

DEPARTAMENTO DE PETROLOGIA  
UNIVERSIDAD DE OVIEDO

**CARACTERIZACION PETROFISICA  
Y ALTERABILIDAD  
DE CALIZAS Y DOLOMIAS**



F. JAVIER ALONSO RODRIGUEZ

1986

**DEPARTAMENTO DE PETROLOGIA**

**UNIVERSIDAD DE OVIEDO**

**CARACTERIZACION PETROFISICA  
Y ALTERABILIDAD  
DE CALIZAS Y DOLOMIAS**

**F. JAVIER ALONSO RODRIGUEZ**

**1 9 8 6**



DÑA. ROSA MARIA ESBERT ALEMANY,  
DOCTOR EN CIENCIAS Y PROFESORA  
TITULAR DE PETROLOGIA DE LA  
FACULTAD DE GEOLOGIA DE LA  
UNIVERSIDAD DE OVIEDO.

CERTIFICA:

Que D. F. JAVIER ALONSO RODRIGUEZ,  
ha venido realizando en el Depar-  
tamento de Petrología de esta Uni-  
versidad, bajo mi dirección, el  
trabajo titulado "CARACTERIZACION  
PETROFISICA Y ALTERABILIDAD DE  
CALIZAS Y DOLOMIAS".

Y para que así conste, expido el  
presente en Oviedo, a 14 de marzo  
de 1.986.

Fdo.: Rosa María Esbert Alemany  
Prof. Titular de Petrología.

## INDICE.

<b>I. INTRODUCCION.</b>	17
<b>2. ROCAS ESTUDIADAS.</b>	25
<b>3. PETROGRAFIA.</b>	39
3.1. Introducción y metodología.	41
3.2. Descripciones petrográficas.	45
3.2.1. Caliza del Páramo.	45
3.2.2. Caliza de Montaña.	48
3.2.3. Dolomía de Boñar.	49
3.2.4. Caliza de Laspra.	52
3.3. Síntesis petrográfica.	61
<b>4. SISTEMA POROSO.</b>	63
4.1. Introducción. Técnicas de estudio.	65
4.2. Observación directa.	71
4.3. Determinaciones de porosidad.	79
4.3.1. Propiedades relacionadas con la porosidad.	79
4.3.2. Propiedades determinadas: Resultados.	82
4.4. Caracterización del sistema poroso mediante porosimetría de mercurio.	90
4.4.1. Fundamentos. Procedimiento experimental. Interpretación del ensayo.	90
4.4.2. Resultados obtenidos: Distribución de la porosidad.	99
4.5. Conclusiones: Interpretación petrográfica.	113
<b>5. PROPIEDADES HIDRICAS.</b>	117
5.1. Introducción.	119
5.2. Contenido en agua en saturación.	122
5.3. Absorción de agua.	125
5.4. Absorción de vapor de agua: Higroscopía.	132
5.5. Succión capilar.	139

## INDICE

8

5.6. Desorción de agua: Evaporación.	158
5.7. Expansión hídrica.	167
5.8. Interpretación petrofísica.	173
5.9. Conclusiones.	177
<b>6. PROPIEDADES DINAMICAS Y MECANICAS.</b>	<b>183</b>
6.1. Introducción.	185
6.2. Velocidad de propagación de ondas elásticas.	187
6.3. Resistencia a la tracción: Ensayo brasileño.	196
6.4. Interpretación petrofísica.	201
6.5. Conclusiones.	203
<b>7. ALTERABILIDAD: ENSAYOS PARA SU EVALUACION.</b>	<b>205</b>
7.1. Introducción.	207
7.2. Acción del agua: Ciclos humedad-sequedad.	212
7.2.1. Ensayos de laboratorio.	214
7.2.2. Resultados obtenidos.	216
7.3. Acción del hielo: Ciclos hielo-deshielo.	224
7.3.1. Ensayos de laboratorio.	230
7.3.2. Resultados obtenidos.	234
7.4. Acción de las sales: Ciclos de cristalización.	240
7.4.1. Ensayo de cristalización de sales.	244
7.4.2. Resultados obtenidos.	247
7.5. Acción del SO <sub>2</sub> : Ciclos de niebla con SO <sub>2</sub> .	255
7.5.1. Ensayos de laboratorio.	257
7.5.2. Resultados obtenidos.	260
7.6. Consideraciones sobre los ensayos.	269
7.7. Conclusiones.	273
<b>8. RESUMEN Y CONCLUSIONES.</b>	<b>279</b>
<b>9. AGRADECIMIENTOS.</b>	<b>287</b>
<b>10. BIBLIOGRAFIA.</b>	<b>291</b>

A:

Ana María, Silvia,  
David y Paula.

## RELACION DE TABLAS.

Tabla 3.1.- Caliza del Páramo: Componentes petrográficos.	47
Tabla 3.2.- Dolomía de Boñar: Componentes petrográficos.	52
Tabla 4.1.- Densidad de los granos minerales.	83
Tabla 4.2.- Densidad de la roca seca.	84
Tabla 4.3.- Porosidad total.	86
Tabla 4.4.- Porosidad abierta.	88
Tabla 4.5.- Grado de relleno de los poros.	89
Tabla 4.6.- Clasificación de la porosidad.	107
Tabla 4.7.- Porosidad con microaccesos y porosidad atrapada.	108
Tabla 4.8.- Tamaño de acceso a los poros.	109
Tabla 5.1.- Contenido en agua en saturación.	124
Tabla 5.2.- Absorción libre de agua: Coeficientes.	130
Tabla 5.3.- Absorción libre de agua: Grados de Saturación.	131
Tabla 5.4.- Absorción de vapor de agua.	138
Tabla 5.5.- Absorción capilar: Coeficientes.	152
Tabla 5.6.- Absorción capilar: Grados de Saturación.	157
Tabla 5.7.- Evaporación: Grados de Saturación.	164
Tabla 6.1.- Velocidad de propagación de ondas.	190
Tabla 6.2.- Indices de calidad.	192
Tabla 6.3.- Módulos dinámicos.	194
Tabla 6.4.- Resistencia a la tracción.	198
Tabla 7.1.- Ciclos humedad-sequedad: Pérdida de peso.	218
Tabla 7.2.- Ciclos humedad-sequedad: Grado de Saturación.	219
Tabla 7.3.- Ciclos humedad-sequedad: Pérdida resistencia.	223
Tabla 7.4.- Ciclos hielo-deshielo: Pérdida de peso.	236
Tabla 7.5.- Ciclos hielo-deshielo: Pérdida de resistencia.	239
Tabla 7.6.- Ciclos de cristalización: Pérdida de peso.	252
Tabla 7.7.- Ciclos de niebla con SO <sub>2</sub> : Ganancia de peso.	263



## RELACION DE FIGURAS.

Fig. 2.1.-	Localización de las muestras estudiadas.	28
Fig. 2.2.-	Aspecto de la Caliza del Páramo en la iglesia de Sta. María de la Antigua (Valladolid).	29
Fig. 2.3.-	Aspecto en cantera de la Caliza del Páramo.	30
Fig. 2.4.-	Aspecto de la Caliza de Montaña en edificios de la ciudad de Oviedo.	32
Fig. 2.5.-	Aspecto de la Dolomía de Boñar en la Catedral de León.	34
Fig. 2.6.-	Aspecto en cantera de la Dolomía de Boñar.	35
Fig. 2.7.-	Aspecto de la roca de Laspra en la Catedral de Oviedo.	37
Fig. 3.1.-	Metodología: Caracterización petrográfica.	44
Fig. 4.1.-	Metodología: Caracterización del sistema poroso.	70
Fig. 4.2.-	Densidad de la roca seca: Valores obtenidos por distintos métodos de ensayo.	85
Fig. 4.3.-	Porosímetro de mercurio.	92
Fig. 4.4.-	Curva porosimétrica genérica: Distribución de la porosidad en función del tamaño de acceso de poro.	96
Fig. 4.5.-	Modelos de poros con mercurio atrapado.	97
Fig. 4.6.-	Curva porosimétrica e histograma: Caliza del Páramo, variedad P-1.	100
Fig. 4.7.-	Curva porosimétrica e histograma: Caliza del Páramo, variedad P-2.	101
Fig. 4.8.-	Curva porosimétrica e histograma: Dolomía de Boñar, variedad B-1.	102
Fig. 4.9.-	Curva porosimétrica e histograma: Dolomía de Boñar, variedad B-2.	103
Fig. 4.10.-	Curva porosimétrica e histograma: Caliza de Laspra, variedad L-1.	104
Fig. 4.11.-	Curva porosimétrica e histograma: Caliza de Laspra, variedad L-2.	105

Fig. 4.12.- Curva porosimétrica e histograma: Caliza de Montaña, variedad M-2.	106
Fig. 4.13.- Modelos para el sistema poroso en las rocas estudiadas.	115
Fig. 5.1.- Absorción libre de agua por inmersión total: Contenido en agua en función del tiempo.	128
Fig. 5.2.- Absorción libre de agua por inmersión total: Grado de Saturación en función del tiempo.	129
Fig. 5.3.- Absorción de vapor de agua: Contenido en agua en función del tiempo.	135
Fig. 5.4.- Absorción de vapor de agua: Grado de saturación en función del tiempo.	136
Fig. 5.5.- Absorción capilar: Incremento de masa por unidad de superficie en función del tiempo:	
a) Caliza del Páramo.	145
b) Caliza de Montaña.	146
c) Dolomía de Boñar.	147
d) Caliza de Laspra.	148
Fig. 5.6.- Penetración capilar.	150
Fig. 5.7.- Correlación: coeficiente de absorción capilar frente a la porosidad abierta.	151
Fig. 5.8.- Absorción capilar: Contenido en agua en función del tiempo.	154
Fig. 5.9.- Absorción capilar: Grado de saturación en función del tiempo.	155
Fig. 5.10.- Evaporación: Contenido en agua en función del tiempo.	161
Fig. 5.11.- Evaporación (primeras horas): Grado de saturación en función del tiempo.	162
Fig. 5.12.- Evaporación (primeros días): Grado de saturación en función del tiempo.	163
Fig. 5.13.- Hinchamiento: Expansión lineal en función del tiempo.	170
Fig. 5.14.- Comparación de los grados de saturación en los diferentes ensayos.	181

Fig. 6.1.-	Velocidad de propagación de ondas elásticas: $V_L$ frente a $V_T$ en roca seca y saturada.	191
Fig. 6.2.-	Indices de calidad: IQ frente a $V_T/V_L$ .	193
Fig. 6.3.-	Correlación entre el módulo de elasticidad dinámico y el índice IQ.	194
Fig. 6.4.-	Correlación entre la velocidad de propagación de ondas y la porosidad total.	195
Fig. 6.5.-	Relación entre la resistencia a la tracción y la velocidad de propagación de ondas.	199
Fig. 6.6.-	Relación entre la resistencia a la tracción y la porosidad total.	200
Fig. 7.1.-	Curvas de absorción capilar previas y posteriores a los ciclos humedad-sequedad.	221
Fig. 7.2.-	Diagrama de fases de equilibrio del agua.	225
Fig. 7.3.-	Ciclos hielo-deshielo según diversos autores.	232
Fig. 7.4.-	Curvas de absorción capilar previas y posteriores a los ciclos hielo-deshielo.	237
Fig. 7.5.-	Diagrama de fases del sulfato sódico en función de la humedad ambiente.	244
Fig. 7.6.-	Variaciones de peso durante los ciclos de cristalización de sales:	
	a) Caliza del Páramo.	250
	b) Caliza de Montaña.	251
	c) Dolomía de Boñar.	251
	d) Caliza de Laspra.	252

## RELACION DE LAMINAS.

Lam. 3.1.- Aspecto a simple vista de las rocas intactas.	56
Lam. 3.2.- Características petrográficas: Caliza del Páramo y Caliza de Montaña.	58
Lam. 3.3.- Características petrográficas: Dolomía de Boñar y Caliza de Laspra.	60
Lam. 4.1.- Observación del sistema poroso: Caliza del Páramo y Caliza de Montaña.	76
Lam. 4.2.- Observación del sistema poroso: Dolomía de Boñar y Caliza de Laspra.	78
Lam. 4.3.- Observación del sistema poroso: Rocas impregnadas con mercurio.	112
Lam. 7.1.- Aspecto a simple vista de las rocas alteradas.	266
Lam. 7.2.- Observación en M.E.B. de las rocas alteradas.	268

## NOMENCLATURA UTILIZADA.

$M$  = masa

$M_o$  = masa de la roca seca

$M_s$  = masa de la roca saturada

$M_i(t)$  = masa de la roca en las condiciones "i",  
al cabo de un tiempo t.

$V$  = volumen de la roca en bloque

$V_s$  = volumen de la parte sólida de la roca

$V_v$  = volumen de los espacios vacíos

$V_a$  = volumen de los espacios vacíos abiertos o comunicados

$L$  = longitud de la muestra de roca

$L_o$  = longitud de la roca seca

$D$  = diámetro de la muestra de roca

$H$  = altura ascendida en la muestra

$\rho$  = densidad

$\rho_s$  = densidad de la parte sólida (granos minerales)

$\rho_d$  = densidad de la roca seca

$\rho_{\text{agua}}$  = densidad del agua

$\rho_i$  = densidad del componente mineral "i"

$c_i$  = porcentaje del componente mineral "i"

$n$  = porosidad total

$n_o$  = porosidad abierta

$\epsilon$  = expansión hídrica

$w_i$  = contenido en agua en las condiciones "i"

$w_s$  = contenido en agua en saturación

$w_l$  = contenido en agua en inmersión libre

$w_h$  = contenido en agua higroscópica

$w_c$  = contenido en agua capilar

$w_e$  = contenido en agua en evaporación

$S$  = grado de relleno de los poros

$S_i$  = grado de saturación en las condiciones "i"



$S_1$  = grado de saturación en absorción libre

$S_h$  = grado de saturación en absorción higroscópica

$S_c$  = grado de saturación en absorción capilar

$S_e$  = grado de saturación en evaporación

$L_1$  = coeficiente de saturación en absorción libre rápida

$L_2$  = coeficiente de saturación en absorción libre lenta

$H$  = coeficiente de saturación en absorción higroscópica

$C$  = coeficiente de absorción capilar (por unidad de superficie)

$A$  = coeficiente de penetración capilar

$B$  = coeficiente de absorción capilar (por unidad de masa)

$D$  = coeficiente de saturación capilar

$P$  = presión

$\sigma$  = tensión superficial

$r$  = radio de curvatura en el líquido

$R$  = radio de poro

$\alpha$  = ángulo de contacto

$g$  = gravedad

$\eta$  = viscosidad

$V_L$  = velocidad de propagación de ondas longitudinales

$V_{L,i}$  = velocidad de ondas, para el componente "i"

$V_L^*$  = velocidad de ondas teórica, para una roca

$V_T$  = velocidad de propagación de ondas transversales

$IQ$  = índice de calidad

$E$  = módulo de Young

$G$  = módulo de rigidez

$\nu$  = relación de Poisson

$R_T$  = resistencia a la tracción

$\bar{x}$  = valor medio

$\sigma$  = desviación típica

**1 -  
INTRODUCCION.**

## 1.- INTRODUCCION.

Dentro de los materiales rocosos que constituyen la superficie terrestre, es de destacar el interés que presentan las rocas carbonatadas, tanto por su abundancia como por su valor económico. Dichos materiales ocupan el primer lugar, a nivel nacional, en cuanto a volumen de roca y dinero movilizadas (I.G.M.E., 1.973)

Este interés viene justificado, tanto por su composición química -base de muchos procesos industriales y usos a que son destinadas-, como por sus propiedades físicas -buena relación dureza/resistencia-, lo cual las hace muy adecuadas para usos diversos. Así, son rocas muy utilizadas en la construcción (áridos, sillería, revestimientos, pavimentos, etc.). Dentro de este campo adquiere especial interés el uso de dichas rocas como piedras monumentales, habiendo sido empleadas desde antiguo en importantes edificaciones.

En este sentido cabe resaltar que la mayor parte del Patrimonio arquitectónico de las ciudades de Oviedo, León y Valladolid, está formado por monumentos en los que se han utilizado algunos de los tipos rocosos estudiados. Por ejemplo, calizas y dolomías son las rocas mayoritariamente empleadas en la construcción de la fábrica de las catedrales de Oviedo y León, así como, prácticamente las únicas utilizadas en el conjunto monumental de Valladolid.

Los procesos de alteración a que se ven sometidas estas rocas en los edificios presentan, actualmente, un desarrollo acelerado debido a la proliferación de ambientes de tipo urbano e industrial. En consecuencia, cada día resulta más necesario detener o al menos paliar, el llamado "mal de la piedra" de una forma efectiva y duradera; para lo cual las soluciones a

adoptar deben basarse en criterios científicos y trabajos previos experimentales.

En algunos casos, la degradación de la piedra puede alcanzar dimensiones dramáticas en función de la importancia de la edificación, de la calidad de los materiales y de la incidencia del ambiente. Por todo ello es fundamental un conocimiento detallado de todos los factores implicados, a fin de poder llegar a establecer las causas y mecanismos específicos que han actuado y actúan en los procesos de deterioración.

El objeto principal de este trabajo es el análisis de las características intrínsecas de calizas y dolomías que inciden, de manera determinante, en su alterabilidad. En concreto, se estudia la influencia que ejerce la petrografía, la morfología del sistema poroso y ciertas propiedades físicas -especialmente aquellas relacionadas con el movimiento del agua en las rocas- sobre dicha alterabilidad, evaluada ésta mediante ensayos de envejecimiento acelerado. El objetivo final es, por tanto, el establecimiento de criterios de valoración de la durabilidad de dichas rocas.

Las calizas y dolomías estudiadas han sido seleccionadas atendiendo a sus características y diferencias petrográficas. También se ha tenido en cuenta su interés por lo que respecta a su utilización como materiales de construcción (Capítulo 2).

La caracterización petrográfica -mineralógica y textural- de la "roca matriz" se recoge en el Capítulo 3. Se efectúa, asimismo, un análisis detallado del sistema poroso, dado que éste constituye el nexo de unión entre las características petrográficas y las propiedades físicas relacionadas ambas con la durabilidad (Capítulo 4).

La presencia de agua en las rocas, así como sus variaciones para las distintas condiciones ambientales, es siempre un

hecho digno de consideración en este género de estudios. El agua es, sin duda, el factor esencial en la alteración, bien por su acción directa o como medio necesario para la actuación de otros factores. Por ello, en el Capítulo 5 se determinan las propiedades físicas relativas al comportamiento de las rocas frente al agua (propiedades hídricas), especialmente aquellas que se refieren a estados no saturados (contenidos en agua -entérminos absolutos y relativos- y su evolución en el tiempo para diferentes condiciones ambientales).

También se consideran (Capítulo 6) otras propiedades físicas utilizadas clásicamente para caracterizar la cohesión interna, así como el grado de alteración (velocidad de propagación de ondas elásticas, módulos dinámicos de deformación y resistencia a la tracción).

Finalmente, en el Capítulo 7 se estudia de forma experimental la degradación a que pueden verse sometidas dichas rocas. Para ello se han puesto a punto y realizado una serie de ensayos de alterabilidad o de envejecimiento artificial acelerado. La valoración de los daños producidos se ha efectuado a partir de la observación de la superficie de las muestras de roca ensayadas, así como de las pérdidas de peso y de las variaciones de parámetros físicos previamente considerados (porosidad, capilaridad, resistencia).

En cada uno de estos ensayos han sido seleccionados diferentes factores ambientales (agua, hielo, sales, etc) pudiéndose analizar la influencia de las distintas petrografías en los diferentes procesos de degradación desarrollados. Este tipo de ensayos, además, proporcionan información acerca del comportamiento de las rocas frente a los agentes de alteración más comunes, posibilitando la valoración de la calidad de los materiales desde el punto de vista de su durabilidad. Dicho comportamiento puede llegar a ser cuantificado a partir de la evolución de diferentes parámetros físicos durante los ensayos.



Esta Tesis Doctoral forma parte de las investigaciones que, en los últimos años, se vienen realizando en el Departamento de Petrología y Geoquímica de la Facultad de Geología de la Universidad de Oviedo, en el campo de la petrofísica y de la alteración de rocas, en especial las utilizadas en construcción.

En este sentido pueden citarse algunos trabajos anteriores de miembros de dicho Departamento: Rodríguez Rey y Montoto (1.978), Esbert et al. (1.981), Esbert et al. (1.982), Esbert y Marcos (1.983), Montoto (1.983), Ordaz y Alonso (1.983), Ordaz (1.984), Esbert et al. (1.984), Esbert y Valdeón (1.984), Esbert y Ordaz (1.985), Alonso y Suárez del Río (1.985) y Ordaz y Esbert (1.985).

Por lo que respecta a las fuentes de información sobre el tema investigado, y que han sido tomadas en cuenta en la realización del mismo, cabe señalar, la documentación recogida en diversos congresos, entre ellos:

- Simposio sobre: **La Alteración de Materiales Pétreos utilizados en los Monumentos.** Madrid (1.965).

- Coloquio de RILEM, publicado en *Matériaux et Constructions*, sobre: **Les Transferts de l'Eau dans les Milieux Poreux.** Paris (1.965).

- Coloquio RILEM/IUPAC sobre: **Structure des Pores et Propriétés des Matériaux.** Praga (1.974).

- Congresos Internacionales sobre: **Deterioration and Conservation of Stone.** I) La Rochelle (1.972), II) Atenas (1.976), III) Venecia (1.979), IV) Louisville (1.982), V) Lausanne (1.985).

- Coloquio UNESCO/RILEM sobre: **L'Altération et la Protection des Monuments en Pierre.** Paris (1.978).

- Simposios del "Centro per la Conservazione della Scultura

All' Aperto" sobre: **The Conservation of Stone.** Bologna, I) 1.976 II) 1.981.

- Monografías de RILEM, publicadas en "Matériaux et Constructions" sobre:

. **Méthodes d'essai des pierres naturelles et artificielles. I Pierres naturelles.** 6-PAN Commission (1.972).

. **Determination of pore properties of constructional and other materials.** 15-PM Technical Committee (1.973).

. **Essais recommandés pour mesurer l'altération des pierres et évaluer l'efficacité des méthodes de traitement.** Commission 25-PEM Protection et Erosion des Monuments (1.980).

- Conferencias sobre: **Durability of Building Materials and Components.** I) Ottawa (1.978) II) Washington (1.981).

- Conferencia sobre **Conservation of Historic stone Buildings and Monuments.** Washington (1.981).

- Coloquio sobre **Materials Science and Restauration.** Esslingen (Rep. Fed. Alemana), (1.983).

- Monografía editada por F. H. Wittmann, sobre **Autoclaved Aerated Concrete, Moisture and Properties.** Elsevier S.P. (1.983).

**2.**  
**ROCAS ESTUDIADAS.**

## 2.- ROCAS ESTUDIADAS.

Han sido seleccionados cuatro tipos rocosos de naturaleza carbonatada, correspondientes a edades geológicas diferentes, dispares en cuanto a características petrográficas, y de los que se pueden prever diferentes comportamientos en cuanto a su durabilidad.

A su vez, dentro de cada tipo rocoso, se han considerado dos variedades con pequeñas diferencias en: composición, textura o porosidad. Para ello, se han tomado dos bloques de roca matriz ("intact rock") dentro de cada tipo, de donde se ha extraído todo el material utilizado en este trabajo. El tamaño de los bloques se sitúa alrededor de 20 x 30 x 50 cm.

La elección de los tipos rocosos se ha realizado atendiendo a dos criterios. Por una parte se han escogido rocas significativas a nivel regional por su abundancia y utilización; en este grupo se incluyen:

- . La Caliza del Páramo (Meseta Castellana)
- . La Caliza de Montaña (Zona Cantábrica)

Los otros dos tipos rocosos presentan una localización mucho más restringida, pero gran interés local en cuanto que han sido utilizados como materiales de construcción en edificaciones de indudable interés histórico-artístico. Este es el caso de:

- . La Dolomía de Boñar (León)
- . La Caliza de Laspra (Oviedo)

En la figura 2.1 puede observarse la localización de las muestras estudiadas, reseñándose a continuación algunos datos generales (geológicos y aplicados), así como su ubicación y características de campo.

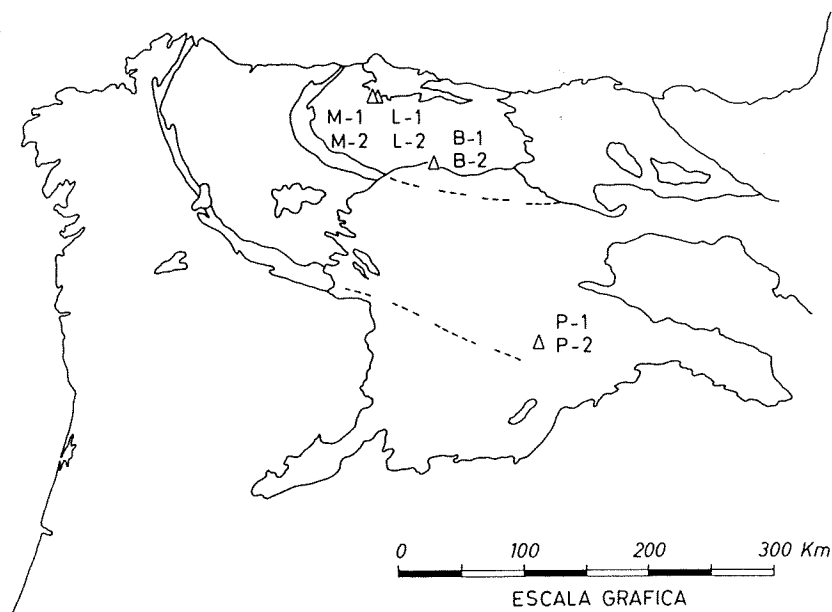


Fig. 2.1.- Localización de las muestras estudiadas.

### Caliza del Páramo.

Este tipo de roca se presenta hacia el centro de las depresiones terciarias que constituyen ambas mesetas. El conjunto de materiales terciarios alcanza gran extensión en superficie (40.000 Km<sup>2</sup>), de los cuales alrededor de una sexta parte pueden corresponder a calizas (I.G.M.E., Mapas Geológicos E. 1:200.000, Hojas n. 19, 20, 29 y 30).

Se trata de depósitos del Mioceno Superior de origen fundamentalmente continental lacustre, donde las calizas están restringidas al interior de las cuencas, presentándose normalmente horizontales en bancos más o menos potentes. Topográficamente se sitúan en las partes altas, dando lugar a un relieve en mesas, con contornos sinuosos, como consecuencia del desarrollo de la red hidrográfica. Los afloramientos naturales no son muy abundantes, estando situados en la parte alta de las cuestas.

Por tratarse en grandes áreas del único material rocoso coherente, es una roca ampliamente utilizada en la construc-



ción, bien como piedra en bloque, en losetas o machacada como árido; también se usa en la fabricación de aglomerantes, como aditivo, etc. (I.G.M.E., Atlas e Inventario de Rocas Industriales, 1.973)

Es de destacar la utilización de esta roca, tanto en sillería como labrada, en la mayor parte de las edificaciones de la ciudad de Valladolid y sus contornos (de Medina de Rioseco a Cuéllar). Así, en Valladolid, pueden citarse notables edificios construidos con dicha piedra: Catedral, Universidad, Palacio de Santa Cruz, iglesias de S. Pablo y S. Gregorio, etc. Como ejemplo, se presenta la iglesia de Santa María de la Antigua de Valladolid (figura 2.2).

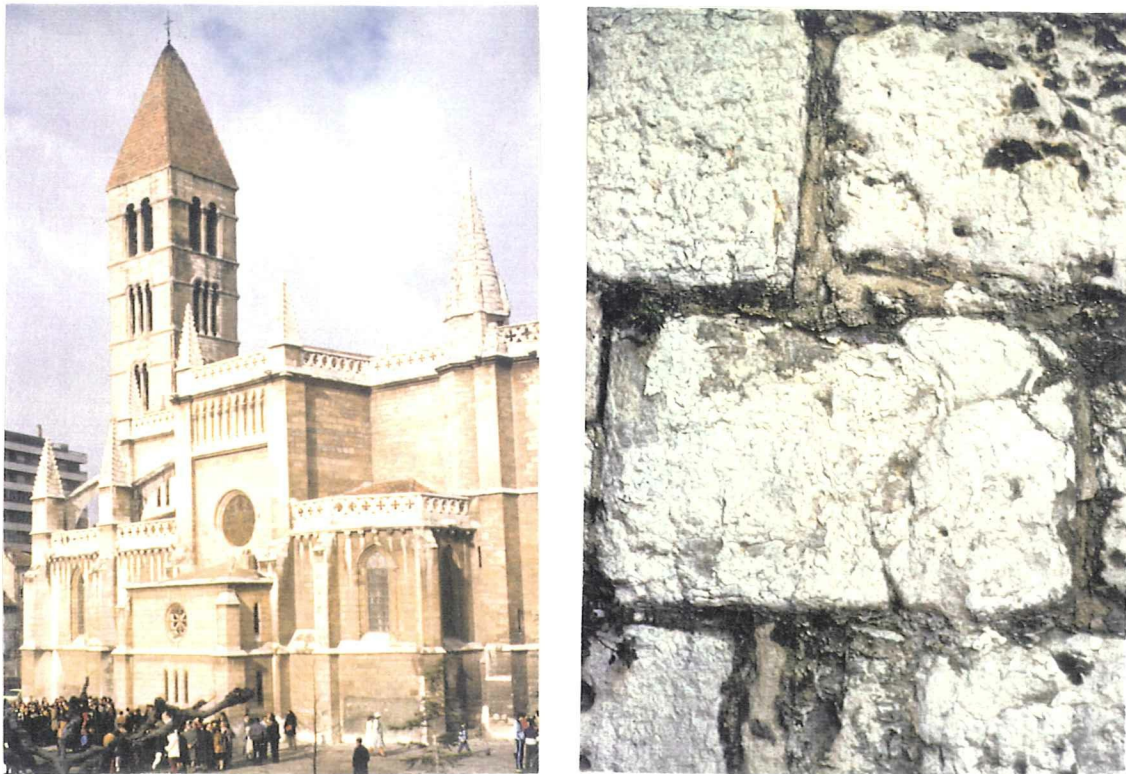


Fig. 2.2.- Aspecto de la Caliza del Páramo en la iglesia de Santa María de la Antigua (Valladolid). a) Vista general. b) Detalle de la roca en una zona de lavado.

Las muestras estudiadas se han tomado en canteras, en la localidad de Campaspero (SEE de Valladolid). Esta es una de las zonas donde las calizas alcanzan mayores espesores. Las explotaciones se sitúan en el páramo, afectando a los niveles superiores. Se trata de canteras conocidas desde antiguo por la calidad de su piedra como material de construcción.

Dichas muestras corresponden a la cantera situada a unos 2 Km. de Campaspero, en dirección sur (Moraleja de Cuéllar). Se han seleccionado dos bloques: P-1 y P-2, de los bancos intermedios -de buena calidad- dentro de los explotados. En otra cantera muy próxima (figura 2.3), se presenta un único banco de calizas, correspondiendo la variedad P-1 a la parte media del banco -zona más oscura-, y P-2 puede ser localizada inmediatamente debajo.



Fig. 2.3.- Aspecto en cantera de la Caliza del Páramo. La variedad P-1 corresponde a la banda intermedia más oscura, y la P-2 a la zona más blanquecina inmediatamente inferior.

**Caliza de Montaña.**

Entre los materiales que afloran en la Zona Cantábrica (12.000 Km<sup>2</sup>) -en su mayoría paleozoicos-, son muy abundantes las rocas carbonatadas, siendo característicos en este sentido los niveles cámbricos, devónicos y sobre todo carboníferos. Este tipo de rocas puede llegar a constituir, en conjunto, alrededor de un tercio de las existentes en dicha zona (I.G.M.E., Mapas Geológicos E. 1:200.000, Hojas n. 2, 3, 9 y 10).

Corresponden a depósitos marinos de plataforma, alternando con niveles detríticos más o menos pelíticos, aunque en algunos casos las calizas pueden alcanzar grandes espesores. Todos estos materiales han sufrido acusada deformación, mostrando frecuentemente buzamientos subverticales, y aflorando en bandas, según el arco que presentan las estructuras hercínicas de la región.

De acuerdo con la deformación experimentada, y dependiendo de las características petrográficas y grado de pureza de las calizas, todas estas rocas aparecen más o menos recristalizadas y a veces parcialmente dolomitizadas. Los niveles carbonatados suelen dar lugar a resaltes topográficos que sólo son superados por las cuarcitas.

El uso más común de estos materiales es la obtención de áridos y fabricación de aglomerantes (I.G.M.E., Mapas de Rocas Industriales E. 1:200.000, Hojas n. 2, 3, 9 y 10). También cabe mencionar su utilización como piedra en la construcción, si bien existen en la región otros materiales sedimentarios más fáciles de obtener y trabajar; por otra parte, a pesar de su abundancia, no es fácil la localización de canteras aptas para la extracción de sillares o losetas.

En la ciudad de Oviedo es un tipo de piedra muy utilizado en el basamento de los edificios, así como en pavimentación -si bien en este caso, no siempre con buenos resultados-. Pueden mencionarse notables edificaciones, tanto civiles como reli-



gias, normalmente realizadas a finales del siglo pasado y principios del actual, en donde se ha empleado este tipo de roca: Palacio del Principado (figura 2.4a), finca n. 11 de la calle Fruela (figura 2.4b), iglesias de San Juan y de San Pedro de los Arcos, etc.

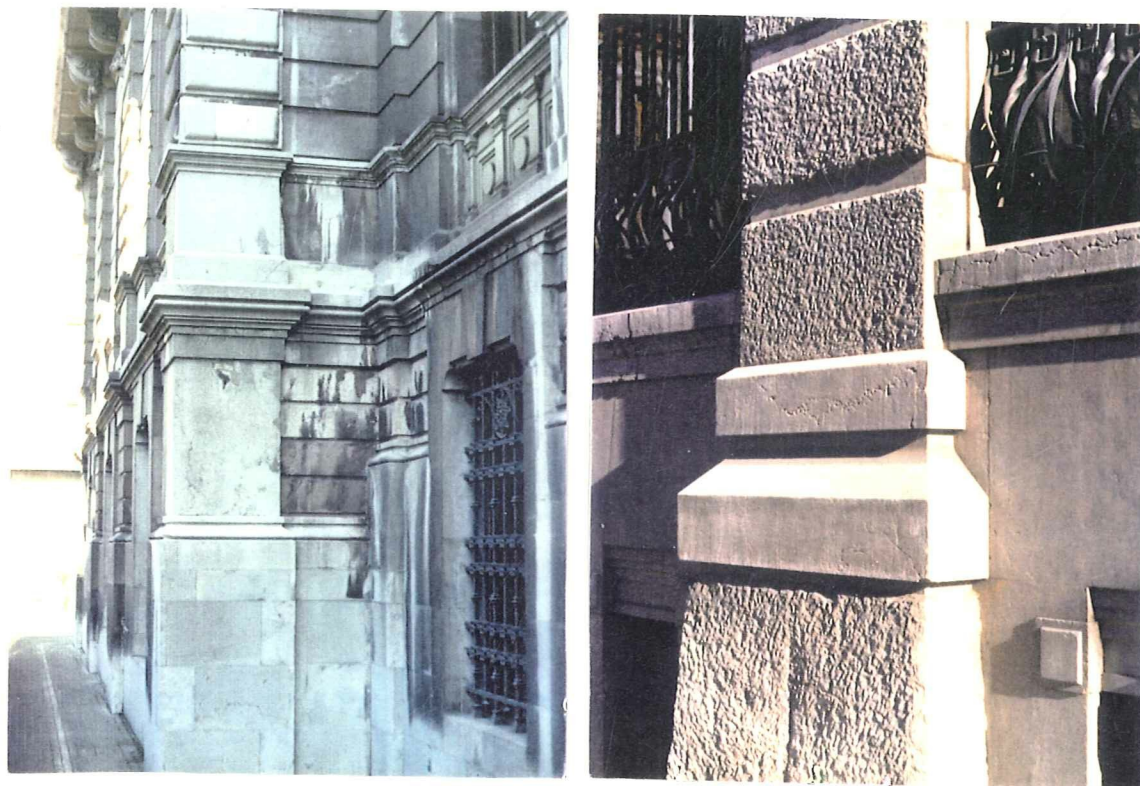


Fig 2.4.- Aspecto de la Caliza de Montaña, o de calizas cristalinas semejantes, en edificios de la ciudad de Oviedo. a) Palacio del Principado. b) Detalle del basamento en el edificio de la calle Fruela.

Las muestras estudiadas son de Caliza de Montaña -Carbonífero bajo-, tratándose de calizas muy puras, probablemente lodosas en origen, recristalizadas, presentándose como calizas cristalinas de grano más o menos fino.

Dichas muestras se han tomado en canteras próximas a Oviedo, perteneciendo presumiblemente al mismo nivel carbonatado de

dirección NE-SO, que aparece cortado por los depósitos meso-terciarios sobre los que se encuentra situado Oviedo. Una de ellas es la cantera "Orgaleyú" (Villapérez), situada hacia el norte, a la que corresponde el bloque M-1; la otra -al SO- es la cantera "Belonga" (La Manjoya), en donde se tomó el bloque M-2.

En ambos casos la roca se presenta de forma masiva, siendo difícil distinguir la estratificación, situada más o menos verticalmente. También suele presentar lentejones o zonas más irregulares, que destacan por sus colores amarillos y que están constituidas por dolomías cristalinas de origen freático normalmente.

En la cantera "Orgaleyú" las zonas dolomitizadas suelen aparecer bien delimitadas, por lo que el bloque seleccionado corresponde a una caliza muy pura y homogénea. En "Belonga" aparece dolomita -en cristales individuales o agregados-, de forma más dispersa por toda la roca, presentándola en baja proporción el bloque tomado.

### **Dolomía de Boñar.**

Al norte de León, en el límite entre la Zona Cantábrica -predominantemente paleozoica-, y la meseta -constituida por materiales terciarios-, aflora una serie de materiales cretácicos según una franja con dirección E-O. En la parte superior de dicha serie abundan las rocas carbonatadas.

Dentro del Cretáceo superior, de naturaleza fundamentalmente margosa, aparecen unos niveles de dolomías coherentes, que ya desde tiempos antiguos han sido objeto de explotación como materiales de construcción. Las explotaciones se sitúan principalmente en los alrededores de Boñar, así como en otras localidades próximas.

Se trata de dolomías cristalinas, de aspecto terroso, que

afloran en varios bancos de unos 80 cm de espesor, con buzamientos no muy fuertes, y cuya potencia total es de unos cuatro metros.

Esta roca constituye actualmente el material más abundante entre los empleados en la construcción de la Catedral de León -sobre el 50 %- (Esbert et al., 1.981), y continúa siendo una piedra apreciada en construcción, tanto en sillería como en forma de losetas. En la figura 2.5 pueden observarse dos aspectos diferentes de esta piedra en la Catedral. Asimismo, gran parte del Patrimonio Monumental de la ciudad de León está edificado con este tipo de rocas, por ejemplo, pueden citarse el Hostal de San Marcos, la iglesia de San Isidoro, etc.

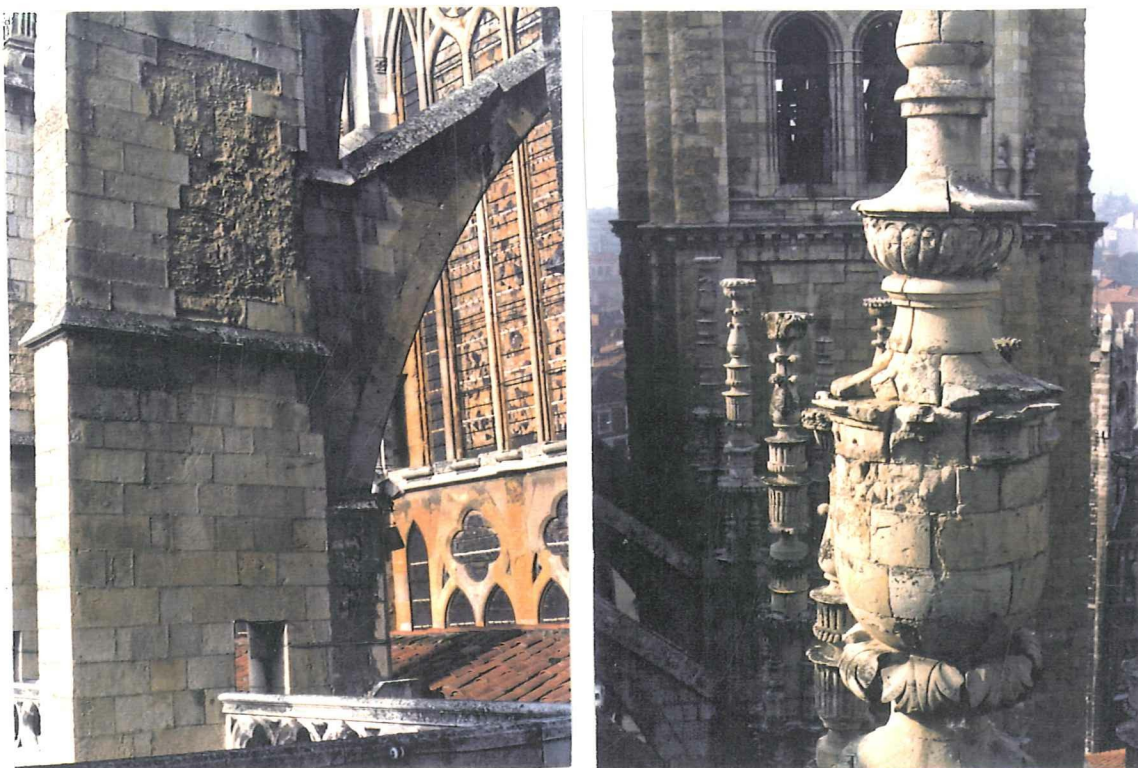


Fig. 2.5.- Aspecto de la Dolomia de Boñar en la Catedral de León. a) Arbotante de la fachada sur donde la piedra de Boñar aparece bien conservada, mientras que otros tipos se presentan dañados. b) Detalle del remate de un botarel, con piedra de Boñar en avanzado estado de deterioración.



Las muestras se han tomado en la cantera situada hacia el SE del pueblo de Boñar, actualmente en explotación. Entre los distintos bancos que aparecen (figura 2.6), existen pequeñas diferencias en cuanto a color y compacidad de la roca, habiéndose seleccionado dos de ellos, en los que éstas diferencias son más acusadas.

La muestra B-1 corresponde a un bloque tomado del banco inferior de los explotados. Dicho banco -de aspecto muy homogéneo- es conocido por los canteros como "bueno". La muestra B-2 corresponde al cuarto de los bancos, denominado "de los poros", presenta un aspecto algo más heterogéneo y poros de mayor tamaño, observables a simple vista.

Fig. 2.6.- Aspecto de los bancos explotados de la Dolomía de Boñar. La variedad B-1 ha sido tomada del banco inferior, y la B-2 en el superior.



**Caliza de Laspra.**

Se conoce con este nombre unos niveles carbonatados suficientemente coherentes, que aparecen en la depresión meso-terciaria de la zona central asturiana (cuena Oviedo-Infiesto). I.G.M.E., Mapa Geológico E. 1:50.000, Hoja n. 29.

Están incluidos en una serie de facies continental en cuya base aparecen materiales detríticos, encima se sitúan dichos niveles carbonatados -de origen lacustre-, continuando el depósito con margas y localmente yesos. Su edad es Eoceno Superior a Oligoceno. Aparecen en bancos poco potentes y de tendencia lenticular, por lo que su localización y el volumen de roca existente es muy variable.

Este material ha sido utilizado como roca de construcción en Oviedo, y en particular es el que más abunda en su Catedral -sobre el 60 %- (Esbert et al., 1.982; Esbert y Marcos, 1.983), correspondiendo, en los exteriores, a las zonas de mayor valor artístico. En la figura 2.7 pueden observarse distintos aspectos de esta piedra en la Catedral. También este tipo de roca ha sido encontrado en otras edificaciones monumentales como Santa María del Naranco y San Miguel de Lillo.

En la construcción de la Catedral es sabido que la mayor parte de la piedra fue extraída en el alto del Cristo, existiendo en la toponimia local el nombre de Aspra en su ladera posterior (oeste), posible origen de su denominación.

Las muestras estudiadas se han tomado en el mismo Oviedo -zona de Buenavista-, donde los bancos aparecen subhorizontales y con potencias muy variables, no superando normalmente los 50 cm. En algunas zonas se han observado bancos más potentes, perfectamente coherentes, situados muy próximos a la superficie topográfica.



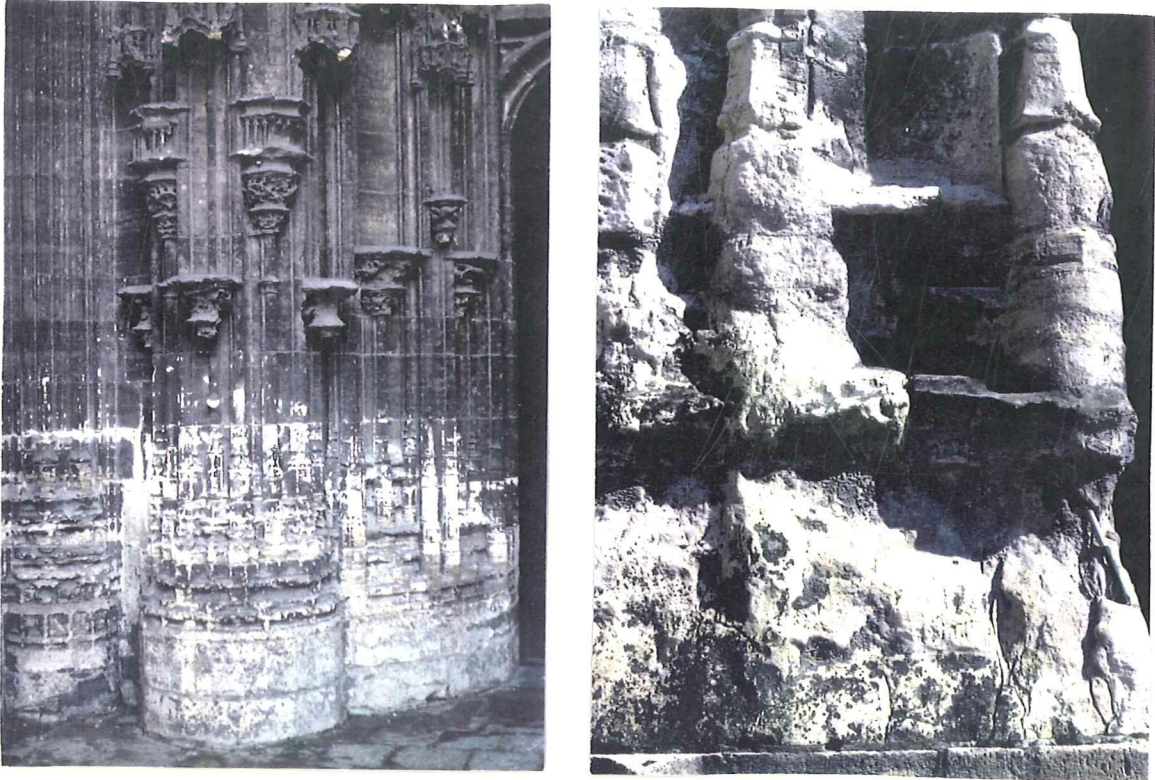


Fig. 2.7.- Aspecto de la roca de Laspra en la Catedral de Oviedo. a) Jambas del interior del Pórtico; en las zonas de burilado ha desaparecido la pátina y se observa la roca en su color blanquecino original. b) Detalle de la fisura desarrollada en un sillar del exterior del Pórtico.

Los bloques seleccionados se han obtenido de excavaciones llevadas a cabo en la calle Flórez Estrada, distinguiéndose entre sí por pequeñas diferencias de color, en relación sin duda con diferencias en el grado de cristalinidad. La muestra L-1 -más oscura- es más cristalina, mientras que L-2 presenta un aspecto más margoso, pasando más o menos gradualmente a una auténtica marga hacia los extremos del banco.

**3.**  
**PETROGRAFIA.**

### 3.- PETROGRAFIA.

#### 3.1.- INTRODUCCION Y METODOLOGIA DE ESTUDIO.

Antes de pasar a la descripción de los tipos rocosos estudiados, puede ser de utilidad revisar algunas de las características petrográficas más significativas de este tipo de materiales.

Las rocas carbonatadas -esencialmente monominerálicas- presentan una variabilidad composicional muy restringida, lo cual reduce el número de variables petrográficas a considerar, siendo éste un factor positivo a la hora de establecer correlaciones entre la petrografía y las distintas propiedades consideradas.

El mineral esencial es la calcita -o bien la dolomita-, pudiendo contener las estructuras cristalinas algo de  $Fe^{2+}$  en sustitución del  $Ca^{2+}$  -o del  $Mg^{2+}$ -, fácil de detectar mediante tinciones selectivas.

Entre los minerales accesorios comunes se encuentran los terrígenos: cuarzo y arcillas, principalmente. También cabe mencionar, como accesorio, el otro carbonato: dolomita -o bien calcita-. Destacan por su incidencia en el color de la roca, a pesar los bajos porcentajes con que suelen presentarse, los óxidos de hierro y la materia orgánica. (En las rocas estudiadas no se ha identificado ningún otro componente de los que puede admitir este tipo de materiales -yeso, pirita, etc.-, corroborándose este hecho en los análisis de difracción de rayos X).

Contrariamente a su escasa variabilidad composicional, estas rocas presentan gran complejidad textural, consecuencia de

sus diferentes génesis y los cambios postdeposicionales a que se ven sometidas.

Una característica de las rocas carbonatas es su susceptibilidad a la recristalización, siendo ésta más acusada cuanto más pura es la caliza y menor es el tamaño de sus cristales. Dicha recristalización comienza tempranamente tras el depósito, con el paso de aragonito a calcita microcristalina -**micrita** (tamaño inferior a 4  $\mu\text{m}$ .)- y puede continuar con la formación de **microesparita** (entre 4 y 20  $\mu\text{m}$ .) y **esparita** (superior a 20  $\mu\text{m}$ .).

Dentro de las rocas carbonatadas, de acuerdo con su grado de cristalinidad, cabe diferenciar dos tipos texturales extremos, muy significativos en cuanto a su comportamiento en general:

- Rocas con texturas deposicionales (granoclásticas, lodosas, bioconstruidas, etc.)
- Rocas con texturas cristalinas (granoblásticas).

El estudio petrográfico de las **texturas deposicionales** se basa en la identificación de sus componentes texturales, entre los que se distinguen dos géneros:

. Componentes aloquímicos (Folk, 1.962) o elementos figurados de la escuela francesa (Bertrand, 1.969; Elf-Aquitaine, 1.975; Lucas et al., 1.976). Son los granos, de tamaño arena normalmente, con borde continuo y cerrado -mejor o peor definido-, que han funcionado como unidades individuales durante la sedimentación. Los más abundantes son los restos fósiles.

. Componentes ortoquímicos de Folk o fase de ligazón en la escuela francesa. Corresponde a la materia situada intersticialmente respecto a los granos, donde pueden establecerse dos clases bien diferenciadas petrográficamente y genéticamente:

. Matriz o lodo calcáreo, más o menos sinsedimentario a los granos, presentándose normalmente como micrita.

. Cemento, apareciendo frecuentemente en cristales más limpios y de mayor tamaño -esparita-, generados por preci-

pitación química más o menos posterior al depósito.

Las **texturas cristalinas** se rigen por otros parámetros dependientes de las características granulométricas, morfológicas y estructurales de los cristales, así como de sus relaciones: orientaciones, bordes de grano, etc. Este tipo de análisis puede ser realizado también en las calizas de bajo grado de cristalinidad -incluida la micrita-, con ayuda del microscopio electrónico de barrido (Flügel et al., 1.968).

Las descripciones petrográficas realizadas atienden a los rasgos deposicionales y, fundamentalmente, a los cristalinos, ya que desde el punto de vista de su interpretación petrofísica son éstos los más significativos en las rocas carbonatadas.

### **Metodología.**

A partir del bloque de roca seleccionado, se ha preparado muestra en polvo para su análisis mediante rayos X, y para la determinación del residuo insoluble. Asimismo se han realizado láminas delgadas, parcialmente teñidas, para su observación en microscopía óptica de polarización. Se han preparado fragmentos con diferentes tratamientos, para su análisis en microscopía electrónica de barrido. Finalmente, la observación de las probetas utilizadas en los ensayos facilita la descripción visual de las rocas.

En la figura 3.1 se resume el procedimiento seguido para la caracterización petrográfica de las rocas estudiadas. En las descripciones realizadas, se han integrado observaciones y datos obtenidos a partir de distintas fuentes.

En primer lugar se han considerado las características "de visu" o macroscópicas, de indudable interés dada la finalidad de este trabajo. Se incluye el color de las rocas según la

"Rock-Color Chart" (Geological Society of America).

La mineralogía engloba los resultados de los análisis realizados: residuo insoluble, láminas delgadas teñidas (Lindholm y Finkelman, 1.972) y difracción de rayos X.

Las características texturales se han obtenido a partir de observaciones en: microscopía óptica de polarización y microscopía electrónica de barrido. Se han analizando, en este último caso superficies de fractura, pulidas y atacadas ligeramente por ácido clorhídrico, para resaltar diferentes aspectos texturales (tamaño y forma de los cristales en las muestras atacadas).

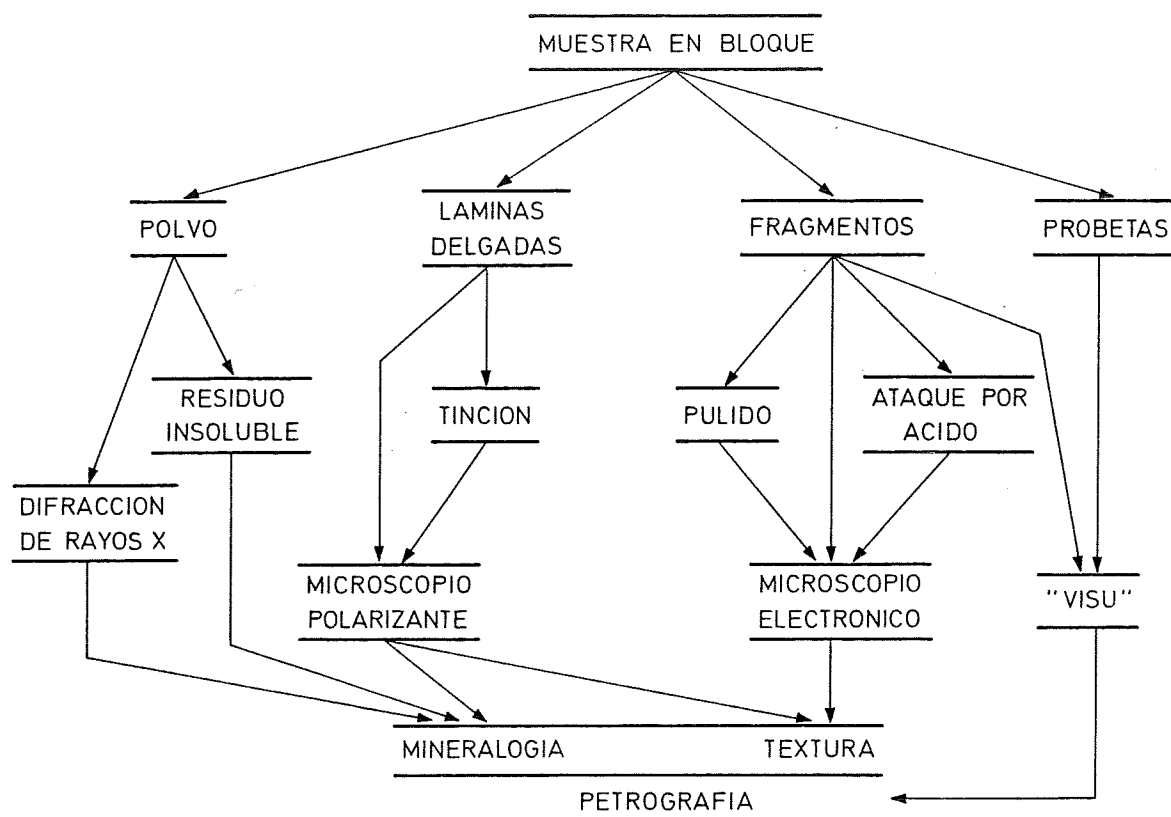


Fig. 3.1.- Metodología seguida para la caracterización petrográfica de las rocas estudiadas. Se mencionan las diferentes técnicas utilizadas, tanto de preparación de muestra como de estudio.

### 3.2.- DESCRIPCIONES PETROGRAFICAS.

#### 3.2.1.- Caliza del Páramo.

Roca de color blanquecino algo grisáceo (5 YR 8/1); tiende a tomar, con el tiempo, tonos más oscuros. La variedad P-1 presenta un tono ligeramente más oscuro.

Aspecto criptocristalino masivo, ligeramente moteado por la presencia de distintos tipos de granos, poros y núcleos cristalinos. (Lámina 3.1, Fot. 1 y 2).

Dichos granos -de hasta algunos mm. de diámetro- a veces mal definidos, destacan por su color: los blanquecinos son de naturaleza margosa, y los oscuros son normalmente más coherentes.

La roca presenta eflorescencias negras restringidas a algunas zonas y relacionadas con poros. Entre los poros abundan los móldicos -fragmentos de valvas y más excepcionalmente gasterópodos-; también se observan poros y microgeodas, probablemente relacionadas con procesos kársticos.

Destaca la presencia de calcita, tanto con disposición intersticial, como formando núcleos cristalinos o tapizando grandes poros.

#### **Mineralogía.**

El mineral esencial es la calcita, fundamentalmente tamaño micrita, destacando también la microesparita -a veces conteniendo  $Fe^{2+}$ - , y en menor proporción la esparita.

El contenido en terrígenos se sitúa alrededor del 6.5 % (7.1 %

en la variedad P-1 y 5.7 % en P-2), siendo principalmente minerales arcillosos y en menor proporción cuarzo. Algunas zonas aparecen salpicadas de opacos (óxidos de hierro). También se han observado granos de chert y de turmalina.

El residuo insoluble -analizado mediante difracción de rayos X- presenta como componente mayoritario la paligorskita, así como cantidades menores de mica, cuarzo y de un mineral del grupo caolín/serpentina. Cabe resaltar la ausencia de esmectita en esta roca.

### **Textura.**

La micrita tiende a presentarse individualizada en granos más o menos difusos con microesparita en disposición intergranular y a veces esparita, pudiéndose clasificar la roca como una "dismicrita" (Folk, 1962); más concretamente corresponde a una "textura grumelar" (García del Cura y Ordóñez, 1.979).

Muestra una amplia gama de variación textural, desde micritas (en la variedad P-2) a intraesparitas de gravels y peloides (propias de P-1), predominando las texturas intermedias de origen incierto, pero en las que sin duda participa la recristalización. (Lámina 3.2, Fot. 1 y 2)

Destaca la presencia de restos fósiles: gasterópodos, fragmentos de valvas, estructuras algales, etc. La mayor parte de los componentes esqueléticos aparecen disueltos, generando una importante porosidad móldica; en baja proporción pueden aparecer cementados por esparita.

Existen algunos granos de varios mm. de diámetro y estructura concéntrica difusa -pisolitos-, donde se observa una mayor concentración de minerales arcillosos. Igualmente destaca la presencia de núcleos cristalinos, frecuentemente en relación con microgeodas (variedad P-1).



El **tamaño de los cristales** de micrita es relativamente pequeño y homogéneo, alrededor de 2  $\mu\text{m}$ . La microesparita presenta tamaños más variables -sobre las 8  $\mu\text{m}$ -, predominando su disposición intersticial y en los bordes de los núcleos cristalinos (Lámina 3.2, Fot. 3 y 4). La esparita está restringida a los núcleos cristalinos, microgeodas y relleno de algunos fósiles. Esta distribución de tamaños confiere a la roca cierto aspecto microdrusiforme.

En muy baja proporción presenta granos de cuarzo, de un tamaño medio de 100  $\mu\text{m}$ . (destacando los tamaños 30 y 150  $\mu\text{m}$ .) y formas predominantemente angulosas.

Las mayores diferencias entre las dos variedades consideradas corresponden a la proporción de poros y núcleos cristalinos, los cuales a su vez están inversamente relacionadas entre sí.

Los porcentajes hallados para los diferentes componentes -calcita con distintos tamaños, cuarzo y poros- en ambas variedades, se expresan en la Tabla 3.1.

TABLA 3.1

Caliza del Páramo: Componentes petrográficos.

	Variedad P-1	Variedad P-2
Micrita	59 %	65 %
Microesparita	32 %	28 %
Esparita	7 %	2 %
Cuarzo	1 %	0.5 %
Poros (>10 $\mu\text{m}$ .)	1 %	4.5 %

### 3.2.2.- Caliza de Montaña.

Roca de color grisáceo, bastante uniforme en la variedad M-1 (N 5), y ligeramente más claro en la M-2 (N 6). Olor fétido en fractura.

Aspecto masivo, muy finamente cristalino, con ciertas diferencias entre las dos variedades consideradas.

La variedad M-1 presenta un bandeo discontinuo y difuso (sobre 5 mm. de potencia), traduciendo en heterogeneidades que a su vez, se manifiestan por ligeras variaciones de color -en relación con el tamaño de los cristales- (Lámina 3.1, Fot. 3). Existe una red de pequeñas vetas (décimas de mm.). Excepcionalmente se observan vetas mayores, conteniendo dolomita en el centro y calcita en los bordes.

La variedad M-2 muestra un aspecto granudo a microbrechoide, en relación con las variaciones de tamaño de la calcita. Destaca la presencia de algunas manchas dispersas de color amarillo, en relación con cristales de dolomita y sus exoluciones de óxidos de hierro. (Lámina 3.1, Fot, 4).

#### **Mineralogía.**

El mineral esencial es la calcita, sin presencia de  $Fe^{2+}$  excepto en algunas vetas. En la muestra M-1 no se ha observado dolomita (salvo de forma esporádica en alguna veta); en M-2 el contenido en dolomita se sitúa alrededor del 5 %, pudiendo oscilar del 3 al 6 % dentro de las muestras consideradas, presentándose en núcleos de varios mm. de tamaño.

El residuo insoluble es muy bajo en ambas muestras, situándose sobre el 0.65 % (0.7 % en M-1 y 0.6 % en M-2), y es mayoritariamente de naturaleza bituminosa.

### **Textura.**

La textura es cristalina, granoblástica poligonal, de grano predominantemente fino, más o menos equigranular, alotriomórfica. La heterometría existente parece estar en relación con texturas relictas de tipo laminado (M-1), o granudo-brechoide (M-2).

La muestra M-1 presenta una textura muy homogénea (Lámina 3.2. Fot. 5), con ligeras variaciones en el tamaño de los cristales, mostrando una disposición en bandas difusas y discontinuas. Excepcionalmente se observan algunos núcleos más cristalinos, vetas y estilolitos.

La textura de M-2 es más heterogranular, de aspecto brechoide, apareciendo normalmente los cristales de mayor tamaño en los clastos (Lámina 3.2, Fot. 6). Está salpicada por cristales de dolomita -idiomórficos-, más o menos asociados en núcleos, mostrando óxidos de Fe según direcciones cristalográficas y en sus bordes.

El **tamaño medio de los cristales** de calcita se sitúa alrededor de las 30  $\mu\text{m}$  (Lámina 3.2, Fot. 7 y 8), encontrándose tamaños de 10  $\mu\text{m}$  en algunos granos relictos, y siendo un tamaño frecuente en los núcleos cristalinos el de 250  $\mu\text{m}$ . El tamaño más frecuente en los cristales de dolomita -muestra M-2- es de 200  $\mu\text{m}$ ., aunque pueden llegar a presentarse cristales de 1 mm.

### **3.2.3- Dolomía de Boñar.**

Roca de color claro, moteado, con tonos amarillentos a rojizos (10 YR 8/2), ligeramente más apagados en la variedad B-2.

Aspecto masivo, granudo muy fino a grosero -brechoide- según la variedad considerada. B-1 presenta un aspecto muy homogéneo, fina y difusamente granudo, mostrando normalmente los granos colores más rojizos y tamaños de varias décimas de mm. Los espacios intergranulares pueden estar vacíos o presentar calcita finamente cristalina. (Lámina 3.1, Fot. 5).

Excepcionalmente se observan zonas con calcita más grosera -a veces en relación con restos fósiles-, vetas más rojizas y discontinuas a pequeña escala (que constituyen los llamados "lizados" en cantería), así como señales de estilolitos sobre superficies pulidas.

La variedad B-2, de color menos uniforme y más grisáceo, muestra cierta tendencia brechoide, con núcleos más oscuros de gran tamaño (hasta 1 cm.). Presenta una importante porosidad móldica, con poros de varias décimas de mm., aunque pueden llegar a superar 1 mm. (Lámina 3.1, Fot. 6)

En dicha roca destacan algunos granos de calcita por su mayor tamaño (sobre 1 mm.). Las superficies de fractura son más rugosas, de tacto más áspero, a veces con desprendimiento de cristalitos.

### **Mineralogía.**

Constituida esencialmente por dolomita, de aspecto bastante limpio (algo más oscura en la variedad B-2) y sin  $Fe^{2+}$ . También presenta algo de calcita, más abundante (12.3 %) y mejor repartida en la variedad B-1 que en la B-2. En esta última dicho componente se sitúa alrededor de un 5.6 %. Las dispersiones obtenidas para ambos porcentajes son del 1 %.

Los contenidos en componentes terrígenos se sitúan alrededor del 3.8 % (4.0 % en B-1 y 3.6 % en B-2), y son de naturaleza fundamentalmente arcillosa, con óxidos de Fe y excepcionalmente algún grano de cuarzo.

### Textura.

La textura es cristalina, granoblástica, de grano fino, bastante equigranular, idiomórfica a subidiomórfica. La heterometría de los cristales de dolomita muestra una textura relictiva clástica, mejor o peor conservada.

La muestra B-1 presenta gran homogeneidad textural, reflejando una textura relictiva clástica relativamente homogénea y bien calibrada. Los granos -más o menos difusos- destacan normalmente por su aspecto más oscuro, debido al menor tamaño de los cristales de dolomita y a la presencia de óxidos de Fe (Lámina 3.3, Fot. 1). En las posiciones intersticiales, respecto a los granos, suelen aparecer la calcita; en caso contrario constituyen espacios vacíos. Se puede observar alguna veta con calcita ferrosa (formando los lizos).

La muestra B-2 es más heterogénea, en relación probablemente con la textura de la caliza primitiva, que controla el proceso de dolomitización. Pueden distinguirse granos relictos correspondientes a distintos tipos de aloquímicos: oolitos, foraminíferos, fragmentos de valvas, etc; así como zonas con marcada heterogeneidad textural deposicional. (Lámina 3.3, Fot. 2)

En dicha muestra gran parte de estos aloquímicos han sido disueltos, presentándose como poros móldicos. En menor proporción aparecen también cementados por calcita cristalina. En consecuencia, la calcita de esta roca se concentra fundamentalmente en dichos granos, así como en grandes espacios intergranulares, dejando más sueltos los cristales de dolomita.

El tamaño de los cristales de dolomita puede situarse alrededor de las 20  $\mu\text{m}$ . Las variaciones de tamaño son menores que en las calizas, alcanzándose las 100  $\mu\text{m}$  en los mayores núcleos cristalinos y las 4  $\mu\text{m}$  en algunos granos relictos. Los cristales son euhedrales a subhedrales, relativamente limpios, presentando excepcionalmente inclusiones

zonadas. (Lamina 3.3, Fot. 3 y 4).

Los cristales de calcita muestran en general tamaños mayores y más variables, sobre todo en la muestra B-2. Los óxidos de Fe aparecen concentrados preferentemente en los bordes de los granos, así como en su interior en posiciones intercristalinas.

Los porcentajes de los distintos componentes que pueden ser determinados en lámina delgada, se expresan seguidamente (Tabla 3.2).

TABLA 3.2

Dolomía de Boñar: Componentes petrográficos.

	Variedad B-1	Variedad B-2
Dolomita	85.2 %	88.6 %
Calcita	12.3 %	5.3 %
Cuarzo	0.2 %	0.1 %
Poros (>10 $\mu\text{m.}$ )	2.3 %	6.0 %

#### 3.2.4.- Caliza de Laspra.

Roca de color blanquecino uniforme en la variedad L-1 (5 YR 8/1) y más grisáceo en L-2 (5 Y 6/1), con abundantes venillas más blanquecinas en este segundo tipo.

Aspecto masivo, criptocristalino, salpicado en muy bajo porcentaje por pequeños granillos (esparita, cuarzo, poros), con ciertas diferencias entre las dos variedades consideradas.

La variedad L-1 es ligeramente más cristalina, con los cambios

de color indicados, mostrando cierto aspecto brechoide a removilizado. Presenta algunas superficies de discontinuidad de tendencia estilolítica (Lámina 3.1, Fot. 7).

En L-2 el aspecto es mucho más homogéneo, destacando, sólo a simple vista, los mencionados granillos y alguna fina veta (Lámina 3.1, Fot. 8). Hacia los bordes del bloque tomado aumenta el contenido en arcillas, presentando ya cierto aspecto amigdalario y pérdida de coherencia; debido a ello dichas zonas han sido, en general, eliminadas en la preparación de las muestras para los ensayos.

### **Mineralogía.**

La roca está constituida esencialmente por calcita ferrosa, de tamaño micrita o microesparita según la variedad considerada.

El contenido en terrígenos muestra, paralelamente, notables diferencias: en L-1 se sitúa alrededor de 2.4 %, mientras que en L-2 es del 6.8 % (para muestras obtenidas en el interior del banco). Su naturaleza en ambos casos es fundamentalmente arcillosa, presentando también algunos granos de cuarzo, chert y ópalo amarillento con disposición lenticular.

Analizado mediante difracción de rayos X el residuo insoluble de la variedad L-2, es de destacar la presencia de esmectita como componente mayoritario, seguida de paligorskita y cantidades menores de mica y cuarzo; también se observan trazas de un mineral del grupo caolín/serpentina.

### **Textura.**

La textura deposicional es predominantemente tipo wackestone (Dunham, 1962), algo heterogénea por bioturbación y removilización, mostrando variaciones en el grado de cristalinidad y, paralelamente, en el contenido en arcillas. La diferencia

más acusada entre ambas variedades es dicho grado de cristalinidad.

En la muestra L-1 -más cristalina- es predominante la microesparita, estando restringida la micrita a granos dispersos y a ciertas zonas donde aparece con disposición intersticial. Destaca la presencia de cristales de calcita de mayor tamaño (50  $\mu\text{m}$ ) y de formas redondeadas a romboédricas elongadas, dispersos por la microesparita o concentrados según zonas o bandas, tratándose posiblemente de pseudomorfos de yeso (Lámina 3.3, Fot. 5).

La muestra L-2 está constituida predominantemente por micrita, apareciendo algo de microesparita con disposición intersticial, que genera localmente incipientes texturas grumelares. En otras zonas el aspecto es bioturbado. Los restos fósiles -frecuentemente fragmentos de valvas de pequeño tamaño (ostrácodos)-, aparecen en bajo porcentaje. Excepcionalmente se observan fósiles de mayor tamaño cementados por calcita cristalina. También en muy baja proporción se observan núcleos cristalinos (300  $\mu\text{m}$ ), y granos de cuarzo (30 a 500  $\mu\text{m}$ ) dispersos por la roca (Lámina 3.3, Fot.6).

El tamaño medio de los cristales es diferente según la variedad considerada. La microesparita en L-1 presenta un tamaño medio alrededor de 10  $\mu\text{m}$ , abundando también los cristales de 50  $\mu\text{m}$ , tal como se ha mencionado (Lámina 3.3, Fot. 7). La muestra L-2 está constituida por micrita de tamaño relativamente pequeño -inferior a 2  $\mu\text{m}$ - y en los escasos núcleos cristalinos existentes la esparita no supera las 100  $\mu\text{m}$  (Lámina 3.3, Fot. 8).



## LAMINA 3.1

Aspecto a simple vista de las rocas no alteradas.

Fot. 1.- Caliza del Páramo: P-1. Destacan núcleos cristalinos y microgeodas.

Fot. 2.- Caliza del Páramo: P-2. Presenta abundante porosidad móldica.

Fot. 3.- Caliza de Montaña: M-1. Aspecto homogéneo, con alguna fina veta.

Fot. 4.- Caliza de Montaña: M-2. Aspecto granudo-brechoide difuso; las zonas más amarillentas presentan dolomita.

Fot. 5.- Dolomía de Boñar: B-1. Aspecto granudo difuso, muy fino y homogéneo.

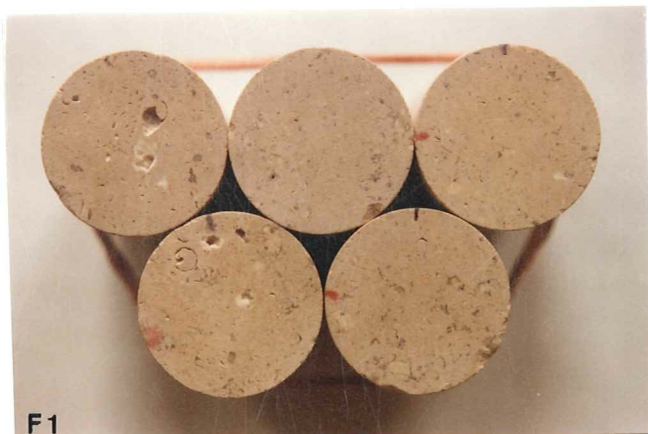
Fot. 6.- Dolomía de Boñar: B-2. Es más heterogénea; destacan los poros móldicos y los núcleos cristalinos.

Fot. 7.- Caliza de Laspra: L-1. Presenta algunas superficies de discontinuidad en relación con estilolitos.

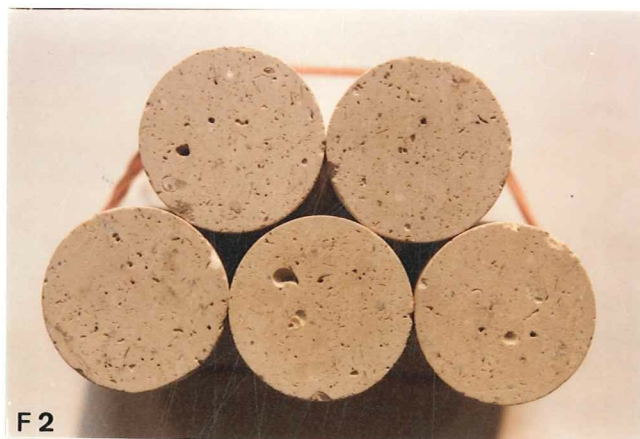
Fot. 8.- Caliza de Laspra: L-2. Aspecto homogéneo, destacando algunos granillos de cuarzo.

(Las muestras presentadas son las utilizadas en los ensayos, siendo su diámetro de 35 mm.).

LAMINA 3.1



F1



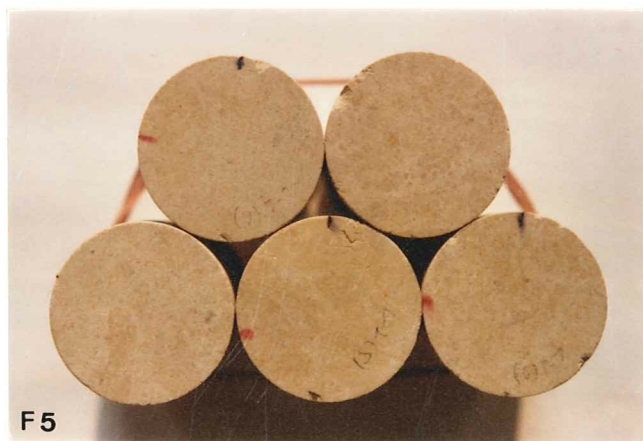
F2



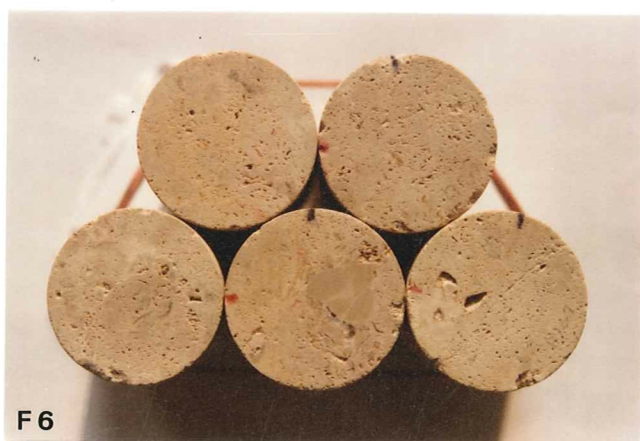
F3



F4



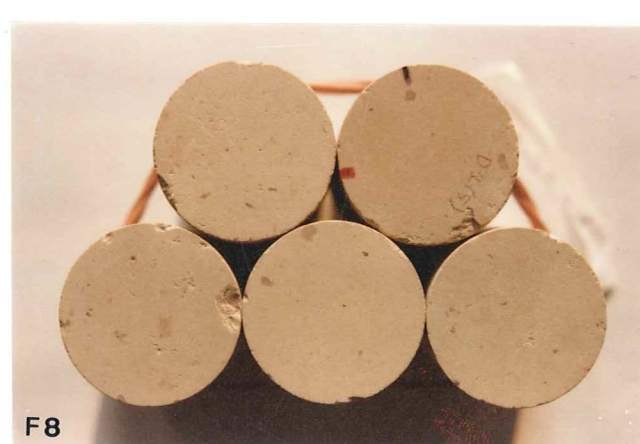
F5



F6



F7



F8

## LAMINA 3.2

## Características petrográficas.

Fot. 1.- Caliza del Páramo: P-1. Zona intraesparítica con señales de recristalización en la esparita. N.P. x 31.

Fot. 2.- Caliza del Páramo: P-2. Zona más micrítica con porosidad móldica (valvas disueltas). N.P. x 31.

Fot. 3.- Caliza del Páramo: P-1, superficie ligeramente atacada por HCl. Textura granuda por variaciones en el tamaño de la calcita; en la parte inferior izquierda presenta algunos granos de cuarzo. M.E.B. x 320.

Fot. 4.- Detalle de la anterior. M.E.B. x 2500.

Fot. 5.- Caliza de Montaña: M-1. Destaca la homogeneidad textural de la roca. N.P. x 7.

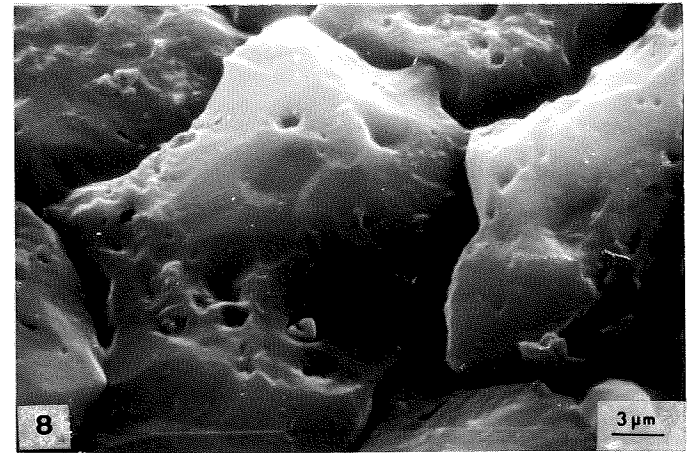
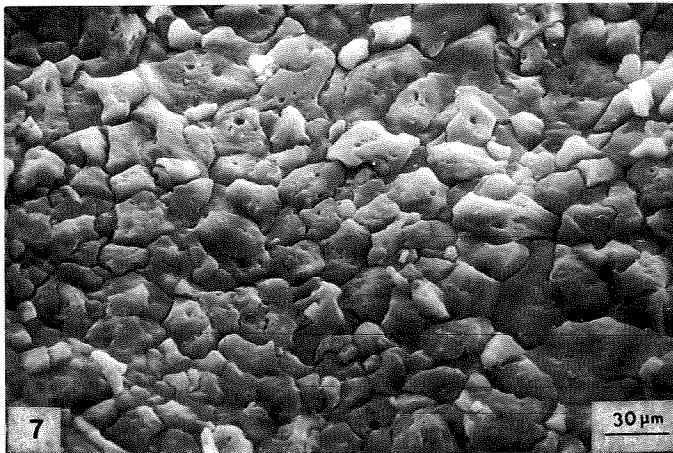
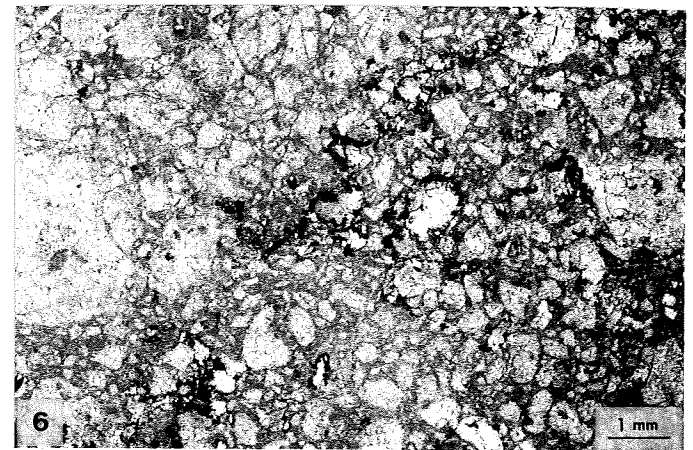
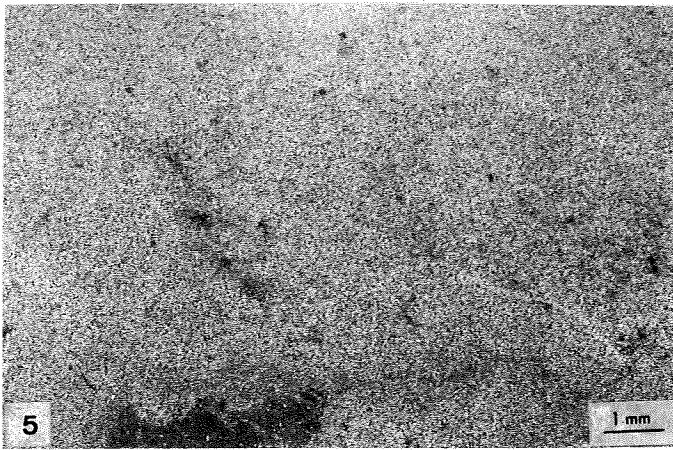
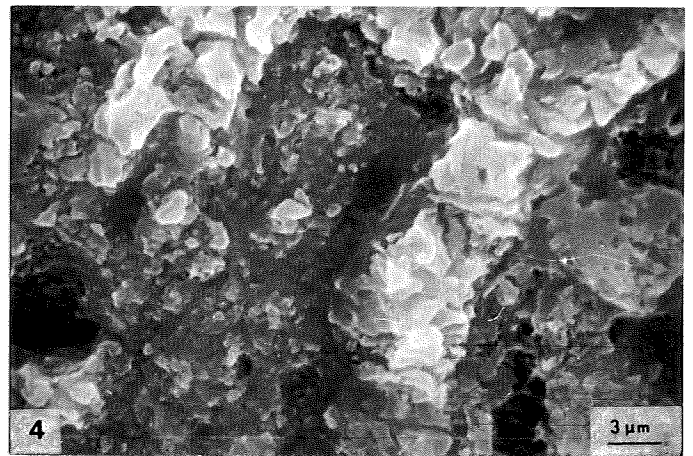
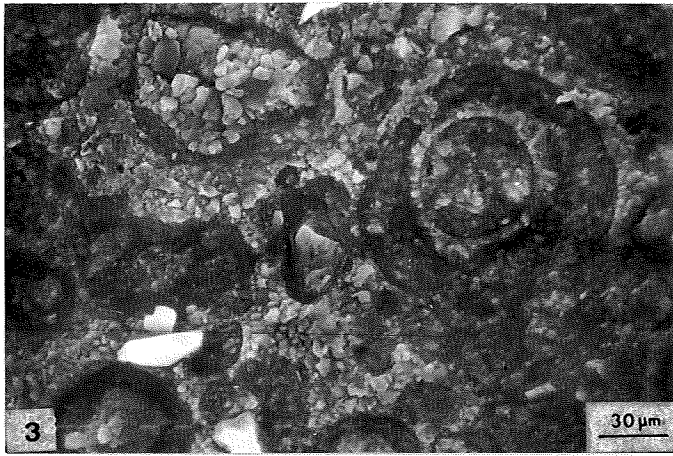
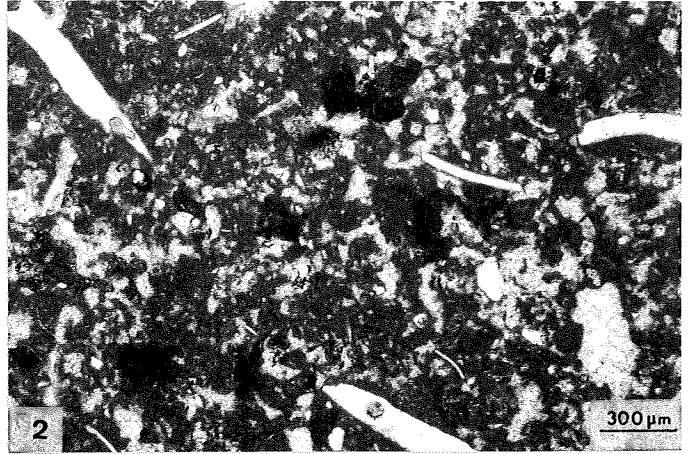
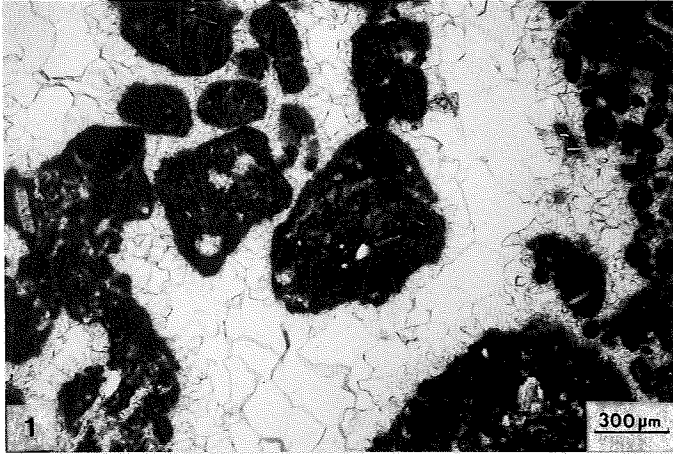
Fot. 6.- Caliza de Montaña: M-2. Variaciones de tamaño en la calcita, parte derecha abundan más los cristales rómbicos de dolomita, asociados a óxidos de Fe. N.P. x 7.

Fot. 7.- Caliza de Montaña: M-1, superficie ligeramente atacada. Aspecto de los cristales de calcita. M.E.B. x 320.

Fot. 8.- Detalle de la anterior. M.E.B. x 2500.



LAMINA 3.2



## LAMINA 3.3

## Características petrográficas

Fot. 1.- Dolomía de Boñar: B-1. Textura granuda relictiva en relación con variaciones en el tamaño de los cristales de dolomita; presenta calcita en posición intercrystalina N.P. x 31.

Fot. 2.- Dolomía de Boñar: B-2. Textura más heterogénea, restos fósiles disueltos y frecuentemente cementados por esparita. N.P. x 31.

Fot. 3.- Dolomía de Boñar: B-2. Abundan los cristales euhedrales de dolomita debilmente unidos entre sí (contactos puntuales). M.E.B. x 320.

Fot. 4.- Detalle de la anterior. M.E.B. x 2500.

Fot. 5.- Caliza de Laspra: L-1. Predomina la microesparita; puede observarse esparita -en cristales aislados-, micrita formando granos y un grano de cuarzo a la derecha. N.P. x 31.

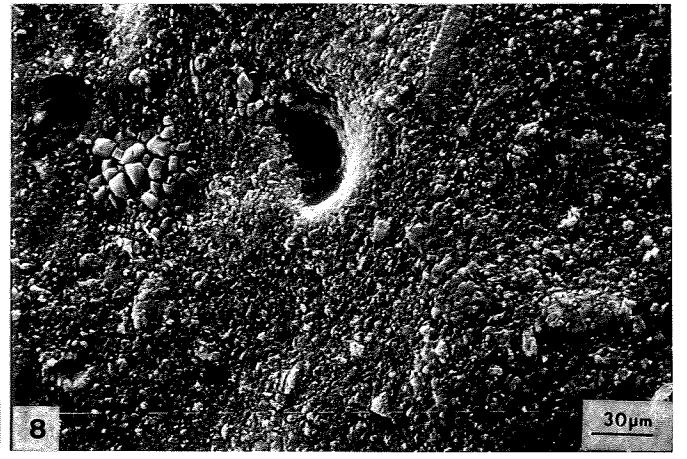
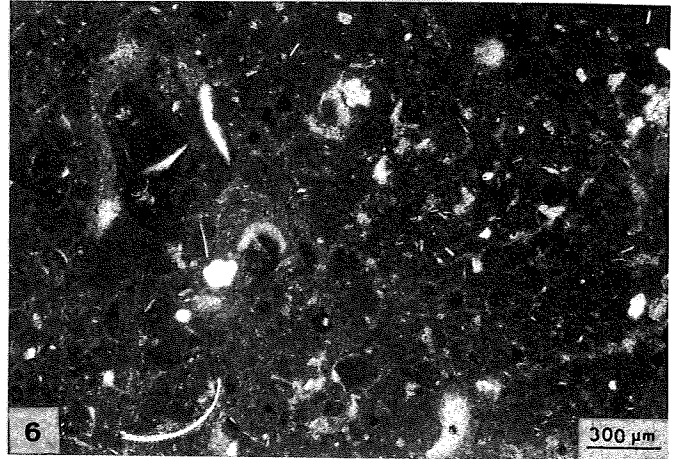
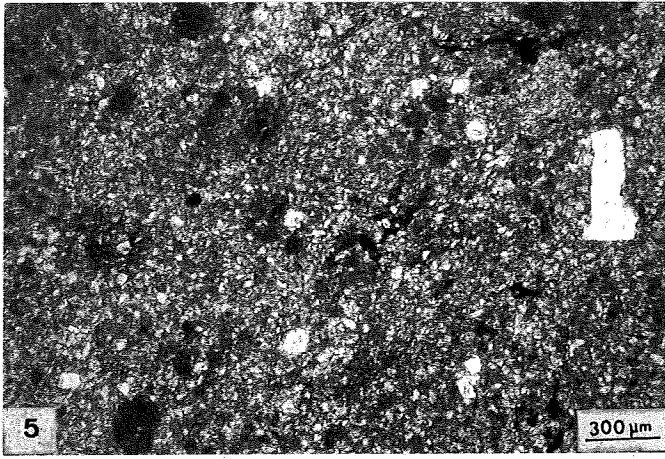
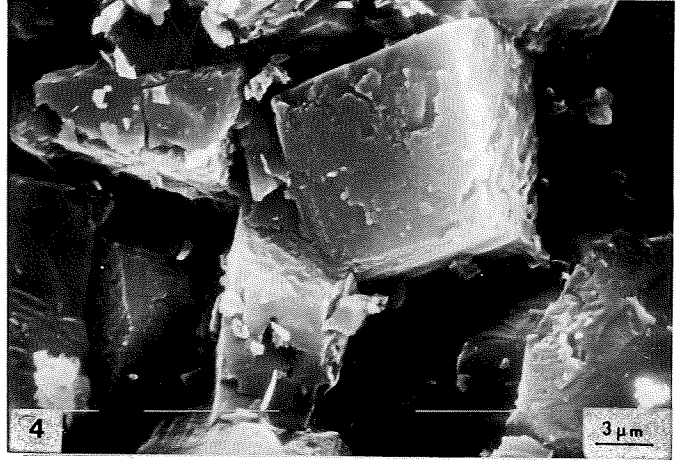
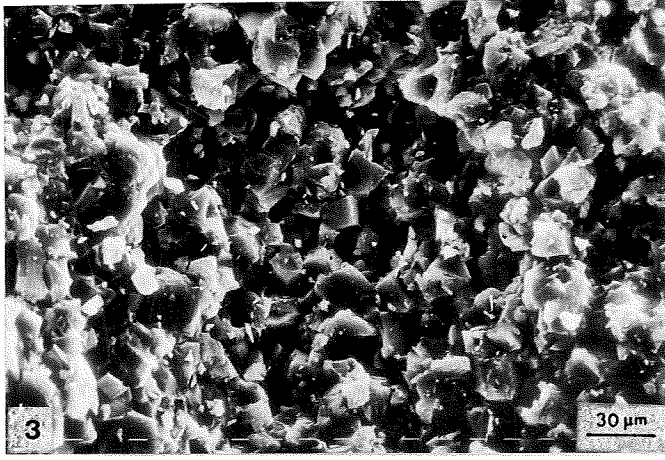
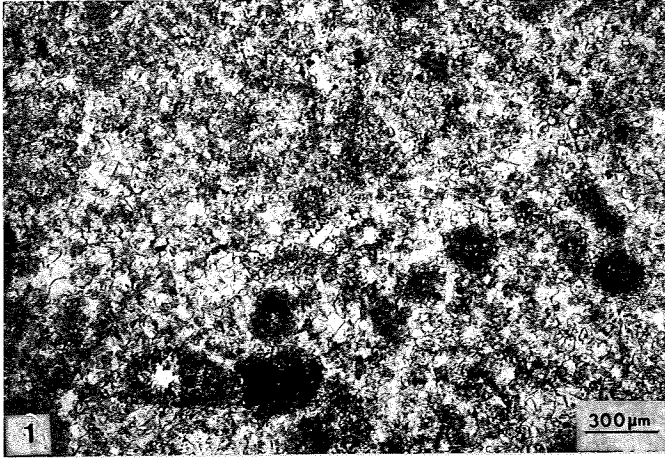
Fot. 6.- Caliza de Laspra: P-2. Biomicrita con textura wackestone y aspecto ligeramente bioturbado; destacan restos fósiles y algún grano de cuarzo. N.P. x 31

Fot. 7.- Caliza de Laspra: L-1, superficie ligeramente atacada. Cristales elongados de microesparita; en la parte inferior núcleo de esparita. M.E.B. x 320.

Fot. 8.- Caliza de Laspra: L-2, superficie ligeramente atacada. Cristales de micrita, resto fósil en la parte superior y pequeño núcleo de microesparita a la derecha. M.E.B. x 320.



L A M I N A 3.3



## 3.3.- SINTESIS PETROGRAFICA.

<u>Muestra.</u>	<u>Datos de campo.</u>
Caliza del Páramo. P-1 P-2	Canteras de Campaspero (Valladolid), Mioceno Sup., masiva a en bancos. Nivel superior, más cristalino. Nivel inferior, más poroso.
Caliza de Montaña. M-1 M-2	Canteras próximas a Oviedo, Carbonífero bajo, masiva. Cantera Orgaleyu, caliza pura. Cantera Belonga, algo dolomitizada.
Dolomía de Boñar. B-1 B-2	Canteras de Boñar (León), Cretácico Sup., en bancos (80 cm.). Banco inferior: "bueno". Banco superior: "de los poros".
Caliza de Laspra. L-1 L-2	Zona de Buenavista (Oviedo), Eoceno Sup.-Oligoceno, en bancos locales. Banco más cristalino. Banco más margoso.

<u>Muestra.</u>	<u>Características macroscópicas.</u>
Caliza del Páramo P-1 P-2	Color blanquecino, aspecto masivo criptocristalino moteado por peloides, poros y núcleos cristalinos. Más oscuro, con más núcleos cristalinos. Abundan más los poros móldicos (0.5 mm.).
Caliza de Montaña. M-1 M-2	Color gris oscuro, aspecto finamente cristalino. Más oscuro, homogéneo, bandeado débil. Brechoide difuso, moteado por dolomita.
Dolomía de Boñar. B-1 B-2	Color ocre claro, aspecto microcristalino, difusamente granudo. Más homogéneo, finamente granudo. Granudo a brechoide, más poros y granos cristalinos, aspecto terroso.
Caliza de Laspra. L-1 L-2	Color blanquecino o grisáceo, aspecto masivo, cripto a microcristalino. Color más oscuro, más cristalino. Aspecto más homogéneo, más margoso.

<u>Muestra.</u>		Cal.(%)	<u>Mineralogía.</u>		
			Dol.(%)	Res.	Isoluble (% , naturaleza)
Caliza del Páramo.	P-1	92.9	-	7.1	arcilloso, cuarzo (1%)
	P-2	94.3	-	5.7	arcilloso, cuarzo (0.5%) paligorskita mayoritaria
Caliza de Montaña.	M-1	99.3	-	0.7	bituminoso
	M-2	94.4	5.0	0.6	bituminoso
Dolomía de Boñar.	B-1	12.3	83.7	4.0	arcill., ox. Fe, cuarzo
	B-2	5.6	90.8	3.6	arcill., ox. Fe, cuarzo
Caliza de Laspra.	L-1	97.6	-	2.4	arcilloso, cuarzo
	L-2	93.2	-	6.8	arcilloso, cuarzo esmectita mayoritaria

<u>Muestra.</u>	<u>Textura.</u>
Caliza del Páramo. P-1 P-2	Dismicrita, micrita grumelar, micritas a intraesparitas de gravels. 59% micrita, 32% microesp., 7% esparita. 65% micrita, 28% microesp., 2% esparita.
Caliza de Montaña. M-1 M-2	Cristalina granoblástica, grano fino (30 $\mu\text{m}.$ ), alotrimórfica. Más equigranular, pequeñas vetas. Heterogranular, núcleos de dolomita.
Dolomía de Boñar. B-1 B-2	Cristalina granoblástica, grano fino (20 $\mu\text{m}.$ ), idimórfica, textura relictos granuda. Más homogénea, granos relictos 500 $\mu\text{m}.$ , calcita y poros intersticialmente. Granos relictos heterométricos, poros móldicos, calcita en poros móldicos.
Caliza de Laspra. L-1 L-2	Micrita fosilífera (wackestone), removilizada, bioturbada, más o menos recristalizada. Microesparita (10 $\mu\text{m}.$ ), con cristales de 50 $\mu\text{m}.$ Micrita (2 $\mu\text{m}.$ ), fósiles cristalinos, cuarzo.



**4.**  
**SISTEMA POROSO.**

## 4.-SISTEMA POROSO.

### 4.1.- INTRODUCCION. TECNICAS DE ESTUDIO.

Los espacios vacíos -poros y fisuras- constituyen frecuentemente los componentes más importantes de las rocas, desde el punto de vista de su comportamiento físico. Así, en gran número de usos y aplicaciones a que pueden ser destinadas, son el factor fundamental que determina su adecuación. Más en concreto, es conocida la influencia del sistema poroso en las propiedades físicas y químicas de las rocas (dureza, resistencia, adsorción, disolución, etc). En consecuencia, se trata de un parámetro esencial en los estudios de durabilidad de los materiales rocosos (Montoto, 1.983; Esbert y Ordaz, 1985).

Dichos espacios vacíos, pueden ser considerados como unos componentes más de la roca, importando su proporción y sus características en cuanto a tamaño, forma, orientación, etc.; igual que en cualquier otro componente mineral. No obstante, los espacios vacíos pueden presentar una diferencia significativa respecto al resto de los componentes: Es el hecho de constituir un medio continuo; lo cual hace que dichas características sean más complejas de establecer.

Además, debe tenerse en cuenta que, en las observaciones realizadas mediante microscopía, lo que se visualiza son secciones del sistema poroso, perdiéndose su carácter tridimensional. Las características espaciales del sistema poroso son, precisamente, las que importa considerar a la hora de interpretar los procesos de alteración de las rocas. En este sentido pueden señalarse los trabajos realizados por diversos autores, con el fin de visualizar -mediante la obtención de moldes-, el sistema poroso real de las rocas (Wardlaw y Cassan, 1.978; Swanson, 1.979; Patsoules y Cripps, 1.982).

En las rocas carbonatadas, de acuerdo con la gran variedad de procesos que pueden estar implicados en su génesis, el sistema poroso presenta una geometría especialmente compleja. Como ya se ha indicado, es característico de estas rocas su predisposición a los cambios postdeposicionales (disoluciones, cementaciones, neomorfismos), generándose múltiples e importantes modificaciones de su porosidad primaria.

Atendiendo a las **características geométricas** de los espacios vacíos pueden distinguirse diferentes parámetros relacionados entre sí: tamaño, forma y grado de conexión.

El **tamaño** es sin duda un parámetro importante, pero difícil de tratar como consecuencia de la continuidad del sistema poroso, de la dificultad de considerar los poros en sus tres dimensiones y de las irregularidades de sus formas. En primer lugar debe diferenciarse entre el tamaño de los poros y el de sus accesos.

Respecto al tamaño de los poros Choquette y Pray (1.970) utilizan la escala establecida por Wentworth -para componentes detríticos- y distinguen: megaporos (tamaños mayores de 4 mm.), mesoporos (entre 4 mm. y 60  $\mu\text{m}.$ ) y microporos (inferiores a 60  $\mu\text{m}.$ ). Pittman (1.971) rebaja el tamaño de los microporos hasta 1  $\mu\text{m}.$ . En este trabajo, y por razones prácticas -para los estudios realizados en microscopía-, se ha distinguido entre "macroporos" y "microporos", situándose el límite entre ambos alrededor de 10  $\mu\text{m}.$ .

El tamaño de los accesos a los poros es obtenido por métodos indirectos (porosimetría de Hg), distinguiéndose -de acuerdo con la técnica empleada- entre: "macroaccesos" (radio de acceso superior a unas 7.5  $\mu\text{m}.$ ) y "microaccesos" (entre 7.5 y 0.0035  $\mu\text{m}.$ ).

El volumen poroso con radios de acceso superiores a 7.5  $\mu\text{m}.$  es denominado "macroporosidad" y el accesible por debajo de dicho

valor constituye la "microporosidad". De acuerdo con esto, la macroporosidad está formada por los macroporos y sus macroaccesos, mientras que la microporosidad incluye, además de los microporos, aquellos macroporos comunicados por microaccesos.

En las rocas carbonatadas, la **forma** de los espacios vacíos se caracteriza por ser muy irregular y variada. Atendiendo a formas regulares extremas, se suele distinguir entre: poros (de tendencia esférica), conductos (cilíndricos) y fisuras (planares). Estas dos últimas clases normamente presentan menores tamaños y corresponden a los accesos entre los poros, dentro de las rocas porosas.

Otra categoría de rocas son las fisuradas, donde la porosidad es debida mayoritariamente a fisuras, y a la cual pertenecen frecuentemente las rocas cristalinas.

En este sentido, diversos autores que han trabajado con calizas no cristalinas (Houpert et al., 1.978; Bousquie, 1.979), señalan la ausencia de redes de fisuración -a escala de roca matriz-. Este hecho ha sido corroborado en las rocas estudiadas, tanto por su observación directa, como a partir del comportamiento que presenta la propagación de ondas elásticas (Alonso y Suárez del Río, 1.985) -considerado en el Capítulo 6-.

En las rocas, la morfología del sistema poroso es reflejo de los diferentes procesos sufridos, en cada uno de los cuales pueden crearse o destruirse espacios vacíos -más o menos próximos a alguno de los tipos mencionados-, dependiendo de sus características petrográficas.

De acuerdo con el **grado de conexión** entre los poros, se consideran dos tipos de poros y de porosidad:

- Porosidad cerrada, no comunicada, y
- Porosidad abierta, comunicada, accesible o efectiva.

El hecho de que exista comunicación entre los poros, guarda relación con el tipo de fluido considerado, y las condiciones en que se encuentre (presión, temperatura). En la práctica, dicha diferenciación está referida -mientras no se diga lo contrario- a su accesibilidad al agua bajo vacío.

En las calizas -y en las rocas sedimentarias en general-, la mayoría de los poros existentes están comunicados, siendo este tipo de porosidad la que presenta interés en los estudios de alteración, dado que permite el movimiento del agua y del vapor de agua en el seno de la roca.

La porosimetría de Hg nos permite, además, una nueva diferenciación dentro del volumen poroso accesible:

- Porosidad atrapada, constituida por aquellos espacios vacíos donde el mercurio queda retenido después de la primera inyección.

- Porosidad libre o circulante -complementaria de la anterior-, donde está permitida la entrada y salida del mercurio en posteriores inyecciones.

Este hecho, sin duda, guarda relación con la morfología del sistema poroso, atribuyéndose clásicamente a los poros atrapados formas en cuello de botella, con fuertes estrangulamientos en sus accesos.

Desde un **punto de vista genético** -con implicaciones geométricas-, pueden distinguirse los siguientes tipos de poros dentro de las rocas estudiadas, de acuerdo con los trabajos de Choquette y Pray (1.970) y Elf-Aquitaine (1.975):

**.Poros móldicos:** Generados por disolución selectiva de componentes (fósiles normalmente); suelen ser macroporos cuyo tamaño y forma viene dado por los del componente sustituido.

**.Poros "vug":** De origen diagenético tardío, generados por disolución de la roca sin relación con sus elementos texturales; normalmente presentan grandes tamaños (mm.). Estos poros pueden aparecer más ó menos tapizados por esparita, deno-

minándose entonces microgeodas, para diferenciarlos de los poros microkársticos y canalillos que no la presentan.

**.Poros intercristalinos:** Son característicos de los procesos de dolomitización, donde la formación de una fase mineral más densa supone un importante incremento de porosidad; sus formas son intersticiales (secciones en forma de estrella) con accesos más o menos planares.

**.Poros intracristalinos:** Propios de las rocas cristalinas, son también abundantes en las dolomías secundarias; su tamaño es mucho más pequeño y suelen estar peor comunicados.

**.Poros matriciales:** Característicos de las zonas micríticas, son poros intercristalinos a nivel de los cristales de micrita; su tamaño es sumamente fino y sus formas más planares (modelo de red en nido de abeja -Bousquie, 1.979-).

Además de las características señaladas, descriptivas esencialmente, pueden ser cuantificados diferentes parámetros del sistema poroso:

- Porosidad: Volumen de espacios vacíos por unidad de volumen de roca.

- Distribución de dicho volumen poroso en función del tamaño de los poros o de sus accesos (Porosimetría).

### **Metodología y técnicas de estudio.**

En la figura 4.1 se muestra la metodología seguida en este capítulo, así como las técnicas de estudio utilizadas para la caracterización del sistema poroso. Un estudio más detallado sobre las diferentes técnicas, así como del tipo de información suministrada por cada una de ellas, puede verse en Haynes (1.973).

El análisis del sistema poroso realizado incluye:

. Observación directa del medio poroso: Efectuada a distintos niveles ("visu", lupa binocular, microscopía óptica, de fluorescencia, electrónica) y sobre muestras preparadas de

diferentes maneras (láminas delgadas, impregnadas, pulidas).

. Cuantificación -por métodos indirectos- de propiedades del medio poroso:

. Porosidad y propiedades físicas asociadas, sus valores han sido obtenidos a partir de distintos ensayos (métodos geométricos, hidrostáticos, desplazamiento de Hg).

. Porometría, obtenida mediante técnicas de inyección de Hg en la roca.

Dichas propiedades han sido obtenidas sobre muestras de distintas características -cilindros de diámetro D:35 mm., discos D:35 mm., cilindros D:11 mm.-, estando condicionadas las muestras más pequeñas por los distintos ensayos posteriormente realizados (porosimetría de Hg, ensayo brasileño).

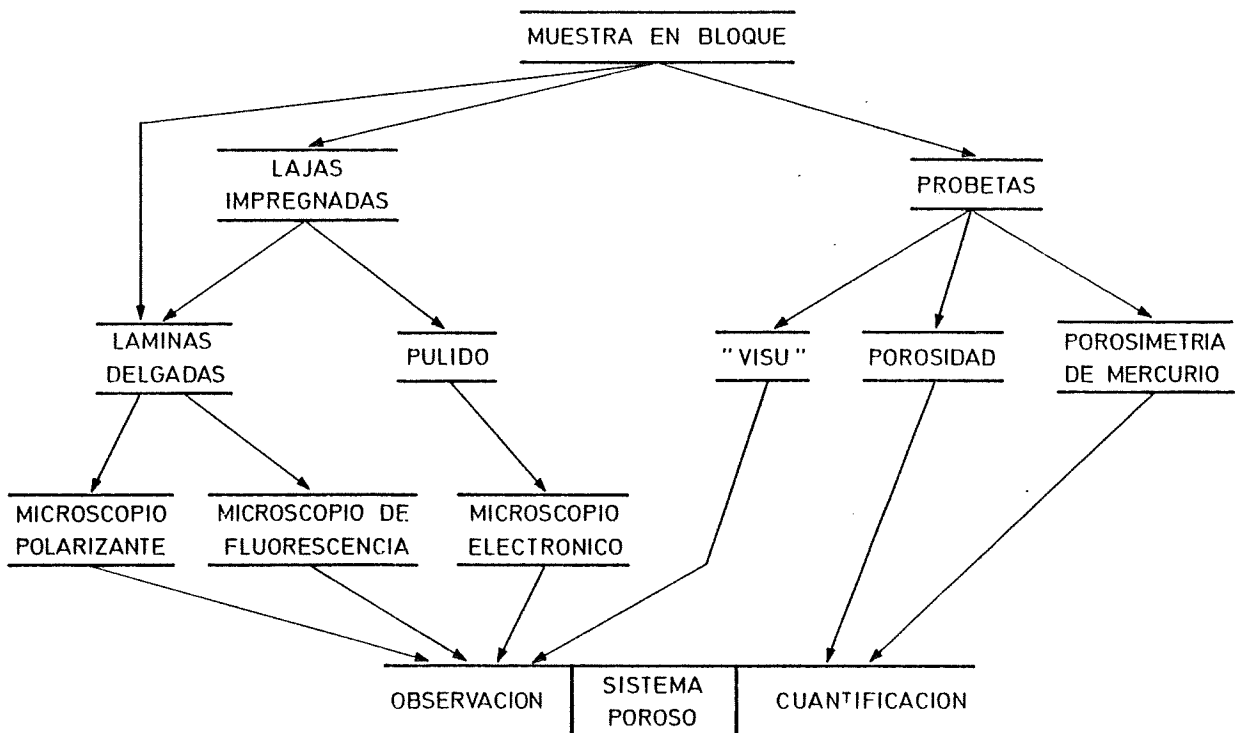


Fig. 4.1.- Metodología seguida para la caracterización del sistema poroso.

#### 4.2.- OBSERVACION DIRECTA DEL SISTEMA POROSO.

Se consideran las observaciones realizadas a simple vista, mediante microscopía de polarización, microscopía de fluorescencia y microscopía electrónica de barrido (M.E.B.).

Para la observación en fluorescencia se preparó una serie de láminas delgadas, sobre trozos de roca previamente impregnados con resinas fluorescentes. La resina utilizada fue Estratil 2195, diluida al 50 % por adición de Estireno, utilizando como colorante Rodamina B. Las impregnaciones se realizaron con vacío previo de las muestras, introducción de la resina sin romper el vacío, y aplicando a continuación una carga sobre la resina de 2 Tm.

También fueron observadas en microscopía óptica láminas delgadas impregnadas de Hg. Dichas láminas fueron obtenidas sobre las muestras utilizadas en el ensayo porosimétrico, conservando tras el ensayo la mayor parte del Hg atrapado en los poros.

En microscopía electrónica fueron observadas tanto superficies de fractura, como superficies pulidas y superficies ligeramente atacadas por HCl diluido.

#### Caliza del Páramo.

A simple vista esta roca presenta ya una importante porosidad, destacando por su abundancia los **poros móldicos**, de formas elongadas -moldes de valvas- y tamaños alrededor de 1 mm. para su máxima dimensión. Excepcionalmente aparecen moldes de gasterópodos de mayor tamaño. También se observan **poros "vug"** -desde microgeodas a microkarsts y canalillos- normalmente con mayores tamaños (sobre 5 mm.) y más equidimensionales.

Son apreciables las diferencias existentes entre las dos variedades rocosas consideradas (Lámina 3.1, Fot. 1 y 2):



.La muestra P-1 presenta menos poros visibles -móldicos y vug-, siendo característico de estos últimos el mayor tamaño que pueden alcanzar y la presencia de esparita tapizándolos -microgeodas-.

.En P-2 abundan más los poros móldicos, así como los micro-kársticos y canalillos de disolución, sin que se observe esparita en ellos.

En microscopía de polarización se observan además poros de tamaños inferiores, pudiéndose considerar más frecuentes los poros con tamaños alrededor de 150  $\mu\text{m}$ . Su importancia en las dos variedades consideradas muestra la misma tendencia. Así, de acuerdo con los porcentajes mencionados, para poros mayores de 10  $\mu\text{m}$ . (Tabla 3.1), P-1 posee un 1 % mientras que en P-2 dicha porosidad se sitúa alrededor del 5 % . En cuanto a la morfología de los poros, las diferencias son menores, existiendo poros móldicos no tapizados en la muestra P-1 y pequeñas microgeodas debilmente tapizadas por esparita en P-2 (Lámina 4.1, Fot. 1), siempre en menor proporción que el caso inverso.

De acuerdo con los mencionados porcentajes, el volumen poroso más relevante corresponde a los microporos. Mediante microscopía de fluorescencia dichos microporos pueden ser localizados en las zonas micríticas -**poros matriciales**-, mientras que la esparita no presenta ese tipo de porosidad. En las imágenes mostradas (Lámina 4.1, Fot. 2 y 3) siempre las zonas más oscuras -no impregnadas- corresponden a las zonas cristalinas (incluida la microesparita). Este mismo hecho puede ser corroborado por la observación de láminas impregnadas de Hg, observándose un paso neto entre las zonas microporosas -micríticas, ahora oscuras- y las no impregnadas -microesparita y esparita- (Lámina 4.3, Fot. 1 y 2).

Esta porosidad -propia de las zonas micríticas- facilita el desprendimiento de los pequeños cristales de micrita, (Lámina 4.1, Fot. 4 y 5). En dichas imágenes -obtenidas en M.E.B. sobre superficies pulidas- pueden distinguirse claramente las

zonas micríticas de las cristalinas, caracterizándose estas últimas por la ausencia casi total de porosidad.

### **Caliza de Montaña.**

La roca matriz considerada no presenta fisuración a primera vista; no obstante, en la variedad M-1 y a veces de forma indirecta, han podido ser detectadas algunas delgadas fisuras, en muy baja proporción y sin orientación preferente.

Los poros sólo son observables en M.E.B. y en M-2 mediante microscopía de fluorescencia, presentando notables diferencias entre las dos variedades (Lamina 4.1, Fot. 6 y 7):

La variedad M-1 -de muy baja porosidad- presenta algún poro intercristalino, siendo predominantes los **poros intracristalinos** de menor tamaño (inferiores a 10  $\mu\text{m}.$ ) y más equidimensionales. Estos poros no llegan a ser impregnados con resina, por lo que, presumiblemente, la porosidad comunicada es todavía menor.

La variedad M-2 -con porosidad ligeramente superior- presenta **poros intercristalinos a intracristalinos** de mayor tamaño y mayoritariamente asociados a los cristales de dolomita. Dichos poros aparecen en los contactos calcita-dolomita y en el interior de los cristales de dolomita según direcciones cristalográficas. Dicha porosidad es puesta de manifiesto en las observaciones realizadas en microscopía de fluorescencia (Lámina 4.1, Fot. 8).

### **Dolomía de Boñar.**

Las dos variedades consideradas muestran a simple vista claras diferencias de porosidad (Lámina 3.1, Fot. 5 y 6). En B-1 los poros de mayor tamaño (unas 100  $\mu\text{m}.$ ) aparecen localizados en posiciones intersticiales respecto a la textura granuda relic-

ta. En microscopía se ve que éste es un hecho generalizado, situándose el tamaño medio de dichos **poros intergranulares** alrededor de 60  $\mu\text{m}$ .

En la variedad B-2 destacan poros de mayor tamaño (Lámina 3.2, Fot. 2). Normalmente son de origen móldico, con tamaños alrededor de 0.5 mm. y formas equidimensionales a elongadas -en relación con los granos disueltos: **poros móldicos**-; también existen poros intergranulares.

Las observaciones microscópicas muestran la existencia de una importante porosidad, en ambas variedades, con menor tamaño de poro. De acuerdo con los contajes indicados (Tabla 3.2), el porcentaje de poros superiores a 10  $\mu\text{m}$ . se sitúa sobre el 2 % en la variedad B-1 y sobre el 6 % en B-2; entonces, de acuerdo con los valores de porosidad de estas rocas -situados alrededor del 15 %- los poros más relevantes son los inferiores a 10  $\mu\text{m}$ .

Esta porosidad está constituida mayoritariamente por **poros intercristalinos** como puede observarse en las imágenes obtenidas en microscopía de fluorescencia. Dicha porosidad está restringida a la dolomita -faltando siempre en la calcita-, incrementándose al disminuir el tamaño de los cristales (Lámina 4.2, Fot. 1 y 2). Esto es corroborado en las láminas impregnadas con Hg, donde además se pone de manifiesto una importante **porosidad intracristalina** en los cristales de dolomita.

La morfología de dichos poros puede ser observada en M.E.B. (Lámina 4.2, Fot. 3 y 4), destacando sus formas en estrella y su heterometría.

#### **Caliza de Laspra.**

Esta roca presenta una porosidad más difícil de observar, no habiendo sido posible su localización mediante impregnaciones

con resina fluorescente. Este hecho puede ser atribuido a la ausencia de macroporos y al menor tamaño de los microporos, guardando relación, sin duda, con la distinta naturaleza de su fracción arcillosa: esmectita mayoritariamente.

En la variedad L-1 pueden ser detectadas pequeñas superficies de discontinuidad, de formas ondulantes y tendencia estilolítica. Dichas discontinuidades son ricas en material arcilloso fácilmente deleznable, lo que hace que en superficie se presenten como fisuras (Lámina 3.1, Fot. 7).

Mediante M.E.B. la porosidad puede ser localizada en las zonas micríticas, **porosidad matricial**, -predominando su disposición intersticial respecto a los cristales de microesparita y esparita-, así como también en los bordes de dichos cristales (Lámina 4.2, Fot. 5). Localmente pueden observarse delgadas películas de material arcilloso rodeando los cristales (Lámina 4.2, Fot. 6 y 7).

La variedad L-2 -mayoritariamente micrítica- presenta una **porosidad matricial** más abundante por toda la roca, puesta de manifiesto por la presencia de cristalitas sueltas de micrita en superficie (Lámina 4.2, Fot. 8). En láminas impregnadas con Hg puede observarse cómo dicha microporosidad aparece asociada a la micrita, estando ausente siempre en los núcleos y restos fósiles cristalinos, así como en los granos de cuarzo (Lámina 4.3, Fot. 6).

## LAMINA 4.1

## Observación del sistema poroso.

Fot. 1.- Caliza del Páramo: P-2. Poros móldicos y pequeñas microgeodas tapizadas por esparita. N.P. x 31.

Fot. 2.- Caliza del Páramo: P-2, muestra impregnada con resina fluorescente. La impregnación no llega más allá de una pequeña aureola alrededor del poro. Poros impregnados -en blanco- rodeados de microesparita -en negro-, y a continuación micrita impregnada. M.F. x 75.

Fot. 3.- Caliza del Páramo: P-1, muestra igualmente impregnada. Las diferencias en el grado de impregnación -diferencias de color- se corresponden con el tamaño de los cristales de calcita. M.F. x 75.

Fot. 4.- Caliza del Páramo: P-1, muestra pulida. Diferencias entre el grado de pulimento alcanzado por la esparita y el de la micrita. M.E.B. x 320.

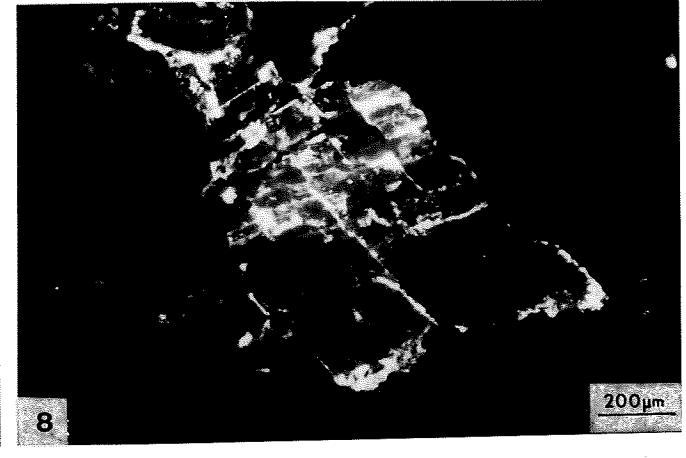
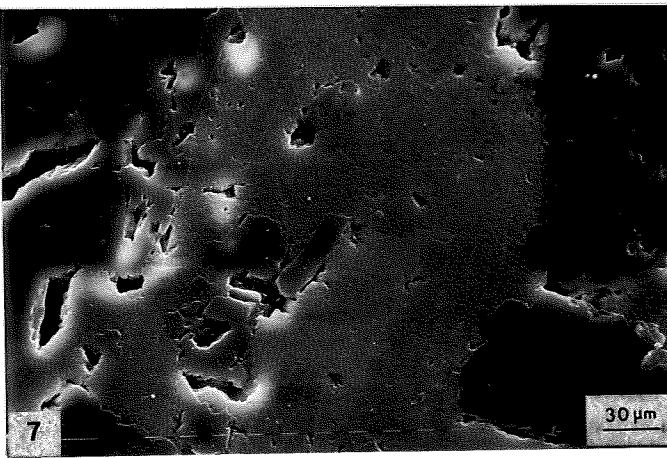
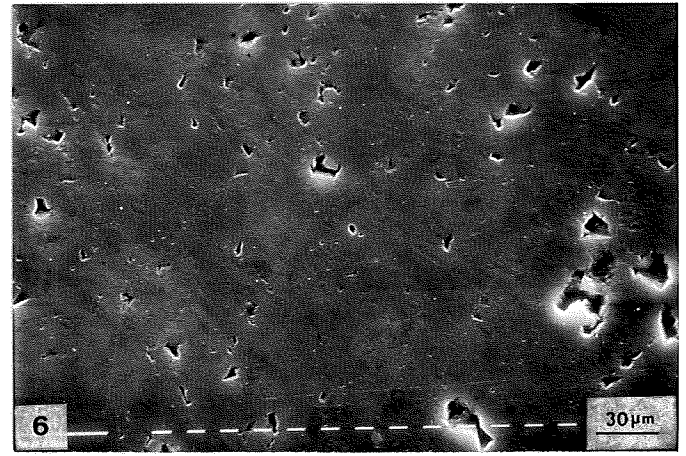
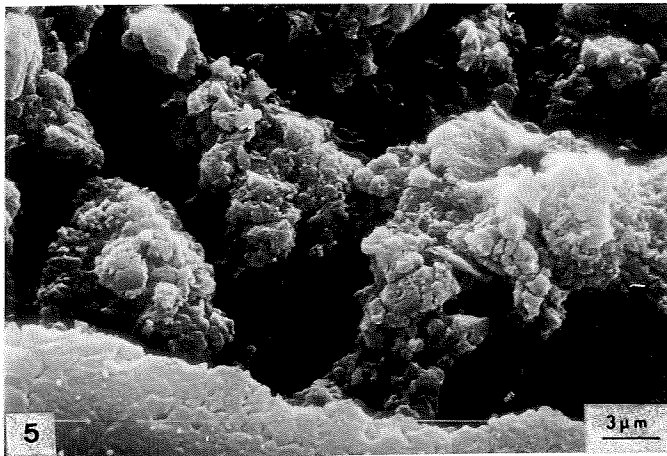
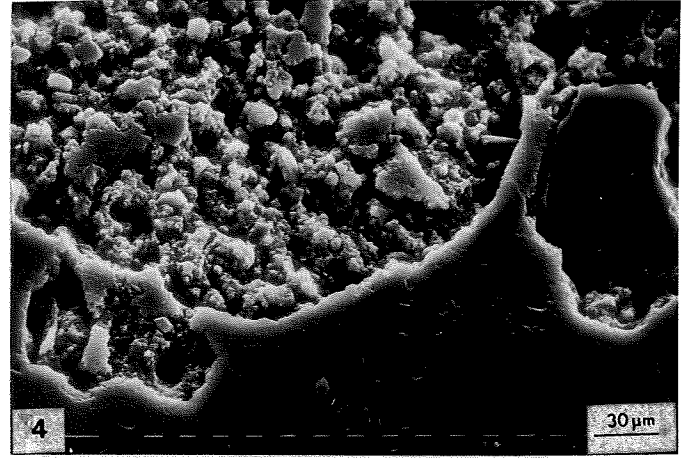
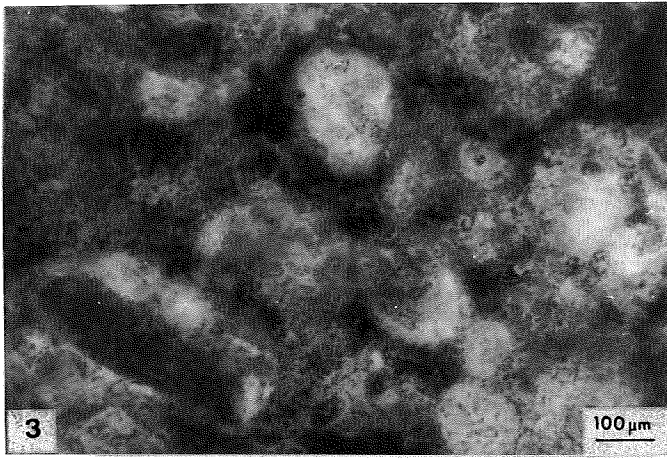
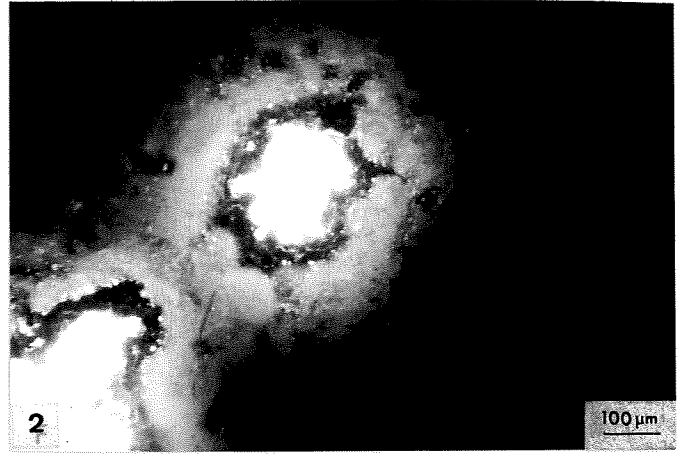
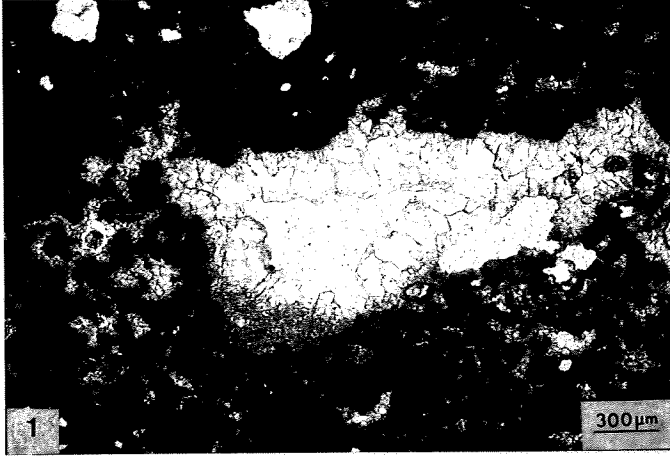
Fot. 5.- Detalle de la anterior. M.E.B. x 2.500.

Fot. 6.- Caliza de Montaña: M-1, muestra pulida. Poros inter e intracristalinos en calcita. M.E.B. x 320.

Fot. 7.- Caliza de Montaña: M-2, muestra pulida. Poros mayoritariamente localizados en los bordes y en el interior de los cristales de dolomita. M.E.B. x 320.

Fot. 8.- Caliza de Montaña: M-2, muestra impregnada con resina fluorescente. Porosidad asociada a la dolomita, localizada en los bordes de los cristales y en su interior en relación con direcciones cristalográficas. M.F. x 50.

L A M I N A 4.1



## LAMINA 4.2.

## Observación del sistema poroso.

Fot. 1.- Dolomía de Boñar: B-2, muestra impregnada con resina fluorescente. Porosidad intercrystalina en la dolomita; en la parte inferior derecha aparece calcita no impregnada. M.F. x 75.

Fot. 2.- Dolomía de Boñar: B-1, muestra igualmente impregnada. Incremento de la porosidad al disminuir el tamaño de los cristales de dolomita, tal como puede observarse en el grano de dolomicrita situado a la derecha. M.F. x 75.

Fot. 3.- Dolomía de Boñar: B-2, muestra pulida. Poros inter e intracrystalinos en dolomita; a la izquierda aparece un gran poro cementado por calcita y a la derecha poros rellenos de resina (de color más oscuro). M.E.B. x 320.

Fot. 4.- Dolomía de Boñar: B-1, muestra pulida. Detalle de poros intercrystalinos impregnados con resina. M.E.B. x 2.500.

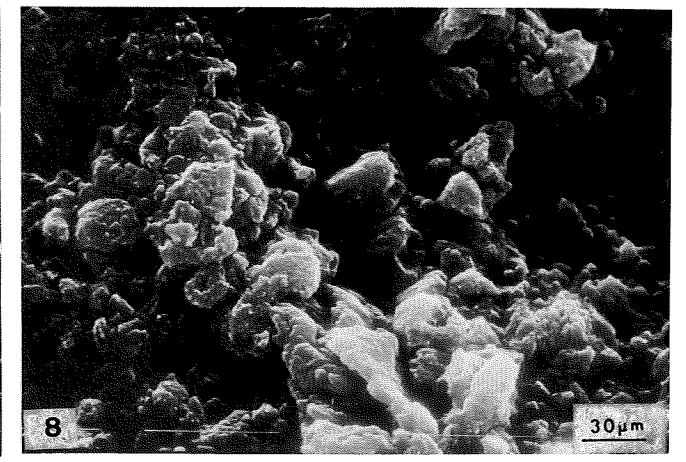
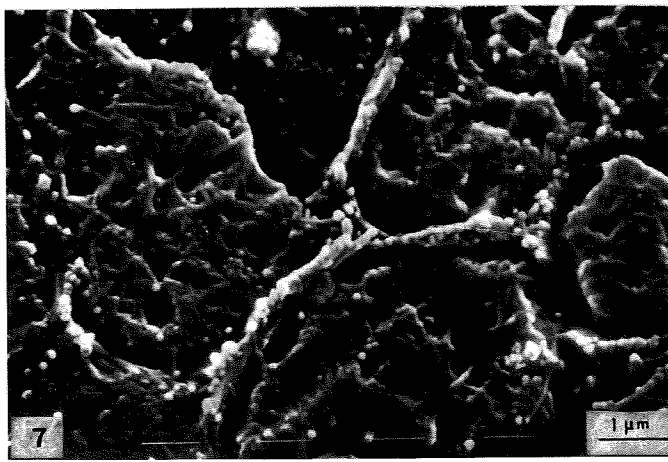
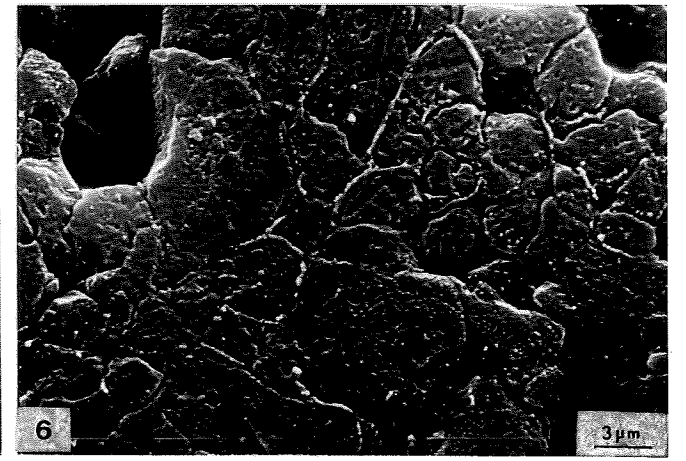
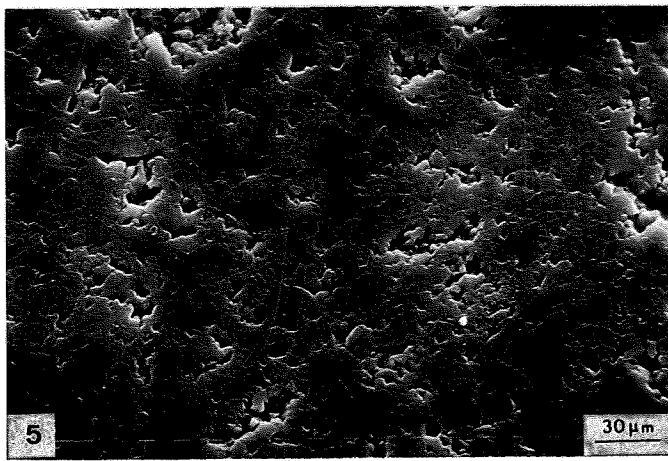
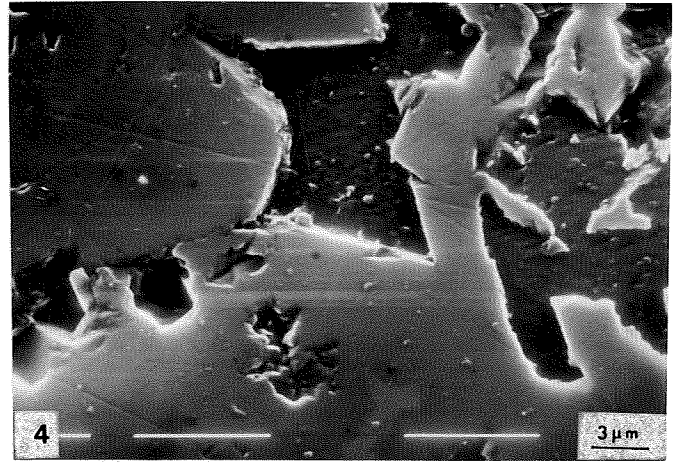
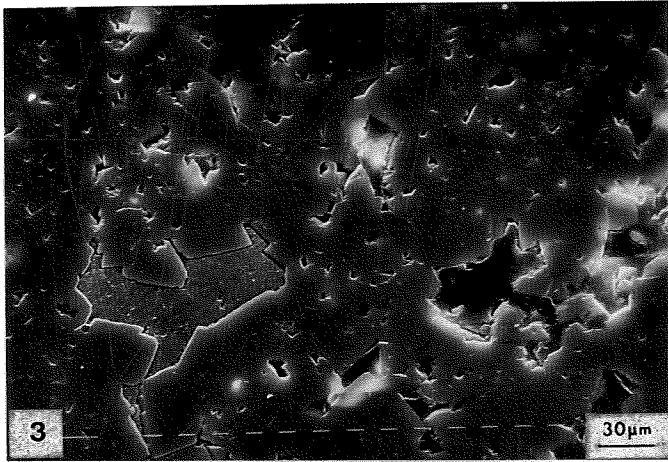
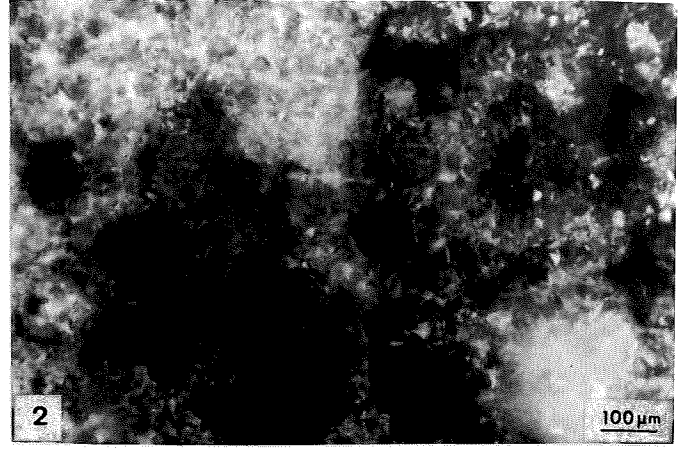
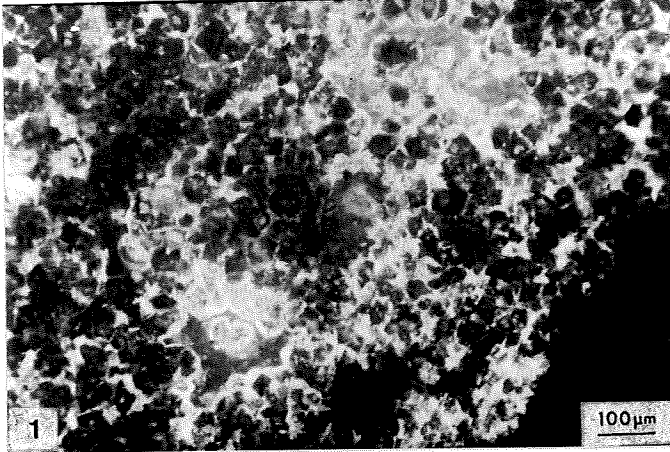
Fot. 5.- Caliza de Laspra: L-1, muestra pulida. Aspecto del pulimento alcanzado por la roca; porosidad más abundante en posiciones intercrystalinas respecto a la microesparita, asociada a la micrita. M.E.B. x 320.

Fot. 6.- Caliza de Laspra: L-1, muestra pulida y atacada muy ligeramente por HCl. Películas de arcilla rodeando los cristales de microesparita. M.E.B. x 2.500.

Fot. 7.- Detalle de la anterior. M.E.B. x 10.000.

Fot. 8.- Caliza de Laspra: L-2, muestra pulida. Carencia de pulimento en relación con la porosidad matricial que presenta la micrita. M.E.B. x320.

LAMINA 4.2





#### 4.3.- DETERMINACIONES DE POROSIDAD.

La porosidad -junto con la densidad- forma parte de las propiedades físicas más elementales y, a su vez, fundamentales de los materiales rocosos. Como propiedades físicas, nos suministran parámetros numéricos de los materiales como un todo, cuyo interés es prioritario a la hora de valorar el comportamiento de las rocas frente a la alteración (Esbert et al. 1.982).

De acuerdo con la complejidad del sistema poroso que presentan los materiales rocosos, pueden distinguirse diferentes conceptos en relación con dichas propiedades. Un análisis más detallado sobre el tema puede verse en Belikov et al. (1.967), Duncan (1.969) y Van Keulen (1.973).

También debe tenerse en cuenta la existencia de diferentes métodos experimentales a la hora de determinar dichas propiedades, que en algunos casos matizan de forma significativa la propiedad medida. Así, cabe mencionar entre otras, las normas A.S.T.M. (1.978), I.S.R.M. (1.979) y R.I.L.E.M. (1.980).

##### 4.3.1.- Propiedades relacionadas con la porosidad.

Se han considerado las siguientes propiedades, de acuerdo con la nomenclatura propuesta por la I.S.R.M.:

**Densidad de los granos minerales ( $\rho_m$ ):** Masa de roca seca ( $M_m$ ) por unidad de volumen de su parte sólida ( $V_m$ ) sin considerar los espacios vacíos -volumen real-.

$$\rho_m = M_m / V_m \quad (\text{Kg/m}^3)$$

Su determinación puede realizarse de forma experimental por el método picnométrico, o bien, teóricamente, a partir de la densidad de los componentes minerales de la roca.

**Densidad de la roca seca ( $\rho_d$ ):** Masa de roca seca ( $M_o$ ) por unidad de volumen total de roca en bloque ( $V$ ) incluyendo los espacios vacíos correspondientes a dicho volumen -volumen aparente-. También se conoce como "densidad aparente".

$$\rho_d = M_o / V \quad (\text{Kg/m}^3)$$

Su determinación puede realizarse por diferentes métodos, en relación con la forma de obtener el volumen total de roca:

.Método geométrico -para muestras de forma regular-: volumen calculado a partir de medidas de su forma con un calibre.

.Método de la pesada hidrostática -para muestras no disgregables en agua-: volumen obtenido a partir del peso de la muestra saturada y sumergida en agua, aplicando el principio de Arquímedes.

.Método por desplazamiento de Hg -para muestras sin grandes poros (accesos no superiores a 70  $\mu\text{m}$ .)-: determinación del volumen desplazado por la roca cuando se sumerge en Hg.

**Porosidad total ( $n$ ):** Volumen de espacios vacíos ( $V_v$ ) por unidad de volumen total de roca ( $V$ ), expresado en tanto por ciento.

$$n = (V_v / V) \cdot 100 \quad (\%)$$

Su valor puede obtenerse a partir del de ambas densidades. Puede ser considerado como el límite superior que puede alcanzar la porosidad de una roca, cuando ésta es obtenida experimentalmente, por introducción de un fluido en los espacios vacíos.

**Porosidad abierta ( $n_e$ ):** Volumen de espacios abiertos o comunicados -normalmente frente al agua bajo vacío- ( $V_m$ ) por unidad de volumen total de roca, expresado en tanto por ciento. También se conoce como "porosidad efectiva".

$$n_e = (V_m / V) \cdot 100 \quad (\%)$$

Su determinación experimental depende del procedimiento y tipo de líquido utilizado para la saturación de los espacios vacíos:

.Método de la pesada hidrostática -porosidad accesible al agua-: normalmente se realiza saturando los poros con agua mediante vacío; también puede realizarse bajo presión o ebullición, o bien utilizando líquidos o aditivos de baja tensión superficial.

.Método de inyección de Hg -porosidad accesible al Hg-: en este caso se necesita un dispositivo capaz de suministrar presión al Hg para que se introduzca en la muestra. El porosímetro de Hg nos permite determinar este valor, el cual depende -al menos hasta unos ciertos niveles- de la presión aplicada.

**Grado de relleno de los poros (S):** Relación entre el volumen de espacios abiertos o accesibles ( $V_m$ ) y el correspondiente volumen de espacios vacíos ( $V_v$ ), expresado en tanto por ciento. También se conoce como "grado de saturación".

$$S = (V_m / V_v) \cdot 100 \quad (\%)$$

Su valor se obtiene del cociente entre ambas porosidades; es por tanto una medida de la porosidad abierta en términos relativos frente a la total. En el tipo de rocas considerado sus valores suelen ser próximos al 100 %. Debe señalarse que, en este trabajo, el término "grado de saturación" se utiliza con otro significado -espacios vacíos que contienen agua, frente a los espacios totales que pueden contenerla- como se verá en el próximo capítulo.

Cabe destacar el **método de la pesada hidrostática** dentro de los procedimientos experimentales utilizados en la determinación de estas propiedades. Dicho método nos permite calcular diferentes propiedades, cuando se realiza sobre muestras previamente saturadas de agua mediante vacío:

$$\text{-Densidad de la roca seca: } \rho_s = (A / (B - C)) \cdot \rho_{\text{agua}}$$

$$\text{-Porosidad abierta: } n_o = ((B - A) / (B - C)) \cdot 100$$

$$\text{-Contenido en agua en saturación: } w_m = ((B - A) / A) \cdot 100$$

donde: A = masa de la roca seca

B = masa de la roca saturada

C = masa de la roca sumergida.

#### 4.3.2.- Propiedades determinadas: Resultados.

##### **Densidad de los granos minerales.**

Determinada a partir de la densidad de los minerales que constituyen la roca. Conocido el porcentaje de cada uno de los minerales "i" que forman la roca ( $c_i$ ) y su densidad ( $\rho_i$ ), puede obtenerse la densidad de la roca a partir de la expresión:

$$\rho_m = \sum c_i \cdot \rho_i / 100$$

Se han tomado las siguientes densidades para los minerales que componen las rocas estudiadas: calcita, 2720; dolomita, 2862; cuarzo, 2650 y arcillas, 2600 (Kg/m<sup>3</sup>).

Los valores obtenidos se expresan seguidamente (Tabla 4.1).

TABLA 4.1  
Densidad de los granos minerales.

Muestra	$\rho_s$ (Kg/m <sup>3</sup> )
Caliza del P-1	2712
Páramo. P-2	2713
Caliza de M-1	2708
Montaña. M-2	2717
Dolomía de B-1	2832
Boñar. B-2	2843
Caliza de L-1	2718
Laspra. L-2	2713

#### Densidad de la roca seca.

Se ha determinado por los tres métodos previamente indicados, en varios tipos de muestras dentro de cada variedad rocosa:

.Método geométrico, medidas realizadas sobre:

.Cilindros (diámetro D:35 mm. y longitud L:65 mm.), se han considerado 5 a 7 muestras por variedad rocosa.

.Discos (D:35, L:20 mm.), 8 a 10 muestras por roca.

.Cilindros (D:11, L:20 mm.), 2 muestras por roca.

.Método hidrostático, medidas realizadas sobre:

.Cilindros (D:35, L:65 mm.), los mismos que en el caso anterior.

.Método por desplazamiento de Hg, medidas realizadas sobre:

.Cilindros (D:11, L:20 mm.), los mismos que los mencionados anteriormente.

Los resultados obtenidos en cada caso se muestran en la Tabla 4.2, en forma de valor medio ( $\bar{x}$ ) y desviación típica ( $\sigma_{n-1}$ ).

TABLA 4.2  
Densidad de la roca seca.

Mtra.	$\rho_d$ (Kg/m <sup>3</sup> )									
	Cilindros D:35 mm.				Dis. D:35		Cilindros D:11 mm.			
	M. geomt.		M. hidrot.		M. geomt.		M. geomt.		M. de. Hg	
	$\bar{x}$	$\sigma_{n-1}$	$\bar{x}$	$\sigma_{n-1}$	$\bar{x}$	$\sigma_{n-1}$	$\bar{x}$	$\sigma_{n-1}$	$\bar{x}$	$\sigma_{n-1}$
P-1	2445	16	2444	16	2402	26	2440	30	2445	13
P-2	2345	11	2355	11	2288	56	2260	40	2373	7
M-1	2707	6	2697	3	2695	14	2690	20	2708	7
M-2	2704	10	2695	3	2687	11	2680	16	2699	7
B-1	2438	16	2432	15	2432	17	2480	20	2483	40
B-2	2413	36	2415	30	2457	40	2410	80	2416	90
L-1	2689	2	2675	4	2644	25	2688	20	2677	5
L-2	2552	11	2528	13	2505	49	2500	40	2500	7

En la figura 4.2 se han representado los valores individuales obtenidos en las muestras cilíndricas por distintos métodos, dentro de cada variedad rocosa (línea superior: método hidrostático, línea media: método geométrico, línea inferior: por desplazamiento de Hg); también se ha representado el valor medio obtenido en los discos.

De los anteriores resultados pueden señalarse:

. Diferencias en algunas muestras (P-2, L-1) entre los valores obtenidos a partir de distintas clases de muestras. Este hecho sin duda se debe al carácter estratificado que poseen estas rocas, no siempre puesto de manifiesto a primera vista.

. Diferencias entre los valores obtenidos por distintos métodos sobre una misma muestra. Este hecho es muy acusado en la variedad L-2 y puede ser atribuido a un exceso en el peso de la roca saturada -consecuencia del hinchamiento que expe-

rimenta esta roca-, por tanto un exceso de volumen y menor densidad por el método hidrostático. Lo mismo ocurre en las rocas de baja porosidad (calizas cristalinas), siendo atribuible, en este caso, al exceso de agua que presenta la roca en superficie, a pesar de haberlas limpiado con un paño húmedo.

En el ensayo de la pesada hidrostática se ha obtenido el error experimental -al repetir el ensayo sobre una serie (8) de muestras- obteniéndose una desviación sobre 3 Kg/m<sup>3</sup>. En consecuencia las desviaciones por encima de este valor nos suministran una medida de la heterogeneidad de las rocas. Así, puede observarse cómo se mantienen las desviaciones cuando se ensayan las mismas muestras por distintos métodos.

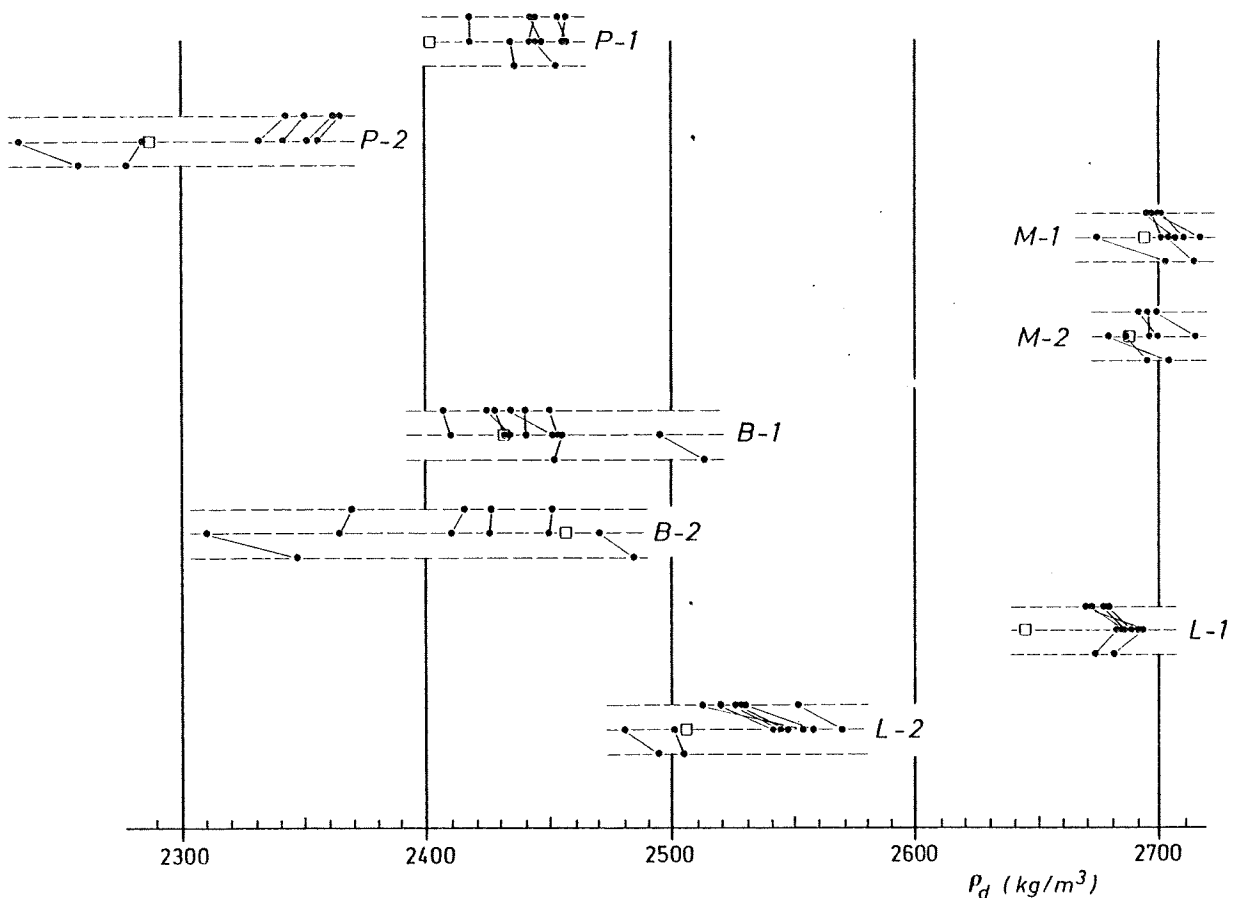


Fig. 4.2.- Densidad de la roca seca obtenida por distintos métodos en cada una de las rocas estudiadas. Línea superior: método hidrostático, línea media: método geométrico, línea inferior: por desplazamiento de Hg. Valores individuales en los cilindros (●), valor medio en los discos (◻).

**Porosidad total.**

Determinada a partir de los valores de ambas densidades, según la relación:

$$n = ((\rho_{\text{m}} - \rho_{\text{d}}) / \rho_{\text{m}}) \cdot 100$$

Dadas las diferencias de "densidad de la roca seca" presentadas por diferentes tipos de muestras y obtenidas por distintos métodos, se han calculado los correspondientes valores de porosidad total. En la Tabla 4.3 se expresan dichos valores.

TABLA 4.3

Porosidad total.

Muestra	n (%)				
	Cilindros D:35 mm.		Dis. D:35	Cilindros D:35 mm.	
	M. geomt.	M. hidro.	M. geomt.	M. geomt.	M. de Hg
P-1	9.8	9.9	11.4	10.0	9.8
P-2	13.6	13.2	15.7	16.7	16.2
M-1	0.04	0.40	0.48	0.66	0.0
M-2	0.56	0.81	1.10	1.36	0.66
B-1	13.9	14.1	14.1	12.4	12.3
B-2	15.1	15.0	13.6	15.2	15.0
L-1	1.1	1.6	2.7	1.1	1.5
L-2	5.9	6.8	7.7	7.8	7.8

En resumen, se tiene que la roca más porosa es la Dolomía de Boñar, con pocas diferencias entre las dos variedades consideradas: 15 % en B-2 y 14 % en B-1. Muy próxima se sitúa la Ca-



liza del Páramo, con mayores diferencias entre variedades: 14 % en P-2 y alrededor de un 10 % en P-1. La Caliza de Laspra presenta mucha menor porosidad y gran diferencia entre las dos variedades: 6.5 % en L-2 y 1.5 % en L-1. Finalmente la Caliza de Montaña presenta alrededor del 1 % en M-2 y del 0.5 % en M-1, valores además probablemente dados por exceso.

Las desviaciones medias relativas se sitúan -exceptuando las muestras de más baja porosidad- entre un 7 y un 10 % .

### **Porosidad abierta.**

Determinada a partir de los ensayos mencionados:

- Método hidrostático. Cabe señalar que la saturación de las muestras se ha realizado al vacío ( $10^{-3}$  torr), de acuerdo con el siguiente procedimiento: vacío previo de las muestras durante unas 14 horas, sin romper el vacío se introduce lentamente agua hasta cubrirlas, manteniéndose las muestras sumergidas durante otras 10 horas bajo vacío. Finalmente se dejaron otras 36 horas las muestras sumergidas ya sin vacío. El ensayo se ha realizado sobre 5 a 7 muestras (cilindros D:35, L:65 mm.) por variedad.

- Método de inyección de Hg. En el ensayo porosimétrico se dispone del volumen de Hg que penetra en los poros y puede determinarse el correspondiente volumen de roca por desplazamiento de Hg; por tanto, nos permite calcular la porosidad accesible al Hg. Debe señalarse que la introducción de Hg en la roca se realiza -previo vacío ( $10^{-3}$  torr)- bajo una presión de 2.000 Kg/cm<sup>2</sup> (supone alcanzar poros de 0.0035  $\mu$ m). Este ensayo se ha efectuado sobre dos muestras (cilindros D:11, L:20 mm.) por variedad rocosa.

En la Tabla 4.4 se expresan los valores obtenidos en forma de valor medio ( $\bar{x}$ ) y desviación típica ( $\sigma_{n-1}$ ).

TABLA 4.4  
Porosidad abierta.

Muestra		$n_w$ (%)			
		Accesible al agua (Cilin. D:35 mm.)		Accesible al Hg (Cilin. D:11 mm.)	
		$\bar{x}$	$\sigma_{n-1}$	$\bar{x}$	$\sigma_{n-1}$
Caliza del	P-1	9.0	0.6	8.3	0.3
Páramo.	P-2	12.5	1.0	14.6	1.0
Caliza de	M-1	0.25	0.08	-	-
Montaña.	M-2	0.52	0.10	-	-
Dolomía de	B-1	13.6	0.6	11.8	1.0
Boñar.	B-2	14.6	1.1	13.0	2.0
Caliza de	L-1	1.35	0.14	1.00	0.05
Laspra.	L-2	6.4	0.4	6.2	0.3

Los valores obtenidos son próximos a los de porosidad total, manteniéndose prácticamente las mismas diferencias de porosidad entre los tipos rocosos considerados. Las desviaciones obtenidas para la porosidad accesible al agua son semejantes en términos relativos, situándose alrededor del 7 %, con excepción de las rocas menos porosas.

#### Grado de relleno de los poros.

Determinado a partir de la relación entre ambas porosidades:

$$S = (n_w / n) \cdot 100$$

Para cada uno de los dos métodos utilizados en las determinaciones de porosidad abierta se ha calculado el grado de re-

lleno de los poros. La porosidad total tomada en cada caso es la correspondiente a las muestras consideradas y ensayo efectuado en dicho caso. Los valores obtenidos figuran en la Tabla 4.5 .

TABLA 4.5  
Grado de relleno de los poros.

Muestra		S (%)	
		Por el agua	Por el Hg
Caliza del Páramo.	P-1	91	85
	P-2	95	90
Caliza de Montaña.	M-1	63	-
	M-2	64	-
Dolomía de Boñar.	B-1	96	96
	B-2	97	87
Caliza de Laspra.	L-1	84	67
	L-2	94	79

El grado de relleno de los poros alcanzado en ambos ensayos es elevado. Debe tenerse en cuenta que los valores obtenidos en las rocas de baja porosidad son poco significativos, dado el margen de error que poseen. Puede observarse cómo las rocas más porosas son las que presentan los mayores valores, hecho que guarda relación con su mayor tamaño de acceso de poros (analizado en el siguiente apartado).

El grado de relleno de los poros frente al Hg se sitúa en todos los casos por debajo del obtenido frente al agua, si bien las diferencias son pequeñas (alrededor del 6 %).

#### 4.4.- CARACTERIZACION DEL SISTEMA POROSO MEDIANTE POROSIMETRIA DE MERCURIO.

El comportamiento de los medios porosos depende tanto de su porosidad global como del tamaño, forma y grado de conexión entre los poros. Una de las técnicas más sencillas y utilizadas para el estudio de estos últimos aspectos es la porosimetría por inyección de Hg.

Dicha técnica nos suministra una imagen del sistema poroso -espectro de porosidad- en relación con la distribución de tamaño de los poros, y, más en rigor, con el tamaño de sus accesos.

Actualmente es abundante la bibliografía existente sobre el tema (Modry et al, 1.981), tanto en lo referente a la técnica (Van Brakel et al., 1.981; Moscou y Lub, 1.981), como a sus aplicaciones en materiales rocosos (Wardlaw y Taylor, 1.976; Pellerin, 1.980; Esbert et al, 1.982; Ordaz y Alonso, 1.983).

##### 4.4.I.- Fundamentos. Procedimiento experimental.

##### Interpretación del ensayo.

La porosimetría de mercurio se basa en los fenómenos que tienen lugar en la superficie de los líquidos, cuando se ponen en contacto con superficies sólidas, que se manifiestan por la aparición de meniscos.

Dichos meniscos -superficies curvas- están sometidos a una sobrepresión (P) en el sentido de la concavidad, que depende del radio de curvatura (r) y de la tensión superficial del líquido ( $\sigma$ ) -ley de Laplace-:

$$P = 2 \sigma / r$$

Cuando se tiene un tubo capilar (radio R) en contacto con un líquido que no moja -ángulo de contacto ( $\alpha$ ) mayor de  $90^\circ$ -, la siguiente ecuación nos muestra la presión (P) que es necesario ejercer para que puedan ser invadidos capilares de dicho radio:

$$P = 2 \sigma \cos \alpha / R$$

Utilizando el mercurio como líquido a inyectar, de acuerdo con su ángulo de contacto de  $141.3^\circ$ , y para una tensión superficial de 480 dinas (a  $25^\circ\text{C}$ ), la ecuación anterior queda:

$$P = 7.5 / R$$

cuando se expresa "P" en  $\text{Kg}/\text{cm}^2$  y "R" en  $\mu\text{m}$ .

El ensayo porosimétrico consiste en inyectar mercurio a presión y registrar la cantidad de mercurio absorbido a cada nivel de presión, lo cual es equivalente a determinar la cantidad de espacios abiertos, para cada nivel de tamaño de dichos espacios abiertos.

Debe resaltarse respecto a este ensayo:

- La atribución de un volumen poroso a cada intervalo de tamaño de poro supone atribuir a los poros el tamaño de sus zonas estrechas, en concreto el tamaño del mayor de sus conductos de acceso.

- El tamaño de poro determinado corresponde a un modelo de conductos cilíndricos, no obstante es aplicable a poros de tendencia más planar, sustituyendo en este caso el radio de los conductos por el espesor de las fisuras.

- Los valores absolutos de tamaño de poro pueden presentar ciertos desplazamientos respecto a su valor verdadero. No obstante, la distribución de tamaños obtenida es correcta en términos relativos, siempre que los poros se mantengan dentro de un mismo tipo morfológico.

- La penetración de un líquido como el Hg -que no moja- en un material rocoso, puede asimilarse con el drenaje de un líquido que moja como el agua; inversamente, su retirada se corresponde con los procesos de imbibición de agua por la roca.

#### Procedimiento experimental.

El dispositivo experimental utilizado en nuestro trabajo es un porosímetro de presión de mercurio Carlo-Erba (Serie 200), completado con la correspondiente "unidad de llenado de los dilatómetros" (figura 4.3).

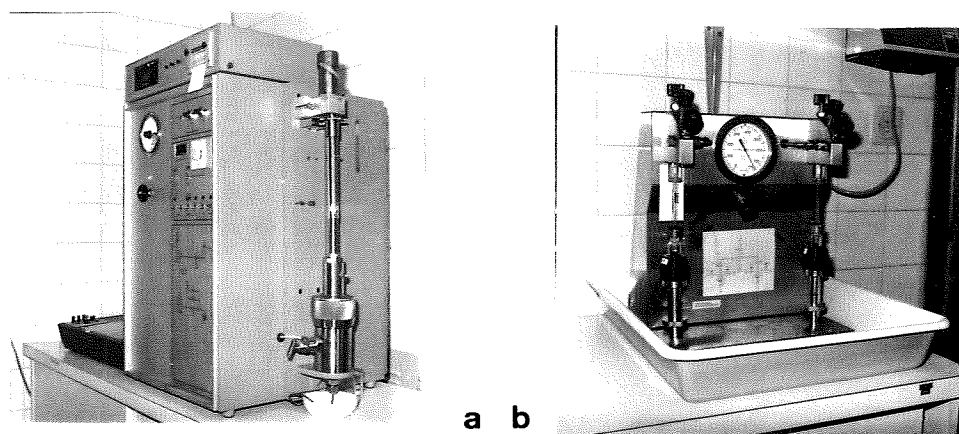


Fig. 4.3.- a) Porosímetro de mercurio (Carlo Erba, Serie 200). b) Unidad de llenado de los dilatómetros.

Durante la operación de llenado de los dilatómetros al vacío, de acuerdo con la columna de mercurio que normalmente soporta la muestra, puede ser explorado el rango de poros con accesos comprendidos entre 62 y 6.8  $\mu\text{m}$ .; el correspondiente volumen poroso es denominado "macroporosidad". Esta operación se ha realizado de forma manual, observando los descensos de la columna de mercurio en el capilar del dilatómetro, al aumentar la presión de 0 a 1 atm.

El porosímetro, de acuerdo con la gama de presiones a que trabaja ( $1$  a  $2.000 \times 10^5$  Pa), nos permite analizar el rango de poros con acceso comprendido entre  $6.8$  y  $0.0037 \mu\text{m}$ ., que constituye la "microporosidad". El ensayo se realiza automáticamente, quedando registrados -tanto gráfica como numéricamente- los descensos de mercurio en el capilar del dilatómetro, junto a los valores de presión que los generan.

El dispositivo experimental dispone de un temporizador automático, que puede graduarse, de forma que dé tiempo al llenado total de los poros con acusados estrangulamientos, antes de que comience nuevamente a subir la presión. De esta manera se garantiza el equilibrio durante el ensayo, obteniéndose, por tanto, una buena correlación entre la presión ejercida y el correspondiente tamaño medido.

#### **Método operativo:**

- Preparación de la muestra: Con el fin de homogeneizar su forma y superficie externa, se obtuvieron probetas cilíndricas (diámetro  $11$  mm. y alrededor de  $20$  mm. de longitud), utilizando una o dos de dichas probetas por ensayo. Su limpieza se realizó con agua, manteniéndolas unos pocos segundos en ultrasonidos, repitiéndose esta operación hasta observar el agua limpia. El secado se efectuó en un horno a  $70^\circ\text{C}$ , durante un tiempo mínimo de  $12$  horas.

- Desgaseado de las muestras y llenado de los dilatómetros: Introducida la muestra en el dilatómetro, y colocado éste en la correspondiente "unidad", fue sometido a un vacío de  $10^{-4}$  torr, durante unas  $12$  horas. A continuación se procedió al llenado del dilatómetro con mercurio, mateniéndose el vacío alcanzado (si bien, es preciso desconectar la bomba de vacío).

- Ensayo porosimétrico: El ensayo realizado consta de una 1ª Inyección de Hg; alcanzada la carga máxima ( $2.000 \times 10^5$  Pa),

tuvo lugar una descompresión lenta -Retroceso-, de forma que se conservase el equilibrio entre el descenso de presión y el ascenso del Hg en el dilatómetro. Una vez conseguido este equilibrio a presión atmosférica, tuvo lugar una 2ª Inyección similar a la primera.

Los ensayos fueron realizados a una temperatura de  $25 \pm 1^\circ\text{C}$ , controlándose también la limpieza del Hg (dada su influencia en el ángulo de contacto.)

### **Expresión de los resultados:**

Se han obtenido las curvas de distribución del volumen poroso en función del radio de acceso de poro, correspondientes a las dos Inyecciones realizadas, así como al Retroceso.

Los datos suministrados por el ensayo porosimétrico son pares de valores: presión-altura, a partir de los cuales se obtienen los nuevos valores: radio de poro-volumen poroso, habiéndose realizado para su mejor correspondencia ciertas correcciones:

. A niveles bajos de presión, se ha tenido en cuenta la debida a la altura de la columna de Hg que soporta la muestra (Pellerin, 1.980). La transformación presión-radio de poro se realiza de acuerdo con la ecuación previamente indicada.

. Las alturas registradas han sido corregidas de acuerdo con la compresibilidad que presenta el Hg en función de la presión (blanco de Hg). Los valores corregidos son proporcionales al volumen de poros penetrados.

Para su representación se ha acumulado el volumen poroso hacia valores crecientes de tamaño de poros, concordantemente con otros autores y coincidiendo con la justificación dada por Bousquie (1.979). El porcentaje de poros penetrados durante el Retroceso y 2ª Inyección está referido al de la 1ª Inyección. Cabe señalar que los sucesivos ciclos de Inyección y Retroceso, posteriores al primero, son ya siempre coincidentes.



Finalmente se ha realizado una clasificación del volumen poroso accesible al Hg, a partir de los diferentes parámetros determinados durante este ensayo.

### **Interpretación del ensayo.**

En la figura 4.4 se presentan las curvas obtenidas en un ensayo genérico, en donde cabe destacar:

- Una acusada diferencia entre el volumen de poros que son invadidos en la 1ª Inyección y el de la 2ª.
- Marcada diferencia entre los poros que permanecen llenos, para una misma presión, durante el avance y el retroceso del Hg.

El primer hecho es debido a que parte del Hg inyectado en los poros, queda irreversiblemente retenido en ellos, y se conoce como "**histeresis geométrica ó estructural**". Este fenómeno nos suministra un nuevo parámetro, en la caracterización de la morfología del sistema poroso.

Así, el volumen poroso que queda impregnado de Hg tras la primera inyección se denomina "porosidad atrapada". En contraposición, los conductos que permiten la circulación de mercurio en posteriores inyecciones, constituyen la "porosidad libre" (Pellerin, 1.980); su valor en términos relativos es conocido como "eficacia de la recuperación" (Wardlaw, 1.976).

La porosidad atrapada también ha sido determinada al final del ensayo, a partir del peso de la muestra impregnada de Hg. Esto nos permite extrapolar las correspondientes curvas, dentro del rango de la macroporosidad.

Esta porosidad atrapada es atribuida, clásicamente, a la presencia de poros con acusados estrechamientos en sus conductos de acceso. El modelo más simple es el de poros con forma de cuello de botella. En dicho modelo, constituido por una red tridimensional de grandes cavidades, interconectadas por capi-

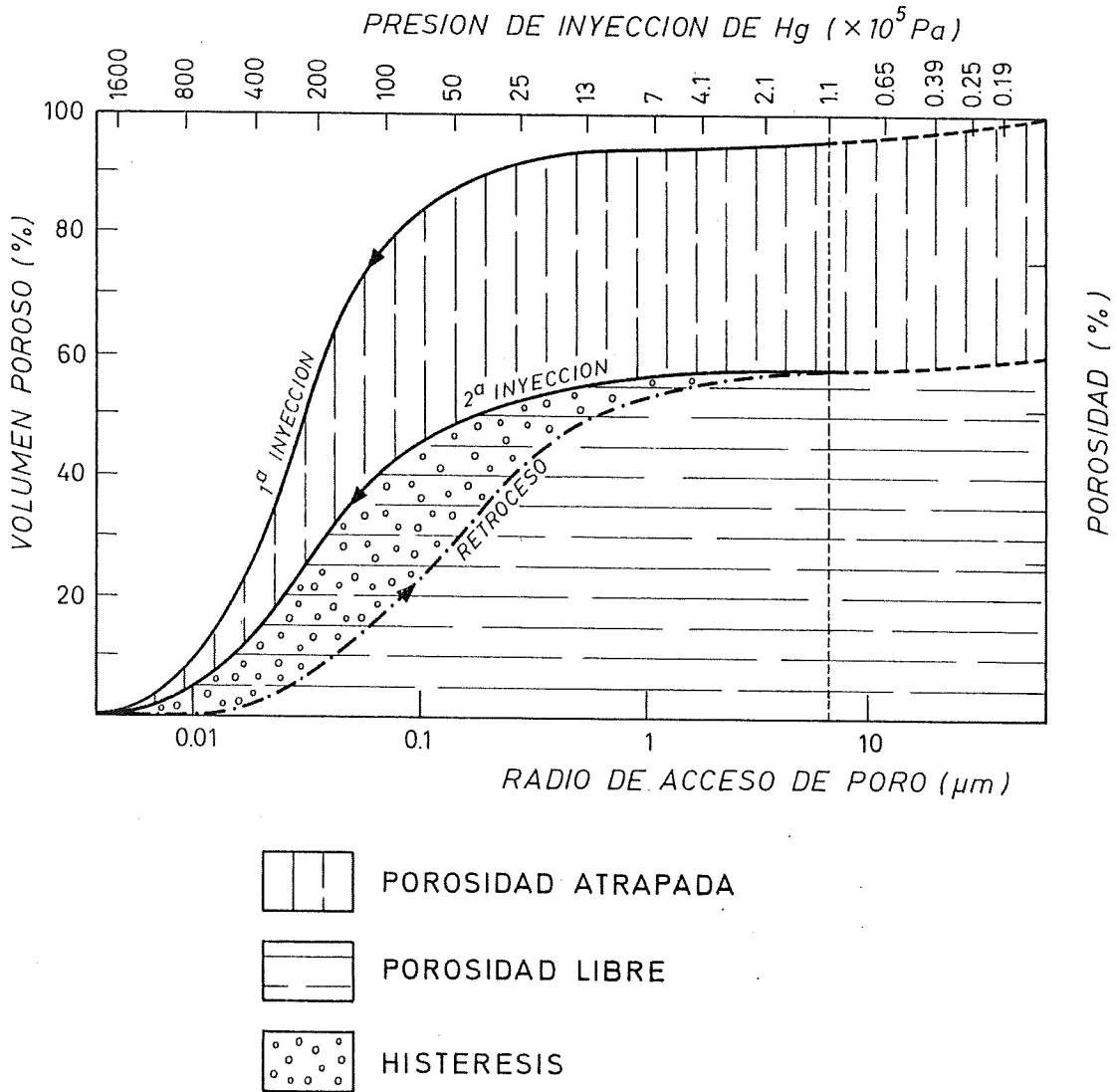


Fig. 4.4.- Curva porosimétrica genérica: Volumen poroso penetrado en función de la presión de inyección ejercida sobre el Hg. Distribución de la porosidad en función del tamaño de acceso de poro.

lares o fisuras más o menos estrechas, es posible que, durante la retracción, el hilo de mercurio se rompa dando lugar a glóbulos de mercurio en las cavidades (figura 4.5a). De acuerdo con esto, Wardlaw y Taylor (1.976) atribuyen el drenaje a los conductos más que a los poros, estando la porosidad libre

directamente relacionada con los conductos del sistema poroso, y la porosidad atrapada con los poros.

No obstante, dado que este tipo de histéresis es un hecho general en los materiales rocosos, y que no todos responden al anterior modelo de sistema poroso, es evidente que pueden existir otras causas a las que atribuir el atrapamiento del mercurio. Así, para un modelo de poros formado por conductos más o menos cilíndricos, puede igualmente -al romperse el hilo de mercurio durante la retracción- tener lugar la retención de mercurio. La figura 4.5b, según Androutsopoulos y Mann, ilustra este hecho (Gregg y Sing, 1982). También debe tenerse en cuenta la influencia del ángulo de contacto, durante el retroceso, sobre los valores de porosidad atrapada, tal como han demostrado Moscou y Lub (1981).

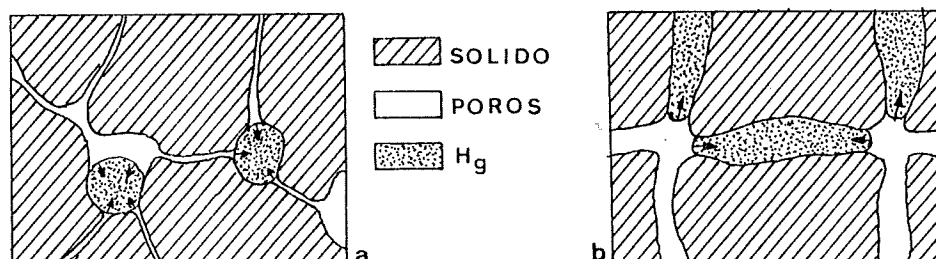


Fig. 4.5.- Modo en que el mercurio queda atrapado para distintos modelos de configuración del sistema poroso: a) Grandes poros interconectados por pequeños capilares o fisuras, b) Conductos más o menos cilíndricos.

Wardlaw y McKellar (1981) destacan tres aspectos del sistema poroso, que controlan el volumen de porosidad atrapada: 1) la relación entre el tamaño de los poros y de sus accesos, 2) su conectividad, o número de coordinación de accesos que poseen

los poros y 3) el grado de heterogeneidad -ya sea aleatoria o no-, que presenta el sistema poroso.

Las diferencias existentes entre el Retroceso y la 2<sup>a</sup> Inyección, corresponden a un fenómeno típico de histéresis: "**histéresis verdadera**" (Pellerin, 1.980). La salida del Hg tiene lugar a presiones más o menos bajas respecto a las de intrusión.

Este fenómeno ha sido relacionado con las diferencias que presenta el ángulo de contacto entre el avance y el retroceso del Hg, así como al hecho de que penetración y retroceso estén asociados a diferentes grupos de poros (Gregg y Sing, 1.982). También es posible que se necesiten superar ciertos umbrales, durante el descenso de presión, para que tenga lugar la rotura del hilo de Hg que conecta los poros.

Robertson (1983), a partir del cálculo de la energía asociada a la intrusión y extrusión del Hg, determina la energía del lazo de histéresis y la utiliza como parámetro de durabilidad, dada su relación con la estructura del sistema poroso. Dicha energía queda reflejada en la forma y orientación de los lazos de histéresis; así, cuanto menores y más horizontales son éstos, mejores comportamientos obtiene frente a la alteración.

Los distintos parámetros obtenidos a lo largo del ensayo:

- macroporosidad
- microporosidad
- porosidad atrapada
- microporosidad atrapada

nos permiten realizar una partición del volumen poroso accesible al Hg, atendiendo conjuntamente a la forma de los poros (porosidad libre y atrapada) y al tamaño de sus accesos (macroporosidad y microporosidad).

#### 4.4.2.- Resultados obtenidos: Distribución de la porosidad.

Para cada uno de los ocho tipos rocosos considerados, se han realizado dos ensayos porosimétricos completos, de acuerdo con las características previamente descritas.

En las figuras 4.6 a 4.12 se presentan las curvas de distribución y los correspondientes histogramas: volumen poroso en función de su radio de poro. Esto se ha realizado para la porosidad total y para la libre, disponiéndose de la atrapada como complementaria de la libre. En la Caliza de Montaña, la muestra M-1 no presenta porosidad accesible al Hg y M-2 presenta valores muy bajos (poco precisos).

Como características comunes a los ensayos cabe señalar:

. Una buena reproductibilidad: constancia de las curvas dentro de cada tipo rocoso. Las mayores diferencias entre dos ensayos -tomada perpendicularmente a las curvas en cada uno de sus puntos-, no supera el 5 % en el volumen de poros penetrados, excepto en la muestra B-2 de Boñar -de mayor tamaño de poro- con un 20 % .

. El rango de poros explorados (accesos comprendidos entre 62 y 0.0037  $\mu\text{m}$ .), puede considerarse bastante completo, como se observa al considerar el grado de relleno de los poros (Tabla 4.5).

Este segundo hecho guarda relación con la traza horizontal que deben presentar las curvas en ambos extremos. No obstante en las calizas y en bajo porcentaje (un máximo del 5 % en la C. Páramo y del 15 % en C. Laspra) es posible la existencia de porosidad por debajo de 0.0037  $\mu\text{m}$ .; en la muestra P-2 no puede excluirse la posibilidad de que parte de ese porcentaje sea debido a poros con acceso superior a 62  $\mu\text{m}$ , si bien parece poco probable. En la Dolomía de Boñar es más acusada la ausencia de porosidad por debajo del límite inferior analizado, por lo que el déficit de porosidad que presenta la muestra B-2 (10 %) es atribuible a tamaños superiores a 62  $\mu\text{m}$ .

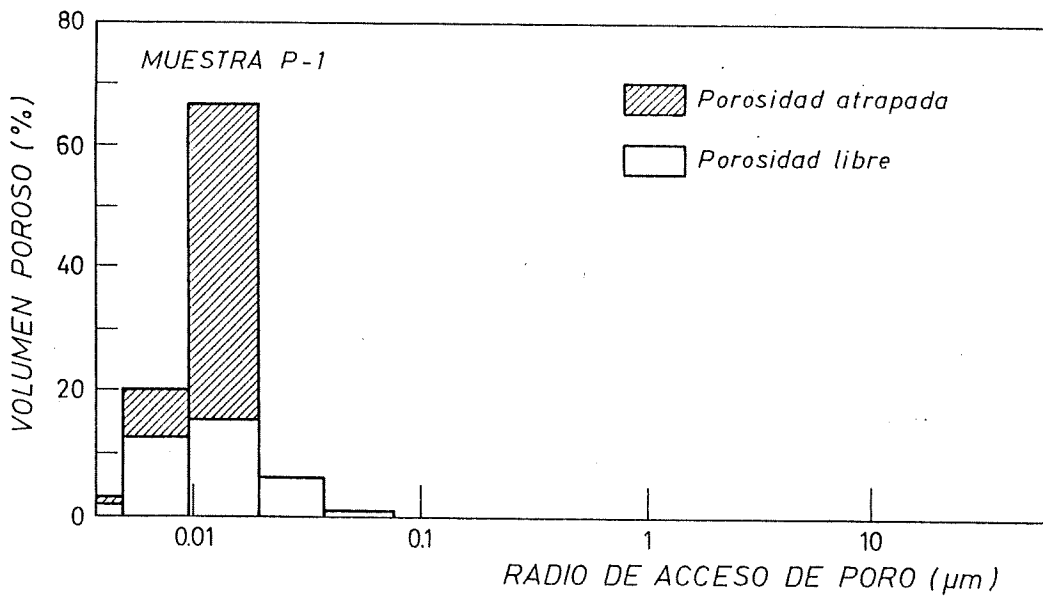
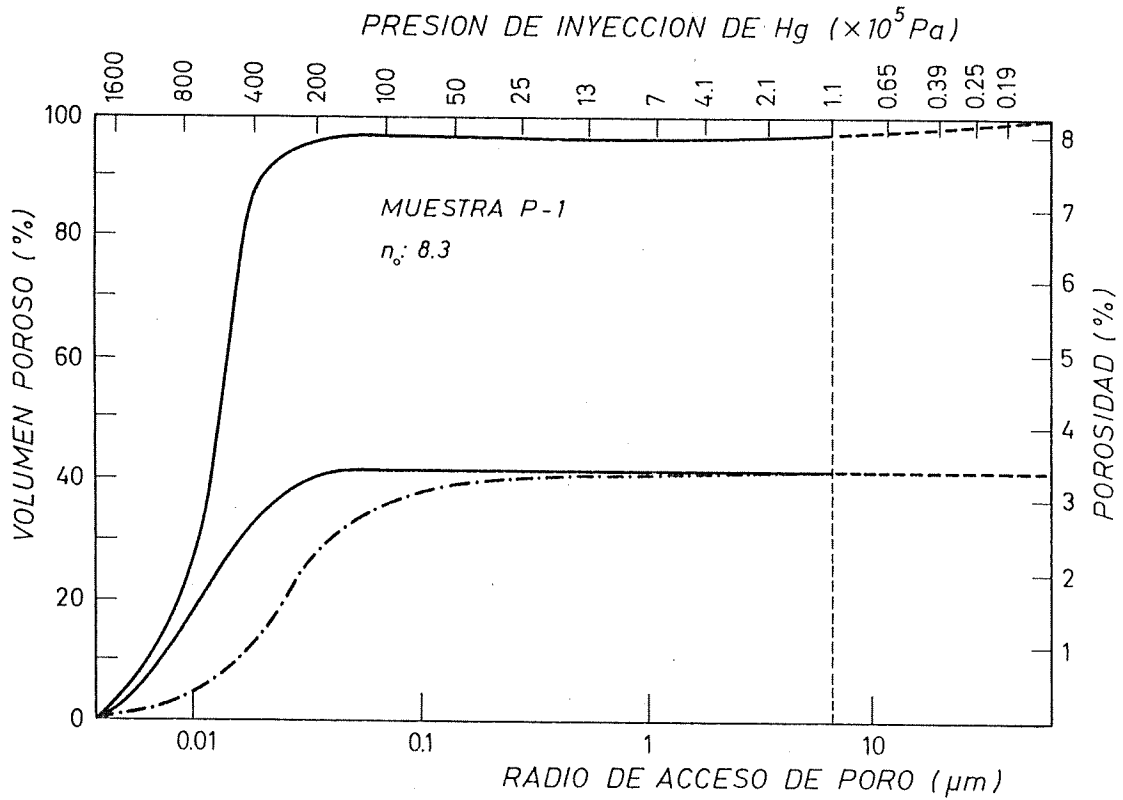


Fig. 4.6.- Curva porosimétrica e histograma correspondientes a la Caliza del Páramo, variedad P-1.

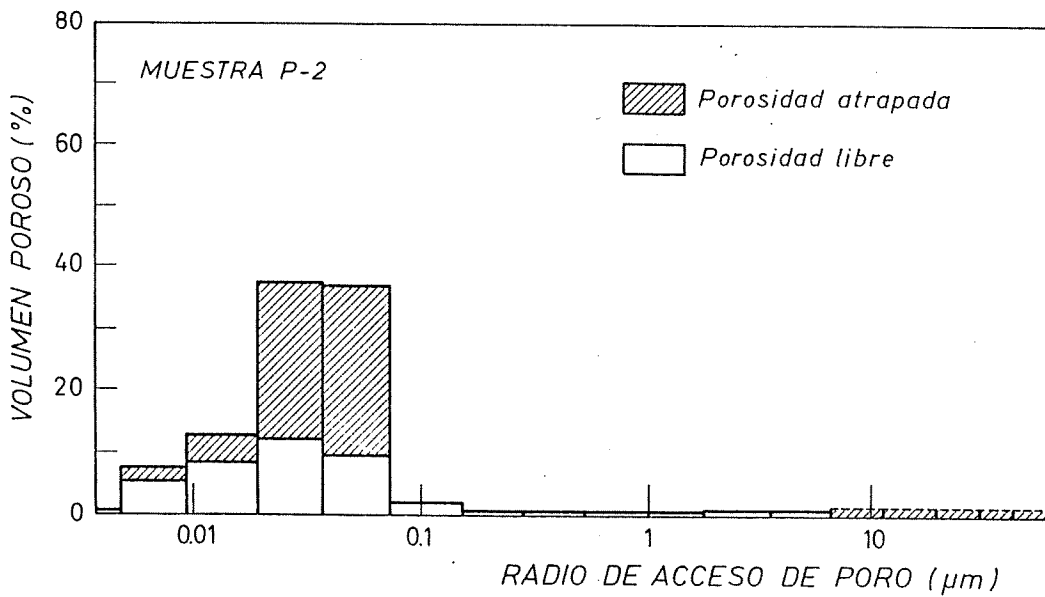
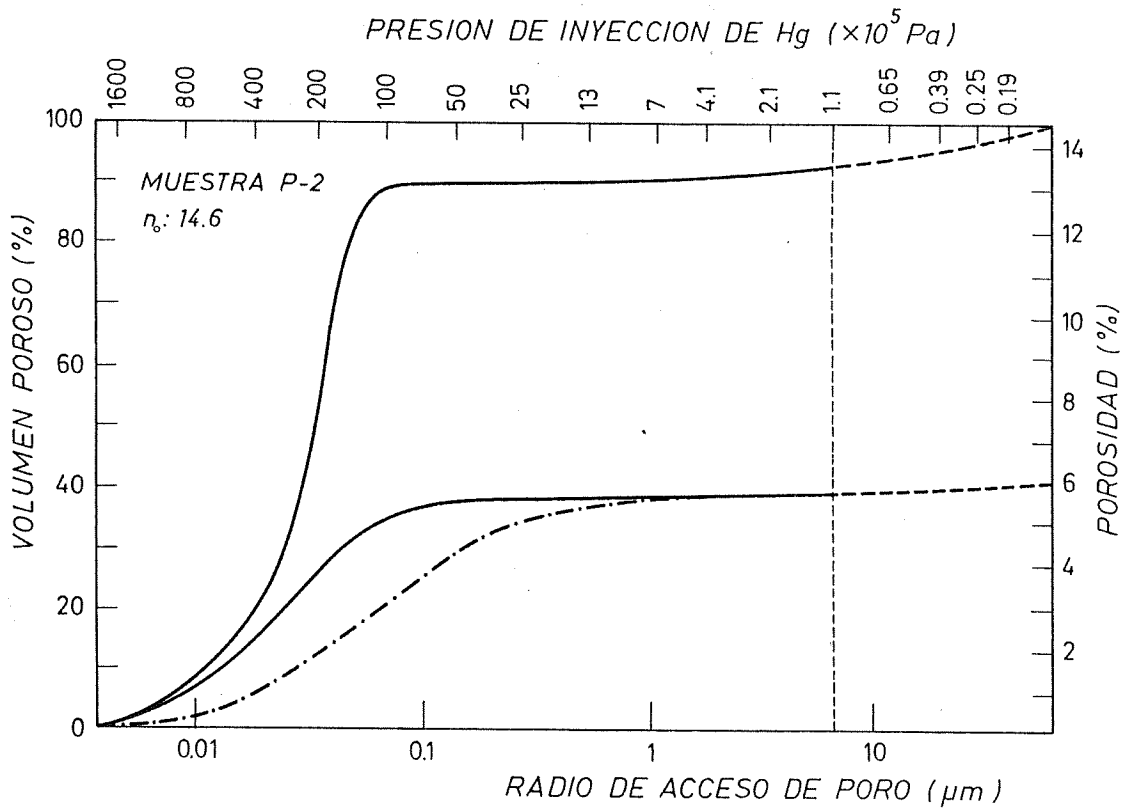


Fig. 4.7.- Curva porosimétrica e histograma correspondientes a la Caliza del Páramo, variedad P-2.

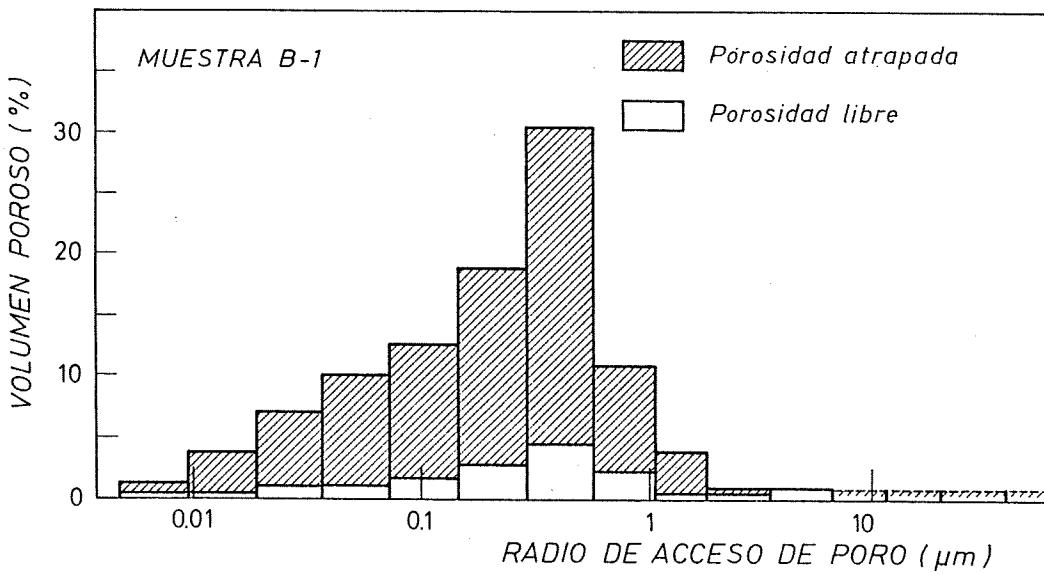
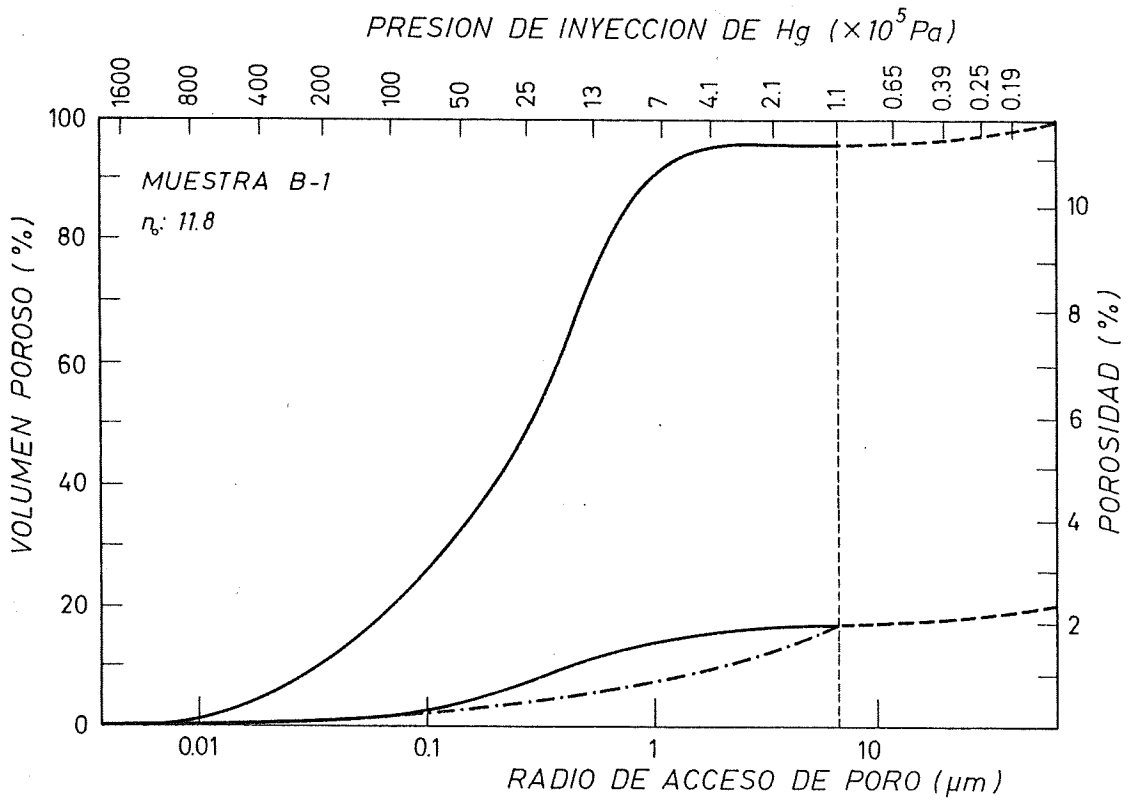


Fig. 4.8.- Curva porosimétrica e histograma correspondientes a la Dolomía de Boñar, variedad B-1.



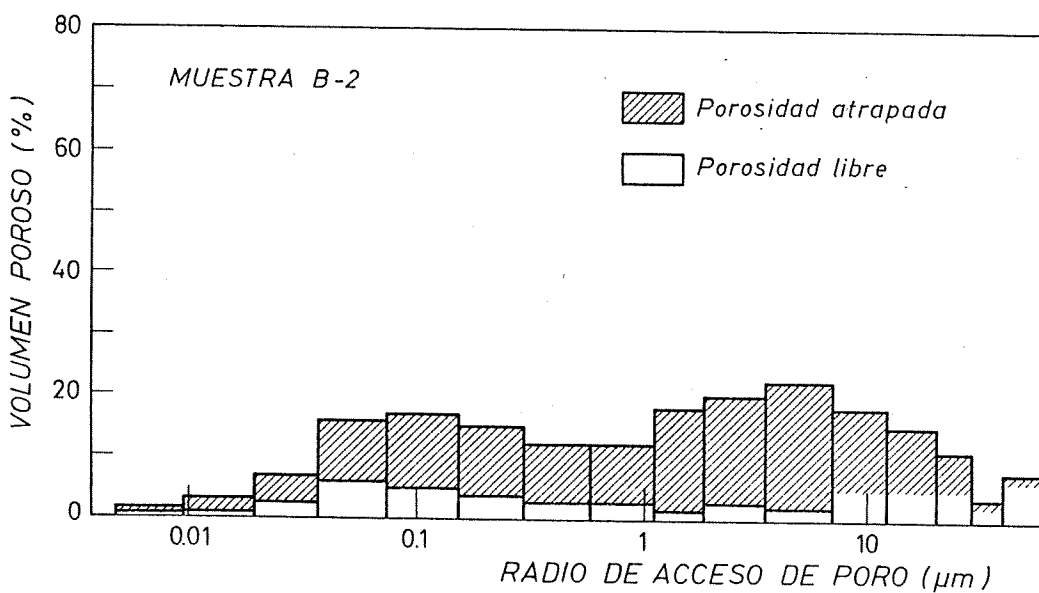
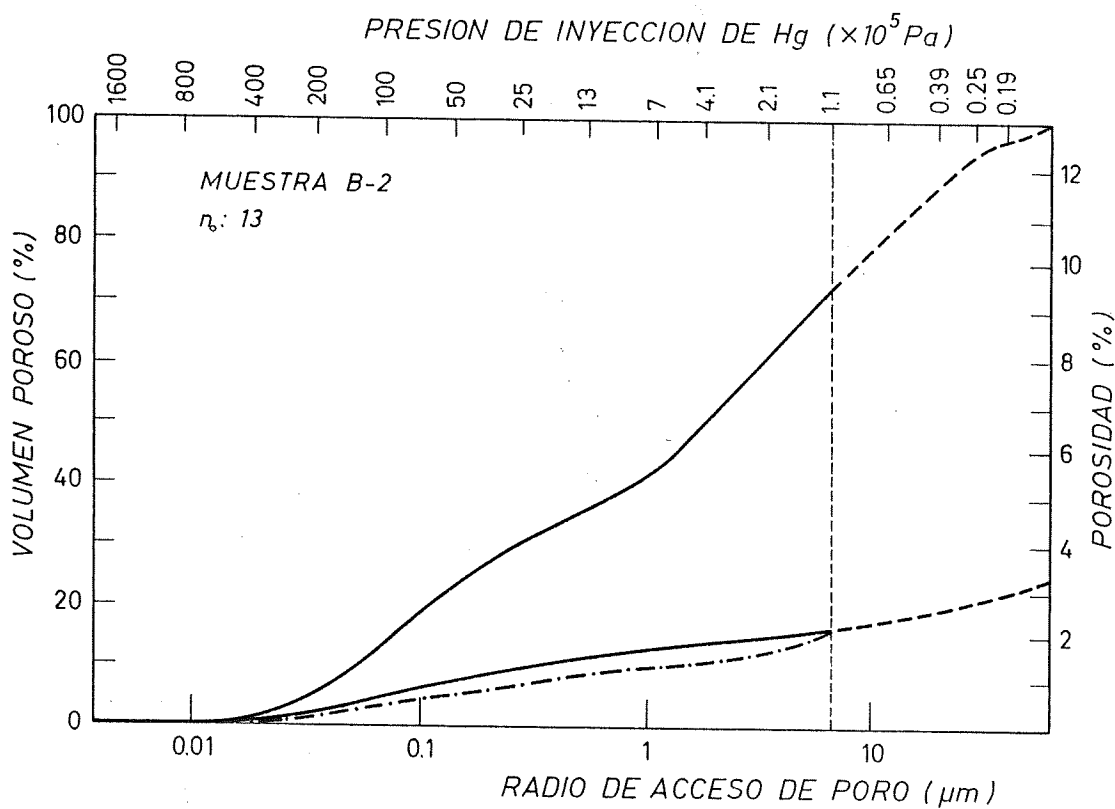


Fig. 4.9.- Curva porosimétrica e histograma correspondientes a la Dolomia de Boñar, variedad B-2.

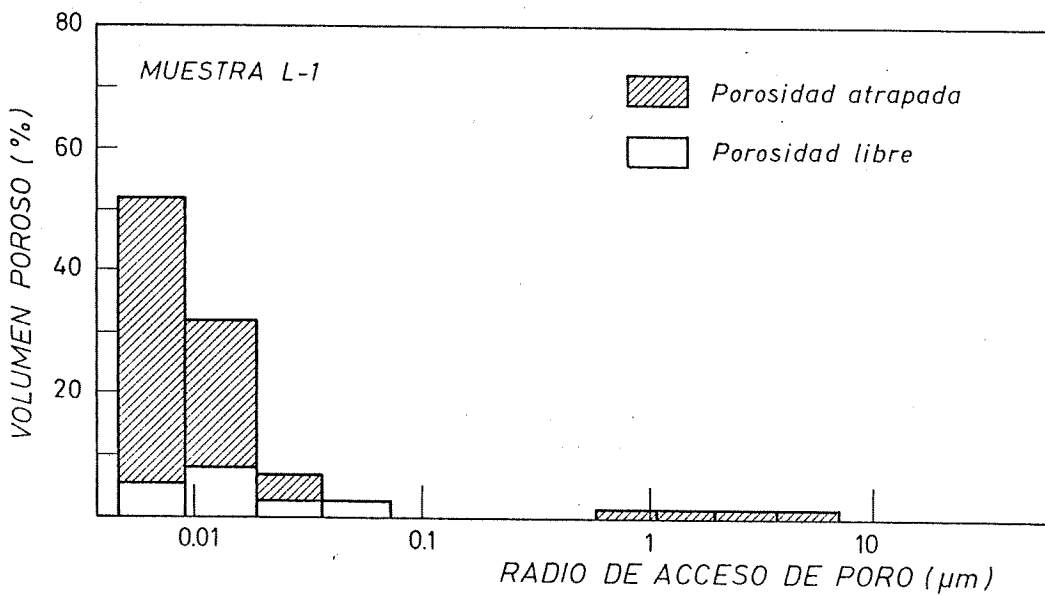
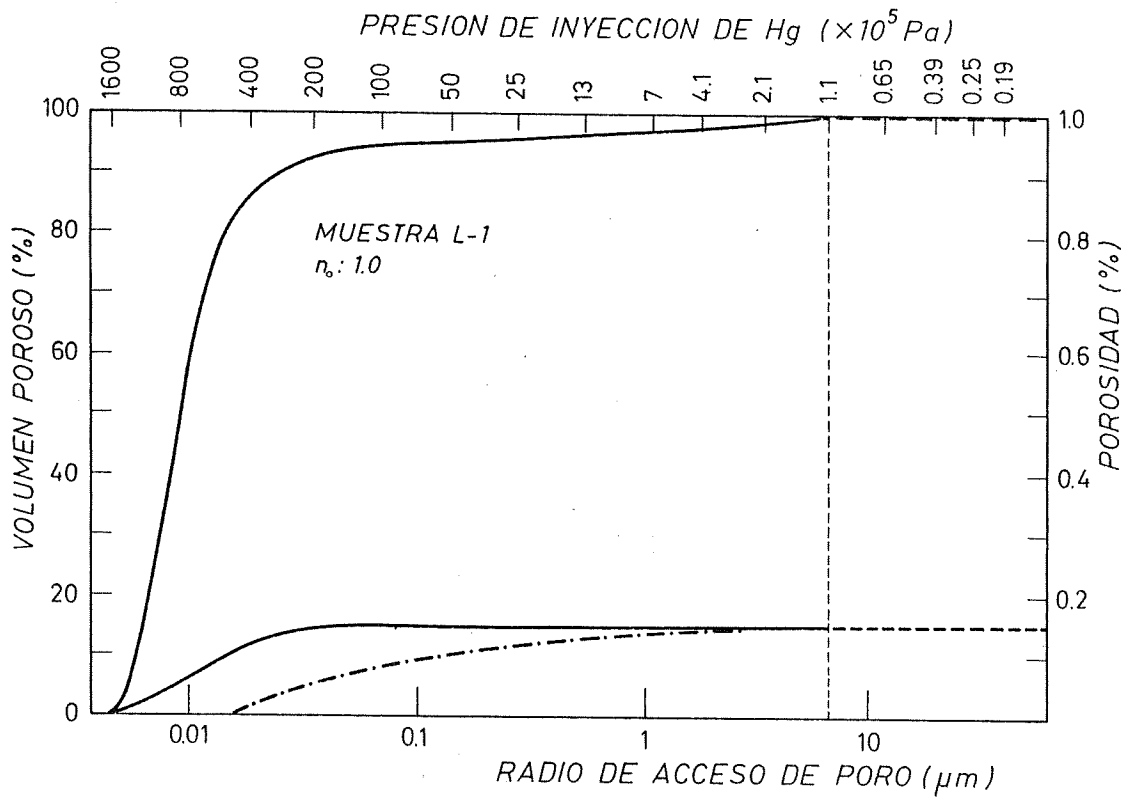


Fig. 4.10.- Curva porosimétrica e histograma correspondientes a la Caliza de Laspra, variedad L-1.

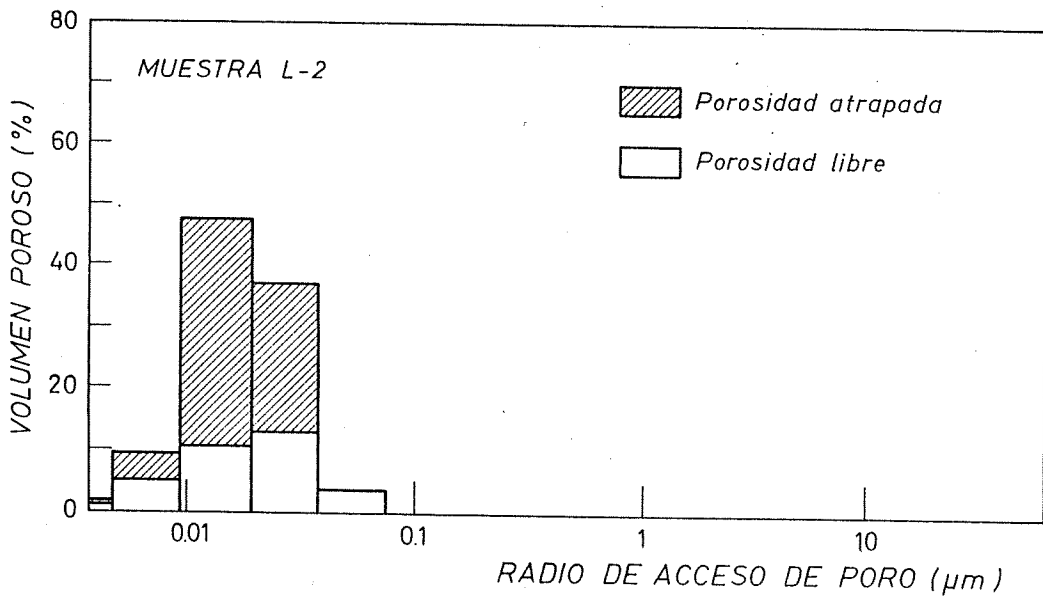
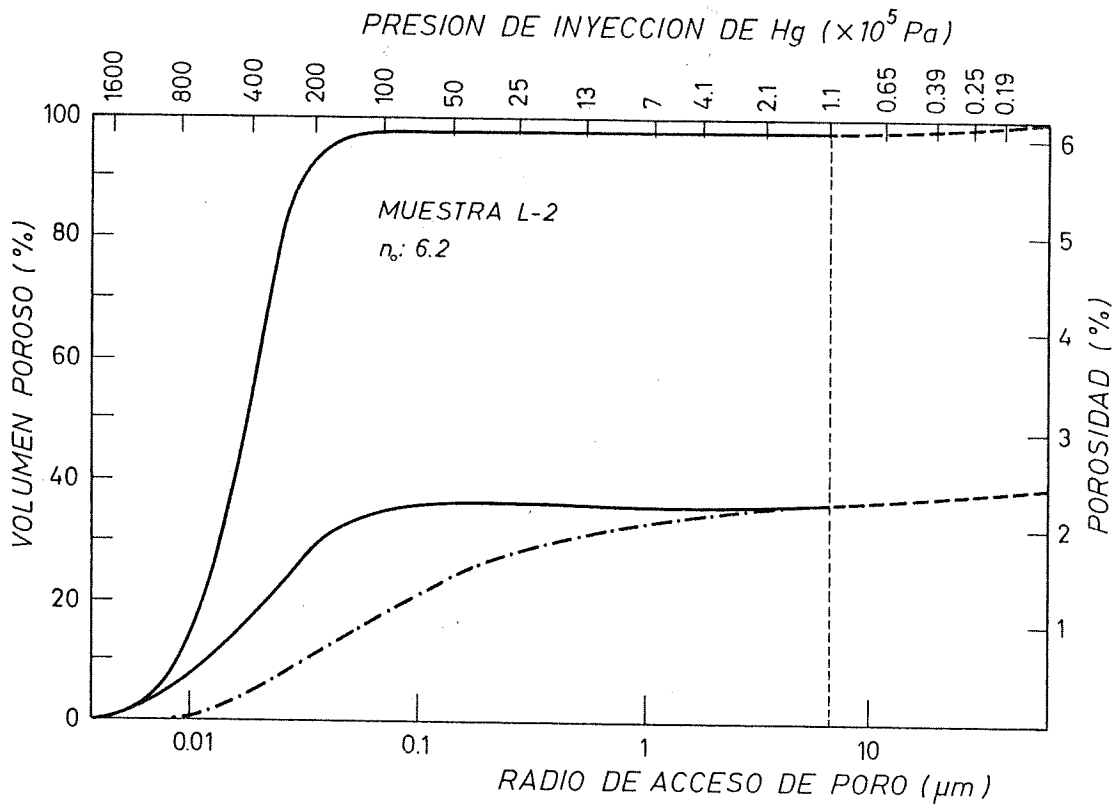


Fig. 4.11.- Curva porosimétrica e histograma correspondientes a la Caliza de Laspra, variedad L-2.

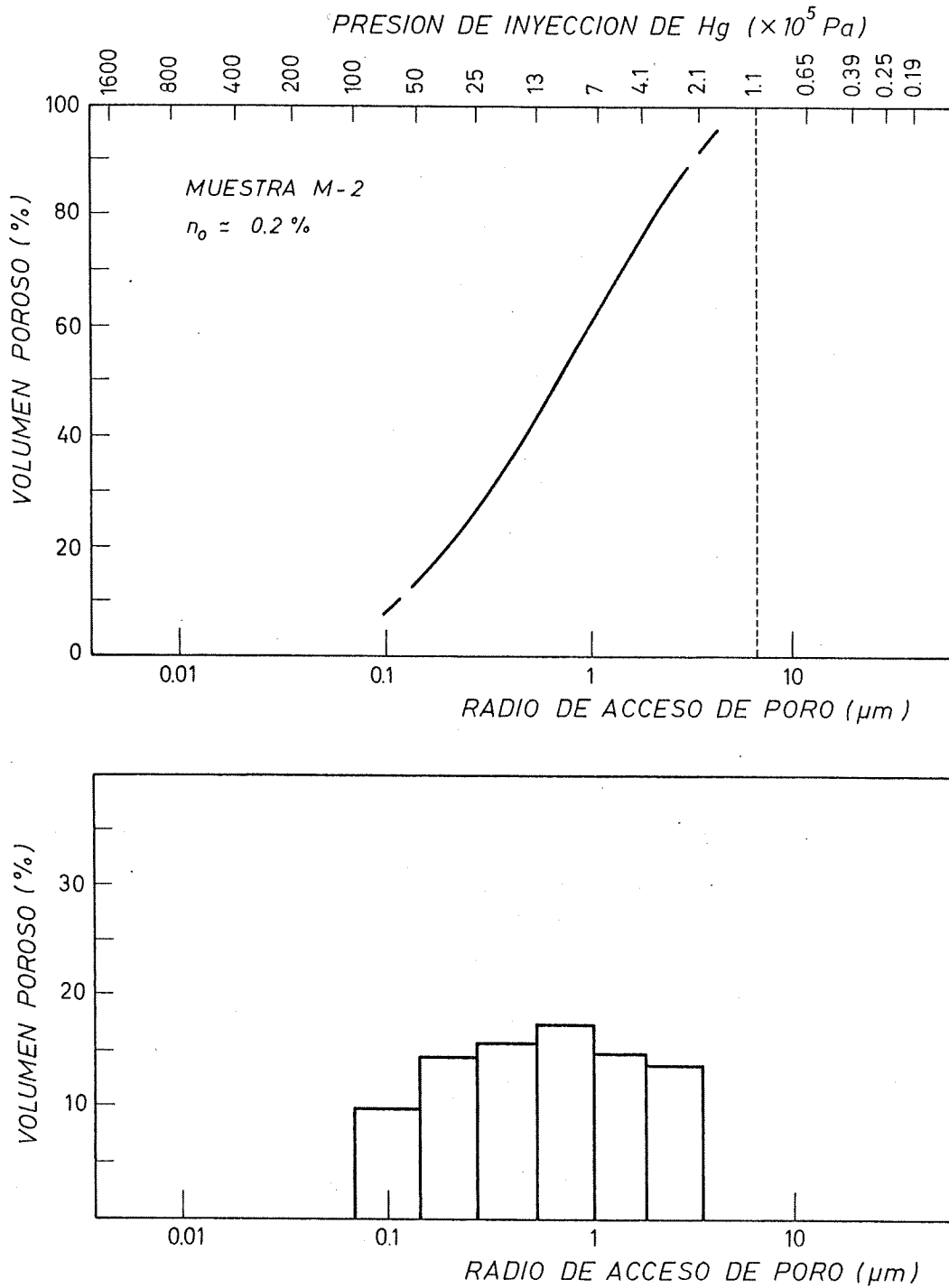


Fig. 4.12.- Curva porosimétrica e histograma correspondientes a la Caliza de Montaña, variedad M-2.

En la Tabla 4.6 se indican los valores de porosidad correspondientes a cada una de las clases que nos permiten establecer los ensayos porosimétricos, atendiendo al tamaño y forma

TABLA 4.6

Clasificación de la porosidad obtenida mediante porosimetría por inyección de Hg.

	Poros. libre	Poros. atrap.	Total	Poros. libre	Poros. atrap.	Total
<u>Caliza del Páramo.</u>						
	Muestra P-1			Muestra P-2		
Macroporosidad	0.3	0.0	0.3	0.4	1.1	1.5
Microporosidad	3.1	4.9	8.0	5.4	7.7	13.1
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Total	3.4	4.9	8.3	5.8	8.8	14.6
<u>Dolomía de Boñar.</u>						
	Muestra B-1			Muestra B-2		
Macroporosidad	0.4	0.2	0.6	1.25	2.25	3.5
Microporosidad	2.0	9.2	11.2	2.0	7.5	9.5
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Total	2.4	9.4	11.8	3.25	9.75	13.0
<u>Caliza de Laspra.</u>						
	Muestra L-1			Muestra L-2		
Macroporosidad	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.2
Microporosidad	0.15	0.85	1.0	2.2	3.8	6.0
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Total	0.15	0.85	1.0	2.4	3.8	6.2

de los poros. Los valores totales -expresados en términos relativos-, tanto para la porosidad con microaccesos como para la porosidad atrapada, pueden verse en la Tabla 4.7.

TABLA 4.7

Porosidad con microaccesos y porosidad atrapada,  
expresadas en términos relativos.

Muestra		Microporosidad	Poros. atrap.
Caliza del	P-1	96 %	59 %
Páramo.	P-2	90 %	60 %
Dolomía de	B-1	95 %	80 %
Boñar.	B-2	73 %	75 %
Caliza de	L-1	100 %	85 %
Laspra.	L-2	97 %	61 %

La Tabla 4.8 muestra el valor medio de tamaño de acceso de poro (mediana), así como su rango de variación (rango intercuartílico), obtenidos a partir de las curvas porosimétricas, para cada una de las muestras consideradas.

Al comparar las curvas obtenidas para las diferentes muestras, destaca la existencia de dos grandes grupos, petrográficamente significativos.

El primero -constituido por las calizas, mayoritariamente micríticas-, se caracteriza por mostrar una distribución centrada para tamaños de poro muy pequeños (0.02  $\mu\text{m}$ .) y muy baja dispersión de tamaños. La porosidad atrapada se sitúa alrededor del 60 % y la histéresis verdadera es relativamente acusada.

TABLA 4.8  
Tamaño de acceso a los poros.

Muestra	Tamaño de acceso a los poros ( $\mu\text{m}$ )		
		Valor medio	Dispersión
Caliza del Páramo.	P-1	0.013	0.010 - 0.016
	P-2	0.037	0.025 - 0.050
Dolomía de Boñar.	B-1	0.30	0.10 - 0.55
	B-2	1.8	0.20 - 8.0
Caliza de Laspra.	L-1	0.0095	0.007 - 0.013
	L-2	0.018	0.012 - 0.025
C. Montaña	M-2	0.7	0.25 - 2.0

La muestra L-1 de Laspra -más cristalina y menos porosa- es la que presenta menor tamaño de poro, y mayor sesgo en la distribución, debido probablemente a no haberse alcanzado los poros menores durante el ensayo; su porosidad atrapada es mayor (80 %).

El segundo grupo corresponde a las dolomías y calizas parcialmente dolomitizadas; presenta tamaños de acceso de poro mucho mayores (alrededor de 1  $\mu\text{m}$ .), acusada dispersión, y, a veces, ligera bimodalidad (en B-2). El porcentaje de porosidad atrapada es mayor (sobre el 80 %), y su histéresis verdadera mucho menor.

Dentro de cada uno de los tipos rocosos estudiados, la variedad de menor porosidad de las dos consideradas es siempre la que presenta:

- . Valores inferiores de porosidad con macroaccesos.
- . Menores tamaños de acceso de poro y menor dispersión para dichos tamaños.

La porosidad atrapada es importante en todas las rocas consideradas, y no muestra relación con la porosidad total -accesible al Hg-, o la macroporosidad. El grado de cristalinidad de la roca, sí parece influir en dicho tipo de porosidad, siendo las rocas cristalinas las que presentan los valores más elevados (sobre el 80 %), mientras que en las micríticas se sitúa alrededor del 60 % .

A partir de láminas delgadas de roca -realizadas después del ensayo y, por tanto, con Hg impregnando parcialmente los espacios vacíos- es posible situar la porosidad atrapada, y ver su relación con los distintos componentes petrográficos de las rocas:

- En la Caliza del Páramo aparece siempre asociada a la micrita y no se observa en la microesparita y esparita. Destaca el contacto neto entre las zonas micríticas -impregnadas-, y las más o menos esparíticas -siempre limpias-, dando lugar a un resalte de la textura de la roca y de sus heterogeneidades granulométricas (Lámina 4.3, Fot. 1 y 2). No obstante, la porosidad atrapada más importante puede corresponder a los macroporos con microaccesos, donde no siempre se ha conservado el Hg al hacer la lámina.

- La Dolomía de Boñar presenta poros atrapados en espacios intercristalinos -reflejando también cualquier heterogeneidad granulométrica-, y en posiciones intracristalinas en la dolomita -nunca en la calcita- (Lámina 4.3, Fot. 3 y 4). Igualmente, la porosidad atrapada más importante puede estar en relación con los macroporos, donde no siempre se ha conservado el Hg.

- En la Caliza de Laspra, la muestra L-1 aparece muy debilmente impregnada de forma general, con mayores concentraciones de Hg en las zonas micríticas, así como en las discontinuidades de tipo estilolítico (Lámina 4.3, Fot. 5). La muestra L-2 -micrítica- aparece completamente impregnada,



resaltando sólo algún grano de cuarzo, núcleo cristalino o fósil también cristalino sin impregnar (Lámina 4.3, Fot 6).

## LAMINA 4.3

Observación del sistema poroso:  
Rocas impregnadas con mercurio.

Fot. 1.- Caliza del Páramo: P-1. Acusado resalte de la textura de la roca: micrita formando los granos y esparita con disposición intersticial. El ángulo superior derecha presenta un núcleo de esparita.

Fot. 2.- Caliza del Páramo: P-2. Contacto neto entre las zonas micríticas -en negro- y la esparita -en blanco-. En el ángulo superior derecha aparece un grano de cuarzo -no impregnado-.

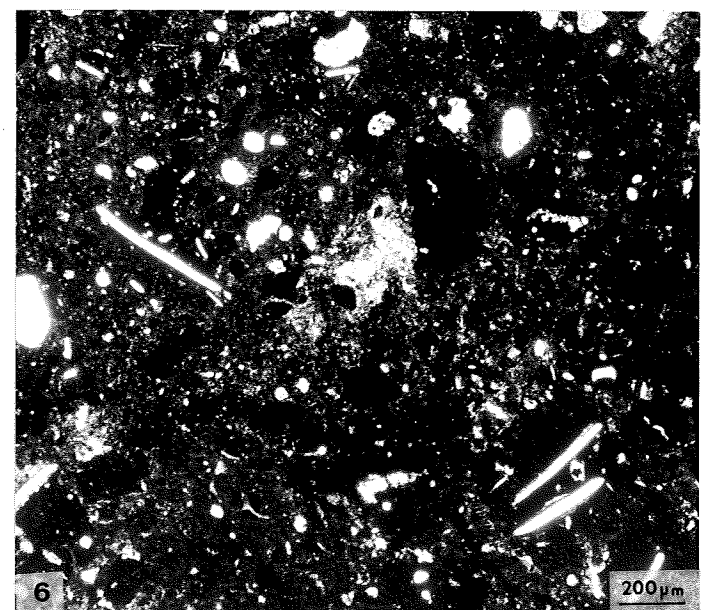
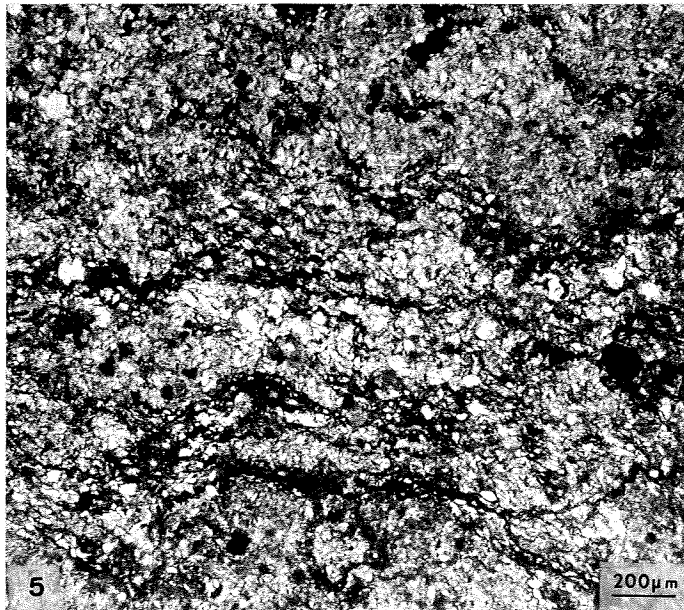
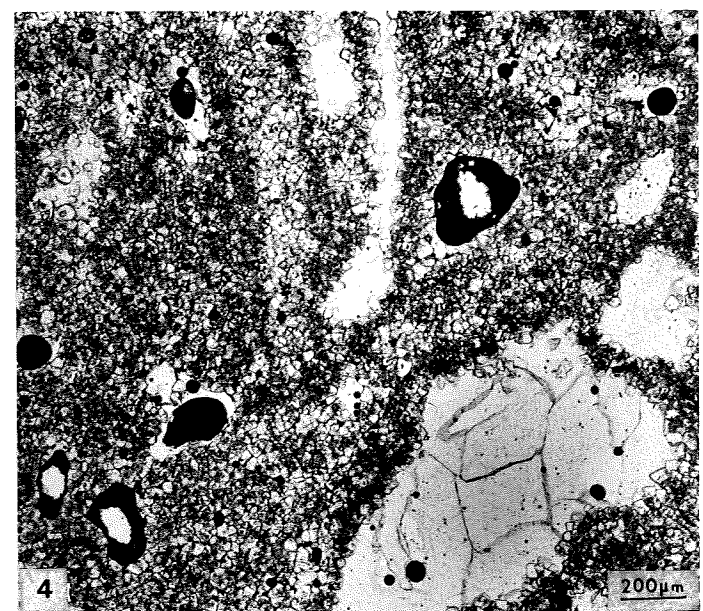
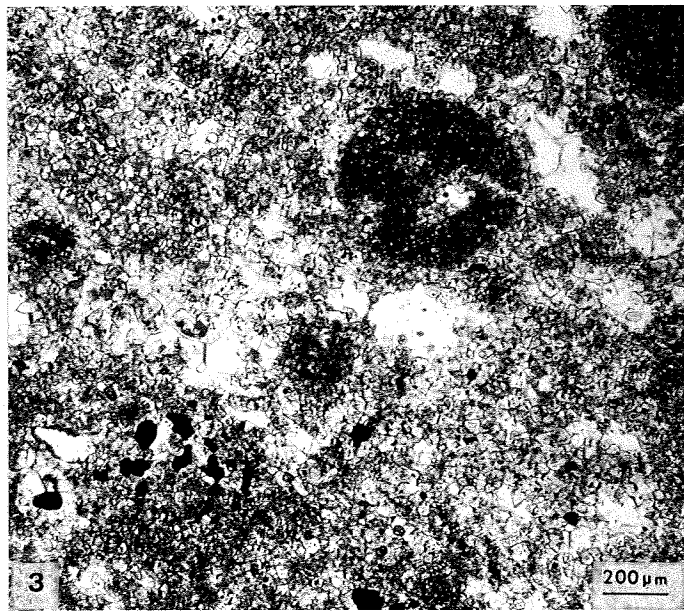
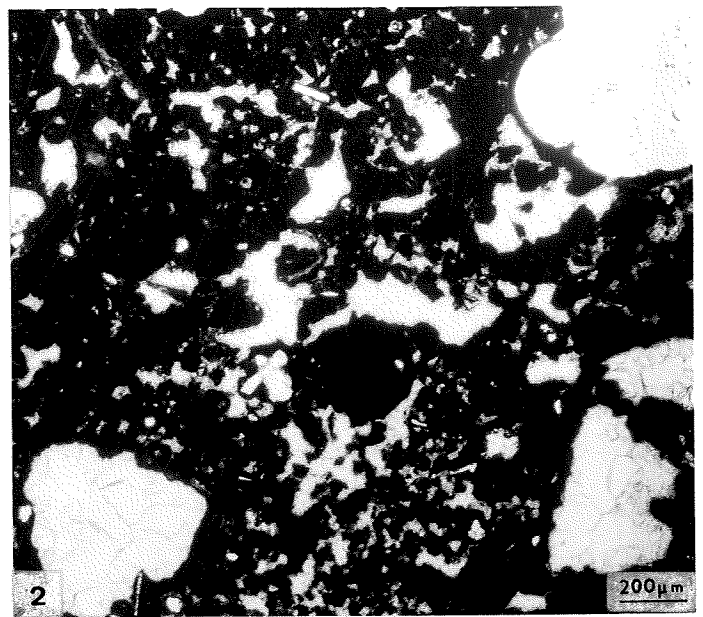
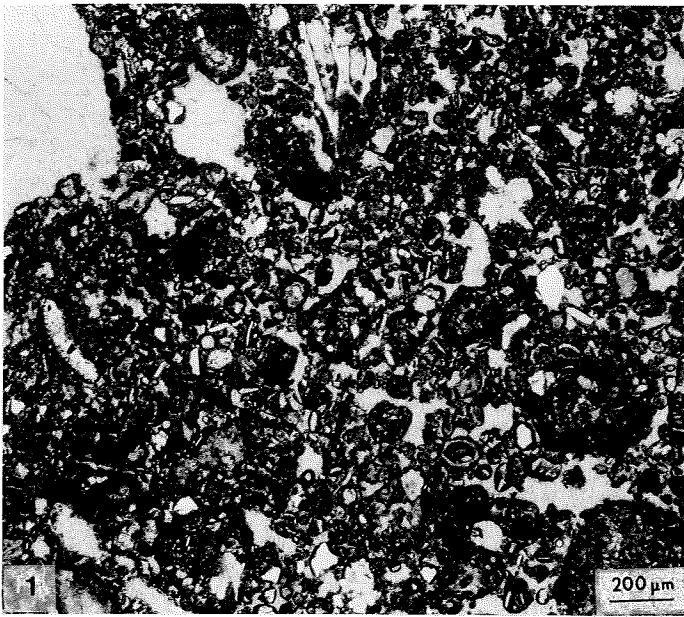
Fot. 3.- Dolomía de Boñar: B-1. Resalte de los cristales de dolomita junto a los poros intercristalinos. Calcita -no impregnada- en posiciones intergranulares.

Fot. 4.- Dolomía de Boñar: B-2. Resalte de la porosidad inter e intracristalina; los macroporos conservan parte de Hg. Destacan núcleos y restos fósiles de calcita -no impregnados-, parte derecha.

Fot. 5.- Caliza de Laspra: L-1. Resalte de la textura de la roca: micrita con disposición intersticial -mostrando ligera orientación- y pequeños cristales aislados de esparita.

Fot. 6.- Caliza de Laspra: L-2. Roca micrítica, siendo resaltados algunos granos también micríticos -más negros-. Sin impregnar aparecen pequeños núcleos y restos fósiles de calcita, así como cuarzos tamaño limo.

LAMINA 4.3



## SISTEMA POROSO

### 4.5.- CONCLUSIONES: INTERPRETACION PETROGRAFICA.

Características del sistema poroso de las rocas analizadas (de interés en cuanto a su comportamiento frente al agua y a su durabilidad):

#### Caliza del Páramo.

Acusada distinción entre macroporos y microporos, dando acceso los segundos a los primeros; tamaños de acceso de poro muy pequeños.

##### Muestra P-1.

- Porosidad total: 10 %
- Tipos de espacios vacíos:
  - .macroporos (1 %), poros vug > poros móldicos
  - .microporos (9 %), asociados a la micrita (59 % de la roca)
- Grado de relleno de los poros por agua: 91 %
- Tamaño medio de acceso de poro: 0.013  $\mu\text{m}$ .

##### Muestra P-2.

- Porosidad total: 14 %
- Tipos de espacios vacíos:
  - .macroporos (4.5 %), poros móldicos > poros vug
  - .microporos (9.5 %), asociados a la micrita (65 % de la roca)
- Grado de relleno de los poros por agua: 95 %
- Tamaño medio de acceso de poro: 0.037  $\mu\text{m}$ .

#### Caliza de Montaña.

Muy baja proporción de microporos y mala comunicación entre ellos; presencia de incipientes microfisuras.

##### Muestra M-1.

- Porosidad total: 0.5 %
- Tipos de espacios vacíos:
  - .microfisuras (muy escasas)
  - .microporos, poros intracristalinos > intercristalinos
- Grado de relleno de los poros por agua: (63 %)

##### Muestra M-2.

- Porosidad total: 1 %
- Tipos de espacios vacíos:
  - .microporos, asociados a la dolomita (5 % de la roca), intercristalinos > intracristalinos
- Grado de relleno de los poros por agua: (64 %)
- Tamaño medio de acceso de poro: (0.7  $\mu\text{m}$ )

### **Dolomía de Boñar.**

Gradación más o menos continua del tamaño de los poros, incluyendo sus conductos de acceso.

#### Muestra B-1.

- Porosidad total: 14 %
- Tipos de espacios vacíos:
  - .macroporos (2 %), intergranulares a intercristalinos
  - .microporos (12 %), inter e intracristalinos
- Grado de relleno de los poros por agua: 96 %
- Tamaño medio de acceso de poro: 0.3  $\mu\text{m}$ .

#### Muestra B-2.

- Porosidad total: 15 %
- Tipos de espacios vacíos:
  - .macroporos (6 %), poros móldicos > intergranulares
  - .microporos (9 %), inter e intracristalinos
- Grado de relleno de los poros por agua: 97 %
- Tamaño medio de acceso de poro: 1.8  $\mu\text{m}$ .

### **Caliza de Laspra.**

Presencia exclusivamente de microporos comunicados, tamaños de acceso a los poros muy pequeños.

#### Muestra L-1.

- Porosidad total: 1.5 %
- Tipos de espacios vacíos:
  - .microfisuras (escasas), asociadas a estilolitos
  - .microporos, asociados a la micrita (minoritaria)
- Grado de relleno de los poros por agua: 84 %
- Tamaño medio de acceso de poro: 0.0095  $\mu\text{m}$ .

#### Muestra L-2.

- Porosidad total: 6.5 %
- Tipos de espacios vacíos:
  - .microporos, asociados a la micrita (mayoritaria)
- Grado de relleno de los poros por agua: 94 %
- Tamaño medio de acceso de poro: 0.018  $\mu\text{m}$ .

En la figura 4.13 se presentan unos modelos esquemáticos, relativos a las características del sistema poroso en las rocas estudiadas.

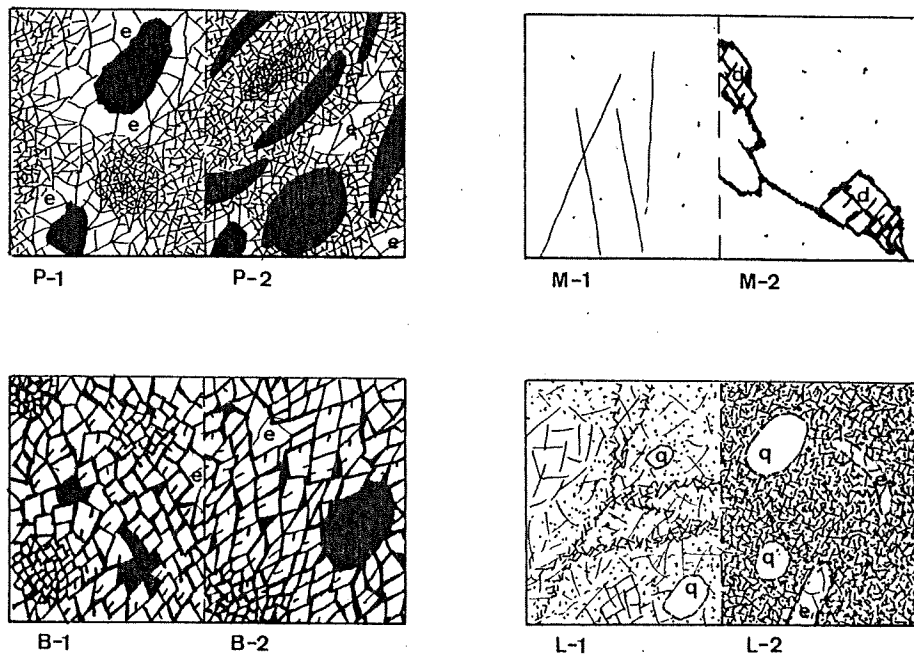


Fig. 4.13.- Modelos para el sistema poroso de las diferentes rocas analizadas (e: esparita, d: dolomita, q: cuarzo).

Finalmente, pueden establecerse algunas correlaciones entre las características petrográficas de las rocas estudiadas y su sistema poroso:

- **Las calizas cristalinas** presentan valores muy bajos de porosidad, debido a la presencia de microporos con bajo grado de conectividad e incipientes microfisuras.

A medida que aumenta el grado de cristalinidad de la roca se

observa una disminución de la porosidad así como de su nivel de comunicación, dentro del rango considerado. Esta disminución se hace particularmente notoria cuando la calcita supera el tamaño micrita.

En presencia de cristales de dolomita se observa un incremento de porosidad, con poros inter e intracristalinos bien comunicados, asociados a la dolomita.

- Las **calizas micríticas** poseen una importante porosidad (en torno al 10 %), generada por microporos de tamaño muy pequeño y uniforme, formas planares, relativamente bien comunicados y asociados a la micrita (poros matriciales).

Destaca la ausencia de poros en la microesparita y esparita, observándose contactos netos entre las zonas porosas -micríticas- y las no porosas -cristalinas-.

La existencia de macroporos en dichas rocas conlleva un importante incremento de porosidad, pero apenas afecta a su grado de interconexión. Dicha interconexión continúa teniendo lugar a través de los microporos asociados a la micrita.

Al variar la naturaleza de los minerales en la fracción arcillosa -paligorskita, esmectita-, no se observan grandes diferencias en cuanto a la distribución de tamaños de los poros. Debe señalarse, también, el bajo porcentaje de fracción arcillosa (alrededor del 5 %) que poseen las rocas estudiadas.

- Las **dolomías cristalinas** presentan una porosidad más elevada (alrededor del 15 %), debida a poros de mucho mayor tamaño y con una amplia gradación de dichos tamaños. Los poros son de tipo intercristalino e intracristalino, presentando muy buena comunicación entre ellos.

**5.**  
**PROPIEDADES HIDRICAS.**



## 5.- PROPIEDADES HIDRICAS.

### 5.1.- INTRODUCCION.

En este capítulo se han agrupado una serie de propiedades y ensayos en relación con el comportamiento de los materiales rocosos frente al agua -ya sea líquida o en forma de vapor-, incluyendo tanto la toma de agua como su pérdida.

Estos ensayos tienen por objeto conocer la evolución en el tiempo del contenido en agua de una roca, para unas condiciones dadas. Pueden ser incluidos en el campo de los fenómenos de transporte de fluidos en medios porosos no saturados.

Las propiedades determinadas presentan interés desde varios puntos de vista:

.En la caracterización del sistema poroso. La abundancia de poros, su tamaño, forma e interconexión guarda relación con la cantidad de agua tomada o perdida, así como con su cinética. En consecuencia, pueden obtenerse nuevos parámetros en relación con la captación y movimiento de agua en las rocas que, junto a los considerados en el capítulo anterior, suministran una imagen más completa del sistema poroso.

.En el propio comportamiento del agua en la roca. Dado que el agua es el factor o agente fundamental en la mayoría de los procesos de alteración, el estudio de este comportamiento es fundamental a la hora de interpretar dichos procesos. Así, por ejemplo, el agua higroscópica puede facilitar la difusión de sales en la roca, y a partir del agua capilar se pueden alcanzar grados de saturación sumamente elevados.

Los ensayos considerados han sido los siguientes:

- Absorción de agua al vacío: Saturación.
- Absorción libre de agua por inmersión total.
- Absorción de vapor de agua: Higroscopía.
- Absorción de agua por capilaridad: Succión capilar.
- Desorción libre de agua: Evaporación.

En cuanto a terminología cabe distinguir entre el ensayo "sorción de agua" -absorción o desorción- y el parámetro elemental obtenido mediante dicho ensayo: "contenido en agua" o "contenido en humedad", aunque dichos términos se utilizan indistintamente según los diversos autores.

Generalizando, para el ensayo "i" se define el **contenido en agua** ( $w_i$ ) como la masa de agua absorbida por una roca -independientemente del procedimiento de ensayo seguido-, a partir de su estado seco, por unidad de masa de roca seca, expresándose en tanto por ciento.

Su determinación sólo requiere conocer la masa de la roca seca  $-M_0-$  y la masa para un cierto estado húmedo, en las condiciones de ensayo "i", que puede depender del tiempo "t"  $-M_i(t)-$ , entonces:

$$w_i(t) = ((M_i(t) - M_0) / M_0) \cdot 100 \quad \langle 5.1 \rangle$$

La determinación de  $M_0$  se ha realizado después de mantener las muestras en un horno con ventilación forzada, a una temperatura de  $105 \pm 5^\circ\text{C}$ , durante un tiempo mínimo de 24 horas (comprobando que el peso se mantiene constante). Hasta el comienzo de cada ensayo se dejan enfriar las muestras en un desecador.

A partir de la absorción de agua al vacío se determina la masa de la roca saturada  $-M_{ms}-$ , y puede calcularse el contenido en agua en saturación ( $w_{ms}$ ). Admitiendo que mediante dicho ensayo se consigue la saturación total de agua, el valor resultante  $w_{ms}$  corresponde a un límite para el agua que puede contener la roca. Entonces, los diferentes contenidos en agua presentados

$-w_i(t)-$ , pueden ser normalizados respecto a  $w_{ms}$ . Dicho valor expresado en tanto por ciento es denominado: **grado de saturación ( $S_i$ )**.

Queda definido, por tanto:

$$S_i(t) = (w_i(t) / w_{ms}) \cdot 100 \quad \langle 5.2 \rangle$$

donde  $S_i(t)$  puede ser determinado en cualquier instante "t" a lo largo del ensayo "i", siempre que se disponga del correspondiente peso de la muestra  $-M_i(t)-$ ; entonces se tiene:

$$S_i(t) = ((M_i(t) - M_{co}) / (M_{ms} - M_{co})) \cdot 100 \quad \langle 5.3 \rangle$$

El grado de saturación es el contenido en agua relativo, respecto al contenido máximo de agua que pueda presentar la roca. Toma valores entre 0 y 100, y nos indica el porcentaje de poros que están llenos de agua a lo largo del ensayo considerado, dentro de los que pueden contenerla. La idea de relacionar dicho parámetro con la durabilidad de los materiales rocosos fue ya expuesta por Hirshwald a finales del siglo pasado.

Ambos parámetros (contenido en agua y grado de saturación) dependen tanto de las características petrográficas de las rocas, como de las condiciones ambientales. No obstante, en el primero tienen más importancia las características petrográficas -porosidad-, mientras que el grado de saturación depende en mayor medida de las condiciones del ambiente.

Finalmente se ha medido la expansión hídrica -hinchamiento libre debido a la presencia de agua-, si bien la única variedad rocosa que lo manifiesta es L-2. De la misma manera que en casos anteriores, se ha observado su evolución en el tiempo.

## 5.2.- CONTENIDO EN AGUA EN SATURACION.

La saturación de agua de un material rocoso puede alcanzarse por distintos métodos: mediante vacío, forzada a presión con vacío previo, en ebullición, por inmersión libre durante tiempos muy largos, etc. De acuerdo con las experiencias de Belikov et al. (1.967) los mejores resultados se consiguen mediante vacío o aplicando presión, y considera que sólo en estos casos se alcanza prácticamente la saturación total de la roca.

No obstante, puede señalarse que una de las rocas estudiadas (L-2), cuando permanece sumergida libremente en agua durante largos periodos de tiempo (1 mes), presenta valores de absorción de agua superiores a los obtenidos mediante vacío. Este hecho, sin duda, es debido al hinchamiento que experimenta dicha roca, como consecuencia de la naturaleza de su fracción arcillosa, mayoritariamente constituida por esmectita.

La determinación del **contenido en agua en saturación** no es tan simple como cabe suponer (van Keuler, 1.973; Vos, 1.976). De acuerdo con la mayoría de los autores y normas de ensayo (I.S.R.M., 1.979; R.I.L.E.M., 1.980) suele realizarse por absorción de agua al vacío. No obstante, el vacío recomendado -en dichas normas- y a veces su duración son menores que los empleados por Belikov en el trabajo citado.

El ensayo de la pesada hidrostática -mencionado para el cálculo de la porosidad- nos permite determinar este parámetro, ajustándose las características del ensayo realizado a las de este último autor.

La relación existente entre el contenido en agua en saturación ( $w_s$ ) y la porosidad accesible al agua ( $n_o$ ) es:

$$w_s \cdot \rho_d = n_o \cdot \rho_{\text{agua}}$$

donde  $\rho_d$  es la densidad de la roca seca y  $\rho_{\text{agua}}$  es la densidad

del agua. Ambos parámetros son, por tanto, dos formas distintas de expresar un mismo concepto, el primero de forma ponderal y el segundo volumétrica.

### Ensayo.

Para cada uno de los tipos rocosos estudiados, se han ensayado varias muestras cilíndricas (5 a 7) -diámetro 35 mm-, así como otras en forma de disco (6 a 8). (Sobre dichas muestras se han realizado las determinaciones de porosidad previamente indicadas, y fueron posteriormente utilizadas en los ensayos de alterabilidad).

La saturación de las muestras se realizó bajo un vacío de  $10^{-3}$  torr, invirtiéndose en el ensayo un tiempo mínimo de dos días. El procedimiento experimental ha sido el siguiente:

- .Determinar previamente el peso de la roca seca.
- .Hacer el vacío sobre la roca seca durante unas 14 horas.
- .Sin romper el vacío introducir lentamente (1 hora) agua destilada hasta cubrir totalmente las muestras.
- .Mantener la absorción de agua bajo vacío otras 10 horas.
- .Continuar la absorción de agua, ya sin vacío, durante unas 24 a 36 horas más.
- .Determinación del peso saturado al cabo de este tiempo, limpiando el exceso de agua en superficie con un paño húmedo.

La precisión obtenida para esta última pesada, puede situarse alrededor de 0.01 gr. El cálculo del contenido en agua al vacío o contenido en agua en saturación ( $w_s$ ) se ha realizado a partir de la expresión <5.1>.

### Resultados.

En la Tabla 5.1 se expresan los valores medios ( $\bar{x}$ ) obtenidos dentro de cada variedad rocosa, así como las correspondientes

desviaciones típicas ( $\sigma_{r-1}$ ). Cabe señalar que dichas desviaciones -salvo para los valores más bajos- son bastante próximas en términos relativos, situándose alrededor del 10 % .

TABLA 5.1

Contenido en agua en saturación (%).

Muestra		$w_s$	
		$\bar{x}$	$\sigma_{r-1}$
Caliza del Páramo.	P-1	4.0	0.5
	P-2	5.6	1.0
Caliza de Montaña.	M-1	0.1	0.04
	M-2	0.2	0.06
Dolomía de Boñar.	B-1	5.3	0.5
	B-2	5.9	0.5
Caliza de Laspra.	L-1	0.6	0.2
	L-2	2.6	0.3

### 5.3.- ABSORCION DE AGUA.

Cuando una roca se sumerge en agua en condiciones normales de presión y temperatura, absorbe cierta cantidad de agua más o menos rápidamente, dependiendo de sus características petrográficas y, más en concreto, de la configuración de su sistema poroso: volumen de poros existentes y grado de conectividad entre ellos.

La absorción de agua por parte de las rocas depende, sobre todo, de las características de los materiales; en este sentido Tada y Nakano (1.983) señalan la poca influencia que presentan los grandes poros en la absorción de agua. También depende del tiempo de inmersión, si bien es cierto que, para tiempos más o menos largos -según las distintas rocas-, tienden a alcanzarse valores de equilibrio, prácticamente constantes.

Dado que los tiempos necesarios para que se alcance el equilibrio son largos, los distintos autores y normas de ensayo han establecido tiempos de referencia para la determinación del contenido en agua de la roca.

Así, cabe considerar:

- **Contenido en agua en una hora.** Este parámetro está incluido en las normas I.S.R.M. (1.979) con la denominación -a nuestro juicio poco afortunada- de "índice de vacíos" (void index).

- **Contenido en agua a los dos días.** Este es el parámetro más utilizado. Las normas A.S.T.M. (1.978) le denominan "absorción de agua". En las normas R.I.L.E.M. (1.980) se utiliza indirectamente para la determinación del "coeficiente de saturación" (equivalente al "grado de saturación"). Lo mismo ocurre en la norma francesa A.F.N.O.R (Bousquie, 1.979), donde dicho grado de saturación es conocido como "coeficiente

de Hirshwald" (si bien, presenta diferencias en el procedimiento experimental seguido, en el sentido de que la inmersión en agua es gradual durante el primer día de ensayo).

- **Contenido en agua para tiempos largos.** Mediante este parámetro se intentan alcanzar los valores de equilibrio, ya constantes. Las normas C.N.R.-I.C.R. (1.981) le denominan "capacidad de absorción" y consideran alcanzado el equilibrio cuando entre dos pesadas espaciadas 24 horas, las diferencias de peso no superan el 0.1 % (el criterio escogido no parece adecuado, dado que -como se verá- la absorción depende de la raíz cuadrada del tiempo). Belikov et al. (1.967) trabajan con tiempos de 45 días, denominándolo "saturación de agua libre"; asimismo señalan que, aún para ese tiempo, no todas las rocas han alcanzado el equilibrio.

En el ensayo realizado -absorción libre de agua por inmersión total- se ha seguido la evolución en el tiempo del contenido en agua de las rocas. Teniendo en cuenta la teoría sobre el comportamiento del flujo de agua a partir de una superficie saturada (Kalimeris y Hall, 1.983), la absorción de agua puede depender -también en este caso- de la raíz cuadrada del tiempo. De acuerdo con esto, se han representado las "curvas de absorción libre de agua": contenido en agua, así como grado de saturación, en función de dicho parámetro.

### **Ensayo.**

Para cada una de las variedades rocosas estudiadas se han ensayado dos muestras de forma cilíndrica (D:35, L:65 mm), disponiéndose de algunos valores correspondientes a una tercera.

El ensayo se realizó mediante inmersión total de las muestras en agua destilada -justo hasta cubrirlas-, a temperatura ambiente ( $21 \pm 2^\circ\text{C}$ ) y durante un tiempo de doce días.



Determinado el peso seco, se introdujeron las muestras en agua y se fue controlando el peso a intervalos más o menos regulares respecto a la raíz cuadrada del tiempo. Estos pesos, realizados tras limpiar homogéneamente la superficie de la muestra con un paño húmedo, fueron obtenidos con una precisión de 0.01 gr.

El cálculo del contenido en agua libre  $-w_1(t)-$  así como el correspondiente grado de saturación  $-S_1(t)-$ , se han determinado de acuerdo con las expresiones <5.1> y <5.3>, respectivamente.

### Resultados.

En la figura 5.1 se presentan las curvas de absorción libre de agua: contenido en agua en función de la raíz cuadrada del tiempo (expresado en horas) y en la figura 5.2 las mismas curvas normalizadas: grado de saturación en función también de  $\sqrt{t}$ . En este segundo caso se muestran los puntos experimentales determinados en cada una de las muestras ensayadas, mientras que en el primero se ha trazado la curva media dentro de cada variedad rocosa.

A pesar de las diferencias existentes entre las distintas muestras estudiadas, dichas curvas presentan ciertos rasgos comunes:

- Un tramo inicial recto -coeficiente de correlación superior a 0.99- de acusada pendiente.

- Un tramo medio con cambio gradual de pendiente. (Puede llegar a faltar si el cambio de pendiente es neto).

- Un tramo final de tendencia prácticamente lineal -para la escala y tiempos considerados- con pendientes ya muy pequeñas.

(Algunas muestras presentan, al extrapolar, cierto contenido inicial en agua. Esto puede ser atribuido a un exceso de agua en la superficie de la muestra, a pesar de haberlas limpiado

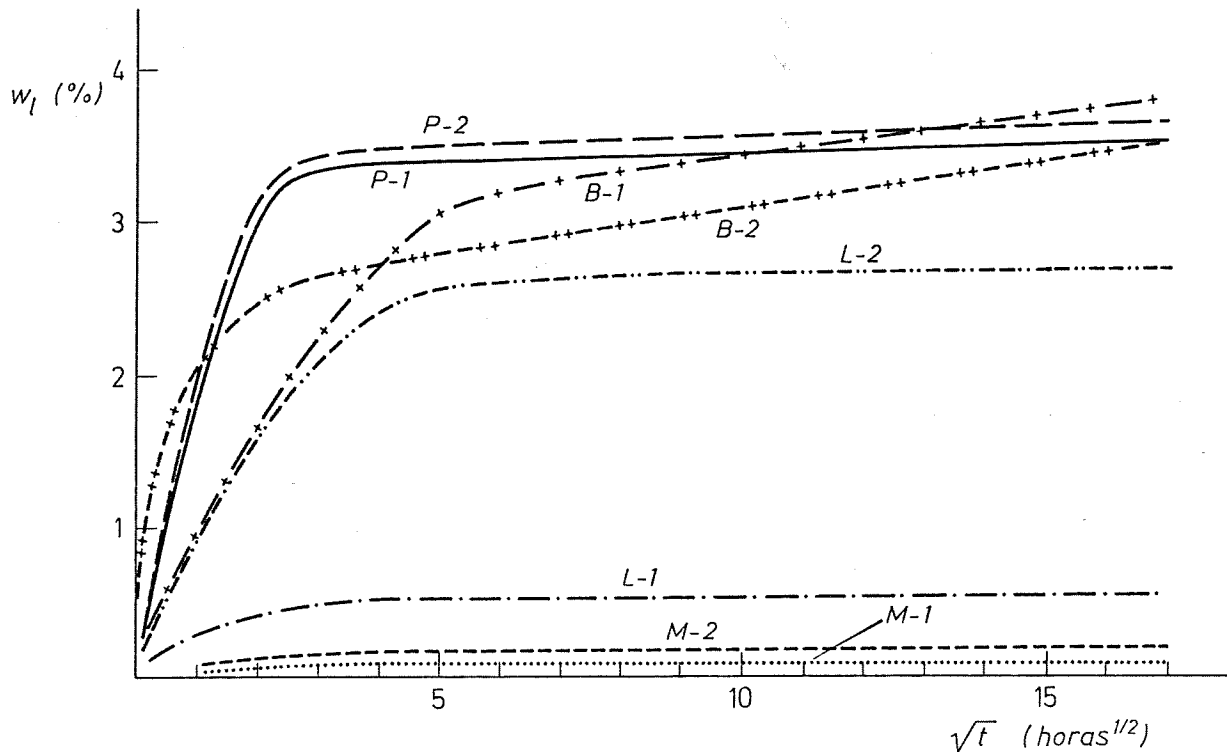


Fig. 5.1.- Absorción libre de agua por inmersión total: Contenido en agua ( $w_1$ ) en función del tiempo ( $\sqrt{t}$ ).

con un paño húmedo. Puede observarse que, en términos relativos, este hecho es más acusado cuanto menor es el contenido en agua que admite la roca.)

En consecuencia, pueden destacarse distintas etapas en el proceso de absorción de agua por una roca:

.Una "absorción rápida" inicial, que tiene lugar a ritmo constante frente a  $\sqrt{t}$ . Su duración -para las muestras consideradas- varía de algunas horas hasta un día. Al cabo de ese tiempo y de forma gradual, tiene lugar una disminución en la velocidad de toma de agua.

.Una "absorción lenta" final -a veces sumamente lenta- con un ritmo también prácticamente constante frente a  $\sqrt{t}$ , al menos durante el primer mes de inmersión.

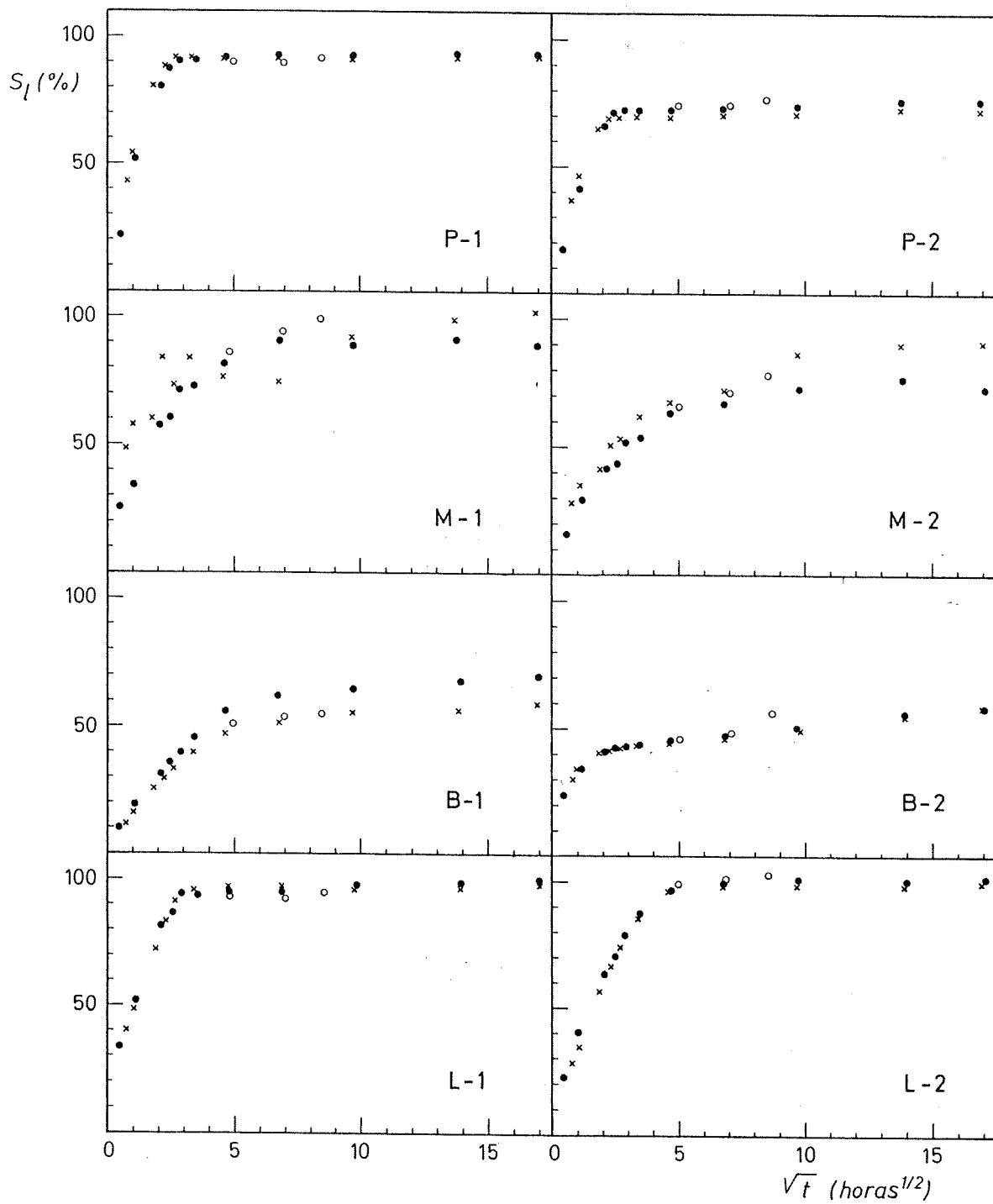


Fig. 5.2.- Absorción libre de agua por inmersión total: Grado de saturación ( $S_1$ ) en función del tiempo ( $\sqrt{t}$ ).

En este comportamiento son de interés, tanto los contenidos en agua que presentan las rocas -absolutos o relativos-, como la velocidad con que se alcanzan.

Dicha velocidad puede ser cuantificada mediante las pendientes en los tramos lineales de las curvas -denominadas coeficientes-, considerándose más significativa la correspondiente al tramo de absorción rápida en la curva normalizada: coeficiente de saturación. Dicho coeficiente es una medida de la velocidad con la que se llenan de agua los poros de una roca.

En la Tabla 5.2 se expresan algunos datos relacionadas con la cinética de este comportamiento, en las rocas estudiadas. Así, se indican los tiempos de duración de las diferentes etapas de

TABLA 5.2

Absorción libre de agua:

."Absorción rápida": tiempo de duración y coeficiente de saturación ( $L_1$ ).

."Absorción lenta": tiempo de comienzo y coeficiente ( $L_2$ ).

. Grado de saturación en el punto de inflexión ( $S_1$ ).

Muestra		Absorción rápida		Absorción lenta		$S_1$ (%)
		tpo.(h)	$L_1(h^{-1/2})$	tpo.(h)	$L_2(h^{-1/2})$	
Caliza del Páramo.	P-1	4	40	8	0.3	90
	P-2	4	32	8	0.2	70
Caliza de Montaña.	M-1	8	20	48	-	80
	M-2	16	14	72	-	80
Dolomía de Boñar.	B-1	16	12	36	1.0	50
	B-2	2	14	4	1.0	40
Caliza de Laspra.	L-1	8	27	8	0.3	95
	L-2	12	24	24	0.3	95

absorción y sus correspondientes coeficientes de saturación; también se indica el grado de saturación en el punto de inflexión -punto de máximo cambio de pendiente de las curvas-.

La Tabla 5.3 muestra los grados de saturación alcanzados para distintos tiempos de inmersión de las rocas en agua. Las dispersiones entre las tres muestras analizadas por roca son muy bajas (entre 1 y 2 %), excepto en las variedades L-1 y M-1. También se indican los contenidos en agua a los dos días de inmersión. Dicho valor es el más utilizado para medir la capacidad de absorción de agua por una roca; no obstante, algunas rocas continúan tomando agua con valores significativos cuando se consideran tiempos más largos.

TABLA 5.3

Absorción libre de agua:

.Grado de saturación para distintos tiempos de ensayo ( $S_1$ ).

.Contenido en agua a los dos días ( $w_1$ ).

Muestra		$S_1$ (%)			$w_1$ (%)
		1 día	2 días	12 días	2 días
Caliza del	P-1	91	92	93	3.50
Páramo.	P-2	72	73	74	3.80
Caliza de	M-1	82	88	95	0.08
Montaña.	M-2	65	71	84	0.14
Dolomía de	B-1	51	56	65	3.02
Boñar.	B-2	46	47	58	2.87
Caliza de	L-1	95	97	100	0.58
Laspra.	L-2	96	100	100	2.50

**5.4.- ABSORCION DE VAPOR DE AGUA: HIGROSCOPIA.**

Los materiales rocosos -porosos e hidrófilos- situados en una atmósfera con cierto contenido en humedad absorben o eliminan, más o menos rápidamente, vapor de agua, hasta ponerse en equilibrio con el ambiente. La cantidad de humedad presente en una roca depende tanto de las condiciones ambientales (temperatura, humedad relativa) como de las características propias del material (mineralogía, sistema poroso).

De acuerdo con los diferentes procesos a los que puede deberse la existencia de agua higroscópica en los materiales rocosos, se han considerado distintos tipos:

- **Agua de hidratación o cristalización:** En este caso el agua reacciona químicamente con el sólido dando lugar a un nuevo compuesto hidratado -diferente del anhidro-. En las rocas son las sales los principales componentes que presentan este comportamiento, siendo muy poco importantes en términos cuantitativos, en especial las de origen primario. En las rocas utilizadas en la construcción cobran especial importancia las sales de origen secundario, sobre todo en las zonas más superficiales o alteradas.

- **Agua de adsorción:** Agua ligada a la superficie de los cuerpos cristalinos y por tanto en relación con su superficie específica. Este hecho es debido a la existencia de cargas negativas en la superficie de los materiales rocosos (silicatos, carbonatos), junto al carácter dipolar que posee la molécula de agua. Dentro de los fenómenos de adsorción puede distinguirse entre:

. Una adsorción química, con total inmovilización de las moléculas de agua por el sólido. En este caso se presenta una compleja zona de transición sólido-líquido, en donde puede situarse cierto número de moléculas de forma que ofrecen dudas respecto a si están en, o sobre, el sólido (Robson, 1.965).

Este agua no puede ser extraída de la rocas a la temperatura normal de secado (100°C), aunque dada su falta de movilidad cabe pensar que no va a influir en los procesos de alteración.

. Adsorción física, caracterizada por la movilidad de sus moléculas, consecuencia de estar ligadas por fuerzas más débiles -de naturaleza electrostática (Van der Waals)- semejantes a las que rigen la condensación de un vapor. Para presiones de vapor suficientemente elevadas, pueden distinguirse varias capas monomoleculares, que son retenidas cada vez con menor intensidad al alejarse de la superficie.

- **Agua de condensación capilar:** Agua retenida en conductos capilares, en equilibrio para presiones de vapor inferiores a la de saturación. La relación entre la humedad relativa del ambiente y el tamaño de poro por debajo del cual todos aparecen saturados, puede obtenerse a partir de la ecuación de L. Kelvin (Spooner, 1.983).

Las isotermas de absorción nos suministran una información más completa de estos fenómenos. En dichas curvas puede observarse cómo -excepto en casos extremos de humedad relativa- la cantidad de agua que absorbe una roca presenta valores de equilibrio bien definidos (Vos, 1.976).

El contenido en humedad higroscópica que presentan las rocas depende, por tanto, de la morfología del sistema poroso (tamaño de poro, superficie específica). Este agua sólo puede ser extraída con aporte de energía y tiempo suficiente para que se alcance el equilibrio, dado que la difusión de vapor de agua es un proceso muy lento.

Los minerales arcillosos juegan un papel importante en los fenómenos de adsorción (Vicente Hernández, 1.984), pudiendo distinguirse en general dos grandes grupos respecto a su capacidad higroscópica (Grim, 1.968):

. Arcillas del tipo esmectita (montmorillonita) y de tipo

fibroso (sepiolita, paligorskita), de gran poder higroscópico. La cantidad de agua absorbida depende de la especie mineral concreta y de las condiciones ambientales, superando normalmente el 5 % respecto a su peso seco a 100°C. Su secado solo puede realizarse mediante altas temperaturas.

. Arcillas del tipo de la caolinita, clorita, illita y sericita presentan menor poder higroscópico. Su contenido en agua no suele superar el 1 %, mostrando en general una mayor facilidad para el secado.

En el ensayo realizado se ha seguido la evolución del contenido en humedad de las rocas, cuando a partir de su estado seco se introducen en un ambiente dado. De la misma forma, y por los mismos motivos que en el apartado anterior, se han obtenido las curvas de absorción de vapor de agua en función de la raíz cuadrada del tiempo, así como las correspondientes curvas normalizadas (grado de saturación). Los parámetros obtenidos a partir de dichas curvas nos miden la capacidad higroscópica de los materiales.

### **Ensayo.**

Para cada uno de los tipos rocosos estudiados se han ensayado cuatro muestras, dos de forma cilíndrica y dos discos -D:35 mm-, disponiéndose también de algunos datos de otras dos.

El ambiente saturado se ha conseguido bajo una campana de plástico con bandejas de agua en su interior, junto a las cuales fueron colocadas las muestras. La humedad alcanzada se sitúa alrededor del 95±5 %, siendo la temperatura ambiente 21±2°C. La duración del ensayo fue de 9 días.

Previamente se determinó el peso seco de las rocas, permaneciendo en un desecador hasta el comienzo del ensayo. Comenzado éste se fue controlando el peso a intervalos más o menos regulares frente a  $\sqrt{t}$ . Durante dichas pesadas, la evaporación que



experimentan las muestras puede situarse, en el caso de las más higroscópicas, alrededor de 0.01 gr.

A partir de los valores medidos se calculó el contenido en agua higroscópica  $-w_h(t)-$ , así como el correspondiente valor normalizado  $-S_h(t)-$ , a partir de las expresiones <5.1> y <5.3> respectivamente.

### Resultados.

En la figura 5.3 se presentan las curvas de absorción higroscópica de agua: contenido en agua procedente de su vapor en función de la raíz cuadrada del tiempo (en horas). La figura 5.4 muestra las correspondientes curvas normalizadas. Igual que en el apartado anterior, se ha obtenido una curva media de absorción para cada roca; en cuanto al grado de saturación, se muestran los puntos experimentales obtenidos a partir de los especímenes cilíndricos.

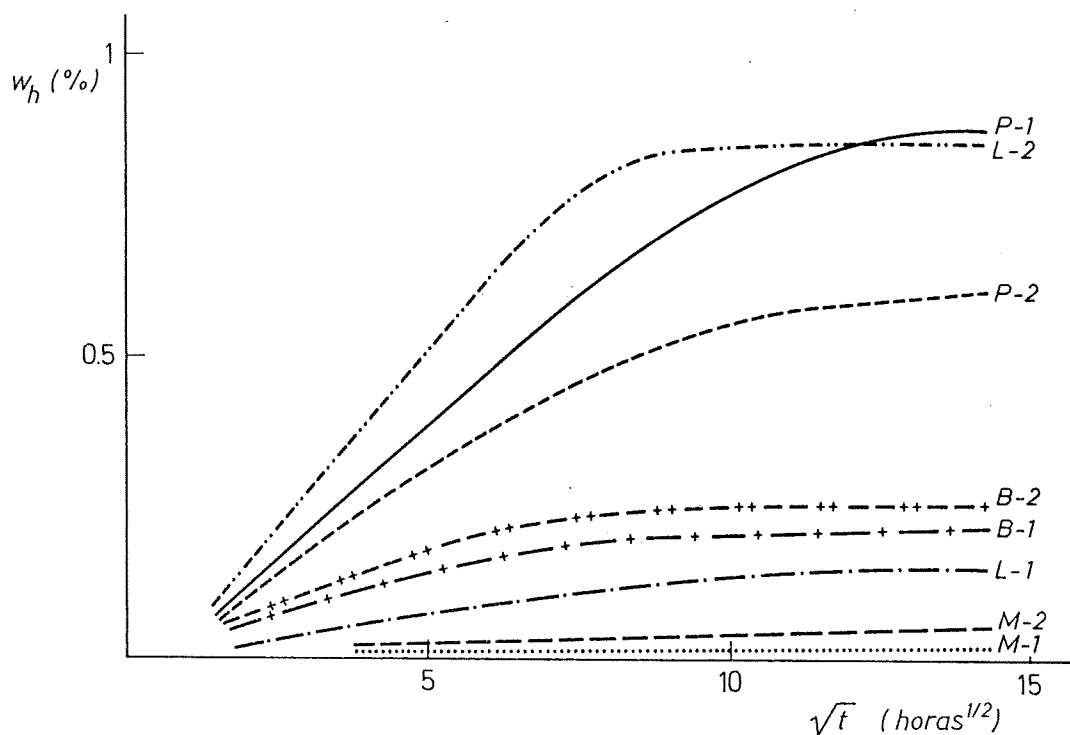


Fig. 5.3.- Absorción de vapor de agua (humedad ambiente 95 %): Contenido en agua ( $w_h$ ) en función del tiempo ( $\sqrt{t}$ ).

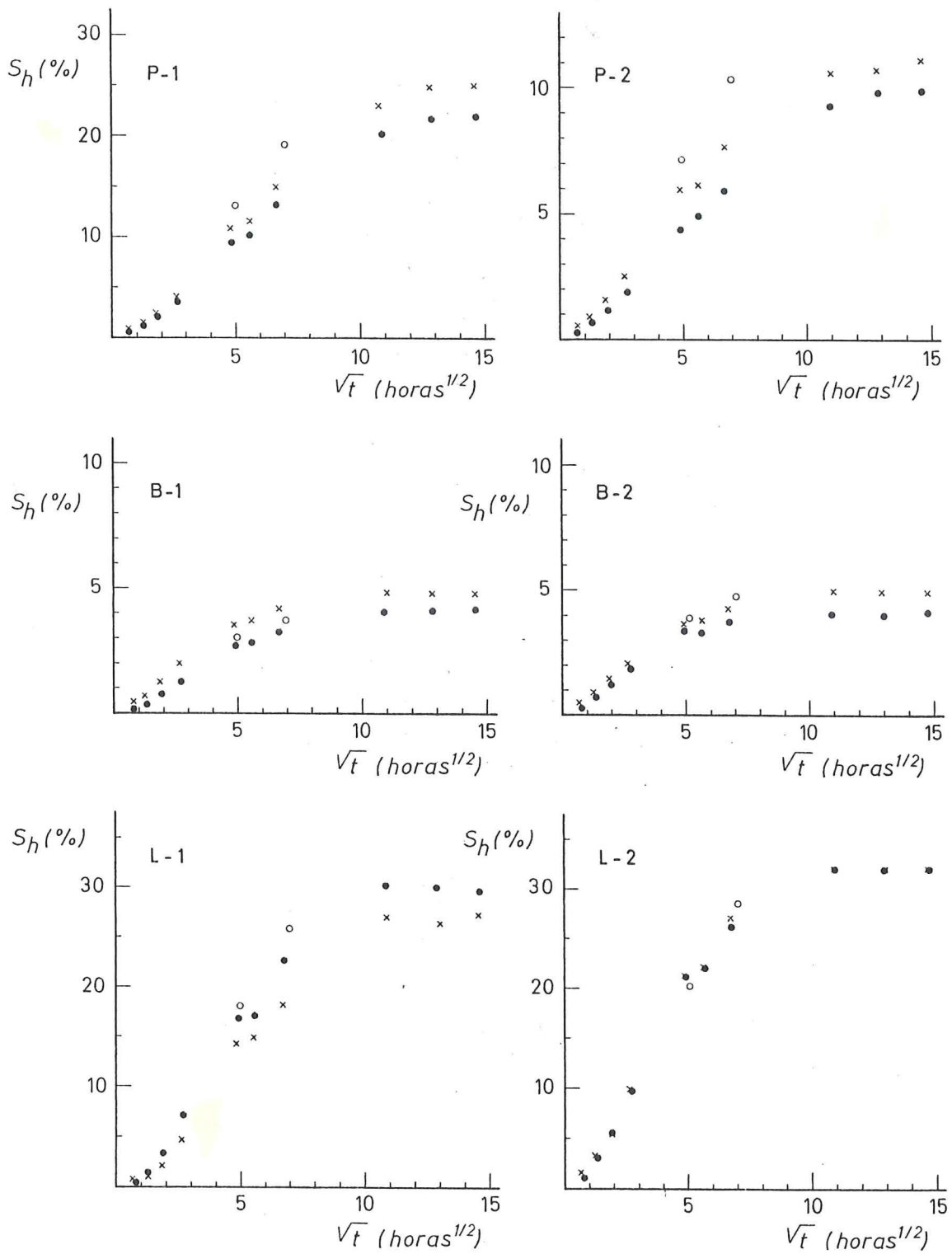


Fig. 5.4.- Absorción de vapor de agua (humedad ambiente 95 %): Grado de saturación ( $S_h$ ) en función del tiempo ( $\sqrt{t}$ ).

Dichas curvas son semejantes a las de absorción libre de agua. Presentan un primer tramo lineal de pendiente relativamente elevada, seguidamente una zona de cambio gradual de pendiente y, finalmente, el último tramo con pendiente nula.

(El hecho de que las curvas no pasen por el origen, puede ser debido a que, al comenzar el ensayo, el ambiente no estaba aún saturado en humedad.)

El primer tramo corresponde a una "absorción rápida" de humedad; es lineal frente, a  $\sqrt{t}$ -coeficiente de correlación siempre superior a 0.99- y se mantiene para las muestras consideradas de 1 a 2 días. Transcurrido un tiempo con descenso progresivo en la velocidad de absorción de humedad, el contenido en agua de la roca tiende a estabilizarse en unos niveles y para unos tiempos que varían según las características de las rocas.

Sólo en la Caliza de Montaña -de muy baja porosidad- se observa la influencia de la superficie exterior de las muestras, pues los discos presentan valores superiores a los cilindros. En este caso los valores son sumamente pequeños y poco precisos.

En la Tabla 5.4 se han expresado algunos parámetros en relación con este comportamiento: tiempo de duración de la absorción rápida y tiempo en que se alcanza el equilibrio, coeficiente de saturación -pendiente en el tramo lineal-, grado de saturación y contenido en agua en el equilibrio.

Puede observarse, en este caso, un comportamiento más próximo entre los diferentes tipos rocosos analizados, especialmente para el tiempo de duración de la absorción de vapor de agua. Las diferencias más significativas se presenta en la velocidad con que ocurre (coeficiente de saturación) y quedan reflejadas en el grado de saturación final. El contenido en agua final está también condicionado por la porosidad de la roca.

TABLA 5.4

Absorción de vapor de agua (H:95%, T:21°C):

.Absorción rápida: tiempo de duración y coeficiente de saturación (H).

.Estado de equilibrio: tiempo en que se alcanza, grado de saturación ( $S_H$ ) y contenido en agua ( $w_H$ ).

Muestra		Absorción rápida		Estado de equilibrio		
		tpo.(días)	H ( $h^{-1/2}$ )	tpo.(días)	$S_H$ (%)	$w_H$ (%)
Caliza del	P-1	2	2.5	7	24	0.9
Páramo.	P-2	2	1.1	7	10.5	0.6
Dolomía de	B-2	1	0.6	4	4.5	0.2
Boñar.	B-2	1	0.7	4	4.5	0.2
Caliza de	L-1	2	3.7	4	28	0.1
Laspra.	L-1	2	4.4	4	34	0.8

### 5.5.- SUCCION CAPILAR.

Es un hecho bien conocido la capacidad que tienen los materiales porosos de succionar agua por encima del nivel que presenta la superficie líquida contenida en ellos. Esto es de sumo interés para los materiales situados en las partes bajas de los edificios, a los cuales puede llegar el agua por ascenso capilar, procedente del nivel freático del suelo. Así, dichas zonas son las que, casi siempre, presentan mayor deterioro, como consecuencia del continuo movimiento que experimenta el agua -más o menos cargada de sales-, por las variaciones termohigrométricas.

Este fenómeno es debido al carácter hidrófilo que poseen los materiales rocosos, así como a la configuración de su sistema poroso (Torraca, 1.982). En presencia de poros capilares, el ascenso experimentado por el agua es inversamente proporcional al tamaño de dichos poros, dependiendo asimismo de la evaporación del ambiente.

Considerando un modelo de poros cilíndricos (radio R) y verticales, y en ausencia de evaporación, la sobrepresión generada (P) es -Ley de Laplace-:

$$P = 2 \sigma \cos \alpha / R$$

siendo,  $\sigma$ : la tensión superficial

$\alpha$ : el ángulo de contacto.

En dicho caso, la altura total alcanzada (H) en contra de la acción de la gravedad (g) es -ley de Jurin-:

$$H = 2 \sigma \cos \alpha / R \rho g$$

donde,  $\rho$ : es la densidad del líquido.

Puede comprobarse que la ascensión capilar depende de las características del sólido (mineralogía), del líquido (pureza del agua), de la temperatura ambiente y, sobre todo, del tamaño de poro.

En cuanto a la cinética de los fenómenos capilares, es conocida -tanto teórica como experimentalmente- su dependencia lineal con la raíz cuadrada del tiempo (Vos, 1.976; Mamillan, 1.981; Kalimeris y Hall 1.983).

Dentro de este comportamiento pueden considerarse distintas magnitudes, entre las que destacan:

1) Cantidad de agua tomada ( $\Delta M$ ) por unidad de superficie ( $S$ ) de flujo. Entonces -de acuerdo con la nomenclatura utilizada por Mamillan- se tiene:

$$\Delta M(t)/S = C \sqrt{t}$$

donde "C" es el coeficiente de absorción capilar o coeficiente de capilaridad. Se ha expresado en  $\text{Kg} / \text{m}^2 \text{h}^{1/2}$ .

2) Distancia penetrada por el agua o avance del frente humedo ( $H$ ). Igualmente se tiene:

$$H(t) = A \sqrt{t}$$

siendo "A" el coeficiente de penetración capilar, expresandose en  $\text{m} / \text{h}^{1/2}$ .

Ambos coeficientes pueden considerarse constantes características de los materiales, previamente fijadas las condiciones de ensayo. En este sentido pueden mencionarse las normas dadas por R.I.L.E.M. (1.980) y C.N.R.-I.C.R. (1.982) para la obtención de "C". Dicho coeficiente es el más utilizado, dada su facilidad de obtención y su mayor precisión. Cabe señalar la falta de acuerdo entre los distintos autores respecto a las unidades a utilizar.

De la misma manera -y para muestras con una geometría determinada- pueden considerarse:

3) Cantidad de agua absorbida ( $w_c$ ), definida de acuerdo con la expresión <5.1>. Se tiene entonces:

$$w_c = B \sqrt{t}$$

donde "B" es otro coeficiente de absorción capilar.

4) Grado de saturación ( $S_c$ ), definido de acuerdo con la expresión <5.3>. Resultando igualmente:

$$S_c = D \sqrt{t}$$

donde "D" es el coeficiente de saturación capilar, ya utilizado por otros autores (Gerard, 1.978; Leary, 1.981). Estos dos coeficientes poseen menor interés dada su dependencia con la geometría de las muestras.

Al aplicar la teoría del flujo laminar a las presiones generadas por las fuerzas capilares -dentro por tanto del modelo de poros capilares ideales-, puede corroborarse la dependencia de  $H$  con  $\sqrt{t}$ , obteniéndose la siguiente expresión para el coeficiente de penetración capilar (Stambolov y van Asperen de Boer, 1.976; Bousquie, 1.979):

$$A = \sqrt{\frac{\sigma \cos \alpha}{2 \eta R}}$$

donde  $\eta$  es la viscosidad del líquido.

De acuerdo con esto, el ascenso de agua tiene lugar más rápidamente en los poros de mayor tamaño, si bien el ascenso máximo alcanzado es menor (como ya se ha indicado). Dicha expresión nos permite además calcular un radio equivalente, para un sistema de poros capilares ideales, a partir del valor de "A".

Considerando un volumen de roca ( $V$ ) que absorbe agua por capilaridad a través de una superficie ( $S$ ), al cabo de un tiempo ( $t$ ) absorbe una cantidad de agua ( $\Delta M$ ), que asciende una altura ( $H$ ), de acuerdo con un modelo de poros capilares de igual tamaño.

La porosidad abierta de dicha roca ( $n_o$ ) es por definición:

$$n_o = (V_m/V) \cdot 100$$

y puede ser expresada:

$$n_o = ((\Delta M/\rho_m) / S.H) \cdot 100$$

donde  $\rho_m$  es la densidad del agua.

Tomando para la densidad del agua:  $10^3 \text{ Kg/m}^3$ , la expresión anterior puede ponerse de la forma:

$$\Delta M/S = 10 n_o H$$

de donde se deduce:

$$C = 10 n_o A$$

cuando se expresa "C" en  $\text{Kg/m}^2 \text{ h}^{1/2}$  y "A" en  $\text{m/h}^{1/2}$ .

Puede observarse que el coeficiente de absorción capilar depende -además de los factores mencionados para la penetración capilar- de la porosidad abierta de la roca. La expresión considerada nos permite, además, determinar un coeficiente de penetración capilar teórico -correspondiente al modelo de poros capilares de igual tamaño- conocida la absorción capilar.

De la misma manera puede obtenerse la relación existente entre los coeficientes "B" y "D" y el coeficiente de penetración capilar "A":



$$B = w_s A / L$$

$$D = 100 A / L$$

siendo " $w_s$ ": el contenido en agua en saturación (%) y " $L$ ": la longitud de la probeta (en m.) tomada perpendicularmente a la cara de flujo. Ambos coeficientes dependen del tamaño de las muestras, y " $B$ ", además, del volumen poroso accesible al agua.

Cuando se consideran tiempos mayores, la toma de agua por capilaridad deja de presentar un comportamiento lineal, teniendo lugar una caída acelerada en el ritmo de absorción de agua. Para tiempos más o menos largos, se observa tendencia hacia la estabilización asintótica del contenido en agua.

En los ensayos realizados se ha observado la evolución del contenido en agua en las muestras analizadas, atendiendo a las distintas magnitudes previamente consideradas.

### **Ensayo.**

Para cada una de las variedades rocosas estudiadas se han ensayado 5 muestras de forma cilíndrica ( $D:35$  mm,  $L:65$  mm.), manteniéndose una de ellas durante tiempos más largos en un ambiente con mayor contenido en humedad.

El ensayo fué realizado en bandejas de plástico sobre las que se colocó una delgada base porosa (arenisca), situando encima un papel de filtro grueso (Whatman n. 4041) y añadiendo agua destilada hasta el nivel del papel de filtro. Dicho nivel se mantuvo constante a lo largo del tiempo de ensayo. Para el ensayo en ambiente saturado las bandejas fueron colocadas bajo una campana de plástico.

Inicialmente las muestras a ensayar se secaron de acuerdo con

el procedimiento ya mencionado. Colocadas dichas muestras encima del papel del filtro empapado en agua, se fue controlando el peso -pasando previamente un paño húmedo sobre su superficie inferior- a intervalos más o menos regulares frente a la  $\sqrt{t}$ . Asimismo se determinó la altura alcanzada por el frente de agua, siempre que fue posible.

En cuatro series de muestras por variedad rocosa, el ensayo se llevó a cabo en las condiciones normales de laboratorio (H:75 %, T:20°C), prolongándose durante unos 3 a 5 días. La quinta fue ensayada en ambiente saturado y para tiempos más largos, de acuerdo con las siguientes condiciones: Los primeros diez días, bajo una campana de plástico (H:95 %; T:20°C); a continuación, cada muestra fue cubierta por un vaso de vidrio -extremándose la humedad ambiente- manteniéndose de esta manera durante unos dos meses. Debido a las pequeñas variaciones térmicas diarias, este último ambiente pudo encontrarse periódicamente sobresaturado (efecto niebla).

A partir de estos valores se determinó  $\Delta M(t)/S$ , siendo:

$$\Delta M(t) = M_c(t) - M_0$$

de acuerdo con la notación empleada. Se determinó también el contenido en agua  $w_c(t)$  y el correspondiente grado de saturación  $S_c(t)$ , a partir de las expresiones <5.1> y <5.3> respectivamente.

### Resultados.

En las figuras 5.5 a, b, c y d se ha representado el incremento en peso por unidad de superficie que experimentan las rocas (expresado en Kg/m<sup>2</sup>), en función de la raíz cuadrada del tiempo (en horas), a lo largo de unos tres días de ensayo. Esto se ha realizado para cada uno de las cinco muestras consideradas, correspondiendo una de ellas -señalada con una cruz (+) en los gráficos- al ensayo realizado en ambiente saturado.

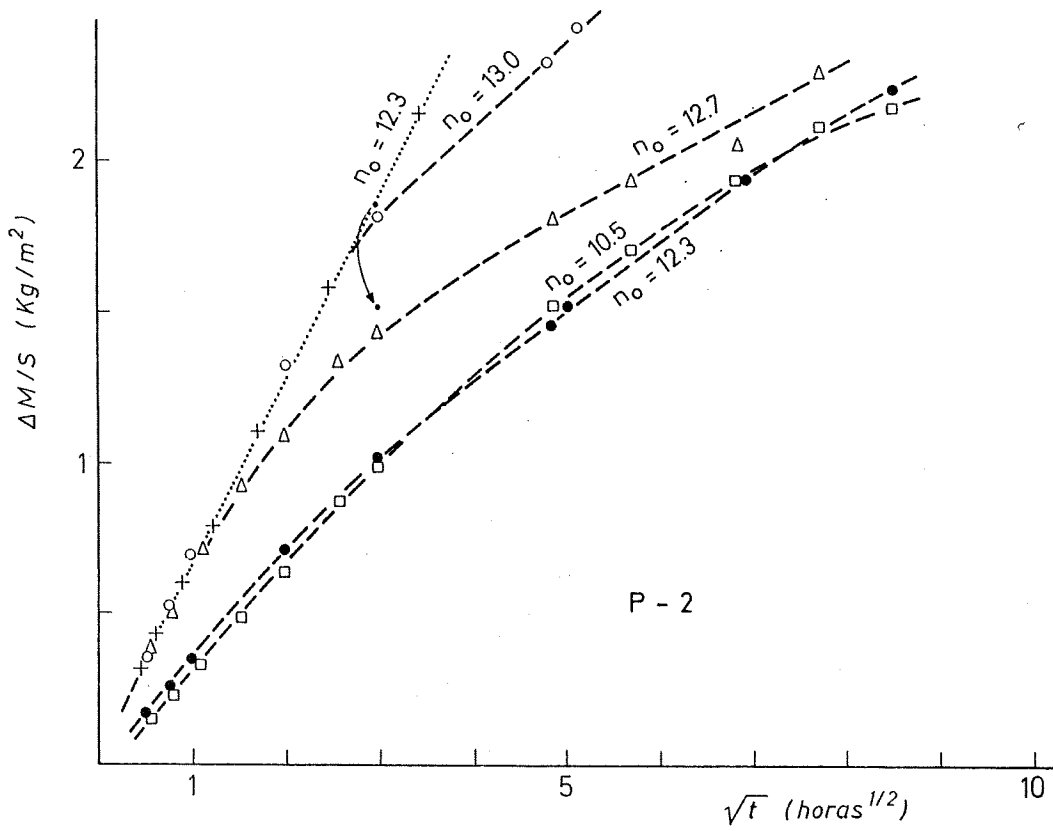
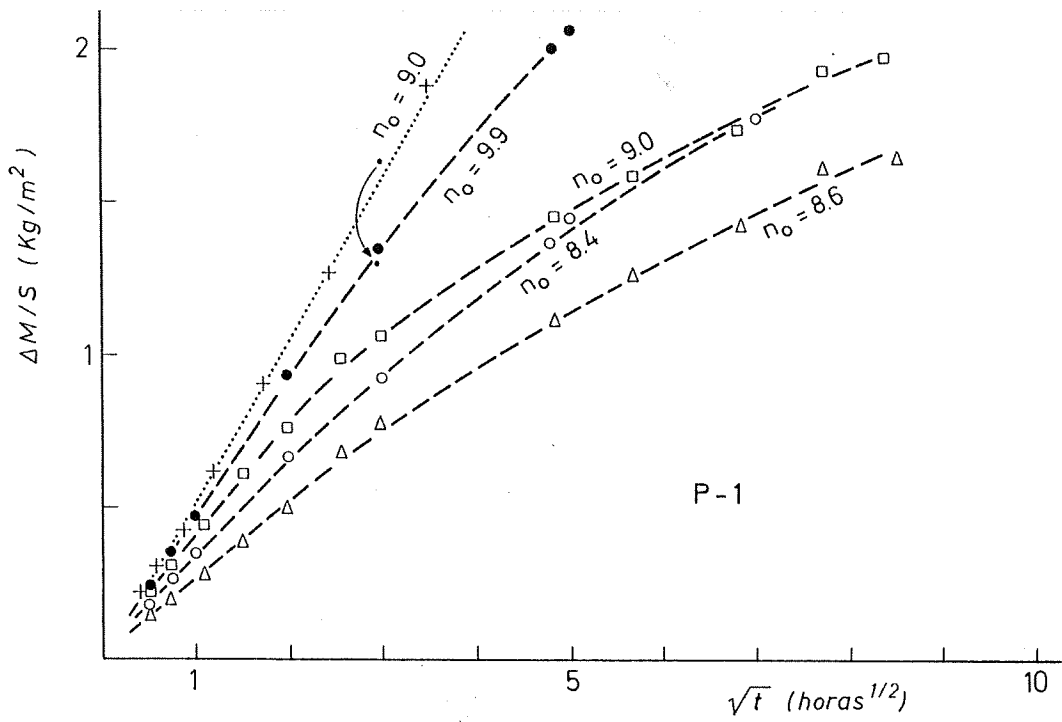


Fig. 5.5a.- Absorción capilar: Incremento de peso por unidad de superficie ( $\Delta M/S$ ) en función del tiempo ( $\sqrt{t}$ ). Calizas del Páramo.

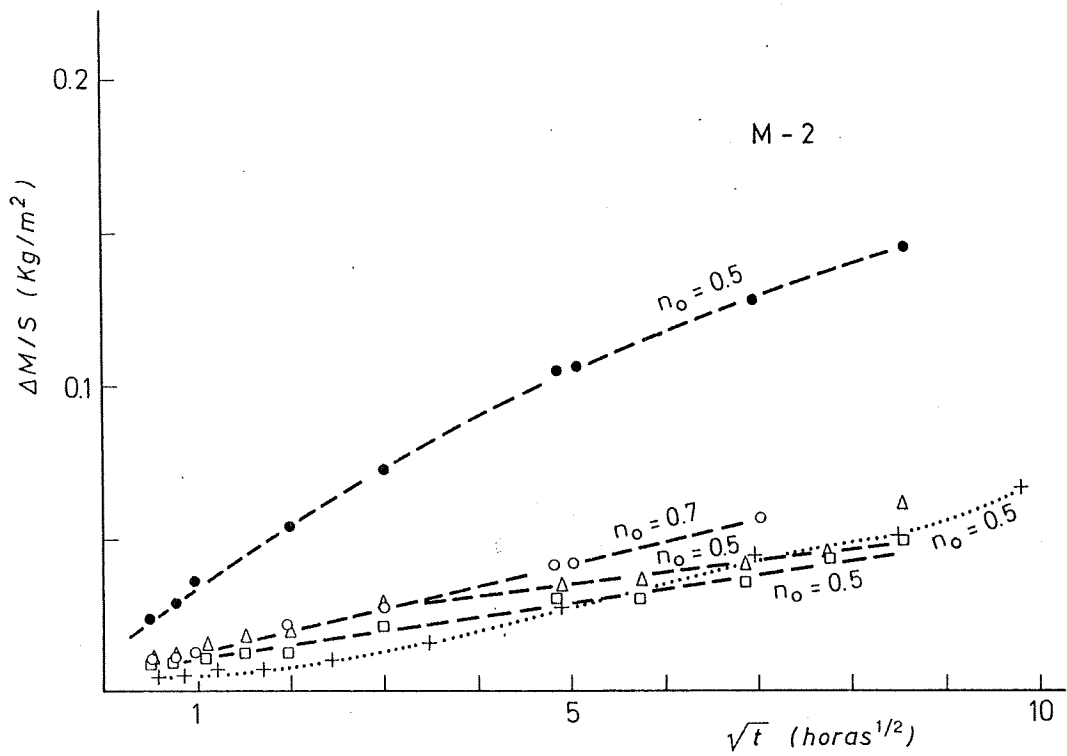
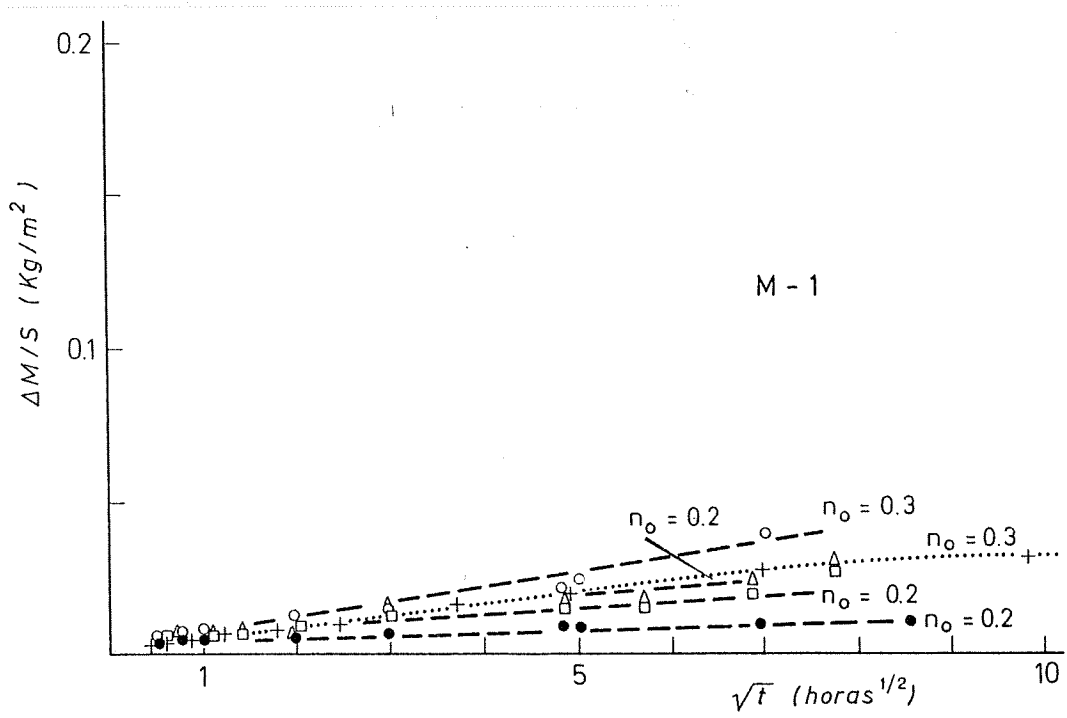


Fig. 5.5b.- Absorción capilar: Incremento de peso por unidad de superficie ( $\Delta M/S$ ) en función del tiempo ( $\sqrt{t}$ ). Calizas de Montaña.

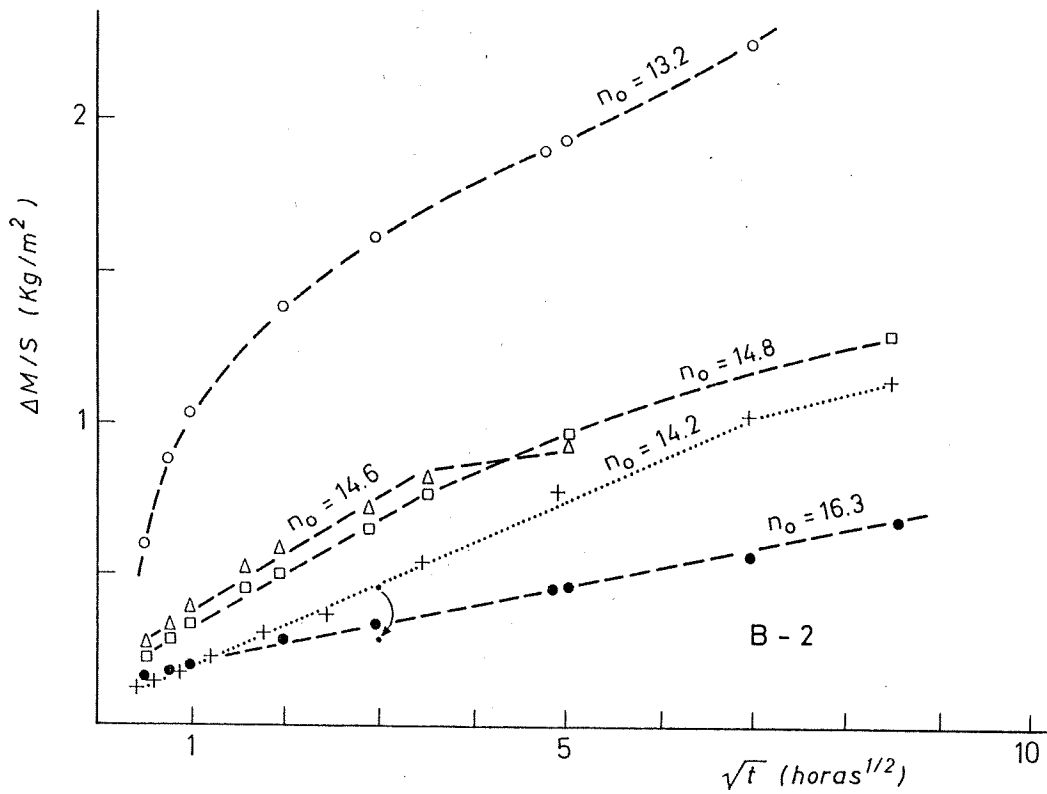
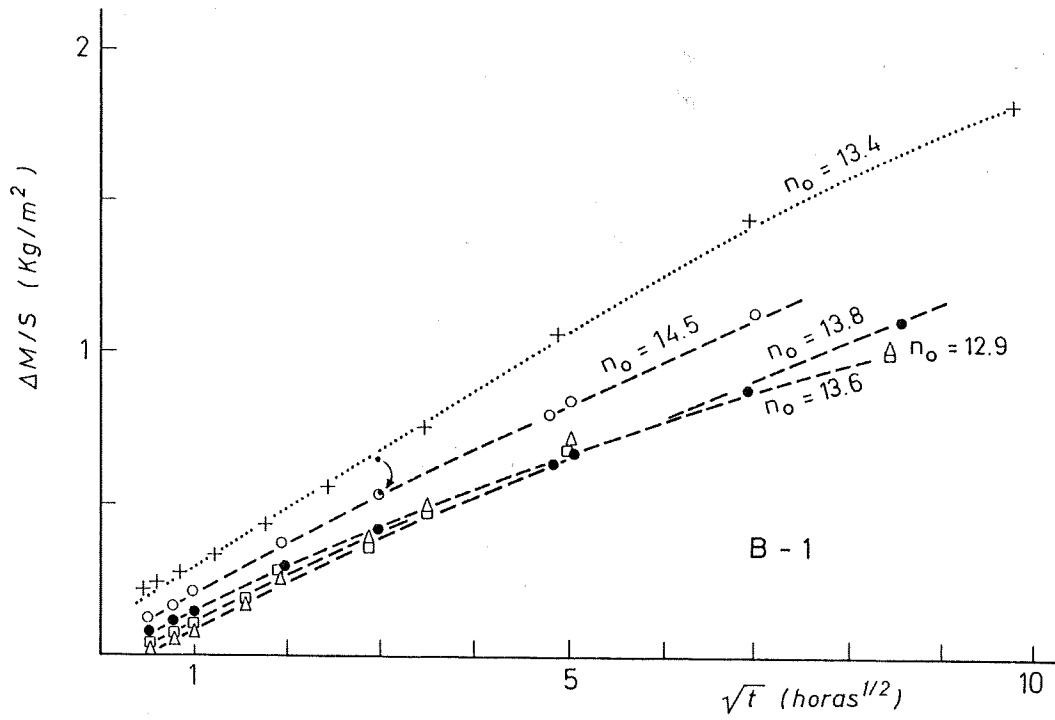


Fig. 5.5c.- Absorción capilar: Incremento de peso por unidad de superficie ( $\Delta M/S$ ) en función del tiempo ( $\sqrt{t}$ ). Dolomia de Boñar.

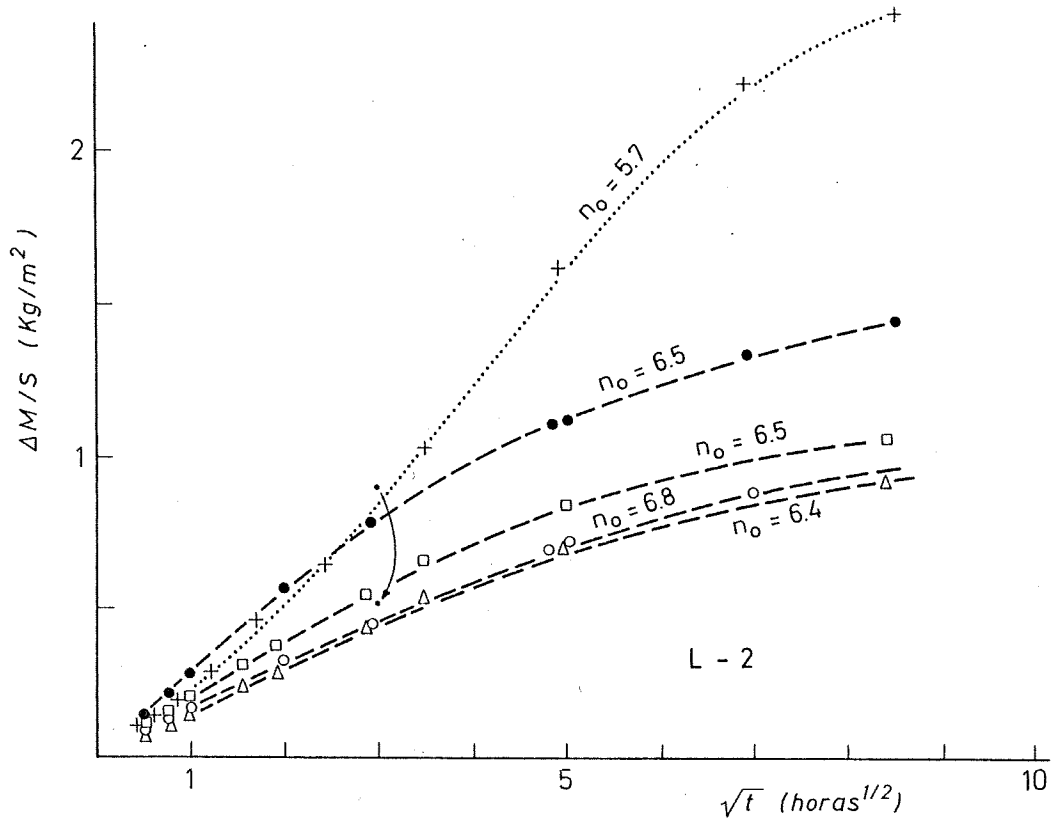
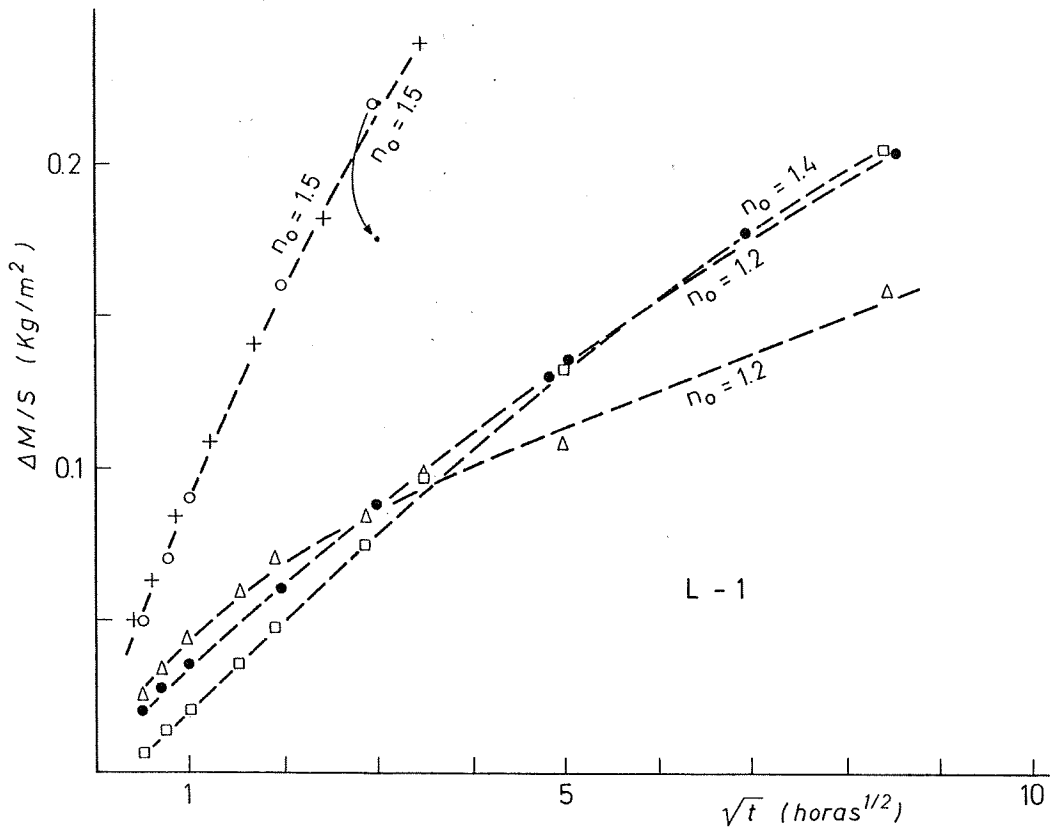


Fig. 5.5d.- Absorción capilar: Incremento de peso por unidad de superficie ( $\Delta M/S$ ) en función del tiempo ( $\sqrt{t}$ ). Calizas del Laspra.

Las diferencias observadas en los gráficos anteriores para algunas variedades rocosas (P-2, L-1) -que se corresponden con caras opuestas de los cilindros ensayados- manifiestan falta de homogeneidad en relación con el carácter estratificado de las rocas. (Concordantemente, estas rocas son las que presentaban mayores dispersiones entre los valores de porosidad obtenidos a partir de diferentes muestras).

Puede observarse igualmente -figura 5.6- la variación de la altura del agua ascendida por capilaridad, en función de  $\sqrt{t}$ . Sin embargo, esto no ha sido posible de obtener en todas las muestras, y en las que lo ha sido, los valores indicados no merecen la misma confianza que los obtenidos para la absorción.

En ambos casos puede corroborarse el comportamiento lineal al comienzo del ensayo -"absorción rápida"-, manteniéndose más o menos tiempo dependiendo de las condiciones de ensayo (humedad), así como de las características de las muestras. Las pendientes en dichos tramos lineales corresponden, respectivamente, a los coeficientes "C" de absorción capilar y "A" de penetración capilar. (El hecho de que estas rectas no pasen por el origen es debido a las pequeñas diferencias que pueden existir en el nivel alcanzado por el agua, respecto a la base de las probetas).

Esta absorción rápida se mantiene normalmente durante un tiempo mínimo de ocho horas (muestras B-2, P-I, y P-2) pudiendo llegar a prolongarse durante más de cuatro días (B-I y M-I). Para dichos tiempos y de acuerdo con los valores calculados para el coeficiente "A", el ascenso capilar se sitúa sobre unos 10 mm., por lo que la longitud de las probetas no supone un freno para la toma de agua por capilaridad. Seguidamente comienza una disminución gradual de pendiente, que en todos los casos analizados tiene lugar de forma sumamente lenta.

El ritmo de toma de agua por capilaridad en ambiente saturado presenta coeficientes más altos, manteniéndose durante tiempos

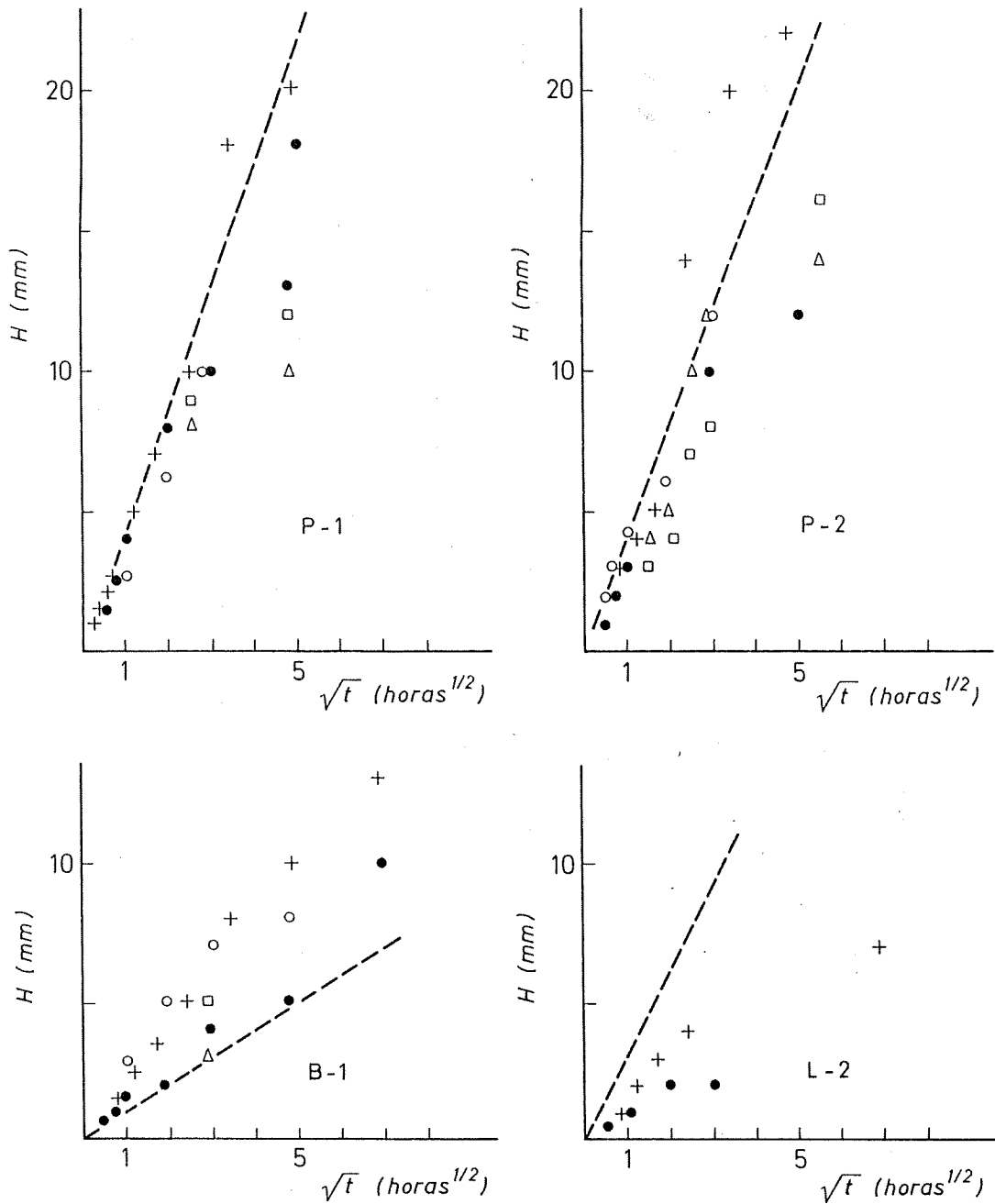


Fig. 5.6.- Penetración capilar: Altura ascendida (H) en función del tiempo ( $\sqrt{t}$ ). Puntos obtenidos por observación directa; recta determinada teóricamente a partir de la absorción capilar.

más largos. Esto es lógico si se tiene en cuenta que, en el ensayo realizado, además de la absorción capilar tiene lugar una absorción higroscópica, equivalente a la analizada en el apartado anterior. Dado que ambos comportamientos son linea-



les durante un intervalo de tiempo considerable, puede restarse la absorción higroscópica de la capilar. Realizado esto en el punto  $t = 3$  (desplazado por una flecha en los gráficos), se observa cómo los nuevos coeficientes son semejantes a los obtenidos en las restantes muestras.

En la figura 5.7 se presenta la relación existente entre el coeficiente "C" y la porosidad abierta, para las distintas muestras de las diferentes variedades rocosas consideradas; dicha relación nos define el coeficiente "A" teórico.

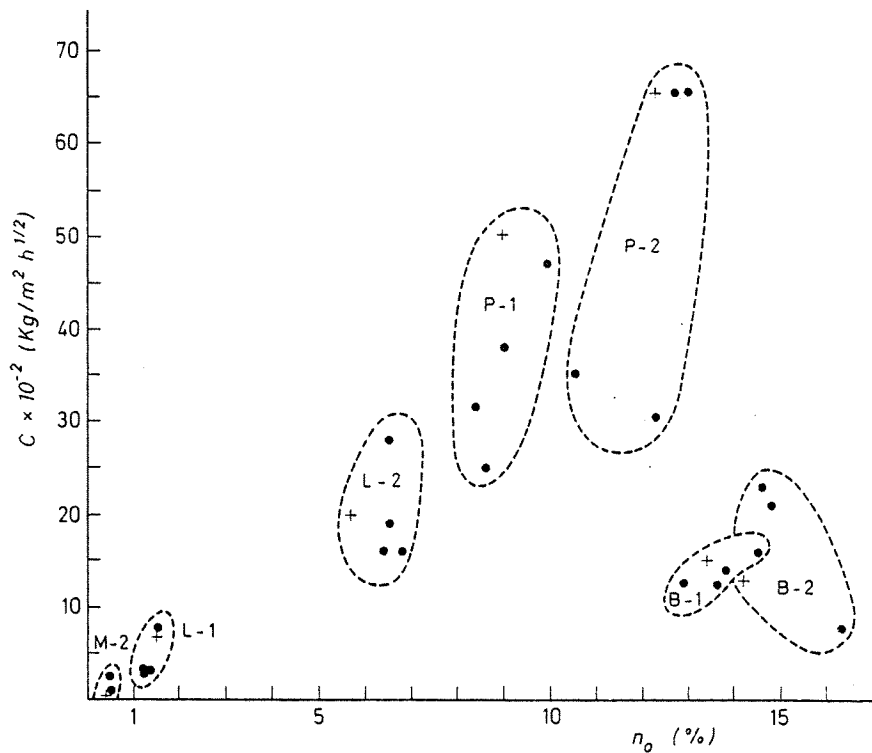


Fig. 5.7.- Correlación entre el coeficiente de absorción capilar (C) y la porosidad abierta ( $n_o$ ).

En la Tabla 5.5 se han expresado los valores de "C" -en forma de valor medio ( $\bar{x}$ ) y desviación típica ( $\sigma_{n-1}$ )-, así como los del coeficiente "A", tanto los experimentales como los calculados teóricamente (no se han tomado en consideración algunos valores anómalos de las muestras M-2 y B-2).

TABLA 5.5

Coeficientes de capilaridad:

."C" absorción capilar (coef. experimental)

."A" penetración capilar (coef. experimental y teórico)

."D" saturación capilar (coef. experimental y teórico).

Muestra		C. $10^{-2}$ (Kg/m h <sup>1/2</sup> )		A. $10$ (m/h <sup>1/2</sup> )		D (h <sup>-1/2</sup> )	
		$\bar{x}$	$\sigma_{n-1}$	Exp.	Teor.	Exp.	Teor.
Caliza del Páramo.	P-1	38	10	0.27	0.42	9	8.1
	P-2	50	18	0.30	0.40	7.6	8.4
Caliza de Montaña.	M-1	0.4	-	-	0.14	1.6	2.4
	M-2	0.7	-	-	0.15	2.0	1.6
Dolomía de Boñar.	B-1	14	1.5	0.14	0.10	2.4	1.7
	B-2	16	7	-	0.11	1.6	1.4
Caliza de Laspra.	L-1	5	2	-	0.35	7.0	7.7
	L-2	20	6	0.10	0.30	9.0	6.5

Puede observarse cómo rocas con diferentes coeficientes de absorción capilar presentan valores semejantes para el coeficiente de penetración capilar. Así, atendiendo a este último parámetro, pueden establecerse dos grandes grupos dentro de las rocas estudiadas:

$A = 0.1 \text{ cm/h}^{1/2}$ , propio de las variedades cristalinas,

con mayor tamaño de acceso de poro (Dolomía de Boñar y Caliza de Montaña).

$A = 0.4 \text{ cm/h}^{1/2}$ , lo presentan las variedades micríticas, con pequeño tamaño de acceso de poro (Calizas del Páramo y Laspra).

En cuanto a las diferencias observadas entre los valores teóricos y experimentales -figura 5.6, Tabla 5.5- puede

señalarse:

.En la muestra B-I la absorción de agua es inferior al ascenso capilar observado, por lo que -de acuerdo con el mayor tamaño de poro que presenta esta roca- cabe pensar que los poros mayores no se llenan por capilaridad.

.Contrariamente, la muestra L-2 presenta una absorción de agua superior al correspondiente ascenso capilar; este hecho, sin duda, es consecuencia del hinchamiento que muestra la roca.

En el ensayo realizado en **ambiente saturado** y mantenido durante **tiempos largos**, se ha observado igualmente la evolución del contenido en agua y grado de saturación de las rocas en función de  $\sqrt{t}$ . En las figuras 5.8 y 5.9 se presentan las correspondientes curvas, indicándose el cambio realizado en las condiciones de humedad -punto marcado ( $\surd$ )- de acuerdo con el procedimiento previamente descrito.

Se observan, como en anteriores casos, diferentes etapas:

.La primera, donde la toma de agua por capilaridad es más importante y lineal con  $\sqrt{t}$  -absorción rápida-, manteniéndose el comportamiento lineal, en este caso, alrededor de dos días.

.Decrecimiento gradual en el ritmo de absorción de agua, más dilatado cuanto mayor es la porosidad de la roca.

.Ultima fase, donde el contenido en agua tiende a estabilizarse asintóticamente para tiempos ya muy largos -absorción lenta-.

No obstante, en algunos tipos rocosos, el comportamiento es lineal a lo largo de todo el intervalo de tiempo considerado, presentando coeficientes mucho más bajos. Este hecho guarda relación con el porcentaje y el tamaño de los poros, siendo la Caliza de Montaña y, en particular, la muestra M-I donde este comportamiento es más acusado.

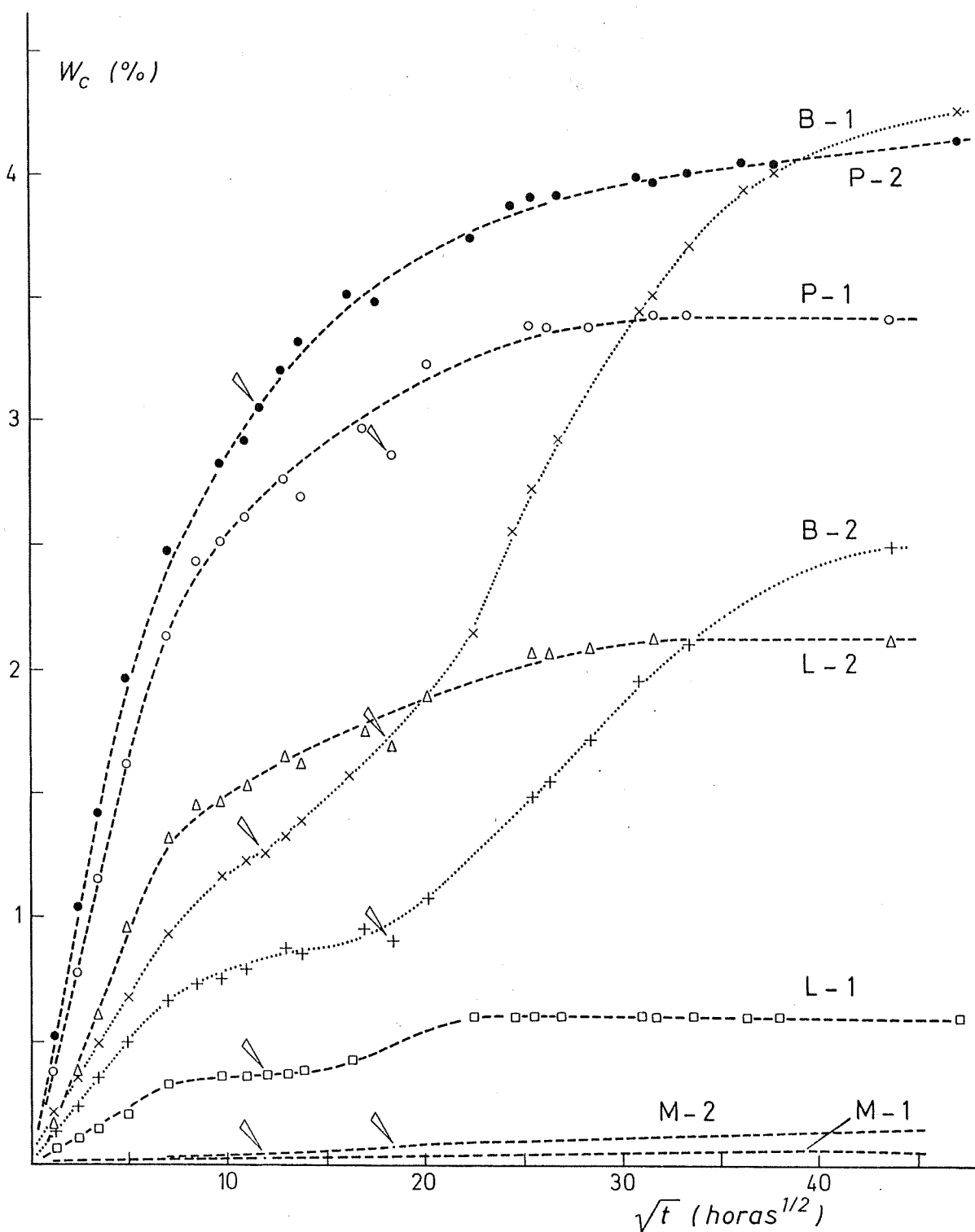


Fig. 5.8.- Absorción capilar (tiempos largos -dos meses-, ambiente saturado y periódicamente sobresaturado a partir del punto marcado): Contenido en agua ( $w_c$ ) en función del tiempo ( $\sqrt{t}$ ).

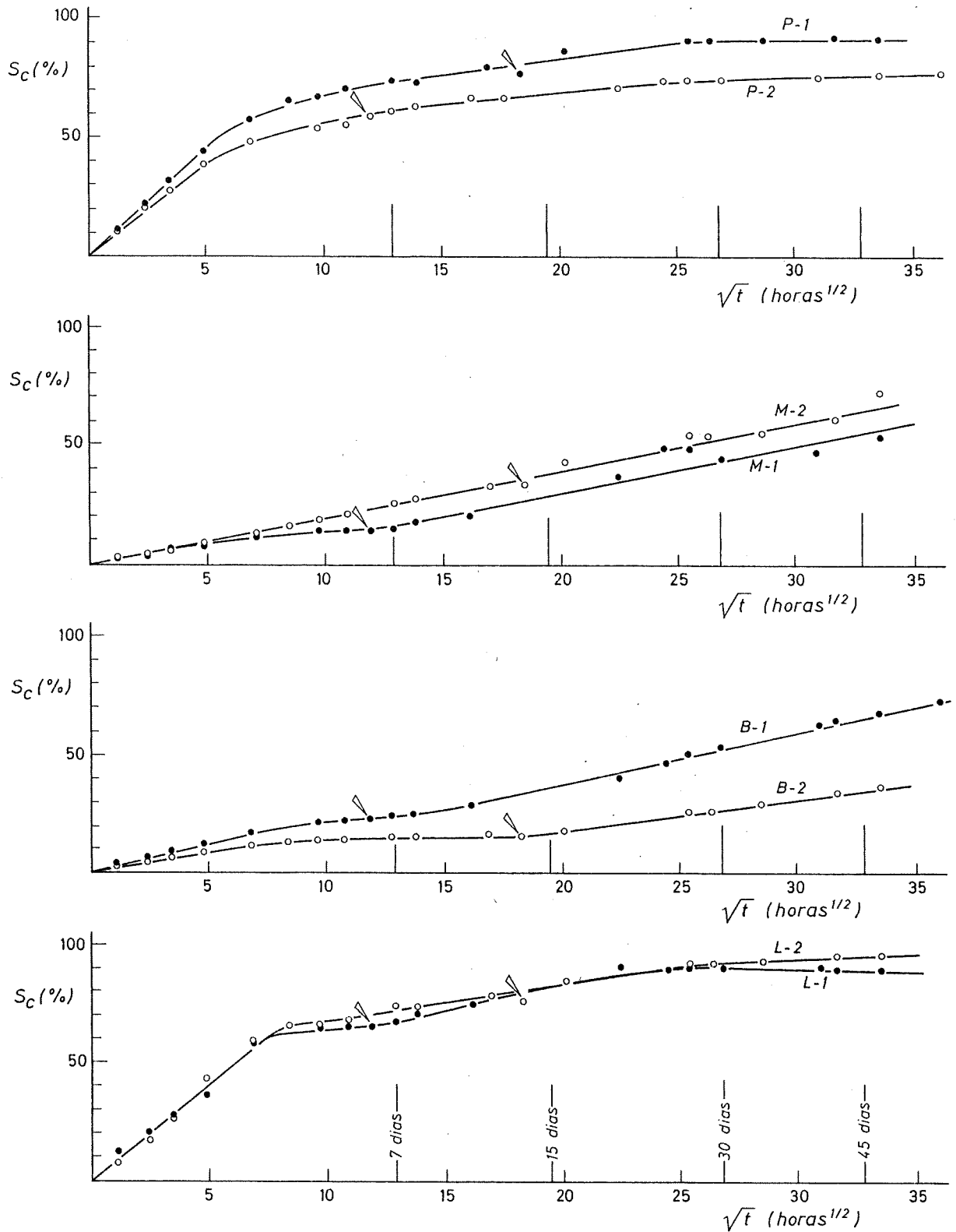


Fig. 5.9.- Absorción capilar (tiempos largos -dos meses-, ambiente saturado y periódicamente sobresaturado a partir del punto marcado): Grado de saturación ( $S_c$ ) en función del tiempo ( $\sqrt{t}$ ).

Dadas las condiciones ambientales del ensayo descrito, tienen lugar fenómenos de condensación capilar en las rocas, dentro ya de la fase de absorción lenta. Ante este hecho, los distintos tipos rocosos considerados presentan notables diferencias de comportamiento:

.Las dolomías -con alta porosidad y grados de saturación aún muy bajos- manifiestan un incremento en el ritmo de absorción de agua, pasando a tomar valores similares a los iniciales -absorción rápida- y manteniéndolos durante más de dos meses.

.En las calizas micríticas el incremento es menor, manifestándose únicamente como un retraso en el comienzo de la absorción lenta, que en este caso se alcanza aproximadamente mes después de iniciado el ensayo.

En la Tabla 5.5 se han expresado los coeficientes de saturación capilar, tanto experimentales como teóricos, correspondientes al tramo lineal inicial. Dado que el tamaño de las muestras es similar, los valores obtenidos son proporcionales a los de penetración capilar y, por tanto, se tienen los mismos grupos:

$D = 8 h^{-1/2}$ , para las variedades cristalinas.

$D = 2 h^{-1/2}$ , para las variedades micríticas.

El grado de saturación alcanzado al final del ensayo (dos meses) -Tabla 5.6- presenta valores elevados y comparables a los obtenidos por inmersión libre en agua durante dos semanas. Las mayores diferencias corresponden a la Dolomía de Boñar, donde la variedad B-1 alcanza grados de saturación más elevados por capilaridad -en las condiciones dadas-, mientras que en B-2 son menores. Este hecho guarda relación con su mayor tamaño de poro. (Debe tenerse en cuenta que estas rocas no presentan valores de equilibrio en sus contenidos en agua, para los tiempos considerados).

TABLA 5.6

Absorción de agua por capilaridad:  
Grado de saturación para diferentes tiempos.

Muestra		Grado de saturación (%)		
		15 días	30 días	60 días
Caliza del	P-1	82	91	94
Páramo.	P-2	70	75	78
Caliza de	M-2	30	46	60
Montaña.	M-2	36	54	76
Dolomía de	B-2	35	53	74
Boñar.	B-2	18	27	40
Caliza de	L-1	80	90	90
Laspra.	L-1	80	92	95

### 5.6.- DESORCION DE AGUA: EVAPORACION.

Los daños producidos por el agua en los materiales de construcción son debidos, en gran parte, tanto a la absorción de agua como a su posterior secado. Así, es sabido que la alternancia de ciclos de humedad-sequedad es un hecho de mayor significación en los procesos de alteración que la permanente inmersión en agua o en ambiente húmedo.

El secado de los materiales rocosos es un proceso complejo en el que intervienen múltiples factores -además de las características de los materiales-, los cuales es preciso controlar para una valoración de dicho proceso desde el punto de vista petrográfico. Entre dichos factores se encuentran los ambientales (temperatura, humedad, ventilación); así como otros dependientes de las características de las muestras (geometría y dimensiones, contenido en agua, etc).

A pesar de su complejidad, son conocidos ciertos aspectos de este fenómeno: Stambolov y van Asperen de Boer, 1.976; Vos, 1.978; Torraca, 1.982; Spooner, 1.983. Así, a partir de una muestra más o menos saturada en agua, la velocidad inicial de secado es constante, hasta que se alcanza un punto a partir del cual dicha velocidad decrece rápidamente -punto crítico- (Vos, 1.976).

Este hecho es interpretado de la siguiente manera:

- Al comienzo del secado, el agua es transportada a través del medio poroso hasta la superficie de la roca, donde se evapora. Esto tiene lugar siempre y cuando exista agua libre capaz de moverse. La velocidad de evaporación es la de la superficie líquida equivalente -de acuerdo con las condiciones ambientales-, manteniéndose constante mientras exista aporte de agua a la superficie.

- En el momento que el contenido en agua de la roca ya no



permite dicho aporte -contenido en agua crítico-, el secado continúa para el agua ligada por fuerzas capilares o electrostáticas. Su velocidad depende ahora del coeficiente de difusión de vapor de agua en la roca. El proceso es cada vez más lento, tendiendo a estabilizarse el contenido en agua de forma asintótica, con valores que dependen de la humedad del ambiente.

En rocas poco porosas -calizas cristalinas- el secado de la superficie se manifiesta rápida y claramente. Comienzan por aparecer zonas secas -sobre la superficie húmeda- que van creciendo hasta ponerse en contacto, dando lugar a manchas aisladas de humedad, que decrecen de tamaño hasta desaparecer. Cabe mencionar la relación entre las últimas manchas de humedad y las heterogeneidades texturales (granos, fisuras, etc.). El tiempo máximo de secado no supera los 15 minutos.

Al aumentar el grado de porosidad de las rocas, el secado de la superficie es más lento y se presenta más difuminado, debido a migración de agua que tiene lugar desde el interior.

Alcanzado el equilibrio, al variar las condiciones ambientales, pueden variar los contenidos en humedad de las rocas. Dichos contenidos en humedad pueden ser determinados a partir de la correspondiente isoterma de absorción. No obstante, de acuerdo con las características del sistema poroso de las rocas, es frecuente la existencia de histéresis entre absorción y desorción de agua. (Esto ocurre en presencia de agua de condensación capilar, contenida en poros comprendidos entre 0.002 y 0.05  $\mu\text{m}$ . -Gregg y Sing, 1.982-). En consecuencia, ligeras variaciones en la humedad relativa del ambiente no afectan al contenido en humedad de la roca.

En los ensayos realizados se ha observado la evolución del contenido en agua en las muestras estudiadas durante su secado, a partir de su estado saturado y considerados dos ambientes diferentes. Como en casos anteriores se ha representado el contenido en agua y grado de saturación de las

rocas en función del tiempo, sin que en este caso sea de interés considerar su raíz cuadrada.

### Ensayo.

Se han analizado 4 muestras cilíndricas (D:35 mm, L:65 mm.) de cada una de las variedades rocosas estudiadas, dos de ellas para cada uno de los dos ambientes considerados.

El ensayo se ha realizado en una habitación con temperatura y humedad estables. La temperatura se mantuvo en  $20 \pm 2^{\circ}\text{C}$ , y la humedad fue del 70 % en un caso y del 80 % en el otro, con variaciones a lo largo del ensayo que no superaron el 5 %.

Las rocas fueron previamente saturadas en agua al vacío, de acuerdo con el procedimiento ya descrito. Al comienzo del ensayo se limpiaron con un paño húmedo y se colocaron sobre una rejilla de plástico para que la evaporación afectase a toda su superficie. A intervalos de tiempo -más espaciados a medida que avanzaba el ensayo- se fue determinando el peso de las muestras. El ensayo tuvo una duración de 12 días.

A partir de estos valores se calculó el contenido en agua que aún presentaba la roca  $-w_e(t)-$  así como el correspondiente grado de saturación  $-S_e(t)-$ , a partir de las expresiones <5.1> y <5.3> respectivamente.

### Resultados.

En la figura 5.10 se han representado las curvas de evaporación: contenido en agua en función del tiempo, para un ambiente con una humedad relativa del 80 %. La curva presentada corresponde al valor medio de las dos muestras ensayadas; su punto de partida es el contenido en agua en saturación.

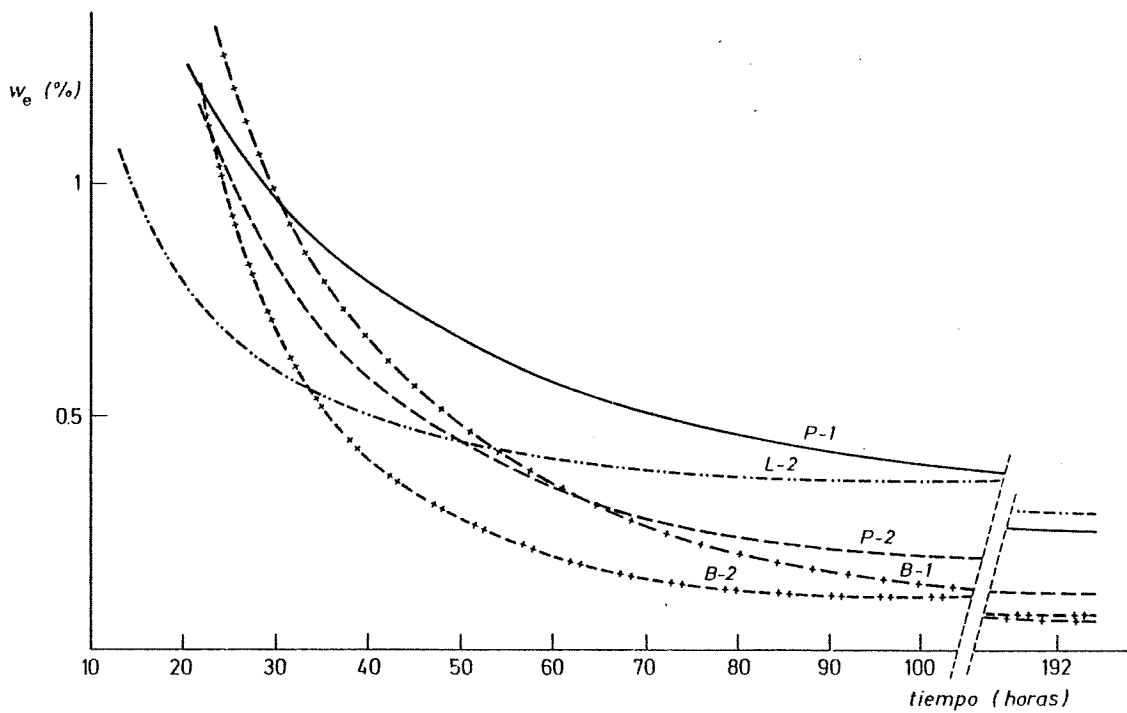
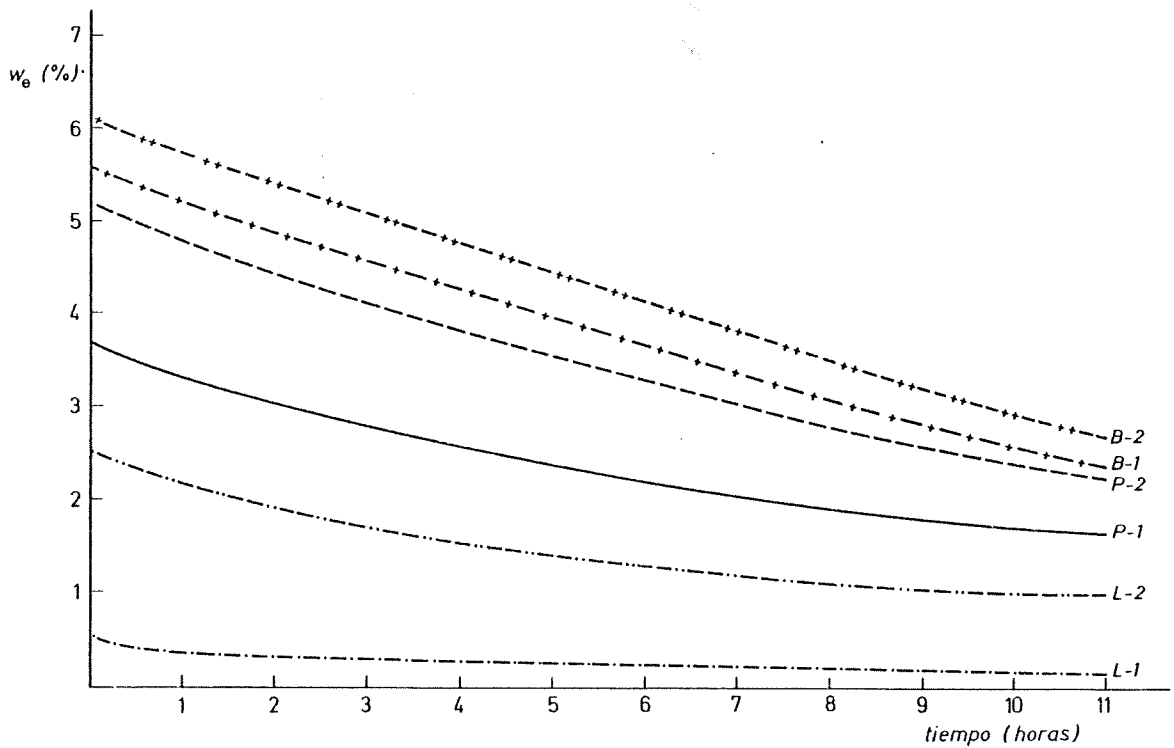


Fig. 5.10.- Curvas de evaporación: Contenido en agua ( $w_e$ ) en función del tiempo, durante las primeras 11 horas y los primeros 8 días de secado (Humedad ambiente 80 %).

Las figuras 5.11 y 5.12 corresponden a las curvas normalizadas: grado de saturación en función del tiempo. En este caso, dentro de cada variedad rocosa, se presentan dos curvas, co-

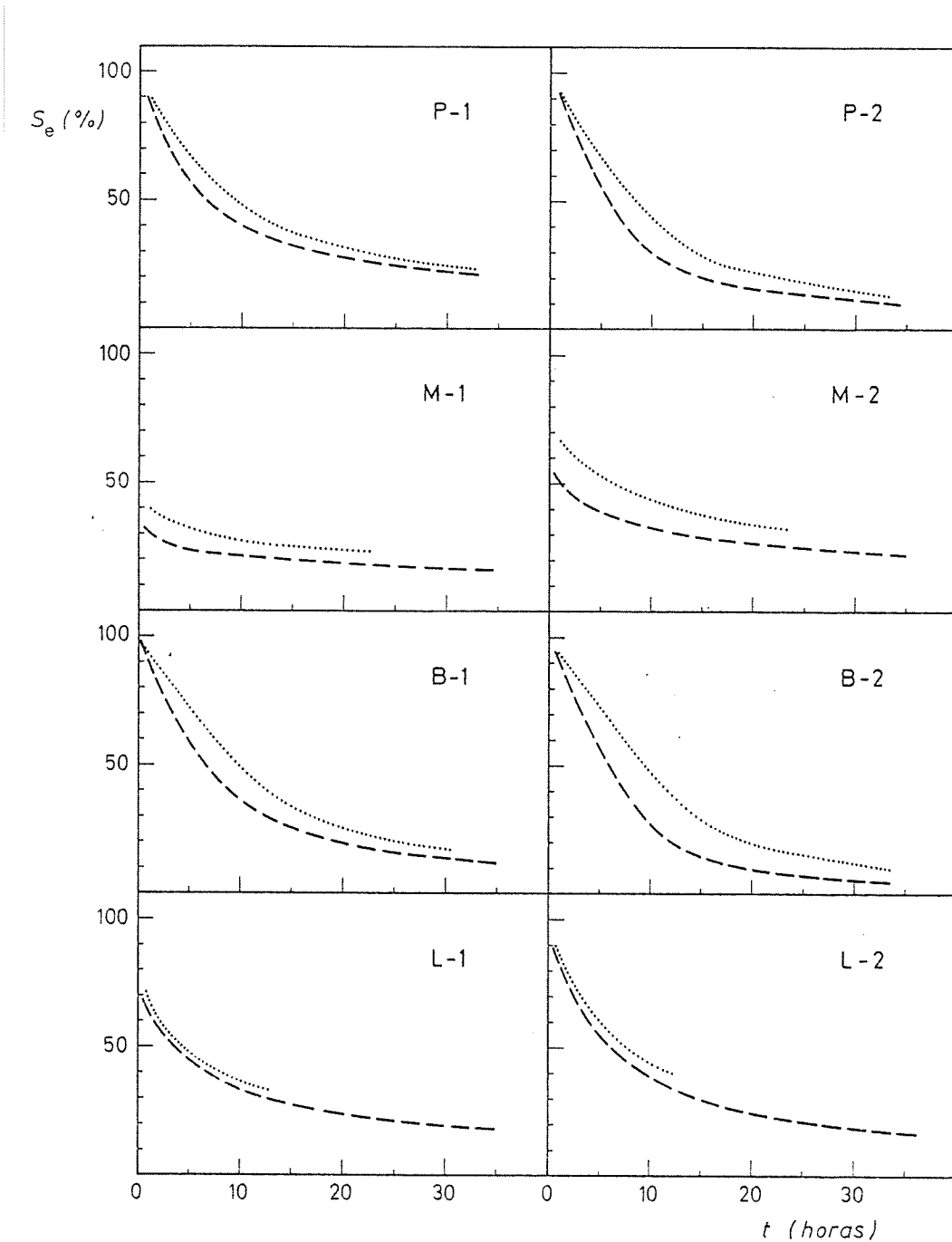


Fig. 5.11.- Evaporación "primeras 30 horas": Grado de saturación ( $S_e$ ) en función del tiempo. En línea de trazos, humedad ambiente del 70 % ; en línea de puntos, humedad ambiente del 80 % .

respondientes a condiciones de humedad diferentes. La inferior ha sido obtenida para un 70 % de humedad ambiente y la superior para el 80 % .

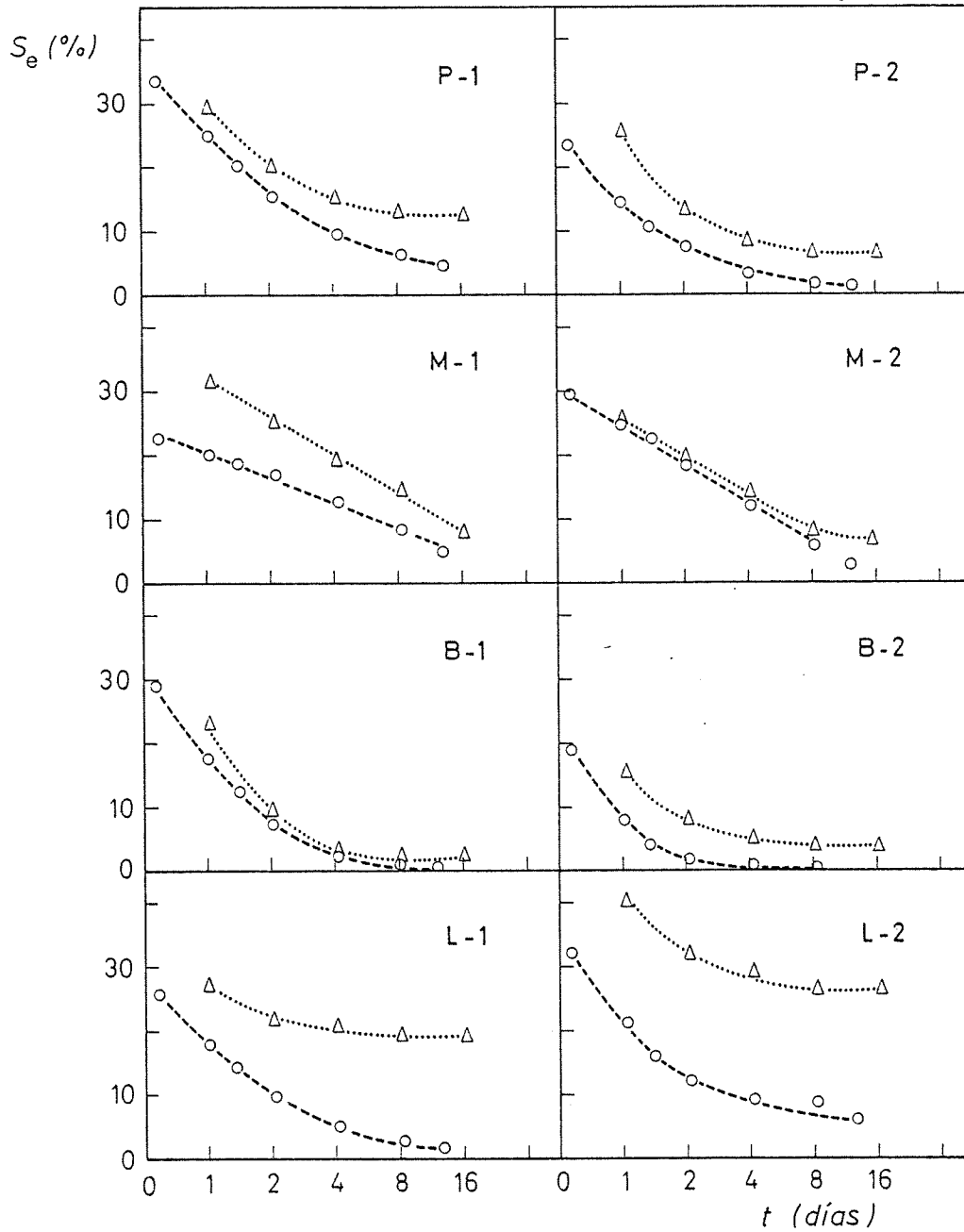


Fig. 5.12.- Evaporación "primeros 15 días": Grado de saturación ( $S_e$ ) en función del tiempo. En línea de trazos, humedad ambiente del 70 % ; en línea de puntos, humedad ambiente del 80 % .

(En las calizas cristalinas -muy poco porosas- las curvas se encuentran inicialmente separadas de los valores saturados -figura 5.11-. Esto puede ser consecuencia de un exceso de agua en la superficie de la roca -ya señalado en las determinaciones de porosidad-, corroborando de nuevo este hecho).

En la Tabla 5.7 se muestra el grado de saturación que poseían las rocas para distintos momentos del secado, después de corregidos los valores correspondientes a las rocas cristalinas. Puede observarse que la pérdida de agua en términos relativos es similar en todas las rocas, dependiendo de su contenido en agua y de su capacidad higroscópica.

TABLA 5.7

Evaporación (Humedad ambiente 70 %):

Grado de saturación ( $S_e$ ) que presentan las rocas durante las primeras horas y días del secado, a partir de su estado saturado.

Muestra		$S_e$ (%)					
		5 h.	10 h.	20 h.	2 d.	4 d.	8 d.
Caliza del	P-1	55	40	31	16	10	7
Páramo.	P-2	55	30	18	8	4	2
Caliza de	M-1	47	42	35	25	20	12
Montaña.	M-2	58	50	40	28	20	11
Dolomía de	B-1	58	36	18	8	2	1
Boñar.	B-2	55	28	10	2.5	1	0.5
Caliza de	L-1	53	40	30	17	10	6
Laspra.	L-2	53	40	25	13	10	9

En rocas porosas y saturadas en agua, la pérdida de ésta es prácticamente lineal durante las primeras horas (figura 5.10). Para las muestras ensayadas se mantiene este comportamiento alrededor de unas 10 horas. Sin embargo, más en detalle, se observan pequeñas desviaciones -más o menos tempranas según los tipos rocosos- que van incrementándose gradualmente en el tiempo, siendo muy difícil de precisar el punto donde el comportamiento deja de ser lineal (punto crítico).

Esta pérdida en el ritmo de evaporación depende del contenido en agua de la roca, tendiéndose por tanto a una homogeneización en dicho contenido que, para las muestras consideradas, se alcanza entre las 25 y 30 horas de ensayo, situándose alrededor del 1 % .

Considerando tiempos mayores puede distinguirse una dilatada etapa de cambio en la velocidad de evaporación, al final de la cual (8 días) los valores de contenido en humedad son ya prácticamente de equilibrio. Dichos valores vienen controlados por la capacidad higroscópica de la roca y por la humedad ambiente.

En la figura 5.11 puede observarse mejor este comportamiento:

- Al comienzo, todas las rocas presentan un tramo prácticamente recto, con la misma pendiente, que sólo depende de la humedad ambiente. Es el tramo de mayor pendiente de la curva -"secado rápido"- y su duración depende del contenido en agua inicial. Para un 70 % de humedad se observa una pérdida en el grado de saturación del 10 % por hora, manteniéndose -excepto en las rocas menos porosas- más allá de las 5 primeras horas.

- A continuación, y de forma imperceptible, comienza a decrecer el ritmo de secado, teniendo lugar el máximo cambio de pendiente alrededor de las 10 horas (más tarde cuanto más porosas son las rocas) y para grados de saturación comprendidos entre el 25 y 45 % (más altos cuanto más higroscópicas).

- A partir de unas 20 horas de ensayo el grado de saturación disminuye ya de forma sumamente lenta, hacia sus valores de equilibrio: "secado lento".

A otra escala, considerando tiempos mayores -figura 5.12- se observa que este secado lento es lineal para el logaritmo del tiempo (Hoffmann y Niesel, 1.985), prolongándose este comportamiento durante un mayor intervalo de tiempo en las rocas cristalinas.



### 5.7.- EXPANSION HIDRICA.

Algunos materiales rocosos, durante la absorción de agua, desarrollan tensiones que son puestas de manifiesto por la expansión volumétrica que experimentan, cuando lo permite su grado de confinamiento. Esta propiedad es conocida también como hinchamiento.

La alternancia de estados húmedos y secos en las rocas, hace que dichas tensiones se repitan periódicamente, produciéndose fisuración en los materiales. Una vez comenzado el proceso, el desarrollo de grandes fisuras suele ser ya muy rápido. En consecuencia, este es un fenómeno de sumo interés en los estudios de alteración. En este sentido, el hinchamiento es un síntoma de la baja calidad potencial de las rocas, constituyendo un parámetro esencial a la hora de valorar su durabilidad (Esbert y Ordaz, 1985).

Este comportamiento es atribuido a presiones de succión de origen no bien conocido (Duncan, 1.969). Entre las distintas causas apuntadas, sin duda las de mayor incidencia corresponden a los fenómenos de absorción y adsorción que se desarrollan en los minerales arcillosos. En este sentido, pueden señalarse importantes diferencias entre los distintos tipos minerales, destacando el grupo de las esmectitas (montmorillonita) -arcillas expansivas-. En conclusión, el hinchamiento que experimentan las rocas depende fundamentalmente de la naturaleza y proporción de minerales arcillosos.

El parámetro determinado y la forma de hacerlo responden a distintos métodos. En este sentido caben mencionar los estudios de Duncan (1.969) así como las normas I.S.R.M. (1.979) y R.I.L.E.M. (1.980). Duncan considera el hinchamiento como un parámetro físico elemental para la caracterización de los materiales rocosos, correlacionándolo con otras propiedades físicas (contenido en agua) y mecánicas (resistencia a la tracción).

En este trabajo se ha determinado el hinchamiento que experimenta una muestra no confinada, durante la absorción de agua, a partir de la medida de su expansión lineal según tres direcciones ortogonales.

La expansión lineal ( $\epsilon$ ) se ha obtenido como cociente entre el incremento de longitud que experimenta la roca ( $\Delta L$ ) -cuando absorbe agua- y la longitud de la roca seca ( $L_0$ ), para una dirección determinada, expresándose en porcentaje:

$$\epsilon = (L / L_0) \cdot 100 \quad (\%)$$

La expansión lineal depende, en principio, de la dirección considerada y del tiempo. Las medidas se realizan normalmente según direcciones en relación con la estratificación, (perpendicularmente a ella y según otras dos direcciones perpendiculares). En cuanto al tiempo se considera el hinchamiento para tiempos lo suficientemente largos, como para que se alcancen valores de equilibrio -prácticamente constantes-.

En el ensayo realizado se ha determinado el hinchamiento libre, según tres direcciones ortogonales, observándose su evolución en el tiempo y -como en casos anteriores- representándose en función de su raíz cuadrada.

### Ensayo.

Se han analizado únicamente aquellos tipos rocosos que tienen alguna posibilidad de presentar hinchamiento, de acuerdo con su fracción arcillosa (Calizas del Páramo y Laspra). Para cada roca se ha ensayado una muestra prismática, de aproximadamente 70 x 30 x 30 mm.

La expansión se determinó en un aparato de ensayo diseñado de acuerdo con las normas I.S.R.M. (Ordaz, 1.978). Consta de una cubeta en la que pueden colocarse ortogonalmente tres extensómetros mecánicos, cuya sensibilidad es de 1  $\mu$ m. Este apa-

rato permite medir la dilatación lineal según tres direcciones perpendiculares.

En primer lugar, una vez secada la muestra en un horno a 105°C durante 24 horas, se midió la longitud de la probeta según las tres direcciones consideradas, con una precisión de 0.1 mm. . A continuación fue colocada en la cubeta, ajustándose los comparadores a cero y se añadió agua destilada -a una temperatura de 18°C-, hasta cubrir sus tres cuartas partes.

Comenzado el ensayo se fueron tomando los incrementos de longitud registrados por los comparadores, a intervalos de tiempo más o menos constantes frente a  $\sqrt{t}$ . A partir de dichos valores se obtuvo la dilatación lineal, de acuerdo con la expresión mencionada, en cada instante considerado y para las tres direcciones dadas.

### **Resultados.**

De las rocas analizadas sólo en la muestra L-2 se observaron dilataciones significativas. En la figura 5.13 se presentan las curvas de hinchamiento libre para las tres direcciones consideradas: expansión lineal en función de la raíz cuadrada del tiempo.

En primer lugar puede destacarse la semejanza entre estas curvas y las de absorción de agua (figuras 5.1 y 5.3). Así, cabe diferenciar:

- un primer tramo lineal frente a  $\sqrt{t}$  y con pendiente elevada: "hinchamiento rápido"

- un tramo medio con cambio gradual de pendiente, en este caso bien desarrollado.

- un tramo final, con pendiente prácticamente nula, alcanzándose valores constantes de equilibrio.

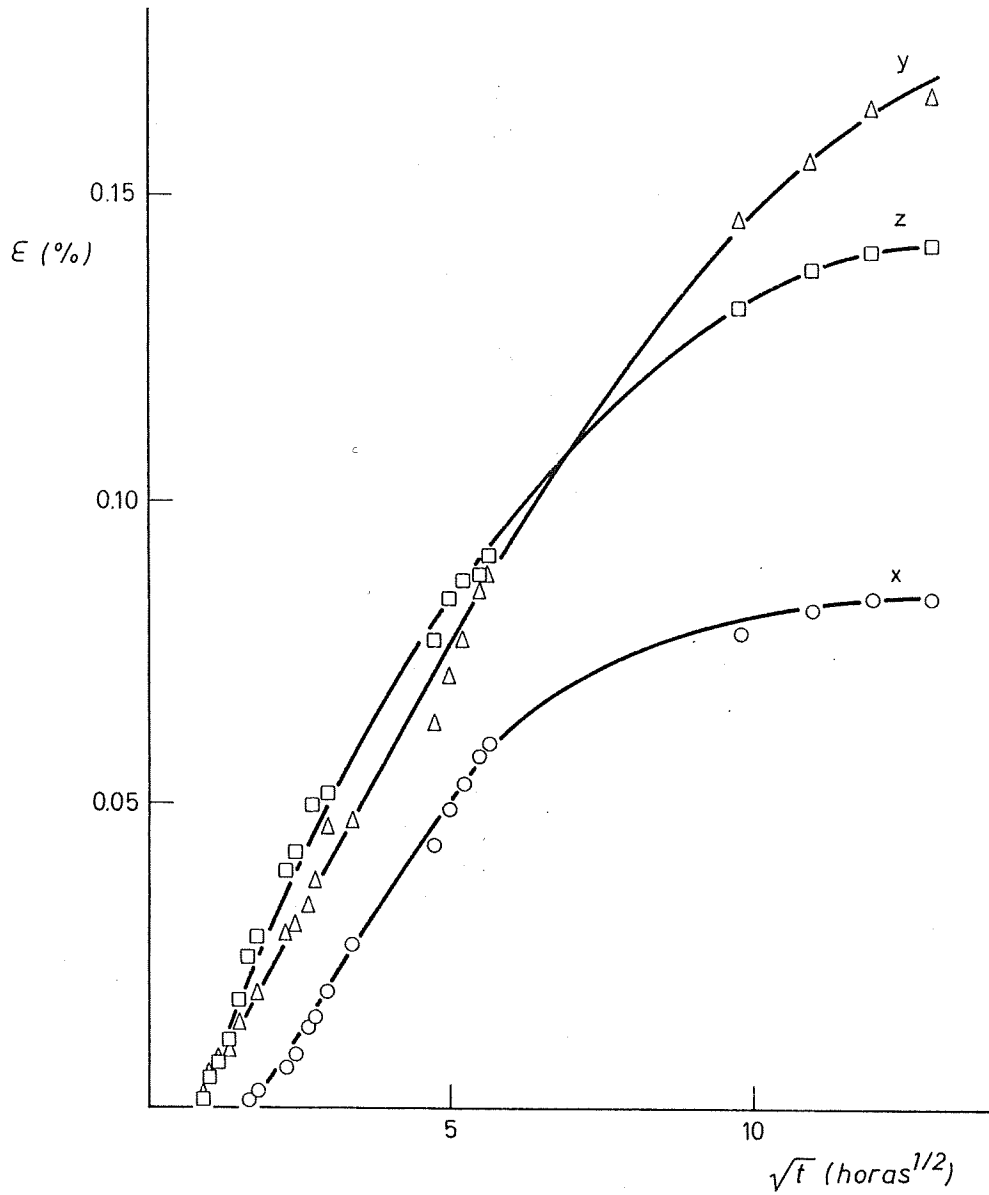


Fig. 5.13.- Hinchamiento en la Caliza de Laspra: expansión lineal ( $\epsilon$ ) en función del tiempo ( $\sqrt{t}$ ), según tres direcciones ortogonales.

Más en detalle se observan ciertas diferencias entre ambos comportamientos:

. Inicialmente, hasta pasadas de una a tres horas de ensayo, la roca no manifiesta hinchamiento, a pesar de existir una importante absorción de agua durante ese tiempo (figura 5.1).

. Transcurrido ese período, el hinchamiento tiene lugar a ritmo constante frente a  $\sqrt{t}$ , manteniéndose así durante tiempos superiores (36 horas) a la absorción de agua (12 horas).

. Finalmente el hinchamiento continúa con valores apreciables -aunque decreciendo gradualmente- durante 4 a 6 días de ensayo, mientras la absorción de agua es ya prácticamente despreciable.

En general, puede señalarse cierto retraso en el hinchamiento que experimenta una roca respecto a su absorción de agua. En consecuencia, tanto en las etapas iniciales como en las finales, no existe relación entre el agua que absorbe la roca y el hinchamiento que experimenta.

Inicialmente este comportamiento puede ser debido a que el primer agua que penetra en la roca ocupa los espacios vacíos de mayor tamaño, sin afectar a los minerales arcillosos. En las etapas finales, contrariamente, se mantiene el hinchamiento sin que tenga incidencia apenas la cantidad de agua que puede absorber la roca.

Es posible, por tanto, distinguir la absorción de agua correspondiente a la fracción arcillosa, respecto al resto del sistema poroso de la roca. La absorción de agua por los minerales arcillosos presenta cierta inercia -después de haber tenido lugar su contacto con el agua- (sobre una hora), y se mantiene a ritmo constante durante tiempos mucho mayores (un día). Se trata por tanto de un proceso más lento, en el que cabe destacar la pequeña cantidad de agua que interviene, respecto al agua total absorbida por la roca.

En cuanto a los resultados obtenidos en la Caliza de Laspra, puede señalarse, por tanto, su considerable hinchamiento, además de cierta anisotropía, según las tres direcciones consideradas.

Los máximos valores de expansión lineal -ya próximos al equilibrio- alcanzados para cada una de esas tres direcciones, son los siguientes:

$$x = 0.084 \%, \quad y = 0.166 \%, \quad z = 0.142 \%,$$

Los coeficientes exhibidos -pendientes de las curvas en su tramo lineal- son muy próximos en las tres direcciones consideradas.

La dirección "x" -probablemente contenida en la estratificación- es la que presenta menor hinchamiento, siendo también donde el hinchamiento empieza más tarde. En las otras dos direcciones el comportamiento es más próximo.

## 5.8.- INTERPRETACION PETROFISICA.

### Absorción de agua.

En la **Caliza del Páramo** la absorción libre de agua presenta similar comportamiento en las dos variedades consideradas. Inicialmente la absorción es muy rápida e importante, alcanzando pronto valores prácticamente de equilibrio. Los valores de contenido en agua son semejantes en ambas variedades; sin embargo, no presentan los mismos grados de saturación, concordantemente con sus diferencias en los valores de porosidad. Recordando las características del sistema poroso, ambas rocas presentan parecido porcentaje y tipo de microporos, correspondiendo las diferencias de porosidad al contenido en macroporos. En consecuencia, cabe pensar que el volumen poroso no saturado en la variedad P-2 es el que corresponde a los macroporos.

La capacidad higroscópica de esta roca es elevada, debido sin duda al contenido y naturaleza de su fracción arcillosa -paligorskita-; manteniéndose esta absorción de vapor de agua durante un tiempo ligeramente superior. De las dos variedades consideradas, la P-1, con mayor fracción arcillosa y menor tamaño de poro, es la que absorbe mayor cantidad de humedad y lo hace más rápidamente, a pesar de su menor porosidad.

Concordantemente con su capacidad de absorción de agua y de vapor de agua, la succión capilar es también muy elevada -esta roca es la que presenta mayores coeficientes de absorción capilar-. La variedad P-2, más porosa -como consecuencia del mayor porcentaje de macroporos-, es la que presenta mayores coeficientes de absorción; no obstante, ambas variedades muestran similares coeficientes de penetración capilar. En consecuencia, puede deducirse que los macroporos tampoco presentan gran influencia en el ascenso capilar. En condiciones extremas de humedad ambiente y considerados tiempos sufi-

cientemente largos, los grados de saturación son elevados, semejantes a los alcanzados por inmersión libre en agua.

En la **Caliza de Laspra**, durante la absorción libre de agua -de acuerdo con las acusadas diferencias texturales y de porosidad que presentan las dos variedades consideradas-, los contenidos en agua son muy diferentes. Sin embargo, los grados de saturación alcanzados son similares (valores alrededor del 100 %). Este hecho puede ser atribuido a la carencia de macroporos, a su pequeño tamaño de acceso de poro, así como a la naturaleza de su fracción arcillosa: esmectita mayoritariamente.

Paralelamente, la cantidad de vapor de agua absorbida es muy diferente en las dos variedades consideradas, mientras que el grado de saturación alcanzado es similar, siendo este tipo rocoso el que presenta mayor coeficiente y grado de saturación por absorción higroscópica. Este hecho, sin duda, está igualmente favorecido por la ausencia de macroporos, el pequeño tamaño de acceso de poro y, sobre todo, la naturaleza esmectítica de su fracción arcillosa.

La cantidad de agua absorbida por capilaridad es menor en ambas variedades, de acuerdo con su más baja porosidad. No obstante, su ascenso capilar es semejante, y similar al de la Caliza del Páramo, a pesar de sus diferencias de porosidad. Los grados de saturación alcanzados -aunque inferiores a los obtenidos por inmersión en agua- son elevados, aumentando en la variedad con mayor fracción arcillosa (L-2).

La **Dolomía de Boñar** -con tamaño de acceso de poro mucho mayor y más variable- presenta diferente comportamiento frente a la absorción libre de agua. Inicialmente la absorción es más lenta y menos importante en términos relativos (bajos coeficientes y grados de saturación); sin embargo, la absorción posterior es más importante, manteniendo valores significativos después de 12 días de ensayo. La variedad B-2, con mayor porcentaje de macroporos, absorbe agua más rápidamente al



comienzo; no obstante, pasada esta primera etapa, presenta menores grados de saturación.

La capacidad higroscópica de esta roca es mucho menor (más bajos contenidos en humedad y más bajos coeficientes y grados de saturación), si bien, el tiempo que se mantiene la absorción de vapor de agua, antes de llegar a valores de equilibrio, es similar. Esta roca posee menor fracción arcillosa y mayor tamaño de acceso de poro, lo que justifica este comportamiento. Cabe destacar que las dos variedades analizadas muestran semejante capacidad higroscópica, a pesar de sus diferencias de tamaño de poro.

Concordantemente con la absorción de agua y de vapor de agua, la absorción capilar es mucho menor, si bien se mantiene una absorción lenta -con valores aún significativos- durante tiempos más largos. Igualmente, no se manifiestan importantes diferencias entre las dos variedades consideradas. La penetración capilar es unas cuatro veces inferior a la de las calizas micríticas, y también similar en ambas variedades, a pesar de sus diferencias en el sistema poroso. Los grados de saturación son mucho más bajos y muy sensibles a la humedad ambiente (en condiciones extremas de humedad pueden alcanzarse saturaciones superiores a las de inmersión en agua).

En la **Caliza de Montaña** la absorción libre de agua presenta un comportamiento algo más próximo al de las dolomías. Su contenido en agua es sumamente pequeño, de acuerdo con su baja porosidad; no obstante, el grado de saturación es mayor y la absorción tiene lugar más lentamente. La variedad más porosa y de mayor tamaño de poro es la que presenta un grado de saturación más bajo.

La absorción capilar es sumamente baja; no obstante cabe destacar que se mantiene el comportamiento prácticamente lineal durante tiempos muy largos (superiores a dos meses). El poder de penetración de agua por capilaridad -calculado teóricamente-, es próximo en las dos variedades consideradas, y se-

mejante al presentado por la Dolomía de Boñar. Los grados de saturación alcanzados dependen fundamentalmente del tiempo considerado y, en las rocas más porosas, también de la humedad ambiente.

#### **Desorción de agua.**

Se corrobora la escasa influencia que tienen las características petrográficas en el secado de las rocas. En este sentido, puede señalarse que rocas tan diferentes como las **Calizas del Páramo** y las **Dolomías de Boñar** -en cuanto a las características de su sistema poroso-, presentan curvas de evaporación bastante semejantes.

No obstante, dentro de cada tipo rocoso la variedad con poros y accesos de poro de mayores tamaños, es la que presenta la etapa de "secado rápido" más dilatada, y en consecuencia inferiores grados de saturación al final de la misma.

En la **Caliza de Laspra** -microporosa y con tamaño de acceso de poro muy pequeño- la pérdida de agua es más gradual, siendo apenas distinguible el tramo de "secado rápido".

En la **Caliza de Montaña** -de muy baja porosidad- el secado inicial corresponde al agua que presenta la muestra en superficie, no pudiéndose diferenciar tampoco la etapa de "secado rápido"; sin embargo, estas rocas presentan un "secado lento" que es relativamente más lento, y que se prolonga durante más tiempo a ritmo constante.

Finalmente cabe señalar que más del 50% del contenido en agua que admite -en saturación- una roca, evapora a una velocidad constante. Dicha velocidad es función del ambiente e independiente de sus características petrográficas. Así, al aumentar la porosidad y el tamaño de los poros, la velocidad de secado se mantiene en los mismos valores, aunque por más largos periodos de tiempo.

## 5.9.- CONCLUSIONES.

### Características de la absorción de agua en las rocas estudiadas:

#### Caliza del Páramo.

##### Contenido en agua en saturación:

Diferencias entre las dos variedades consideradas: 4 a 5.6 % .

##### Absorción libre de agua:

Cinética con marcadas diferencias entre la absorción rápida y la lenta. Ambas variedades alcanzan similares niveles de contenido en agua y por tanto distintos grados de saturación: los macroporos apenas toman agua.

##### Succión capilar:

Cinética similar; absorción rápida y lenta bien diferenciadas. Ambas variedades presentan similar ascenso capilar ( 0.3 cm/h<sup>1/2</sup>); la absorción capilar es mayor en la variedad más porosa, alcanzando mayores contenidos en agua y menores grados de saturación.

##### Absorción de vapor de agua:

Alcanza valores importantes; diferencias entre las dos variedades: contenido en agua mayor en la roca con menor tamaño de poro y mayor fracción arcillosa -paligorskita-, a pesar de su menor porosidad.

#### Caliza de Montaña.

##### Contenido en agua en saturación:

Sumamente bajo; diferencias relativas entre las dos variedades: 0.1 a 0.2 % .

##### Absorción libre de agua:

Cinética con cambio más gradual en el ritmo de absorción de agua. Se requieren tiempos mayores para la saturación; los grados alcanzados entonces (2 semanas) son elevados.

##### Succión capilar:

Comportamiento lineal para  $\sqrt{t}$  en todo el intervalo considerado (2 meses); no se alcanzan valores de equilibrio. Ambas variedades con similar ascenso capilar (0.15 cm/h<sup>1/2</sup>). La variedad más porosa es sensible a la humedad ambiente.

##### Absorción de vapor de agua:

No ha sido detectada (durante el secado el contenido final de humedad es importante en términos relativos).

**Dolomia de Boñar.**Contenido en agua en saturación:

Semejante en las dos variedades consideradas: 5.3 a 5.9 % .

Absorción libre de agua:

Cinética con absorción rápida y lenta diferenciadas, pero más próximas entre sí: absorción rápida menor, lenta mayor (no presenta valores de equilibrio en dos semanas). Grados de saturación alcanzados bajos (60 %), superiores en la variedad de menor tamaño de poro.

Succión capilar:

Cinética similar; absorción rápida y lenta próximas. Ascenso capilar bajo ( $0.1 \text{ cm/h}^{1/2}$ ) y semejante en ambas variedades. Grados de saturación dependientes del tiempo y muy afectados por la humedad ambiente.

Absorción de vapor de agua:

Poco importante; similar en ambas variedades (5 %).

**Caliza de Laspra.**Contenido en agua en saturación:

Diferencias acusadas entre las dos variedades: 0.6 a 2.6 % .

Absorción libre de agua:

Cinética con marcada diferenciación entre la absorción rápida y lenta (semejante a la C. del Páramo). Diferencias en el contenido en agua -dependientes de la porosidad-, pero similares grados de saturación (máximos: 100 %), concordantemente con su pequeño tamaño de poro.

Succión capilar:

Cinética similar; absorción rápida y lenta bien diferenciadas. Ascenso capilar similar en ambas variedades ( $0.3 \text{ cm/h}^{1/2}$ ) y semejante a la C. del Páramo; ligeramente superior en la variedad de menor tamaño de poro.

Absorción de vapor de agua:

Muy importante en términos relativos en ambas variedades. Contenidos en agua diferentes -dependiendo de la porosidad-, pero con grados de saturación próximos (30 %); ligeramente mayor en la variedad más porosa y más rica en arcillas -esmeclita-.

Expansión hídrica:

Importante en la variedad rica en arcillas (0.1 %), anisótropa. Cinética similar a la absorción de agua, más retrasada en el tiempo y con cambio de pendiente más gradual.

**Comportamiento de los procesos de sorción de agua:**

La **absorción de agua** muestra en todos los casos considerados -absorción libre, capilar e higroscópica- una cinética semejante:

. Inicialmente tiene lugar una "absorción rápida", que se mantiene constante para la raíz cuadrada del tiempo, y cuya duración es mayor en los procesos más lentos de absorción de agua.

. A continuación, y de forma gradual, tiene lugar una disminución en el ritmo de absorción de agua.

. Finalmente, dependiendo del proceso considerado y de las características de las rocas, puede mantenerse una "absorción lenta", o bien alcanzarse asintóticamente el "equilibrio", con valores ya constantes para el contenido en agua.

El coeficiente en los tramos lineales, así como la duración de cada una de estas etapas, guarda relación con las características petrográficas de los materiales, fundamentalmente, con las características del sistema poroso y de la fracción arcillosa.

El **secado** responde a distinto comportamiento, siendo mayoritariamente independiente de las características de las rocas:

. Inicialmente también tiene lugar un "secado rápido", ahora prácticamente constante en el tiempo, cuya velocidad depende sólo de las condiciones ambientales. Su duración, está condicionada por el contenido inicial en agua y, por tanto, por la porosidad que presentan las rocas.

. Insensiblemente comienza a disminuir la velocidad de secado y continúa gradualmente, hasta alcanzarse valores de equilibrio para el contenido en agua, también de forma asintótica. Estos valores dependen tanto de la humedad ambiente como de la capacidad higroscópica de las rocas.

Influencia de la petrografía en las características de la absorción de agua de las rocas: **Interpretación petrofísica.**

- Las **calizas micríticas** -con pequeño tamaño de acceso de poro, independientemente de su porosidad o de la existencia de macroporos-, presenta una absorción rápida muy importante, cambio brusco de pendiente, y absorción lenta muy pequeña (valores ya prácticamente de equilibrio). El comportamiento es menos acentuado y más dilatado en el tiempo, para la absorción de agua por capilaridad que por inmersión libre.

Puede señalarse además:

. La absorción libre de agua y de vapor de agua no guardan buena relación entre sí. Esto, sin duda, es debido a que ambos procesos están en relación con distintos parámetros petrográficos: sistema poroso y contenido en arcillas, respectivamente.

. La succión capilar guarda relación con ambos comportamientos: absorción libre de agua y de vapor de agua. Este proceso, por tanto, depende del sistema poroso y de la fracción arcillosa de las rocas.

. Los macroporos apenas intervienen en la toma de agua, rebajando el grado de saturación que presentan las rocas.

. La naturaleza y porcentaje de fracción arcillosa condiciona de forma prioritaria la absorción de vapor de agua. Al aumentar dichos porcentajes, así como en presencia de esmectitas, la absorción es mayor.

. La expansión hídrica presenta un notable retardo respecto a la absorción libre de agua y, posteriormente, se mantiene con el mismo ritmo, dentro ya de la etapa de "absorción lenta". En consecuencia, dicha absorción puede ser relacionada con la toma de agua por las arcillas.

- Las **dolomías cristalinas** -rocas relativamente porosas y con tamaño de acceso de poro elevado- responden al mismo comportamiento, aunque mucho menos acentuado: absorción rápida menor y absorción lenta más acusada. De la misma manera, la succión capilar presenta diferencias aún menores.

- En las **calizas cristalinas** -rocas muy poco porosas-, la absorción libre es más gradual (siendo difícil diferenciar tramos) y la succión capilar se mantiene ya lineal con la raíz cuadrada del tiempo, en todo el intervalo considerado (dos meses).

Finalmente, en la figura 5.14 se presentan los grados de saturación alcanzados por las distintas rocas estudiadas en

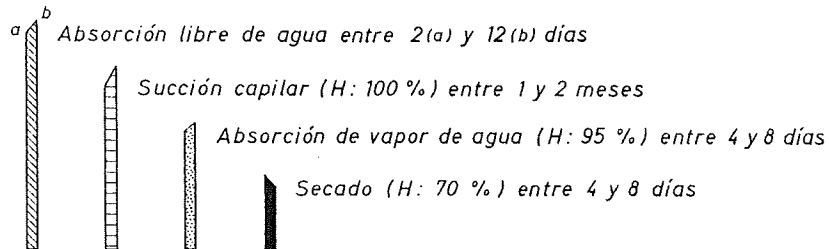
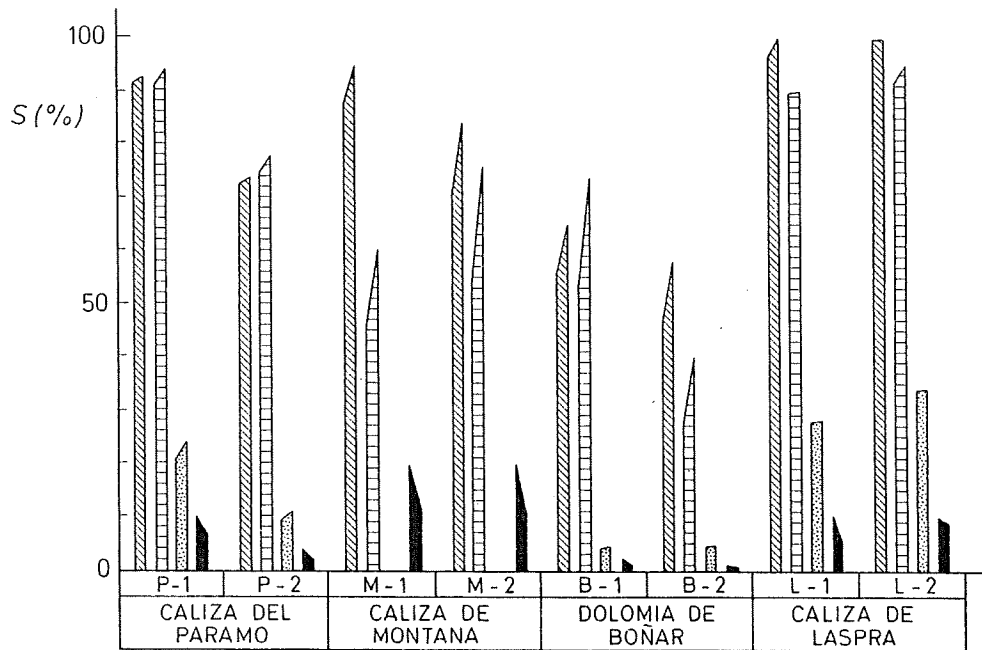


Fig. 5.14.- Comparación de los grados de saturación alcanzados en los distintos tipos rocosos según los diferentes ensayos realizados. Cada columna corresponde a un tipo de ensayo, considerándose los valores obtenidos para dos tiempos dados.

cada uno de los ensayos, para dos momentos de tiempo dados: 2 días y 12 días.

Se observa cómo algunas rocas -Calizas del Páramo y Dolomías de Boñar- pueden alcanzar mayor grado de saturación por capilaridad que en inmersión, cuando se mantienen en ambientes saturados durante tiempos suficientemente largos.



**6.**  
**PROPIEDADES DINAMICAS**  
**Y MECANICAS.**

## 6.- PROPIEDADES DINAMICAS Y MECANICAS

### 6.1.- INTRODUCCION.

Se han considerado en este capítulo un conjunto de propiedades de los materiales relacionadas, fundamentalmente, con su grado de cohesión interna. Constituyen, por tanto, parámetros de gran interés a la hora de evaluar su calidad frente a los procesos naturales de alteración, así como los daños producidos cuando dichos materiales son sometidos a ensayos acelerados de alterabilidad (Mamillan, 1.976).

Es un hecho conocido la influencia de las características petrográficas de las rocas -y fundamentalmente de sus discontinuidades y espacios vacíos- tanto en la velocidad de propagación de ondas elásticas como en la resistencia a la tracción (p. ej. Ordaz, 1.973; Ramírez et al., 1.980; Suárez del Río, 1.982; Tatham, 1.982; Montoto, 1.985; Calleja, 1.985; Alonso y Suárez del Río, 1.985). Cabe señalar, en este sentido, la importancia de la morfología del sistema poroso; así, estas propiedades acusan más las inhomogeneidades de tipo fisura, que las de los espacios vacíos de tendencia más equidimensional -poros-, (Tourenq et al, 1.971; Delgado Rodrigues, 1.983). En consecuencia, estas técnicas son muy valiosas para evaluar el estado de alteración, especialmente en aquellos materiales en los que dicha alteración es generada principalmente por microfisuración.

Dentro de este grupo de propiedades se ha determinado la velocidad de propagación de ondas elásticas, los correspondientes módulos dinámicos y la resistencia a la tracción de las rocas. Se trata de ensayos sencillos de realizar, bien conocidos y bastante generalizados en la caracterización de los materia-

les. En este sentido pueden verse, por ejemplo, los trabajos de Mellor y Hawkes (1.971), Vutukuri et al. (1.974) y Lama y Vutukuri (1.978), así como las normas A.S.T.M. (1.978), I.S.R.M. (1.978 y 1.981) R.I.L.E.M. (1.980), entre otras.

La velocidad de propagación de ondas elásticas es una medida cada vez más utilizada -sin duda debido a su carácter de ensayo no destructivo- en relación con la calidad de los materiales rocosos y, en particular, en los estudios de alteración de las piedras de los monumentos. En este aspecto, pueden ser citados algunos trabajos realizados sobre dichos materiales "in situ": Crnkovic y Krtolica (1.976), Tasios y Economou (1.976), Bouineau (1.978), Chiesura (1.985), Mazurek (1.985), así como trabajos de laboratorio donde dicha propiedad es utilizada para evaluar la degradación producida a lo largo de los ensayos de envejecimiento acelerado (Accardo et al., 1.981).

A partir de los valores de velocidad de propagación de ondas  $V_L$  y  $V_T$  pueden ser deducidos nuevos parámetros a los que cabe atribuir mayor significación como índices de calidad de las rocas: relación  $V_T/V_L$  e índice IQ. También pueden obtenerse los módulos elásticos dinámicos de las rocas: módulo de elasticidad (E), módulo de rigidez (G) y relación de Poisson ( $\nu$ ).

Como medida de resistencia mecánica se ha considerado la resistencia a la tracción indirecta, obtenida a partir del ensayo brasileño. En la elección de este ensayo ha influido su mayor sencillez en cuanto a preparación de las muestras, así como la menor cantidad de material precisado, hecho que puede tener interés en los estudios de rocas tomadas de monumentos (Winkler, 1.985). También cabe señalar que, dentro de los ensayos de resistencia a la tracción, el "brasileño" parece ser el más indicado para caracterizar la roca matriz, ofreciendo además menor dispersión en los resultados que los ensayos de tracción directa (Tourenq y Denis, 1.970).

## 6.2.- VELOCIDAD DE PROPAGACION DE ONDAS ELASTICAS.

El método de ensayo utilizado ha sido el de los impulsos ultrasónicos. En dicho método se determina el tiempo requerido para la propagación de las ondas a lo largo de la longitud de la muestra considerada. La obtención de las medidas correspondientes a las ondas longitudinales  $-V_L-$  no presentan mayores problemas; sin embargo, las ondas transversales  $-V_T-$  aparecen superpuestas en el registro a las primeras, resultando más difícil su determinación.

Además de las variables petrográficas -intrínsecas a los materiales, y que son objeto de estudio en este trabajo-, intervienen en el ensayo otros factores, entre los que cabe considerar el contenido en humedad de las rocas. No obstante, para este tipo de materiales, la influencia de dicho parámetro es prácticamente nula, habiéndose corroborado este hecho en trabajos previos realizados (Alonso y Suárez del Río, 1.985).

Por lo que respecta a los índices de calidad, a la relación  $V_T/V_L$  se le atribuye estrecha dependencia con el grado de fisuración de las rocas. Esto es consecuencia del distinto comportamiento que manifiestan las ondas en presencia de fisuras -ya sean naturales o inducidas-, siendo más afectadas las longitudinales que las transversales (Delgado Rodrigues, 1.983). Los valores obtenidos experimentalmente se sitúan sobre 0.5 para las rocas no fisuradas. A partir de 0.6 se consideran ya fisuradas, y por encima de 0.75 se puede hablar de rocas muy fisuradas.

El índice IQ (Tourenq et al., 1.971) es la relación entre la velocidad de propagación de ondas obtenida experimentalmente ( $V_L$ ), y la calculada teóricamente ( $V_L^*$ ):

$$IQ = (V_L / V_L^*) \cdot 100$$

La velocidad de propagación de ondas teórica se determina a partir de la composición modal de la roca, de acuerdo con la expresión:

$$V_{L^*} = \sum_i c_i \cdot V_{L_{,i}} / 100$$

donde "i" corresponde a cada uno de los minerales constituyentes de las rocas, siendo "c<sub>i</sub>" su porcentaje y "V<sub>L<sub>,i</sub></sub>" su velocidad de propagación de ondas. (Se han tomado los siguientes valores para V<sub>L<sub>,i</sub></sub>: calcita = 6.660 m/s, dolomita = 7.500 m/s, residuo insoluble = 5.800 m/s).

Los valores experimentales resultantes están, por tanto, fuertemente influenciados por las características y discontinuidades texturales de las rocas (espacios vacíos, bordes de grano).

Las constantes elásticas dinámicas se han determinado a partir de las siguientes expresiones:

-Módulo de Young o de elasticidad (E):

$$E = \rho_d V_T^2 (3V_L^2 - 4V_T^2) / (V_L^2 - V_T^2)$$

-Módulo de rigidez o de cizalla (G):

$$G = \rho_d V_T^2$$

-Relación de Poisson (ν):

$$\nu = (V_L^2 - 2V_T^2) / 2(V_L^2 - V_T^2)$$

donde "ρ<sub>d</sub>" es la densidad de la roca seca.

### Ensayo.

Para cada una de las variedades rocosas estudiadas se ensayaron 5 muestras de forma cilíndrica (D:35 mm., L:65 mm.), extraídas de un bloque de roca matriz (roca intacta). La testificación se realizó perpendicularmente a la estratificación, si bien a simple vista no se apreció ningún tipo de anisotropía.

El equipo utilizado (Terrametrics Div.) está constituido por un generador de impulsos, dos transductores (emisor y receptor) equipados con cristal de cuarzo y un osciloscopio para el análisis de las ondas recibidas; con las siguientes características: voltaje de salida 1.000 V., frecuencia de resonancia para las ondas longitudinales 800 KHz, y para las transversales 630 KHz. El acoplamiento entre la roca y los transductores fue rígido, utilizándose como interfase de unión "phenyl salicylate".

En cada una de las muestras se determinó  $V_L$  y  $V_T$ , tanto en condiciones de sequedad, como después de ser saturadas en agua. El secado se realizó manteniendo las probetas durante un día en un horno a 80°C. La saturación tuvo lugar al vacío, según el procedimiento previamente descrito.

A partir de dichos valores se calcularon los índices de calidad:  $V_T/V_L$ , así como el IQ y los módulos dinámicos: E, G y  $\nu$ , de acuerdo con las expresiones mencionadas.

### Resultados

En la Tabla 6.1 se expresan los valores de  $V_L$  y  $V_T$  en forma de valor medio ( $\bar{x}$ ) y desviación típica ( $\sigma_{n-1}$ ), para cada una de las variedades rocosas estudiadas, tanto en estado seco como saturado.

TABLA 6.1

Velocidad de propagación de ondas elásticas (m/s).

Muestra	Estado	$V_L$		$V_T$		
		$\bar{x}$	$\sigma_{n-1}$	$\bar{x}$	$\sigma_{n-1}$	
Caliza del Páramo.	P-1	seco	4260	120	2400	110
	P-1	satur.	4330	80	2430	210
	P-2	seco	4040	110	2270	60
	P-2	satur.	4110	100	2150	110
Caliza de Montaña.	M-1	seco	5450	100	2820	170
	M-1	satur.	5510	70	2990	300
	M-2	seco	5360	120	2630	90
	M-2	satur.	5450	50	2620	110
Dolomía de Boñar.	B-1	seco	4200	80	2360	70
	B-1	satur.	4120	120	2500	120
	B-2	seco	3520	60	1950	70
	B-2	satur.	3500	140	1960	130
Caliza de Laspra.	L-1	seco	4840	170	2350	120
	L-1	satur.	5010	40	2350	60
	L-2	seco	3640	100	2130	90
	L-2	satur.	3730	40	2190	90

La figura 6.1 muestra la relación entre ambos parámetros, pudiendo observarse, asimismo, las diferencias existentes entre las distintas rocas, así como sus rangos de variación, dentro de los dos estados considerados: seco y saturado.

En general pueden observarse menores desviaciones para los valores de  $V_L$  (alrededor del 2 %), mientras que  $V_T$ , concordantemente con la mayor complejidad que ofrece su determinación, muestra desviaciones del 5 %. Estas desviaciones -presentadas por las distintas muestras de una misma variedad-,

pueden ser atribuidas, en gran medida, a sus diferencias de porosidad (indicadas en el Capítulo 4 de esta Tesis). Un desarrollo más detallado de estas relaciones puede verse en Alonso y Suárez del Río (1.985)-.

En cuanto a la influencia del contenido en agua sobre la velocidad de propagación de ondas, no se observan diferencias significativas entre los valores obtenidos para los estados extremos: seco y saturado. Esto es interpretado en relación con la ausencia, o poca importancia, de la fisuración en las rocas estudiadas; hecho común en los materiales carbonatados (Houpert et al. 1.978).

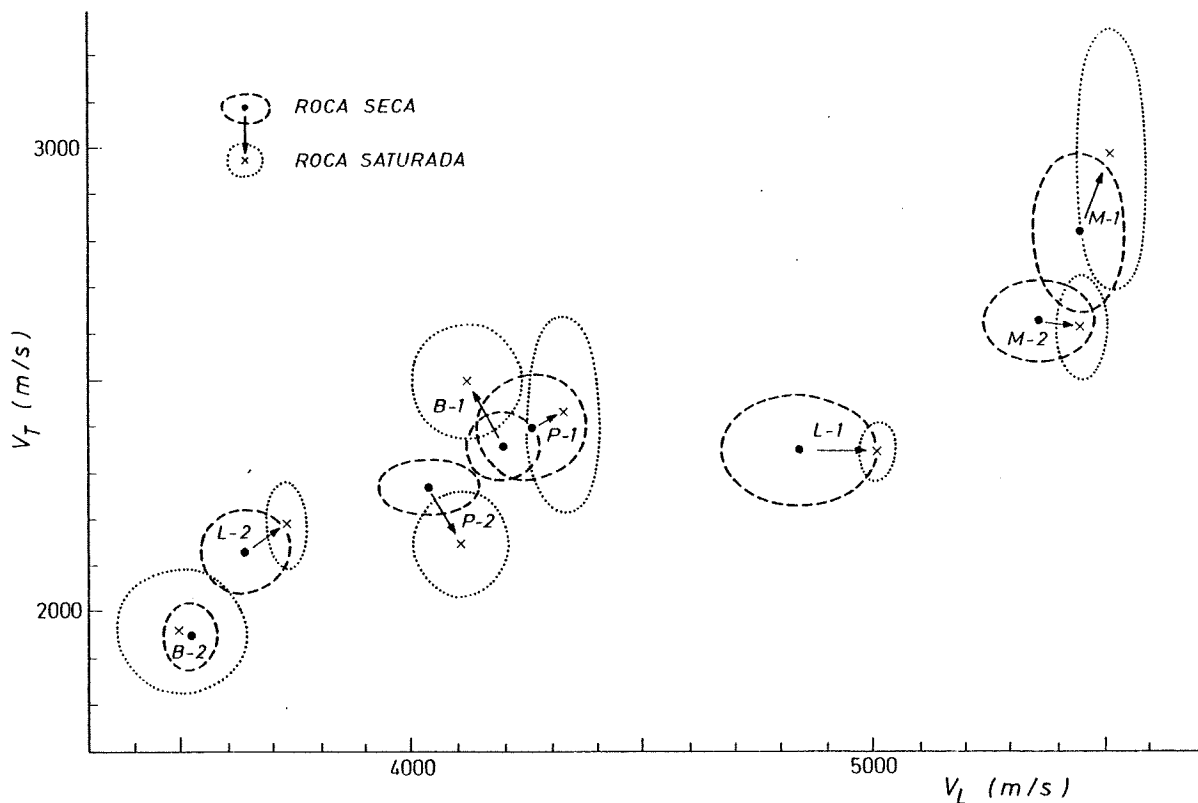


Fig. 6.1.- Velocidad de propagación de ondas. Se representa el valor medio en estado seco (•) y saturado (x), y la desviación típica -también para el estado seco (----) y saturado (.....)-, dentro de cada variedad rocosa.



No obstante, las pequeñas diferencias encontradas apuntan hacia un aumento de  $V_L$  en estado saturado para las calizas, y una disminución en las dolomías, de difícil interpretación. Respecto a  $V_T$ , se observa en general un mantenimiento o ligero aumento en la roca saturada, concordantemente con otros autores (ver Delgado Rodriguez, 1.983), lo cual puede ser debido a la elevada viscosidad que debe poseer el agua absorbida por la roca (Ramírez et al., 1.980).

En la Tabla 6.2 se muestran los valores de ambos índices  $-V_T/V_L$  e  $IQ$ , obtenidos a partir de las velocidades medidas en la roca seca; dichos valores han sido llevados a la figura 6.2. Puede comprobarse la ausencia de una importante fisuración en las rocas estudiadas, así como la relación de ambos índices con los distintos niveles de porosidad que presentan dichas rocas. En consecuencia, pueden establecerse dos grandes

TABLA 6.2  
Indices de calidad.

Muestra		$V_T/V_L$	IQ(%)
Caliza del	P-1	0.56	65
Páramo.	P-2	0.56	61
Caliza de	M-1	0.52	82
Montaña.	M-2	0.49	80
Dolomía de	B-1	0.56	58
Boñar.	B-2	0.55	48
Caliza de	L-1	0.49	73
Laspra.	L-2	0.59	55

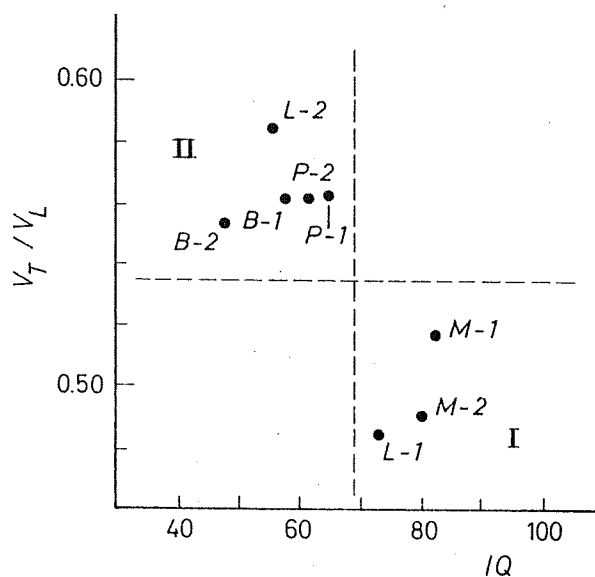


Fig. 6.2.- Indices de calidad de las rocas: IQ frente a  $V_T/V_L$ . Pueden observarse dos grandes grupos: I) Calizas cristalinas, no porosas; y II) Calizas micríticas y dolomías cristalinas, porosas.

grupos de rocas, relacionados con tipos petrográficos bien diferenciados:

I) calizas cristalinas, no porosas (n =1 %), con valores de IQ de alrededor del 80 %, y de  $V_T/V_L$  de alrededor de 0.50.

II) calizas micríticas y dolomías cristalinas, porosas (n =10 %), con valores de IQ de alrededor de 60 % y de  $V_T/V_L$  sobre 0.56.

Los módulos dinámicos se expresan en la Tabla 6.3. Se ha representado el módulo de elasticidad (E) frente al índice de calidad IQ (figura 6.3), observándose muy buena correlación lineal -coeficiente de correlación 0.97-, mejor que la presentada para el cociente  $V_T/V_L$ .

TABLA 6.3  
Módulos dinámicos.

Muestra		$E \cdot 10^4$ (MPa)	$G \cdot 10^4$ (MPa)	$\nu$
Caliza del Páramo.	P-1	3.6	1.4	0.27
	P-2	3.1	1.2	0.27
Caliza de Montaña.	M-2	5.6	2.1	0.31
	M-2	5.0	1.9	0.34
Dolomía de Boñar.	B-1	3.4	1.4	0.27
	B-2	2.4	0.9	0.28
Caliza de Laspra.	L-1	4.0	1.5	0.34
	L-2	2.8	1.2	0.23

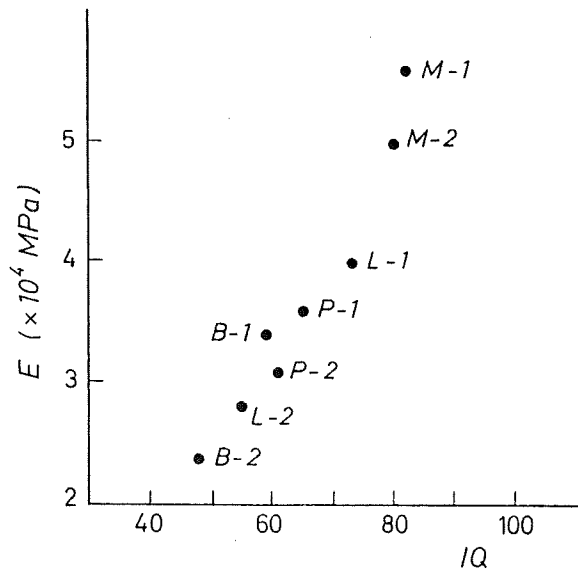


Fig. 6.3.- Correlación entre el módulo de elasticidad dinámico y el índice IQ (coeficiente de correlación lineal 0.97).

Finalmente se ha considerado la relación entre estos parámetros  $V_L$ ,  $IQ$ ,  $E$  y la porosidad total de las rocas. En la figura 6.4 se ha representado dicha porosidad frente a la velocidad de propagación de ondas ( $V_L$ ), siendo su coeficiente de correlación lineal 0.81. El módulo de elasticidad presenta parecido grado de correlación, mientras que el índice de calidad  $IQ$ , es el parámetro que muestra mejor correlación lineal con la porosidad (coeficiente 0.86). En consecuencia, se corrobora el hecho de que la porosidad es un factor de una influencia fundamental en el comportamiento dinámico de las rocas.

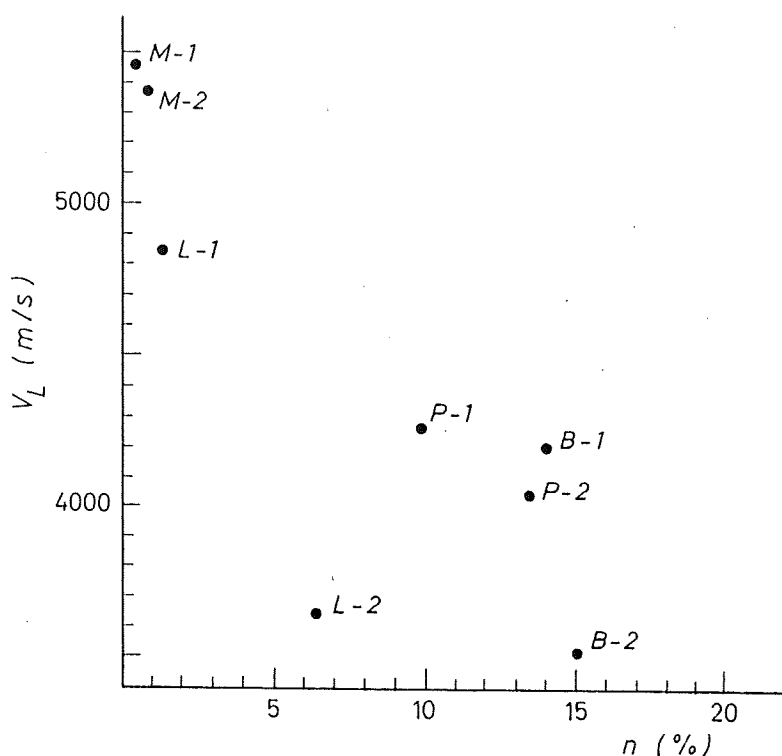


Fig. 6.4.- Correlación entre la velocidad de propagación de ondas y la porosidad total (coeficiente de correlación lineal 0.81).

### 6.3.- RESISTENCIA A LA TRACCION: ENSAYO BRASILEÑO.

La resistencia a la tracción ( $R_T$ ), obtenida a partir de un disco de diámetro (D) y longitud (L), sometido a una carga de rotura (P), se determina a partir de la expresión:

$$R_T = 2.P / \pi.D.L$$

En este ensayo, igual que en el anterior, intervienen otras variables, además de las intrínsecas de los materiales (petrográficas). Entre ellas destacan la velocidad de aplicación de carga, la geometría de las muestras y su contenido en humedad.

Respecto al tamaño de las muestras, Mellor y Hawkes (1.971) recomiendan discos de unos 5 cm. de diámetro, y longitud igual al radio (esbeltez:  $L/D = 0.5$ ). No obstante, pequeñas variaciones de tamaño, así como en su esbeltez, no presentan gran influencia sobre los valores obtenidos, de acuerdo con los resultados de dichos autores.

La velocidad de carga debe ser suficientemente rápida como para provocar respuestas elásticas en los materiales. En este sentido, las normas I.S.R.M. recomiendan 200 N/s. Pequeñas variaciones sobre este valor tampoco afectan sustancialmente los resultados obtenidos.

El ensayo requiere una distribución homogénea de esfuerzos, abarcando la aplicación de la carga un cierto ángulo sobre los discos (carga repartida -Tourenq y Denis, 1.970-). Para ello es preciso la utilización de distribuidores de carga, a intercalar entre la superficie de las muestras y los platos de la prensa.

### Ensayo.

Para cada una de las variedades rocosas se ensayaron de 5 a 7 discos de 35 mm. de diámetro y alrededor de 20 mm. de longitud, presentando en todos los casos una esbeltez comprendida entre 0.5 y 0.6. Igual que en anteriores ocasiones, las muestras fueron obtenidas de un bloque de roca matriz, efectuándose la testificación perpendicularmente a la estratificación.

Los ensayos se realizaron en una prensa "Iberject" de sistema rígido, con una capacidad de carga máxima de 60 Tm y variable en escalas de 6, 12, 30, y 60 Tm, presentando un error del 0.5 %. La velocidad de carga aplicada fue de 200 N/s. Como distribuidores de carga se utilizaron laminillas de cartón de unos 2 mm. de espesor.

Las muestras se ensayaron en estado seco, efectuándose el secado en un horno a 105°C durante unas 24 horas, y manteniéndose posteriormente en un desecador hasta su ensayo.

Conocidas las dimensiones de las muestras y la carga de rotura, se obtuvo la resistencia a la tracción. También se observó el tipo de fractura que presenta cada tipo rocoso.

### Resultados.

En la Tabla 6.4 se muestra la resistencia a la tracción indirecta -ensayo brasileño-, en forma de valor medio ( $\bar{x}$ ) y desviación típica ( $\sigma_{n-1}$ ). Las desviaciones obtenidas dentro de cada variedad rocosa son elevadas, situándose frecuentemente alrededor del 10 %. No se observa relación entre dichas desviaciones y las diferencias de esbeltez (0.5 a 0.6) o de velocidad de aplicación de carga (160 a 240 N/s), que pueden existir entre las distintas muestras ensayadas, dentro de una misma variedad rocosa.

TABLA 6.4  
Resistencia a la tracción (MPa)

Muestra		$R_T$	
		$\bar{x}$	$\sigma_{T-1}$
Caliza del	P-1	15.8	1.2
Páramo.	P-2	12.5	1.5
Caliza de	M-1	11.3	1.3
Montaña.	M-2	13.0	2.2
Dolomía de	B-1	11.9	1.2
Boñar.	B-2	6.9	0.8
Caliza de	L-1	16.3	1.6
Laspra.	L-2	13.0	3.0

Atendiendo a las características de la rotura, pueden señalarse algunas diferencias entre los distintos tipos rocosos, correlacionables con sus características petrográficas. En las calizas micríticas (Páramo y L-2 de Laspra) es frecuente encontrar junto a la fractura principal diametral -limpiamente trazada- otras dos fracturas conjugadas con trazado ondulado, mostrando normalmente rotura violenta.

La Caliza de Montaña presenta una rotura menos violenta, estando controlada a veces por vetas, por lo que algunos valores anómalos han tenido que ser desechados.

La Dolomía de Boñar suele presentar, asociadas a la fractura diametral, otras fracturas secundarias, que divergen normalmente desde el centro hacia los extremos del disco. En la muestra B-2 dichos extremos pueden presentar cierto desmorono-

namiento, manifestando en todos los casos una rotura mucho menos violenta.

Comparados los valores de resistencia a la tracción ( $R_T$ ) con los de velocidad de propagación de ondas ( $V_L$ ) -figura 6.5- puede observarse cierta correlación dentro de las variedades rocosas pertenecientes a un mismo grupo petrográfico. Así, en las rocas porosas -calizas micríticas y dolomías cristalinas- los valores de  $V_L$  y  $R_T$  crecen de forma paralela; las calizas cristalinas, contrariamente, presentan disminuciones de resistencia al crecer  $V_L$ .

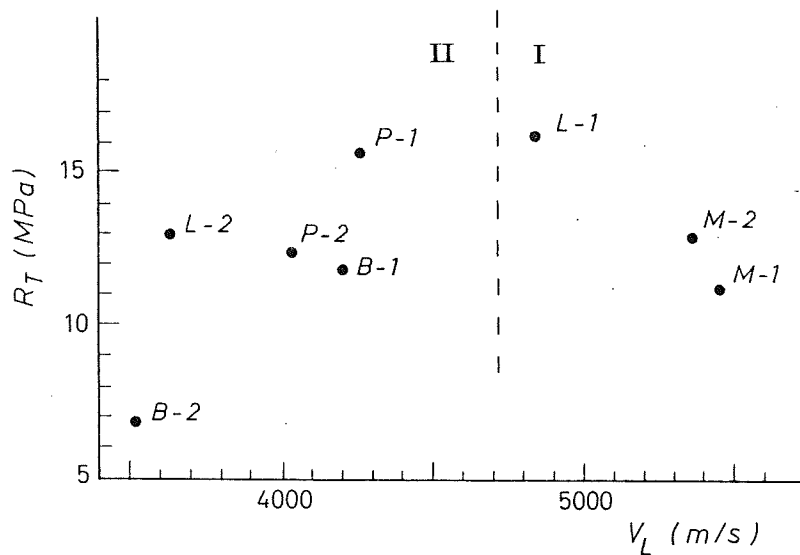


Fig. 6.5.- Relación entre la resistencia a la tracción y la velocidad de propagación de ondas. Puede observarse diferente comportamiento para cada grupo petrográfico: I) calizas cristalinas, II) calizas micríticas y dolomías cristalinas.

Este mismo hecho es observado al analizar la influencia de la porosidad total sobre la resistencia a la tracción (figura 6.6). En las rocas porosas crece la resistencia al disminuir



la porosidad, mientras que en las cristalinas -dentro de los rangos considerados- disminuyen paralelamente resistencia y porosidad. Este hecho es más acusado si se consideran las variaciones de porosidad que pueden presentar las diferentes muestras de una misma variedad, tal como se indica en la figura anterior, para P-2 y B-1. No obstante puede constatarse que la porosidad no es el único parámetro que controla este comportamiento.

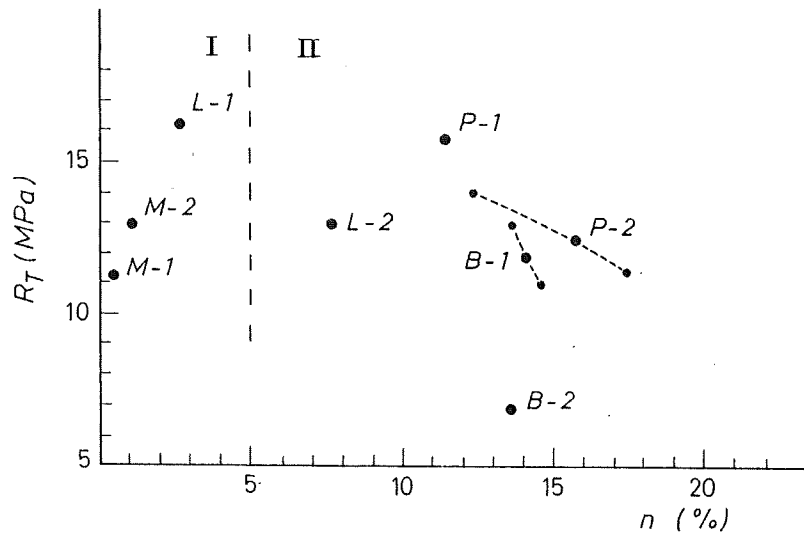


Fig. 6.6.- Relación entre la resistencia a la tracción y la porosidad total, mostrando también diferente comportamiento para cada grupo petrográfico: I) calizas cristalinas, II) calizas micríticas y dolomías cristalinas. En las variedades P-2 y B-1, pueden distinguirse dos modas para ambos parámetros.

#### 6.4.- INTERPRETACION PETROFISICA.

La Caliza de Montaña y la variedad L-1 de Laspra, presentan mayores valores de velocidad de propagación de ondas, índice de calidad IQ y módulos dinámicos. Dichos valores aumentan en las variedades menos porosas y más puras y cristalinas (mayor tamaño de grano). Cabe mencionar, en este sentido, la influencia que sobre estos valores presentan pequeñas diferencias en las mencionadas variables petrográficas, tal como puede observarse en la variedad L-1 de Laspra.

La resistencia a la tracción de dichas rocas se encuentra controlada, fundamentalmente, por la presencia de discontinuidades (vetas, fisuras); de tal manera que disminuye con el aumento de la porosidad y el grado de cristalinidad, dentro del rango considerado. En la variedad M-2 se observa cierta tendencia a incrementarse la resistencia en algunas de las muestras ensayadas al aumentar su contenido en dolomita.

La Caliza del Páramo, la variedad L-2 de Laspra y la Dolomía de Boñar presentan velocidades de propagación de ondas -y parámetros asociados- claramente inferiores, mientras que su resistencia a la tracción es próxima a la del grupo anterior. La variedad P-1 del Páramo (menos porosa y más cristalina, aunque con mayor fracción arcillosa) es la que presenta siempre mayores valores de velocidad de propagación de ondas y de resistencia a la tracción.

Dentro de este grupo destacan las variedades B-2 de Boñar y L-2 de Laspra, con valores inferiores, en general, para los parámetros analizados. Este hecho guarda sin duda relación con el aspecto ligeramente menos coherente y más blando que presentan ambas rocas. La dolomía presenta, a veces, cierta tendencia a la disgregación granular, mostrando mayor re-

sistencia aquellas muestras con mayor cantidad de calcita (cementando la porosidad mólidica). La caliza manifiesta pérdida de coherencia en los extremos del banco considerado; los valores de resistencia obtenidos -relativamente altos- son, en parte, debidos a haberse tomado para el ensayo brasileño muestras siempre perfectamente coherentes.

## 6.5.- CONCLUSIONES

- Las **calizas cristalinas** son las rocas que presentan valores más elevados para la velocidad de propagación de ondas ( $V_L = 5.400$  m/s), así como para el índice de calidad IQ (80 %) y los módulos dinámicos ( $E = 5 \times 10^4$  MPa,  $G = 2 \times 10^4$  MPa y  $\nu = 0.33$ ). La resistencia a la tracción es similar en todas las rocas estudiadas (12 MPa).

Puede señalarse, además, que:

. Al aumentar el grado de cristalinidad de la roca, aumenta también la velocidad de propagación de ondas y disminuye su resistencia.

. Las fisuras -más o menos incipientes- que puedan existir en este tipo de rocas son condicionantes en los ensayos de resistencia, influyendo, en ocasiones, sobre la fractura final. No obstante, dichas fisuras no llegan a producir diferencias significativas en la velocidad de propagación de ondas, consideradas las determinaciones sobre rocas en estado seco y saturado.

- Las **calizas micríticas y dolomías cristalinas** muestran valores mucho menores y relativamente próximos entre sí, tanto para la velocidad de propagación de ondas ( $V_L = 4.200$  m/s.) como para el índice de calidad IQ (60 %) y los módulos dinámicos ( $E = 3 \times 10^4$  MPa,  $G = 1.3 \times 10^4$  MPa y  $\nu = 0.27$ ). La resistencia a la tracción es mayor en las calizas (14 MPa), que en las dolomías (10 MPa).

Dentro de este grupo de rocas, cabe señalar que:

. Al aumentar la porosidad, disminuye la velocidad de propagación de ondas y la resistencia. Esta dependencia es más acusada si se consideran las variaciones dentro de una misma

variedad petrográfica.

. Se presentan importantes disminuciones en todos estos parámetros ( $V_L = 3.600$  m/s.,  $IQ = 50$  %,  $E = 2.5 \times 10^4$  MPa,  $R_T = 7$  MPa) en aquellas variedades que aparentan ser algo menos coherentes, y de las que puede preverse peor comportamiento frente a la alteración.

. A partir de los ensayos realizados -por tanto, de forma indirecta- no se ha detectado la presencia de fisuras significativas dentro de este grupo de rocas.

**7.**  
**ALTERABILIDAD.**

## 7.- ALTERABILIDAD: ENSAYOS PARA SU EVALUACION.

### 7.1.- INTRODUCCION.

Los materiales rocosos, tanto en su ambiente natural como fuera de él, se ven sometidos a procesos de alteración, en los que intervienen acciones de tipo físico, químico, biológico, o varias de ellas a la vez.

Dichos procesos son controlados por distintos factores, a los que cabe englobar en dos grandes categorías:

- . Factores internos o dependientes de los materiales, y que corresponden a características petrográficas y físicas de los mismos.

- . Factores externos, dependientes del ambiente, y en los que hay que tener en cuenta, además de su intensidad, la frecuencia de sus variaciones.

En consecuencia, las variables puestas en juego en la alteración de las rocas son diversas y, paralelamente, lo son los mecanismos y las formas de alteración manifestadas.

La **alterabilidad** -susceptibilidad a la alteración- trata de predecir o calibrar el comportamiento de las rocas frente a diversos agentes de alteración. Dicho término se utiliza normalmente en relación con deterioraciones a corto plazo (escala histórica) y fuera del entorno geológico natural (p. ej. en la construcción). Inversamente, se habla de **durabilidad** como la resistencia de un material al deterioro, cuando éste es causado por su exposición a la intemperie (Sneck 1.985).

El estudio de la alteración de las rocas puede ser abordado

por diferentes vías. Así, por ejemplo, puede realizarse sobre materiales alterados (comparando la composición química y propiedades físicas actuales, con las de los mismos materiales sin alterar). En función de los efectos observados -formas de alteración- pueden ser deducidas las causas -factores de alteración- y los procesos involucrados -mecanismos-. En la práctica, sin embargo, este tipo de análisis no siempre resulta factible o fácil de realizar.

Aparte de calibrar el estado actual de alteración de un material rocoso, puede considerarse su alterabilidad a partir de ensayos de laboratorio (ensayos de envejecimiento artificial o acelerado). Partiendo de muestras de roca, pueden ser seleccionados diferentes tipos de ambientes, y ser sometidas a diferentes agentes de alteración. Este método nos permite obtener una cierta idea del comportamiento de las rocas frente a acciones fisico-químicas, además de facilitar -al acotar variables- el análisis de los procesos implicados en su deterioro. No obstante, la alteración producida durante estos ensayos difiere, en mayor o menor grado, de la presentada en condiciones reales, dada la imposibilidad de reproducir exactamente las condiciones naturales de alteración.

Finalmente cabe señalar que la alterabilidad de un determinado material rocoso puede ser abordada, de forma más empírica, a partir de análisis comparativos de casos similares, obtenidos en la literatura especializada. Estos estudios serán tanto más fiables cuanto más se avance en el campo de las relaciones entre características petrográficas y propiedades físicas de las rocas -petrofísica-, (Montoto, 1.983 y Esbert et al., 1.984).

#### **Ensayos de alterabilidad.**

Se trata de ensayos de laboratorio -relativamente sencillos-, en cada uno de los cuales es seleccionado, por lo general, un factor ambiental de alteración, incrementándose su actuación



sobre las rocas, de acuerdo con un proceso cíclico normalizado. En dichos ensayos se intenta cuantificar la degradación experimentada por las rocas. Una cuestión posterior es la correlación de los valores obtenidos con la esperanza de vida de una roca, en un ambiente determinado (Mamillan, 1.985).

Entre las características comunes de estos ensayos pueden señalarse las siguientes:

- Son ensayos **selectivos**. En cada ensayo se considera generalmente un factor ambiental de alteración (agua, hielo, sales, contaminates, temperatura, etc.). Con instrumentación adecuada (p. ej.: cámaras climáticas) pueden elaborarse ensayos más complejos.

- Son ensayos **normalizados**. Pueden mencionarse en este sentido las normas de la R.I.L.E.M. (1.980), así como las establecidas por otros organismos (A.S.T.M., B.S., D.I.N., U.N.E., etc.). No obstante, se observan diferencias entre las distintas propuestas y autores que han trabajado en este campo, lo cual ha de tenerse en cuenta a la hora de comparar resultados.

- Son ensayos **acelerados**. Consisten en la repetición cíclica de un proceso que puede corresponder, en mayor o menor medida, a un proceso natural, llevado a condiciones extremas en cortos períodos de tiempo.

- Son ensayos eminentemente **prácticos**. El procedimiento experimental seguido debe ser sencillo, reproducible, económico y preciso.

Los ensayos llevados a cabo en este trabajo son los siguientes:

- . Ciclos humedad-sequedad.
- . Ciclos hielo-deshielo.
- . Ciclos de cristalización de sales ( $SO_4Na_2$ ).

También se ha realizado otro ensayo más complejo, simulando atmósferas altamente contaminadas:

- . Ciclos de niebla con  $SO_2$ .

### Valoración de los resultados

El deterioro producido en estos ensayos puede ser valorado mediante distintas observaciones y medidas:

En primer lugar, presenta gran interés la **observación visual** de los daños producidos, siendo facilitada ésta mediante el examen de fotografías. Estas observaciones de la superficie de la roca pueden ser complementadas, también, con la ayuda de la lupa binocular y el microscopio electrónico de barrido.

Un parámetro muy utilizado en la cuantificación de los daños es la **pérdida de masa** que experimentan las muestras durante y al final de los ensayos. No obstante, debe señalarse que el significado de la pérdida de masa es distinto según los diferentes tipos rocosos, ya que en unos predomina el proceso de disgregación granular, mientras que en otros predomina el de fisuración.

También pueden considerarse las **variaciones de porosidad** de las muestras antes y después del ensayo. Un análisis más detallado incluiría las variaciones evidenciadas, al final de los ciclos, de diferentes parámetros relacionados con el sistema poroso (absorción capilar, permeabilidad, etc.).

Otro método de evaluación no destructivo es la medición de la **velocidad de propagación de ondas elásticas**, antes y después del ensayo. Dichas determinaciones pueden también ser realizadas a lo largo de los ciclos. Finalmente parámetros como la **resistencia mecánica**, la resistencia a la abrasión y la dureza de la superficie, pueden ser también empleados (Uriel y Dapena, 1.976).

De acuerdo con estas consideraciones, la degradación producida como consecuencia de los ensayos realizados ha sido evaluada en este trabajo, a partir de las siguientes observaciones y medidas:

. Observación visual, bajo la lupa binocular y en microscopía electrónica, de la superficie de las muestras ensayadas.

. Variaciones en el peso de las muestras, para valores tomados a lo largo del ensayo y al final del mismo.

. Variaciones de la porosidad -accesible al agua bajo vacío- a partir de valores obtenidos en las mismas condiciones y en las mismas muestras (pre y post-ensayo).

. Variaciones de la absorción capilar, obtenida igualmente en las mismas condiciones y sobre las mismas muestras.

. Variaciones de resistencia a la tracción -ensayo brasileño-, obtenida a partir de discos, después de sometidos a los distintos ensayos.

## 7.2.- ACCION DEL AGUA: CICLOS HUMEDAD-SEQUEDAD.

La presencia de una mayor o menor cantidad de agua en las rocas de construcción es un hecho frecuente; así, este agua, puede proceder de la lluvia, nieve, granizo, niebla, agua absorbida por capilaridad del suelo o higroscópicamente de la atmósfera, etc.

Es sabido que el agua es un agente fundamental de alteración de las rocas; sin embargo, cuando se analizan más en detalle los procesos implicados, destaca la presencia de otros factores coadyuvantes: temperatura, sales, contaminantes inorgánicos, factores biológicos, etc. En consecuencia, la degradación de las rocas no debe ser atribuida a la acción exclusiva del agua. El agua actúa fundamentalmente como vehículo o medio necesario para que puedan desarrollarse los procesos generados por los restantes factores de alteración. Prueba de la escasa acción del agua por sí sola, es que, en muchas edificaciones, las zonas más lavadas son las mejor conservadas (excepto en presencia de abundantes componentes arcillosos).

La acción degradativa del agua sobre las rocas se efectúa tanto a través de procesos físicos -acción mecánica- como químicos. La influencia que en cada caso tienen dichas acciones depende, en gran medida, de las características petrográficas de las rocas. Así, en las calizas, cobra especial importancia la acción disolvente del agua.

Los **carbonatos** son disueltos por el agua en baja proporción. La solubilidad de la calcita en agua pura es de 20 mgr/l a 25°C y la de la dolomita unas cuatro veces inferior -ligera-mente mayor para el Ca que para el Mg- (Clark, 1.966). El aragonito presenta valores de solubilidad similares a la calcita.

No obstante, estos valores pueden verse afectados por diversos factores. Así, la presencia en el agua de otras sales, sin iones comunes con los minerales carbonatados, incrementa su

solubilidad. Este es el caso del agua subterránea o del agua marina, donde se han señalado incrementos de solubilidad del 10 %. Una solución al 2 % de NaCl duplica en solubilidad al agua pura (Iñiguez Herrero, 1.961).

Un factor importante en la solubilidad de las calizas es el contenido en  $\text{CO}_2$  de la atmósfera. En un ambiente rural, el  $\text{CO}_2$  disuelto por el agua se sitúa sobre el 0.03 %, mientras que en ambientes industriales alcanza el 0.1 % (Winkler, 1.976). Para dichas concentraciones de  $\text{CO}_2$ , se han señalado poderes de disolución para el agua de lluvia del orden de 95 mgr/l en el ambiente rural y de 140 mgr/l en el industrializado (Hernández Méndez, 1.984).

Es posible que temperaturas elevadas favorezcan la solubilidad de las calizas; prueba de ello es que los procesos kársticos están más desarrollados en los climas cálidos (Llopis Lladó, 1.970). Esto puede ser atribuido a incrementos en la actividad biológica así como a una mayor disolución de compuestos intermedios como el bicarbonato cálcico; puesto que la solubilidad del  $\text{CO}_2$  disminuye con la temperatura.

Otra clase de factores a considerar son el grado de pureza de las rocas y el de sus minerales constituyentes; así, es sabido que las calizas más puras son las más solubles (Ollier, 1979). También influyen las características texturales y el sistema poroso, ya que la cantidad de caliza disuelta depende de la superficie total expuesta a la acción del agua, así como de su circulación en el seno de la roca.

De acuerdo con determinaciones realizadas por el U.S. Bureau of Standards (U.S.A.), una caliza cristalina pierde -por acción del agua de lluvia a lo largo de 100 años- 0.3 mm, y una caliza oolítica 1 mm. Según Gauri (1.974) -para calizas situadas en la ciudad de New York- la reducción en superficie, en un período de tiempo similar, es de unos 3 mm. Otros datos recopilados por Amoroso y Fassina (1.983) -considerando el mismo período de tiempo- sitúan las pérdidas entre

2 y 4 mm., llegando a ser, para una caliza blanda, alrededor de 7 mm.

Las **arcillas** destacan, entre los componentes accesorios de las rocas carbonatadas, por su comportamiento frente al agua. Estos minerales absorben agua -dependiendo de su naturaleza y porcentaje- pudiendo llegar a afectar la coherencia de la roca. Así, en general, porcentajes de arcillas superiores al 10 % se consideran poco recomendables para rocas utilizadas en la construcción.

Otros componentes a considerar son las **sales solubles**. El yeso, en concreto, presenta una solubilidad cien veces superior a la calcita. Normalmente estos minerales son muy poco frecuentes en la roca sana, incrementándose su concentración -a veces espectacularmente- en las zonas alteradas.

En resumen, las calizas son relativamente sensibles a la acción del agua. La disolución experimentada, en principio baja, puede verse incrementada por las características petrográficas de la roca, y sobre todo por la cantidad y características de las sustancias disueltas en el agua que las afecta ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{SO}_2$ , sales, etc.).

Como se ha indicado previamente, el agua no suele actuar de forma aislada en los procesos de alteración de las rocas; no obstante, mediante ensayos de laboratorio, puede ser tenido en cuenta este supuesto.

### 7.2.1.- Ensayos de laboratorio.

Los ensayos relativos a la acción del agua sobre los materiales rocosos son más utilizados en la caracterización de las rocas blandas, dada la pequeña agresividad de aquellos. Dentro de estos ensayos pueden señalarse dos grandes tipos. El prime-

ro: "Inmersión en agua", consiste en sumergir las muestras en agua y observar los efectos producidos, transcurrido cierto tiempo. Evidentemente las rocas empleadas en construcción deben superar este ensayo, sin experimentar ningún tipo de cambio. Puede considerarse una variedad de este ensayo -con el fin de incrementar su agresividad-, la inmersión de las rocas en agua oxigenada (Le Roux, 1978).

El segundo tipo, de mayor interés, son los "Ciclos de humedad-sequedad". Este ensayo consiste en la repetición de ciclos, en cada uno de los cuales las muestras son sumergidas en agua, efectuándose a continuación el secado en un horno. De esta manera, la roca experimenta importantes cambios en su contenido en agua, para períodos de tiempo muy cortos. Mediante este ensayo, se intentan reflejar -de forma extremada- procesos naturales, como es la alternancia de períodos secos y soleados, junto a otros más húmedos y lluviosos.

La absorción de agua en este ensayo se realiza por inmersión total y libre, durante un tiempo que varía -según diversos autores- de 2 a 24 horas. El secado es forzado en un horno a temperaturas entre 60 y 105°C, y para tiempos que van de 6 a 24 horas. El número de ciclos realizado suele ser elevado, de 30 a 100.

De acuerdo con las características de ensayo señaladas, además de estar sometidas las rocas a ciclos hídricos -más o menos intensos-, experimentan también ligeros ciclos térmicos. Se trata, por tanto, de ciclos termohídricos, cuya acción es más acusada que la de dichos factores aisladamente.

Con el fin de primar en este ensayo la acción del agua frente a la de la temperatura, las rocas no deben ser sometidas a choques térmicos. En este sentido, se recomienda introducir las muestras en el horno antes de ser encendido y mantener lenta la subida de la temperatura, así como dejarlas enfriar completamente, antes de una nueva inmersión en agua. Para la optimización de este ensayo, los ciclos realizados deben

asegurar un elevado grado de saturación y de secado de los materiales.

### **Ciclos realizados.**

Para cada uno de los ocho tipos rocosos estudiados, se ensayaron cuatro muestras con las siguientes características:

- . 1 cilindro (D:35, L:65 mm.)
- . 2 discos (D:35, L:20 mm.)
- . 1 disco (D:50, L:30 mm.)

Teniendo en cuenta las consideraciones anteriores, así como la velocidad de absorción y secado de las rocas estudiadas, se estimaron convenientes ciclos de 24 horas, correspondiendo 16 horas a la etapa de inmersión en agua y 8 a la de secado.

Las características de los ciclos de humedad-sequedad realizados son las siguientes:

- Inmersión de las muestras en agua. La inmersión realizada fue total y libre, en agua corriente, renovada diariamente, a una temperatura de 21°C, durante un tiempo de unas 16 horas.
- Secado rápido. Tuvo lugar en un horno con ventilación forzada, a una temperatura de 105°C, permaneciendo las rocas en su interior durante unas 6 horas. Previamente se mantuvieron una media hora a temperatura ambiente para el secado de la superficie. Posteriormente se dejaron enfriar durante otra hora y media, antes de comenzar un nuevo ciclo.
- El número total de ciclos efectuados fue de 40.

### **7.2.2.- Resultados obtenidos.**

La alteración producida por este ensayo ha sido valorada a partir de las observaciones y medidas previamente mencionadas.



**Observación de la superficie.**

La Caliza del Páramo presenta un ligero cambio de color hacia tonos más oscuros, en las dos variedades consideradas. Este cambio es atribuido a la acción de la temperatura, más que a la del agua, ya que muestras calentadas a elevadas temperaturas presentan este mismo cambio de color. Algunos minerales opacos de hábito dendrítico aparecen oxidados al final de los ciclos. Terminado el ensayo la superficie aparece limpia.

En la Caliza de Montaña, la variedad M-1 no presenta ningún cambio apreciable durante el ensayo. En los últimos ciclos algunas muestras de la variedad M-2 comienzan a desarrollar una red de fisuras, muy finas y abundantes, mostrando cierto aspecto anastomosado.

La Dolomía de Boñar tampoco presenta cambios aparentes en el color o aspecto de la superficie. La variedad B-1 es la roca que mejor conserva las marcas hechas con tinta indeleble, mientras que en B-2 la pérdida de dichas marcas es acusada.

En la Caliza de Laspra, la variedad L-1 manifiesta un ligero oscurecimiento, resultando resaltadas algunas fisuras de tendencia estilolítica, por lavado del residuo insoluble. La muestra L-2 es la única que presenta claro deterioro, con desmoronamiento de algunos niveles más ricos en arcillas. Destaca la apertura de fisuras subparalelas a la estratificación, cuyo desarrollo es ya acusado en los últimos ciclos. Las referencias realizadas con tinta indeleble aparecen totalmente borradas al final del ensayo.

**Variaciones de peso durante el ensayo.**

Se ha determinado el peso en los siguientes ciclos: 5, 6, 15, 16, 29 y 30 -consideradas 8 horas para el secado-. También se han tomado valores para condiciones de mayor sequedad -dos días- en los ciclos 30 y 40.

Los pesos determinados a lo largo de los ciclos muestran valores claramente superiores al peso seco inicial; esto es debido, sin duda, al pequeño intervalo de tiempo tomado para el secado. Cuando se consideran tiempos mayores -pesos obtenidos en los ciclos 30 y 40-, los valores son ya muy ligeramente inferiores a los iniciales.

No obstante, la pérdida de peso observada en este último caso es muy poco significativa, situándose alrededor del 0.05 %, excepto en la muestra L-2 que alcanza el 0.3 %. Calculada la pérdida de peso en función de la temperatura de secado, ésta se sitúa -en el entorno de cien grados centígrados- entre 0.01 y 0.05 % por cada diez grados de ascenso de la temperatura, (dichos valores crecen con el contenido en agua de la roca y su capacidad higroscópica). En la Tabla 7.1 se expresan ambas pérdidas de peso, para las rocas estudiadas.

TABLA 7.1

Pérdida de peso al final de los ciclos humedad-sequedad (1).  
Pérdida de peso para un incremento de diez grados en la temperatura de secado (2). Expresados ambos valores en % .

Muestra		(1)	(2)
Caliza del	P-1	0.10	0.05
Páramo.	P-2	0.10	0.05
Caliza de	M-1	0.03	0.01
Montaña.	M-2	0.03	0.01
Dolomía de	B-1	0.06	0.02
Boñar.	B-2	0.08	0.02
Caliza de	L-1	0.03	0.01
Laspra.	L-2	0.30	0.05

**Evolución del contenido en agua durante los ciclos.**

El peso en seco de las muestras, obtenido a lo largo de los ciclos -ocho horas de secado-, indica que dicho secado no es muy elevado. Contrariamente, la absorción de agua es bastante buena -para las 16 horas consideradas-; sus valores pueden ser tomados de las curvas de absorción libre de agua (Fig. 5.1). A partir de ambos valores puede conocerse la cantidad de agua que es movida en cada ciclo.

En la Tabla 7.2 se indica el contenido en agua que presentan las muestras cilíndricas al final de la inmersión y al final del secado. Dichos valores se han expresado en términos relativos respecto al contenido de agua máximo, alcanzado por absorción libre. De la diferencia entre ambos valores se tiene.

TABLA 7.2

Contenido en agua durante los ciclos de humedad-sequedad, expresado en porcentaje respecto al contenido en agua máximo por absorción libre: inmersión (1), secado (2) y balance de agua (3).

Muestra		(1)	(2)	(3)
Caliza del	P-1	97	26	71
Páramo.	P-2	93	12	81
Caliza de	M-1	84	-	-
Montaña.	M-2	71	-	-
Dolomía de	B-1	69	7	62
Boñar.	B-2	73	1	72
Caliza de	L-1	95	22	73
Laspra.	L-2	95	20	75

la cantidad de agua movida (balance de agua). Al disminuir el tamaño de las muestras, así como su capacidad higroscópica, este valor crece ligeramente.

Puede observarse que las rocas que absorben más agua durante la inmersión son también las que más retienen durante el secado, por lo que la cantidad de agua -en términos relativos- puesta en circulación durante los ciclos es bastante similar en todas las rocas estudiadas.

#### **Variaciones de porosidad.**

Consideradas las mismas muestras cilíndricas, antes y después de ser ensayadas, no se observan diferencias significativas de porosidad en las rocas estudiadas, exceptuada la variedad L-2 de Laspra. Los valores obtenidos después de los ciclos no se diferencian más de un 0.1 %, de los previamente determinados sobre la roca no alterada. Sólo en la variedad L-2 de Laspra, la porosidad pasa de un 6.4 % en la roca no ensayada a un 7.6 % en la ensayada, lo que supone un incremento -en términos relativos- del 20 %, respecto a los valores iniciales.

#### **Absorción capilar.**

En la figura 7.1 se muestran las curvas de absorción capilar correspondientes a las mismas muestras cilíndricas, antes y después de ser sometidas a los ciclos. Se han considerado únicamente las rocas más porosas (Caliza del Páramo y Dolomía de Boñar).

Las muestras alteradas de Caliza del Páramo presentan una importante absorción al comienzo del ensayo (en la variedad P-1 dichas diferencias son muy acusadas). Pasada la primera hora de ensayo, son bastante próximos los coeficientes de absorción capilar presentados por muestras alteradas y no alte-

radas; no obstante, las primeras son siempre las que presentan mayores coeficientes de absorción.

La Caliza de Montaña presenta valores sumamente pequeños; a pesar de ello parecen observarse diferencias significativas en los coeficientes de absorción capilar (hasta 10 veces superiores en las muestras alteradas respecto a las no alteradas).

En la Dolomía de Boñar los coeficientes obtenidos son siempre superiores en las muestras alteradas: ligeramente superiores en la variedad B-1 y duplicando el valor primitivo en B-2.

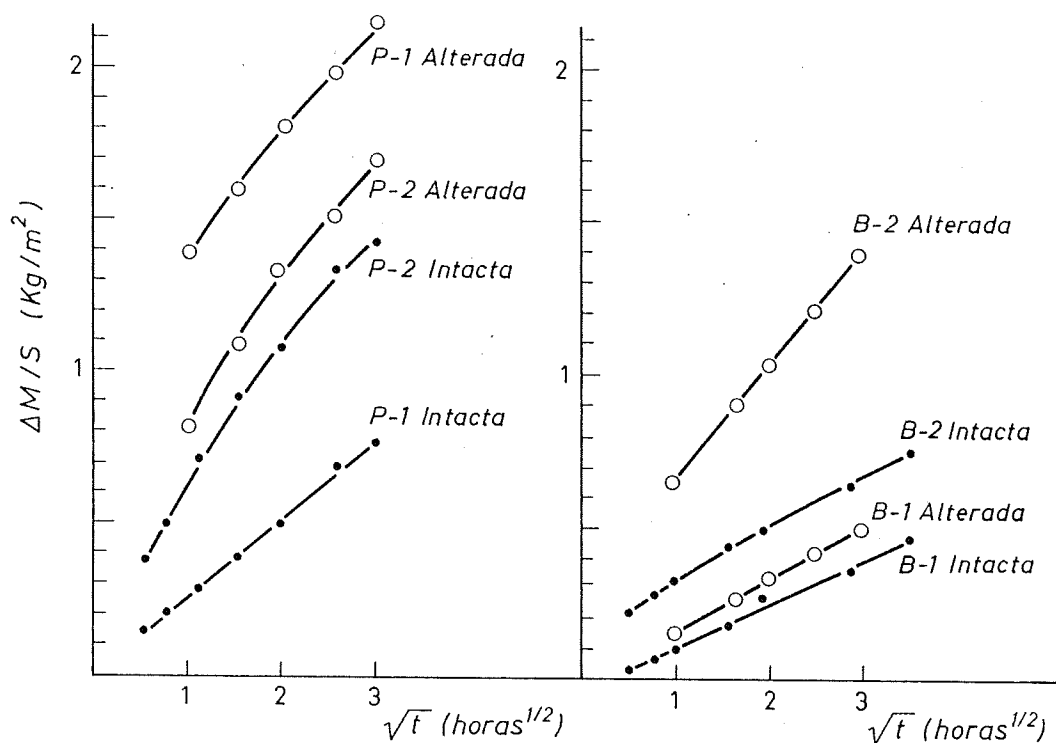


Fig. 7.1.- Curvas de absorción capilar previas y posteriores a los ciclos de humedad-sequedad, para la Caliza del Páramo y la Dolomía de Boñar.

La variedad L-1 de Laspra también duplica los valores del coeficiente de absorción capilar, respecto a los obtenidos en las muestras no alteradas. Como ya se ha indicado, la variedad L-2 presenta abundantes fisuras, por las que asciende el agua rápidamente (llegando en pocos minutos a su techo). La absorción de agua tiene lugar ahora desde la base y a partir de todas las superficies de fisura, avanzando el frente húmedo perpendicularmente a ellas. La ganancia en peso es muy elevada, no comparable a la de las muestras no alteradas.

#### **Resistencia a la tracción.**

En la Tabla 7.3 se expresa la resistencia a la tracción -ensayo brasileño- obtenida sobre muestras en forma de disco, después de ser sometidas directamente a los ciclos humedad-sequedad. Los resultados aparecen en forma de valor medio ( $\bar{x}$ ) y desviación típica ( $\sigma_{n-1}$ ). Asimismo, se indica la disminución que suponen dichos valores, respecto a los obtenidos en las muestras no alteradas, expresada en tanto por ciento. En algunas rocas las diferencias entre las dos muestras ensayadas son muy elevadas, por lo que no han sido considerados dichos valores.

Cuando se consideran todos los tipos rocosos analizados, la disminución de resistencia debida a esta clase de ciclos es significativa y relativamente importante. Dentro de los ensayos de alterabilidad llevados a cabo, éste es el que manifiesta mayores pérdidas de resistencia.

Puede señalarse, asimismo, la semejanza de comportamiento que muestran calizas micríticas y cristalinas, así como dolomías cristalinas. No obstante, la Caliza L-2 de Laspra es, sin duda, la que presenta mayores pérdidas de resistencia, seguida de la Caliza del Páramo, donde se observan disminuciones sobre el 35 % .

TABLA 7.3

Resistencia a la tracción, en muestras sometidas a los ciclos de humedad-sequedad, en MPa (1). Disminución de resistencia, respecto a la roca no alterada, en % (2).

Muestra		(1)		(2)
		$\bar{x}$	$\sigma_{n-1}$	%
Caliza del Páramo.	P-1	10.0	0.7	37
	P-2	8.2	0.3	34
Caliza de Montaña.	M-1	8.0	1.3	30
	M-2	9.9	1.2	17
Dolomía de Boñar.	B-1	9.5	1.0	20
	B-2	---	---	--
Caliza de Laspra.	L-1	14.7	1.6	10
	L-2	---	---	--

### 7.3.- ACCION DEL HIELO: CICLOS HIELO-DESHIELO.

Es conocida la degradación que sufren las rocas por acción de las heladas, así como sus diferencias de sensibilidad. Este hecho depende tanto de la naturaleza de la roca como de las características de la helada. Los daños producidos por el hielo se manifiestan en forma de fisuras -más o menos desarrolladas- o por la aparición en la superficie de la roca de desconchados, descamaciones, arenizaciones, etc.

A la hora de explicar los fenómenos de heladicidad se mencionan diferentes procesos -no siempre bien diferenciados ni fáciles de valorar-, presentándose como un fenómeno complejo y no del todo bien conocido.

No obstante, parecen claramente establecidos los principales factores a considerar, en relación con el daño de las heladas sobre los materiales rocosos. Así se sabe que:

- . Es más importante el número de ciclos de hielo-deshielo que sufre una roca por unidad de tiempo que la temperatura mínima alcanzada en cada ciclo.

- . Un factor fundamental es el grado de humedad que presenta la roca en el momento de helarse, tanto en términos absolutos (contenido en agua) como relativos (grado de saturación).

- . Presentan gran influencia las características del medio poroso: tamaño de los poros y su grado de comunicación.

Previamente al análisis de los mecanismos que pueden actuar en este fenómeno, es de interés observar el diagrama de equilibrio del agua -diagrama P, T-, (figura 7.2).

En primer lugar puede verse que el agua permanece sin congelar a temperaturas inferiores a cero grados, siempre que se encuentre a presiones superiores a la atmosférica. Esto ocurre para temperaturas comprendidas entre 0 y -22°C, correspondiendo entonces al punto de congelación presiones entre 1 y 2115 atm.



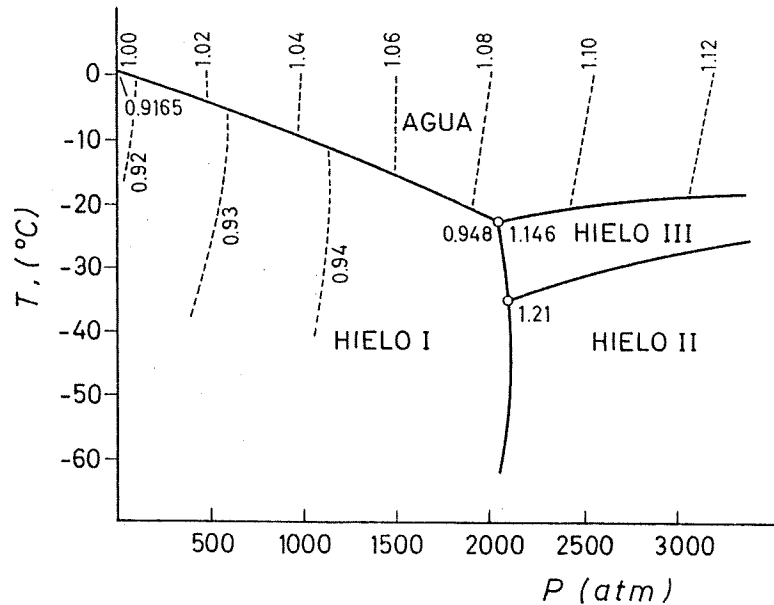


Fig. 7.2.- Diagrama de equilibrio de fases del agua. Las líneas de trazos indican límites de densidad. (Según Winkler, 1.968)

De acuerdo con las densidades presentadas por el agua y el hielo en las proximidades del cambio de fase, la congelación del agua supone un incremento de volumen, alrededor del 9 % -a presión atmosférica-, variando poco este valor a lo largo del intervalo considerado (sobre un 14 % para 2115 atm.). El agua contenida en los poros -agua de condensación capilar- presenta similar comportamiento (Feldman, 1970).

El punto  $T: -22^{\circ}\text{C}$ ,  $P: 2115$  atm. corresponde a un punto triple. A partir de él, al aumentar la presión -dentro de pequeñas variaciones de temperatura-, se presenta el hielo en una nueva fase estable, de densidad superior a la del agua y, por tanto, con disminución de volumen.

En consecuencia, el agua retenida en los poros capilares necesita temperaturas inferiores a cero grados para su congelación, tanto menores cuanto menor es el radio de poro. Sin embargo, esta situación se mantiene hasta 2115 atm. de presión y temperaturas de alrededor de  $-22^{\circ}\text{C}$ ; por debajo de dicha temperatura, sólo se presenta hielo, aunque en diferentes fases.

De acuerdo con ensayos realizados por Fedyaikin (Derjaguin, 1.965), para capilares entre 0.015 y 0.025  $\mu\text{m}$ . el agua permanece sin congelar a  $-10^{\circ}\text{C}$ . Tourenq (1.970) y Domaslawski (1.982) mencionan temperaturas de congelación mucho más bajas ( $-90$  y  $-78^{\circ}\text{C}$ ) para tamaños de poros mucho mayores, así como la existencia de una importante fracción de agua sin congelar, en relación con el agua de absorción.

Otros autores piensan que a  $-5^{\circ}\text{C}$  la mayor parte del agua ya está congelada (Bousquie, 1.979). Esto puede explicar el hecho de que no se observen grandes diferencias en los daños originados por el hielo a distintas temperaturas (Lautridou y Ozouf, 1.978).

Entre los **mecanismos** que han sido apuntados, en relación con la degradación de las rocas por el hielo, pueden señalarse los siguientes:

- Presión de expansión. Debida al incremento de volumen (aproximadamente del 9 %), que tiene lugar durante el paso de agua a hielo. En un principio los daños producidos por el hielo fueron atribuidos exclusivamente a este hecho; actualmente se piensa que, debido al grado de comunicación del medio poroso así como a la plasticidad del hielo, su acción queda muy disminuida. Además, no hay duda de la existencia de otras fuerzas, dado que, ensayos realizados con líquidos que presentan disminución de volumen al congelar, muestran similares efectos (ver: Amoroso y Fassina, 1.983; Stambolov y Van Asperen de Boer, 1.976).

- Presión de cristalización. Semejante a la desarrollada por cualquier otro sólido, durante el crecimiento de los cristales.

- Presión hidráulica (modelo de Powers, 1.945). Desarrollada en presencia de abundante agua en superficie, que al helarse obtura el paso del agua hacia el exterior. El avance del hielo -dado su incremento de volumen- genera una presión hidráulica sobre el agua que aún permanece sin congelar y que es ejercida sobre las paredes de los poros (Mugridge y Young, 1983). Este proceso requiere un elevado grado de saturación de la roca.

- Presión capilar (modelo de Everett). Debido a la curvatura de la interfase hielo-agua, se generan diferencias de presión, con movimiento del agua hacia las lentes de hielo, favoreciendo su crecimiento. En dicha interfase se desarrollan tensiones capaces de empujar las pequeñas partículas durante el avance del frente de hielo, en vez de englobarlas (Everett y Haynes, 1.965). El hielo comienza a formarse en los grandes poros, extrayendo agua de los más pequeños, siendo incapaz el frente de hielo de penetrar en poros inferiores a un cierto tamaño, dependiente de la temperatura (Loch, 1.981).

Winkler (1.973) menciona los dos procesos siguientes:

- Cambio de volumen en el agua absorbida debida a las variaciones de temperatura. Fedyakin -en los ensayos mencionados con capilares de 0.015 a 0.025  $\mu\text{m}$ .- encuentra que los cambios de volumen son proporcionales a la temperatura, desapareciendo el máximo de densidad que presenta el agua a 4°C.

- Aumento en la cantidad de agua absorbida, debida a las presiones generadas por el hielo. En este caso, los daños son originados en último extremo por el agua, si bien como consecuencia del avance del frente de hielo.

Debe tenerse en cuenta además la contracción térmica que experimenta la roca, cuyos efectos han de sumarse a la expansión volumétrica del agua en el cambio de fase (Oteo Mazo, 1.984).

Finalmente, el agua contenida por las rocas en condiciones naturales acostumbra a presentar cierta cantidad de sales solubles. En consecuencia, ha de considerarse también la presión osmótica debida a la concentración de las sales, durante la congelación del agua.

Mejor conocidos son los **factores** -tanto petrográficos como ambientales- de los que depende la acción agresiva del hielo:

- Contenido en agua y Grado de Saturación. Estos parámetros guardan relación tanto con el sistema poroso de la roca, como con las características de humedad del ambiente. Winkler (1.973) considera potencialmente heladizas las rocas que presentan contenidos en agua superiores al 5 %, y no heladizas por debajo del 1 % .

Por encima de unos mínimos de contenido en agua en la roca, importa el grado de saturación alcanzado. Así, es sabido que las rocas con humedad de cantera -saturaciones extremas- son en general heladizas, debiendo procederse a su secado antes de su utilización. Lo mismo ocurre cuando se saturan rocas al vacío, los daños provocados por el hielo en este caso son siempre más acusados.

De acuerdo con la expansión volumétrica que sufre el agua al pasar a hielo, se ha considerado que un grado de saturación de alrededor del 90 %, constituye un valor crítico frente a la acción del hielo -trabajos de Hirschwald-. Diversos autores han rebajado dicho valor crítico al 85 % e incluso al 60 % . Bousquie (1.976), analizando un amplio rango de rocas carbonatadas, no encuentra justificada la existencia de tal valor crítico, atribuyendo este hecho a las diferencias de permeabilidad que pueden presentar las rocas.

Entre los factores ambientales destacan:

- Número de ciclos por unidad de tiempo. Debe tenerse en consideración que dicho número puede verse incrementado localmente, como consecuencia de las diferencias de absorción térmica y radiación infrarroja que puede experimentar la superficie de la roca, aún en ausencia de variaciones de temperatura en el ambiente.

- Velocidad de descenso de la temperatura. Factor importante en relación con la permeabilidad de la roca. En descensos rápidos de temperatura, el hielo formado puede superar y bloquear la migración del agua, produciendo mayores daños. En la naturaleza estas velocidades no suelen ser muy elevadas, (0.5 grados por hora, según Iñiguez Herrero, 1.961), encontrándose además frenadas en el seno de la roca, debido a su baja conductividad térmica.

- Temperatura mínima alcanzada. No parece un factor importante; en este sentido Lautridou y Ozouf (1.978) -como ya se ha señalado- no observan diferencias entre rocas enfriadas a  $-8^{\circ}\text{C}$  y las mismas rocas cuando son llevadas a  $-28^{\circ}\text{C}$ .

Entre los factores que guardan especial relación con las características del sistema poroso, cabe señalar:

- Porosidad y Permeabilidad. Se necesitan alcanzar unos mínimos de porosidad, para que pueda ser acusada la acción del hielo. Bousquie (1.979) sitúa este valor en el 10 %, señalando además que, en cuanto se supera el 25 %, los daños se manifiestan rápidamente. Entre ambos valores, adquiere mayor importancia la permeabilidad de la roca; así, aumentos de permeabilidad, suponen pérdida en el grado de saturación durante la helada y, por tanto, menores daños.

La mayoría de los autores están de acuerdo, en atribuir peores comportamientos a las rocas con menor tamaño de poro, concordantemente con su menor permeabilidad. En este sentido se han mencionado tamaños de  $5\ \mu\text{m}$ . como significativos frente a la acción del hielo (Walker et al., 1.969).

La permeabilidad depende, más que del tamaño de los poros, del tamaño de sus accesos y de las formas. En este sentido la porometría obtenida por inyección de Hg puede considerarse un buen parámetro, respecto a la heladicidad de las rocas (Gerard, 1.978; Bousquie, 1.979).

- Presencia de anisotropías. Cuando el movimiento del frente de hielo coincide con una dirección de anisotropía, los daños provocados son mucho mayores (Amoroso y Fassina, 1.983). Este hecho justifica la conveniencia de colocar las rocas en los edificios en su posición natural, es decir, con la estratificación horizontal.

### 7.3.1.- Ensayos de laboratorio.

Entre los ensayos cíclicos de heladicidad más utilizados, pueden considerarse diferentes tipos, de acuerdo con el procedimiento experimental seguido:

#### - 1) **Ensayos de congelación parcial:**

Este tipo de ensayo se realiza manteniendo una de las caras de la roca a bajas temperaturas -"ambiente exterior"- y la cara opuesta a temperaturas normales -"ambiente interior"-, estando aisladas las restantes. Variaciones cíclicas en una de esas dos temperaturas producen el movimiento del frente de hielo -isoterma de cero grados- dentro de una determinada zona en el interior de la roca. Dicha zona es la que experimenta los ciclos hielo-deshielo.

La puesta a punto de ensayos de este tipo puede verse en Daxelhofer (1.971) y Furlan y Girardet (1.976). Este ensayo es más complejo de realizar, pero parece más acorde con los fenómenos naturales a los que se ve sometida una roca cuando se encuentra situada en un edificio.

- 2) **Ensayos de congelación total:**

En este caso las muestras son introducidas en una cámara frigorífica, manteniéndose en ella el tiempo suficiente para asegurar su total congelación. El deshielo se realiza normalmente introduciéndolas en agua, a temperatura ambiente. El ensayo consiste en la repetición de ciclos, cada uno de los cuales conlleva una etapa de congelación, seguida de otra de descongelación. Previamente las muestras han de estar saturadas en agua.

Este es un ensayo muy utilizado, observándose diferencias en el procedimiento experimental seguido por los distintos autores o propuesto en las normas de ensayo. Además de los trabajos ya considerados, caben señalar los de Belikov et al. (1.967) y Ordaz (1.984); entre las normas pueden mencionarse, entre otras, las de la R.I.L.E.M. (1.980) -ensayo V.3- y las A.S.T.M. -norma C-290, 291-.

En la figura 7.3 se muestran las características de los ciclos llevados a cabo por distintos autores y normas. En algunos de ellos pueden observarse las diferencias existentes entre la temperatura del ambiente exterior y el interior de la roca, a unos 5 cm. de la superficie (Lautridou y Ozouf, 1.978). Asimismo, puede verse que la temperatura permanece constante durante algún tiempo en cero grados. Esto es debido al cambio de fase que tiene lugar en dicho punto y justifica el hecho de mantener constante la temperatura, ligeramente por debajo de cero grados, antes de alcanzar el valor mínimo programado.

De acuerdo con los factores previamente analizados, las variables más importantes a considerar en este ensayo son: el grado de saturación de la roca -tanto inicial como a lo largo de los ciclos- y la velocidad de descenso de la temperatura. La saturación se realiza normalmente por inmersión en agua, en tiempos que oscilan entre seis horas y una semana. La velocidad de enfriamiento se sitúa -en los casos analizados- entre 5 y 20 grados por hora.

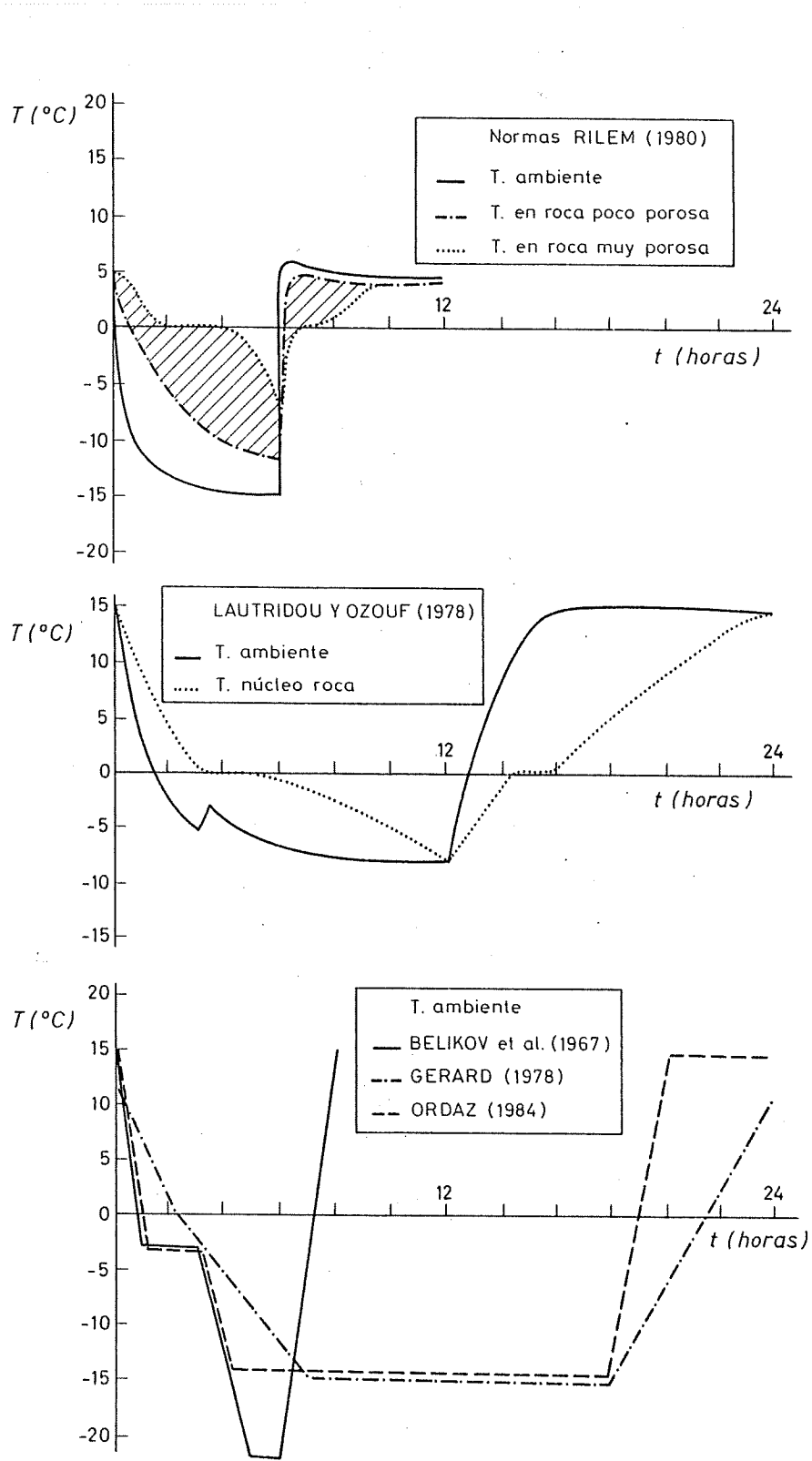


Fig. 7.3.- Ciclos hielo-deshielo según diversos autores.



Una variación de este ensayo -con el fin de asegurar un mayor grado de saturación de las rocas- consiste en mantener la base de las muestras en contacto con agua, durante la fase de congelación (Bousquie, 1.979). Este ensayo también puede ser realizado de forma automática en cámaras climáticas, teniendo lugar en este caso la descongelación en el interior de la cámara, para un ambiente con la máxima humedad.

### **Ciclos realizados..**

Para cada uno de los tipos rocosos estudiados se tomaron cuatro muestras, de las mismas características que en el ensayo anterior:

- . 1 cilindro (D:35, L:65 mm.)
- . 2 discos (D:35, L:20 mm.)
- . 1 disco (D:50, L:30 mm.).

El ensayo realizado fue del tipo de congelación total. Dicho ensayo se llevó a cabo en una cámara climática programable (modelo Climatest 5800), efectuándose dos clases de ciclos sobre las mismas muestras, los primeros más moderados y en menor número que los segundos. La saturación inicial de las rocas se realizó, en la mitad de las muestras, al vacío -según el procedimiento descrito- y, en la otra mitad, por inmersión libre de agua durante 5 días. En la segunda serie de ciclos las muestras fueron saturadas al vacío. Durante todos los ciclos, la cámara fue programada para que la humedad ambiente fuera máxima.

Los ciclos realizados en primer lugar -1<sup>ra</sup> serie- presentan las siguientes características:

- Descenso lineal de temperatura de 5 a -15°C durante 3 horas.
- Estabilización en -15°C, durante 3 horas.
- Ascenso lineal de temperatura de -15 a 5°C durante 3 horas.
- Estabilización en 5°C, durante 3 horas.
- Número total de ciclos: 25.

Las características de la 2<sup>da</sup> serie de ciclos fueron:

- Descenso lineal de temperatura de 50 a -15°C durante 1 hora.
- Estabilización en -15°C, durante 1 hora.
- Ascenso lineal de temperatura de -15 a 50°C durante 1 hora.
- Estabilización en 50°C, durante 1 hora.
- Número total de ciclos: 60.

### 7.3.2.- Resultados obtenidos.

La alteración producida durante este ensayo ha sido evaluada a partir de las siguientes observaciones y medidas:

#### **Observación de la superficie.**

La Caliza del Páramo no presenta cambios apreciables -ni de color, ni en el aspecto de la superficie- después de realizadas ambas series de ciclos (Lámina 7.1, Fot. 1). No obstante, en microscopía electrónica, han podido ser observadas pequeñas fisuras, asociadas a grandes poros.

Igualmente, la variedad M-1 de la Caliza de Montaña no manifiesta cambios apreciables. En M-2 aparecen algunas muestras fisuradas, teniendo lugar dicha fisuración fundamentalmente durante la segunda serie de ciclos.

La Dolomía de Boñar, después de la primera serie de ciclos, tampoco presenta cambios apreciables; sin embargo, al final del ensayo -en algunas muestras de ambas variedades- pueden observarse finas y escasas fisuras. La traza de dichas fisuras es paralela o ligeramente oblicua al eje de los cilindros.

En la roca de Laspra los efectos son diferentes en las dos variedades estudiadas. En L-1 aparecen resaltadas algunas fisuras después de la primera serie de ciclos, conservando

similares características al final del ensayo. La variedad L-2 es la única roca claramente afectada por este ensayo. Entre los daños presentados -generados fundamentalmente durante la segunda serie de ciclos- destaca en primer lugar la formación de fisuras (Lámina 7.1, Fot. 2), así como el desmoronamiento de algunas zonas más arcillosas.

#### **Variaciones de peso durante el ensayo.**

Las pérdidas de peso al final de los ciclos son muy pequeñas y en general muy poco significativas, siendo del mismo orden de magnitud e incluso inferiores, a las presentadas en el ensayo de humedad-sequedad. En la Tabla 7.4 se indican los valores medios obtenidos al finalizar cada serie de ciclos, expresados en tanto por ciento. En el caso de la primera serie, se expresan también los valores determinados para las distintas condiciones de saturación consideradas.

A pesar de las magnitudes obtenidas -sumamente pequeñas y poco significativas en términos absolutos-, puede señalarse mayor pérdida de peso en las muestras saturadas al vacío. El comportamiento de L-2 es explicable por el elevado grado de saturación alcanzado por inmersión -cuando se consideran tiempos largos-, comparable al obtenido mediante vacío. La Dolomía de Boñar presenta menores pérdidas de peso en este ensayo de heladicidad que en el de humedad-sequedad.

Al comparar los valores de pérdida de peso con los daños observados en las rocas, vemos que la relación no es del todo satisfactoria. En particular, la variedad L-2 presenta un grado de alteración no bien reflejado por la pérdida de peso; esto es consecuencia de que dichos daños son debidos, fundamentalmente, al desarrollo de fisuras.

TABLA 7.4

Pérdida de peso durante los ciclos de heladicidad. Final de la primera serie de ciclos: muestras saturadas en agua por inmersión libre (1), muestras saturadas al vacío (2). Final del ensayo (3). Valores expresados en % .

Muestra		(1)	(2)	(3)
Caliza del	P-1	0.03	0.03	0.06
Páramo.	P-2	0.05	0.1	--
Caliza de	M-1	0.02	0.03	0.04
Montaña.	M-2	0.03	0.04	0.05
Dolomía de	B-1	0.01	0.04	0.04
Boñar.	B-2	0.01	0.04	0.04
Caliza de	L-1	0.01	0.04	0.06
Laspra.	L-2	0.09	0.07	0.24

#### Variaciones de porosidad.

La Caliza del Páramo y la variedad L-1 de Laspra no presentan diferencias significativas de porosidad, entre muestras no alteradas y alteradas (diferencias inferiores a 0.1 %).

En la Caliza de Montaña y Dolomía de Boñar pueden señalarse ligeros aumentos de porosidad -alrededor de 0.2 a 0.3 %- en las muestras alteradas. En términos relativos esto supone un incremento del orden del 50 al 100 % en la Caliza de Montaña, e inferior al 2 % en la Dolomía de Boñar. Este aumento de porosidad puede ser atribuido a la apertura de fisuras, como las descritas anteriormente.

La variedad L-2 de Laspra presenta ya un aumento importante de porosidad -semejante al determinado en el ensayo anterior- que se sitúa en términos relativos sobre el 20 %. En la muestra analizada la porosidad pasa del 6.5 % en la roca no alterada, al 7.8 % en la alterada.

### Absorción capilar.

En la figura 7.4 se presentan las curvas de absorción capilar correspondientes a la Caliza del Páramo y Dolomía de Boñar. De igual manera que en los ciclos anteriores, se muestran las curvas obtenidas en las muestras no alteradas junto a las de las mismas muestras alteradas (después de realizados los ciclos de heladicidad).

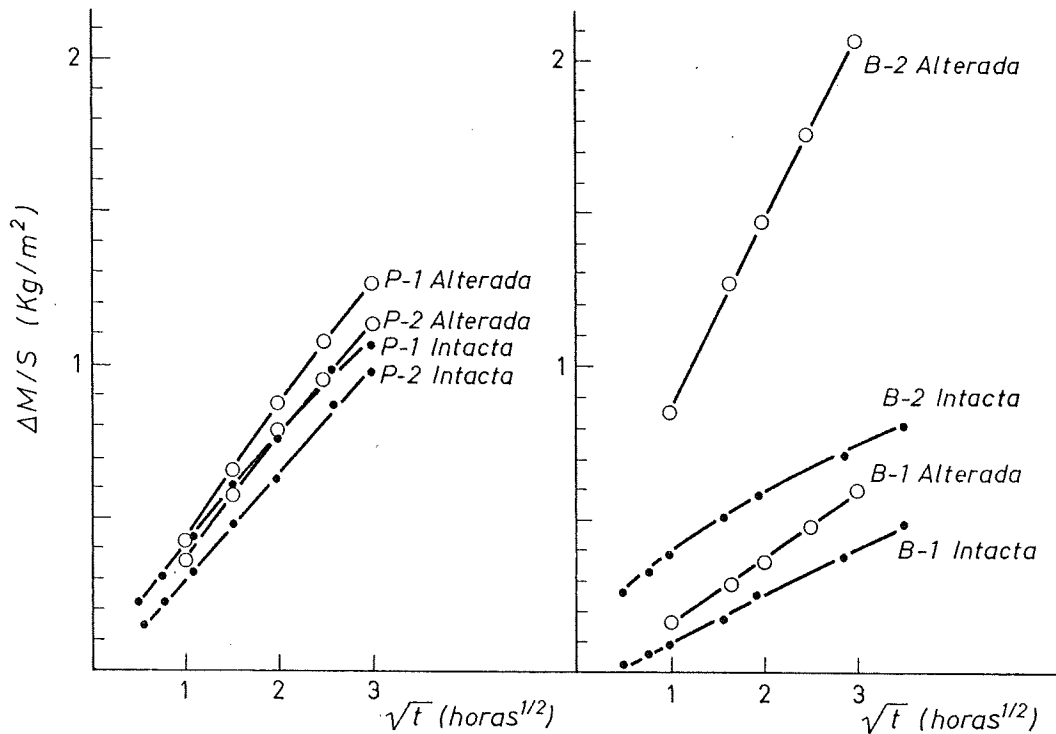


Fig. 7.4.- Curvas de absorción capilar previas y posteriores a los ciclos hielo-deshielo para la Caliza del Páramo y Dolomía de Boñar.

En la Cáliza del Páramo puede observarse que los coeficientes de absorción capilar son semejantes en las muestras no alteradas y alteradas; no obstante, estos últimos se sitúan ligeramente por encima de los de la roca no alterada.

La Dolomía de Boñar manifiesta parecido comportamiento. En B-1 la muestra alterada presenta valores ligeramente superiores, y en B-2 dichos valores son tres veces superiores a los de la muestra no alterada.

En la Caliza de Montaña -a pesar de la pequeña magnitud de los valores determinados- pueden señalarse importantes aumentos en el coeficiente de absorción para las muestras alteradas. Así, la variedad M-1 presenta valores diez veces superiores, y M-2 alrededor de cinco veces, respecto a los determinados sobre las mismas muestras antes de los ciclos.

La variedad L-1 de Laspra también presenta valores ligeramente superiores en la muestra alterada. En la variedad L-2 la muestra sometida a los ciclos aparece ampliamente fisurada, teniendo lugar un ascenso muy rápido de agua por dichas fisuras (como en el ensayo anterior). Igualmente, se obtienen valores muy elevados, no comparables con los de la roca no alterada.

#### **Resistencia a la tracción.**

Los valores han sido determinados igualmente mediante el ensayo brasileño sobre muestras en forma de disco, después de ser sometidas esas mismas muestras a ciclos de heladicidad. En la Tabla 7.5 se expresan los valores obtenidos en forma de valor medio ( $\bar{x}$ ) y desviación típica ( $\sigma_{n-1}$ ).

También en este caso se acusan pérdidas de resistencia en las muestras que han sufrido los ciclos. El orden de magnitud de dichas pérdidas (alrededor del 25 %) es comparable al presentado en el ensayo de humedad-sequedad. Igualmente no se obser-

van diferencias notables entre los distintos tipos petrográficos considerados.

TABLA 7.5

Resistencia a la tracción después del ensayo de heladicidad, en MPa (1). Disminución de resistencia, respecto a la roca no alterada, en % (2).

Muestra		(1)		(2)
		$\bar{x}$	$\sigma_{\gamma_1-1}$	
Caliza del Páramo.	P-1	11.6	1.3	26
	P-2	---	---	--
Caliza de Montaña.	M-1	8.4	1.0	26
	M-2	9.9	1.2	24
Dolomía de Boñar.	B-1	9.9	0.3	17
	B-2	5.2	0.7	25
Caliza de Laspra.	L-1	11.4	2.0	30
	L-2	---	---	--

#### 7.4.- ACCION DE LAS SALES: CICLOS DE CRISTALIZACION DE SALES.

Las sales solubles constituyen uno de los más importantes agentes de alteración de los materiales rocosos utilizados en la construcción. Así, es conocida la correspondencia entre zonas más deterioradas e incrementos en su contenido en sales solubles. En este sentido pueden señalarse los trabajos de Iñiguez Herrero (1.961), Domaslawski (1.982) y Arnold y Kueng (1.985) sobre la evolución de las sales solubles en el perfil de alteración.

El origen y naturaleza de estas sales es diverso:

- Pueden estar presentes previamente en la roca sana, si bien esto no es muy frecuente. En este sentido cabe destacar la presencia en las rocas de minerales accesorios, como los sulfuros (pirita en calizas oscuras) y los sulfatos (yeso).

- Pueden provenir de los morteros colocados en las juntas del propio edificio. La mayor parte del Na y K tienen este origen.

- Pueden proceder del suelo, ascendiendo con el agua por capilaridad. Este es un origen común para los nitratos, por descomposición de la cubierta vegetal y del humus.

- Pueden ser aportadas por la atmósfera y depositadas, tanto por vía seca como húmeda, sobre la superficie de la roca. Este es el origen de los cloruros en ambientes marinos y de los sulfatos en ambientes industriales o urbanos.

Estas sales son transportadas y se difunden por la roca -a través del agua que en mayor o menor grado siempre aparece en los poros- tendiendo a acumularse en las zonas más externas. Su depósito en una determinada zona está controlado por la velocidad de evaporación del agua, así como por los aportes que llegan a dicha zona. Estos aportes dependen de la disponibilidad de sales y de las características del medio poroso para su transporte.



Cuando el agua aportada supera a la evaporada tiene lugar la cristalización de sales sobre la superficie de la roca, formándose "eflorescencias". En caso contrario, durante la retracción del frente húmedo, la cristalización tiene lugar dentro de la roca, pero próximas a la superficie formándose "subflorescencias" (las más internas reciben el nombre de "criptoflorescencias"). Las subflorescencias pronto se manifiestan como costras y ampollas, dando lugar a una degradación mucho más rápida e importante de la roca (Esbert y Marcos, 1.983). Otro fenómeno de alteración, donde las sales juegan un papel fundamental, es la alveolización (Pauly, 1.976; Valdeón et al., 1.985).

Los procesos de alteración generados por las sales suelen reponder, en principio, a la acción química. No obstante, diversos autores han señalado que los procesos exclusivamente químicos no son suficientes, en ocasiones, para explicar determinados hechos (Arnold, 1.976). En este sentido, la existencia de alteraciones semejantes en materiales de muy diferente naturaleza (silicatos, carbonatos) vendría a corroborar la poca influencia de los procesos químicos.

En las calizas, los sulfatos -disueltos en el agua- pueden reaccionar con la propia roca, formándose yeso. No obstante, este proceso no tiene demasiada importancia, dado que no se observan pérdidas de carbonato en las zonas próximas capaces de justificar los aportes de yeso presentados. Cuando la sal es  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ , la reacción que tiene lugar en una caliza es la siguiente:



en esta reacción el equilibrio se desplaza hacia el carbonato cálcico sólido, por lo que la cantidad de yeso formado sólo puede tener lugar en muy baja cantidad (constante de equilibrio  $\text{CO}_3^{2-} / \text{SO}_4^{2-} = 1.6 \cdot 10^{-4}$ ).

En consecuencia, las acciones de tipo físico -mecánico- son las más significativas en los procesos de alteración generados por las sales. Su acción radica en las tensiones desarrolladas durante la formación de las fases cristalinas que, al actuar sobre las reducidas dimensiones de los poros, generan grandes presiones sobre sus paredes. Este proceso tiene lugar fundamentalmente en las zonas más superficiales y débiles, pudiendo llegar a afectar, en algunos casos, la cohesión de la roca en zonas más internas.

Entre dichas presiones pueden distinguirse:

- Presión de cristalización. Debida al crecimiento de los cristales a partir de soluciones saturadas. Se ven afectadas por la temperatura y concentración de la disolución (al disminuir la temperatura, o incrementarse la concentración, se generan mayores presiones).

- Presión de hidratación. Debidas a los fenómenos de hidratación que pueden experimentar ciertas sales en presencia de agua o por incrementos en el contenido en humedad del ambiente. Dichas presiones crecen al disminuir la temperatura o aumentar la presión de vapor.

Los procesos de alteración que tienen lugar durante la cristalización de sales son considerados del mismo tipo que los presentados durante la formación de hielo; si bien, en el caso de las sales, son mucho más acentuados, como consecuencia del mayor cambio de volumen.

La formación de yeso a partir del carbonato cálcico de una caliza supone un incremento de volumen del 100 %. Sin embargo, este proceso tiene lugar mediante la disolución del carbonato y la formación de nuevos cristales de yeso, por lo que la acción mecánica queda muy disminuida.

De mayor interés es la acción mecánica de sales como los sulfatos de sodio y magnesio. Esto es debido a los diferentes estados de hidratación en que pueden presentarse, así como a la formación de sales dobles, siempre con importantes aumen-

tos de volumen. Además, en este caso, los cambios de fase tienen lugar al estado sólido y dentro de condiciones ambientales. Por otra parte, se trata de sales -en mayor o menor proporción- presentes en el agua contenida por las rocas, y que frecuentemente precipitan o se disuelven de forma estacional.

Considerando como única sal presente en la roca el sulfato sódico, al cristalizar pueden aparecer dos fases estables:

- . Una anhidra, de aspecto pulverulento: Thenardita.
- . Otra decahidratada, que cristaliza en finas agujas: Mirabilita.

A temperaturas superiores a 32.4°C sólo es estable la fase anhidra. Por debajo de dicha temperatura puede hidratarse, tanto en presencia de agua líquida como de vapor, siempre que la presión de vapor sea suficientemente elevada. El incremento de volumen que tiene lugar entonces es del 400 % .

En la figura 7.5 puede verse cómo las oscilaciones diarias de temperatura y humedad pueden hacer variar el equilibrio. No obstante, debe tenerse en cuenta que los procesos de hidratación y deshidratación son relativamente lentos (Arnold, 1.976; Baronio et al., 1.983).

En presencia de humedades relativas muy elevadas no se consigue la cristalización, o -si es el caso- tiene lugar la solvatación, hasta la disolución de la sal. Así, de acuerdo con datos de Arnold (1.981), la fase hidratada sólo se encuentra en equilibrio -para una temperatura de 25°C- entre humedades del 81 al 87 % .

Finalmente, puede señalarse que el papel jugado por las sales solubles en la deterioración de las rocas, así como la realización de ensayos para su evaluación, es un hecho conocido desde el siglo pasado (ver Niesel, 1.978).

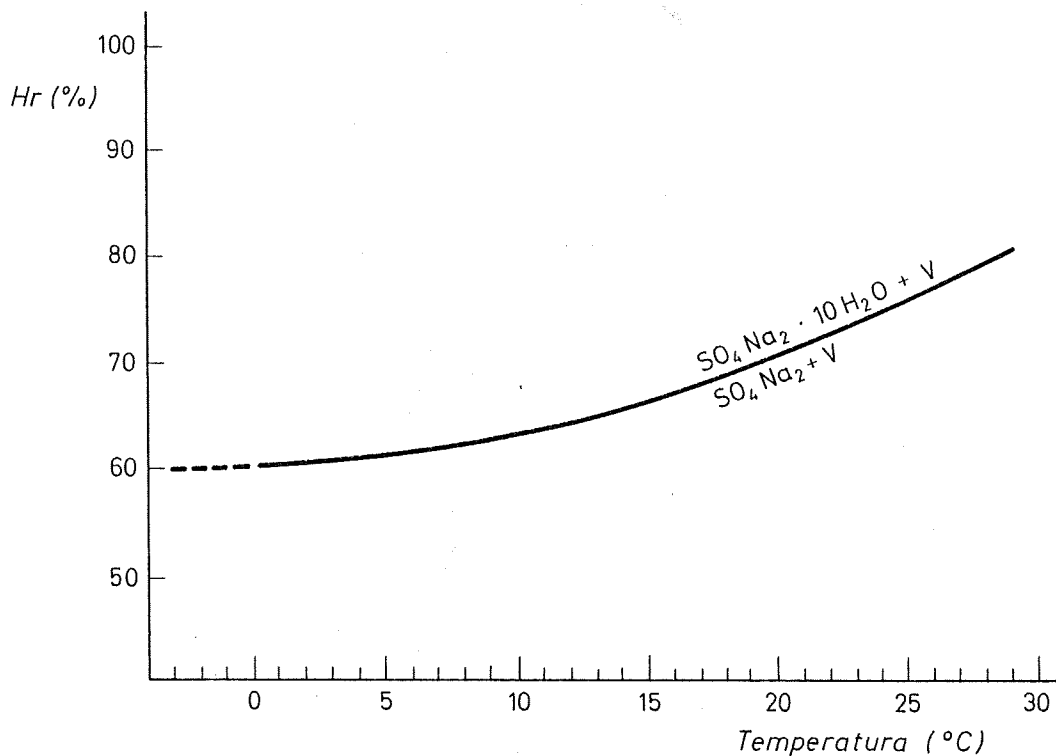


Fig. 7.5.- Diagrama de fases del sulfato sódico en función de la humedad ambiente (según Arnold, 1.976).

#### 7.4.1.- Ensayo de cristalización de sales.

En la actualidad, este ensayo es uno de los más utilizados y efectivos entre los de "envejecimiento acelerado", siendo relativamente bien conocido y normalizado. Entre las diferentes normas que consideran este ensayo puede destacarse las de la R.I.L.E.M. (1.980) -ensayos V.1a, V.1b y V.2-. También cabe citar: D.I.N. -norma: 52111-, A.S.T.M. -norma: C 88-76- y la del Laboratorio del Transporte -norma: NLT 158/72-, si bien estas últimas están enfocadas para áridos.

El ensayo de cristalización de sales consiste, básicamente, en la repetición de un número fijado de ciclos, en cada uno de los cuales las muestras son sumergidas en una solución salina, dejándose secar a continuación para que la sal cristalice. A partir del primer ciclo, la inmersión de nuevo en la solución produce la hidratación de la sal presente en los poros, teniendo lugar el deterioro más importante nada más sumergir las muestras en la disolución.

Distintas variables pueden afectar a este ensayo (Price, 1978; Marschner, 1.978), pudiendo ser agrupadas de acuerdo con:

- a) naturaleza y concentración de la sal.
- b) características de la inmersión: tipo, tiempo y temperatura.
- c) características del secado: temperatura, tiempo y humedad ambiente.

a) La sal más utilizada en este ensayo es el sulfato sódico; en menor proporción se trabaja con sulfato magnésico, cloruro sódico o mezclas de varias de ellas. Las disoluciones empleadas son más o menos concentradas: desde saturadas (20 % para el  $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$  a  $20^\circ\text{C}$ ) hasta disoluciones al 10 %. Las normas R.I.L.E.M. recomiendan concentraciones al 14 % y al 10 %, según el ensayo considerado. Al disminuir la concentración de la sal disminuyen los daños producidos.

b) Se realizan distintos tipos de inmersión:

- .Inmersión total. En este caso suelen tomarse cinco volúmenes de disolución por volumen de roca.
- .Inmersión parcial, con ascenso de la disolución por capilaridad. De acuerdo con las normas R.I.L.E.M., la inmersión realizada -para cubos de 5 cm. de lado- es de 0.5 a 1 cm.

El tiempo de permanencia de las muestras en la disolución varía -según las distintas normas y autores- de 2 a 24 horas. Al aumentar el tiempo de permanencia más allá de las primeras horas, no se observan variaciones en el deterioro producido, según los autores consultados.

La temperatura de la solución debe mantenerse baja y constante, puesto que al aumentar disminuyen los daños originados por las sales. Temperaturas superiores a 32.4°C impiden la cristalización de la fase hidratada, desapareciendo prácticamente dichos daños.

c) El secado normalmente se realiza a elevada temperatura. Son valores frecuentes 105 y 60°C, este último en presencia de componentes o tratamientos que no admitan temperaturas superiores. Se recomienda el precalentamiento del horno, así como el mantener un ambiente húmedo en su interior, para acentuar los daños producidos; de esta manera, en las etapas iniciales, disminuye la migración de las sales hacia la superficie.

De acuerdo con ensayos previamente realizados, la temperatura de secado es el factor fundamental en cuanto al poder agresivo del ensayo, disminuyendo éste para secados lentos (a bajas temperaturas). Cuando el secado se realiza a temperatura ambiente, importa la humedad relativa del entorno, ya que de ella depende que la sal cristalice anhidra o hidratada; los efectos no son comparables a los obtenidos con altas temperaturas (Baronio, 1.983; Binda y Baronio, 1.984).

El tiempo de secado es otra variable a tener en cuenta, empleándose normalmente tiempos de 4 a 24 horas. Para altas temperaturas de secado, tiempos superiores a 4 horas no parecen presentar gran influencia sobre los resultados del ensayo.

Antes de comenzar un nuevo ciclo, debe asegurarse que las rocas estén totalmente frías. Para los tamaños de muestra considerados, esto requiere un tiempo mínimo de dos horas. Cuando el enfriamiento tiene lugar en un ambiente suficientemente húmedo, y durante un tiempo prolongado, comienzan los procesos de hidratación de la sal.

**Ciclos realizados.**

Para cada uno de los ocho tipos rocosos estudiados se tomaron cuatro muestras de las siguientes características:

- . 2 cilindros (D:35, L: 65 mm.)
- . 2 discos (D:35, L:20 mm.)

De acuerdo con las consideraciones anteriores y ensayos previamente realizados, se escogieron tiempos y temperaturas, dentro de cada etapa del ciclo, de forma que se viera acentuada la agresividad de este ensayo. La sal utilizada fue sulfato sódico decahidratado en solución acuosa al 14 %, de la que se tomaron cinco volúmenes por cada volumen de roca, siendo renovados cada dos ciclos.

Los ciclos realizados fueron los siguientes:

- Inmersión total en la solución a 20°C durante tres horas.
- Secado de las rocas en un horno -calentado previamente- a 105°C, durante unas 14 horas.
- Enfriado a 20°C en ambiente saturado de humedad, durante otras 7 horas.
- El número de ciclos realizados fue de 12, si bien algunas muestras no resistieron todos los ciclos.

**7.4.2.- Resultados obtenidos.**

La evaluación de los daños se ha realizado, como en casos anteriores, a partir de diferentes observaciones y medidas.

**Observación de la superficie.**

El deterioro producido por este ensayo es acusado en la mayoría de las rocas estudiadas. En rocas porosas y coherentes predomina la saltación de material -tanto en zonas planas (desconchados) como en los bordes de las muestras (esquirlas)-

manifestándose los daños por el aspecto picado de la superficie. El primer ciclo sólo produce eflorescencias, pero a partir del segundo comienzan las saltaciones, progresando el deterioro de forma rápida y más o menos lineal a lo largo de los ciclos.

La Caliza del Páramo muestra ligero oscurecimiento, así como importantes daños en superficie -aspecto picado grosero-, con notables diferencias entre las dos variedades consideradas (Lámina 7.1, Fot. 5 y 6). En la variedad P-1 el deterioro es menor, con desconchados de mayor tamaño pero en menor proporción. En la Lámina 7.2, Fot. 1, puede observarse en microscopía electrónica, el aspecto fracturado y ruinoso que presenta la superficie. Al final de los ciclos el porcentaje de superficie dañada -aspecto picado- puede cifrarse en un 50 %. Los daños son más elevados en las zonas micríticas que en las esparíticas, así como en algunos componentes (pisolitos).

En la variedad P-2 la pérdida de material es más notable -con pronunciado redondeamiento de las aristas-, si bien el tamaño de las saltaciones es menor, a veces de tipo pulverulento. En consecuencia, muy pronto se ve afectada toda la superficie de la muestra, como se muestra en la Lámina 7.1, Fot. 3, tomada en el sexto ciclo.

La Caliza de Montaña no manifiesta alteraciones a simple vista. Durante los ciclos pueden observarse depósitos de sales en superficie (Lámina 7.1, Fot. 3); sin embargo, al final del ensayo, una vez lavadas las muestras, no se observan daños (Lámina 7.1, Fot. 5). A mayores aumentos, pueden observarse pequeñas fisuras en superficie -poco desarrolladas-, asociadas a poros (Lámina 7.2, Fig 2). En la variedad M-1 destaca la formación de depósitos de sales, marcando esporádicas fisuras.

La Dolomía de Boñar también presenta un notable aspecto picado de la superficie, bastante similar en las dos variedades estudiadas (Lámina 7, Fot. 4 y 6). Dicho picado es mucho más fino que en la Caliza del Páramo, con desprendimiento a veces



de granillos. Se observan extrusiones en algunos granos más micríticos y ricos en arcillas. En la Lámina 7.2, Fot.3, puede observarse el aspecto de las fisuras -marcadamente intercrystalinas- presentes en superficie, así como la existencia de cristales sueltos en las zonas de fisura. La variedad B-2 muestra daños ligeramente mayores -con desconchados en menor proporción pero de mayor tamaño- y mayor redondeamiento de los bordes.

En la Caliza de Laspra son distintos los daños producidos en las dos variedades estudiadas, concordantemente con sus diferencias petrográficas. En L-1 se observan algunas muestras fisuradas y deterioradas en zonas más arcillosas, con pérdida de material pulverulento; otras muestras apenas aparecen alteradas.

La variedad L-2 presenta un deterioro muchísimo más elevado, y diferente al de los tipos rocosos anteriores (Lámina 7.1, Fig. 6). En este caso se produce un cuarteado de las muestras, dando lugar a un rápido desmoronamiento de las mismas durante los primeros ciclos. Este tipo de alteración supone la formación de grandes fisuras -de subparalelas a subperpendiculares a la estratificación- (Lámina 7.2, Fot. 4), así como pérdidas importantes de material -más o menos pulverulento-, relacionadas fundamentalmente con dichas fisuras, a las que tiende a erosionar en superficie.

#### **Variaciones de peso durante el ensayo.**

Se ha determinado el peso de las muestras a lo largo de los ciclos realizados, para los mismos tiempos y condiciones dentro de cada ciclo. Los valores obtenidos se han expresado en tanto por ciento respecto al peso inicial y se han representado en las figuras 7.6 a, b, c y d,.

Durante los primeros ciclos puede observarse incremento de peso, debido a la presencia de sales. En las rocas menos al-

teradas estos incrementos de peso se mantienen durante los diez primeros ciclos, aunque con valores muy bajos (0.01 a 0.1 %). En rocas más porosas y alteradas la ganancia inicial en peso es mucho mayor, pero también lo es la pérdida por saltación de material. En consecuencia, durante estos primeros ciclos no queda bien reflejado el grado de alteración de las rocas a partir de su pérdida de peso.

Al final del ensayo -extraídas las sales de las muestras por lavados sucesivos durante una semana- se ha determinado la variación en peso para la roca seca, expresándose igualmente en términos relativos. Los valores resultantes se indican en la Tabla 7.6.

En este caso existe una mejor relación entre las pérdidas de peso y el grado de alteración presentado (Caliza del Páramo y Dolomía de Boñar). En la variedad L-2 comienza rápidamente el desmoronamiento de la roca, siendo retiradas sus muestras entre el cuarto y décimo ciclo.

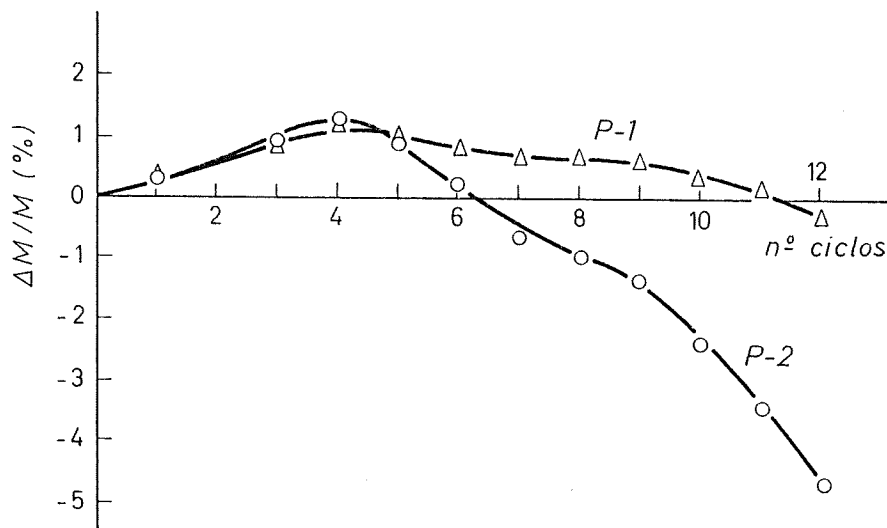


Fig. 7.6a.- Variaciones de peso durante los ciclos de cristalización de sales en la Caliza del Páramo.

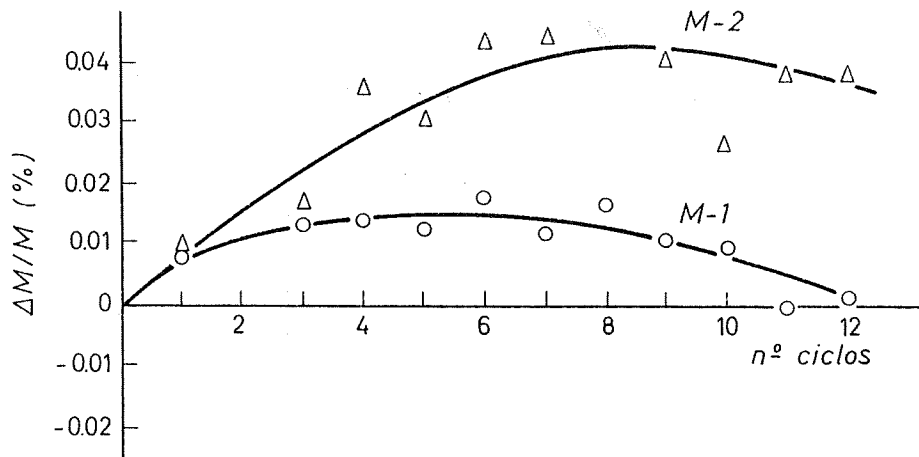


Fig. 7.6b.- Variaciones de peso durante los ciclos de cristalización de sales en la Caliza de Montaña.

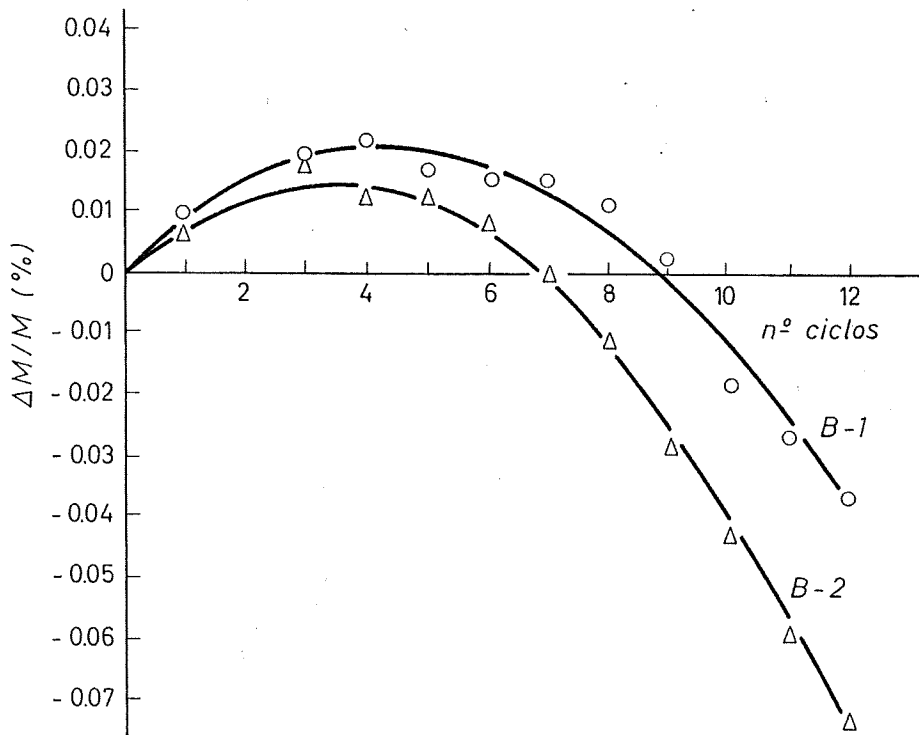


Fig. 7.6c.- Variaciones de peso durante los ciclos de cristalización de sales en la Dolomía de Boñar.

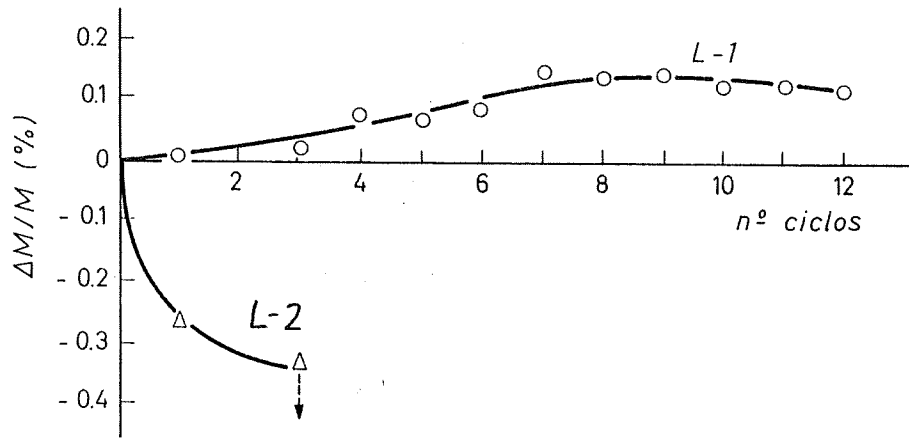


Fig. 7.6d.- Variaciones de peso durante los ciclos de cristalización de sales en la Caliza de Laspra.

TABLA 7.6

Pérdida de peso de las muestras al final del ensayo de cristalización de sales, expresado en tanto por ciento.

Muestra		
Caliza del	P-1	1.6
Páramo.	P-2	4
Caliza de	M-1	0.04
Montaña.	M-2	0.06
Dolomía de	B-1	1
Boñar.	B-2	1
Caliza de	L-1	0.2
Laspra.	L-2	--

**Variaciones de porosidad.**

Previamente debe señalarse que la determinación de esta propiedad en rocas alteradas conlleva en todos los casos pérdidas en el peso seco de las muestras, comparados los valores pre y postsaturación en agua. Las mayores pérdidas de peso las presenta la Caliza del Páramo -con un 0.2 %- y la Dolomía de Boñar -con un 0.1 %-; la variedad L-2 de Laspra no ha sido analizada, dado su estado de alteración.

Las diferencias de porosidad entre muestras intactas y alteradas son, en general, muy pequeñas y poco significativas; sólo en las calizas cristalinas pueden señalarse aumentos en las muestras alteradas (importantes en términos relativos). Dichas diferencias en la variedad M-2 son del 0.2 % (40 % en términos relativos), del 0.15 % en la variedad L-1 (10 % en términos relativos) y del 0.1 % en M-1 (30 % en términos relativos); en las restantes rocas no se supera este último valor.

**Absorción capilar.**

En la Caliza del Páramo los coeficientes obtenidos en las muestras alteradas -aunque ligeramente superiores- son del mismo orden de magnitud que los determinados en las muestras no ensayadas.

Las mayores diferencias se observan en la Caliza de Montaña, donde los valores correspondientes a las muestras alteradas son 5 a 10 veces superiores, como ocurría con el ensayo de helacidad.

En la Dolomía de Boñar y variedad L-1 de Laspra también se obtienen coeficientes superiores en las muestras alteradas (unas tres veces). Dada la degradación presentada por la variedad L-2, no ha podido ser analizado este parámetro.

**Resistencia a la tracción.**

Sometidas a ensayo las mismas muestras que han sufrido los ciclos de cristalización de sales, en ningún caso se observaron variaciones de resistencia a la tracción.

En algunos tipos rocosos, fundamentalmente los más cristalinos -Caliza de Montaña y Caliza de Laspra (L-1)-, las dispersiones presentadas por las muestras ensayadas son demasiado elevadas como para pronunciarse en algún sentido.

Paradójicamente, en las muestras donde el deterioro en superficie es más claro -Caliza del Páramo y Dolomía de Boñar-, los valores obtenidos son semejantes a los de las muestras no ensayadas.

En consecuencia, cabe pensar que los acusados daños producidos por este ensayo se hallan esencialmente localizados en la superficie de las muestras. Contrariamente a lo que ocurría para los dos ensayos anteriores, no parece verse afectada la coherencia interna de la roca.

### 7.5.- ACCION DEL SO<sub>2</sub>: CICLOS DE NIEBLA CON SO<sub>2</sub>.

En la actualidad, los óxidos de azufre y nitrógeno ocupan el primer lugar dentro de los contaminantes atmosféricos (Gauri, 1.978). Dichos compuestos son característicos de ambientes urbanos e industriales -más o menos polucionados-, cobrando mayor importancia en las proximidades de la fuente contaminante y en sus áreas de influencia, de acuerdo con la climatología de la zona.

La presencia de SO<sub>2</sub> en las atmósferas urbanas es debida, principalmente, a la utilización de combustibles fósiles: carbón, petróleo y, en menor proporción, gas natural; más en concreto, se debe a la abundancia, en dichos productos energéticos, de minerales como la pirita, marcasita, etc, o de ciertos compuestos orgánicos.

Durante la combustión de dichas materias, el azufre puede ser oxidado, pasando a las cenizas como sulfato. No obstante, la mayor parte -más de dos tercios- escapa a la atmósfera en forma gaseosa (Domaslowski, 1.982).

De acuerdo con datos de dicho autor y de Winkler (1.973), en los países industrializados el consumo aproximado por persona y año en combustibles fósiles se sitúa alrededor de 1 Tm.; la combustión de dicha cantidad produce entre 20 y 50 Kg de SO<sub>2</sub>, de los cuales entre 14 y 35 Kg se volatilizan.

El valor de SO<sub>2</sub> presente en la atmósfera en un determinado lugar depende principalmente de su localización respecto al centro emisor y del intervalo de tiempo considerado; así, poseen distinto significado los valores medios correspondientes a un día, un mes o un año.

De acuerdo con los datos recogidos por Suárez Marcos et al. (1.983), se consideran valores admisibles hasta 400 µg/m<sup>3</sup> por día, 256 por mes y 150 por año; valores de 800 µg/m<sup>3</sup> por día

constituyen una emergencia de primer grado. En Avilés, durante los años 1.981, 1.982 y 1.983, el valor medio anual fue de  $60 \mu\text{g}/\text{m}^3$ , presentando valores más elevados en invierno  $-80 \mu\text{g}/\text{m}^3$  que en verano  $-60 \mu\text{g}/\text{m}^3$ . Por su parte, Fassina et al. (1.981) señalan para un ambiente rural valores unas cuatro veces inferiores.

En las zonas donde la inmisión es elevada predomina el transporte de  $\text{SO}_2$  por el aire, llegando a las rocas por vía seca (Furlan y Girardet, 1.983). Dicho contaminante es tomado por éstas de acuerdo con su capacidad de absorción y, por tanto, de su porosidad (Degranges et al., 1.983). Combinado el  $\text{SO}_2$  con el agua higroscópica, es oxidado, siendo factores fundamentales de dicho proceso el contenido en humedad de la roca y las características de la superficie (Serra y Starace, 1.983).

Asimismo, puede llegar a las rocas por vía húmeda, disolviéndose en agua durante la formación de gotas de lluvia. La cantidad de  $\text{SO}_2$  depositado de esta manera depende de la inicial, así como de la cantidad de agua caída, si bien a partir de 16 mm. de precipitación la concentración en  $\text{SO}_2$  en la atmósfera es prácticamente constante, situándose sobre el 35-40 % del valor inicial (Suárez Marcos 1.981).

En baja proporción la oxidación tiene lugar directamente en la atmósfera, favorecida por la luz solar intensa. Se han mencionado velocidades de 0.1 a 2 % por hora para esta fotooxidación. El  $\text{SO}_3$  así formado es altamente agresivo al combinarse con el vapor de agua. Un análisis más detallado de estos procesos puede verse en Amoroso y Fassina (1.983).

En resumen, la formación de ácido sulfúrico a partir del  $\text{SO}_2$  es un proceso complejo, dependiente de muchos factores: concentración, luz solar, temperatura, humedad, presencia de catalizadores y características de la superficie de las rocas.

Las soluciones ácidas así formadas afectan de manera especial a los materiales carbonatados. Dichas soluciones son rápida-



mente neutralizadas, precipitando nuevos compuestos: sulfitos y sulfatos de Ca y Mg, con desprendimiento de  $\text{CO}_2$  a la atmósfera. El ataque de la roca tiene lugar -en primer lugar y mayoritariamente- en superficie y se manifiesta por la formación de depósitos más o menos pulverulentos o coherentes (formación de costras).

Estos nuevos compuestos presentan solubilidades mucho mayores que la calcita (3 veces superiores para el sulfito cálcico, y más de 100 para el yeso); en consecuencia, periódicamente pueden ser disueltos y volver a precipitar, avanzando hacia el interior de la roca. Los mayores daños producidos por estos procesos son achacables a las presiones de cristalización junto a los incrementos de volumen que pueden tener lugar; así, por ejemplo, el yeso, duplica en volumen a la calcita.

Finalmente, puede señalarse que los cristales formados presentan gran variedad de hábitos, no reflejando siempre las características propias de la especie mineral. En este sentido destacan los hábitos prismáticos y aciculares, así como los tabulares, en las costras de yeso (Arnold y Kueng, 1.985).

#### **7.5.1.- Ensayos de laboratorio.**

La acción de los polucionantes sulfurosos sobre las rocas puede ser analizada en el laboratorio a partir de distintas clases de ensayos:

- Ataque de soluciones muy diluidas de ácido sulfúrico -pH normalmente entre 3 y 5-, realizándose el ensayo tanto por goteo (simulación de lluvia) como por inmersión total. Dentro de esta clase pueden mencionarse los trabajos de Badan et al. (1.976), Snethlage (1.981) y Guidobaldi (1.981). Este último autor señala que la cantidad de caliza disuelta sólo empieza a ser significativa a partir de pH inferiores a 4.5 ó 4.

- Acción del dióxido de azufre en atmósferas saturadas en vapor de agua, disponiéndose normalmente concentraciones entre 1 y 10 p.p.m. Este tipo de ensayos requiere para su realización cámaras especiales, semejantes a las diseñadas para el análisis de la corrosión de materiales y equipos (véase Vale y Martin, 1.983). En rocas pueden mencionarse diversos trabajos que toman en consideración estos ensayos (Badan et al., 1.976; Sleater, 1.978; Rossi-Manaresi, 1.981).

En este trabajo se ha realizado, dentro de esta segunda clase, el ensayo: **ciclos de niebla con SO<sub>2</sub>**, correspondiente a la norma DIN 50018: "Solicitud en clima alterno de agua de vapor condensado, con atmósfera conteniendo dióxido de azufre" (Aparato según Kesternich).

El ensayo tiene lugar en una cabina normalizada de 300 litros de capacidad, cuya parte inferior lleva un depósito que contiene 2 litros de agua destilada, la cual periódicamente es mantenida a 40°C durante dicho ensayo. Lateralmente posee una entrada de gases adosada a un dispositivo especial para su medida. El modelo utilizado es el de cabina con puerta frontal.

La norma mencionada considera dos tipos de "clima", dependiendo del volumen de SO<sub>2</sub> introducido por ciclo:

.Adición de 0.2 litros (concentración de partida en la cámara alrededor de 2 p.p.m.).

.Adición de 2 litros (concentración alrededor de 20 p.p.m.).

El procedimiento de ensayo en ambos casos es el mismo, salvo dicha concentración. Un ciclo completo tiene una duración de 24 horas. Inicialmente -introducidas las muestras en la cámara y cerrada ésta-, se añade el volumen escogido de SO<sub>2</sub> y se conecta la calefacción que actúa sobre el agua. Se mantienen estas condiciones durante ocho horas. Al cabo de ese tiempo, se apaga la calefacción y se abre la puerta de la cámara; la humedad del ambiente debe situarse por debajo del 75 %. En

estas condiciones permanecen las muestras durante las 16 horas restantes.

Debe tenerse en cuenta que el contenido en  $SO_2$  en el interior de la cámara disminuye -a partir de los valores iniciales programados- dentro de cada ciclo. Esto es debido a la rápida reacción que tiene lugar sobre los materiales carbonatados, manifestada por la formación de yeso en su superficie. En consecuencia, una variable a considerar en este ensayo -para este tipo de materiales- es la superficie expuesta a la acción del dióxido de azufre.

#### **Ciclos realizados.**

Para cada uno de los ocho tipos rocosos estudiados se tomaron cuatro muestras de características similares a las indicadas en los ensayos anteriores:

- . 1 cilindro (D:35, L:65 mm.)
- . 2 discos (D:35, L:20 mm.)
- . 1 disco (D:50, L:30 mm.).

Al comienzo del ensayo las muestras se encuentran en condiciones ambientales (T:20°C H:70%). La superficie expuesta por ciclo -excepto en los últimos- fué siempre la misma, situándose alrededor de 0.14 m<sup>2</sup> la superficie total externa.

El ensayo realizado constó de dos series de ciclos, de acuerdo con los dos tipos de clima considerados por la norma. En primer lugar se realizaron los ciclos menos agresivos -0.2 litros de  $SO_2$  por ciclo-, efectuándose en total 17 ciclos.

Posteriormente, y sobre las mismas muestras, se realizaron otros 5 ciclos más agresivos -2 litros de  $SO_2$  por ciclo-, si bien algunas muestras de la Caliza de Laspra tuvieron que ser retiradas antes de concluir éstos, debido a su avanzada descomposición.

### 7.5.2.- Resultados obtenidos.

La alteración producida por este ensayo ha sido evaluada a partir de las siguientes observaciones y medidas:

#### **Observación de la superficie.**

Todos los tipos rocosos estudiados muestran a simple vista -en mayor o menor grado- decoloraciones y alteraciones de la superficie, debidas fundamentalmente a la formación de depósitos de yeso.

Después de los primeros ciclos -menos agresivos-, normalmente se observa la formación de una capa más o menos variable en cuanto a continuidad y espesor -sobre 1 mm. como máximo-, constituida por cristalitas de yeso. Dichos cristalitas presentan algunas décimas de mm. de tamaño, hábito prismático -más o menos elongado- y frecuente disposición en roseta (Lámina 7.2, Fig. 5, 6, 7 y 8). En conjunto confieren a las rocas un cierto aspecto satinado en superficie, sobre todo en las calizas más cristalinas.

Al final del ensayo estos depósitos son mucho más groseros, semejando costras; sólo en algunos puntos aparecen eflorescencias más pulverulentas. Dichas costras pueden aparecer levantadas, formando ampollas, que al romper dejan ver material más suelto en su interior.

Los mayores depósitos siempre se dan sobre la cara superior de las muestras, presentando además los cristales de yeso mayor continuidad y mayor tamaño. Lateralmente es más frecuente su concentración por zonas, dando a la superficie cierto aspecto almohadillado; esporádicamente aparecen eflorescencias blancuecinas y pulverulentas asociadas a poros.

En la Caliza del Páramo los depósitos son relativamente abundantes, dando lugar a cierta decoloración de la roca (algo más

acusada en la variedad P-2). El tamaño máximo de los cristales es de varias décimas de mm. (ligeramente superior en P-2). En las zonas de mayor depósito -cara superior y al final del ensayo-, no se observan diferencias entre micrita y esparita; cuando la abundancia de yeso es menor, las zonas micríticas y porosas muestran ligeras preferencias para el depósito. Algunas ampollas y eflorescencias pulverulentas pueden ser localizadas en pisolitos (ricos en arcillas); no obstante, este tipo rocoso es el que presenta menos ampollas al final del ensayo (Lámina 7.1, Fot. 7).

La Caliza de Montaña es la roca que presenta depósitos de mayor espesor en superficie, así como cristales de mayor tamaño, llegando a alcanzar 1 mm. . Durante los primeros ciclos, la roca adquiere un aspecto blanquecino -satinado- en la cara superior y más almohadillado lateralmente, por depósitos más o menos continuos de yeso. En muy baja proporción, presenta eflorescencias en relación con poros (variedad M-2). Al final del ensayo puede observarse el levantamiento de grandes ampollas (Lámina 7.1, Fot. 7). La calcita que está en contacto con el yeso presenta señales de disolución. No se manifiestan diferencias de comportamiento entre la calcita y la dolomita (variedad M-2).

En la Dolomía de Boñar los depósitos observados son mucho menores -más discontinuos- y también lo es el tamaño de los cristales. El aspecto de la superficie es más pulverulento en su cara superior, aunque continúa siendo satinado lateralmente. La variedad B-2 presenta costras y ampollas -a veces de gran tamaño- en relación con zonas más porosas (Lámina 7.1, Fot. 8), así como eflorescencias en granos más micríticos. Una de las muestras ensayadas acusó importante desmoronamiento en el tercer ciclo de la serie agresiva.

En la Caliza de Laspra se observan nuevamente acusadas diferencias entre las dos variedades estudiadas. En L-1 predomina el depósito continuo de yeso, con cristales de menor tamaño (alrededor de 0.2 mm.); lateralmente también exhibe disposi-

ción almohadillada. Se presentan algunas eflorescencias ligadas a fisuras y no se manifiestan diferencias de comportamiento en relación con el tamaño de los cristales de calcita.

La variedad L-2 es, sin duda, la roca más afectada por este ensayo, no tolerando en general los ciclos más agresivos. Al final de la primera serie de ciclos, presenta menor cantidad de yeso en superficie, pero es notable su formación en el interior, por el levantamiento de la superficie (ascenso de la micrita, respecto a los escasos testigos de esparita o cuarzo). Este hinchamiento es más notable en los bordes de las muestras, con formación de fisuras y pérdida de cohesión. Sobre las superficies planas tiene lugar el levantamiento de grandes costras (Lámina 7.1, Fot. 8), con formaciones más pulverulentas en su interior y decoloración general de la superficie. Los ciclos más agresivos producen el desmoronamiento casi inmediato de la roca; algunas muestras tuvieron que ser retiradas al segundo ciclo y ninguna resistió más de cuatro.

#### **Variaciones de peso durante el ensayo.**

Finalizadas ambas series de ciclos se determinó el peso en seco de las muestras, procurando no producir pérdidas de material en costras y ampollas. En la Tabla 7.7 se indican los valores obtenidos. Todas las muestras consideradas, salvo en la variedad L-2 que sufre desmoronamiento al final del ensayo, presentan ganancias de peso. Esto es explicable dado que tiene lugar una sustitución de calcita por yeso, cuya relación de pesos moleculares es 1:1.7.

A pesar de la pequeña magnitud de los valores obtenidos, los incrementos de peso son significativos, sobre todo en términos relativos. Así, puede observarse que, para bajas concentraciones de  $SO_2$ , muestran mayor capacidad de reacción las calizas

TABLA 7.7

Ganancia en peso durante el ensayo de niebla con  $SO_2$ , expresada en tanto por ciento. Valores obtenidos al final de la primera serie de ciclos (1) y valores finales (2).

Muestra		(1)	(2)
Caliza del	P-1	0.1	0.3
Páramo.	P-2	0.1	0.3
Caliza de	M-1	0.03	0.1
Montaña.	M-2	0.03	0.1
Dolomía de	B-1	0.03	0.4
Boñar.	B-2	0.03	0.3
Caliza de	L-1	0.05	0.2
Laspra.	L-2	0.1	-

micríticas que las cristalinas o dolomías. Para concentraciones más elevadas -más alejadas de condiciones naturales- los mayores depósitos se dan en las rocas más porosas, independientemente de su mineralogía.

En las rocas porosas la formación más importante de yeso se produce en su interior. Esto se deduce al comparar las ganancias en peso con los depósitos observados sobre la superficie de las rocas (en concreto en la Caliza de Montaña y la Dolomía de Boñar).

#### Variaciones de porosidad.

En este caso las muestras alteradas presentan valores de porosidad semejantes o incluso inferiores a los determinados antes de los ciclos. Las mayores disminuciones de porosidad

corresponden a la Dolomía de Boñar, con un 0.2 % en la variedad B-1 (1.5 % en términos relativos), y 0.4 % en B-2 (3 % en términos relativos). Contrariamente, la Caliza del Páramo y la variedad L-2 de Laspra no presentan variaciones apreciables de porosidad.

La determinación de este parámetro -método de la pesada hidrostática- supone también disminuciones en el peso de las muestras. Este hecho es fundamentalmente atribuible a pérdidas de yeso por disolución, dado que las muestras permanecen unos tres días saturándose en agua. Las mayores pérdidas (0.7 %) corresponden a las Dolomías de Boñar; en las Calizas de Montaña y de Laspra se sitúan alrededor del 0.3 % y en la Caliza del Páramo, en el 0.2 % .

#### **Absorción capilar.**

En este caso las diferencias entre muestras no alteradas y alteradas, respecto a los coeficientes de absorción capilar, son mucho menores. Nuevamente las mayores diferencias corresponden a la Caliza de Montaña, donde el coeficiente es el doble en la roca alterada.

En la Caliza del Páramo y Dolomía de Boñar los valores obtenidos son del mismo orden de magnitud en rocas no alteradas y alteradas, si bien, ligeramente superiores en estas últimas. En la Caliza de Laspra (L-1 y L-2) los coeficientes obtenidos en muestras alteradas son similares a los de las muestras no alteradas.

Finalmente, cabe señalar que se observan diferencias de absorción entre las caras opuestas de los cilindros. La cara superior -con abundantes depósitos de yeso- presenta valores de absorción ligeramente más bajos.



**Resistencia a la tracción.**

Sometidas al ensayo brasileño, las muestras ensayadas en los ciclos de niebla con  $SO_2$ , no se observan pérdidas de resistencia a la tracción.

En la Caliza de Montaña las dispersiones encontradas son muy grandes, por lo que las pérdidas exhibidas (variedad M-2) son muy poco significativas. La Caliza del Páramo, Dolomía de Boñar y L-1 de Laspra -con dispersiones normales- presentan valores semejantes a los obtenidos para la roca intacta.

En consecuencia, y coincidiendo con lo observado en los anteriores ciclos de cristalización de sales, este ensayo parecen afectar esencialmente a las partes mas superficiales, sin que, en general, las rocas acusen pérdidas de coherencia interna.

## LAMINA 7.1

Aspecto a simple vista de las rocas alteradas.

Ensayo de heladicidad, aspecto final:

Fot. 1.- Las muestras B-2, L-1, M-2 y M-1 no manifiestan cambios observables en la superficie.

Fot. 2.- La muestra L-2 es la única dañada, observándose fisuras y desprendimiento de material en torno a ellas.

Ensayo de cristalización de sales, sexto ciclo:

Fot. 3.- Picado de la superficie en la Caliza del Páramo (muy pronunciado en la muestra P-2). Depósitos blanquecinos de sales en la Caliza de Montaña.

Fot. 4.- Picado más fino en la Dolomía de Boñar. Acusados daños -cuarteado y desmoronamiento- en la muestra L-2 de Laspra.

Ensayo de cristalización de sales: aspecto final:

Fot. 5.- Incremento de los daños, más o menos proporcional al número de ciclos, en la Caliza del Páramo. Sin cambios observables en la Caliza de Montaña.

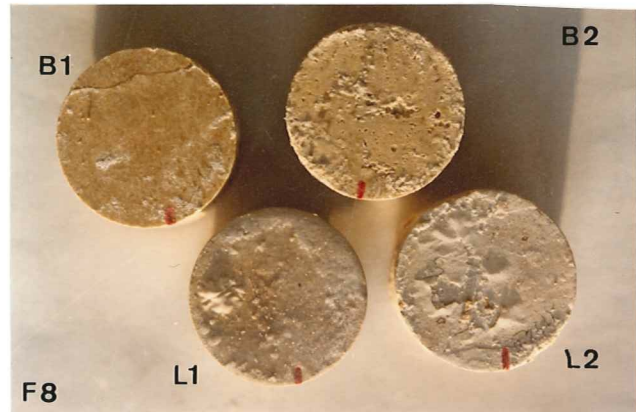
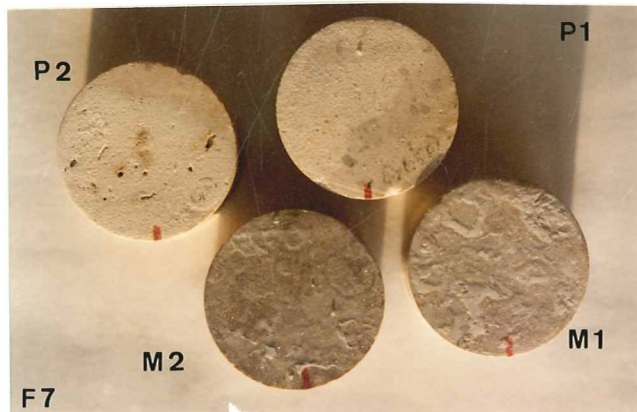
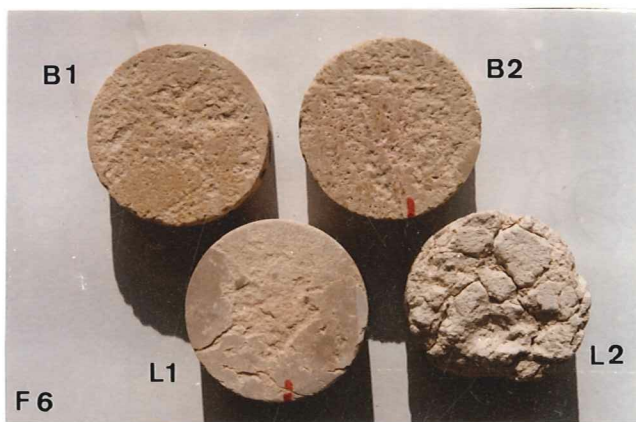
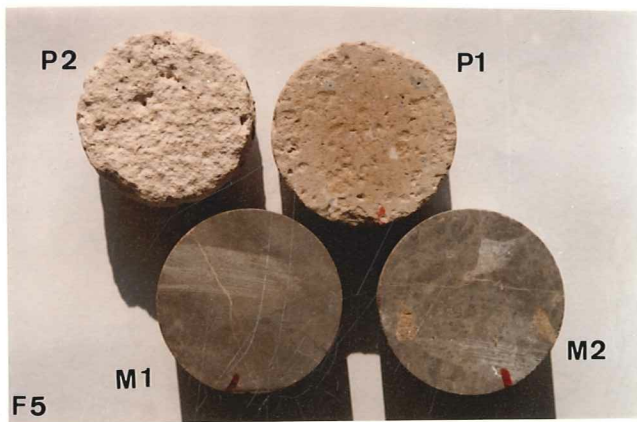
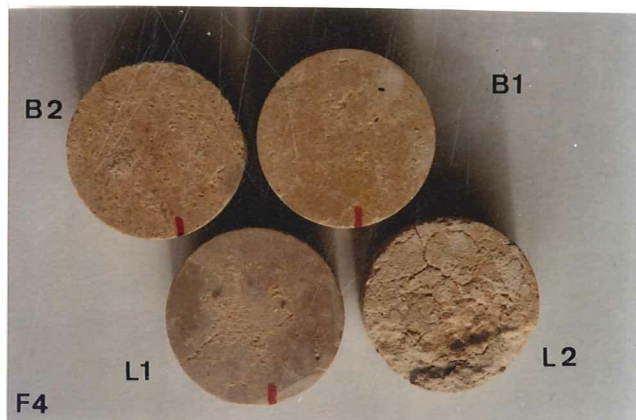
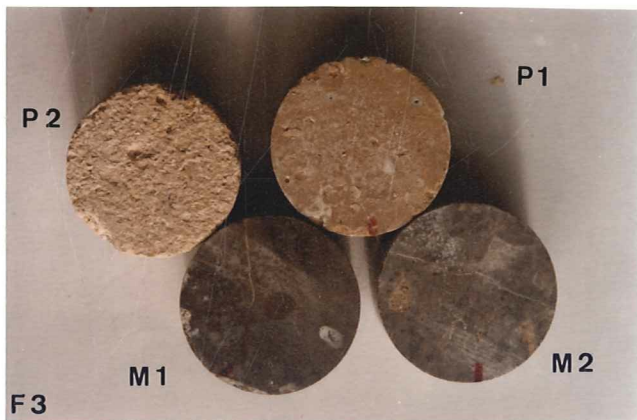
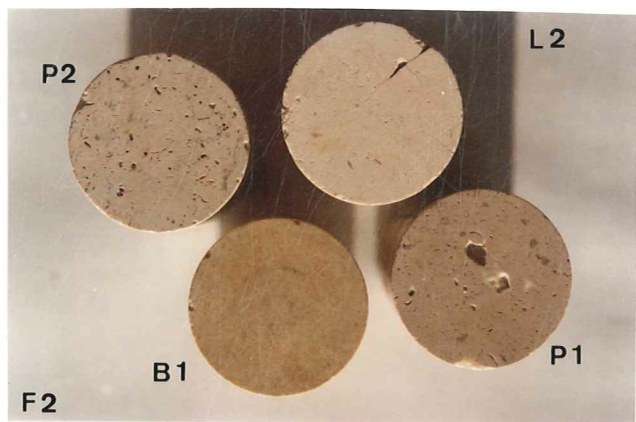
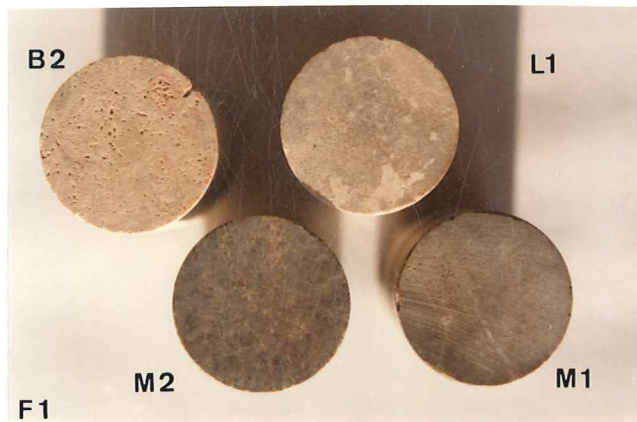
Fot. 6.- Aumento en el porcentaje de superficie picada en la Dolomía de Boñar. Pérdida de material más pulverulento en la muestra L-1 de Laspra; acusado cuarteado y desmoronamiento en L-2.

Ensayo de niebla con  $SO_2$ : aspecto final:

Fot. 7.- Depósitos de yeso, más o menos continuos, en la Caliza del Páramo. Levantamiento de las costras de yeso en la Caliza de Montaña.

Fot. 8.- Menores depósitos de yeso en superficie en la Dolomía de Boñar (en la variedad B-2 los daños son mayores, con levantamiento de ampollas). En la Caliza de Laspra la formación de ampollas es más acusada, con hinchamiento de toda la superficie y levantamiento de los bordes en L-2.

LAMINA 7.1



## LAMINA 7.2

Observación al M.E.B. de las rocas alteradas.

Ensayo de cristalización de sales:

Fot. 1.- Caliza del Páramo (P-1). Puede observarse el aspecto ruinoso que presenta en superficie, con formación de desconchados y escamas, producidas por pequeñas fisuras subparalelas a la superficie.

Fot. 2.- Caliza de Montaña (M-2). Aspecto de las fisuras, mucho más esporádicas, asociadas a una discontinuidad de la superficie, en relación con direcciones cristalográficas.

Fot. 3.- Dolomía de Boñar (B-1). Detalle de las fisuras que aparecen de forma general por la superficie de la roca. Son fisuras intercristalinas, dejando a veces cristales sueltos en sus bordes.

Fot. 4.- Caliza de Laspra (L-2). Detalle de las fisuras -en este caso con mayor desarrollo- que recorren gran parte de la muestra.

Ensayo de niebla con SO<sub>2</sub>.

Fot. 5.- Caliza del Páramo (P-1). Cristales de yeso sobre calcita microcristalina. Se observan marcas de disolución en la calcita.

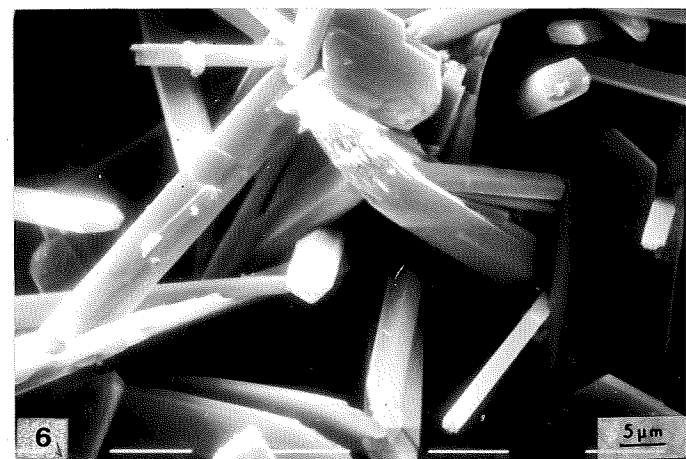
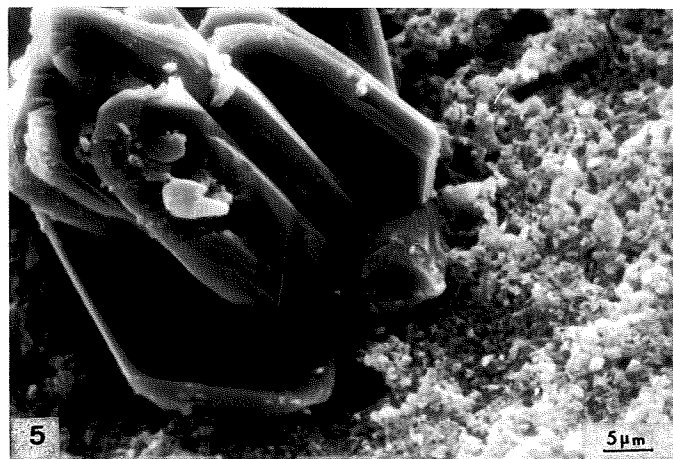
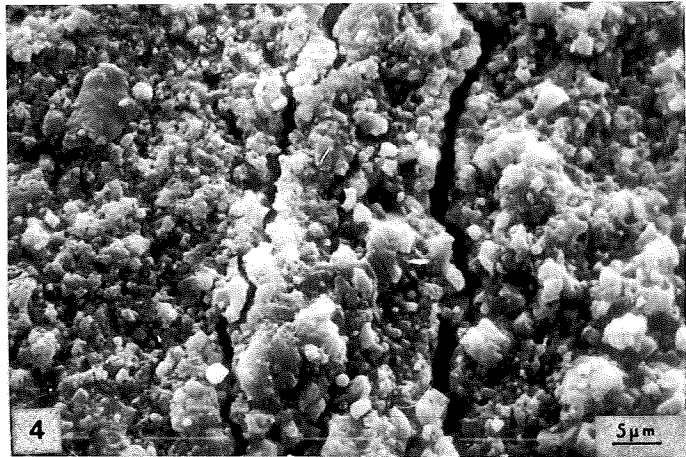
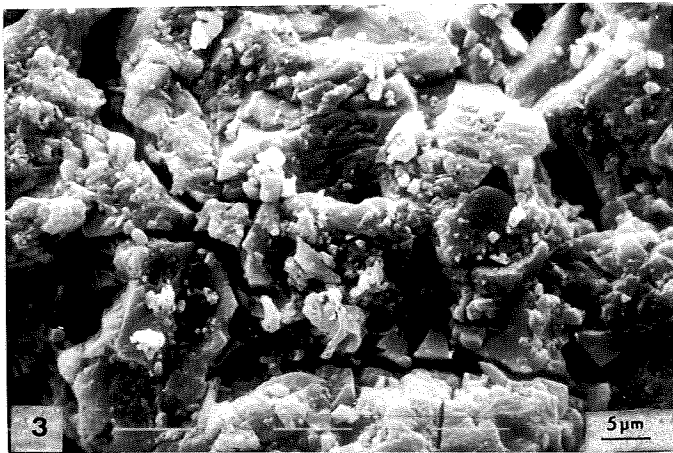
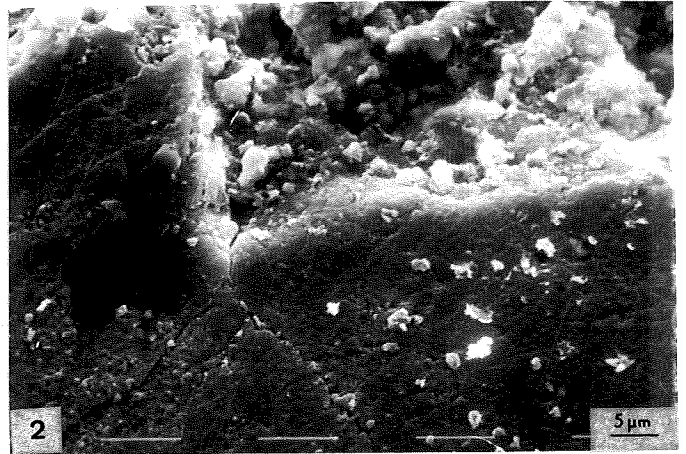
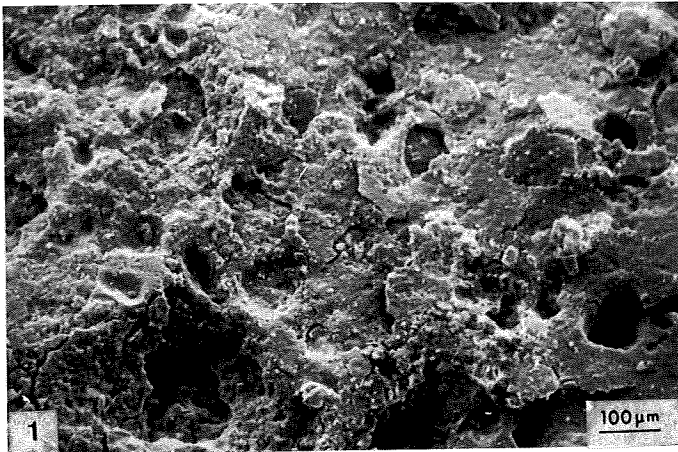
Fot. 6.- Caliza de Montaña (M-2). Detalle de los cristales de yeso, destacando el hábito prismático y su estructura laminar.

Fot. 7.- Dolomía de Boñar (B-1). Cristales de yeso, mostrando hábito muy elongado y disposiciones en forma de roseta.

Fot. 8.- Caliza de Laspra (L-2). Observación de una zona de contacto de los depósitos de yeso con la calcita. Los cristales de yeso aparecen situados a nivel superior, englobando a veces núcleos (como peloides) de calcita.



LAMINA 7.2



## 7.6.- CONSIDERACIONES SOBRE LOS ENSAYOS DE ALTERABILIDAD.

A continuación se exponen algunas consideraciones sobre los ensayos de alterabilidad, así como respecto a la valoración de los daños originados por dichos ensayos.

### Ensayo de humedad-sequedad.

Este ensayo es, sin duda, el menos agresivo. En dicho ensayo los daños deben ser atribuidos a la acción de las variaciones en el contenido en humedad y, además, a las variaciones térmicas, debidas a las fases de calentamiento y enfriamiento de las muestras. En consecuencia, tanto el tiempo de inmersión en agua como la temperatura de secado pueden condicionar el poder agresivo de este ensayo.

Desde un punto de vista práctico, parecen suficientes tiempos de 24 horas por ciclo, correspondiendo unas 16 horas a la etapa de inmersión en agua y 8 horas a la de secado, cuando éste se realiza en un horno a unos 105°. En estas condiciones, y para muestras equidimensionales y de unos 150 gr de peso, el agua movilizada en cada ciclo se sitúa entre el 60 y el 80 % -dependiendo de las características del sistema poroso y contenido en arcillas-, respecto a su contenido máximo por inmersión libre.

Los daños producidos por este ensayo son normalmente poco relevantes en superficie, si bien parecen afectar al interior de la muestra. En cuanto a la valoración de dichos daños, siempre son fundamentales los cambios en el aspecto de la superficie: alteración de componentes, creación de fisuras y microfisuras, desprendimientos (desde granos a polvo). La presencia de cualquiera de estos fenómenos normalmente es prueba suficiente de su baja durabilidad.

En general, las pérdidas de peso y los incrementos de porosidad que experimentan las muestras como consecuencia de los ciclos a que han sido sometidas, no llegan a ser significativas para este tipo de materiales. La cuantificación de los daños puede ser obtenida más rápidamente y de forma más precisa a partir de parámetros hídricos -como el coeficiente de absorción capilar- o mecánicos -resistencia a la tracción-.

#### **Ensayo de heladicidad.**

Se trata de un ensayo más agresivo que el anterior, si bien los daños dependen mucho de las condiciones del ensayo, fundamentalmente del grado de saturación de la roca y de la velocidad de descenso de la temperatura. Cuando este ensayo se realiza de forma automatizada en cámaras climáticas, como consecuencia de las variaciones de temperatura -a pesar de programar las máximas humedades para el ambiente- tiene lugar una disminución en el grado de saturación de las rocas, perdiendo agresividad el ensayo.

Los daños producidos por este ensayo parecen más acusados en el seno de la muestra que en su superficie. No obstante, a la hora de evaluar la alterabilidad, siempre presentan interés los daños en superficie. En particular destaca la formación de fisuras y los desprendimientos de material. Igual que en el caso anterior, las pérdidas de peso e incrementos de porosidad no parecen parámetros importantes, si bien, en las rocas cristalinas se observan aumentos significativos de porosidad. Los valores de absorción capilar y resistencia a la tracción son, nuevamente, los que muestran mayor interés a la hora de estimar la alterabilidad de las rocas.

### **Ensayo de cristalización de sales.**

Este ensayo es el más agresivo de los realizados, dependiendo su acción en gran medida de las características del ensayo, fundamentalmente de la temperatura y velocidad de secado, y de la temperatura y concentración de la solución salina. Por razones prácticas también se han realizado ciclos de 24 horas, en los cuales 3 horas son de inmersión, 14 horas de secado a 105°C y 7 horas de enfriamiento.

Los daños producidos por este ensayo son importantes, especialmente en las rocas más porosas, afectando fundamentalmente a su superficie. En consecuencia, para la valoración de los daños es fundamental observar los cambios en el aspecto de la superficie, destacando en este caso el desprendimiento de material -aspecto picado más o menos fino a grosero-, así como la formación de fisuras con cuarteado de la muestra. Una mejor visualización de estos daños puede obtenerse marcando previamente la superficie de las muestras con tinta indeleble, permitiendo cuantificar, además, el porcentaje de superficie picada a lo largo de los ciclos.

Las pérdidas de peso son en general poco importantes, estando enmascaradas durante los ciclos por las ganancias de peso debidas a las sales. No obstante, se observa relación entre dichas pérdidas de peso y los daños observados en superficie. Las variaciones de porosidad y las de absorción capilar, contrariamente, responden a daños por fisuración, dado que son más acusadas en las rocas cristalinas que en las porosas.

### **Ensayo de niebla con SO<sub>2</sub>.**

Se trata de un ensayo mucho más específico, precisando de cámaras especiales para su realización. El ensayo se ha llevado a cabo de acuerdo con la norma D.I.N. 50018. En este tipo



de materiales, dada su reactividad con el  $\text{SO}_2$ , debe tenerse en cuenta también la cantidad de muestra tomada por ensayo.

Entre los efectos de este ensayo destaca la formación de costras de yeso sobre la superficie de las muestras. En general no se observan daños en el seno de las muestras. En consecuencia, no parece ser un ensayo tan agresivo como el anterior. En la valoración de los daños producidos por este ensayo importa, sobre todo, la observación de la superficie, destacando la degradación por hinchamiento y posterior desprendimiento de material. En este ensayo los aumentos de peso observados y (paralelamente las disminuciones de porosidad), no guardan relación con el espesor de las costras observadas en superficie. Los mayores daños se producen cuando el depósito tiene lugar bajo la superficie. No se detectan variaciones significativas de absorción capilar o resistencia a la tracción.

## 7.7.- CONCLUSIONES.

Se consideran las características de la degradación que presentan las rocas estudiadas como consecuencia de los ensayos de alteración realizados: modificaciones en el aspecto de su superficie, en su sistema poroso y en su resistencia mecánica. Dichas características son tratadas de forma comparativa entre los diferentes tipos rocosos considerados:

### **Caliza del Páramo.**

#### Ciclos humedad-sequedad:

-Ligero oscurecimiento de la superficie; oxidaciones en minerales opacos. Pequeñas pérdidas de peso de las muestras: 0.1 %  
-No se observan variaciones de porosidad; ligero aumento del coef. abs. capilar: x1.5 a x1.2. Disminución de la resistencia a la tracción: 35 % .

#### Ciclos hielo-deshielo:

-Sin cambios a simple vista en superficie; se observan algunas fisuras al M.E.B.. Sin pérdidas de peso significativas.  
-No se observan variaciones de porosidad; aumento muy pequeño del coef. abs. capilar:x1.1. Disminución de resistencia: 25 %

#### Ciclos de cristalización de sales:

-Picado grosero de la superficie (mayor en P-2). Pérdidas de peso más notables: 2 a 4 % (mayor en P-2).  
-No se observan variaciones de porosidad; aumento muy pequeño del coef. abs. capilar. No se observan pérdidas de resistencia.

#### Ciclos de niebla con SO<sub>2</sub>:

-Depósitos de yeso abundantes. Ganancia en peso de las muestras: 0.3 % .  
-No se observan variaciones de porosidad ni de capilaridad. Tampoco de resistencia.

**Caliza de Montaña.**Ciclos humedad-sequedad:

- Presencia de finas y abundantes fisuras en algunas muestras (M-2). Sin pérdidas de peso significativas.
- No se observan variaciones de porosidad; aumento importante del cof. abs. capilar: x10 (M-1) a x2 (M-2). Disminución de resistencia: 25 % .

Ciclos de hielo-deshielo:

- Presencia de fisuras, bien desarrolladas en M-2. Sin pérdidas significativas de peso.
- Pequeños aumentos de porosidad: 0.2 a 0.3 % (más importantes en términos relativos); paralelamente aumento del cof. abs. capilar: x10 (M-1) a x5 (M-2). Disminución de resistencia: 25 % .

Ciclos de cristalización de sales:

- No se observan daños a simple vista, se observan pequeñas fisuras al M.E.B.; sin pérdidas significativas de peso.
- Igualmente, aumentos de porosidad: 0.1 a 0.2 % (sobre el 40 % en términos relativos) y de los cof. abs. capilar: x10 (M-1), x5 (M-2). Sin disminución significativa de resistencia.

Ciclos de niebla con SO<sub>2</sub>:

- Depósitos de yeso de mayor espesor en superficie que en las otras rocas. La ganancia en peso de las muestras es menor: 0.1 % .
- No se observan variaciones de porosidad; aumentos menores en el cof. abs. capilar: x2. Sin variaciones de resistencia.

**Dolomia de Boñar.**Ciclos humedad-sequedad:

-No se observan cambios en superficie. Pérdidas de peso muy poco importantes.

-Sin cambios de porosidad, aumentos pequeños de los coef. abs. capilar:  $\times 1.3$  (B-1) a  $\times 2$  (B-2). Disminución de resistencia: 20 % .

Ciclos hielo-deshielo:

-Algunas muestras de ambas variedades aparecen fisuradas. Sin pérdidas significativas de peso.

-Aumentos muy pequeños de porosidad: 0.2 (B-1) a 0.3 % (B-2); paralelamente aumentos de los coef. abs. cap.:  $\times 1.4$  a  $\times 3$ . Disminución de resistencia: 20 % (mayores en B-2).

Ciclos de cristalización de sales:

-Notable picado de la superficie (algo mayor en B-2). Pérdidas de peso relativamente importantes: 1 % .

-No se observan variaciones de porosidad; ligero aumento del coef. abs. cap.:  $\times 2$ . Sin disminución significativa de resistencia.

Ciclos de niebla con SO<sub>2</sub>:

-Depósitos de yeso de menor espesor en superficie. La ganancia de peso de las muestras es mayor: 0.3 % .

-Disminuciones de porosidad: 0.2 a 0.4 % (mayores en B-2), coef. abs. capilar sin variaciones significativas. Sin variaciones de resistencia.

**Caliza de Laspra (variedad L-1).**Ciclos humedad-sequedad:

- Ligero oscurecimiento. Sin pérdidas significativas de peso.
- Sin cambios de porosidad y pequeños aumentos del coef. abs. capilar: x2.

Ciclos hielo-deshielo:

- Resalte de fisuras. Sin pérdidas de peso.
- Sin cambios de porosidad y pequeños aumentos en el coef. abs. capilar: x1.4. Disminución de resistencia: 30 % .

Ciclos de cristalización de sales:

- Alteración superficial pulverulenta. Pequeñas pérdidas de peso: 0.2 % .
- Pequeño aumento de porosidad: 0.1 %; paralelamente aumento de absorción capilar: x3. No se observan pérdidas de resistencia.

Ciclos de niebla con SO<sub>2</sub>:

- Notable depósito de yeso en superficie. Ganancia en peso: 0.2%
- Pequeña disminución de porosidad: 0.15 % . No se observan diferencias en el coef. abs. capilar.

**Caliza de Laspra (variedad L-2).**Ciclos humedad-sequedad:

- Fisuración y desmoronamientos muy locales.
- Importante aumento de porosidad: 1.2 %; absorción capilar elevadísima. Presumible disminución de resistencia.

Ciclos hielo-deshielo:

- Notable fisuración, con desmoronamientos locales.
- Importante aumento de porosidad: 1.3 %; absorción capilar elevadísima. Presumible disminución de resistencia.

Ciclos de cristalización de sales:

- Fisuración, cuarteado e importante desmoronamiento.
- Presumible aumento de porosidad y de absorción capilar.

Ciclos de niebla con SO<sub>2</sub>:

- Formación de yeso en el interior de la roca, con hinchamiento de la superficie e incipiente desmoronamiento en los bordes.
- No se observan variaciones de porosidad ni de coef. abs. capilar.

Finalmente, a partir de las observaciones realizadas en las rocas carbonatadas objeto de estudio, se analiza la influencia de algunas características petrográficas en su alterabilidad:

Las **calizas cristalinas**, rocas de muy baja porosidad (1 %), no manifiestan ningún tipo de deterioro en superficie (Caliza de Montaña), o bien éste es relativamente muy pequeño (variedad L-1 de Laspra).

Por el contrario, estas rocas presentan pequeños incrementos de porosidad -más importantes en términos relativos- y, paralelamente, se observan aumentos muy elevados de capilaridad así como disminuciones significativas de resistencia mecánica.

Al aumentar el grado de pureza y cristalinidad de las rocas disminuyen los daños generados sobre su superficie y, contrariamente, comienza a acusarse el desarrollo de fisuras en su seno.

La alteración experimentada por estas rocas puede ser atribuida a la creación o apertura de fisuras y microfisuras (más o menos presentes de forma incipiente en la roca no alterada).

Las **calizas micríticas -sin esmectita-** y **dolomías cristalinas**, de mayor porosidad (10 %), presentan comportamientos bastante próximos.

Entre los daños observados en estas rocas cabe destacar la formación de fisuras por acción del hielo (más acusadas en las Dolomías de Boñar) y, sobre todo, el aspecto picado de la superficie por acción de las sales. Este aspecto es debido a la saltación de partículas, hasta de algunos mm. El tamaño de dichas saltaciones es mayor en las calizas que en las dolomías estudiadas, sin duda debido a la mayor facilidad que

presentan estas últimas rocas para la rotura intercrystalina. Paralelamente, la pérdida de peso de las muestras es mayor en las calizas y, más en concreto, en las variedades de mayor porosidad y mayor tamaño de poro.

La alteración de estas rocas parece depender fundamentalmente de su porosidad, aumentando claramente -dentro de un mismo tipo rocoso- cuando aumentan tanto la porosidad como el tamaño de poro. La fracción arcillosa, en este caso, no parece mostrar gran influencia sobre el comportamiento estudiado.

Las **calizas micríticas -con esmectita-** constituyen con gran diferencia las rocas que presentan peor comportamiento frente a la alteración. Asimismo, es de destacar el diferente tipo de alteración manifestada para todos los ensayos considerados.

Esta roca es afectada por el agua, observándose la formación de fisuras y pérdidas de material (más pulverulento). Ambos hechos dan lugar al aspecto cuarteado característico de las muestras alteradas y a su desmoronamiento más o menos rápido. Este tipo de alteración se pone primero de manifiesto por la acción del hielo, y tiene lugar de forma inmediata por por la acción de las sales o en atmósferas muy ricas en  $SO_2$ .

En las muestras sometidas a los ensayos de alterabilidad menos agresivos, pueden observarse importantes incrementos de porosidad. Dichos incrementos pueden ponerse en relación con estados irreversibles generados durante la expansión hídrica que manifiesta esta roca.

El comportamiento francamente malo de esta roca frente a la alteración es debido al porcentaje y sobre todo a la naturaleza de su fracción arcillosa (esmectita). La expansión hídrica resulta ser, sin duda, la propiedad más significativa respecto a este comportamiento.

**B.**  
**CONCLUSIONES .**



## 8.-RESUMEN Y CONCLUSIONES.

- Se han estudiado de forma comparativa ocho variedades rocosas carbonatadas atendiendo a sus características petrográficas, sistema poroso, propiedades físicas y alterabilidad.

- Se ha realizado el análisis del sistema poroso, correlacionando la observación directa de los poros con las determinaciones de porosidad y distribución de tamaños de sus accesos (obtenida mediante porosimetría por inyección de mercurio); con estos datos se ha intentado establecer la geometría del sistema poroso.

- Se ha estudiado la cinética de los procesos de sorción (absorción y desorción) de agua por las rocas para diferentes condiciones de ensayo. Es de destacar el comportamiento lineal, frente a la raíz cuadrada del tiempo, que manifiesta la absorción de agua en una primera etapa ("absorción rápida"), en todos los casos considerados.

- Se han revisado y llevado a cabo diferentes ensayos de alterabilidad, realizándose la valoración de los daños producidos en las rocas tanto por observación directa como a partir de la variación de los parámetros físicos preestablecidos.

- Se han correlacionado las características petrográficas con los parámetros físicos medidos y, a su vez, ambas propiedades con la alterabilidad de las rocas.

- En consecuencia, el presente trabajo proporciona información precisa sobre los principales parámetros petrográficos y físicos que intervienen en el proceso de deterioración de las rocas estudiadas, así como de su alterabilidad. Este hecho presenta interés dado que dichas variedades rocosas han sido ampliamente utilizadas como piedras monumentales, y, en la

mayor parte de los casos, continúan siendo rocas empleadas en la construcción.

A partir de dicha información es posible interpretar, para cada edificio en concreto si es preciso, y dentro de las variedades rocosas estudiadas -o tipos petrográficos próximos-, las formas alterológicas presentadas, así como los mecanismos de alteración que las generan. Dichos conocimientos son fundamentales a la hora de plantear soluciones verdaderamente eficaces en la conservación de las piedras de los monumentos.

Los resultados obtenidos ponen de manifiesto la influencia de la petrografía en los diferentes comportamientos mostrados por las rocas. A continuación y a modo de conclusiones se resumen dichos comportamientos para cada una de las variedades petrográficas estudiadas.

#### **I) Calizas cristalinas:**

Son rocas con escasa fracción arcillosa (1 %) y muy baja porosidad total (1 %), atribuida ésta a microporos e incipientes microfisuras. Cabe resaltar que la porosidad parece disminuir de forma drástica cuando la calcita supera el tamaño micrita.

Concordantemente, la absorción de agua por parte de estas rocas es sumamente baja y gradual en el tiempo. Asimismo, y dentro de las rocas estudiadas, son las que presentan los mayores valores de velocidad de propagación de ondas y módulos dinámicos.

La degradación de las calizas cristalinas se atribuye a la creación o apertura de microfisuras y fisuras, presentes en muchos casos de forma incipiente, en las rocas no alteradas. Cabe señalar que este tipo de rocas no manifiesta ningún

cambio aparente en superficie tras los ensayos realizados.

En consecuencia, su durabilidad tiende a ser menor con el grado de cristalinidad de la roca, ya que al aumentar éste, aumenta también la posibilidad de formación de microfisuras con la consecuente disminución de resistencia mecánica. El coeficiente de absorción capilar es un parámetro muy sensible a la hora de valorar esta evolución.

## II) Calizas micríticas:

Estas calizas presentan una fracción arcillosa más elevada (6 %) y una mayor porosidad (10 %); ésta es debida a microporos muy uniformes y de muy pequeño tamaño (0.02  $\mu\text{m}$ ) bien comunicados y asociados a la micrita. La presencia de macroporos incrementa la porosidad, pero no su grado de conectividad.

La configuración del sistema poroso hace que la absorción de agua sea muy importante, mostrando una cinética característica: coeficientes muy elevados durante la "absorción rápida", cambios netos de pendiente y "absorción lenta" muy pequeña. Los macroporos apenas intervienen en la toma de agua por las rocas, rebajando su grado de saturación.

Son de destacar las diferencias existentes entre la absorción libre de agua y la de vapor de agua, consecuencia de estar la primera más en relación con la geometría del sistema poroso de la roca y la absorción de vapor con el contenido en arcillas. La succión capilar presenta un comportamiento intermedio, por lo que dicha propiedad parece guardar relación con los dos factores señalados.

Estas rocas, debido fundamentalmente a su porosidad más elevada, presentan valores más bajos para la velocidad de propagación de ondas, módulos dinámicos y resistencia mecánica. Los valores más bajos se corresponden con las variedades más

alterables.

La naturaleza de la fracción arcillosa es el parámetro fundamental que condiciona su alterabilidad, así como el tipo de alteración presentado por estas rocas.

En la degradación experimental de las **micritas sin esmectita** destaca el aspecto picado de la superficie por acción de las sales. Los daños producidos por el hielo y el agua son mucho menos relevantes; no obstante es notable la pérdida de resistencia mecánica.

Dentro de dicho grupo la alterabilidad depende fundamentalmente de su porosidad, aumentando al crecer el valor de la porosidad y el radio de acceso de los poros, a pesar de que esto suponga una disminución en su grado de saturación.

Las **micritas con esmectita** presentan mayores daños en todos los casos considerados. Es característico de estas rocas el aspecto cuarteado de las muestras ensayadas, con formación de fisuras y pérdidas de material pulverulento. Estos procesos dan lugar, más o menos rápidamente y de acuerdo con la agresividad del ensayo, al desmoronamiento total de la roca.

La baja durabilidad de estas calizas guarda relación con el porcentaje de arcillas expansivas (esmectitas). El hinchamiento o expansión hídrica constituye, sin duda, un buen índice para predecir este tipo de comportamiento.

### III) Dolomías cristalinas

Son las rocas con mayor porosidad comunicada (15 %), debida a poros de tamaño muy variable y con radios de acceso mucho mayores ( $1 \mu\text{m}$ ), bien comunicados y de carácter intercristalino e intracristalino.

La absorción de agua es elevada y el grado de saturación relativamente bajo. La cinética de dicho proceso es similar al de las calizas micríticas, si bien con una "absorción rápida" de menor coeficiente y una "absorción lenta" mayor. En consecuencia, la toma de agua por las rocas puede mantenerse con valores significativos durante tiempos muy largos.

Los valores de velocidad de propagación de ondas, módulos dinámicos y resistencia mecánica no muestran diferencias respecto a los obtenidos para las calizas micríticas. Del mismo modo, los valores más bajos corresponden a la variedad más alterable.

Los daños observados en estas dolomías después de los ensayos de alterabilidad son semejantes a los de las micritas sin esmectita, destacando el aspecto picado de la superficie por acción de las sales y la formación de fisuras por acción del hielo.

El factor fundamental que controla su alterabilidad es la porosidad efectiva, aumentando, al igual que en las calizas micríticas, con el valor de porosidad de la roca y el tamaño de acceso de sus poros.

**9.**  
**AGRADECIMIENTOS.**

## AGRADECIMIENTOS.

Deseo hacer constar mi agradecimiento a todas aquellas personas y organismos que, de una manera u otra, han colaborado en este trabajo; en especial:

A la Dra. Rosa M. Esbert Alemany, directora de esta Tesis.

Al Dr. Modesto Montoto San Miguel, director del Departamento de Petrología y Geoquímica.

Al Dr. Jorge Ordaz Gargallo, por su lectura y comentarios.

Al Dr. Luis Miguel Suárez del Río, a D. Angel Rodríguez Rey, así como a todos mis compañeros de Departamento.

A la Dra. María Angeles Vicente Hernández, por los análisis de la fracción arcillosa.

A D. Carlos de Llanos, técnico en microscopía electrónica.

A D. Manuel Coca Prados, por la delineación de las figuras.

A la Comisión Asesora de Investigación Científica y Técnica. Esta Tesis incluye aspectos correspondientes a los proyectos subvencionados por dicha Comisión titulados: "Deterioración de monumentos asturianos: caracterización petrográfica y estado de alteración actual y potencial de sus materiales rocosos, en vistas a su conservación y restauración" (Proyt. n. 4446/79), "Conservación de rocas monumentales: selección de métodos de tratamiento en base a criterios petrofísicos y alterológicos" (Proyt. n. 2573/83).

A la Fundación Ramón Areces, que ha financiado al Dpto. de Petrología el proyecto de investigación titulado: "Evaluación del estado de alteración y alterabilidad de los materiales rocosos de las Catedrales de León y Sevilla".

Al Laboratorio Nacional de Ingeniería Civil (Lisboa) y en especial al Dr. J. Delgado Rodrigues, por su ayuda en la determinación de las propiedades dinámicas.

Al Laboratorio Estabisol (Gijón) y a su director D. Enrique Fernández Molina, por las facilidades prestadas para la realización de los ensayos mecánicos.

A Cristalería Española (Centro de Investigación de Avilés) y en especial a D. Gerardo Ruipérez, por los ensayos de alterabilidad efectuados.



**10.**  
**BIBLIOGRAFIA.**

## 8.-BIBLIOGRAFIA

ACCARDO, G., MASSA, S., ROSSI-DORIA, P., SAMMURI, P. y TABASSO, M., (1.981): **Artificial weathering of Carrara marble. Relationships between the induced variations of some physical properties.** En: The Conservation of Stone II, Proc. of the Int. Symp., Bologna, R. Rossi-Manaresi (Ed.), Centro Con. Sculture all'Aperto, pp. 243-273.

ALONSO, F. J. y SUAREZ del RIO, L. M. (1.985): **Velocidad de propagación de ondas en rocas carbonatadas.** Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo, 15, PP. 315-324.

AMOROSO, G. G. y FASSINA, V., (1.983): **Stone decay and conservation: Atmospheric pollution, cleaning, consolidation and protection.** Elsevier Sci. Publ., pp. 2-51.

ARNOLD, A., (1.976): **Soluble salts and stone weathering.** En: The Conservation of Stone I, Proc. Int. Symp., Bologna, R. Rossi-Manaresi (Ed.), pp. 133-135.

ARNOLD, A., (1.981): **Nature and reactions of saline minerals in walls.** En: The Conservation of Stone II, Proc. Int. Symp., Bologna, R. Rossi-Manaresi (Ed.), pp. 13-23.

ARNOLD, A. y KUENG, A., (1.985): **Crystallization and habits of salt efflorescences on walls I.** V Int. Cong. Deterioration and Conservation of Stone, Lausanne, pp. 255-267.

A.S.T.M.: **Standard test methods for soundness of aggregates by use of sodium sulfate or magnesium sulfate.** 1.977 Annual Book of A.S.T.M. Standards, Parte 14, norma C 88-76, pp. 48-53.

A.S.T.M.: **Standard test methods for absorption and bulk specific gravity of natural building stone.** 1.978 Annual Book of A.S.T.M. Standards, Parte 19, norma C 97-47, pp. 1-3.

A.S.T.M.: **Standard method for laboratory determination of pulse velocities and ultrasonics elastic constants of roks.** 1.978 Annual Book of A.S.T.M. Standards, Parte 19, norma D 2845-69, pp. 356-363.

BADAN, B., BACELLE, G. y MARCHESINI, L., (1.976): **Surface reactivity of marble and stone: quarry and altered samples.** En: The Conservation of Stone I, Proc. Int. Symp., Bologna, R. Rossi-Manaresi (Ed.), pp. 89-101.

BARONIO, G., BINDA, L. y SCIROCCO, F. (1.983): **Accelerated aging and models for the progressive chemico-physical deterioration of bricks in the diagnosis of masonry structures.** En: Material Science and Restoration, Proc. Int. Coll., F. H. Wittmann (Ed.), Edition Lack and Chemie, pp. 391-395.

BELIKOV, B. P., ZALESSKII, B. V., ROZANOV, Y. A., SANINA, E. A. y TIMCHENKO, I. P., (1.967): **Methods of studying the physicomechanical properties of rocks.** Physical and mechanical properties of rocks, B. V. Zaleskii (Ed.), Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem, pp. 1-58.

BERTRAND, J. P., (1.969): **Cours de Pétrographie appliquée a l'étude des problèmes pétroliers. Tomo I: Etude des roches.** Société des Editions Technip. Paris, 130 p.

BINDA, L. y BARONIO, G., (1.984): **Measurement of the resistance to deterioration of old and new bricks by means of accelerated aging test.** Durability of Building Materials, 2(2), pp. 139-154.

BOUINEAU, A., (1.978): **L'intérêt des essais non destructifs utilisés pour l'étude de la restauration des monuments et des sculptures.** Proc. Int. Symp. on Deterioration and Protection

of Stone Monuments, Paris, 7.15, 29 p.

BOUSQUIE, P., (1.979): **Texture et porosité de roches calcaires.** Tesis, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI, 191 p.

BRAKEL, J. van, MODRY, S. y SVATA, M., (1.981): **Mercury porosimetry: state of the art.** Powder Technology, 29 (1), pp. 1-12.

CALLEJA, L., (1.985): **Variación de propiedades físicas en rocas cristalinas sometidas a gradientes térmicos.** Tesis Doctoral, Dpto. Petrología, Fac. Geología, Univ. Oviedo.

CLARK, S. P., (1.966): **Handbook of physical constants.** The Geological Society of America, Memoir 97.

C.N.R.-I.C.R. (Centro di studio cause di diperimento e metodi de conservazione delle opera d'Arte. Istituto Centrale del Restauro.), (1.981): **Assorbimento d'acqua per immersione totale. Capacità di imbibizioni.** Doc. Normal: 7/81, Roma, 5 p.

C.N.R.-I.C.R., (1.983): **Assorbimento d'acqua per capillarità. Coefficiente di assorbimento capillare.** Doc. Normal: 11/82, Roma. 6 p.

CRNKOVIC, B. y KRTOLICA, B., (1.976): **On the investigation of stone quality for the reconstruction of the Sehitluci Monument near Banja Luka.** 2<sup>nd</sup> Int. Symp. on the Deterioration of Building Stones, Athens, pp. 185-192.

CHIESURA, G. (1.985): **L'auscultation des matériaux par ultrasons sur monuments d'époque romaine à Rome: quelques exemples d'application.** V Int. Cong. on Deterioration and Conservation of Stone, Lausanne, pp. 67-77.

CHOQUETTE, P. W. y PRAY, L. C., (1.970): **Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates.** Am. Ass. of Pet. Geol. Bull., 54(2), pp.

207-250.

DAXELHOFER, J. P., (1.971): **Conseguenze pratiche di un nuovo saggio di gelività in laboratorio.** La Conservazione delle Sculture all'Aperto, Atti Conv. Int. di Studi, Bologna, R. Rossi-Manaresi e E. Riccomini (Eds.).

DEGRANGES, P., GREFFARD, J. y PREVOSTEAU, J. M., (1.978): **Etude des propriétés sortives du SO<sub>2</sub> atmosphérique sur les matériaux calcaires.** Proc. Int. Symp. on Deterioration and Protection of Stone Monuments, Paris, 3.1, 19 p.

DELGADO RODRIGUES, J., (1.983): **Laboratory study of thermally-fissured rocks.** Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Memoria n. 583, Lisboa, 13 p.

DERJAGUIN, B. V., (1.965): **Etat physique de l'eau dans les corps poreux.** Matériaux et Constructions, Bull. RILEM, 27, pp. 12-14.

DOMASLOWSKI, W., (1.982): **La conservation préventive de la pierre.** UNESCO, Paris, pp. 1-57.

DUNCAN, N., (1.969): **Engineering geology and rock mechanics. Vol. 1.** Leonard Hill, London, pp. 75-114.

DUNHAM, R. J., (1.962): **Classification of carbonate rocks according to depositional texture.** En: Classification of Carbonate Rocks, Symp. Am. Ass. Pet. Geol., 1, W. E. Ham (Ed.), pp.108-121.

ELF-AQUITAINE, (1.975): **Essai de caractérisation sédimentologique des Dépôts Carbonatés. 1)Eléments d'analyse.** Centres de Recherches de Boussens et de Pau, 172 p.

ESBERT, R. M., ORDAZ, J., ALONSO, F. J. y ALBA, J. M., (1.981): **Petrographic and physical study of the building stones from León Cathedral.** En: The Conservation of Stone

II, Proc. of the Int. Symp., Bologna, R. Rossi-Manaresi (Ed.), pp. 285-298.

ESBERT, R. M., MARCOS, R. M. y ALONSO, F. J., (1.982): **La deterioración de las piedras de la Catedral de Oviedo. 1ª parte: Petrografía y porosidad, características intrínsecas determinantes de la deterioración de sus rocas carbonatadas.** Materiales de Construcción, 185, Instituto Eduardo Torroja, Madrid, pp. 61-71.

ESBERT, R. M. y MARCOS, R. M., (1.983): **Las piedras de la Catedral de Oviedo y su deterioración.** Publ. Colegio Oficial de Aparejadores y Arquitectos Técnicos de Asturias, Oviedo, 144 p.

ESBERT, R. M., ORDAZ, J., ALONSO, F. J. y VALDEON, L., (1.984): **Influencia de las características petrográficas en la durabilidad de areniscas utilizadas en monumentos.** I Congreso Español de Geología, Tomo II, pp. 921-931.

ESBERT, R. M. y VALDEON, L., (1.984): **Estudio petrofísico de las areniscas del Palacio de Revillagigedo** Materiales de Construcción, 194, Instituto Eduardo Torroja, Madrid, pp. 61-71.

ESBERT, R. M. y ORDAZ, J., (1.985): **Alteración y alterabilidad de las piedras de construcción: Criterios petrofísicos y ensayos de laboratorio.** I Congreso de Patología en la Edificación, C.O.A.C., Barcelona, 15 p.

EVERETT, D. H. y HAYNES, J. M., (1.965): **Capillary properties of some model pore systems with special reference to frost damage.** Matériaux et Constructions, Bull. RILEM, 27, pp. 31-38.

FASSINA, V., BONARRIGO, A. y ONGARO, A., (1.981): **An air pollution survey inside the Basilica of Torcello in relation to the deterioration of mosaics.** En: The Conservation of

Stone II, Proc. Int. Symp., Bologna, R. Rossi-Manaresi (Ed.), pp. 401-416.

FELDMAN, R. F., (1.970): **Length change-adsorption relations for the water-porous glass system to -40°C.** Canad. J. of Chem., 48(2), pp. 287.

FLÜGEL, E., FRANZ, H. E. y OTT, W. F., (1.968): **Review on electron microscope studies of limestones.** En: Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe, G. Muller y G. M. Friedman (Ed.), Springer-Verlag, pp. 85-97.

FOLK, R. L., (1.962): **Spectral subdivisión of limestone types.** En: Classification of Carbonate Rocks, Symp. Am. Ass. Pet. Geol., 1, W. E. Ham (Ed.), pp. 62-84.

FURLAN, V. y GIRARDET, F., (1.976): **Méthode d'essai de vieillissement accéléré pour l'étude des traitements des pierres.** En: The Conservation of Stone I, Proc. Int. Symp., Bologna, R. Rossi-Manaresi (Ed.), pp. 713-729.

FURLAN, V. y GIRARDET, F., (1.983): **Considerations on the rate of accumulation and distribution of sulphurous pollutants in exposed stones.** En: Material Science and Restoration, Proc. Int. Coll., F. H. Wittmann (Ed.), Edition Lack and Chemie, Germany, pp. 285-290.

GARCIA del CURA, M. A. y ORDÓÑEZ, S., (1.979): **Texturas y estructuras en calizas continentales: Un ejemplo de heterogeneidad textural: Las rocas carbonáticas de la cuenca del Duero.** 1ª Reunión de Geología de la Cuenca del Duero, Salamanca, I.G.M.E. (Ed.), pp. 227-252.

GAURI, K. L., (1.974): **Decay and its prevention in natural stone.** Transactions of Kentucky Academy of Science, 35 (1-2), pp. 29-36.

GAURI, K. L., (1.978): **La protección de la piedra.** Investi-

gación y Ciencia, 23, pp. 78-85.

GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA, (1.979): **Rock-Color Chart.** Boulder, Colorado.

GERARD, R., (1.978): **Trois méthodes d'essai de gélivité récemment normalisées en Belgique.** Proc. Int. Symp. on Deterioration and Protection of Stone Monuments, Paris, 3.2, 18 p.

GREGG, S. J. y SING, K. S. W., (1.982): **Adsorption, surface area and porosity.** Academic Press, London, 300 p.

GRIM, R. E., (1.968): **Clay Mineralogy.** Mc Graw-Hill Book Company, 596 p.

GUIDOBALDI, F., (1.981): **Acid rain and corrosion of marble. An experimental approach.** En: The Conservation of Stone II, Proc. Int. Symp., Bologna, R. Rossi-Manaresi (Ed.), pp. 483-497.

HAYNES, J. M., (1.973): **Determination of pore properties of constructional and other materials. General introduction and classification of methods.** Matériaux et Constructions, Bull. RILEM, 6(33), pp. 169-174.

HERNANDEZ MENDEZ, J., (1.984): **Alteraciones de la arenisca de Villamayor: Causas y soluciones.** En: Estudio sobre las alteraciones y tratamiento de la piedra de Villamayor, Ediciones Caja de Ahorros y M. P. de Salamanca, Salamanca, pp. 171-314.

HOFFMANN, D. y NIESEL, K., (1.985): **Moisture movement in brick.** V Int. Cong. Deterioration and Conservation of Stone, Lausanne, pp. 103-111.

HOUPERT, R., KOROMI, N. y TISOT, J. P., (1.978): **Structure, propriétés physiques et comportement mécanique des roches**



## BIBLIOGRAFIA

300

**calcaires.** Proc. III Cong. Assoc. Int. Geol. Ing., Secc. II, Madrid, pp. 191-199.

I.G.M.E.: **Mapas Geológicos, E. 1:200.000, Hojas n. 2 (Aviles), 3 (Oviedo), 9 (Cangas de Narcea), 10 (Mieres), 19 (León), 20 (Burgos), 29 (Valladolid), 30 (Aranda de Duero).** Servicio de Publ. del Ministerio de Industria. Madrid.

I.G.M.E.: **Mapas Geológicos, E. 1:50.000, Hoja n. 29 (Oviedo).** Servicio de Publ. del Ministerio de Industria. Madrid.

I.G.M.E.: **Mapas de Rocas Industriales, E. 1:200.000, Hojas n. 2 (Aviles), 3 (Oviedo), 9 (Cangas de Narcea), 10 (Mieres).** Servicio de Publ. del Ministerio de Industria. Madrid.

I.G.M.E., (1.973): **Atlas e Inventario de Rocas Industriales.** Servicio de Publ. del Ministerio de Industria. Madrid.

INIGUEZ HERRERO, J., (1.961): **Alteración de calizas y areniscas como materiales de construcción.** Publ. del Ministerio de Educación, Dir. Gen. Bellas Artes, Madrid, 147 p.

I.S.R.M., (1.978): **Suggested methods for determining sound velocity.** Int. J. of Rock Mech. and Min. Sci., 15(2), pp. 55-58.

I.S.R.M., (1.978): **Suggested methods for determining tensile strength of rock materials.** Int. J. of Rock Mech. and Min. Sci., 15(3), pp. 101-103.

I.S.R.M., (1.979): **Suggested methods for determining: Water content, porosity, density, absorption and related properties. Swelling and slake-durability index properties.** Int. J. Rock Mech. and Min. Sci., 16(2), pp. 143-156.

JIMENEZ SALAS, J. A. y de JUSTO ALPAÑES, J. L., (1.971): **Geotecnia y cimientos I. Propiedades de los suelos y de las rocas.** Editorial Rueda, Madrid, pp. 37-60.

KALIMERIS, N. y HALL, C., (1.983): **Absorption and desorption of porous building materials.** En: Materials Science and Restoration, Proc. Int. Coll., F. H. Wittmann (Ed.), Edition Lack and Chemie, pp. 57-66.

KEULER, J. van, (1.973): **Density of porous solids.** Matériaux et Constructions, Bull. RILEM, 6(33), pp. 181-183.

LABORATORIO DEL TRANSPORTE: **Estabilidad de los áridos frente a la acción de las soluciones de sulfato sódico o magnésico.** Laboratorio del Transporte y Mecánica del Suelo "Jose Luis Escario", Madrid, norma NLT-158/72, 8 p.

LAMA, R. D. y VUTUKURI, V. S., (1.978): **Handbook of mechanical properties of rocks. Vol. II.** Trans. Tech. Publications, pp. 195-311.

LAUTRIDOU, J. P. y OZOUF, J. C., (1.978): **Relations entre la gélivité et les propriétés physiques (porosité, ascension capillaire) des roches calcaires.** Proc. Int. Symp. on Deterioration and Protection of Stone Monuments, Paris, 3.3, 15 p.

LEARY, E., (1.981): **A preliminary assessment of capillarity tests as indicators of the durability of british limestones.** En: The Conservation of Stone II, Proc. of the Int. Symp., Bologna, R. Rossi-Manaresi (Ed.), pp. 73-90.

LE ROUX, (1.978): **Determination de l'alterabilité des marnes.** Proc. III Cong. Assoc. Int. Geol. Ing., Secc. II, Madrid, pp. 84-90.

LINDHOLM, R. C. y FINKELMAN, R. B., (1.972): **Calcite staining: semiquantitative determination of ferrous iron.** Jour. of Sedim. Petrology, 42(1), pp. 239-245.

LOCH, J. P. G., (1.981): **State of the art report: Frost action in soils.** Engineering Geology, 18, pp. 213-224.

LUCAS, G., CROS, P. y LANG, J., (1.976): **Les roches sédimentaires: 2. Etude microscopique des roches meubles et consolidées.** Doin Editeurs, Paris, 500 p.

LLOPIS LLADO, N., (1.970): **Fundamentos de hidrogeología cárstica** Editorial Blume, Madrid, pp. 63-76.

MAMILLAN, M., (1.976): **Méthodes d'essais physiques pour évaluer l'altération des pierres des monuments.** En: The Conservation of Stone I, Proc. of the Int. Symp., Bologna, R. Rossi-Manaresi (Ed.), pp. 595-604.

MAMILLAN, M., (1.981): **Connaissances actuelles des problèmes de remontées d'eau par capillarité dans les murs.** En: The Conservation of Stone II, Proc. of the Int. Symp., Bologna, R. Rossi-Manaresi (Ed.), pp. 59-72.

MAMILLAN, M., (1.985): **Tendances internationales vers une nouvelle approche pour l'interprétation des essais de durabilité des matériaux.** V Int. Cong. Deterioration and Conservation of Stone, Lausanne, pp. 141-150.

MARSCHNER, H., (1.978): **Application of salt crystallisation test to impregnated stones.** Proc. Int. Symp. on Deterioration and Protection of Stone Monuments, Paris, 3.4, 16 p.

MAZUREK, J., (1.985): **The ultrasonic examination of structure changes in the stone historical monuments.** V Int. Cong. on Deterioration and Conservation of Stone, Lausanne, pp. 55-66.

MELLOR, M. y HAWKES, I., (1.971): **Measurement of tensile strength by diametral compression of discs and annuli.** Engineering Geology, 5(3), pp. 173-225.

MODRY, S., SVATA, M. y Van BRAKEL, J., (1.981): **Thematic bibliography of mercury porosimetry.** Powder Technology, 29(1), pp. 13-43.

MONTOTO, M., (1.983): **Petrophysics: The petrographic interpretation of the physical properties of rocks.** Proc. 5<sup>th</sup> Cong. Int. Soc. Rock Mechanics, Sec B, Melbourne (Australia), pp. 93-98.

MOSCOU, L. y LUB, S., (1.981): **Practical use of mercury porosimetry in the study of porous solids.** Powder Technology, 29(1), pp. 45-52.

MUGRIDGE, S. J. y YOUNG, H. R., (1.983): **Disintegration of shale by cyclic wetting and drying and frost action.** Can. J. Earth Sci., 20, pp. 568-576.

NIESEL, K., (1.978): **L'évolution de la diminution de la masse comme base pour l'évaluation de l'essai de cristallisation.** Proc. Int. Symp. on Deterioration and Protection of Stone Monuments, Paris, 3.5, 13 p.

OLLIER, C., (1.969): **Weathering.** Longman G. L., London.

ORDAZ, J., (1.973): **Estudio petrográfico del comportamiento mecánico de los mármoles bajo esfuerzos uniaxiales.** Tesis, Doctoral, Dpto. Petrología, Fac. Geología, Univ. Oviedo, 226 p.

ORDAZ, J., (1.976): **Sobre el hinchamiento en algunas rocas blandas.** Memorias del Simposio Nacional sobre Rocas Blandas, Madrid, Vol. 1 (A-5), 5 p.

ORDAZ, J., (1.984): **Estado de alteración y alterabilidad futura de la piedra de Villamayor de los monumentos salmantinos: Interpretación petrográfica.** En: Estudio sobre las alteraciones y tratamiento de la piedra de Villamayor, Ediciones Caja de Ahorros y M. P. de Salamanca, Salamanca, pp. 315-419.

ORDAZ, J. y ALONSO, F. J., (1.983): **Características del sistema poroso de la arenisca de Villamayor (Salamanca).**

Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo, 13, pp. 83-92.

ORDAZ, J. y ESBERT, R. M., (1.985): **Porosity and capillarity in some sandstone and dolomite monumental stone.** V Int. Cong. Deterioration and Conservation of Stone, Lausanne, pp. 93-102.

OTEO MAZO, C. (1.984): **Potencial de alterabilidad de la piedra de Villamayor.** En: Estudio sobre las alteraciones y tratamientos de la piedra de Villamayor, Ediciones Caja de Ahorros y M. P. de Salamanca, Salamanca, pp. 477-575.

PATSOULES, M. G. y CRIPPS, J. C., (1.982): **The application of resin impregnation to the three dimensional study of chalk pore geometry.** Engineering Geology, 19, pp.15-27.

PAULY J. P., (1.976): **Maladie alvéolaire: conditions de formation et d'évolution.** The Conservation of Stone I, Proc. of the Int. Symp., Bologna, R. Rossi-Manaresi (Ed.), pp. 55-80.

PELLERIN, F. M., (1.980): **La porosimétrie au mercure appliquée à l'étude géotechnique des sols et des roches.** Bull. Liaison Lab. des Ponts et Chaussées, 106, pp. 105-116.

PITTMAN, E. D., (1.971): **Microporosity in carbonate rocks.** Am. Ass. Pet. Geol. Bull., 55(10), pp. 1873-1881.

POWERS, T. C., (1.945): **A working hypothesis for further studies of frost resistance of concrete.** Journal of the American Concrete, 16, pp. 245-272.

PRICE, C. A., (1.978): **The use of the sodium sulphate crystallisation test for determining the weathering resistance of untreated stone.** Proc. Int. Symp. on Deterioration and Protection of Stone Monuments, Paris, 3.6, 23 p.

RAMIREZ, F., FERNANDEZ, M. A., ALONSO, A., DELOJO, G.,

SANCHEZ, A., VALDECANTOS, C. y de los RIOS, J. M., (1.980): **Introducción a los métodos de ensayo no destructivos de control de la calidad de los materiales.** Inst. Nac. de Técnica Aeroespacial, Madrid.

R.I.L.E.M., (1.980): **Essais recommandés pour mesurer l'altération des pierres et évaluer l'efficacité des méthodes de traitement.** Matériaux et Constructions, Bull. RILEM, 13 (75), pp. 216-220.

ROBERTSON, W. D., (1.983): **The retention of mercury in the pores of oolitic limestones: A re-examination of a correlation with durability.** En: Material Science and Restoration, Proc. Int. Coll., F. H. Wittmann (Ed.), Edition Lack and Chemie, pp. 291-295.

ROBSON, R. A., (1.965): **Mobility of water in porous media of high surface area.** Matériaux et Constructions, Bull. RILEM, 27, pp. 65-72.

RODRIGUEZ REY, A. y MONTOTO, M., (1.978): **Insolation weathering phenomena in crystalline rocks.** Proc. Int. Symp. on Deterioration and Protection of Stone Monuments, Paris, 2.7, 14 p.

ROSSI-MANARESI, R., (1.981): **Effectiveness of conservation treatments for the sandstone of monuments in Bologna.** En: The Conservation of Stone II, Proc. Int. Symp., Bologna, R. Rossi-Manaresi (Ed.), pp. 665-688.

SERRA, M. y STARACE, G., (1.978): **Study of the reactions between gaseous sulphur dioxide and calcium carbonate.** Proc. Int. Symp. on Deterioration and Protection of Stone Monuments, Paris, 3.7, 19 p.

SLEATER, G., (1.978): **A laboratory test programme for stone preservatives.** Proc. Int. Symp. on Deterioration and Protection of Stone Monuments, Paris, 6.13, 20 p.

SNECK, T., (1.981): **RILEM and durability.** Matériaux et Constructions, Bull. RILEM, 83, pp. 379-390.

SNETHLAGE, R., (1.981): **Dissolution of carbonatic grain cement of sandstones by sulfuric acid attack.** In: The Conservation of Stone II, Proc. Int. Symp., Bologna, R. Rossi-Manaresi (Ed.), pp. 25-35.

SPOONER, D. C., (1.983): **The practical relevance of mechanisms of water and water vapour transport in porous building materials.** In: Autoclaved aerated concrete, moisture and properties, F. H. Wittmann (Ed.), Elsevier Sci. Pub., pp. 27-41.

STAMBOLOV, T. y van ASPEREN de BOER, J. R. J., (1.976): **The deterioration and conservation of porous building materials in monuments: A review of the literature.** Int. Cent. for the Study of the Preservation and Restoration of Cultural Property, ICCROM, Roma, 86 p.

SUAREZ MARCOS, A., (1.981): **El dióxido de azufre en el núcleo urbano de Avilés: Origen y evolución. Aporte desde el complejo siderúrgico integral.** Boletín de Información Medioambiental, Ayunt. Avilés, 1, pp. 59-68.

SUAREZ MARCOS, A., AGUADO, C., RODRIGUEZ, M. A. y RUIZ, B., (1.983): **La contaminación atmosférica en Avilés. Resumen 1982.** Boletín de Información Medioambiental, Ayunt. Avilés, 3, pp. 11-69.

SUAREZ DEL RIO, L. M., (1.982): **Estudio petrofísico de materiales graníticos geomecánicamente diferentes.** Tesis, Doctoral, Dpto. Petrología, Fac. Geología, Univ. Oviedo, 241 p.

SAWSON, B. F., (1.979): **Visualizing pores and nonwetting phase in porous rock.** Jour. Petroleum Technology, 31, pp. 10-18.



TADA, S. y NAKANO, S., (1.983): **Microstructural approach to properties of moist cellular concrete.** En: Autoclaved aerated concrete, moisture and properties. F. H. Wittmann (Ed.), Elsevier Sci. Pub., pp. 71-88.

TASSIOS. T. P. y ECONOMOU, C., (1.976): **Non-destructive evaluation of marble quality on the west part of Parthenon.** 2<sup>nd</sup> Int. Symp. on the Deterioration of Building Stones, Athens, pp. 299-308.

TATHAM, R. H., (1.982):  **$V_P/V_S$  and lithology.** Geophysics, 47 (3), pp. 336-344.

TORRACA, G., (1.982): **Porous building materials: Materials science for architectural conservation.** Int. Cent. for the Study of the Preservation and Restoration of Cultural Property, ICCROM, Roma, 141 p.

TOURENQ, C., (1.970): **La gélivité des roches: Application aux granulats.** Lab. des Ponts et Chaussées, Rap. Rech. n. 6, 60 p.

TOURENQ, C. y DENIS, A., (1.970): **La résistance à la traction des roches.** Lab. des Ponts et Chaussées, Rap. Rech. n. 4, 40 p.

TOURENQ, C., FOURMAINTRAUX, D. Y DENIS, A., (1.971): **Propagation des ondes et discontinuités des roches.** Symp. Soc. Int. Mécanique des Roches, Nancy, 15 p.

URIEL, S. y DAPENA, J. E., (1.976): **Indice para cuantificar la alterabilidad de las rocas.** Memorias del Simposio Nacional sobre Rocas Blandas, Madrid, T-1 (Comunicaciones), A-8, 7 p.

VALDEON, L., MARCOS, R. M. y ESBERT, R. M., (1.985): **La alveolización y otras formas de alteración desarrolladas sobre las areniscas del Palacio de Revillagigedo de Gijón.** Materiales



de Construcción, Instituto Eduardo Torroja (en prensa).

VALE, J. y MARTIN, A., (1.983): Ensayos de materiales en atmósferas simuladas. I: Criterios para el diseño de sistemas de simulación. *Materiales de Construcción*, 189, Instituto Eduardo Torroja, Madrid, pp. 55-75.

VICENTE HERNANDEZ, M. A., (1.984): **Contribución al estudio de las causas de alteración de la piedra de Villamayor en edificios salmantinos y de los posibles métodos de corrección.** En: Estudio sobre las alteraciones y tratamiento de la piedra de Villamayor, Ediciones Caja de Ahorros y M.P. de Salamanca, Salamanca, pp. 421-468.

VOS, B. H., (1.976): **Waterabsorption and drying of materials.** En: The Conservation of Stone I, Proc. of Int. Symp., Bologna, R. Rossi-Manaresi (Ed.), pp. 679-694.

VOS, B. H., (1.978): **Hygric methods for the determination of the behaviour of stones.** Proc. Int. Symp. on Deterioration and Protection of Stone Monuments, Paris, 3.8, 19 p.

VUTUKURI, V. S., LAMA, R. D. y SALUJA, S. S., (1.974): **Handbook on mechanical properties of rocks. Vol. I.** Trans. Tech. Publications, pp. 87-138.

WALKER, R. D., PENCE, H. J., HAZLETT, W. H. y ONG, W. J., (1.969): **One-cycle slow-freeze test for evaluation aggregate performance in frozen concrete.** N. C. Highway Research Program Report, 65, 21 p.

WARDLAW, N. C., (1.976): **Pore geometry of carbonate rocks as reveled by pore casts and capillary pressure.** Am. Ass. Pet. Geol. Bull., 60(2), pp. 245-257.

WARDLAW, N. C. y TAYLOR, P. P., (1.976): **Mercury capillary pressure curves and the interpretation of pore structure and capillary behaviour in reservoir rocks.** Bull. Canad. Pet.

Geol. 24(2), pp. 225-262.

WARDLAW, N. C. y CASSAN, J. P., (1.978): **Estimation of recovery efficiency by visual observation of pore systems in reservoir rocks.** Bull. Canad. Pet. Geol. 26 (4), pp. 572-585.

WARDLAW, N. C. y McKELLAR, M., (1.981): **Mercury porosimetry and the interpretation of pore geometry in sedimentary rocks and artificial models.** Powder Technology 29(1), pp. 127-143.

WINKLER, E. M., (1.968): **Frost damage to stone and concrete: Geological considerations.** Engineering Geology 2(5), pp. 315-323.

WINKLER, E. M., (1.973): **Stone: Properties, durability in man's environment.** Springer-Verlag, 230 p.

WINKLER, E. M., (1.976): **Weathering rates of stone in urban atmospheres.** En: The Conservation of Stone I, Proc. of the Int. Symp., Bologna, R. Rossi-Manaresi (Ed.), pp. 27-36.

WINKLER, E. M., (1.985): **A durability index for stone.** V Int. Cong. Deterioration and Conservation of Stone, Lausanne, pp. 151-156.