de agua almacenada ya que aún en el caso de sequías muy prolongadas y agudas algunas fuentes privilegiadas siguen emitiendo.

El caudal de las fuentes oscila mucho de uno a otro año y de uno a otro caso pero puede llegar a ser considerable: la "Fuente Grande" de Borriol emite 100 litros por minuto y la "Fuente de la Sierra", próxima a Villafamés sobrepasa los 40 litros⁽⁴²⁾.

Ninguna de las surgencias del Monte Negro, por último, ha supuesto la aparición de cantidades apreciables de tobas o de algún tipo de forma característica.

-  CALIZA
-  MATERIAL NO KARSTIFIC.
-  LAPIAZ
-  SUMIDERO
-  CUEVA
-  SURGENCIA
-  ESCARPE
-  RAMBLA



El Monte Negro: morfología

RELACION ENTRE TOPOGRAFIA Y KARSTIFICACION EN EL MONTE NEGRO

Tenemos que distinguir en este capítulo entre las posibles influencias que altitud y exposición tienen en la karstificación y aquellos otros hechos que pudieran estar en relación con las pendientes y con su localización.

En el primer caso, no creemos que el factor altitudinal pueda tener una importancia excesiva para el karst: los desniveles son moderados y su influencia en temperaturas y precipitaciones no ha de ser, tal y como ya expusimos en su momento, muy marcadas. Es posible, sin embargo, que la exposición desempeñe un papel más importante: la vertiente SE. del Monte Negro es más húmeda por la proximidad del mar en esa dirección y, probablemente, bastante más lluviosa que la vertiente NW., orientada hacia el interior de la Península⁽⁴³⁾. Si además tenemos en cuenta que por los mismos motivos y por ser una solana las temperaturas son más suaves en esta misma cara SE. es fácil comprender que la karstificación se encuentra con circunstancias más favorables en una vertiente que en la otra. Sin embargo, y a pesar de todo lo expuesto, no hemos podido apreciar diferencias sensibles entre unos y otros lugares. Posiblemente, sería necesario para ello contar con series de datos y de observaciones en el terreno más completas y continuas.

Si pasamos ahora a estudiar el tema de las pendientes, podemos observar en el mapa adjunto como los valores se mantienen en todo el Monte Negro dentro de unos valores moderados; aparece nuestra sierra con unos contornos relativamente escarpados, evidentes sobre todo en la vertiente sudoriental, y una culminación que en

algunos puntos es prácticamente plana. En su conjunto, las vertientes del Monte Negro presentan un perfil cóncavo-convexo en el que la fracturación tiene una gran importancia para explicar las anomalías al crear zonas de debilidad o haber dado lugar a escarpes de falla de importancia topográfica.

Al N. de nuestra demarcación, el Pla de Cabanes nos muestra una gran superficie prácticamente horizontal, de bastantes kilómetros cuadrados de extensión, que coincide con los sedimentos finiterciarios y cuaternarios que colmatan las fosas tectónicas de la región. El paso de unos valores a otros es muy brusco coincidiendo la ruptura de pendiente con el contacto litológico. En el Valle de Borriol se produce el mismo fenómeno aunque la presencia de materiales paleozoicos atenúa la brusquedad del contacto.

Las características de las pendientes se deben pues, ya lo hemos adelantado, a las diferencias litológicas y la fracturación: los sedimentos recientes, poco consistentes, y los materiales paleozoicos dan lugar a pendientes cuyos valores máximos oscilan alrededor del 20%. Las calizas sin embargo, y las areniscas que en este caso tienen un comportamiento muy similar, permiten la aparición de desniveles más pronunciados y de algunos escarpes lo que, unido, da un promedio más importante.

En cuanto al papel de las fallas que cuartejan el macizo, es menos claro que el de la litología. Sin embargo, algunos escarpes actuales no son más que el resultado, prácticamente inalterado, del salto de alguna falla y las zonas más fracturadas coinciden claramente con las de pendientes más pronunciadas. Directa o indi

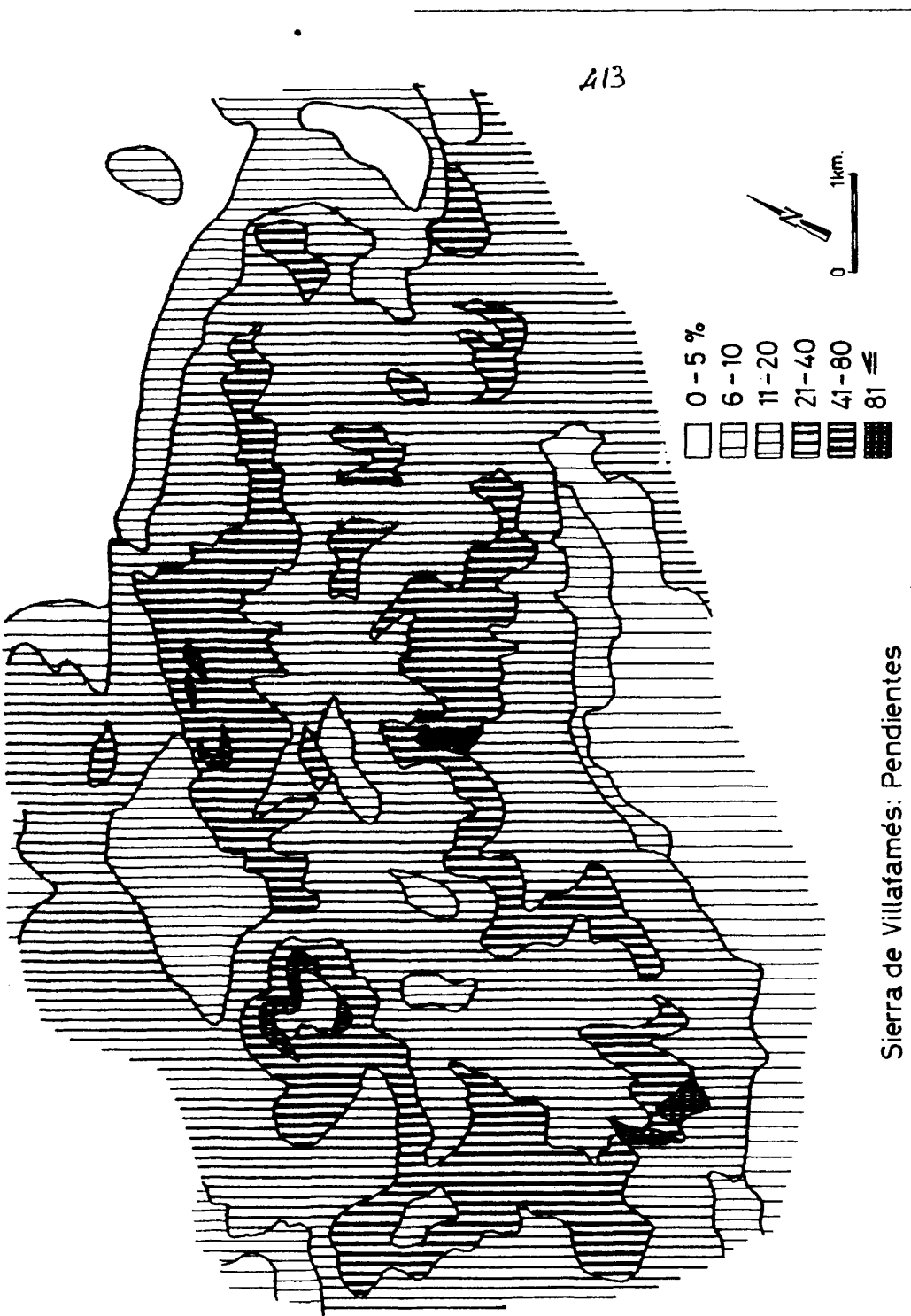
rectamente, la relación entre las fracturas y el valor de las pendientes parece bastante evidente.

La primera razón por la que las pendientes pueden influir en la karstificación es por el tipo de escorrentía que conllevan: pendientes pronunciadas hacen que el agua circule muy deprisa dificultando la infiltración, de aquí deriva la escasez y poco desarrollo de las formas kársticas superficiales del Monte Negro. La absorción del agua resulta sin embargo muy fácil en el Pla de Cabanes y Valle de Borriol que al estar recubiertos de sedimentos no karstificables no dan lugar, obviamente, a formas de este tipo.

Los lapiazes que hemos observado tienen cierta relación con las pendientes: ya hemos comentado que el rillenkarrén se desarrolla sobre superficies inclinadas y que las mejores manifestaciones de kluftkarrén se producen junto a los escarpes donde el ensanchamiento de diaclasas puede originar relieves ruiniformes. Sin embargo, estas microformas tienen muy poca importancia dentro del relieve del Monte Negro y, por otra parte, basta que una superficie de escasos metros cuadrados reúna características adecuadas para que aparezcan diversos tipos de lapiaz. Dicho de otra forma: aunque exista una estrecha relación entre pendientes y tipos de lapiaz la distribución del mismo es relativamente homogénea en todo el Monte Negro al depender de factores puntuales. No nos es posible diferenciar en base a los lapiazes unos y otros sectores de la sierra aunque es más fácil encontrarlos allí donde las pendientes sean moderadas y, con ello, la escorrentía sea más lenta.

Las dolinas, decíamos están muy poco desarrolladas en el

A13



Sierra de Villafamés: Pendientes

Monte Negro. Sin embargo podemos apreciar cómo las pocas que existen se sitúan en rellanos (principalmente en la culminación de nuestros relieves) o en lugares en los que la pendiente es moderada.

Más importancia tienen los "sudopoljes" pero no es posible ponerlos en relación con uno u otro tipo de pendiente: la aparición de las depresiones y su posterior colmatación es la que da lugar a pendientes más o menos pronunciadas y no lo contrario; el Pla de Cabanes es horizontal en este momento y por estar recubierto de sedimentos recientes pero la aparición de una circulación kárstica subterránea no tiene nada que ver con dicha horizontalidad.

En cuanto a la situación de las resurgencias, sí que puede, a primera vista, parecer relacionada con las pendientes: es muy frecuente que aparezcan al pie de grandes escarpes o coincidiendo con el talweg de profundos barrancos. En realidad existe una relación si hacemos intervenir, de nuevo, a la fracturación: las fallas son las que dirigen el drenaje subterráneo, y, a la vez, son las que permiten la aparición de escarpes y barrancos facilitando la erosión. Por tanto, y en resumen, no parece haber una relación directa entre las pendientes y la posición concreta de alguna resurgencia.

Por último nos queda señalar que si bien los valores de las pendientes, generalmente moderadas, no parecen determinar en exceso la distribución de las diversas formas kársticas, existen numerosos escarpes, frecuentemente subverticales, que facilitan

extraordinariamente la aparición de pequeñas formas de detalle: pínaculos residuales por el desarrollo del kluftkarren, desplomes al irse socavando la base de ciertas paredes, etc. De todos modos, y con ello concluimos el presente capítulo, nos parece que la topografía desempeña un papel muy secundario en la karstificación del Monte Negro.

KARSTIFICACION QUE APROVECHA LAS FACILIDADES QUE BRINDA LA ESTRUCTURA

Al hablar de la estructura y de la historia geológica del Monte Negro ya comentamos que, aunque los materiales están plegados, la morfología y el relieve actual dependen principalmente de la densa red de fracturas que aparecieron en las últimas fases del plegamiento alpino. Las fallas no sólo ponen en contacto materiales solubles con otros que no lo son, condicionando por tanto la karstificación sino que, dentro de un mismo material, dan lugar a líneas de debilidad que facilitan la disolución. Por último, y antes de entrar de lleno en el tema, es necesario recordar que las formas superficiales están poco desarrolladas por lo que en ocasiones es difícil establecer la causalidad de las mismas.

El hecho de que nos encontremos frente a una estructura plegada no tiene excesiva importancia para la karstificación en su conjunto. Sin embargo, descendiendo al nivel de las formas concretas, observamos cómo los buzamientos dan lugar en algunos lugares a relieves o a rellanos estructurales en los que se desarrolla muy bien el lapiaz (al W., por ejemplo, de Puebla Ternes). Allí donde los buzamientos son más importantes, caso que observamos en el Tosal de la Font, los planos de estratificación karstificados actúan cómodamente como sumideros cuando los afloramientos se producen en el fondo de los barrancos o en el talweg de algún curso de agua. Por fin, la estratificación, ya lo hemos visto anteriormente, ha dado lugar a la existencia de varios pisos y de numerosos rellanos en la Cueva-Sima del Tosal de la Font (sin que ello im



Monte Mollet desde la Sabatera



Relieve y morfología condicionados por falla
(Puebla Tormesa)

vida, por supuesto, que la profundización general de dicha cueva se apoye en una fractura).

Más importantes que los plegamientos son las abundantes fallas que cuarteán el Monte Negro. No entramos ya en que el contacto entre materiales solubles e insolubles dependen de ellas (y ya vimos como en estos contactos se concentran gran cantidad de fenómenos kársticos) sino que nos limitaremos a estudiar las relaciones que puedan existir entre fracturación y disolución . En superficie, la fracturación influye en el karst por mediación del relieve, de los escarpes procedentes de falla o de la incisión fluvial. Solamente cerca del Monte Mollet en afloramientos calizos por supuesto, se pueden observar varias depresiones asimilables a dolinas cuya situación y desarrollo dependen de la fracturación local. Por lo demás, y por un simple problema de escala, las fallas no parecen tener demasiadas repercusiones en el desarrollo del karst: las cavidades que conocemos han aprovechado indefectiblemente la presencia de alguna de estas fracturas y el agua que absorben los poljes encuentra gracias a ellas una salida hacia el mar. En consecuencia, otro tipo de forma característica del karst del Monte Negro, las resurgencias, también dependerá de las fallas, tema éste que ya desarrollamos en su momento.

Por fin, y aunque no lo hayamos mencionado hasta el momento por tratarse de un fenómeno a mayor escala, tenemos que recordar en este capítulo que lo que hemos denominado "seudopoljes" son ante todo fosas tectónicas: la fracturación alpina ha supuesto la aparición de depresiones cerradas en la práctica (de hecho los se

dimentos que las fosilizan más o menos son permeables y constituyen una débil barrera hidrológica) mientras que el Monte Negro y las sierras vecinas deben parte de su vigor a estar realizadas por las mismas fracturas. En este caso no tenemos una relación entre karst y estructura sino que aquél ha sido consecuencia de ésta.

Para terminar, el papel de las pequeñas fracturas, de las diaclasas, es mucho más localizado y variable de un punto a otro afectando sobre todo al desarrollo del lapiaz: ya hemos comentado que uno de los tipos de lapiaz más extendidos y característicos del Monte Negro es el klufthkarren y que éste, combinado con algunos sumideros, también desarrollados sobre diaclasas, es responsable de una gran parte del total de la absorción que se produce en el Bajo Maestrazgo. De todos modos, la importancia de las fallas resta peso relativo al papel de las diaclasas; el estudio debe realizarse conjuntamente actuando simultáneamente ambos tipos de fenómenos.

Como conclusión, y en resumen, podemos afirmar que el karst del Monte Negro depende estrechamente de las características estructurales del Bajo Maestrazgo. En el caso de haber sido éstas diferentes es muy posible que la disolución hubiera desembocado en la aparición de una hidrología y de un paisaje muy distintos de los actuales.

RELACION ENTRE LITOLOGIA Y KARSTIFICACION

En el Monte Negro más que en ningún otro sitio cabe distinguir entre materiales solubles y materiales que no lo son. Los primeros, invariablemente, son el soporte de las diversas formas kársticas que hemos ido describiendo hasta el momento. Por ello nos parece interesante extendernos un poco más en este tema recalcando los contrastes que pudieran derivarse de la distribución desigual de unas y otras litologías.

El Monte Negro, eminentemente calizo, aparece destacado de su entorno y rodeado en su práctica totalidad de materiales no solubles: los sedimentos recientes del Pla de Cabanes ; del Valle de Borriol, los afloramientos del zócalo prehercínico , por el NW., las areniscas y argilitas triásicas. A pesar de existir yesos y evaporitas potencialmente karstificables en el Keuper y de contener "indicios" de caliza las areniscas, no hemos observado la presencia de formaciones kársticas en ninguno de los mencionados depósitos.

Los afloramientos calizos (entre los que la fracturación ha intercalado algunos pequeños horsts de arenisca) nos muestran una gran variedad de facies y de cronologías. El Monte Negro puede parecer a primera vista compuesto por una litología homogénea: la meteorización y similar karstificación dificulta la fácil distinción de unos y otros estratos pero lo cierto es que en una escasa superficie aparecen varios tipos de calizas que abarcan desde el Dogger hasta el Aptiense superior.

No existen, con todo, diferencias apreciables entre las

características de las formas kársticas que aparecen en uno u otro tipo de calizas. En este sentido, no nos ha sido posible detectar una posible distribución de formas relacionadas directamente con la litología: el mayor desarrollo de los lapiaces en las calizas del Dogger-Berriasiense, al N. del Monte Negro, es probablemente más aparente que real al coincidir con una zona en que la denudación del suelo ha sido más intensa y afloran los lapiaces que se han desarrollado bajo él.

El motivo de que la disolución muestre similares características en todo el Monte Negro debe buscarse en la composición de las distintas calizas: así, mientras que los afloramientos jurásicos presentan un contenido en carbonatos solubles que oscila entre el 89,7 y el 93,6%, los materiales cretácicos nos ofrecen un 88,5% de carbonatos solubles. En todos los casos, y aunque en el Jurásico se aprecie una importante dolomitización, las calizas son bastante puras y muy solubles. Las diferencias en la composición de unos y otros materiales no justifican una mayor o menor karstificación dependiendo ésta en última instancia, y volvemos a nuestro punto de partida, de la estructura, de la permeabilidad por fracturación y de la disponibilidad de agua con o sin suelo encima. La litología, en conclusión, es favorable pero no ha llegado a determinar las características del karst del Monte Negro.

KARSTIFICACION ACTUAL LENTA Y MAYORIA DE LAS FORMAS HEREDADAS

En vista de todo lo expuesto en los capítulos anteriores, cabe preguntarse hasta qué punto se puede afirmar que existe una karstificación actual. Las formas, sobre todo las superficiales, muestran un desarrollo muy limitado y que, en muchos casos, parece remontarse a épocas con circunstancias morfogenéticas diferentes a las actuales.

En este momento, en efecto, el total de precipitaciones es moderado al oscilar entre los 500 y los 600 mm. Sin embargo, las características del régimen pluviométrico del Monte Negro junto con la intensa evapotranspiración que se produce reducen el agua disponible a un mínimo. No vamos a volver sobre el tema, que ya ha sido suficientemente tratado con anterioridad, pero recordaremos que las características del clima actual no parecen ser favorables a la rápida evolución de los relieves calizos: con ello, las formas antiguas se conservan indefinidamente y no es fácil distinguir entre aquéllas y las que son fruto de una disolución actual. Numerosos autores consideran incluso que el karst de todo el litoral levantino es "muerto", "fósil", "viviente maduro" según las terminologías usadas en cada trabajo⁽⁴⁴⁾ y que lo que podemos observar en la actualidad es heredado de períodos más húmedos⁽⁴⁵⁾.

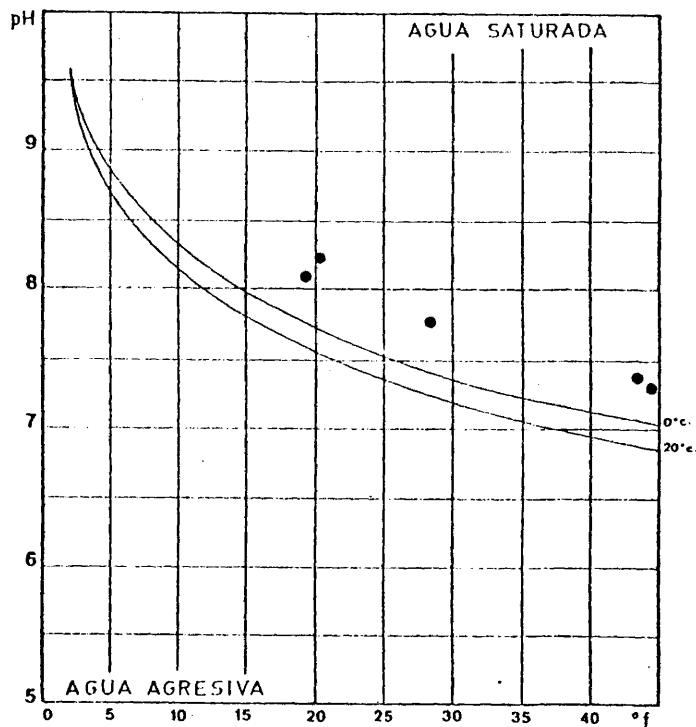
Sea como fuere, y a pesar de las escasas disponibilidades hídricas, existen en el contorno del Monte Negro numerosas surgencias kársticas cuyas aguas están muy cargadas en iones procedentes de la disolución de las calizas: la karstificación sigue por tanto existiendo.

Del análisis de las muestras de agua recogidas en el macizo, se deduce la existencia de una intensa disolución actual; las aguas, que bajo tierra circulan con lentitud⁽⁴⁶⁾ y cuya temperatura es relativamente alta durante todo el año reaparecen totalmente saturadas:

	T°C.	pH	Dureza total °F	Dureza Ca °F	Dureza Mg °F
BORRIOL	19	7,8	28,5	20	8,5
P.TORNESA	23	8,1-8,25	19-20,1	14,3-15	47-5,1
VILLAFAMES	17,8	7,35-7,4	39,5-45	35,5-36	3,5-9

La dureza que alcanza el agua de la Fuente de la Sierra, de Villafamés es elevadísima, y equivale a un contenido de 144 mg/l de Ca^{++} y de 21,9 de Mg^{++} cifras que, por otra parte, coinciden casi exactamente con las que publicó en 1950 el I.G.M.E.⁽⁴⁷⁾ (ello nos demuestra que la gran dureza observada no se debe a circunstancias pasajeras -o errores de laboratorio).

Podríamos pensar, si nos limitamos al resultado de estos análisis, que la disolución actual en el Monte Negro es muy efectiva. Sin embargo, es preciso volver sobre algunos aspectos ya mencionados de la hidrología local que nos obligan a matizar tal afirmación: el agua disponible al cabo del año es escasa por lo que la efectividad de la karstificación se ve muy limitada; gran parte del total de precipitaciones corresponde a furtes chubascos lo que, unido al valor apreciable de las pendientes dificultan su absorción; el agua que circula de forma subaérea lo hace a gran velocidad y sale del macizo sin haber llegado a absorber más que una



pequeña cantidad de caliza... la disolución es importante en profundidad, hecho que queda sobradamente demostrado con el resultado de los análisis, pero muy lenta en superficie y, de nuevo, la pobreza de nuestras fuentes nos impide calcular el valor de la infiltración o la proporción de ambos tipos de escorrentía⁽⁴⁸⁾.

Si aplicamos la fórmula de Corbel para calcular la velocidad de la erosión kárstica en el Monte Negro y admitimos para ello una disponibilidad anual de agua que oscila entre los 50 y los 100 mm., obtenemos unas tasas de disolución de tan sólo 9-18

mm. por milenio (tasas que habría que reducir aún más si conociéramos el valor de la escorrentía superficial). La cifra es realmente baja dentro del contexto peninsular aunque encaja perfectamente entre los sistemas kársticos semiáridos del Mediterráneo⁽⁴⁹⁾.

Estas tasas además ocultan el desarrollo tan reducido que tiene el karst subaéreo frente al subterráneo: en superficie sigue produciéndose una disolución pero ésta apenas es capaz de retocar una serie de formas que le han llegado mientras que todo induce a pensar que el karst subterráneo es perfectamente activo desde un punto de vista morfogenético.

Todo lo dicho deja un problema sin resolución: el de la edad del karst del Monte Negro. Probablemente, y así parece desprenderse de la observación de la Cueva del Tosal de la Font, se han sucedido varias fases con distintas características morfoclimáticas, algunas de ellas mucho más favorables que las actuales para el desarrollo del karst. Estas fases sucesivas que podemos reconstruir en el Monte Negro coinciden con las observadas por otros autores en toda la región litoral mediterránea española⁽⁵⁰⁾ y nos permiten remontarnos por lo menos al Pleistoceno inferior. Para algunos incluso, e insistimos en que la problemática es similar en toda la región catalano-levantina, la karstificación es sin lugar a dudas prepliocena⁽⁵¹⁾. Nosotros no tenemos suficientes elementos de juicio y nos limitaremos, a modo de conclusión, a admitir la existencia de formas y procesos heredados y de cierta antigüedad, que perviven gracias a la relativa inmunidad que el clima actual confiere a la caliza. En cuanto a la karstificación actual, a pe-

sar de los elevados contenidos en calizas disueltas que podemos rastrear en nuestras aguas, es lenta y muy poco efectiva dadas una serie de condiciones adversas. Solamente el karst subterráneo evoluciona normalmente; en superficie, la disolución es incapaz de modelar un paisaje característico.

REPRESENTATIVIDAD DEL KARST DEL MONTE NEGRO

La caliza en sus diversas modalidades y facies es el material más característico de la franja costera catalana y valenciana. Desde Gerona y hacia el Sur va adquiriendo progresiva importancia y significación en el relieve (hasta el punto de que en la provincia de Castellón, que no alcanza los 6700 km² de superficie, la caliza ocupa cerca de 4100 km²(52)). Lógicamente en tan gran extensión existen karsts muy diferentes sometidos a climas que, dentro del contexto mediterráneo, presentan importantes matices. Llopis, en su regionalización del karst español divide esta zona en dos regiones: la catalana y la ibérica litoral(53). Nosotros en cambio hemos preferido estudiarla globalmente por no existir solución de continuidad ni ningún tipo de diferencia que permita separar el karst catalán del levantino. En este sentido consideramos que el Monte Negro tiene una buena posición intermedia entre los macizos kársticos de una y otra subregión.

De todos los macizos kársticos españoles, los mediterráneos son los que han sido objeto de un mayor número de trabajos; en la región se publican con más o menos continuidad media docena de revistas especializadas dependientes de sociedades excursionistas, espeleológicas o universitarias y los trabajos se suceden ininterrumpidamente desde hace más de un siglo adquiriendo un gran desarrollo tras las publicaciones de FONT i SAGUE y FAURA SANS(54).

Los macizos que han sido objeto de un mayor número de investigaciones son los siguientes:

- Relieves de pudingas, conglomerados y calizas próximas a Barce-

- lona: Montserrat, Sant Llorenç del Munt y Sierra de L' Obac, que a pesar de estar compuestos por materiales medianamente karstificables presentan numerosas cavidades, antiguas todas ellas, y un escaso desarrollo de las formas superficiales (ANDRES BELLET y MUNTAN ENGBERG; LLOPIS-LLADO-THOMAS CASAJUANA; TERMES ANGLES).
- Macizo de Garraf, al Sur de la provincia de Barcelona, que ha atraído numerosas expediciones espeleológicas desde principios de nuestro siglo gracias a sus abundantes simas y que presenta una evolución ininterrumpida desde el Terciario. La gran cantidad de publicaciones y el buen desarrollo de sus formas permite que el Macizo de Garraf pueda ser utilizado como referencia en cualquier trabajo sobre el karst mediterráneo español (LLOPIS LLADO; MONTORIOL POUS; TERMES ANGLES).
 - Diversos macizos concretos de la provincia de Tarragona con interés normalmente espeleológico (MONTORIOL POUS-ANDRES BELLET; SUIÑER, VICENTE, BOIXADERA).
 - Macizos al Sur de la provincia de Valencia y Norte de Alicante: Mondúver, cerca de Gandía que con el contiguo polje de Bárig reúne un rico muestrario de formas kársticas actuales y fósiles y Montgó, junto a Denia en cuyos alrededores existen interesantes cavidades (DONAT ZOPO; PLA SALVADOL; ROSELLO VERGER).
 - Karst de las Islas Baleares cuyas cavidades y formas superficiales, conocidas desde antiguo son objeto de una intensa explotación turística. En algunos casos las formas y procesos son extraordinariamente similares a las que hemos descrito en el Monte Negro⁽⁵⁵⁾ (MENSCHING; THOMAS CASAJUANA-MONTORIOL POUS).

La provincia que ha sido objeto de menor número de estudios, a pesar de que, como hemos dicho, la caliza ocupa la mayor parte de su superficie, es la de Castellón. Existen algunas referencias, sobre todo centradas en torno a la turística Cueva de San José, en Vall de Uxó, pero la información que aportan es reducida. De todos modos, el karst del Monte Negro es perfectamente comparable no sólo a los del resto del Bajo Maestrazgo⁽⁵⁶⁾ y provincia de Castellón⁽⁵⁷⁾ sino, como vamos a ver, a los de todo el entorno mediterráneo:

Existen en los sistemas kársticos mediterráneos numerosos caracteres comunes⁽⁵⁸⁾. En primer lugar, la antigüedad de los mismos. En todos los casos en que existen formas o sedimentos datables el origen de la disolución, ya lo hemos mencionado en varias ocasiones, debe llevarse al Pleistoceno inferior o al Plioceno. No faltan autores que hacen retroceder aún más la cronología pero, en todo caso, lo que nos interesa destacar, es que las diversas formas observables son el producto de circunstancias morfoclimáticas más favorables que las presentes y han llegado a la actualidad gracias a la lentitud de evolución de las vertientes en clima mediterráneo subárido. En todos los casos, la karstificación actual, como ya hemos visto anteriormente, es muy lenta y se limita a retocar superficialmente las formas heredadas.

Los lapiares, salvo circunstancias concretas muy favorables (como las que han dado lugar a Sa Calobra, en Mallorca⁽⁵⁹⁾) están medianamente desarrollados. Abundan especialmente los lapiares que se forman bajo suelo y el rillenkarrén, que con su rapidí

simo desarrollo se instala sobre cualquier superficie favorable que exista. Con todo, es el ensanchamiento de las fracturas por el kluftkarren el mayor responsable del modelado superficial de vertientes y, sobre todo, escarpes.

En cuanto a las dolinas, muy abundantes en algunos sistemas (Garraf⁽⁶⁰⁾, Modúver⁽⁶¹⁾) son antiguas y normalmente, de ese caso desarrollo y fondo plano. Solamente en caso de haberse producido en algún momento una pluviosidad o innivación importantes adquieren una mayor significación topográfica. De todas maneras, lo más normal, es que los karsts mediterráneos no contengan dolinas o que éstas sean microformas que, como en nuestro caso, no lleguen a imprimir carácter ninguno en el relieve.

Otros de los fenómenos típicos del karst mediterráneo es la aparición de poljes, normalmente de origen tectónico, tras la orogenia alpina. Existen numerosas variantes posibles en torno a esta forma que, como ya dijimos, está mal definida. En todo caso su larga evolución ha supuesto que muchos de ellos sigan siendo activos, el caso del polje de Bárig (Valencia) es uno de los más espectaculares⁽⁶²⁾, en ocasiones fósilizados por sedimentos aluviales. Frecuentemente sin embargo, el clima actual, excesivamente seco, hace que los poljes acaben siendo totalmente colmatados y que la escorrentía pierda su carácter kárstico⁽⁶³⁾. El Pla de Cabanes se encontraría en una posición intermedia entre estos dos extremos. Las principales diferencias que podemos señalar entre unos y otros poljes se deben normalmente a su origen estructural más que a su funcionamiento kárstico.

Las formas de conducción son las que muestran en toda la región kárstica mediterránea una mayor funcionalidad actual, lo que no impide que la mayor parte de las cavidades sean antiguas. El desarrollo de cuevas y simas está limitado por la intensa fracturación de los paquetes calizos (los macizos karstificables suelen ser discontinuos y de modestas dimensiones) y por la proximidad de los niveles de base respectivos. La mayor parte de los circuitos activos conocidos muestran una evolución actual en conductos de circulación libre y una considerable litogénesis en relación con la sobresaturación a la que suele llegar el agua. De nuevo los ejemplos que hemos descrito en el Monte Negro son representativos dentro del conjunto mediterráneo.

Todo lo visto hasta el momento nos autoriza a generalizar y a considerar que las características del karst del Monte Negro se pueden extrapolar, salvando las diferencias que imponga una diferente estructura o evolución geológica, al conjunto de los macizos calizos del litoral mediterráneo. Una forma nueva puede aparecer u otra puede adquirir un desarrollo diferente al descrito pero los procesos, los fenómenos hoy observables son similares en toda la región.

NOTAS

- (1) Como en todos los demás casos, procuraremos respetar la toponimia que nos proporciona la cartografía existente. Tengamos en cuenta además en esta ocasión que nos encontramos en una comarca de habla valenciana por lo que, salvo los de entida des importantes, los nombres aparecerán normalmente en este idioma.
- (2) La mayoría de ellos, desgraciadamente, han desaparecido, ya iniciados nuestros trabajos de campo, a consecuencia de sucesivos incendios como los que han destruido la mayor parte de los bosques de las provincias levantinas.
- (3) FALLOT, P.; BATALLER, J.R.: Sur la tectonique de la bordure du bassin de l'Ebre et des montagnes du littoral méditerranéen entre Tortosa et Castellón. C.R.Ac.Sc.Paris 182, 1926, págs. 226- 228.
- (4) HANNE, C.: La Cadena Celtibérica al E. de la línea Cuenca- Teruel- Alfabra. Investigaciones estratigráficas en España. Publ.Extr.Geol.Esp. II, 1943, págs. 7- 98.
- (5) LOTZE, F.: Estratigrafía y tectónica de las Cadenas Paleozoicas Celtibéricas. Pb.Extr.Geol.Esp. 8, 1954, págs. 1- 315.
- (6) VIRGILI, Carmina: El Trias del NE. de España. Livre a la Mem. du Prof. P. Fallot. Soc.Geol.Fr. t. I, págs. 301- 305.
- (7) CANEROT, J.: Le jurassique dans la partie méridionale du Maestrazgo (province de Castellón). Stratigraphie et Paleogeographie. Cuad.Geol.Ib. 2, 1971, págs. 323- 332.
- (8) CANEROT, J.: Crétacé supérieur, Bas Aragon, Maestrazgo. C.R. Soc.Geol.Fr. 8, 1967,
- (9) RICHTER, G.; TEICHMÜLLER, R.: Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten. Abh.Ges.Wiss. 3, 7, 1933, págs. 1067- 1186.
- (10) LLOPIS LLADO, Noel: La morfoestructura de los Catalánides. Barcelona, 1947.
- (11) CANEROT, J.: op. cit. nota 7.
- (12) ROSSELLO VERGER, Vicenç M.: El litoral Valencià. L' Estel, Valencia, 1969, t. I, 171 págs.
- (13) TRICART, J.; CAILLEUX, A.: Le modelé des régions sèches.

SEDES, Paris, 1969, 472 págs.

- (14) La cronología coincidirá por otra parte con la observada en otros varios puntos del litoral valenciano:
DONAT ZOPO, José; BARTOLOME MARTIN, Juan: Estudio geoespeleológico de la Cueva de San José (Vall de Uxó, Castellón). Not. y Com.I.G.M.E. 64, 1961, págs. 175- 195.
También puede consultarse al respecto:
ROSELLO VERGER, V.: El Macizo del Monduver, estudio geomorfológico. Est.Geog. 112-113, 1968, págs. 423- 474.
- (15) WROBEL, Johanna: Das Klima von Katalonien und der Provinz Castellón auf Grund der Spanischen Wetterbeobachtungen der Jahre 1906 bis 1925. Hamburg, Deut.Seev.Marin. 3,4, 1940, 97 págs.
- (16) ROSSELLO VERGER, V.: op. cit. nota 12.
- (17) Desgraciadamente, una laguna en las fichas de registros nos impide conocer la cuantía exacta de las precipitaciones durante 1962, a falta de los datos del mes de Marzo (que en los observatorios vecinos nos aparece como muy regado) y se alcanzan los 869 mm.
- (18) Hecho este que se considera como un verdadero acontecimiento por los lugareños. Varios testimonios personales en este sentido vienen a sumarse a la idea de que la nieve puede considerarse como un fenómeno raro y de escasa importancia en el Monte Negro.
- (19) WILSON, L.: Les relations entre les processus géomorphologiques et le climat moderne comme méthode de paleoclimatologie Rev.Geog.Phys.Geol.Dyn. 3, XX, 1969, págs. 303- 314.
- (20) Preferimos esta palabra al diminutivo "rambleta" también utilizado por parecernos más expresiva: en la sierra, en muchos casos, no existe un verdadero lecho, el agua circula de forma torrencial por el fondo de los "barrancos" sin que aparezca un talweg definido hasta que, al disminuir la pendiente, se forman auténticas ramblas.
- (21) La rambla de la Viuda, y el Rio Seco de Borriol, muestran en la actualidad un depósito de cantos heterométricos; el diámetro de los mismos puede alcanzar varios decímetros.

- (22) Se discute mucho acerca de la cronología de las costras de caliche de todo el contorno mediterráneo. En este caso, su antigüedad es evidente dada su posición estratigráfica. Puede consultarse al respecto:
TRICART, J.; CAILLEUX, A.: op. cit. nota 13.
- (23) JULIAN, M.; NICOD, J.: Les karst Méditerranéens (d'après les travaux géomorphologiques récents de langue française). Médit n° 1-2, 1978, págs. 115-131.
Trabajo en el que se plantea muy bien la situación actual al respecto y que contiene una bibliografía bastante completa de los trabajos franceses recientes.
- (24) MENSCHING, H.: Karst y "Terra rossa" en Mallorca. Est.Geog. XVII, 65, 1956, págs. 659-672.
- (25) I.G.M.E.: Problemática de las aguas subterráneas en la Provincia de Castellón de la Plana. Colecc. Informe n° 74, Madrid 1981, 58 págs.
- (26) MENSCHING, H.: op. cit. nota 24.
MONTORIOL POUS, Joaquín: Estudio hidrogeológico del Fondo de les Tarradelles (Macizo de Garraf, Barcelona). Spel. 1-2, III, 1952, pgs. 3-31.
- (27) INVESTIGACION HIDROLOGICA en Villafamés (Castellón). Mem.I. G.M.E. 48, págs. 457-514.
- (28) Aunque es cierto que este último evoluciona a una velocidad extraordinaria pudiendo aparecer incluso en el plazo de unos meses en condiciones favorables:
DUNKERLEY, D.L.: The morphology and development of Killenka-rren. Zeits. Geom. 23, 1979, págs. 332-348.
- (29) Como podemos observar en las trincheras que existen a ambos lados del camino que desde Villafamés asciende a la cumbre del "Peña".
- (30) NICOD, J.: Recherches morphologiques en Basse Province calca-re. Etudes et Travaux de Medit. 5, 1967, 599 págs.
- (31) La ausencia o escasez de dolinas es la nota más característica no sólo del karst del Monte Negro que estamos describiend sino también, tal y como hemos podido observar, de gran cant

dad de macizos de la región por lo que este hecho debe considerarse como normal en el entorno en el que nos movemos.

- (32) Investigación... op. cit. nota 27.
- (33) El término "polje" es uno de los más descriptivos y problemáticos de toda la literatura kárstica y está siendo objeto de numerosos trabajos en los últimos años:
GAMS, Ivan: The polje: The problems of definition with special regard to the Dinaric Karst. Zeits.Geom. 22, 1978, págs. 170-189.
- (34) Con esta denominación aparecen en diversas publicaciones, entre ellas las Memorias de los Mapas Geológicos del I.G.M.E.; a pesar de las evidentes diferencias que existen entre estos valles y los verdaderos poljes.
- (35) Investigación...: op. cit. nota 27.
- (36) Al N. de San Mateo, a cierta distancia ya de nuestras sierras, el agua discurre a una profundidad de 400 m.:
I.G.M.E.: op. cit. nota 25.
CANTOS FIGUEROA: Investigación hidrológica en Castellón. Rev.Geol. VI, 1947, págs. 226-232.
- (37) Investigación...: op. cit. nota 25.
- (38) No nos ha sido posible comprobar tal extremo de modo fehaciente pero la orientación de la cueva y de las fracturas locales por una parte y la idéntica composición química del agua por otra parecen corroborar el hecho.
- (39) Una nota aparecida en los medios de comunicación en Noviembre de 1981 hablaba del descubrimiento de restos humanos del paleolítico inferior en dicha cueva. Aunque no contemos con datos más concretos y los estudios al respecto no hayan hecho más que empezar, las nota nos brinda una oportuna referencia.
- (40) La cronología coincide con la propuesta para la vecina Cueva de San José:
DONAT ZOPO, J.; BARTOLOME MARTIN, J.: op. cit. nota 14.
- (41) I.G.M.E.: op. cit. nota 25.
- (42) MESEGUER PARDO, J.; TEMPLADO MARTINEZ, D.: Memoria de la Hoja

Geológica 616 (Villafamés), I.G.M.E. 1950.

- (43) No nos extenderemos más en estos temas por haber sido convenientemente desarrollados en el capítulo correspondiente al clima al que remitimos para una mayor información.
- (44) LLOPIS LLADO, Noel: Fundamentos de Hidrogeología cárstica. Blume, Madrid 1970, 270 págs.
- (45) Existen numerosos trabajos al respecto que, si bien no aluden al caso concreto del Monte Negro ni de su entorno más inmediato, se ocupan de karsts similares al nuestro o a circunstancias climáticas parecidas. Un buen resumen de los resultados obtenidos hasta el momento existen en:
JULIAN, M.; MARTIN, J.; NICOD, J.: op. cit. nota 23.
- (46) Esto no sólo se puede observar en los escasos cursos hipogeos accesibles sino también en el desfase que existe entre la precipitación y la descarga a través de las fuentes.
- (47) MESEGUER PARDO, J.; TEMPLADO MARTINES, D.: op. cit. nota 42. De todos los datos que se publican en la Memoria del Mapa Geológico de Villafamés los únicos, desgraciadamente, que podemos utilizar son los de la dureza total que alcanza los siguientes valores: Borriol 20°F, netamente inferior a la que hemos observado; Puebla Tornesa 19 y Villafamés 39°F.
- (48) NICOD, J.: Sur la vitesse d'évolution au cours du Quaternaire de quelques formes karstiques superficielles. Ann. Geog., 433, LXXIX, 1970, págs. 311-324.
- (49) NICOD, Jean: Considerations sur les teneurs en carbonates de quelques sources karstiques de Basse-Provence. Nor. 51, 1966 págs. 315-329.
- (50) PLA SALVADOR, Gonzalo; PLA SALVADOR, José Luis; PINASALVADOR, Angel: Cova de la Punta de Beniamequí (Montgó, Denis, Alicante) Spel., 1, IV, 1953, págs. 11-20.
- (51) LLOPIS LLADO, Noel: Morfología e hidrología subterránea de la parte oriental del Macizo kárstico de Garraf (Barcelona). Est. Geog. 4, 1941, págs. 413-466.
- (52) Cifra aproximada deducida de: RIBA ARDERIU: Mapa Litológico de España, escala 1:500.000. I.G.M.E. 1969.

- (53) LLOPIS LLADO, Noel: op. cit. nota 44.
- (54) Dada la gran cantidad de referencias que deberíamos incluir en el presente capítulo nos limitaremos a reseñar el nombre de los autores más significativos. En el apartado correspondiente a bibliografía se podrá encontrar el resto de la información.
- (55) Como por ejemplo el karst del Puig Galatzó, que, salvando las diferencias impuestas por la diferente altitud, tiene gran cantidad de elementos próximos al nuestro:
CARDONA, F.; FERRERES, J.: Estudio espeleológico del Puig Galatzó (Mallorca). Expl. 3, 1979, págs. 28-39.
- (56) GUAL, Jordi; MIRET, Magi: L'avenc de Comanegra, Xert, Baix Maestrat. Expl., 3, 1979, págs. 61-62.
- (57) PEREZ CUEVA, Alejandro; SIMON GOMEZ, José Luis: Modelado cárstico superficial en "La Madalena" (Norte de Castelló de la Plana). Comunicación presentada al VI Coloquio de Geografía, Palma de Mallorca, 1979.
- (58) LLOPIS LLADO, N.: op. cit. nota 44.
- (59) MENSCHING, H.: op. cit. nota 24.
- (60) MONTORIOL POUS, Joaquín: El campo de dolinas del Plá de Campgrás (Macizo de Garraf). Spel. 2, 1950, págs. 23-39.
- (61) ROSELLO VERGER, V.: op. cit. nota 14.
- (62) DONAT ZOPO, José: Notas geológicas en torno a Bârig. Not.y Com. I.G.M.E. 62, 1961, págs. 131-136.
- (63) MARTIN, Jean: Les poljés du Causse d'El Hammam (Moyen Atlas Marocain). Mem.Doc. C.N.R.S. 7, 1967, págs. 283-294.
-

FUENTES Y BIBLIOGRAFIA

Las fuentes utilizables para la realización de un trabajo de morfología en las provinias litorales del Mediterráneo son relativamente abundantes. Desgraciadamente, esta abundancia encubre una desigual distribución; mientras que ciertos temas (estratigrafía del Maestrazgo, llanuras litorales...) o ciertas áreas (Garraf, Camp de Morvedre) aparecen, al menos para los fines que perseguimos, suficientemente estudiados, nos encontramos con abundantes lagunas informativas en otros aspectos.

La procedencia de los trabajos es muy variada; ya hemos comentado la abundancia de revistas especializadas que se publican en la región: grupos excursionistas o espeleológicos por una parte y universidades por otra han dado lugar a una multitud de publicaciones de las que reseñaremos a continuación aquéllas que nos han parecido más interesantes para cubrir los objetivos de este trabajo. Por supuesto, no faltan los trabajos extranjeros (aunque en este caso su presencia es menos agobiante que en otras regiones dada su inferior proporción).

FUENTES CARTOGRAFICAS

Todo el Maestrazgo en general y el área del Monte Negro en particular están perfectamente cubiertos cartográficamente. La calidad de algunas de las fuentes utilizadas ha permitido además que nos basemos en la información contenida en ellas sin necesidad de contrastar con otros materiales. Hemos utilizado los siguientes mapas:

- Instituto Geográfico Nacional hoja nº 616 (Villafamés) 1ª edición de 1942 del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000
A pesar de estar anticuada en muchos aspectos (tengamos en cuenta que nos encontramos en una comarca muy turística) la hemos utilizado como base para la toponimia y nos ha brindado una gran cantidad de información de hechos puntuales.
- Servicio Geográfico del Ejército: Mapa Militar de España a escala 1:50.000, serie "L", hoja 30-24 (616) correspondiente a Villafamés en su 1ª edición (1980). En ella el relieve, la hidrografía y algunos aspectos de usos del suelo aparecen representados con una gran exactitud por lo que hemos utilizado esta hoja como base cartográfica para todos nuestros trabajos.
Hojas nº 8-6 (Vinaroz) y 8-7 (Valencia) del Mapa Militar de España, serie "2C" a escala 1:200.000. Nos ha resultado útil para conseguir una visión de conjunto de todo el Bajo Maestrazgo. Existen asimismo ediciones a escala 1:250.000 de los cuatro cuadrantes de la hoja 616. Sin embargo, son antiguos y no aportan ningún tipo de información suplementaria por lo que no hemos llegado a utilizarlos en el campo.

En lo referente a la geología, hemos basado nuestro trabajo en los siguientes mapas:

- Instituto Geológico y Minero de España: hoja geológica nº 616 (Villafamés) a escala 1:50:000 aparecida en 1973 dentro del Plan Magna con su Memoria correspondiente, edición que viene a suplir a la muy deficiente de 1950 de la que, no obstante, hemos utilizado la Memoria.

Mapa de síntesis geológica a escala 1:200.000, hoja 48 (Vinaroz) publicada en 1972 e imprescindible para lograr una visión de conjunto, a pesar de contener información en ocasiones contradictoria, con la que aporta el mapa de la serie Magna.

FOTOGRAFIA AEREA

Dados los importantes cambios que ha sufrido toda esta comarca en los últimos años (nuevas carreteras y pistas, aparición de urbanizaciones, repoblación forestal...) hemos preferido utilizar los fotogramas del Instituto Geográfico Nacional, más recientes, que los habituales del vuelo americano de 1957. La fotografía aérea ha resultado utilísima para delimitar afloramientos, fracturas y estudiar la red de drenaje. Los fotogramas utilizados han sido los nº 4592-4596 y 4608-4612.

BIBLIOGRAFIA

El resto de nuestras fuentes es de origen bibliográfico. Como ya hemos comentado anteriormente, la siguiente relación no es en absoluto exhaustiva dado el exceso de trabajos existentes que, lejos de aportarnos información suplementaria, no harían más que abultar y complicar el panorama bibliográfico.

- ANDRES BELLET, Oscar; MUNTAN ENGBERG, Luis: Los fenómenos cársticos de la falda SE. de la Mola. Sant Llorenç del Munt (provincia de Barcelona). Spel. 1-2, IX, 1958, págs. 3-21.
- BERNABE MAESTRE, J.M.; MATEU BELLES, J.F.: Tratamiento estadístico de precipitaciones aplicado al País Valenciano. Cuad. Geog. Un. Val. 18, 1976, págs. 1-25.
- BOIXADERA BIOSCA, E.: Descripción de dos nuevas simas en la Sierra de Can Sallent, al pie de Sant Llorenç del Munt. Spel. 1, IV,

1955, págs. 21-26

- CANEROT, J.: Le jurassique dans la partie méridionale du Maestrazgo (Province de Castellón), stratigraphie et paleogeographie. Quad. Geol. Ib. 2, 1971, págs. 323-332.
- CANEROT, J.: Recherches géologiques aux confins des chaînes Iberique et Catalane (Espagne). Enadimsa Barcelona, 1974, 517 págs.
- CANTOS FIGUEROLA: Investigación hidrológica en Castellón. Rev. Geol. VI, 1947, págs. 226-232.
- CARDONA, F.; FERRERES, J.: Estudio espeleológico del Puig Galatzó (Mallorca). Expl. 3, 1979, págs. 28-39.
- CORBEL, Jean: Le massif des Calanques et la formation de son relief. Rev. Geog. Lyon, 6, XXXI, 1965, págs. 129-136.
- DEMANGEOT, J.: Sur une courbe de dissolution des calcaires en montagne méditerranéenne. Mem. Doc. C.N.R.S. 4, 1967, págs. 185-191.
- DONAT ZOPO, José: Catálogo espeleológico de la provincia de Valencia. Mem. I.G.M.E. LXVII, 1966, 186 págs.
- DONAT ZOPO, José: Catálogo de simas y cavernas de la provincia de Valencia. Exma. Diputación Provincial Valencia 1960, 110 págs.
- DONAT ZOPO, José; Notas geológicas en torno a Bárig. Not. y Com. I.G.M.E. 62, 1961, págs. 131-136.
- DONAT ZOPO, José; BARTOLOME MARTIN, Juan: Estudio geoespeleológico de la Cueva de San José (Vall de Uxó, Castellón). Not. y Com. I.G.M.E. 64, 1961, págs. 175-195.
- DJLARD, P.F.; CANEROT, J.; GAUTIER, F.; VIALARD, P.: Le jurassique de la partie orientale et paléogéographie. Quad. Geol. Ib. 2, 1971, págs. 333-344.
- ENCINAS, J.A.; LLOBERA, P.J.: Introducción a una clasificación espeleogenética de las cuevas y simas de Mallorca. End. 1, 1974, págs. 3-10.
- FALLOT, P.: Sur la tectonique des montagnes entre Montalbán et le littoral de la province de Castellón. C.R.Ac.Sc.Paris 182, 1926, págs. 275-278.
- FALLOT, P.; BATALIER, J.R.: Sur la tectonique de la bordure du bassin de l' Ebre et des montagnes du littoral méditerranéen en-

- tre Tortosa et Castellón. C.R.Ac.Sc.Paris 182, 1926, págs. 226-228.
- FAURA SANS, M.: La espeleología de Cataluña. Mem. Soc.Esp.H.Nat. VI, 1910, págs. 425-591.
- FERNANDEZ, J.; GARAY, P.; SENDRA, A.: Catálogo espeleológico del País Valenciano. Federació Valenciana d'Espeleologia, 1980, 271 págs.
- FERRATE, J.: Catálech espeleològic de las comarques Tarraconines. Reus, 1924.
- FERRERES, Jaume: Cuatro pequeñas cavidades en Bolbaite (Valencia) Expl. 3, 1979, págs. 17-22.
- FONT i SAGUE, N.: catalech espeleologic de Catalunya. But.C.E.C. 1897.
- GAMS, Ivan: The polje: The problem of definition with special regard to the Dinaric karst. Zeits.Geom. 22, 1978, págs. 170-181.
- GARRIGA, Marta; BASCUÑANA, Joan: Dos cavitades en la cabecera dels fons del Molí (Vallirana-Olesa de Bonesvalls, Barcelona). Expl. 3, 1979, págs. 41-45.
- GINES, J.; GINES, A.: Estudio estadístico de las cavernas de Mallorca. End. 1, 1974, págs. 11-16.
- GUILCHER, M.A.: Morphologie littorale du calcaire en Méditerranée occidentale (Catalogne et environs d'Alger). Bull. As. Geog. Fr., 241-242, 1954.
- HAHNE, C.: La cadena Celtibérica al E. de la línea Cuenca-Teruel-Alfambre. Investigaciones estratigráficas en España. Pub.Extr. Geol.Esp. II, 1943, págs. 7-98.
- INSTITUTO NACIONAL DE COLONIZACION: Plan general de exploración de aguas subterráneas en España. Informes zonas 11 y 12: Castelló Aero Service Ltd., Madrid 1966.
- INVESTIGACION HIDROLOGICA en Villafamés (Castellón). Mem.I.G.M. E. 48, 1944, págs. 457-514.
- KUNOW, Paul: El clima de Valencia y Baleares. Dto. Geografía de la Univ. Valencia, 1966, 240 págs.
- LOPEZ GOMEZ, A.: Geografía de les Terres Valencianes. Dto. Geografía de la Univ. València, edit. 3 i 4, 1977, 263 págs.

- LLOPIS LLADO, Noel: Estudio hidrogeológico del borde meridional de la Sierra de Berti (Barcelona). Spel. 3-4, 1950 págs. 203-231.
- LLOPIS LLADO, Noel: Morfología e hidrología subterránea de la parte oriental del Macizo kárstico de Garraf. Est.Geog. 4, 1941, págs. 413-466.
- LLOPIS LLADO, Noel: Sobre hidrogeología cárstica del Sistema Taga-Puig Estela (Valle del Ter, Gerona). Doc.Inv.Hidrol. 1, 1966.
- LLOPIS LLADO, Noel; THOMAS CASAJUANA, José María: Estudio hidrogeológico de la vertiente meridional de Montserrat (Barcelona) Spel. 3-4, IV, 1953, págs. 121-191.
- MARTEL, E.A.; PUIG Y LARRAZ, L.: Exploraciones subterráneas en Cataluña y Baleares. Bol.Com.M.Geol.Esp. XXIV, 1898, págs. 229-258.
- MARTIN, J.: Les poljés du Causse d'El Hammam, Moyen Atlas Marocain. Mem.Doc.C.N.R.S. 7, 1967, págs. 283- 294.
- MATEU BELLES, Joan F.: Sedimentología de la Rambla de la Viuda. Quad.Geog.Un.Val. 16, 1975, págs. 65- 90.
- MONTORIOL POUS, Joaquín: El campo de dolinas del Pla de Campgrás (Macizo de Garraf, Barcelona). Spel. 2, I, 1950, págs. 23-39.
- MONTORIOL POUS, Joaquín: Contribución al conocimiento hidrogeológico del borde oriental del Macizo de Garraf (Zona Gava- Castelldefels). Spel. 1-4, VII, 1956, págs. 3- 36.
- MONTORIOL POUS, Joaquín: Estudio geoespeleológico de dos simas en el Macizo de Garraf (Barcelona). Spel. 1, I, 1950, págs. 39-53.
- MONTORIOL POUS, Joaquín: Estudio geoespeleológico del Forat de les Gralles. Spel. 2-3, II, 1951.
- MONTORIOL POUS, Joaquín: Estudio Hidrológico del Fondo de les Terradelles (Macizo de Garraf, Barcelona). Spel. 1, III, 1952, págs. 3- 31.
- MONTORIOL POUS, Joaquín: La Hidrología kárstica del Pla de les Basses y sus relaciones con las de otras zonas del Macizo de Garraf (Barcelona) Spel. 1-2, V, 1954, págs. 55- 104.

- MONTORIOL POUS, Joaquín: Estudio geoespeleológico de varias cavidades del Borde Oriental de la Sierra de Boix (Tarragona). Spel. 4, VI, 1955, págs. 257- 277.
- MONTORIOL POUS, Joaquín: Estudio geomorfológico e hidrogeológico del karst de la península de s'Albufereta (Fornells, Menorca). Rass.Spel.Ital. 1, IX, 1957, págs. 3- 48.
- MONTORIOL POUS, Joaquín: El funcionamiento hidrológico actual del sistema hipogeo de la Canal de Can Poble (San Llorenç del Munt Barcelona). Spel. 3, VI, 1955, págs. 127- 153.
- MONTORIOL POUS, J.; MUNTAN ENGBERG, L.: Sobre la evolución del fondo de les Tarradelles (Nota Complementaria). Spel. 3-4, IX, 1958, págs. 61- 74.
- MORAWETZ, Sieghard: Zur Frage der Dolinenverteilung im Istrichen Karst. Pet.Geog.Mitt. 109, 1965, págs. 161- 170.
- NICOD, Jean: Considerations sur les teneurs en carbonates de quelques sources karstiques de Basse Provence. Nor. 51, 1966, págs. 315- 329.
- NICOD, Jean: Recherches morphologiques en Basse Provence calcaire. Thèse, lettres, Aix en Provence. Etudes et Travaux de Medit. 5, 1967, 559 págs.
- PEREZ CUEVA, Alejandro: el cuaternario continental de la Plana de Castelló. Cuad.Geog.Un.Val. 24, 1979, págs. 39- 54.
- PEREZ PUCHAL, P.: Los embalses y el régimen de los ríos valencianos. Est.Geog. 107, 1967, págs. 149- 196.
- PIA SALVADOR, Gonzalo: Catálogo de cavidades de la provincia de Alicante. Spel. 1-2, VI, 1955, págs. 37- 51.
- PIA SALVADOR, G.; PIA SALVADOR, J.L.; PINA SALVADOR, A.: Cova de la Punta de Beniamequí (Mongó, Denia, Alicante). Spel. 1, IV, 1953, págs. 11- 20.
- PIA SALVADOR, J.L.: Cova de Sant Jordi (Alcoy). Spel. 2, IV, 1953, págs. 85- 93.
- PORTA, J.: Excursiones espeleológicas al Massis de Garraf. Bol.C.E.C. 1934.
- QUERALTO, R; LAGAR, A.; ABAD, J.; VICENTE, S.: Tres nous avencs del Massis de Garraf. Excursionisme 9, 1975, págs. 25- 30.

- RICHTER, G.; TEICHMÜLLER, R.: Die Entwicklung der keltiberischen Ketten. Abh.Ges.Wiss. 3, 7, 1933, págs. 1067- 1186.
- ROSELLO VERGER, Vicente M.: EL Macizo del Mondúver. Estudio Geomorfológico. Est.Geog. 112-113, 1968, págs. 423- 474.
- ROSELLO VERGER, V.M.: El litoral Valencià. L'Estel, Valencia, 1969, t.I, 171 págs.
- SIMON GOMEZ, Jose Luis; PEREZ CUEVA, Alejandro: El Trias extrusivo al norte de la Sierra de Espadán: aspectos tectónicos y morfo tectónicos. Cuad.Geog.Un.Val. 27, 1980, págs. 143- 156.
- SOLE SABARIS, L.: Les formations quaternaires du Levant. Livret-Guide de l'écursion INQUA, V Congr.Int. Madrid- Barcelona, 1957, págs. 9- 24.
- TERMES ANGLES, Fernando: Catálogo espeleológico de la región de Garraf. Spel. 3, III, 1952, págs. 131- 146.
- TERMES ANGLES, Fernando: Catálogo espeleológico de la región de San Llorens del Munt- Serra de l'Obac (prov. Barcelona). Spel 4, II, 1951, págs. 225- 233.
- TERMES ANGLES, Fernando: Catálogo espeleológico de los alrededores de Barcelona y catálogo espeleológico del Macizo de Montserrat. Spel. 4, III, 1952, págs. 183- 189.
- THOMAS CASAJUANA, José María; MONTORIOL POUS, Joaquín: Estudio geoespeleológico de las formaciones hipogeas de Sa Teulada (Santa Margarita, Mallorca) Spel. 4, III, 1952, págs. 159- 181.
- THOMAS CASAJUANA, J.M.; MONTORIOL POUS, J.: Los fenómenos kársticos en Parelleta (Ciudadela, Menorca). Spel. 4, II, 1951, págs. 191- 215.
- THOMAS CASAJUANA, J.M.; MONTORIOL POUS, J.: Resultados de una campaña geoespeleológica en la isla de Ibiza (Baleares). Spel. 3-4, IV, 1953, págs. 219- 255.
- THOMAS CASAJUANA, J.M.; MONTORIOL POUS, J.: Son Pou (Mallorca). Spel. 3, III, 1952, págs. 109- 129.
- VAUMAS, E. de: Phénomènes karstiques en Méditerranée Orientale. Mem.Doc.C.N.R.S. IV, 1967, págs. 193- 281.
- WROBEL, J.: Das Klima von Katalonien und der Provinz Castellón. Deuts.See.Marin. 3, 4, 1940, 97 págs.

446

Sierra del Gigante (Almería-Murcia)

LA SIERRA DEL GIGANTE, SITUACION, RELIEVE.

A pesar de la pobreza de las manifestaciones de su karst, nos ha parecido interesante incluir en el presente estudio un macizo sometido a un clima actual árido (o, al menos subárido) con inviernos fríos. Este tipo de clima está bastante extendido en el SE. peninsular no costero, coincidiendo con una de las regiones donde los afloramientos calizos tienen mayor importancia, y donde situamos el último capítulo de nuestro estudio.

La alineación formada por la Muela de Montalviche (o de Montreviche) y el Gigante, que suele aparecer con el nombre de "Sierra del Gigante" está situada al N. de la provincia de Almería y SW. de la de Murcia, en los términos municipales de Vélez Blanco y de Lorca, formando parte de una unidad mayor, la Sierra de Culebrina, una de las múltiples que integran el complicado mosaico del Sistema Subbético. En todo él, existe un marcado relieve diferencial en el que las calizas definen los puntos culminantes y que dada la importancia de las lluvias orográficas en toda la región suelen recibir precipitaciones muy superiores a las del entorno. Este problema, sobre el que volveremos posteriormente, ha complicado bastante la elección de la muestra y supuesto que trabajemos una sierra que recibe una cantidad apreciable de precipitaciones a pesar de encontrarse en una comarca de acusada aridez.

Los límites concretos del área estudiada no necesitan justificación tanto por lo destacado de la Sierra del Gigante, que contrasta extraordinariamente con las llanuras y relieves alo

mados del entorno, como por la nitidez de los contactos geológicos y litológicos. El macizo está totalmente aislado y rodeado, fosilizado en parte, por sedimentos terciarios y cuaternarios no karstificables y sus límites son por tanto bastantes evidentes.

Aunque hagamos constantes referencias a puntos situados fuera de la misma, el presente trabajo se centrará en el área comprendida por los siguientes límites: por el N. seguiremos una línea que, desde el Cerro Los Pardos, llega al Collado de Taibena coincidiendo aproximadamente con el arroyo del mismo nombre. Desde aquí, y con el fin de incluir al Gigante, nuestra demarcación llega hasta el "Collado del Carril", que coincide con una zona especialmente fracturada y aprovechada por la incisión fluvial.

Al E. nuestros límites contornean el Gigante y el Colmillo hasta llegar, aproximadamente, al cerro sobre el que se asienta las ruinas del Castillo de Xiquena, integrante ya del complejo Maláguide, unidad diferente de la que nos ocupa. Desde aquí, por el Sur, trazamos una línea recta (nos encontramos sobre materiales no karstificables por lo que no es necesario que nos cifemos a determinado hecho físico) que atravesando el Valle del Río Claro nos lleva hasta Vélez Blanco.

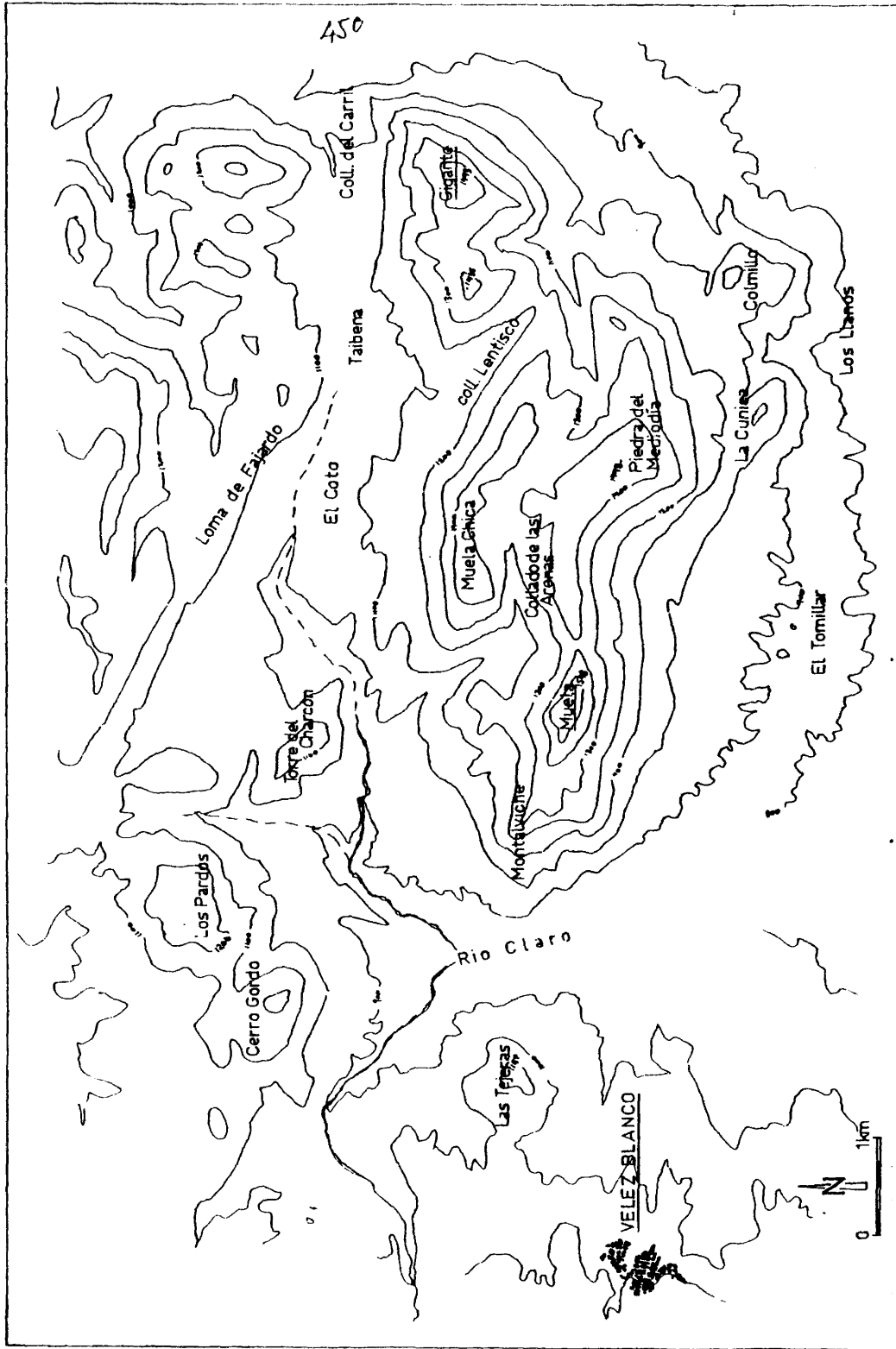
Por el W., por fin, cerramos nuestros límites con una línea que desde Vélez Blanco llega hasta el Cerro de los Pardos citado en primer lugar.

Hemos ignorado conscientemente las Sierras de María y del Maimón, más altas y karstificadas que la del Gigante por su superior pluviosidad y por presentar facies muy dolomíticas que

dificultarían la comparación de sus karsts respectivos con los de los otros macizos estudiados hasta ahora.

No vamos a ocuparnos en esta breve introducción de la geología de esta comarca si no es para insistir en la importancia de los relieves diferenciales en relación con una complicada estructura que, según palabras de Fallot, "no muestra más que una marquetaría desordenada de paquetes jurásicos, cretácicos o numulíticos dispersos sobre un fondo constituido normalmente por el Triás o el Cretácico. Sin ley aparente, emergiendo de estos terrenos blandos y muy erosionados, macizos calizos escarpados..."⁽¹⁾ alcanzan, seguimos nosotros, altitudes superiores frecuentemente a los 1500 m., muy destacadas de las llanuras circundantes. Uno de estos macizos es la Sierra del Gigante en la que destacan dos cumbres: la Muela Grande, de paredes subverticales y cuya culminación, prácticamente plana, alcanza los 1548 m. de altitud, y el Gigante, más alomado y pesado de formas, que llega a 1493. Entre ellos existen varias cumbres menores y collados con superficies lo suficientemente suaves como para tener un aprovechamiento agrícola en algunos puntos.

Hacia el N. "El Coto", un estrecho valle de origen tectónico, parcialmente colmatado por los sedimentos postorogénicos que le dan un fondo plano, nos separa de otras unidades menores, estructuralmente relacionadas con la Sierra del Gigante, mientras que hacia el S. y el E. el relieve se suaviza al aflorar materiales más blandos. La alineación no se prolonga pues más que hacia el W. donde la Sierra de María supera los 2000 m. y presenta una



fisonomía prolongación de la del Gigante y hacia el NE. con la Sierra del Pericay, menos definida y que no llega a alcanzar altitudes tan importantes. De todo ello nos ocuparemos detenidamente en las próximas páginas centrándonos, por supuesto, en aquellos aspectos relacionados con la morfología kárstica.



La Muela Grande



El Gigantē, huella de desprendimientos de bloques

RESUMEN ESTRATIGRAFICO:Potentes afloramientos calizos irregularmente distribuidos

La porción del Subbético que nos ocupa ha sido objeto de multitud de trabajos de geología, franceses en un principio, impulsados, sobre todo, por P. Fallot, y holandeses a continuación, de forma que, a pesar de su gran complejidad, algunos aspectos, como los estratigráficos, están satisfactoriamente estudiados y no presentan excesivas lagunas informativas en la actualidad.

Según los autores de la hoja correspondiente del Mapa Geológico, la Sierra del Gigante pertenece al Penibético (o "Subbético Interno") que se superpone al resto del Subbético mientras que éste a su vez descansa sobre otras unidades en las que no entramos por no complicar inutilmente este breve resumen⁽²⁾. Cada unidad tectónica muestra una estratigrafía propia lo que empieza a dar idea de la complejidad de la región y nos obliga a tratarlas por separado siguiendo el esquema que nos proporciona dicho mapa.

PENIBETICO

El Penibético, o Subbético Interno, muestra en la Sierra del Gigante una estratigrafía que abarca los sedimentos comprendidos entre el Triásico superior y el Cretácico superior aunque en otros lugares llegue hasta el Mioceno.

La serie se inicia con una formación cuya base no se conoce por coincidir con contactos tectónicos que podemos datar entre el Triásico superior y el Lías y que presenta sucesivamente;

- Dolomías de colores cálidos sin fósiles y con interca

laciones calcáreas muy laminadas.

- Calizas a las que se llega gradualmente y en las que se han encontrado fósiles del Pliensbachiense.

Todo el conjunto, de gran importancia en la Sierra de María aunque escasamente representativo en la del Gigante, tiene una potencia superior a los 300 m.

Siguen materiales datables entre Lías y el Malm, que ocupan la práctica totalidad de la alineación de la Sierra del Gigante. De muro a techo, la formación presenta las siguientes litologías:

- Calizas micríticas y calizas rojizas con algunas alteraciones de calcarenitas datables entre el Pliensbachiense y el Toarciense y con una potencia total de 60-70 m.
- Calizas oolíticas blancas o color crema en bancos potentes y masivos del Dogger (y, a veces, parte del Malm) de unos 300 m. de potencia.
- Calizas micríticas con frecuentes silicificaciones en bancos o nódulos, ricas en fósiles del Oxfordiense y potencia reducida, no superior a los 10-12 m.

A la formación anterior sigue otra muy poco representada en la Sierra del Gigante que se puede datar entre el Kimmeridgiense y el Tithonico:

- Calizas nodulosas ammoníticas cuya potencia no sobrepasa los 5-6 m.

El resto de los materiales que vamos a describir tiene

una importancia morfológica reducida limitándose a aflorar en algunos puntos de la periferia del macizo aunque su conocimiento es necesario para poder reconstruir la historia geológica de la región. Sobre las litologías anteriores descansan concordantemente, cuando no han sido desmanteladas, sedimentos cuyo origen está comprendido entre el Malm y el Barremiense:

- Alternancia de margas rosáceas (en ocasiones calizas nodulosas) y radiolaritas verdes.
- Intercalaciones de brechas y calizas nodulosas, que en algunos casos marcan la transición del Jurásico al Cretácico, muy ricas en fósiles.

El tramo Aptiense-Albense, muy bien representado al N. de la comarca aunque sólo puntualmente en la Sierra del Gigante (3) muestra sucesivamente los siguientes materiales:

- Margas verdes oscuras con radiolarios y algunas turbiditas procedentes de las calizas jurásicas finamente estratificadas. Su plasticidad ha desempeñado un importante papel en la tectónica posterior.
- Margas oscuras con una potencia cada vez mayor de olistostromas procedentes de las formaciones anteriores y abundante fauna. Contienen yeso en rosetas, indicios de cuarzo y algunos bloques calizos de gran tamaño.

El Cretácico superior, techo de la unidad en la Sierra del Gigante, está constituido por:

- Margas y margo-calizas blanquecinas con abundantes intercalaciones de sílex y olistostromas. La fauna halla

da permite diferenciar cronológicamente los diversos tramos aunque la continuidad litológica no justifica el que lo hagamos.

Como ya adelantamos anteriormente, esta unidad estructural se superpone al Subbético formando grandes klippe y dejando importantes y abundantes ventanas tectónicas que nos obligan a describir aunque sea someramente la litología de esta segunda undad.

SUBBETICO

Se inicia el Subbético en el Cretácico inferior constituido sucesivamente por los siguientes materiales:

- Margas y margas verdosas, muy tectonizadas y ricas en fósiles, que afloran al S. de la Cunica y el Colmillo, de edad comprendida entre el Neocomiense y el Barremiense.
- Micritas arcillosas con algunas piritas, rosetas de yeso, granos de cuarzo y fauna del Aptiense y Albense. Frecuentemente ha actuado como nivel de despegue o de forma diapírica dada su plasticidad.

Cretácico superior y Paleógeno están bien representados en la formación siguiente, que aflora alrededor de toda la sierra:

- Calizas margosas blancas con presencia de sílex y microfauna del Cenomanense o Turonense. Su potencia, variable, puede llegar a 100 m.
- Margas y margocalizas blancas y rosadas, finamente estratificadas con fauna pelágica que en ocasiones llega

al Luteciense aunque suele interrumpirse en el Paleoceno.

El techo, por último, de esta unidad abarca los sedimentos cuyas edades están comprendidas entre el Eoceno y el Mioceno inferior:

- Margas verdes y margocalizas con frecuentes intercalaciones de calcarenitas del Ypresiense y Luteciense.
- Margas y calizas margosas con abundante fauna del Priaboniense.
- Calizas marrones y verdosas alternantes con niveles margosos. Existen en algunos puntos intercalaciones de tobas andesíticas.
- Margas y margocalizas con sílex y fauna aquitaniense.

SEDIMENTOS POSTERIORES A LOS MANTOS

Las dos unidades estructurales anteriores están recubiertas por sedimentos recientes que fosilizan frecuentemente los contactos y que, en ciertos puntos, alcanzan potencias muy importantes.

Entre el Burdigaliense y el Mioceno medio aparecen calizas arenosas con una importante fracción detrítica y conglomerados con los que llegamos, tras una breve laguna estratigráfica, al Plioceno.

Por fin, durante el Cuaternario, se han desarrollado amplios glaciares alrededor de los relieves. Existen por lo menos dos niveles, el más antiguo colgado sobre el más reciente, buzando ligeramente hacia el N. y evidenciando con ello la importancia de

la tectónica subactual. Estos glacia, compuestos por conglomerados y arcillas se confunden al pie de los escarpes con los derrumbios de ladera y están a veces cementados o contienen costras calizas.

Localmente existen también acumulaciones de origen aluvial, terrazas y algunas tobas, en Vélez, que proceden de antiguas fuentes que drenaban la Sierra de María.

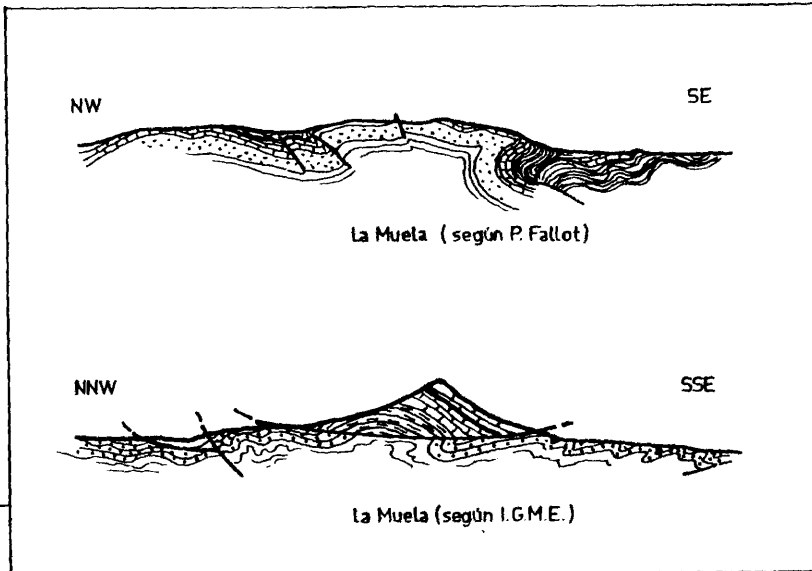
Como puede deducirse de lo expuesto, existen gran cantidad de materiales distintos. Cada uno de ellos actuará de forma diferente frente a la meteorización lo que explica en parte la complejidad del relieve de la región en la que nos encontramos aunque no nos ocuparemos en este trabajo más que de aquellos susceptibles de ser karstificados que, en la Sierra del Gigante, forman un paquete bastante compacto.

ESTRUCTURA COMPLEJA DE MANTOS SUPERPUESTOS Y PARCIALMENTE DESMANTELADOS

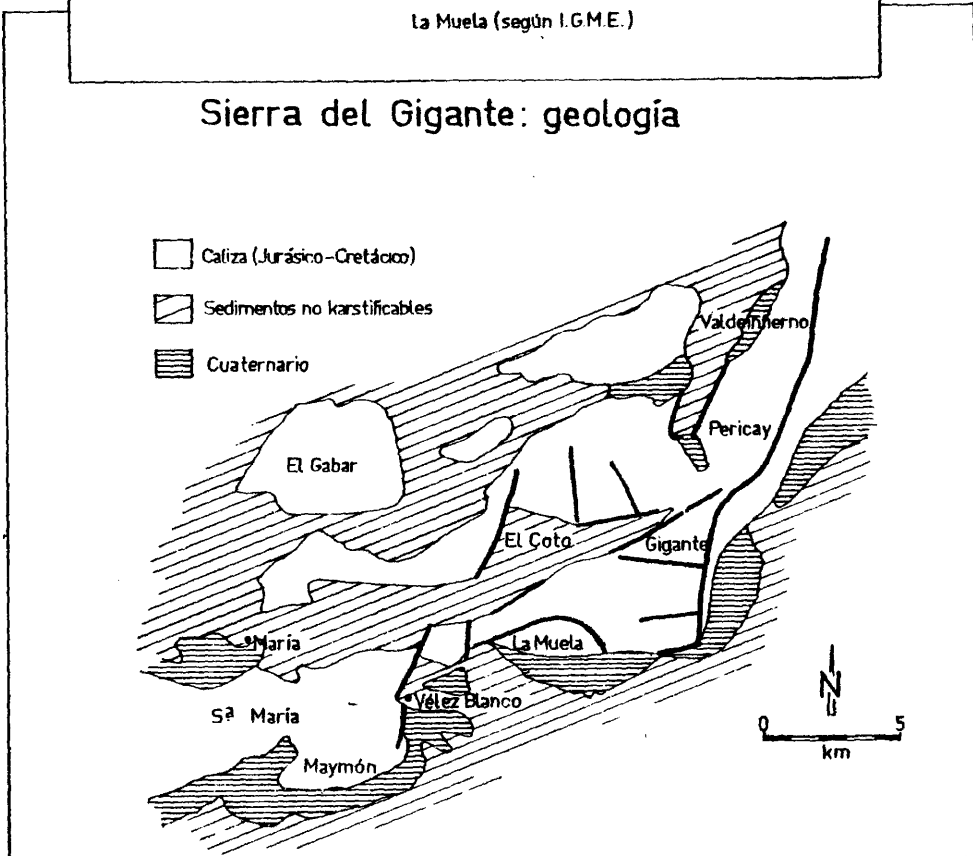
La Sierra del Gigante se encuentra en un sector de las Montañas Béticas que, como ya hemos dicho, ha sido objeto de numerosos estudios y ha sido interpretado de diversas maneras, algunas de ellas contradictorias, hasta llegar a la actualidad.

El fraccionamiento del relieve se explicó en principio como consecuencia de una orogenia muy larga y con numerosas fases de plegamiento seguidas de otras tantas erosivas⁽⁴⁾. Esta hipótesis, e idénticamente, fue pronto rebatida por diversos geólogos que demostraron la existencia de los mantos de corrimiento, iniciándose entonces una polémica sobre el número y la importancia de los mismos: mientras que Blumenthal defiende la autoctonía de gran parte del Subbético⁽⁵⁾, Staub da una gran importancia a los mantos, cuyo número multiplica a la vez que justifica desplazamientos muy importantes⁽⁶⁾.

Para Fallot, cuyos trabajos tendrán una gran difusión hasta época reciente, el cabalgamiento del Subbético sobre el Prebético sería limitado y el relieve de la zona que nos ocupa se explicaría por diversos pliegues y fracturas que afectarían principalmente a materiales autóctonos⁽⁷⁾. La interpretación se iría sin embargo complicando en los estudios holandeses⁽⁸⁾ hasta llegar a la que ofrece el Mapa Geológico del I.G.M.E., publicado en 1977 que es la que seguimos en el presente trabajo⁽⁹⁾, en el que se distinguen, aparte de los complejos Béticos (Alpujárride y Maláguide), en los que no entramos, dos formaciones distintas



Sierra del Gigante: geología



superpuestas dentro del ámbito de la zona subbética: el Subbético propiamente dicho y el Penibético⁽¹⁰⁾.

El Penibético se considera una unidad alóctona, deslizada sobre el Subbético en el que en ocasiones se ha clavado complicando extraordinariamente las estructuras de detalle. Existen varias ventanas tectónicas y contactos que evidencian el desplazamiento y criterios estratigráficos permiten diferenciar perfectamente las series penibéticas y subbéticas.

Los contactos de unas y otras unidades son todos por falla y como consecuencia de estas superposiciones anormales, el Jurástico, karstificable, descansa sobre materiales que no lo son lo que explica la importancia de las fuentes que rodean las Sierras del Gigante y María. Numerosas fracturas locales, resultado de las tensiones sufridas por el macizo, facilitan la absorción o erosión mecánica y se reflejan en el relieve actual, tema éste al que volveremos en capítulos sucesivos. Algunas de ellas son muy posteriores a la aparición de los mantos y deben relacionarse con reajustes isostáticos que tal vez sigan produciéndose en la actualidad (existen terrazas posteriores a los glaciares, cuaternarios todos ellos, sobreelevadas y depósitos recientes muestran leves buzamientos anormales⁽¹¹⁾).

HISTORIA GEOLOGICA

No existen afloramientos de materiales paleozoicos que nos permitan retrazar la historia geológica del Subbético (considerado en su sentido más amplio) anterior al Secundario.

Desde el Lías, o, tal vez en algunos puntos, desde el fi

nal del Triásico, existe una cuenca profunda que recibe margas y calizas a la vez que sufre una subsidencia prácticamente ininterrumpida. Es posible que al S. el Sistema Bético estuviera emergido, lo que explicaría ciertas anomalías locales de facies en las calizas jurásicas, e incluso que sufriera una etapa orogénica cuyas consecuencias no han sido bien establecidas⁽¹²⁾.

Durante el Cretácico la sedimentación, en un ambiente pélagico, es muy intensa. Unos primeros movimientos explican la existencia de algunas facies detríticas en toda la región y de las olistostromas que caracterizan un tramo de la columna estratigráfica del Subbético Interno. Hacia el S. empiezan a formarse los mantos que, posiblemente, no afectan aún a nuestra comarca.

Aunque los movimientos principales en el Bético de Málaga se producen entre el Maastrichtiense y el Luteciense⁽¹³⁾, los corrimientos y plegamientos que afectarán al Subbético se producirán durante el Mioceno inferior: al Aquitaniense se superponen al rededor del Gigante diversos materiales mesozoicos y los sedimentos anteriores a este piso, de facies someras y con abundantes niveles detríticos, aparecen violentamente plegados y fallados.

Durante el Mioceno superior, tras el asentamiento de los mantos, siguen produciéndose movimientos y la sedimentación alcanza un gran desarrollo en las áreas subsidentes que tienden a colmatarse. Excepto una reducida extensión cerca de Vélez Blanco, aún ocupada por el mar, la mayoría del territorio del que nos ocupamos estaba ya emergido y recibe sedimentos de origen continental procedentes del desmantelamiento de los relieves recién apare-

cidos.

El Plioceno y, sobre todo, el Cuaternario, ven intensifi-
carse la erosión. Aparecen amplios glacis alrededor de los relie-
ves principales y potentes acumulaciones detríticas demuestran la
importancia de los procesos morfoclimáticos para explicar el relie-
ve que podemos ver en la actualidad.

DATOS UTILIZADOS EN EL ESTUDIO DEL CLIMA

Existe en la comarca que nos ocupa un número relativamente importante de observatorios meteorológicos que nos proporcionan varias series interesantes y utilizables por su calidad. Como ya hemos adelantado en páginas anteriores las lluvias orográficas son muy importantes en toda la región por lo que, hallándonos en una comarca montañosa, hemos considerado necesario tener en cuenta los datos que nos ofrecían varias estaciones distintas independientemente de aquéllos que tomáramos como base de nuestro trabajo.

- Vélez Rubio (I.L. Segura), que nos ofrece un registro de temperaturas y precipitaciones prácticamente ininterrumpido entre 1951 y 1979 y que utilizaremos por su calidad como base de nuestro trabajo de climatología.
- Vélez Blanco (El Gabar) cuyos registros, a pesar de sus numerosas lagunas, nos informan relativamente bien de las observaciones realizadas entre 1951 y 1979 en el capítulo de precipitaciones y hasta 1965 en temperaturas.
- María (C.H. Segura) nos ofrece una serie de registros termopluiométricos de 16 años de duración, entre 1964 y 1979 interesantes por las diferencias que, como ya veremos, muestra un clima frente al de las otras estaciones.
- Embalse de Valdeinfierno, en la provincia de Murcia, al N. del área limitada para la realización del trabajo, nos ofrece un buen registro de temperaturas y precipitaciones de 28 años ininterrumpidos.

Además de los datos correspondientes a las estaciones mencionadas, hemos tenido en cuenta con el fin de comparar algunos fenómenos o de ampliar nuestros registros los de Albox, Chirivel, María (Alamicos) y Topares que, en algunos momentos nos han sido de gran utilidad. Con todos ellos consideramos que podemos obtener una correcta visión de conjunto con la que podremos afrontar el estudio morfoclimático.

PRECIPITACIONES ESCASAS QUE DEPENDEN DEL RELIEVE

Como podemos deducir de una simple ojeada al mapa de precipitaciones de G. Quijano, los totales están muy desigualmente repartidos en toda la región; existen numerosos observatorios que registran menos de 300 mm. próximos a otros que rebasan los 1000 (14) y que coinciden con determinadas Sierras (Cazorla, Segura) Por ello, a falta de datos que nos informen sobre la cuantía exacta y el régimen de precipitaciones de la Sierra del Gigante, vamos a utilizar simultáneamente los datos de varias estaciones con el fin de intentar aproximarnos al máximo de aquello que nos interesa.

PRECIPITACION MEDIA ANUAL

En toda la comarca en la que nos encontramos el total de precipitación es moderado. Sin llegar a los extremos de aridez que registran Almería o el Cabo de Gata, existe un marcado déficit de agua que se refleja en el paisaje y que determina la presencia de ciertos procesos morfogenéticos característicos. Los totales de precipitación aumentan, en líneas generales, según avanzamos hacia el NW. por lo que si en Purchena, Cantoria o Huercal-Overa no se alcanzan los 300 mm. (15), algunas de nuestras estaciones rebasan los 400 y en las sierras que limitan Jaén, Albacete, Granada y Murcia se superan los 600-700 mm.

Limitándonos ya a los observatorios seleccionados, los totales de precipitación varían desde los 291 mm. del Embalse de Valdeinfierno hasta los 464 que se recogen en María. La diferencia es bastante importante y puede relacionarse con la altitud y, posi

blemente, exposición de las estaciones⁽¹⁶⁾. Entre estos dos extremos Vélez Rubio registra 356,5 mm. y Vélez Blanco 399.

Como sucede en todas las series que reflejan un clima mediterráneo y tal y como puede observarse en el cuadro adjunto,

	Altit.	año más lluvioso	año menos lluvioso	media	σ_{n-1}	máx./min.
VALDEINFIERNO	690			291		
VELEZ RUBIO	839	692	159,6	357	134,8	4,34
VELEZ BLANCO	1065	677	212	399	142,1	3,19
MARIA	1180	747	201,4	464	170,8	3,71

los promedios de precipitación no significan gran cosa dada la extrema variabilidad interanual que existe. De cifras próximas a los 700 mm. en los años más lluviosos se pasa durante los más secos a totales que rondan los 200 mm.: en Vélez Rubio el año más regado de nuestra serie registra 4,34 veces más lluvia que el más seco. Y en Chirivel, fuera del área estudiada, esta proporción aumenta a 5,34. La desviación típica con respecto a la media de las precipitaciones alcanza unos valores que vienen a reforzar los datos anteriores pues oscila entre 135 y 171, lo que equivale a porcentajes comprendidos entre el 35,6 y el 37,8% del total, muy altos dentro del conjunto peninsular pero frecuentes en un ámbito mediterráneo puro.

Las cifras mencionadas son representativas del total de precipitaciones que se registra en las estaciones consideradas. Sin embargo no existen observatorios en las cumbres de las sierras y ya hemos visto que estos totales estaban muy relacionados con la altitud. Creemos no obstante, que la Sierra del Gigante es un mal

obstáculo topográfico por su reducida superficie y por la presencia de varios anchos collados que permiten el paso de las masas de aire⁽¹⁷⁾. Aplicando el gradiente que podemos obtener de las cifras de que disponemos, las precipitaciones a la altura de dichos collados no alcanzan los 500 mm. y son posiblemente más bajas en la mayor parte de la sierra con lo que nos acercamos bastante a las cifras de María.

DISTRIBUCION ESTACIONAL DE LAS PRECIPITACIONES

El total de precipitaciones se distribuye irregularmente durante el año de forma que los escasos recursos hídricos no suelen coincidir con los meses en que serían más necesarios; aunque los totales de precipitación son apreciables existen a consecuencia de ello meses extremadamente áridos frente a otros suficientemente regados.

El año hidrológico se inicia en otoño al volver las lluvias tras la sequía estival: Septiembre recibe aún escasas precipitaciones (dependiendo de las estaciones aunque alrededor siempre de los 20 mm.) pero Octubre suele marcar un máximo otoñal coincidiendo con la irrupción de masas de aire frío sobre una región aún recalentada. En Octubre es cuando se producen algunas de las más fuertes precipitaciones que, en ocasiones, como veremos más tarde, pueden producir riadas catastróficas en toda la región⁽¹⁸⁾ aunque los 50 mm. que, como promedio, recibe este mes sean aún inferiores al valor de la ETP.

Durante los meses invernales los valores se mantienen moderados apareciendo un mínimo secundario en Febrero en todos los

observatorios, cantidad suficiente para que, de nuevo, exista durante este mes un déficit de agua en las más secas de nuestras estaciones. Únicamente en María las precipitaciones se mantienen por encima de la ETP durante todo el invierno aunque también aquí exista el mínimo de Febrero.

La estación más lluviosa en la Sierra del Gigante es la primavera: el máximo se produce en todos los casos en Abril y hasta Junio existen frecuentes precipitaciones que mantienen cierta humedad en el suelo (y, por tanto, en los aparatos kársticos).

Durante el verano, por fin, los totales de precipitación descienden a sus valores mínimos que se producen normalmente en Julio (excepto en Vélez Blanco donde se registran en Agosto). Son frecuentes los veranos durante los que no se registran precipitaciones apreciables: éstas se producen en Vélez Rubio durante Julio solamente un año de cada tres. La situación se prolonga, aunque atenuada por la aparición de tormentas, en Septiembre hasta que el ciclo se cierra con la llegada de las lluvias otoñales.

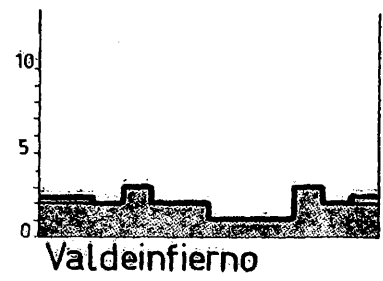
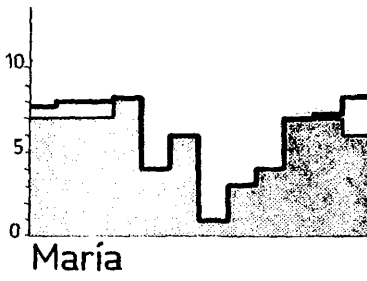
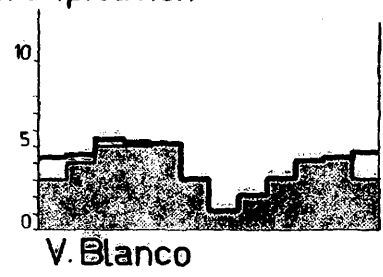
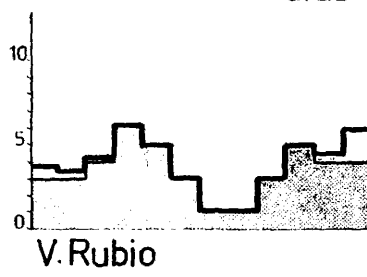
Salvo ciertas diferencias de matiz, los datos de todas las estaciones consideradas coinciden por lo que podemos imaginar que reflejan la distribución real de las precipitaciones en la Sierra del Gigante.

INTENSIDAD DE LAS PRECIPITACIONES. DIAS DE LLUVIA

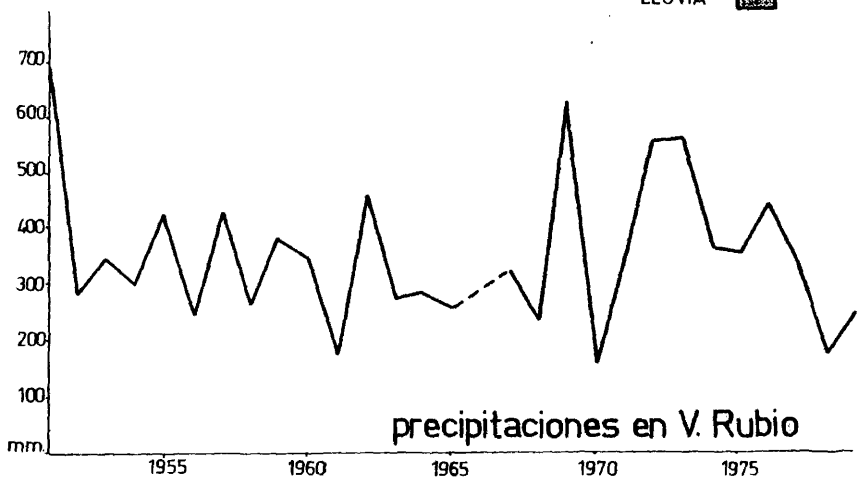
Los totales de precipitaciones considerados hasta este momento se distribuyen a lo largo de un desigual número de días según las estaciones: mientras que en el Embalse de Valdeinfierno llueve o nieva un promedio de 23,7 días cada año, estos fenómenos

etc

días de precipitación



NIEVE 
LLUVIA 



se registran 72,8 veces en María. Tal como ocurría con las precipitaciones, estos promedios ocultan variaciones muy importantes de un año a otro: si en Vélez Rubio en 1952 no se registraron precipitaciones más que 25 veces, en 1972 se llegaba a los 84 días de lluvia o nieve; habiéndose superado los 100 días en María en varias ocasiones.

Si dividimos el total de precipitaciones entre el número de días en que éstas se producen obtenemos unas cifras que nos demuestran que los chubascos son más violentos cuanto menores son los totales anuales (véase el cuadro adjunto). Los valores oscilan entre los 12,3 mm. por día de precipitación en Valdeinfierno, cifra que prueba una cierta brusquedad de las lluvias, y los 6,4 que demuestran la suavidad relativa de las precipitaciones que recibe María.

ESTACION	mm.	días lluvia	días nieve	mm. día
VALDEINFIERNO	291	23	0,7	12,28
VELEZ RUBIO	356,5	42	1,9	8,12
VELEZ BLANCO	399	42	4,2	8,64
MARIA	464	67	5,8	6,37

En todos los casos hay también una gran diferencia entre las precipitaciones que se producen en unos y otros meses del año: durante el invierno hay muchos días de lluvia aunque los totales son mediocres dada la suavidad de las mismas. Al final del verano sin embargo unos pocos días de precipitación suponen la descarga de bastantes litros por metro cuadrado. Las escasas lluvias que se producen entre Julio y Septiembre son en algunas ocasiones torren-

ciales lo que se refleja en la relación total de precipitaciones-días en que se producen.

ESTACION	máx. mm. por día	mes	min. mm. por día	mes
VALDERRIPIERNO	18	SEPT.	7	FEBRERO
VELEZ RUBIO	12	AGOSTO	4,1	FEBRERO
VELEZ BLANCO	13	OCTUBRE	6,8	FEBRERO
MARIA	11,4	MAYO	2,6	FEBRERO

Por último, debemos hacer alusión a las precipitaciones torrenciales que con cierta frecuencia se producen en toda la región: cada 5-7 años como promedio existe alguna descarga superior a los 100 mm. (19) conociéndose registros superiores a los 200 mm. en un día. Dadas las características de la red hidrográfica comarcal ello tiene en ocasiones consecuencias tan catastróficas como la crecida que en Octubre de 1973 arrasó cultivos y edificaciones en los alrededores de Puerto Lumberas, cerca de la Sierra del Gigante (20).

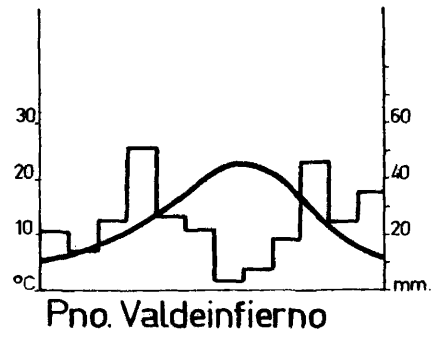
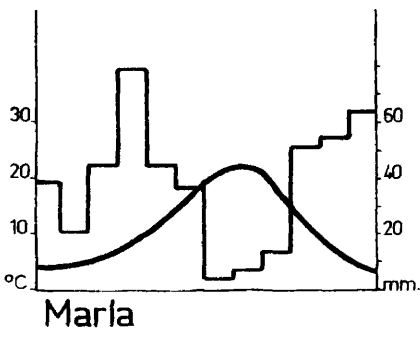
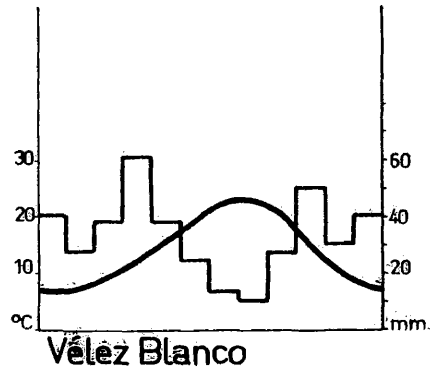
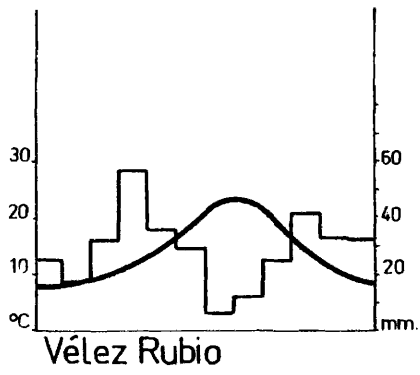
PRECIPITACION EL 19-X-1973 POR ESTACIONES	
CHIRIVEL	135 mm.
MARIA	172
V. BLANCO	181
V. RUBIO	151
V. RUBIO (Tonosa)	216

PRECIPITACIONES EN FORMA DE NIEVE

En la Sierra del Gigante y, sobre todo, en su vecina de María se producen nevadas con cierta frecuencia; en Vélez Blanco nieva 4,2 veces al año mientras que el fenómeno se produce como promedio durante 5,8 días en María. Las cantidades que caen no deben ser excesivamente importantes (en el supuesto de que la totalidad de las precipitaciones de los días en que nieva fueran sólidas, María recibiría 35 mm. de nieve al año.) pero las bajas temperaturas invernales permiten que el suelo permanezca en ocasiones recubierto de nieve hasta una docena de días y que ciertas umbrías la conserven durante varias semanas. En los valles y zonas bajas la nieve sigue existiendo aunque pierde progresivamente importancia hasta resultar insignificante en el observatorio de Valdeinfierno.

A pesar de lo dicho, y por lo que hemos podido observar sobre el terreno, creemos que la nieve no tiene excesiva importancia en la morfogénesis actual de la Sierra del Gigante y su entorno.

474



LAS TEMPERATURAS:Continentalización e inviernos fríos

Con el fin de dar su verdadero significado a los datos pluviométricos hemos estudiado las temperaturas de los mismos observatorios que hemos utilizado hasta el momento. Las series, en general, son aceptables por su calidad y continuidad y la abundancia de observatorios nos ha permitido suplir con facilidad aquellos datos que nos faltaran.

Como ya comentamos en el capítulo de las precipitaciones, los datos de que disponemos proceden de observatorios situados, en el mejor de los casos, al pie de la Sierra por lo que es preciso calcular el gradiente térmico para obtener una mayor precisión en la estimación de las temperaturas. Si nos basamos en los datos de nuestras estaciones, y a pesar de las fuertes inversiones térmicas que se producen durante el invierno, podemos deducir un gradiente de aproximadamente $0,4^{\circ}\text{C}$. de descenso de temperatura por cada 100 m. de altitud lo que significa que en las cumbres del Gigante la temperatura debe ser aproximadamente $1,5^{\circ}\text{C}$. más baja, como promedio, que en María (diferencia que es mayor en verano que en invierno por efectos de las citadas inversiones térmicas).

Un examen de los climodiagramas nos muestra, aunque nos cifiamos a los valores medios, una amplitud térmica considerable. Ello prueba la escasa influencia que tiene la proximidad del mar en el clima de la Sierra del Gigante: la temperatura del mes de Julio es en María $18,3^{\circ}\text{C}$. más elevada que la del mes de Enero. En Vélez Rubio es donde las temperaturas oscilan menos gracias, so

bre todo, a la suavidad de los inviernos. En todos nuestros observatorios Enero es el mes más frío, seguido de Diciembre, excepto en María donde las temperaturas más bajas se producen en este último mes⁽²¹⁾. Las temperaturas medias de este período oscilan entre los 4,4°C. de María y los 7,9 de Vélez Rubio.

Durante la primavera las temperaturas ascienden, aunque lentamente al principio, hasta llegar normalmente en Julio a los valores máximos del año, valores que se mantienen en Agosto y que oscilan entre los 21,4°C. de María y los 23,1 de Vélez Blanco. Septiembre sigue siendo caluroso para descender muy bruscamente las temperaturas en Octubre y Noviembre, coincidiendo con la llegada de las lluvias, hasta alcanzar los valores invernales.

Son sin embargo las temperaturas extremas las que reflejan la dureza del clima de la comarca: en María, la media de las mínimas es negativa durante tres meses, las heladas se producen con mayor o menor intensidad entre Octubre y Mayo y se han llegado a registrar temperaturas de hasta -20°C.⁽²²⁾.

Durante el verano la sequedad de la atmósfera permite una gran diferencia entre las temperaturas del día y de la noche: mientras que la media de las máximas alcanza en Vélez Blanco 31,7°; la de las mínimas se queda, durante este mismo mes de Julio, en 14,5°C. La amplitud diurna es pues en esta estación de 17,2°C.

Las máximas estivales, no ya las medias de las máximas, suelen ser bastante elevadas habiéndose superado los 40°C. en Vélez Rubio el 21-VI-1965. De todas formas, a pesar de su importancia, estas cifras están aún lejos de las registradas en otras es-

taciones andaluzas en las que los veranos son bastante más calurosos.

De lo dicho respecto a las temperaturas nos interesa destacar dos hechos; el primero es que durante el invierno se producen abundantes ciclos hielo-deshielo, a la vez que la intensidad de las heladas hace que la gelifracción sea muy efectiva y el segundo que el calor estival coincide con los meses en que la pluviometría es menor produciéndose una prolongada aridez, tema éste en el que insistiremos en los capítulos siguientes.

No conocemos el número de ciclos hielo-deshielo que se producen anualmente. Sin embargo sabemos que en María se registran temperaturas negativas un promedio de 93 días al año (en ocasiones se superan los 120 días de helada) de los cuales 13 descienden por debajo de los -5°C . En algunos casos, como en Enero y Diciembre de 1972, se han llegado a registrar heladas durante 27 o 28 días mensuales con temperaturas máximas diurnas no siempre suficientes para producir el deshielo. Probablemente las cumbres del Gigante, bastante más elevadas, estén sometidas a condiciones aún más duras. Por el contrario, en Vélez Rubio, cuya altitud es aún de 839 m., no hiela más que 25 días al año. La altitud nos parece esencial para explicar el régimen de temperaturas de la comarca.

BALANCE HIDRICO:Escasez de agua en todas las estaciones

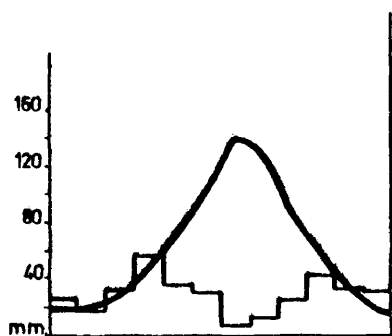
El total de precipitaciones de nuestros observatorios es en todos los casos insuficiente para cubrir las necesidades de la evapotranspiración; las elevadas temperaturas estivales producen una gran demanda de agua que no puede ser satisfecha durante bastantes meses y cuando, durante el otoño y la primavera, llueve con mayor intensidad, la totalidad del agua es absorbida por el suelo y pasa a formar parte de sus reservas.

La evapotranspiración potencial, calculada por el método de Thornthwaite, oscila según las estaciones entre los 669 mm. de María y los 763 de Vélez Blanco, muy por encima en todos los casos del total de precipitaciones. Por ello, la evapotranspiración real suele absorber la totalidad de los recursos hídricos, salvo en María, donde las precipitaciones superan durante el invierno la capacidad de absorción del suelo y se produce un excedente medio de 87 mm. anuales.

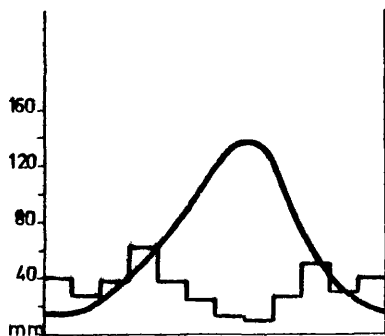
Según el sistema de Turc, se produce un déficit en la escorrentía que corresponde prácticamente al total de las precipitaciones quedando disponibles para la escorrentía (o la karstificación) cantidades de agua mínimas.

En realidad, y a pesar del evidente déficit global del agua, las disponibilidades deben ser algo mayores que lo que hace pensar el cálculo de la ETR; las lluvias, ya lo hemos visto, son muy irregulares de unos a otros años y, sobre todo, abundan relativamente los grandes chubascos que descargando 100-200 mm. de

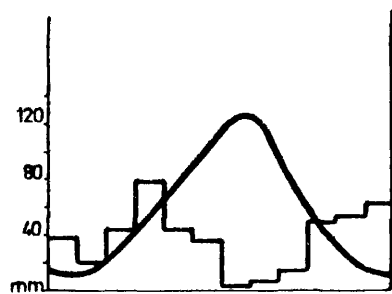
479



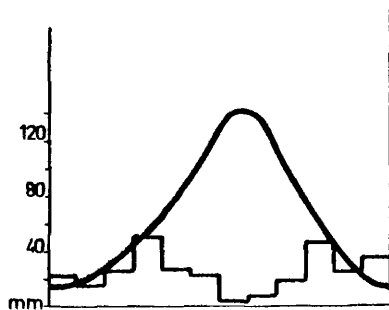
Vélez Rubio



Vélez Blanco



María



Pno. Valdeinfierno

E.T.P. y precipitación

agua en un día superan la capacidad de absorción del suelo pasando el excedente a formar parte de la escorrentía⁽²³⁾. Por otra

ESTACION	precipitación mm.	ETP	ETR	TURC
VALDEINFIERNO	291	748	291	285
VELEZ RUBIO	357	728	357	340
VELEZ BLANCO	395	763	399	371
MARIA	464	669	377	392

parte, y es éste un aspecto cuya importancia no podemos cuantificar, el cálculo de la ETP se basa en unas posibles reservas hídricas del suelo de 100 mm., dato éste muy discutible, máxime cuando gran parte de la Sierra del Gigante presenta suelos esqueléticos o roca descubierta⁽²⁴⁾. La escorrentía, aunque en ocasiones limitada a unos metros de recorrido, debe ser bastante más importante de lo que parecen indicar nuestras cifras.

El agua que queda disponible calculada por diferentes sistemas, incluyendo el análisis de los excedentes que producen las lluvias excepcionales, queda reflejado en el siguiente cuadro:

	ETR	TURC	LLUVIAS EXCEP.
VALDEINFIERNO	0	6,5	10
VELEZ RUBIO	0	17	17
VELEZ BLANCO	0	28	
MARIA	87	72	

Como puede apreciarse, las cantidades, muy pequeñas en las estaciones que se encuentran a baja altitud, aumentan según

ascendemos. Estimamos que en las cumbres del Gigante, donde las precipitaciones deben ser, como ya comentamos, algo más altas que en María y las temperaturas $1,5^{\circ}\text{C}$. más bajas, debe existir una cantidad de agua disponible próxima a los 100 mm. anuales, cantidad que se reduce hasta casi desaparecer al pie de la sierra.

EL CLIMA AGENTE MORFOGENETICO EN LA SIERRA DEL GIGANTE:Superposición de formas típicas de procesos áridos y periglaciares

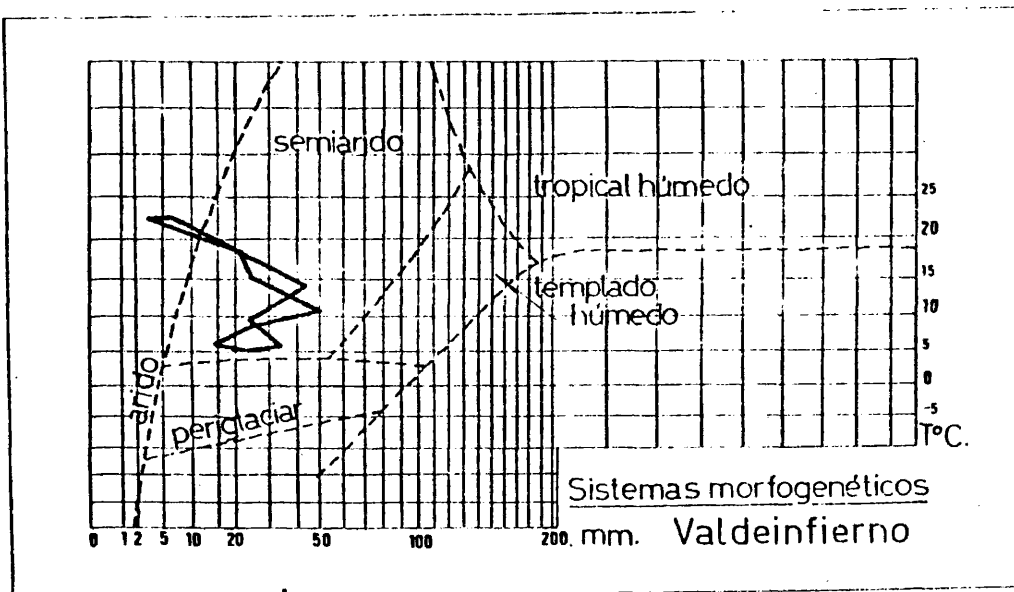
La mayor parte de las formas de relieve que vemos en la Sierra del Gigante y que se han ido superponiendo desde el final del Terciario no pueden explicarse con una óptica diferente a la de la morfología climática. Hasta el momento presente se han sucedido diferentes sistemas morfoclimáticos cada uno de los cuales ha dejado su impronta en la Sierra del Gigante y aún en la actualidad gran parte de la morfogénesis está condicionada por el clima.

Al clima actual de la Sierra del Gigante corresponden según Wilson⁽²⁵⁾ procesos morfogenéticos característicos de dominios semiáridos, áridos y, en las zonas altas, periglaciares. Solamente María entra, durante el mes de Abril, entre los "templado-húmedos".

La aridez, cuyas manifestaciones morfológicas principales son la importancia de los glaciares y las características de la red de drenaje, se produce al coincidir los meses menos lluviosos con aquellos en que, a consecuencia de las temperaturas, hay una mayor necesidad de agua. Tanto Vélez Rubio y Vélez Blanco como el Embalse de Valdeinfierno presentan dos meses "áridos" y los diez restantes "semiáridos", concepto éste último muy amplio y que abarca situaciones muy diferentes con el denominador común, interesante para el karst, de la escasez de agua.

Los procesos periglaciares, que en la Sierra del Gigante se deben producir durante al menos cuatro meses al año, se ven favorecidos por la abundancia relativa de agua que existe en el invierno y se reflejan en la presencia de grandes canchales y acumu

laciones, aparentemente subactuales, al pie de los principales escarpes. La superficie y, sobre todo, el volúmen de los materiales acumulados alrededor de la sierra durante el pasado reciente demuestran además que el periglaciario, presente en la actualidad,



ha tenido una gran actividad durante el Cuaternario y ha sido uno de los principales agentes del modelado de la Sierra del Gigante.

El karst, considerado como un fenómeno morfoclimático, tiene, lógicamente, relación con todo lo dicho; la caliza es prácticamente invulnerable bajo clima árido⁽²⁶⁾ y del régimen de precipitaciones y actividad del periglaciario depende la presencia de formas más o menos desarrolladas, temas todos ellos que nos ocuparán en los próximos capítulos.

FORMAS CARACTERISTICAS DE MEDIOS ARIDOS

Aunque no vamos a extendernos mucho en ellas por ser independientes de la morfología kárstica, creemos interesante dar un breve repaso a aquellas formas que, presentes en la Sierra del Gigante, pueden relacionarse directamente con determinados tipos de clima.

LOS GLACIS son una de las formas de relieve más características de la región tanto por su desarrollo como por su abundancia (27).

Alrededor del Gigante se han depositado al menos en dos niveles, discordantes a causa de los movimientos isostáticos cuaternarios, y posteriores al Plioceno al que fosilizan en varios puntos. Sin embargo, son anteriores a un episodio frío reciente que hade depositado potentes acumulaciones de gelifractos sobre ellos.

A pesar de deberse a circunstancias morfoclimáticas pasadas, diferentes probablemente de las actuales, los glacis conservan aún cierta funcionalidad: numerosos torrentillos procedentes de la Sierra se pierden al llegar a ellos (28) y tanto la distribución de los sedimentos subactuales como el análisis de la fotografía aérea demuestran que la red de drenaje está insuficientemente organizada, algo a lo que contribuye el carácter torrencial de numerosos chubascos que se producen en la región y el gran poder de transporte que tienen las crecidas de las ramblas.

Las superficies de los glacis se han conservado prácticamente intactas gracias en ocasiones a la presencia de COSTRAS CALIZAS, también relacionadas con climas áridos o semiáridos y bas-

tante resistentes a la erosión tal y como ésta se produce actualmente. Estas costras, que alcanzan varios decímetros de espesor, son el soporte frecuente de microlapiaces actuales.

Las características de la pluviometría local impiden la presencia de ríos permanentes, salvo un número reducido de arroyos cuyas aguas proceden de surgencias kársticas, por lo que el drenaje se realiza por medio de una intrincada red de RAMBLAS. Algunas de ellas, como la Rambla Mayor, cerca del Embalse de Valdeinfierno, o el Río Claro, próximo a la Parroquia, alcanzan anchuras comprendidas entre los 150 y los 200 m.⁽²⁹⁾. Es normal, por fin, que los torrentes circulen entre accidentados paisajes de CARCAVAS que nos demuestran la intensidad de la erosión que están sufriendo suelos y depósitos en la actualidad⁽³⁰⁾.

El conjunto de las formas descritas no afecta sin embargo en exceso a la karstificación: tanto si se trata de herencias paleoclimáticas como si hablamos de procesos actuales, la caliza no se ve afectada, más que indirectamente por los climas áridos frente a los cuales, ya lo hemos dicho, muestra una gran resistencia.

FORMAS PERIGLACIARES

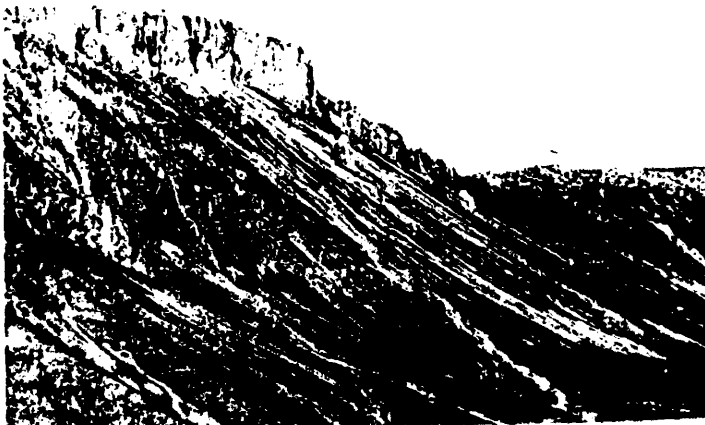
Las bajas temperaturas que reinan en la Sierra del Gigante durante los inviernos permiten la presencia de formas y procesos actuales periglaciares a pesar de la dificultad que supone la escasez de agua; al final del Cuaternario, con un medio más frío y húmedo, llegaron a depositarse enormes acumulaciones de gelifractos alrededor de toda la sierra, acumulaciones hoy colonizadas

parcialmente por la vegetación y atacadas por los torrentes que han tajado en ellas sus canales de desagüe. En la actualidad, a pesar de que los procesos son menos efectivos, la gelifracción sigue atacando lapiaces, diaclasas y zonas de debilidad apareciendo numerosos canchales en las zonas culminantes y pequeños conos de derrubios al pie de los escarpes. En cualquier caso aunque la gelifracción pueda retocar la fisonomía de la superficie rocosa, no existe ningún tipo de interferencia entre ella y la karstificación.

Otra manifestación del periglacialismo, más limitada que la anterior, es la presencia en algunos rellanos y vertientes suaves de vegetación formando festones o pequeños círculos, prueba de la existencia de desplazamientos diferenciales de los componentes del suelo. De todas formas, aún en el caso de que estas formaciones estuvieran más generalizadas y desarrolladas, su incidencia en la morfología kárstica es mínima.



La Muela Grande



EL KARST:Circunstancias adversas y pobreza de sus manifestaciones

Los fenómenos kársticos parecen producirse y evolucionar en la Sierra del Gigante independientemente de los procesos morfo climáticos anteriormente descritos. Aunque la aridez y el periglaciarismo afectan indistintamente a cualquier tipo de litología sus manifestaciones principales no se producen, salvo la gelifracción, sobre la caliza y en ningún caso llegan a dificultar el desarrollo del karst: el frío, en el caso de las heladas, no actúa más que en las capas más superficiales⁽³¹⁾ y aunque pueda paralizarla momentáneamente, no llega a impedir la disolución. En cuanto a la distribución estacional de las lluvias, no debe tener una excesiva importancia en el desarrollo del karst profundo cuando las principales fuentes son permanentes y no acusan prácticamente los estiajes.

Es evidente que aunque existe disolución actual, hecho demostrado por los elevados contenidos en caliza de las aguas analizadas, las circunstancias, de entrada al menos, parecen poco favorables para el desarrollo del karst: el agua disponible, muy escasa como ya tuvimos ocasión de justificar, circula a gran velocidad dado el valor de las pendientes y el carácter torrencial de gran parte de las precipitaciones y la pobreza de suelos y vegetación dificulta la retención del agua durante largos períodos de tiempo.

Todo ello supone que la karstificación del macizo no se refeje prácticamente en el modelado y que las formas más desarro-

lladas que podemos ver en él sean heredadas tal y como ocurre en otros karsts bien estudiados del contorno mediterráneo y que muestran climas similares a los de la Sierra del Gigante⁽³²⁾.

ANALISIS DE FORMAS KARSTICAS

Existen en la Sierra del Gigante muy pocas formas dignas de mención; la karstificación es antigua y prosigue en la actualidad pero la adversidad del medio ha supuesto que el desarrollo y la vistosidad de las formas sean mínimos no sólo en nuestra sierra sino en todas aquellas que están expuestas a similares condiciones climáticas⁽³³⁾.

FORMAS DE ABSORCION

Aunque amplios collados y numerosos rellanos de la Sierra del Gigante estén recubiertos de suelo y no aflora en ellos la caliza, en la mayor parte del macizo ésta aparece dando grandes y áridos campos de piedras por la acción conjunta de la gelifracción y el lapiaz. Solamente en las partes bajas la microtopografía kárstica se conserva relativamente intacta permitiendo la observación de las distintas formas.

EL LAPIAZ está presente en la práctica totalidad de la sierra aunque su desarrollo es siempre moderado. El más característico es el rundkarren que muestra formas suaves y redondeadas típicas de un origen bajo suelo. El rundkarren, que aparece frecuentemente semicubierto y permite el crecimiento de una vegetación bastante densa, puede alcanzar profundidades de hasta 50-60 cm. aunque no sobrepase normalmente la escala decimétrica. En ocasio-

nes es capaz de aprovechar la presencia de microdiacclasas o de discontinuidades adquiriendo entonces trazados característicos y un mayor desarrollo y normalmente aparece, asociado a crioclastos, formando accidentados microrrelieves.

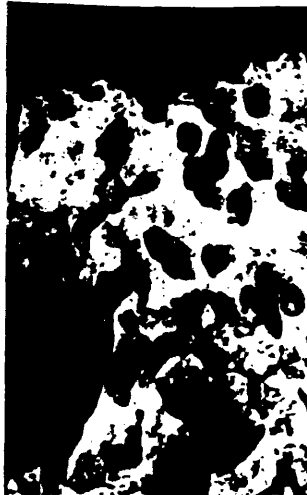
Sobre el rundkarren o, en ocasiones, independientemente de él, se ha desarrollado un höhlkarren gracias a la acción conjunta de la corrosión química, de la disolución y de la presencia de raíces, muy evidente en algunos casos. El höhlkarren afecta a superficies pequeñas, independientemente de su inclinación y muestra orificios esféricos de 1 a 3 cm. de diámetro que frecuentemente se conservan rellenos de arcilla o de suelo. Son abundantes también los orificios cilíndricos de pequeño diámetro y varios centímetros de longitud.

Los dos tipos de lapiaz que acabamos de describir, entre los que se encuentran la mayor parte de los presentes en la Sierra del Gigante, se han formado bajo suelo aunque éste haya desaparecido posteriormente al pasarse a una situación de reXistasia. Ello es lógico ya que el agua circula y se evapora a gran velocidad en toda la sierra y solamente la presencia de suelo es capaz de mantener un tiempo el grado de humedad suficiente para que se produzcan las reacciones necesarias a la karstificación. El suelo, con sus ácidos orgánicos, permite asimismo la aparición de determinadas reacciones bioquímicas que contribuyen al desarrollo del lapiaz.

Otro tipo de lapiaz frecuente en la Sierra del Gigante, y que en ocasiones aparece asociado al rundkarren es el Kluftka-



Campo de lapiaz (V. Blanco)



Höhlkarren

Kluftkarren (El Gigante)



rren que se desarrolla sobre diaclasas o sobre planos de estratificación y tiene dimensiones muy variadas desde los escasos centímetros de algunas de sus manifestaciones hasta varios metros. Cuando es pequeño y se ha formado descubierto puede mostrar acanaladuras limpias y profundas que se entrecruzan dejando agudas aristas intermedias.

El kluftkarren aprovecha en ocasiones diaclasas de decompresión, muy abundantes en todos los escarpes de la Sierra del Gigante. En este caso contribuye a aislar pináculos o lienzos completos de las paredes rocosas y adquiere el aspecto de profundos tajos de hasta un par de metros de anchura y 8-10 de profundidad. Esta forma, frecuente en las partes altas de la Muela, del Gigante y cerca del Collado del Carril, donde existe el significativo topónimo de "la Rendija", facilita el desprendimiento de grandes bloques cuyos restos se acumulan al pie de los escarpes formando grandes conos de derrubios⁽³⁴⁾.

Un último tipo de lapiaz que debemos mencionar a pesar de su escasa representación es el rillenkarrren que, en algunos lugares se ha superpuesto a los microrrelieves residuales que ha dejado el rundkarrren. En ningún caso de todas formas alcanza extensiones ni desarrollos apreciables.

No existen DOLINAS ni en la Sierra del Gigante ni en las vecinas de María y del Maimón⁽³⁵⁾; las únicas que conocemos en la región se encuentran en macizos que reciben un total de precipitaciones muy superior al nuestro y con morfoestructuras muy diferentes de las que nos ocupa⁽³⁶⁾. Solamente la culminación plana de la

Muela y algún rellano del resto de la sierra pueden actuar como zonas de absorción aunque en ningún caso puedan asimilarse a las dolinas.

Los POLJES son también inexistentes aunque la depresión tectónica que limita por el N. de la Sierra del Gigante actuó probablemente como tal hasta una época reciente: en la actualidad aparece totalmente colmatada por sedimentos postorogénicos aunque la mayor parte del agua que llega se filtra a través de ellos, es absorbida por la caliza infrayacente y resurge en las fuentes de los Tornajos y de San Gil, ya fuera de la depresión. En estos momentos el drenaje se verifica simultáneamente de forma subterránea (existen pozos que demuestran la importancia de las reservas de agua que hay al pie del Gigante) y subaérea: los arroyos de Taibena y del Carril han conseguido, gracias a las acumulaciones cuaternarias que han fosilizado el polje, atravesar los afloramientos calizos hasta llegar a las fuentes anteriormente citadas (37).

Por último, los SUMIDEROS que podemos observar en la Sierra del Gigante son poco importantes y están asociados normalmente a diferentes manifestaciones de kluftkarren. Las verdaderas zonas de absorción, situadas en la periferia de la sierra suelen estar recubiertas de sedimentos permeables por lo que no resultan visibles a pesar de conservar su actividad.

FORMAS DE CONDUCCION Y EMISION

No tenemos noticia de la existencia de cavidades importantes en la Sierra del Gigante, como tampoco parecen existir en

las de María y del Maimón⁽³⁸⁾, solamente son notables varios abrigos y covachos, normalmente antiguas formas de emisión, hoy colgadas a bastante altura sobre las fuentes más importantes y totalmente desligados de la hidrografía tanto kárstica como epigea. Estas cavidades pueden en ocasiones presentar amplios pórticos de entrada (cara SE. del Gigante) pero su desarrollo interior se reduce siempre a unos pocos metros penetrables. Llopis (op. cit. nota 35) interpreta los de la Sierra de María en relación con antiguos niveles de base pliocenos y aunque su explicación se base en rígidos y discutibles presupuestos davisianos creemos que la antigüedad de estas formas es evidente ya que en cualquier caso responden a una topografía muy diferente de la actual.

Sí existen en cambio formas de conducción subaéreas de origen kárstico, o en las que al menos se observan pruebas de disolución: los arroyos de Taibena y del Carril, que circulan al N. de la alineación del Gigante sobre sedimentos recientes no karstificables, han excavado sendos pequeños desfiladeros al llegar a los afloramientos calizos. La longitud y profundidad de ambos desfiladeros es reducida pero suficiente para que podamos apreciar cómo la disolución ha aprovechado las fracturas y zonas de debilidad y ha creado abrigos y covachos a ambos lados de los talwegs. De todas formas, en los dos casos a la erosión kárstica se ha sumado la torrencial: existen abundantes depósitos de cantos y aunque el sustrato calizo les confiere un aspecto característico nuestros valles no son más que una prolongación de dos ramblas.

Las formas kársticas de EMISION son relativamente abundan



Höhlkarren (El Colmillo)



El Gigante, cueva colgada.

tes alrededor de la Sierra del Gigante lo que nos demuestra la importancia del drenaje subterráneo. Las fuentes se localizan en el contacto entre los materiales penibéticos, karstificables, y el techo de los subbéticos, muy margoso y poco permeable, allí donde los sedimentos postorogénicos no oculten tal contacto. La mayoría de las fuentes son estacionales y reflejan el régimen pluviométrico de la comarca; sin embargo algunas de ellas, como las que existen en Vélez Blanco cuyas aguas proceden de la Sierra de María, no acusan prácticamente los estiajes. A pesar de que los sistemas kársticos son reducidos por la escasa superficie y por la compartimentación de los afloramientos, deben existir considerables reservas hídricas subterráneas.

Es interesante reseñar, por último, que en épocas muy lluviosas aparecen numerosas resurgencias colgadas a cierta altitud en la Sierra del Gigante aprovechando probablemente antiguas redes de conductos que actuarían en la actualidad como "trop-pleins".

GLACIS



GELIFRACTOS



FRACTURAS



SUMIDERO



LAPIAZ



Sierra del Gigante: morfología

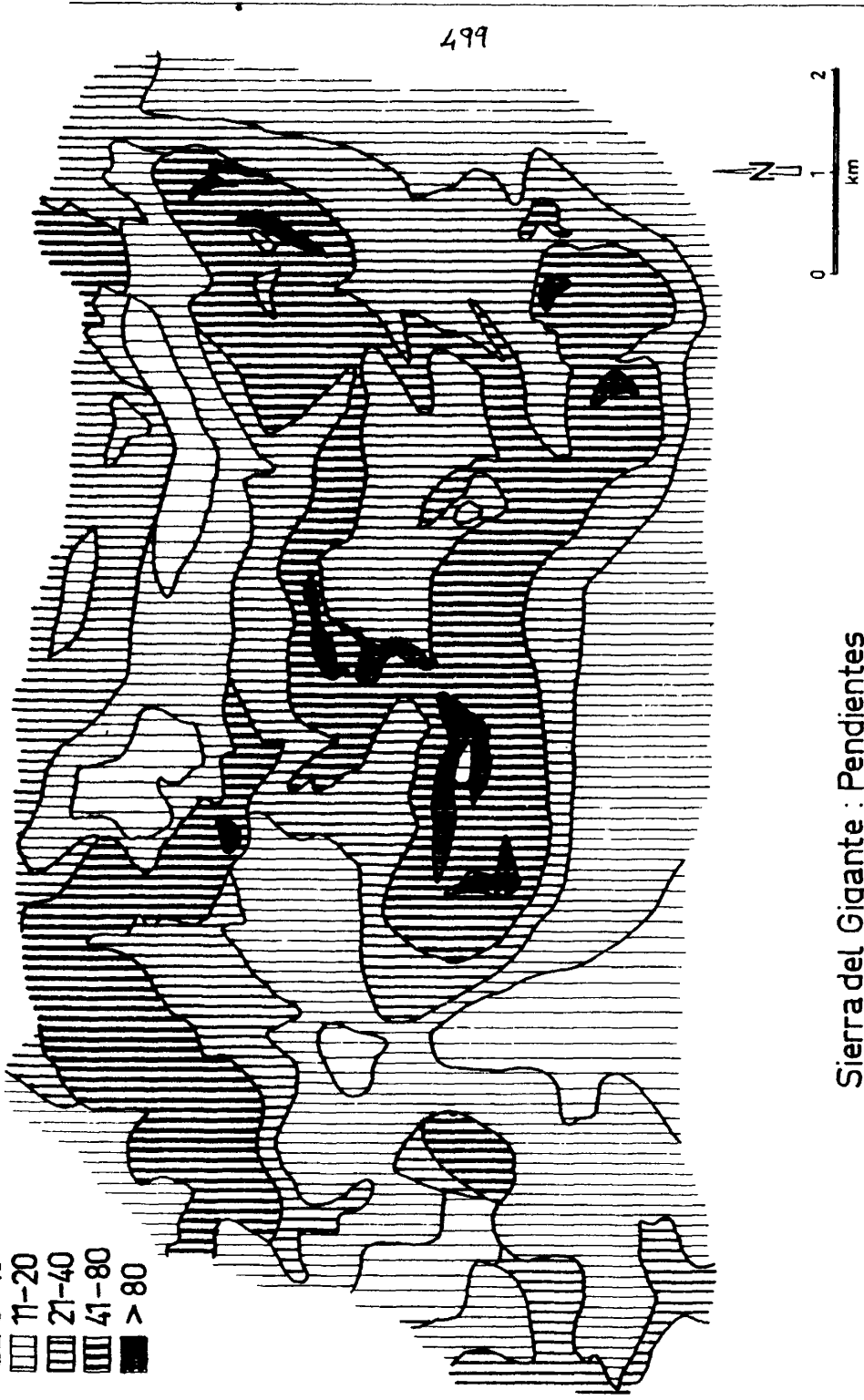
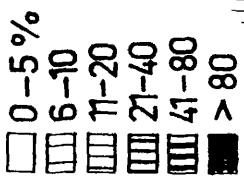
ESCASA RELACION APARENTE ENTRE EL KARST Y EL RELIEVE

Como ya dijimos en capítulos anteriores, existe en toda la región un pronunciado relieve diferencial condicionado por la litología en el que las calizas han quedado en resalte y dan lugar a pendientes muy desiguales. Sin embargo, no parece existir dentro de la Sierra del Gigante una relación estrecha entre las escasas formas kársticas que observamos y el relieve.

En las partes altas del Macizo predominan las formas de absorción mientras que, alrededor de la Sierra, a menor altitud, aparecen también las de emisión. Ello es lógico y se debe a la estructura del macizo mucho más que a un simple condicionante altitudinal.

La diferencia de altitud entre las cumbres del Gigante y los afloramientos circundantes supera los 600 m. Ello conlleva que las zonas altas reciban, como ya comentamos, una mayor innivación; sin embargo, aunque esto sea así, no hemos observado pruebas de la actividad morfogenética de la nieve. Más importancia tiene en el modelado el superior número y la mayor intensidad de las heladas que se producen en las cumbres: la gelifracción mutila y llega a borrar en ellas toda huella de lapiaz descubiertos apareciendo en su lugar amplios canchales. Al pie de la alineación en cambio, el periglaciario parece perder fuerza y los lapiaz se conservan más intactos. Con todo, nos parece que la altitud no llega a influir directa ni indirectamente en el karst del Gigante.

El papel de las pendientes, que, como puede observarse



Sierra del Gigante : Pendientes

en el mapa correspondiente, muestran valores muy variados, es más importante: los rellanos o afloramientos calizos más o menos horizontales actúan como zonas de absorción mientras que las laderas de mayor inclinación, sobre las que el agua circula a mayor velocidad, apenas están karstificadas. A pesar de la relativa independencia del lapiaz, capaz de formarse en superficies reducidas y en pendientes de muy diverso valor, existen en los rellanos formas mejor desarrolladas; los pequeños sumideros abundan aprovechando frecuentemente la intersección de diaclasas y los lapiaces están más generalizados. Conviene recordar también en este sentido que la mayoría de nuestros lapiaces se han formado (y se forman) bajo suelo y que éste es prácticamente inexistente en los lugares más inclinados de la Sierra. De todas maneras, salvando el caso de estos lapiaces, el resto de las formas existentes parece ser independiente del relieve. Así, la situación de cuevas y surgencias al pie de los principales escarpes o colgadas en ellos se debe a que el retroceso de las vertientes o la simple erosión fluvial han interceptado formas subterráneas de conducción cuyo origen es totalmente ajeno a la orografía.

Creemos, y con ello cerramos el presente capítulo, que el relieve puede facilitar de diversas maneras la aparición y desarrollo posterior de algunas formas aunque tiene muy poca relación con la dinámica kárstica en su conjunto en la Sierra del Gigante.



El Coto

Gigante- Pericay
glacis



La Muela Grande
torrentes



RELACION ENTRE LA KARSTIFICACION Y LA ESTRUCTURA

Por escasas que sean las manifestaciones del karst de la Sierra del Gigante cabe imaginar una relación entre ellas y la estructura de la alineación. De la estructura depende directa o indirectamente todo el relieve de la región y a la estructura se debe la presencia de una unidad soluble, que constituye toda la Sierra del Gigante, sobre otra que lo es en mucha menor medida: ya comentamos como muchas de las fuentes que existen en la comarca se localizan sobre estos contactos anormales.

En ocasiones, tales superposiciones pueden derivar en la aparición de poljes: el caso citado en la Sierra del Gigante es muy representativo de un fenómeno relativamente frecuente en todas las Montañas Béticas⁽³⁹⁾.

Los plegamientos y buzamientos que muestran los diferentes materiales no parecen tener excesiva importancia limitándose a hacer aflorar los planos de estratificación o, en otros casos, dando lugar a superficies más o menos favorables al desarrollo del lapiaz. La práctica inexistencia de pliegues de pequeño radio minimiza además la importancia que podrían tener este tipo de estructuras en la morfología kárstica local.

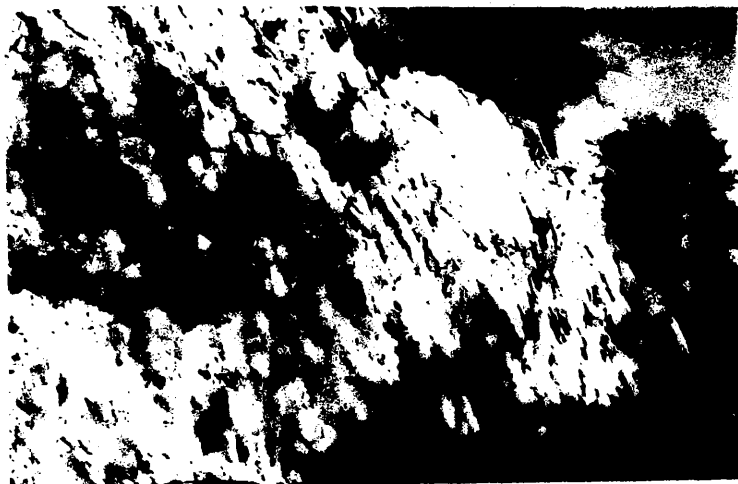
Más importancia tiene la fracturación del macizo: las fallas, abundantes a todas las escalas, favorecen la absorción del agua disponible a la vez que dirigen la disolución subterránea. Densos campos reogmáticos han sido aprovechados por la incisión fluvio-kárstica en algunos collados y sobre fallas, por fin, se encuentran las principales surgencias que existen en la comarca.

Con todo, son los fenómenos estructurales a muy pequeña escala los que están más evidentemente relacionados con la karstificación: las diaclasas y pequeñas fracturas han facilitado el desarrollo incipiente de nuestras cavidades y ya hemos visto la importancia morfológica que podía tener el kluftkarren, estrechamente ligado a cualquier tipo de discontinuidades estructurales. Bajo suelo o descubiertas, las diaclasas son fácilmente karstificadas adquiriendo entonces una gran significación morfológica.

Todo lo dicho permite hacernos una idea de lo importante que es comprender la estructura de la Sierra del Gigante para explicar su morfología kárstica. La caliza ofrece una gran resistencia frente a las condiciones morfoclimáticas que nos ocupan y sólo las zonas de debilidad, de origen normalmente estructural, son fácilmente erosionadas. Desgraciadamente, la pobreza de nuestro karst no nos permite llegar más lejos.



Peña Casanova: escarpe derivado de falla



Espejo de falla no afectado por la
karstificación (V. Blanco)

RELACION ENTRE LA LITOLOGIA Y EL KARST

Como consecuencia de la complejidad de su estructura y de su historia geológica, existen en la comarca afloramientos muy variados superpuestos en superficies reducidas. Algunos de ellos están constituidos por calizas de gran pureza aunque otros no son solubles dependiendo el desarrollo del karst de la alternancia de las diferentes litologías.

La práctica totalidad de la alineación principal de la Sierra del Gigante está constituida por calizas de grano fino y calizas oolíticas del Jurásico medio (véase la estratigrafía exacta en el capítulo correspondiente). En todos los casos, estos afloramientos , que han resistido muy bien a la erosión dando vigorosos relieves residuales, muestran una gran pureza con contenidos en carbonato cálcico⁽⁴⁰⁾ superiores al 90%. Una muestra, procedente de una cantera próxima al embalse de Valdeinfierno, ha superado incluso un 98% de CO_3Ca . Todo ello, lógicamente, debe facilitar la disolución y podría dar lugar en mejores circunstancias a formas más desarrolladas.

Potencialmente karstificables son también las calizas dolomíticas comprendidas entre el Trias y el Lías, poco representadas en la Sierra del Gigante en superficie pero que constituyen el sustrato de los materiales antes citados, sustrato que atraviesan las aguas de nuestras surgencias y cuyo contenido en sales solubles está comprendido entre el 85 y el 89%.

Por último hay que tener en cuenta que los afloramientos cretácicos del Subbético presentan abundantes bancos calizos, más

arenosos y con abundantes inclusiones no karstificables pero que en ocasiones superan el 80% de su contenido en carbonatos solubles. Localmente estos afloramientos podrían dar formas kársticas.

El resto de las litologías no es karstificable aunque existan proporciones apreciables de CO_3Ca entre sedimentos margosos, detríticos o incluso químicos: Vélez Blanco se asienta sobre una gran masa de tobas postorogénicas.

Lógicamente debe existir una relación entre la mayor o menor karstificación de los afloramientos y sus contenidos respectivos en carbonatos. Sin embargo, las formas kársticas que, como ya vimos, están muy poco desarrolladas, parecen depender más de otro tipo de factores como son la velocidad de la escorrentía (en función de las pendientes); la existencia o no de suelo y el aprovechamiento de puntos débiles de origen estructural: las calizas más puras que hemos encontrado corresponden a un montículo no karstificado mientras que el lapiaz mejor desarrollado de la comarca se ha formado en Vélez Blanco sobre dolomías (menos solubles siempre).

Si nos limitamos a las rocas solubles, la karstificación no parece depender excesivamente en la Sierra del Gigante de la alternancia de diferentes litologías.

LENTA KARSTIFICACION ACTUAL DE LA SIERRA DEL GIGANTE E IMPORTANCIA DE LAS FORMAS HEREDADAS

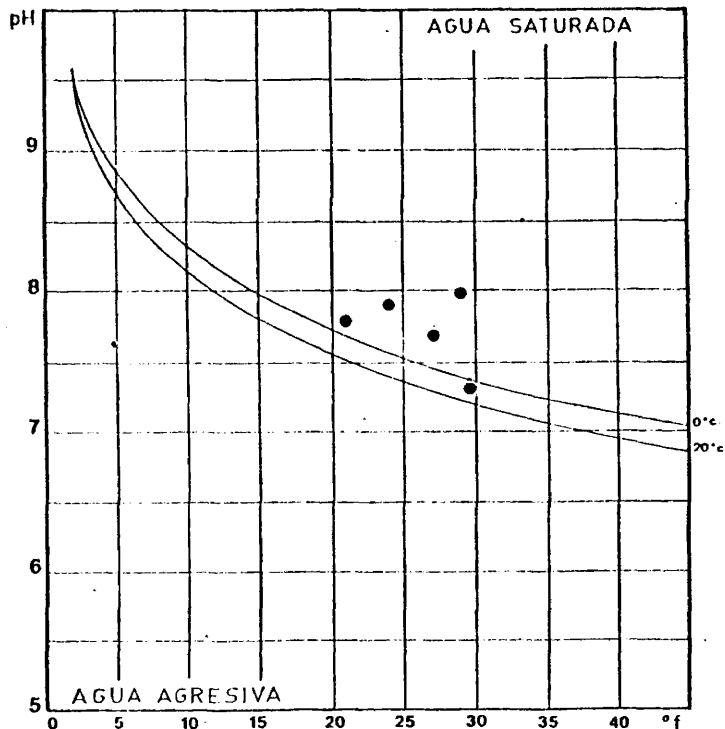
Como ya hemos visto en capítulos anteriores, el medio en la Sierra del Gigante es, en general, adverso al desarrollo del karst: las precipitaciones, muy escasas durante la mayor parte del año, no son suficientes para compensar la evapotranspiración potencial con lo que las disponibilidades hídricas son muy reducidas. Gran parte de las precipitaciones tienen por otra parte un carácter torrencial lo que dificulta la absorción: la escorrentía es muy rápida y el suelo incapaz de retener cantidades apreciables de agua.

En estas condiciones, la caliza se comporta como un material de extraordinaria resistencia y podríamos pensar que las escasas formas kársticas que hoy podemos ver nos han llegado intactas desde épocas en que el ambiente era más favorable a su disolución. Las antiguas surgencias hoy inactivas que rodean la sierra, el polje fosilizado y las grandes acumulaciones de travertinos en Vélez Blanco son formas heredadas que demuestran una mayor actividad kárstica durante ciertos períodos de nuestra historia geológica reciente. Sin embargo, y a pesar de la indudable importancia de las formas relictas, existe disolución actual.

El agua de las escasas surgencias permanentes de nuestra comarca está siempre saturada de iones procedentes de la disolución de la caliza alcanzándose en algunos casos contenidos muy elevados de calcio o magnesio: una muestra de agua procedente de El Coto, cuya dureza total alcanza los 29,5^ºF., nos mostró en los aná

lisis un contenido de 110,2 mg/l de Ca^{++} y en todos los casos se superan los 20°F. de dureza.

En algunos casos la sobresaturación del agua conlleva la precipitación de caliza en las fuentes, al cambiar la presión del CO_2 , apareciendo alrededor de ellas importantes depósitos travertínicos y tendiendo el agua al equilibrio. Tal hecho se puede observar en las fuentes de Vélez Blanco, en las situadas al S. del Cerro Moro y en otros numerosos puntos en toda la región y demuestra



el elevado contenido de caliza disuelta de nuestras aguas.

Sin embargo, por muy saturadas que estén las aguas de las fuentes de nuestra comarca (hecho por otra parte normal en todo en entorno mediterráneo) la disolución es muy poco efectiva a causa de la escasez de líquido disponible al cabo del año y la karstificación apenas progresa. En este sentido habría que añadir además que las muestras recogidas lo han sido tras un recorrido y una permanencia bajo tierra bastante largos durante los que ha tenido tiempo de saturarse, cosa que no ocurre con las aguas que, procedentes de la lluvia, fluyen por las laderas del Gigante, verdaderas responsables de la morfología superficial de la sierra.

La velocidad de la erosión kárstica, calculada por el método de Corbel⁽⁴¹⁾ es bajísima a causa de la falta de agua, no alcanzando en el mejor de los casos, en las cumbres de la sierra, los 11,6 mm. por milenio y descendiendo esta velocidad hasta la de 1 mm. por milenio si realizamos el cálculo en base a las cifras del embalse de Valdeinfierno. Aún y así, y como ya hemos comentado, estas tasas se refieren a unos hipotéticos totales que ocultan la distinta efectividad de la disolución subaérea, prácticamente nula, y subterránea, y que no tienen en cuenta que gran parte del agua disponible sale del macizo, gracias a la rapidez de la esorrentía superficial, sin haber tenido tiempo de disolver caliza (42).

Las tasas de disolución, aunque no tuvieramos en cuenta las objeciones anteriores, son muy bajas tanto a nivel nacional como en relación con las observadas en otros lugares del mundo⁽⁴³⁾ y justifican la escasez y poco desarrollo de las formas kársticas

de la Sierra del Gigante. La gelifracción, que como ya vimos, tiene cierta importancia, se suma a esta escasa efectividad de la disolución con lo que en muchos lugares, da la impresión de que no existe el karst.

No es fácil, teniendo en cuenta todo lo dicho hasta el momento, distinguir las formas actuales (o, al menos, funcionales) de las heredadas. La mayoría de las cuevas que conocemos, antiguas formas de emisión, han quedado colgadas al irse encajando los valles durante el Cuaternario y tanto los sedimentos que hay en ellas como la potencia de las tobas en algunos puntos nos hablan de un dinamismo mayor que el actual que, según Llopis, podría datar del Plioceno⁽⁴⁴⁾. El hecho de que algunas de estas formas nos hayan llegado prácticamente intactas nos hace dudar del actualismo del resto de las formas.

Como conclusión podemos decir que si bien las aguas procedentes de la Sierra del Gigante suelen estar saturadas de caliza, la karstificación actual es mínima y la mayoría de las formas son heredadas. El clima tiene en este sentido un papel absolutamente determinante.

EL KARST DEL GIGANTE EN EL CONTEXTO DE LAS MONTAÑAS BÉTICAS:Variedad de situaciones

La caliza es uno de los materiales más abundantes en el S. y SE. de la Península, en lo que Llopis en su "ensayo sistemático del karst español" denomina "Región Bético-Murciana"⁽⁴⁵⁾. Desde un punto de vista geológico-estructural el considerar la totalidad de los macizos de esta macrorregión como formando parte de un conjunto único es lógico. Sin embargo, la caliza entre Alicante y Cádiz está sometida a condiciones muy variadas y presenta grados de karstificación muy diferentes⁽⁴⁶⁾:

Ciñéndonos al clima, existen afloramientos en medios semiáridos (caso de la Sierra del Gigante) o incluso áridos muy próximos a otros que, como la Sierra de Grazalema en Cádiz, se sitúa entre los puntos más lluviosos de España. Las temperaturas oscilan también desde los observatorios costeros, suaves durante todo el año y cuyos valores extremos son siempre moderados, hasta los interiores, muy continentalizados y con inviernos que en la provincia de Albacete o en nuestra Sierra de María, por ejemplo, registran temperaturas muy bajas. Todo ello, lógicamente, afecta no sólo a la karstificación, que depende principalmente de la mayor o menor cantidad de agua disponible sino también a otros tipos de procesos morfogénéticos que pueden actuar conjuntamente con la disolución para dar una gran variedad de paisajes diferentes.

En resumen, atendiendo al clima, existen en las Montañas Béticas tres grandes grupos de paisajes kársticos (dentro de los cuales cabrían, por supuesto, todo tipo de matizaciones):

- Macizos interiores, bien regados por efecto de las lluvias orográficas y con una importante innivación. No nos hemos ocupado de ellos por considerar que la tesis de M. Pezzi nos suministra suficiente información al respecto⁽⁴⁷⁾. Están bien karstificados y muestran todo tipo de formas.

- Macizos próximos a la costa, con precipitaciones moderadas, temperaturas suaves, y con una dinámica similar a la que hemos descrito en la provincia de Castellón. Su karstificación varía dependiendo de diversas circunstancias pero suele ser escasa.

- Medios semiáridos o áridos, cálidos si están cerca de la costa o continentales e incluso fríos en el interior. La mayor parte de las formas que vemos en ellos son heredadas y presentan un escaso dinamismo actual.

El karst de la Sierra del Gigante no puede pues considerarse representativo más que de una pequeña parte de todas las que existen en el S. y SE. de la Península, aunque la dinámica y las condiciones que presenta son relativamente próximas a las de otros muchos puntos, bien estudiados, del contorno mediterráneo⁽⁴⁸⁾.

El karst andaluz y murciano ha permanecido prácticamente desconocido hasta época reciente si exceptuamos algunos fenómenos puntuales de interés arqueológico o turístico (cuevas con restos prehistóricos, Cueva de Nerja, Torcal de Antequera) y aún en algunos casos, las escasas noticias de que disponíamos eran disparatadas y de muy reducido valor para nuestros estudios⁽⁴⁹⁾.

En la actualidad, a pesar de que quedan gran cantidad de lagunas y que amplias zonas de las Béticas siguen siendo morfoló-

gicamente desconocidas, disponemos de una considerable cantidad de información procedente de diversas fuentes. Destacan en este sentido la Universidad de Granada con su publicación "Cuadernos Geográficos de la Universidad de Granada", la Universidad y Diputación Provincial de Murcia con "Comunicaciones sobre el Karst de la provincia de Murcia" y algunos grupos como el G.E.S. de Málaga que publica "Monografías espeleológicas". Todos ellos, junto con algunas iniciativas individuales, han multiplicado la información disponible sobre las Sierras de Grazalema y Ronda⁽⁵⁰⁾; Antequera, Gorda, Cabra...⁽⁵¹⁾; Calar del Río Mundo⁽⁵²⁾ y diversos macizos murcianos⁽⁵³⁾.

El karst de la Sierra del Gigante tiene muchos caracteres comunes con el de otras comarcas semiáridas del SE. peninsular (aparte de recordar en algunos aspectos el descrito en Castellón). En todos los casos los karsts son antiguos y muestran una escasa actividad actual que se limita en ocasiones a reutilizar formas heredadas. Las formas subaéreas son pocas y de mediocre desarrollo; las dolinas no existen más que en aquellos macizos que reúnan características orográficas y estructurales favorables y precipitaciones apreciables⁽⁵⁴⁾ y los únicos lapiares importantes son los que se forman bajo suelo.

Los resultados de análisis de aguas de que disponemos para el conjunto de la región son muy escasos y no nos permiten aventurar generalizaciones aunque los que existen parecen confirmar la validez de los nuestros. Llama la atención en este sentido el contenido en calizas disueltas de las aguas de la Sierra de Revolca-

dores, muy próximo al del Gigante (aunque su mayor pluviosidad da una dinámica diferente a esta sierra)⁽⁵⁵⁾. Solamente los datos publicados por Pezzi parecen indicar una menor dureza del agua si bien es cierto que su tesis se refiere a sierras con una pluviosidad más elevada que la que nos ocupa⁽⁵⁶⁾.

Por último, nos queda señalar la abundancia de poljes, de origen estructural todos ellos, en las Montañas Béticas. Es muy normal que aparezcan colmatados por sedimentos postorogénicos y que presenten una circulación actual subaérea⁽⁵⁷⁾, hecho que señalabamos en "el Coto" al N. del Gigante.

Todo lo dicho justifica la validez del estudio de la Sierra del Gigante como muestra del karst que existe en una gran parte de las Montañas Béticas. Creemos que, en líneas generales, las características y dinámica del mismo son perfectamente extrapolables a una gran cantidad de macizos semiáridos de todo el SE. peninsular.

NOTAS

- (1) FALLOT, Paul: Les Cordilleres Bétiques. Est.Geol. 8, 1948, pág. 83- 172.
- (2) I.G.M.E.: Mapa geológico de España, escala 1: 50.000, serie "magna", hoja nº 952, Vélez Blanco, y Memoria Expli ativa. Madrid, 1976.
- (3) FALLOT, Paul: El Sistema Cretácico en las Cordilleras Béticas. Madrid, C.S.I.C. 1943, 110 págs.
- (4) DOUVILLE, R.: Esquisse géologique des préalpes subbétiques (partie centrale). Thèse Fac. Sciences, Univ. Paris, 1906, 214 págs.
- (5) BLUMENTHAL, M.M.: Versuch einer Tektonischen Gliederung der Betischen Cordilleren von Central und Sud-West Andalusien. Eol.Geol.Helv. 4, XX, 1927.
- (6) STAUB, R.: Der Deckenbau Südspaniens in den Betischen Cordilleren. Viert.Nat.Ges. 79, 1934, págs. 471- 474.
- (7) FALLOT, Paul: Estudios geológicos en la zona subbética entre Alicante y el Río Guadiana Menor. Madrid, C.S.I.C. 1945, 720 págs.
- (8) GEEL, T.: The Geology of the Betic of Malaga, the Subbetic, and the zone between these two units in the Vélez Rubio area (Southern Spain). Pap.Geol. 5, I, 1973.
- (9) I.G.M.E.: op. cit. nota 2.
- (10) Aclaran los autores que el nombre "Penibético" quiere expresar un origen más meridional de esta formación sin que se haya es tablecido cláramente una relación con lo que habitualmente conocemos con este nombre.
- (11) De la velocidad de estos movimientos recientes nos habla la existencia de depósitos pliocenos de origen marino a más de 1000 metros de altitud en nuestra región:
VERA, J.A.: Estudio estratigráfico de la depresión Guadix-Baza. Bol.Geol.Min. LXXXI, 1970, págs. 429- 462.
- (12) BANTING, A.H.: Der Bau der Betischen Kordilleren und ihre stel lung um Mediterranean Orogen. Geol.Runds. 5, XXIV, 1933.
- (13) FALLOT, P.: op. cit. nota 1.

- (14) GONZALEZ QUIJANO, P.M.: Mapa pluviométrico de España. C.S.I.C. Madrid, 1946.

En conjunto, cita valores más bajos que los que hemos registrado en nuestros observatorios aunque pensamos que puede resultar útil por mostrar la distribución de las lluvias a escala regional.

- (15) CEREZUELA NAVARRO, Florencio: Evapotranspiración y microclimas de la vertiente mediterránea del Sur de España. Universidad de Málaga, 1977, 300 págs.
- (16) La situación de los diferentes observatorios dificulta el que podamos compararlos y deducir con ello el papel desempeñado por la exposición. Nos parece sin embargo apreciar unos totales más elevados en los que se encuentran en las vertientes sudorientales de las elevaciones, más expuestos al viento de Levante.
- (17) No ocurre probablemente lo mismo en la vecina Sierra de María donde es posible que las precipitaciones alcancen los 700 mm.
- (18) LOPEZ BERMUDEZ, F.: Inundaciones catastróficas, precipitaciones torrenciales y erosión en la Provincia de Murcia. Pap. Geog. Murc. 8, 1978- 1979, págs. 49- 91.
- (19) Durante los últimos años, destacamos por su importancia las precipitaciones que se han producido en nuestra comarca el 17-XII-1964; el 4-VI-1967; el 19-X-1973 y el 2-VII-1979.
- (20) LOPEZ BERMUDEZ, F.: op. cit. nota 18.
- (21) Las temperaturas medias invernales, parecidas en las dos estaciones con que cuenta el término municipal de María, son las siguientes:

NOVIEMBRE: 6,7°C.
 DICIEMBRE: 4,4
 ENERO: 4,5
 FEBRERO: 4,7
 MARZO: 5,8

- (22) Registrada esta última el 2-I-1971 y seguida, al día siguiente, de una mínima similar de -18°C.
- (23) De hecho, dada la irregularidad extrema de las precipitaciones se produce algún exceso de agua en Vélez Rubio cada cuatro

años de registro.

- (24) LEON, A.; FORTEZA DEL REY, V. y M.; CASAS, G. de las; LOVERA, C.: Caracterización agroclimática de la provincia de Murcia. Ministerio de Agricultura, Madrid, 1974, 38 págs.
- (25) WILSON, L.: Les relations entre les processus géomorphologiques et le climat moderne comme méthode de paléoclimatologie. Rev.Geog.Phys.Geol.Dyn. 3, XX, 1969, págs. 303- 314.
- (26) DEMANGEOT, Jean: Les milieux naturels désertiques. CDU, Paris, sin fecha.
- (27) BRUNNACKER, Karl: Observaciones sobre terrazas marinas y glaciales de piedemonte en el SE. de España. Est.Geog. 130, XXXIII, 1973, págs. 133- 140.
- (28) Hecho este especialmente notable en la vertiente oriental de la Sierra del Pericay, prolongación de la del Gigante y que no afecta, por supuesto, más que a las ramblas de menor entidad con las que cabe hablar, guardando todas las precauciones necesarias, de un cierto arreísmo.
- (29) Anchuras moderadas de todas formas si las comparamos con las de otras ramblas de las provincias de Almería y Murcia que superan ampliamente estas cifras.
- (30) En los últimos años se han adoptado toda clase de medidas tendentes a contener la erosión. Por una parte, se han corregido y canalizado numerosos lechos y por otra se ha practicado una amplia repoblación forestal en aquellas zonas en que la medida parecía más necesaria, principalmente en la vertiente norte de la Sierra del Gigante.
- (31) MONTORIOL POUS, Joaquín: Meteorología hipogea. Urania 228, XXXVI, 1951, págs. 225- 246.
- (32) VAUMAS, E.de: Phénomènes karstiques en Méditerranée Orientale. Mem.Doc.C.N.R.S. 4, 1967, págs. 193- 281.
En este trabajo se plantean gran cantidad de problemas muy próximos a los nuestros tanto por el clima como por las formas con que va relacionado: glaciales, ramblas, etc.
- (33) VALEZUELA, A.: Espeleología del Suroeste de Caravaca (Murcia). Spel. 1-4, VII, 1956, págs. 37- 57.
- (34) Existen varias cicatrices y huellas recientes que demuestran

que los frecuentes desprendimientos son una de las más importantes formas de retroceso de las vertientes en toda la Sierra del Gigante.

- (35) LLOPIS LLADO, Noel: Observaciones geológicas y morfológicas en el N. de Almería. Arch.Ins.Acl. IV, 1955, págs. 7- 55.
- (36) Servicio de Investigación y defensa de la Naturaleza (Exma. Diput. Prov. de Murcia): Comunicaciones sobre el karst de la Provincia de Murcia, 2, 1974- 1976: El karst de Revolcadores, págs. 1- 100.
- (37) Existen en las Montañas Béticas abundantes poljes activos o fósiles originados por la estructura y, más concretamente, por los mantos de corrimiento:
LHENAFF, René: Poljés et structures charriées: quelques exemples dans les Cordilleres Bétiques Centro-Occidentales. Rev. Geog.Alp. 3, LXVI, 1978, págs. 299- 307.
- (38) LLOPIS LLADO, N.: op. cit. nota 35.
- (39) LHENAFF, R.: op. cit. nota 37.
Véase también a este respecto: PEZZI, Manuel C.: Morfología kárstica del sector central de la Cordillera Subbética. Cuad. Geog.Un.Gran. monog. 2, 1977, 288 págs.
- (40) La dolomía, presente en la Sierra de María y abundante en toda la región, es prácticamente inexistente en el Gigante donde las calizas tienen contenidos inferiores al 10 % de carbonato magnésico.
- (41) CORBEL, Jean: Erosion en terrain calcaire: vitesse d'érosion et morphologie. Ann.Geog. 68, 1959, págs. 97- 120.
- (42) Desgraciadamente, con los datos de que disponemos, no nos es posible realizar una estimación, ni siquiera aproximada, de la proporción de agua que se filtra y de la que escapa superficialmente.
- (43) NICOD, Jean: Pays et paysages du calcaire. P.U.F. Paris, 1972, 244 págs.
- (44) LLOPIS LLADO, Noel: op. cit. nota 35.
- (45) LLOPIS LLADO, Noel: Fundamentos de hidrogeología cárstica. Blume, Madrid 1970, 270 págs.
- (46) PEZZI, Manuel C.: Algunas observaciones sobre sistemas morfo

climáticos y karst en las Cordilleras Béticas. Cuad.Geog.Un. Gra. monog. 1, 1975.

- (47) PEZZI, M.C.: op. cit. nota 39.
- (48) Llama la atención sobre todo la similitud de algunos de nuestros problemas con los que se plantean en el Líbano y en algunos puntos del Atlas:
MIJATOVIC, B.; BAKIC, M.: Le karst au Liban. Cir.Hydrol. 10, 1967, págs. 95- 108.
VAUMAS, E. de: op. cit. nota 32.
- (49) Véase al respecto el capítulo referente al Torcal de Antequera en: PEZZI, M.C.: op. cit. nota 39.
- (50) AMENOS VIDAL, Antonio; ROMERO I RECTORET, Martí: Algunos datos sobre la Sima GESM (Tólox, Málaga) Spel. 23, 1977, págs. 121- 124.
- (51) Existen abundantes referencias sobre estas sierras aunque el estudio más reciente y completo, que recoge por otra parte toda la bibliografía anterior, es la tesis de M. Pezzi (op. cit. nota 39)
- (52) LOPEZ BERMUDEZ, F.: El karst del Calar del Río Mundo (Albacete) Est.Geog. 136, 1974, págs. 359- 404.
CUENCA PAYA, Artemio: Influencia de los elementos morfoestructurales en la génesis del endokarst del Calar del Río Mundo (provincia de Albacete, España). Cuad.Geog.Un.Valencia 18, 1976, págs. 67- 82.
- (53) Aparte de las monografías que publica la Diputación de esta provincia en las que participan diversos especialistas destacan varios trabajos de A. Valenzuela que citamos en el capítulo de bibliografía.
VALENZUELA, A.: Avance al catálogo espeleológico de la Provincia de Murcia. Spel. 3-4, X, 1959, págs. 197- 232.
- (54) Servicio de Investigación y Defensa de la Naturaleza, Diput. Prov. Murcia: op. cit. nota 36.
- (55) Servicio de Investigación y Defensa de la Naturaleza. Diput. Prov. Murcia: op. cit. nota 36.
- (56) PEZZI, M.C.: op. cit. nota 39.

(57) LHENAFF, René: op. cit. nota 37.

LHENAFF, René: Les poljés ouverts de la Sierra de Cabra (Cor
dilleres Bétiques). Cuad.Geog.Un.Gran. monog. 1, 1975.

FUENTES Y BIBLIOGRAFIA

Hemos tenido ocasión de comentar a lo largo de todo el capítulo lo desiguales e incompletas que son las fuentes de que disponemos para el estudio de esta comarca. Existen multitud de trabajos de geología, algunos buenos trabajos sobre karst y una cartografía que cubre nuestras necesidades mínimas. Sin embargo quedan aún, no sólo un excesivo número de lagunas, sino también temas enteros que aún no han sido objeto de ningún estudio en la región. La abundancia de publicaciones recientes nos permite sin embargo pensar que las carencias señaladas se irán subsanando en los próximos años.

FUENTES CARTOGRAFICAS

Durante la realización del presente trabajo hemos utilizado la mayor parte de la cartografía a gran escala de la que tuvieramos noticia. El prescindir de algunos mapas concretos se debe a que éstos no nos aportaban una mayor información pero que en cambio complicaban nuestra labor (lo que no significa, por supuesto, que desconocieramos su existencia). la cartografía utilizada ha sido la siguiente:

- Instituto Geográfico Nacional: Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000; hojas nº 931 (Zarcilla de Ramos) y 952 (Vélez Blanco). La primera de ellas es muy antigua (no existe más que una edición que data de 1935), hecho que no tiene mayor importancia por no interesarnos más que a nivel de referencia; la hoja de Vélez Blanco sin embargo es de 1977 y presenta una calidad

suficiente como para que la hayamos utilizado como base de trabajo.

- Servicio Geográfico del Ejército: Mapa militar de España a escala 1:50.000, serie "L". Hoja nº 24-38 correspondiente a Vélez Blanco, de buena calidad en conjunto aunque con menos información puntual que la hoja correspondiente del I.G.N.
- Instituto Geológico y Minero de España: Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, serie "Magna", hoja nº 952 (Vélez Blanco), editada en 1977 con su correspondiente Memoria y que presenta, aparte de una rica información, una buena calidad material.
- Mapa Geológico de España a escala 1:200.000, hoja nº 78 (Baza) editada en 1972 y que nos permite obtener una buena idea de conjunto a pesar de que su información no concuerda en muchos aspectos con la que aporta el Mapa 1:50.000.

FOTOGRAFIA AEREA

Nos ha sido de gran utilidad el empleo de la fotografía aérea para el conocimiento de la hidrografía y la localización de ciertos fenómenos. Los fotogramas utilizados, de buena calidad y definición, han sido los números 10.058 a 10.063 del rollo 113 y 7.728 a 7.733 del rollo 87, obtenidos en Junio de 1956, todos ellos correspondientes al "vuelo americano".

BIBLIOGRAFIA

- AMENOS VIDAL, Antonio; ROMERO I RECTORET, Martí: Algunos datos sobre la sima GESM (Tólox, Málaga). Spel. 23, 1977, págs. 121- 124.
- BIROT, P.; SOLE SABARIS, L.: Recherches sur la morphologie du

- Sud-Est de l'Espagne. RevGeog.Pyr.et SO. 1, XXX, 1959, pág. 209- 284.
- BRINKMANN, Roland: Las cadenas béticas y celtibéricas del SE. de España. Publ.Extr.Geol.Esp. IV, 1948, págs. 301- 434.
- BRINKMANN, R.; GALLWITZ, Hans: El borde externo de las Cadenas Béticas en el SE. de España. Publ.Extr.Geol.Esp. V, 1950, pág. 167- 290.
- BRUNNACKER, Karl: Observaciones sobre terrazas marinas y glaciares de piedemonte en el SE. de España. Est.Geog. 130, XXXIII, 1973, págs. 133- 140.
- CABAÑAS, R.: El Torcal de Antequera: un típico karst de mesa. Est. Geog. 78, 1960, págs. 63- 82.
- CARANDELL, J.: Un típico paisaje cárstico en Andalucía: El Torcal de Antequera (Málaga). Bol.R.Soc.Esp.Hist.Nat. XXIII, 1923.
- CEREZUELA NAVARRO, Florencio: Evapotranspiración y microclimas de la vertiente mediterránea del Sur de España. Universidad de Málaga, 1977, 300 págs.
- CLAUZON, G.; NICOD, J.; VAUDOUR, J.: Sur quelques massifs karstiques des chaînes Bétiques. Medit. 2, 1975, págs. 71- 81.
- CORTAZAR, Daniel de: Reseña física y geológica de la región norte de la Provincia de Almería. Madrid 1875, 74 págs.
- COUVREUR, G.: Le rôle de la lithologie dans l'évolution des formes karstiques majeures du Haut Atlas central calcaire (Maroc). Rev.Geog.Alp. 3, LXVI, 1978, págs. 309- 311.
- CUENCA PAYA, Artemio: Influencia de los elementos morfoestructurales en la génesis del endokarst del Calar del Río Mundo (Provincia de Albacete, España). Cuad.Geog.Un.Val. 18, 1976, págs. 67- 82.
- DEMANGEOT, J.: Sur une courbe de dissolution des calcaires en montagne méditerranéenne. Mem.Doc.C.N.R.S. 4, 1967, págs. 185- 191.
- DIRECCION GENERAL DE CARRETERAS, M.O.P.: Estudio previo de terrenos. Autopista del Mediterráneo. Tramo Lorca- Vélez Rubio. 119 págs.
- EGELER, C.G.: On the evolution of structure and metamorphism during

- the alpine orogeny in the eastern and central Betic zone (Betic Cordilleras, Spain). Geol.Mijnb. 5, 53, 1974, págs. 273- 277.
- EGELER, C.G.: On the tectonics of the eastern Betic Cordilleras. Geol.Runds. 53, 1953, págs. 260- 269.
- " Orogenic evolution of the Betic zone (Betic Cordilleras, Spain) with emphasis on the nappe structures. Geol.Mijnb. 3, 48, 1969, págs. 295- 305.
- " Sur la tectonique de la zone Bétique. Etude basée sur les recherches dans le secteur compris entre Almería et Vélez Rubio. Meded.Univ.Amsterdam 376, 1969, 90 págs.
- FALLOT, Paul: Les Cordillères Bétiques. Est.Geol. 8, 1948, págs. 83- 172.
- " Estudios Geológicos en la Zona Subbética entre Alicante y el río Guadiana Menor. Madrid, C.S.I.C. 1945, 720 págs.
- " Observations sur la tectonique de la zone Subbétique dans la province de Murcie. Bull.Soc.Geol.Fr. 5, XIV, 1944, pág. 11- 28.
- " Les phases orogéniques dans l'ensemble des Cordillères Bétiques. C.R.Ac.Sc.Paris 219, 1944, págs. 315- 318.
- " El sistema Cretácico en las Cordilleras Béticas. C.S.I.C. 1943, 110 págs.
- FALLOT, P.; BATALLER, J.R.: Observations géologiques sur la région de Vélez Rubio. C.R.Ac.Sc.Paris 187, 1928, págs. 988- 990.
- FERNEX, François: Remarques sur la tectonique du Bétique de Málaga Oriental de Lorca- Vélez Rubio. Tr.Lab.Géol.Univ.Genève. 125, 1962, págs. 333- 361.
- FERNEX, F.; MAGNE, J.: Essai sur la paléogéographie des Cordillères Bétiques Orientales. Bol.Geol.Min. 3, LXXX, 1969, págs. 1- 10.
- G.E.S. MALAGA; PEREZ BERROCAL, J.A.: Sima de las Nieves. Mon.Esp. 0, 1974.
- GAMS, Ivan: The polje: The problem of definition with special regard to the Dinaric Karst. Zeits.Geom. 22, 1978, págs. 170- 181.

- GARCIA ROSSELL, L.; PEZZI, M.: Un karst mediterráneo supraforestal en Sierra Mágina (Jaen). Condicionamientos geológicos y geomorfológicos. Cuad.Geog.Un.Gran. monog.1, 1975.
- GEEL, T.: The geology of the Betic of Málaga, the Subbetic, and the zone between these two units in the Velez Rubio area. (Southern Spain). Pap.Geol. 5, I, 1973.
- " The relation between the Betic of Malaga and some post-eocene formations in the area near la Fuensanta- La Parroquia (prov. de Murcia, SE. Spain). Geol.Mijnb. 46, 1967, págs. 400- 405.
- GILLAVRY, H.J. Mac; GEEL, T.: Note préliminaire sur la série géologique des environs de Velez Rubio (Sud de l'Espagne). Livre Mem. Prof. P. Fallot. Soc.Geol.Fr. I, págs. 169- 174.
- GILLAVRY, H.J. Mac; ROEP, Th. B.; GEEL, T.: Notes on the Betic of Malaga near Vélez Rubio (SE. Spain). Kon.Ned.Ak.Wet.Proc. Ser. 5, LXIII, 1960, págs. 623- 636.
- GONZALEZ QUIJANO, P.M.: Mapa pluviométrico de España. C.S.I.C. 1946, 574 págs.
- LEON, A. de; FORTEZA DEL REY, V. y M.; CASAS, G. de las; LOVERA, C.: Caracterización agroclimática de la provincia de Murcia. Ministerio de Agricultura, 1974, 38 págs.
- LHENAFF, René: Les poljes ouverts de la Sierra de Cabra (Cordilleres Bétiques) Cuad.Geog.Un.Gran. monog. 1, 1975.
- " Poljés et structures charriées: quelques exemples dans les cordilleres Bétiques Centro-Occidentales. Rev.Geog.Alp. 3, LXVI, 1978, págs. 299- 306.
- LOPEZ BERMUDEZ, F.: Fuentes para una geografía física de la provincia de Murcia. Pap.Geog.Murc. 5, 1973- 1974.
- " El karst del Calar del Río Mundo (Albacete). Est.Geog. 136, 1974, págs. 359- 404.
- " El medio físico de la provincia de Murcia: Bibliografía para su estudio. Acad. Alfonso X el Sabio, Cuad. Bibliogr. 4, 1978, 243 págs.
- LOPEZ BERMUDEZ, F. et alt.: Inundaciones catastróficas, precipitaciones torrenciales y erosión en la Provincia de Murcia. Pap.

- Geog.Murc. 8, 1978- 1979, págs. 49- 91.
- LLOPIS LLARO, Noel: Observaciones geológicas y morfológicas en el N. de Almería. Arch.Inst.Acl.Cviedo IV, 1955, págs. 7- 55.
- MARTIN, J.: Les poljes du causse d'El Hammam (Moyen Atlas Marocain). Mem.Boc.C.N.R.S. 7, 1967, págs. 283- 294.
- MIJATOVIC, B.; BAKIC, M.: Le karst au Liban. Chr.Hydr. 10, 1967, págs. 95- 108.
- NEUMANN, H.: El clima del SE. de España. Est.Geog. XXII, 1960, pág. 171- 209.
- NICKLES, R.: Sur l'existence de phénomènes de charriage en Espagne dans la zone Subbétique. Bull.Soc.Geol.S. 4, IV, 1904, págs. 223- 245.
- PATIJN, R.J.H.: Geologische onderzoekingen in de oostelijke Betiche Cordilleren. Meded.Univ.Amsterdam 65, 1937, págs 130.
- PEZZI, M.C.: Algunas observaciones sobre sistemas morfoclimáticos y karst en las Cordilleras Béticas. Cuad.Geog.Un.Gran. mon.1, 1975.
- " Crónica sobre morfología kárstica. Cuad.Geog.Un.Gran. III, 1973, págs. 139- 158.
- " Morfología kárstica del sector central de la Cordillera Subbética. Cuad.Geog.Un.Gran. mong. 2, 1977, 288 págs.
- " Le Torcal d'Antequera. Un karst structural retouché par le périglaciariisme. Medit. 2, 1975, págs. 23- 37.
- ROEP, Th.B.; GILLAVRY, H.J. Mac: Preliminary note on the presence of distinct tectonic units in the Betic of Málaga of Vélez Rubio (SE. Spain). Geol.Mijnb. 41, 1962, págs. 423- 429.
- QUINIF, Yves: Contribution à l'étude morphologique des karsts algériens de type haut-alpin. Rev.Geog.Phys.Geol.Dyn. 2, 1976, págs. 5- 18.
- SAENZ RIDRUEJO, C.: Estudio hidrogeológico de la cuenca del río Mula (Murcia). Serv. Obras Públicas, Madrid 1969.
- SAN JOSE, M.A.; SANCHEZ FRESNEDA, V.: Estudio hidrogeológico de los alrededores de Escombreras (Murcia), 1970.
- SANCHEZ SANCHEZ, J.: Características geográficas de la zona de Almadenes- Los Losares (Cieza- Calasparra). Comunicac. sobre el karst de la Prov. de Murcia, 1, 1972- 1973.

- SERVICIO DE INVESTIGACION Y DEFENSA DE LA NATURALEZA, EXMA. DIPUT. PROVINCIAL DE MURCIA: Comunicaciones sobre el karst de la Provincia de Murcia, nº 2: Revolcadores, 1974- 1976.
- SOEDIONO, H.: Planktonic Foraminifera from the Velez Rubio region Rev.Esp.Micropal. 3, I, 1969, págs. 335- 353.
- SOLE SABARIS, L.: Morfología comparada de los Pirineos y de las Cordilleras Béticas. Mem.R.Ac.Cienc.Artes Barc. XXXI, 1952, págs. 1- 37.
- SOLE SABARIS, L.; BIROT, P.: L'évolution morphologique de la zone Subbétique orientale. Bull.Ass.Geog.Fr. 251- 252, 1955, págs. 118- 124.
- SOLE; MORENO CARDONA, I.: Bibliografía geológica y fisiográfica de las Cordilleras Béticas. Bol.Un.Gran. 71, XIV, 1942, págs. 467- 570.
- STRINATI, Pierre: Une grotte chaude près d'Alhama de Murcia. Spel. 2, IV, 1953, págs. 95- 103.
- VALENZUELA, A.: Avance al catálogo espeleológico de la provincia de Murcia. Spel. 3-4, X, 1959, págs. 197- 232.
- " Espeleología del Suroeste de Caravaca (Murcia). Spel. 1-4, VII, 1956, págs. 37- 57.
- " Sobre un karst en yeso de la región Subbética al SE. de Caravaca. Est.Geog. 87, 1962, págs. 217- 250.
- VAUMAS, E. de: Phénomènes karstiques en Méditerranée Orientale. Mem.Doc.C.N.R.S. 4, 1967, págs. 193- 281.
-

527'

527

Conclusiones

A lo largo de la presente tesis hemos analizado cinco macizos kársticos representativos de otras tantas regiones morfoclimáticas y que reflejan, a nuestro juicio, la totalidad de los procesos que afectan al karst español. Creemos que las principales diferencias que hemos observado en la distribución y desarrollo de las formas y, sobre todo, en la dinámica actual, pueden explicarse partiendo del clima al que están expuestos los respectivos afloramientos, y que una sistematización, que apenas esbozamos, del karst español desde un punto de vista morfoclimático podría resultar de extraordinaria utilidad.

Recordemos, a modo de síntesis, las principales características de cada uno de los macizos considerados:

PUERTOS DE GORIZ-MACIZO DE MARBORE: sus aguas están poco cargadas en sales procedentes de la disolución de la caliza. Sin embargo, las precipitaciones, que superan los 2000 mm. anuales, permiten que la karstificación sea muy efectiva. El drenaje kárstico está bien organizado y muestra un conjunto de formas muy desarrolladas, en ocasiones sobre otras anteriores de origen glaciario, entre las que destacan los grandes lapiazes, las dolinas en forma de embudo y las cavidades de todo tipo, algunas de las cuales se encuentran entre las más importantes del mundo. La mayor parte de las formas son funcionales en la actualidad y evolucionan junto a procesos de tipo glaciario y periglaciario dando, en general, una morfología muy similar a la que diversos autores han descrito en los Alpes y en ciertas regiones árticas (a pesar de que las cifras de que disponemos parecen demostrar una mayor efectividad aún de los procesos

en aquéllas regiones).

LA MARINA y el pie de la Sierra de Cuera reciben al cabo del año unas precipitaciones muy superiores a la evapotranspiración potencial, lo que compensa el mediocre contenido en sales que arrastran las aguas, y hace que la karstificación resulte bastante eficaz. La morfología actual es el resultado de una evolución interrumpida desde final del Terciario como consecuencia de la cual podemos observar formas muy desarrolladas, principalmente de absorción, que condicionan absolutamente la topografía de detalle de toda la comarca. Si omitimos ciertas formas originales de La Marina y aquellas otras que puedan deberse a la gran antigüedad de su karst, los procesos y morfología que existen en ella son asimilables a los descritos en numerosas regiones de clima oceánico en toda Europa.

LAS PEÑAS DE CERVERA están expuestas a un clima de tendencia continental, con inviernos fríos que permiten la aparición de determinados procesos periglaciares y precipitaciones moderadas. El agua llega normalmente al punto de saturación aunque los efectos de la disolución se reflejan poco en el paisaje resultante tanto por la escasez de recursos hídricos como por la importancia de los procesos mecánicos de erosión. Las formas observables son frecuentemente heredadas, están irregularmente repartidas dependiendo de la existencia de circunstancias favorables, y no alcanzan en ningún caso un gran desarrollo. Este tipo de karst, muy extendido en toda la Meseta, muestra unas tasas de disolución similares a las de otros lugares del contorno mediterráneo (Dalmacia, Grecia) aun-

que su morfología, si nos fiamos de la bibliografía existente, está poco representada fuera de nuestras fronteras.

EL MONTE NEGRO deja escapar unas aguas cuyos contenidos en sales procedentes de la disolución de la caliza son muy elevados. Sin embargo, la cantidad de agua disponible al año es muy reducida (las precipitaciones suelen ser inferiores a la ETP.) y la esorrentía, muy rápida, no favorece la disolución. Por todo ello, la karstificación actual no se manifiesta más que en los lugares más favorables limitándose a producir formas escasas y de poco desarrollo. La caliza se comporta en estas condiciones como un material de gran resistencia, que origina relieves diferenciales muy marcados y en donde resulta muy difícil distinguir las formas recientes de las antiguas, que se conservan intactas. Tanto el modelado como las tasas anuales de disolución se parecen, dependiendo las diferencias del grado de aridez al que se llegue en cada caso, a los correspondientes a otros karsts de todo el entorno mediterráneo: Sur de Francia, Italia, Líbano, Israel, etc.

SIERRA DEL GIGANTE: en un medio semiárido, con varios meses áridos e inviernos fríos. Sus aguas aparecen saturadas de caliza aunque la karstificación actual es prácticamente nula por lo negativo que es el balance hídrico. El macizo de la impresión de no estar karstificado al no presentar más que contadas formas menores en lugares muy favorables (a pesar de que allí donde la gelifracción no ha sido demasiado intensa se conservan abundantes formas relictas, fosilizadas en ocasiones por sedimentos recientes). La disolución existe pero no se refleja en el paisaje. Aunque la velocidad de la diso

lución es más baja, la morfología de la Sierra del Gigante y los problemas que plantea se pueden relacionar con los descritos en ciertos sectores del Atlas y de Asia Menor.

De todo lo anterior puede deducirse que las aguas alcanzan una mayor dureza en las regiones mediterráneas (y, sobre todo, cálidas) de la Península: las muestras recogidas en la Sierra del Gigante, aparentemente no karstificada, contienen cantidades de iones procedentes de la disolución de la caliza muy superiores a las que observamos en el agua procedente de los Puertos de Góriz. Sin embargo, donde la karstificación es más efectiva, es en las regiones en que el balance hídrico es más favorable, lo que justifica que los paisajes kársticos más desarrollados se encuentran en general en el Norte de la Península y en aquellas áreas de montaña que registran mayores precipitaciones.

Hasta el momento nos hemos basado en las observaciones realizadas en lo que hemos considerado "muestras representativas" del karst peninsular. Sin embargo, la importancia que tienen los totales de precipitación nos obliga a ser muy prudentes a la hora de generalizar: pocos kilómetros separan las cumbres del Macizo de Marboré de los paisajes subáridos aragoneses y aún menos dista Almería de Sierra Nevada, que ronda los 2000 mm. de precipitación. Bastaría que extrapoláramos abusivamente los datos que pudieramos obtener en el estudio del karst de Grazalema o Ubrique, por ejemplo, para llegar a la conclusión de que los karsts andaluces son, con más de 100

mm. de erosión por milenio, los más activos de la Península (a no ser que previamente hubieramos considerado los que existen en algunos macizos extremadamente lluviosos de las Cordilleras Cantábrica o Pirenaica).

Los datos que aportaron en su momento los autores franceses y alemanes reflejan frecuentemente situaciones excepcionales perdiendo por ello gran parte de su interés: cuando Corbel afirma que en Laponia se pueden alcanzar los 400 mm. de ablación por milenio, se basa en el total de precipitaciones de Svartissen que, afirma, supera los 7000 mm. anuales. Si aplicamos su misma fórmula al resto de la región, cuyas precipitaciones oscilan entre 400 y 600 mm. la erosión resultante será inferior a los 40 mm. por milenio, cifra más normal en el contexto de los karsts europeos.

El problema de la mayor o menor efectividad del karst que da por tanto sin resolver a falta de un número suficiente de datos adecuados. Creemos, no obstante, que las diferencias que existen entre los diversos macizos peninsulares son evidentes y demuestran sobradamente la importancia de aplicar criterios morfoclimáticos al estudio del karst. Es posible y necesario establecer una regionalización, que hemos esbozado a lo largo de toda la presente tesis, aunque ésta debe basarse en un conocimiento más completo de los diversos karsts españoles y, sobre todo, debe basarse en una prudente interpretación de muchos más datos de los que disponemos hasta el momento. Si el estudio que ahora presentamos sirve como base para que trabajos posteriores prosigan en esta línea podemos considerar que hemos cumplido nuestros objetivos.

VELOCIDAD DE LA EROSION KARSTICA
(en mm./ milenio, fórmula de Corbel)

Artico frío y seco: Isla Victoria (Canada):	5
Artico muy húmedo: Svartissen (Laponia):	400
Montaña húmeda y nivosa: Vercors (Prealpes- Francia):	240
Oceánico fresco y muy húmedo: Sligo (Irlanda):	120
Oceánico, humedad moderada: Malhalm (Yorksh.-Gran Bret.):	40
Oceánico "aquitano": Quercy (Francia):	65
Continental nivoso: Neuchâtel (Jura - Suiza):	90
Montaña húmeda mediterránea: Gran Sasso (Italia):	100
Mediterráneo semiárido: Calanques (Francia):	10
Tropical con estación seca: Río Champton (Yucatán- Mex.):	16
Tropical húmedo: Cockpit of Queen of Spain (Jamaica):	54

NICOD, J.: Pays et paysages du calcire (tomado de varios aut.)

KARSTIFICACION EN LOS MACIZOS SELECCIONADOS

	Agua disponible	dureza	Velocidad erosión
GORIZ- MARBORE	1840- 1890	8,5- 9,5	63- 70
LA MARINA	450- 500	20 -22,5	38- 43
PEÑAS DE CERVERA	150- 260	20 -23,7	21- 24
MONTE NEGRO	50- 100	14,5-36	9- 18
GIGANTE	10- 70	20 -29	1- 12

BIBLIOGRAFIA GENERAL

- ADAMS, C.S.; SWINNERTON, A.C.: Solubility of limestone. Trans.Am. Geoph.Union II, 1937, págs. 504- 508.
- ALBAREDA, J.M.; ÁLVIRA, T.; AREVALO, P.: Contribución al estudio de los suelos calizos españoles de clima árido. An.Edaf.Fis. Veget. 1955, págs. 627- 671.
- AMINOT, Alain: Géochimie des eaux d'aquifères karstiques: les analyses chimiques en hydrogéologie karstique. Ann.Spél. 29, 1974, págs. 461- 483.
- ANDRIEUX, C.: Etude du climat de la grotte de Sainte Catherine en Ariège selon le cycle de 1967. Ann.Spél. 24, 1969, págs. 19- 74.
- ANDRIEUX, C. et alt.: Etude quantitative et qualitative des aquifères karstiques. Recherches sur le karst expérimental du Baget (Ariège). Rapport A.T.P. Moulis 1975, 95 págs.
- ANELLI, F.: Osservazioni di meteorologia ipogea nelle grotte di Postumia. Mem.Ist.Ital.Spel. 1939.
- ASHTON, K.: Hydrological analysis applied to Tropical karst. Congr. Int.Spel. Ljubljana, 1965, págs. 14- 16.
- BAKALOWICZ, M.:Géochimie des eaux karstiques et karstification. Ann.Spél. 4, 30, 1975, págs. 581- 589.
- BARATTA, M.: Morfología e fenomeni del Carso. Pavia 1917, 133 pag.
- BARRERE, Pierre: La morphologie karstique en Espagne. Rev.Geog.Pyr et SO. XXII, 1951, págs. 228- 230.
- BASTOS ARAGON, F.: El análisis del agua y su interpretación geológica. Agua III, 1967.
- BIROT, Pierre: Esquisse d'une étude zonale de l'érosion en pays calcaire. En " Das Karstphänomen in der verschiedenen Klimazonen". Erdk. 2, VIII, 1954.
- " Problèmes de morphologie karstique. Ann.Geog. LXIII, 1954, págs. 161- 192.
- BOGLI, Alfred: Corrosion par mélange des eaux: Int.Journ.Spel. 1, 1964, págs. 61- 70.
- " Der Chemismus der lösnungsprozesse und der Einfluss der Gesteinsbeschaffenheit auf die Entwicklung des karstes. Report

of the Commission on karst Phenomena. I.G.U. New York, 1956.

BOGLI, Alfred: Das Verhalten von Karbonaten in der Natur. Die Höhle 1954.

" Kalklösung und Karrenbildung: Zeits.Geom. Internationale Beiträge zur Karstmorphologie, 1960, págs. 4- 21.

BOTTNER, P.: La pédogenèse sur roches mères calcaires dans une se-
quence bioclimatique méditerranéo-alpine du sud de la France.
Thèse, Sciences, Montpellier, 1971, 271 págs.

BOURGIN, A.: Hydrographie karstique. La question du niveau de base.
Rev.Geog.Alp. XXXIII, 1945, págs. 99- 108.

CARBALLO: La espeleología en España. Bol.R.Soc.Esp.Hist.Nat., IX,
1909, págs. 141- 144.

CARO, P.: La chimie du gaz carbonique et des carbonates et les phé-
nomenes hydrogéologiques karstiques. Chr.Hydr. 7, 1967, págs.
51- 78.

CORBEL, Jean: Erosion en terrain calcaire: vitesse d'érosion et
morphologie. Ann.Geog. 68, 1959, págs. 97- 120.

" Les karsts du Nord-Ouest de l'Europe et de quelques régions
de comparaison. Etude du rôle du climat dans l'érosion des
calcaires. Mem.Doc.Institut Etudes Rhodaniennes, Lyon 1957,
541 págs.

" Notes sur les karsts tropicaux. Rev.Geog.Lyon 1, XXX, 1955,
págs. 49- 54.

" Les phénomènes karstiques en climat froid. Erdk. 2, 8, 1954
págs. 119- 120.

CORBEL, Jean; MUXART, R.: Karsts des zones tropicales humides.
Zeits.Geom. 14, 1970, págs. 411- 474.

COFRA, Giuseppe: Le role des facteurs structuraux dans la genèse
et dans l'évolution des morphologies karstiques. Rev.Geog.Alp
3, LXVI, 1978, págs. 263- 270.

CVIJIC, Jovan: Hydrographie souterraine et évolution morphologi-
que du karst. Tr.Ins.Geog.Alp.Grenoble, 6, VI, 1918, págs.
1- 56.

" Das Karstphänomen. Geog.Abh. V, 1893, págs. 217- 330.

CHABOT, G.: Rapport sur le vocabulaire karstique. Report of the
Commission on karst Phenomena. I.G.U. Rio de Janeiro 1956.

- CHEVRIER-MAGNE, Solange: Les phénomènes karstiques dans le massif de port del Compte. Mem.Doc.C.N.R.S. 15, 1974, págs. 235-244.
- DEGENS, Egon T.: Why do organisms calcify ? Chem.Geol. 25, 1979, págs. 257- 269.
- DOERR, A.H.; HOY, D.R.: Karst landscapes of Cuba, Puerto Rico and Jamaica. Scient.Mont. 85, 1957.
- DROGUE, C.: Essai de détermination des composantes de l'écoulement des sources karstiques. Evaluation de la capacité de rétention par dreux et fissures. Ann.Spél. 18, VIII, 1963, págs. 415- 420.
- DUNKERLEY, D.L.: The morphology and development of Rillenkarren. Zeits.Geom. 23, 1979, págs. 332- 348.
- EK, C.: Note sur les eaux de fonte des glaciers de la Haute-Maurienne, leur action sur les carbonates. Rev.Bel.Geog. 88, 1964, págs. 127- 157.
- " La teneur en Ca (HCO_3)₂ et en CO₂ des eaux de quelques grottes belges. IV Congr.Int.Spel. Ljubljana, 1968, págs. 75- 77.
- EK, C.; DELECOUR, F.; WEISSEN, F.: Teneur en CO₂ de l'air de quelques grottes belges. Techniques employées et premiers résultats. Ann.Spél. 23, 1968, págs. 243- 258.
- ENJALBERT, H.: La genèse des reliefs karstiques dans les pays tempérés et dans les pays tropicaux. Essai de chronologie. Mem.Doc.C.N.R.S. 4, 1967, págs. 295- 328.
- ERASO, A.: La insaturación del agua en la zona freática del karst y sus fundamentos termodinámicos. Bol.Geol.Min. IV, 80, 1969, págs. 336- 343.
- FENELON, P.: Vocabulaire français des phénomènes karstiques. Mem.Doc.C.N.R.S. 4, 1967, págs. 13- 68.
- FLUGEL, H.W.: Some notes on the insoluble residues in limestones. En "MULLER, FRIEDMANN: Recent Developments in Carbonate sedimentology in Central Europe" Springer, New York, 1968, págs. 46- 54.
- GALVAGNI, Antonio; PERNA, Giulio: Contributo alla morfologia dei prodotti argilloso-sabbiosi di riempimento delle caverne. Rass.Spel.Ital. 3, V, 1953, págs. 89- 101.

- GAMS, Ivan: Measurements of corrosion intensity in Slovenia and their geomorphological significance. Geog.Vest.Ljublj. 34, 1962, págs. 3- 20.
- GEZE, Bernard: Le principe de l'inversion du relief en région karstique. Actes du V Congr.Int.Spel. Stuttgart, 1969.
- " Sur les rapports entre les phénomènes karstiques et les nappes d'eau dans les calcaires d'après quelques travaux récents. Spelunca, mem. I, 1961, págs. 22- 24.
- GIROU, A.: Etude de la cinétique de précipitation des carbonates de calcium en phase aqueuse. Thèse Sciences, Toulouse, 1970.
- GRAF, D.L.: Geochemistry of carbonate sediments and sedimentary carbonate rocks. Ill.Geol.Surv.Circ. 301, 1960, 71 págs.
- GRUND, A.: Die Karsthydrographie. Geog.Abh. 3, VII, 1903, págs. 200.
- GUILCHER, M.A.: Essai sur la zonation et la distribution des formes littorales de dissolution du calcaire. Ann.Geog. 331, LXII, 1953, págs. 161- 179.
- HERNANDEZ PACHECO, Eduardo: Síntesis Fisiográfica y Geológica de España. Trabajos Museo Nac. Ciencias Naturales 38, 1932, 586 págs.
- JENNINGS, J.N.: The character of tropical humid karst. Zeits.Geom. 16, 1972, págs. 336- 341.
- JINGHWA HGU, K.: Solubility of dolomite and composition of Florida ground-waters. Jour.Hyd. 1, 1963, págs. 288- 310.
- JULIAN, Maurice: Formation et évolution de dépressions karstiques au cours du quaternaire récent (Alpes Maritimes). Mem.Doc. C.N.R.S. 15, 1974, págs. 151- 159.
- KLINGE, H.: Contribución a la ordenación geográfico-edafológica de las zonas calizas españolas. Pub.Ins.Biol.Apl. 26, 1957, págs. 27- 34.
- LAIS, R.: Ueber Hohlensedimente. Quart. 3, 1941, págs. 56- 108.
- LATTMAN, L.H.; PARIZEK, R.R.: Relationship between fracture traces and the occurrence of ground water in carbonate rocks. Jour. Hyd. 2, 1964, págs. 73- 91.
- LEHMANN, H.: Der einfluss des Klimas auf die morphologische entwicklung des Karstes. Report of the Commission on karst

- Phenomena. I.G.U. Rio de Janeiro 1956.
- LEHMANN, H.: Das Karstphänomen in den verschiedenen Klimazonen. Erdk. 2, VIII, 1954, págs. 130- 139.
- " Morphologische studien auf Java. Geog.Abh. III, 9, 1936, págs. 1- 114.
- " La terminologie classique du karst sous l'aspect critique de la morphologie climatique moderne. Rev.Geog.Lyon 1, 1960.
- LOWRY, D.C.; JENNINGS, J.N.: The Nullarbor karst, Australia. Zeits. Geom. 18, 1974, págs. 35- 81.
- LLOPIS LLADO, Noel: Fundamentos de hidrogeología cárstica (Introducción a la geoespeleología) Blume, Madrid 1970, 282 págs.
- " Karst holofossile et Merofossile. II Congr.Int.Spél. Paris, 1953, págs. 3- 10.
- " Sobre algunos problemas fundamentales de la morfología e hidrología kárstica. Est.Geog. 41, XI, 1950, págs. 643- 679.
- MANGIN, A.: Contribution á l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Thèse, Univ. Dijon. Ann.Spél. 29, 1974, págs 283 332 y 495- 601; n° 30, 1975, págs. 21- 124.
- " Les systèmes karstiques et leur méthodologie d'investigation II Colloque d'Hydrologie en Pays Calcaires, Besançon- Neuchâtel, 1976.
- MARTEL, E.A.: Les eaux souterraines des Causses et la formation des canyons. Bull.Soc.Géol.Fr. XVII, 1889, págs. 610- 621.
- " L'Evolution souterraine. Flammarion, Paris, 1908, 388 pag.
- MEYERHOFF, H.A.: The texture of karst topography in Cuba and Puer to Rico. Jour.Geol. 1, 1938, págs. 279- 295.
- MISEREZ, Jean Jacques: Variations chimiques de sources karstiques et bilan de l'alteration. Ann.Spél. XXX, 1975, págs. 241-254.
- MONROE, W.H.: Formation of tropical karst topography by limestone solution and reprecipitation. Carib.Jour.Sc. 6, 1966, págs. 1- 7.
- MONTORIOL POUS, Joaquín: La distribución térmica en las formaciones hipogeas y sus consecuencias en cuanto a la dinámica del aire. Mem. Asamblea Regional de Espeleología 1959, págs. 121 146.
- " Meteorología hipogea. Urania 228, 1951, págs. 225- 246.

- MONTORIOLOUS, Joaquín: Relaciones entre la quimiolitogénesis y la termocirculación. Spel. X, 1959, págs. 33- 44.
- MURRAY, A.N.; LOVE, W.W.: Action of organic acids upon limestone. Bull.Amer.Ass.Petr.Geol. 13, 1929, págs. 1467- 1475.
- MUXART, R.; STCHOUZCOY, T.; FRANCK, J.: Contribution a l'étude de la dissolution des calcaires par les eaux de ruissellement et les eaux stagnantes. Stud.Geog. 5, 1969, págs. 21- 42.
- " Evolution du pH et de l'alcalinité des eaux des rivières karstiques en fonction de la distance. Spelunca mem. 5, 1967, págs. 69- 73.
- MUXART, Tatiana: Note sur l'agressivité potentielle des eaux de percolation de différents sols dans le Vercors en fonction de la couverture végétale. Rev.Geog.Alp. 2, LXVI, 1978, págs. 173- 181.
- NICOD, Jean: Considerations sur les teneurs en carbonates de quelques sources karstiques de Basse Provence. Nor. 51, 1966, págs. 315- 329.
- " Pays et paysages du calcaire. P.U.F. Paris 1972, 274 págs.
- " Recherches morphologiques en Basse-Provence calcaire. Thèse lettres, Aix en Provence, Etudes et Travaux de Medit. 5, 1967, 559 págs.
- PETTIJOHN, F.J.: Rocas sedimentarias. EUDEBA, Buenos Aires 1963, 732 págs.
- PILL, A.L.: The carbonatation of cave waters. Cave Sc. 15, 1951, págs. 281- 292.
- PITTARD, J.: Le rôle des tufs pour la détermination des climats anciens. Bull.Soc.S.Spél. 1943.
- PITTY, A.F.: An approach to the study of karst water. Oc.Pap.Geog. 5, 1966, 70 págs.
- PUIG Y LARRAZ, Gabriel: Cavernas y simas de España. Bol.Com.M.Geol. Esp. XXI, 1896, 150 págs.
- REMIERAS, G.: Tratado de Hidrología Aplicada. Editores Técnicos Asociados, Barcelona 1974, 516 págs.
- RENAULT, Philippe: Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléodénese. Ann.Spél. 22, 1967 págs. 5- 22.

- RENAULT, Philippe: Processus morphogenctiques des karsts équatoriaux. Bull.Ass.Géog.Fr. 1958, págs. 15- 26.
- ROQUES, H.: Considerations théoriques sur la chimie des carbonates. Ann.Spél. XVII, 1962, págs. 11-42; 241- 284 y 463- 467.
- " Contribution à l'étude statique et cinétique des systèmes gaz carbonique- eau carbonatée. Ann.Spél. 19, 1964, págs. 255- 484.
- " Chimie des carbonates et hydrogeologie karstique. Mem.Doc. C.N.R.S. 4, 1967, págs. 114- 141.
- " Sur la répartition du CO₂ dans les karsts. Ann.Spél. 2, 18, 1963, págs. 141- 184.
- SANCHEZ DE LA TORRE, L.; CATALAN LAFUENTE, J.G.: Relaciones entre la litología del acuifero y composición química del agua. Agua XII, 1970.
- SMITH, B.J.: The origin and geomorphic implications of cliff foot recesses and tafoni on limestone hamadas in the northwest Sahara. Zeits.Geon. 22, 1978, págs. 21- 43.
- SMITH, D.I.; MEAD, D.G.: The solution of limestone with special reference to Mendip. Proc.Univ.Bristol Spel.Soc. 9, 188- 211.
- SWEETING, M.M.: Karst landforms. Mc.Millan, London 1972, 362 págs..
- " Erosion cycles and limestone caverns in the Ingleborough District. Geog.Journ. CXV, 1950.
- SWEETING, M.M.; GERSTENHAUER, A.: Zur Frage der Absoluten Geschwindigkeit der Kalkkorrosion in verschiedenen klimaten. Zeits. Geom. supp. 2, 1960, págs. 66- 73.
- TROMBE, Félix: Traite de Spéleologie. Payot, Paris, 1952, 376 pag.
- TUREK, A.; RIDDLE, C.; TALERICO, F.: Determination of carbon dioxide in rock by non- aqueous titration. ChemGeol. 21, 1978, págs. 351- 357.
- WILFORD, G.; WALL, J.R.: Karst topography in Sarawak. Journ.Trop. Geog. 21, 1966, págs. 44- 70.
- WILLIAMS, J.F.: Chemical weathering at low temperatures. Geog.Rev. 39, 1949, págs. 129- 135.
- " An initial estimate of the speed of the limestone solution in County Clare. Irish Geog. 4, 1963, págs. 432- 444.

CLAVE DE LAS ABREVIATURAS UTILIZADAS EN LAS REFERENCIAS DE REVISTAS

- Abhandlungen Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen: Abh.Ges.
Wiss.Gött.
- Acta Salamanticensia: Acta Sal.
- Agua: Agua
- Anales de Edafología y Fisiología Vegetal: An.Ed.Fis.Veget.
- Annales de Géographie: Ann.Geog.
- Annales de Spéleologie: Ann.Spél.
- Annales de la Société Géologique de Belgique: Ann.Soc.Geol.Bel.
- Annales de l'Université de Poitiers: Ann.Univ.Poit.
- Annuaire du Club Alpin Français: Ann.Cl.Alp.Fr.
- American Association of Petroleum Geologists Bulletin: Am.Ass.Petr.
Geol.Bull.
- Archivos del Instituto de Aclimatación de Oviedo: Arc.Inst.Acl.Ov.
- Beiträge Geologisches Jahrbuch: Beit.Geol.Jb.
- Biospeológica: Biosp.
- Boletín del Centro Excursionista de Cataluña: Bol.C.E.C.
- Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España: Bol.Com.M.Geol
Esp.
- Boletín Geológico y Minero: Bol.Geol.Min.
- Boletín del Instituto de Estudios Asturianos: Bol.I.D.E.A.
- Boletín de la Sociedad Española de Historia Natural: Bol.Soc.Esp.
Hist.Nat. (Bol.R.Soc.Esp.Hist.Nat.: Real Sociedad Esp...)
- Boletín de la Universidad de Granada: Bol.Univ.Gran.
- Bollettino della Società Adriatica di Scienze Naturali: Boll.Soc.
Adriat.Sc.Nat.
- Bollettino della Società Geografica Italiana: Boll.Soc.Geog.Ital.
- Breviora Geológica Astúrica: Brev.Geol.Ast.
- Bulletin de l'Association Française d'Etudes du Quaternaire: Bull.
Ass.Fr.Et.Quat.
- Bulletin de l'Association de Géographes Français: Bull.Ass.Geog.Fr.
- Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières: Bull.Bur.
R.G.M.
- Bulletin de la Carte Géologique de France: Bull.Cart.Geol.
- Bulletin de la Société Belge de Géologie, Paléontologie et Hydro-
logie: Bull.Soc.Bel.G.P.H.

Bulletin de la Societe Française de Mineralogie et Cristallograpie:
 Bull.Soc.Fr.Min.Crist.
 Bulletin de la Societe Geologique de France: Bull.Soc.Geol.Fr.
 Bulletin de la Société Geologique de Suisse: Bull.Soc.Géol.S.
 Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse: Bull.Soc.
 Hist.Nat.Toulouse.
 Bulletin de la Société Suisse de Spéleologie: Bull.Soc.S.Spél.
 Butlletí del Centre Excursionista de Catalunya: But.C.E.C.
 Caribbean Journal of Sciences: Carib.Jour.Sc.
 Cave Science: Cave Sc.
 Comptes Rendus Sommaires des Séances de l'Academie de Sciences de
 Paris: C.R.Ac.Sc.Paris
 Comptes Rendus Sommaires des Séances de la Société Géologique de
 France: C.R.Soc.Geol.Fr.
 Cuadernos de Espeleología: Cuad. Espel.
 Cuadernos de Geografía de la Universidad de Granada: Cuad.Geog.Un.
 Grap.
 Cuadernos de Geografía de la Universidad de Valencia: Cuad.Geog.Un.
 Val.
 Cuadernos de Geología Ibérica: Cuad.Geol.Ib.
 Chemical Geology: Chem.Geol.
 Chronique Hydrogéologique: Chr.Hydr.
 Deutschen Seewarte und des Marineobservatoriums: Deuts.Seew.Marin.
 Die Höhle: Die Höhle.
 Eclogae Geologicae Helvetiae: Ecl.Geol.Helv.
 Economical Geology: Econ.Geol.
 Endins: End.
 Erdkunde: Erdk.
 Espeleoleg-ERE: Espel-ere.
 Espeleosie: Espeleosie.
 Estudios Geográficos: Est.Geog.
 Estudios Geológicos: Est.Geol.
 Exploracions: Expl.
 Geo y Bio Karst: Geo y Bio Karst.
 Geografiska Annaler: Geog.Ann.
 Geographica: Geograph.

- Geographica Helvetica: Geog.Helv.
 Geographik Vestnik Ljubljana: Geog.Vest.Ljublj.
 The Geographical Journal: Geog.Jour.
 Geographical Review: Geog.Rev.
 Geographische Abhandlungen: Geog.Abh.
 Geologica Ultraiectina: Geol.Ultr.
 Geologie en Mijnbouw: Geol.Mijnb.
 Geologische Rundschau: Geol.Runds.
 Göttinger Geographische Abhandlungen: Göt.Geog.Abh.
 Le Grotte d'Italia: Grot.Ital.
 Grottes et Gouffres: Grot.Gouf.
 Hidrología: Hidrol.
 Illinois Geological Survey Circle Bull.: Ill.Geol.Surv.Circ.
 L'Information Géographique: L'Inf.Geog.
 International Journal of Speleology: Int.Journ.Spel.
 Irish Geography: Irish Geog.
 Jahrbuch der Geographischen Gesellschaft: Jahr.Geog.Gesell.
 Journal of Geology: Journ.Geol.
 Journal of Hydrology: Journ.Hydrol.
 The Journal of Tropical Geography: Journ.Trop.Geog.
 Lurralde, Investigación y Espacio: Lurr.
 Mededeeling, Geologisch Institut Universiteit van Amsterdam: Meded.
 Univ.Amsterdam.
 Méditerranée: Médit.
 Memoires et Documents du Centre National de la Recherche Scientifique: Mem.Doc.C.N.R.S.
 Memoires du Bureau de Recherches Geologiques et Minières: Mem.Bur.
 Rech.Geol.Min.
 Memorias del Instituto Geológico y Minero: Mem.I.G.M.E.
 Memorias de la Real Academia de las Ciencias y las Artes de Barcelona: Mem.R.Ac.Cienc.Artes Barc.
 Memorias de la Sociedad Española de Historia Natural: Mem.Soc.Esp.
 Hist.Nat.
 Memorie del Istituto Italiano di Speleologia: Mem.Ist.Ital.Spel.
 Memories de l'associació catalana d'Excursionisme científic: Mem.
 As.Cat.Exc.Cient.

- Miscelánea Almera: Misc.Alm.
 Monografías Espeleológicas: Mon.Esp.
 Munibe: Munibe.
 National Speleological Society Bulletin: Nat.Spel.Soc.Bull.
 Nature: Nat.
 Neues Jahrbuch Geologie und Paläontologie: Neu.Jahr.Geol.Pal.
 Norois: Nor.
 Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España:
 Not. y Com.I.G.M.E.
 Occasional Papers of Geography: Oc.Pap.Geog.
 Papeles del Departamento de Geografía de la Universidad de Murcia:
 Pap.Geog.Murc.
 Papers of Geology: Pap.Geol.
 Petermanns Geographische Mitteilungen: Pet.Geog.Mitt.
 Pirineos: Pir.
 Pollen et Spores: Poll.Spor.
 Progress in Physical Geography: Progr.Phys.Geog.
 Publicaciones Extranjeras sobre Geología de España: Publ.Extr.Geol.
 Esp.
 Publicaciones del Instituto de Biología Aplicada: Publ.Ins.Biol.Ap.
 Publications du Cercle d'études géographiques de la Société Géographique de Lyon: Pub.Cer.Et.Geog.Lyon.
 Quartär: Quart.
 Rassegna Speleologica Italiana: Rass.Spel.Ital.
 Revista de las Ciencias: Rev.Cienc.
 Revista Española de Micropaleontología: Rev.Esp.Micropal.
 Revista de Geología: Rev.Geol.
 Revista de Obras Públicas: Rev.Ob.Pub.
 Revista de la Universidad de Grahada: Rev.Univ.Gran.
 Revue Belge de Géographie: Rev.Bel.Geog.
 Revue de Géographie Alpine: Rev.Geog.Alp.
 Revue de Géographie de Lyon: Rev.Geog.Lyon.
 Revue de Géographie Physique et Géologie Dynamique: Rev.Geog.Phys.
 Geol.Dyn.
 Revue de Géographie des Pyrénées et du Sud-Ouest: Rev.Geog.Pyr.et
 SO.

Revue de Géomorphologie Dynamique: Rev.Geom.Dyn.
Scientiphic Monthly: Scient.Mont.
Sonderchuk aus der Geologischen Rundschau: Sond.Geol.Runds.
Sota Terra: Sota Ter.
Speleón: Spel.
Spelunca: Spelunca.
Stalactite: Stal.
Studia Geografica: Stud.Geog.
Studies in Speleology: Stud.Spel.
Travaux de l'Institut de Geographie Alpine de Grenoble: Tr.Ins.
Geog.Alp.Grenoble.
Travaux du Laboratoire de Geologie de l'Université de Geneve: Tr.
Lab.Geol.Univ.Geneve.
Travaux Scientifiques du Club Alpin Français: Tr.Sc.C.A.F.
Urania: Urania.
Wierteljahreschrift der Naturforschen Gesellschaft, Zurich: Viert.
Nat.Ges.
Zeitschrift für Geomorphology: Zeits.Geom.

