

**Universitat de Barcelona
Departament d'Ecologia**

**MORFOMETRÍA DE LAGOS
UNA APLICACIÓN A LOS LAGOS
DEL PIRINEO**

**Memoria presentada por
Marcos del Castillo Jurado
para optar al grado de Doctor en Biología**

**Tesis aprobada por el programa de Ecología
de la Universitat de Barcelona del bienio 1990/1992**

**VºBº
de los directores de tesis**

Dr. Joan Armengol
Catedrático de Ecología
Universitat de Barcelona

Dr. Xavier Ferrer
Profesor Titular de Biología Animal
Universitat de Barcelona

*A mis padres
y a Maritón*

AGRADECIMIENTOS

A los Doctores Joan Armengol (Dept. d'Ecologia, Universitat de Barcelona), y Xavier Ferrer (Dept. de Biologia Animal, Universitat de Barcelona), por haber aceptado la dirección de la presente Tesis, y por su ayuda en diversos aspectos de la misma.

Al Profesor Ramon Margalef (Dept. d'Ecologia, Universitat de Barcelona), con quien discutí el proyecto original de la Tesis, en general por sus enseñanzas.

Al Doctor Jordi Catalan (Dept. d'Ecologia, Universitat de Barcelona), quien atendió amablemente a lo largo de esta Tesis diversas cuestiones que le planteé sobre la morfometría y limnología de los lagos del Pirineo; además me facilitó datos de profundidades y batimetrías de los lagos pirenaicos, así como el acceso a la consulta de datos de otros lagos del resto del mundo.

A los Doctores Lars Hakanson (Depto. de Hidrología, Universidad de Uppsala, Suecia), y Jacob Kalff (Depto. de Biología, Universidad de McGill, Montreal, Canadá), por sus consejos en algunos de los planteamientos iniciales de la Tesis.

Al equipo formado por Alejandro del Giorgio, Xavier Llobet, y Antònia Sanz, de los "Serveis Científico-Tècnics de la Universitat de Barcelona", por su ayuda desinteresada en la aplicación del programa IMAT a diversos aspectos de la Tesis; en particular, al primero de ellos, por su colaboración y facilidades de acceso al mencionado programa.

A Jordi Corbera (Dept. de Geomorfologia i Tectònica, de la Universitat de Barcelona), con quien intercambié de forma fructífera puntos de vista sobre la aplicación de la teoría de los fractales, así como del programa IMAT, a las líneas de costa (las estudiadas por él en su Tesis se situaban en la Antártida, de modo que eran aún más "frías" que las de los lagos del Pirineo).

A los Doctores Jaume Bordonau, y Francesc Sàbat (Dept. de Geologia dinàmica, Geofísica i Paleontologia, Universitat de Barcelona), que me orientaron en la bibliografía geológica del Pirineo.

Al Doctor Carlos Duarte (Centre d'Estudis Avançats de Blanes, C.S.I.C.) por facilitarme datos sobre la morfometría y limnología de lagos de Canadá y de Japón.

Al equipo formado por los Doctores Francesc Sagués, Francesc Mas, Josep Claret, y Pedro Trigueros (Dept. de Química Física, Universitat de Barcelona), por haber calculado desinteresadamente el espectro de valores de la dimensión generalizada para valorar el carácter multifractal de algunos lagos.

Al Doctor Adolf de Sostoa (Dept. de Biologia Animal, Universitat de Barcelona), quien me ayudó con algunos consejos prácticos sobre la presentación de la Tesis.

A Cristian, por algunos consejos.

A Natàlia, que escaneó las diapositivas.

A Mariton por su ayuda en la edición de la tesis, y por su apoyo.

A mi familia, por su apoyo.

ÍNDICE

I. INTRODUCCIÓN	1
Objetivos	2
Descripción del área de estudio	4
MATERIAL Y MÉTODOS	6
Procedencia de los datos	6
Definición de los objetos de estudio	6
Cartografía y fotografía utilizadas	10
Definición del contorno de un lago	11
Adquisición y tratamiento de la imagen	12
Medidas	13
Tratamiento de los datos	16
Error en la estima del área	17
Error en la estima del perímetro	19
II. CARACTERIZACIÓN MORFOMÉTRICA DE LOS LAGOS DEL PIRINEO; CONDICIONANTES TOPOCLIMÁTICO Y MORFOESTRUCTURAL	25
DIMENSIONES MORFOMÉTRICAS	25
Área (A)	25
Longitud máxima (L)	32
Perímetro (P)	33
Profundidad máxima (Z)	34
Volumen (V)	41
Profundidad media (\bar{Z})	42
Indices morfométricos	42
Cociente entre las profundidades media y máxima (\bar{Z}/Z)	43
Profundidad relativa (Z_r)	44
Relación entre la profundidad de la termoclina (Z_e) y las variables morfométricas	50
Índice de alargamiento: cociente entre la longitud máxima y el ancho medio (L/W)	53
Índice de desarrollo de costa (DI)	59
Insularidad (I_A)	60
Número de cubetas de un lago	62
MORFOMETRÍA DE LAS CUENCAS DE DRENAJE	63
Área de la cuenca de drenaje de un lago (A_d)	63
Cociente entre el área de la cuenca de drenaje y el área del lago (A_d/A)	66
Densidad lacustre ("limnic ratio" (L_r) de Meybeck (1995a))	71
Resumen de las correlaciones entre las variables morfométricas de los lagos del Pirineo	74
EL FACTOR TOPOCLIMÁTICO	75
Situación (latitud y longitud)	75
Altitud	76
Variación longitudinal de las altitudes de los lagos	81

Orientaciones de los circos	87
Forma del circo	89
Influencia del factor topoclimático en la profundidad relativa (Zr) de los lagos	90
EL FACTOR MORFOESTRUCTURAL (GEOLOGÍA)	92
Estructura	92
Litología	96
DISCUSIÓN	102
Definición de lago	102
Tamaño y forma	103
La cuestión de las correlaciones espúreas	105
El tamaño de los elementos del paisaje	108
Dimensiones morfométricas	109
Resumen estadístico de las principales variables morfométricas y geográficas del Pirineo	119
Influencia del factor topoclimático en la formación de los circos lacustres	119
El factor morfoestructural	121
Análisis en componentes principales de las variables morfométricas	121
Relación entre algunas variables de producción primaria y variables morfométricas y geográficas	124
III. EVOLUCIÓN DE LOS LAGOS. BATIMETRÍAS	125
Fases en la ontogenia de un lago	125
Variables indicadoras de la colmatación de una cubeta lacustre	127
Variables que determinan la colmatación	133
Batimetrías	138
IV. ANÁLISIS DE FOURIER DEL CONTORNO DE LOS LAGOS	145
Análisis elíptico de Fourier o “EFA” (“Elliptic Fourier analysis”)	146
Reconstrucción de los contornos de los lagos	148
Clasificación de los lagos mediante análisis de “clusters”, en base a los coeficientes EFA de sus contornos	148
V. APLICACIÓN DE LA TEORÍA DE FRACTALES A LOS LAGOS	155
Estima de la dimensión fractal (D) experimental de una curva continua	155
Variación del perímetro de un lago con la escala del mapa	164
Método de Richardson-Mandelbrot	165
Método del “box-counting”	166
Multifractales	167
Valores de D en los litorales de los lagos pirenaicos	168
Efecto de la escala en la D, y en el perímetro del lago	173
Irregularidad del cauce de los torrentes que entran en los lagos pirenaicos	177
Lagos de la Tierra con valor elevado de D	177
Efecto del tamaño del lago en la D	179
Efecto de la altitud en la D	179
Relación entre la irregularidad litoral y la del fondo	181

Método de Mandelbrot-Lovejoy, o de áreas y perímetros	183
Relación entre la longitud del río más largo y el área de su cuenca	185
Relación de Korcak, o de frecuencias de áreas	186
Censo de los lagos del Pirineo	192
Espectros de Fourier	195
DISCUSIÓN	196
Precisión de las medidas de D	196
Valores de D en los litorales lacustres	197
Efecto de la D en las medidas del perímetro	198
Efecto del tamaño del lago en el valor de D	199
Efecto de la altitud en la D	200
El relieve del fondo de los lagos; relación de la D del litoral con el número de islas de un lago; conjetura de Mandelbrot	200
Relación de Korcak	203
Efectos de la escala en los métodos para estimar D; modelos autoafines	204
Algunas observaciones sobre la generación de relieves por ordenador	206
VI. DISTRIBUCIÓN DE LOS LAGOS EN EL ESPACIO (DIMENSIÓN DE CORRELACIÓN)	221
Distribuciones simuladas	221
Distribución publicada	221
Aplicación a regiones lacustres del mundo	222
DISCUSIÓN	227
VII. CONCLUSIONES	231
VIII. BIBLIOGRAFIA	235
ANEXO	252

I. INTRODUCCIÓN

Los sondeos para medir la profundidad de un lago, así como las medidas de sus dimensiones en superficie se hacen desde la más remota antigüedad.

En diversas pinturas del antiguo Egipto aparecen hombres realizando sondeos con un peso atado a una cuerda; un bajo relieve hallado en Deir al-Bahri (datado en unos 3500 años) muestra la figura de un hombre efectuando un sondeo con una vara en la proa de una gran embarcación de remos y velas.

Una de las primeras mediciones de las dimensiones de un lago, de la cual tengamos constancia, es la referida por Heródoto (Historia, II:149) hace aproximadamente 2500 años para el lago Meris (actualmente muy reducido, y conocido como Birkat Qarun, en Egipto); este autor cita un perímetro de 639 km, y una profundidad de casi 89 m para dicho lago.

Una medición no tan antigua es la referida por Plinio (Hist. Nat., V:71) hace cerca de 2000 años para el lago Tiberiades (también llamado lago Kinneret (Israel)): su longitud máxima era de 23.66 km, y su ancho máximo de 8.87 km, valores que no difieren demasiado de los actuales (21.33 km, y 11.84 km, respectivamente), salvo por la diferencia debida a la precisión de medida de la época, y a la indeterminación sobre el nivel de la superficie del agua en aquel momento.

El origen de la morfometría moderna de lagos estaría en los sondeos para hacer las primeras batimetrías: Murray (1888), Delebecque (1898), Belloc (1894).

Forel (1892) y Delebecque (1898) estudiaron la relación entre la morfometría de un lago y su origen.

Por lo que respecta a las variables morfométricas, Delebecque (1898) propuso una medida de la profundidad relativa (pero no la estandarizó respecto a un círculo). Hutchinson (1957) creó el índice de la profundidad relativa (Zr).

Diversos autores han reconocido las relaciones entre la morfología del lago y su limnología. Ruttner (1931) observó que la profundidad del epilimnion en verano aumenta con el tamaño del lago. Rawson (1939) construyó un diagrama en el que expuso los múltiples factores que interactúan en un lago, incluida su morfología.

La relación más estudiada ha sido la existente entre el tamaño de un lago y su productividad. En este sentido, Thienemann (1927) reconoció en un conjunto de lagos de Alemania que una profundidad media igual a 18 metros permitía separar los lagos oligotróficos de los eutróficos (términos que propuso este autor para designar dos extremos de productividad). Esta relación fue posteriormente detallada y ampliada, en particular por Rawson (1952; 1955), para quien la profundidad media es la variable que mejor caracteriza la morfometría de un lago, así como el mejor indicador de su productividad. Ryder (1965) reconoció el papel de la cuenca de drenaje en la productividad de peces de un lago, y propuso un índice morfoedáfico para estimar dicha productividad, que es igual al cociente entre el total de sólidos disueltos y la profundidad media. Otros autores han abordado distintos aspectos de esta cuestión; algunos de ellos aparecen citados en diversos apartados de la presente memoria.

La mayoría de autores cita las principales implicaciones de la morfología de un lago en su funcionamiento (Margalef, 1983; Goldman *et al.*, 1983). Además, es una práctica frecuente al estudiar la limnología de un lago incluir los valores de sus principales parámetros morfométricos (área, profundidad, etc), aunque datos más detallados, como los que aporta su batimetría, sólo se incluyen ocasionalmente.

Las contribuciones relativas de la cuenca de drenaje, el clima, y la forma y el tamaño de un lago en su limnología han sido objeto de debate por diversos autores (e.g., Carpenter, 1983).

Otro aspecto de interés que presenta el estudio de la forma de un lago es el geológico y geomorfológico (corresponde a la aproximación de Hutchinson (1957)). La forma es el resultado, tanto de los procesos que originaron el lago, como de su posterior evolución en el tiempo.

Finalmente, algunos autores han dedicado un capítulo (o parte de él) de sus tratados de limnología al estudio de la morfología de los lagos: Hutchinson (1957), Dussart (1966), Wetzel (1975), Cole (1979), Kalff (2002). Unos pocos han escrito un volumen sobre el tema: Hakanson (1981), Timms (1993).

Objetivos

Con el estudio morfométrico de los lagos pirenaicos mediante cartografía a escala 1:25000 y fotografía aérea centrada a 1:5000 se intenta cubrir el vacío actualmente existente en la bibliografía entre la imagerie Landsat (la cual permite un seguimiento en el tiempo de conjuntos amplios de lagos; e.g., Palà *et al.*, 1985), y los trabajos de campo: Margalef *et al.* (1975), y en particular los realizados por el “Centre de Recerca d’Alta Muntanya de la Universitat de Barcelona” (e.g., Catalan *et al.* (1990)).

Los objetivos de la presente memoria son los siguientes:

-Caracterizar morfométricamente en base a variables tradicionales los lagos del Pirineo, y relacionar sus tamaños y formas con diversas variables limnológicas, topoclimáticas, y morfoestructurales.

-Caracterizar mediante los análisis de Fourier y de fractales la forma del litoral de los lagos del Pirineo.

-Realizar un censo de los lagos del Pirineo.

-Estudiar mediante el análisis de fractales la distribución de los lagos de tres regiones lacustres de origen glaciar: el Pirineo, Hardanger (Noruega), e Isla Riesco (Chile).

En el primer capítulo se presentan el material y los métodos, salvo los específicamente relacionados con el análisis de Fourier y el análisis de fractales, que se tratan en sus correspondientes capítulos.

En el segundo capítulo se realiza una descripción de carácter estadístico de los lagos pirenaicos a partir de las variables morfométricas que se utilizan tradicionalmente en limnología para describir y cuantificar el tamaño y la forma de un lago, poniendo de relieve algunas de las ventajas y carencias de dichas variables. Esta descripción se

extiende de forma abreviada a algunos conjuntos regionales de otras áreas del mundo utilizados como referencia o comparación. En efecto, el desarrollo de los métodos morfométricos en limnología es especialmente interesante si se consideran distritos lacustres, o cuando se intentan comparar lagos de distintos lugares del mundo, en particular cuando su número es tan elevado que trasciende los límites y las posibilidades de los estudios de campo; además, según Goldman *et al.* (1983) la comparación de lagos dentro de una región o distrito lacustre es una de las mejores formas de ampliar los conocimientos en limnología. Por otra parte, se apuntan las relaciones con algunas variables físicas y biológicas de los lagos.

Se han tratado por separado las variables de tamaño (el área, las profundidades máxima y media, la longitud máxima, el perímetro), y las variables índice o “ratios” (profundidad relativa, desarrollo de costa, etc), construidas a partir de las anteriores, y que son las que permiten hacer las comparaciones de formas entre lagos, entre cuencas, o entre regiones distintas.

A continuación se abordan algunos aspectos que contribuyen a explicar la morfometría y la distribución de los lagos pirenaicos: el factor topoclimático (situación geográfica, altitud, clima, morfometría de los circos, etc), y el factor morfoestructural (estructura y litología).

En el tercer capítulo se intentan acotar algunas variables que caracterizan la forma y tamaño de los lagos pirenaicos en sus sucesivas fases ontogenéticas.

En los siguientes capítulos se tratan con detalle los métodos matemáticos de análisis de Fourier y de fractales, que hemos utilizado para caracterizar y representar la forma del contorno (i.e., la línea de costa) de los lagos.

Por otra parte, y como señalan Margalef *et al.* (1975), y Catalan (1987), no existe un censo completo y preciso de los lagos pirenaicos, como tampoco existe para otras regiones alpinas, como por ejemplo, los Alpes (Rougier, 2000), o los Andes. En el capítulo sobre fractales se aborda también esta cuestión.

Finalmente, en el último capítulo se estudia la distribución espacial de los lagos del Pirineo, así como en otras dos regiones lacustres de la Tierra, desde el punto de vista de la teoría de los fractales. La aplicación de este método a los lagos se ha considerado oportuna por ser relativamente original.

Descripción del área de estudio

El estudio se centra en los lagos que se originaron en los Pirineos al retirarse los glaciares cuaternarios hace unos 10000-12000 años.

Durante los periodos de máxima glaciación del Pleistoceno los grandes glaciares que cubrían la región modelaron circos, ensanchando y excavando las cabeceras de los valles, normalmente aprovechando pequeñas depresiones glaciares preexistentes, así como diferencias de resistencia debidas a la litología, y a la estructura (densidad y distribución de fallas y diaclasas) del sustrato, además de variaciones en la potencia del glaciar y en la anchura del valle. Dentro de cada circo el avance de la lengua glaciar sobreexcavó en la roca cubetas, que actualmente están ocupadas por pequeños lagos (Vilaplana, 1983), y que pertenecerían al tipo 27, según la clasificación de Hutchinson (1957). Estos lagos de circo representan la casi totalidad de los lagos pirenaicos (el 98% según Nussbaum (1934)), y se hallan en su mayoría a altitudes de entre 2000 y 2600 metros, aproximadamente.

Se considera que por debajo del nivel de nieves permanentes durante las glaciaciones no se formaron circos (Hutchinson, 1957; aunque sí pueden formarse un poco más abajo, según Trenhaile (1976)), y por lo tanto tampoco lagos de circo. En el Pirineo central dicho nivel debió situarse entre 2150 y 2400 metros de altitud, dependiendo de cada glaciación (Mey, 1968; Vilaplana, 1983). Actualmente, dicho nivel se situaría aproximadamente entre 2900 y 2950 metros de altitud en el Pirineo central, aunque asciende hasta 3100 metros en su extremo oriental, siendo algo inferior en las vertientes septentrionales (Gellatly *et al.*, 1994).

Cada circo suele estar cerrado en su salida por una barra de roca más resistente (el umbral), la cual no sólo permitió la acción de sobreexcavación del hielo al retener espesores de hielo de varios cientos de metros en muchos circos, sino que tras la fusión de éstos ha servido como presa para retener el agua en los mencionados lagos. No obstante, también se dan circos poco desarrollados, sin umbral frontal, y sin cubetas de sobreexcavación (o bien muy poco sobreexcavadas).

Al superar este umbral el glaciar descendía por el valle, pero si encontraba a su paso otras barras de roca resistente se acumulaba localmente, pudiendo llegar a sobreexcavar más cubetas, esta vez dispuestas en forma de cadena escalonada a lo largo del valle; aquellas que han sobrevivido hasta hoy día forman los llamados lagos en rosario o “paternoster” (tipo 28a en la clasificación de Hutchinson (1957)), mientras que otras se han colmatado totalmente de sedimentos. Más abajo en el valle, a unos 1500-2000 m de altitud, están las cubetas altas de fondo de valle (Bordonau, 1992; Timms, 1993; e.g., Llauset, en la cuenca del Noguera Ribagorçana; Llong, en el Sant Nicolau); todavía más abajo, a unos 900-1200 m de altitud, se hallan las cubetas bajas de fondo de valle, con una forma subrectangular (Bordonau, 1992): cuando el valle se ensanchaba, y preferentemente en la confluencia de dos o más lenguas glaciares, se formaron por sobreexcavación del hielo unas grandes cubetas - las mayores y más profundas - hoy en día totalmente colmatadas, pero que durante sus primeros milenios de existencia albergaron enormes lagos (e.g., cubeta de Esterri d’Aneu (Noguera Pallaresa) con 6.5 km de longitud por 1.7 km de ancho, y una profundidad de unos 400 m (Bordonau, 1992)); todos ellos se incluyen en el tipo 28 de Hutchinson (1957). Sin embargo, y debido a la menor intensidad de las glaciaciones en los Pirineos en relación a otras latitudes más elevadas de Europa, no se llegaron a formar los grandes lagos marginales de valle, como los que se hallan al pie de los Alpes en Italia.

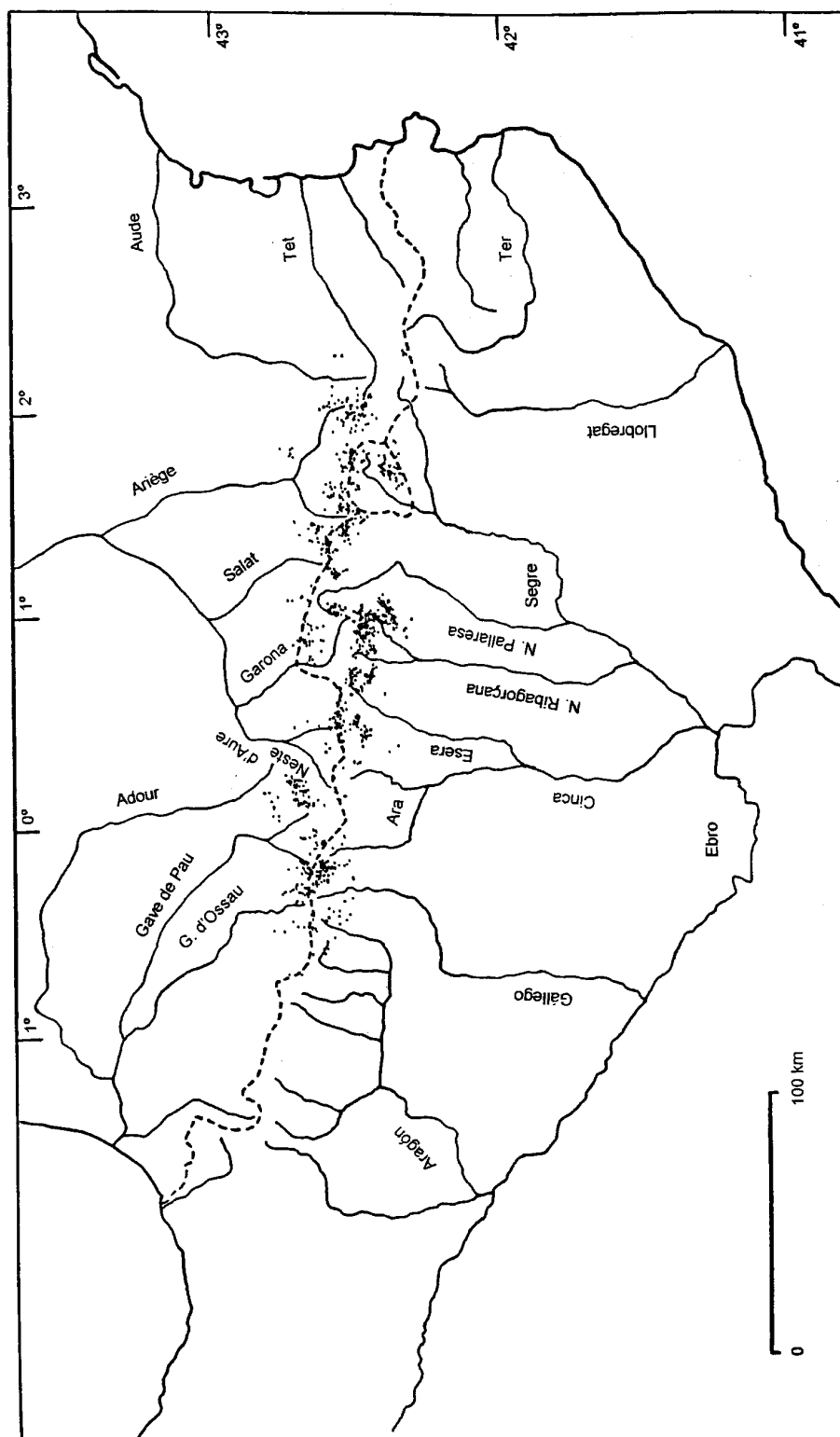


Figura 1. Distribución de los lagos del Pirineo con una superficie igual o superior a 0.5 hectáreas.

MATERIAL Y MÉTODOS

Procedencia de los datos

El material procede de dos tipos de fuentes:

- 1- Medidas realizadas por el autor sobre mapas, fotografías aéreas, y batimetrías.
- 2- Datos obtenidos de la bibliografía.

De la segunda fuente se han tomado datos que no se pueden conocer (salvo que sean estimados) sin un trabajo de campo, como son los referidos a la profundidad, la profundidad media, el volumen, o la batimetría -por lo que respecta a la morfometría-, así como datos de otras variables físicas, químicas y biológicas para ilustrar algunos casos concretos (e.g., profundidad de la termoclina, profundidad de visión del disco de Secchi, concentración de clorofila a). Las fuentes utilizadas para los lagos del Pirineo son esencialmente las siguientes: Catalan *et al.* (1990), “Centre de Recerca d’Alta Muntanya de la Universitat de Barcelona” (datos inéditos), Nussbaum (1934), Gil-Saurí (1993), Miracle (1978), Capblancq *et al.* (1968), y Vergès (1994).

Los datos tomados de la bibliografía deben tomarse como aproximados, puesto que no siempre se conoce su grado de precisión y fiabilidad, y además provienen de diferentes autores.

De la primera fuente provienen los datos sobre el resto de variables morfométricas, geográficas, y geológicas.

Definición de los objetos de estudio

En este trabajo se considera objeto de estudio, en una primera aproximación, cualquier superficie de agua que aparezca representada en el mapa topográfico a 1:25000 señalada como lago; es decir, se trata del lago en el sentido geomorfológico, un volumen de agua que, independientemente de su tamaño, queda retenido en un lugar gracias a la naturaleza del sustrato (más o menos impermeable), y a la topografía (está cerrado, de modo que sólo pierde agua por el emisario, y por evaporación, y sólo ocasionalmente subterráneamente).

Por lo que respecta al Pirineo, dichos volúmenes de agua pueden ser lagos pequeños, estanques, o charcas temporales, pero también lagos represados, aunque en la mayor parte de este estudio nos referiremos a todos ellos de forma genérica con el nombre de “lagos”.

Como nuestro objeto de estudio son los lagos, se ha procedido a una identificación de los embalses artificiales, con vistas a su separación del conjunto pirenaico:

1-Se han descartado los embalses construidos sobre un curso de agua que no suponen el represamiento de lago alguno (e.g., Matemale (Aude), Fabrèges (Ossau), Lanuza (Gállego), etc).

2-Por lo que respecta a los lagos represados sobre un lago natural preexistente se han seguido los siguientes criterios:

a) En algunos lagos su represamiento artificial ha supuesto una modificación importante del área (un aumento de más del 20%, y a menudo bastante superior); sería el caso de Tramacastilla, Respomuso, Campoplano, Pecico Grande, Azul Inferior (todos en el Gállego), Cap de Long, Orédon, Aubert, Aumar (todos en el Neste d'Aure), etc. Su inclusión podría distorsionar algunas medias, sobre todo de áreas y profundidades, ya que se comportan como "outliers" en relación al resto de lagos de su cuenca o grupo. Por ello, han sido sustituidos, siempre que ha sido posible, por el lago en su forma y situación anteriores al represamiento. Sin embargo, en algunos casos no se conocen los valores de algunos de sus antiguos parámetros: profundidad máxima, profundidad media, e incluso el área y el perímetro, ya que suelen aparecer modificados en forma y extensión en la cartografía de la época, por lo cual sólo se han podido medir sus coordenadas geográficas, su altitud, área de la cuenca, y litología.

b) Para aquellos lagos cuyo represamiento artificial ha supuesto una modificación modesta de su área (un aumento de menos del 20%, y a menudo bastante inferior) se han utilizado las medidas morfométricas y geográficas del embalse actual. No se ha utilizado la cartografía de la época para dichos lagos antes de ser represados, porque en general aparecen dibujados con poca precisión (cuando se comparan con la cartografía actual). Entre ellos figuran, por ejemplo, Sant Maurici, Negre de Peguera, Certascans, Bleu de Lesponne, etc.

Además, en los apartados que hacen referencia a variables físicas, químicas, o biológicas de los lagos, se ha intentado hacer el menor uso posible de los datos sobre lagos represados.

3-Se han excluido los lagos franceses de Lourdes (Gave de Pau), Barbazan, y St-Pé d'Ardet (ambos en el Garona), alejados del Pirineo axial, y situados a muy baja altitud (421 m, 435 m, y 610 m, respectivamente); todos ellos están en zonas urbanizadas, y rodeados de vías de comunicación que los aíslan parcialmente de sus cuencas, confiriéndoles así un cierto carácter artificial, tanto en su física, química y biología, como en su morfometría.

Por otra parte, hemos excluido también algunos lagos de origen no glaciar: Montcortès, Estanya, y Basturs (situados en el Prepirineo español), y Llebreja (Sant Nicolau; este último aparece citado en algún apartado, pero sólo como ejemplo de lago no glaciar).

Finalmente, en la presente memoria se ha procedido a una última selección basada en criterios de tamaño. Tras medir las áreas de la práctica totalidad de los lagos de todo el Pirineo (francés, andorrano, y español) representados en la cartografía, se han descartado aquellos que presentan una superficie inferior a 0.5 hectáreas. La elección de este valor como criterio de corte es arbitraria; así, según Rougier (2000) son frecuentes las extensiones de agua con menos de media hectárea que son auténticos

lagos, aunque los especialistas en lagos de montaña tienden a considerar que son charcas; en todo caso, dicho valor corresponde aproximadamente a una superficie por debajo de la cual disminuye la fiabilidad de la representación de las extensiones de agua en la cartografía a 1:25000; además, no se conocen los valores de la profundidad, ni la profundidad media (y por lo tanto, tampoco de los índices \bar{Z}/Z , profundidad relativa, y volumen) de la mayoría de estas balsas y pequeños estanques.

Por lo demás, se ha subdividido la región pirenaica en sus cuencas primarias, y algunas de ellas a su vez se han dividido en una serie de cuencas secundarias. La intención es dar una visión más detallada de cómo varían localmente entre cuencas las variables estudiadas, y ver si algunas características de los lagos tienen una cierta proyección regional o geográfica. En las cuencas que presentan una mayor densidad de lagos (e.g., en el Pirineo central catalán) la división en subcuencas es más detallada. Las cuencas y subcuencas consideradas son las siguientes, ordenadas de oeste a este en cada vertiente de la cordillera:

Vertiente norte:

Aspe
Ossau
Gave de Pau oeste: Arrens, Estaing
Gave de Pau centro: Marcadau, Lutour
Gave de Pau este: Gavarnie, Barèges
Adour
Neste d' Aure oeste: La Géla, Saux, Couplan, Moudang, Rioumajou
Neste d' Aure este: Louron
Garona francés: La Pique (incluye el Neste d' Oo, y el Lis)
Garona aranés norte: Varradòs, Salient, Toran, Unhòla
Garona aranés suroeste: Joèu, Nere
Garona aranés sur: Bargadèra, Valarties, Aiguamòg, Ruda
Salat
Ariège oeste: Vicdessos
Ariège centro: Aston
Ariège este: alto Ariège
Aude
Tet

Vertiente sur:

Aragón
Gállego
Ara-Cinca: Ara, Cinqueta, Cinca
Esera
Noguera Ribagorçana
Noguera de Tor
Sant Nicolau (Noguera de Tor)
Flamisell (Noguera Pallaresa)
Escrita (Noguera Pallaresa): Ratera, Subenuix, Monestero; sin Peguera
Peguera (Noguera Pallaresa)

Noguera Pallaresa alta: Banhiublà, Molís, Parros, Horcath, Marimanya,
Llançanés, Airoto, Àrreu
Bonaigua (Noguera Pallaresa)
Unarre (Noguera Pallaresa)
Cardós (Noguera Pallaresa)
Vallferrera (Noguera Pallaresa)
Valira (Segre)
‘Segre sur’: Duran, Llosa, Arànsér, Bescaran
‘Segre norte’: Aravó (Querol), Angoustrina

Por lo que respecta a la toponimia, hay que señalar que la sinonimia es frecuente, en particular en la vertiente sur del Pirineo; al elegir un nombre preferente para designar un lago hemos intentado respetar la lengua local, aunque no hemos pretendido establecer una normativa. Por otra parte, algunos lagos pequeños aparecen sin nombre alguno en todas las fuentes cartográficas consultadas, de modo que los hemos denominado siguiendo algunas reglas básicas; por ejemplo, añadiendo los términos ‘Superior’ o ‘Inferior’, seguidos, si es necesario, de un número que indica su situación dentro de una cadena de lagos; con ello no pretendemos sustituir nombres que no hayan sido recogidos en la cartografía, sino simplemente disponer de una toponimia operativa para la presente memoria.

En algunos casos se comparan las estadísticas de los lagos del Pirineo con las de otras regiones del mundo utilizadas como referencias. Se han seleccionado los siguientes conjuntos regionales de lagos, cuyos datos han sido en parte recopilados de diversas fuentes bibliográficas (indicadas en los correspondientes apartados de este trabajo, para cada variable), y en parte medidos sobre mapas (indicados en el siguiente apartado sobre ‘Cartografía y fotografía utilizadas’):

-Lagos de origen glaciar de la ‘ELA’ (‘Experimental Lakes Area’), Ontario, Canadá; datos de Brunskill *et al.* (1971), y Cleugh *et al.* (1971). Situados sobre granodioritas; son pequeños.

-Lagos de origen glaciar del llano de Labrador (Canadá). Situados sobre rocas cristalinas; desde pequeños a extensos. Datos de Scruton (1984).

-Lagos de origen glaciar del escudo canadiense (incluye el mencionado grupo de la ELA, pero no el grupo del Labrador). Situados sobre rocas cristalinas; desde pequeños a muy extensos. Datos de Koshinsky (1970), Herdendorf (1982), Hutchinson (1957), y Rawson (1960).

-Lagos de origen glaciar del oeste de la penillanura de Hardanger (provincias de Buskerud y Telemark, Noruega). Son lagos someros excavados en granitos y granodioritas, a una altitud de unos 1200 metros; varios de ellos tienen más de 50 ha de superficie. Datos medidos por el autor (véase el apartado siguiente).

-Lagos de origen glaciar de valle del Lake District, Reino Unido. Son de tamaño medio; datos de Gorham *et al.* (1974), y medidos por el autor (véase el apartado siguiente).

-Lagos de origen glaciar de valle de los Alpes de la isla Sur de Nueva Zelanda (datos de Jolly *et al.*, 1975). Son de tamaño medio a grande.

-Lagos de origen volcánico de Nueva Zelanda (datos de Jolly *et al.*, 1975).

-Lagos de origen glaciar de Isla Riesco, provincia de Magallanes y Antártica Chilena, Chile. Los lagos más pequeños en este mapa tienen aproximadamente 1-2 ha de superficie. Datos medidos por el autor (véase el apartado siguiente).

-Lagos de origen glaciar de la región suroeste del Everest (cuencas del Imja Khola y Khumbu, Nepal). El sustrato está formado, en su mayor parte, por granitos y gneis; sin embargo, la mayoría de los lagos se hallan sobre morrenas, o bien están represados por éstas. Datos de profundidades de Löffler (1969) y de Tartari *et al.* (1998); el resto de variables han sido medidas por el autor (véase el apartado siguiente).

-Lagos de origen glaciar de valle de los Andes de Chile y Argentina; datos de Campos (1984), de Hutchinson (1957), y del ILEC (1988-1991).

-Lagos de origen glaciar (la mayoría de valle) de los Alpes; datos de Hutchinson (1957), y del ILEC (1988-1991).

-Lagos de diversos tipos de todo Japón; se trata de todos los lagos de Japón (unos 630 lagos, con al menos 0.02 ha de superficie; datos de Horie (1962)).

-Lagos de origen volcánico de Camerún (34 lagos seleccionados por Kling (1988) de los tres distritos lacustres de Camerún). La mayoría son de tipo maar, rodeados de paredes de materiales volcánicos con una altura de 5 a 200 metros.

Cartografía y fotografía utilizadas

Para el conjunto del trabajo se ha utilizado el ‘Mapa Topográfico Nacional del Instituto Geográfico Nacional’ a escala 1:25000 para el Pirineo español y andorrano (para este último se ha utilizado además la cartografía a 1:10000, del M.I. Govern d’ Andorra, 1976), y la cartografía del ‘Institut Géographique National’, también a escala 1:25000, para el Pirineo francés.

Las medidas morfométricas se han realizado sobre la cartografía a escala 1:25000 (supervisada con la fotografía aérea centrada (ortofoto) a escala 1:25000).

Para una parte de los lagos, y cuando ha estado disponible, se ha utilizado la ortofotografía aérea a escala 1:5000. Actualmente no se dispone de ortofotografía del Pirineo a una escala mayor.

Se ha descartado la fotografía aérea convencional (no centrada), ya que presenta el inconveniente de deformar algo los objetos (en este caso, los contornos lacustres), sobre todo cuando aparecen cerca de los bordes de la foto; sólo los lagos que quedan incluidos en el centro de la foto aparecen sin deformar.

En particular, se estudia con mayor detalle el conjunto de lagos del Pirineo central catalán comprendidos en un recuadro definido aproximadamente por las coordenadas geográficas 42°29'00" a 42°39'30" N, y 0°45' a 1°04'00"E (esencialmente los lagos situados en la unidad de Boí del batolito de la Maladeta). Para ello hemos utilizado el 'Mapa topogràfic de Catalunya 1:25000', hoja 181 -01 ('Parc Nacional d' Aiguestortes i Estany de Sant Maurici', publicado por el Institut Cartogràfic de Catalunya en el año 1997), que hemos completado puntualmente con mapas de la región a otras escalas (Mapa Topográfico Nacional del Servicio Geográfico del Ejército a 1:100000 y 1:50000). Esta región conforma el distrito lacustre con mayor número de lagos de todo el Pirineo.

En cuanto a las regiones de referencia, la cartografía utilizada es la siguiente:

-Lagos de Hardanger: mapa a escala 1:50000 'Norge 1:50000. Topografisk Hovedkartserie-M711. Blad 1515 III. Lagaros', Statens Kartverk, Honefoss, Noruega, 1970. Hemos utilizado el sector comprendido aproximadamente entre las coordenadas geográficas 60°04'10'' y 60°09'50'' de latitud norte, y 7°45'40'' y 8°05'10'' de longitud oeste.

-Lagos del Lake District: mapa a escala 1:63360 'Bartholomew on e inch map of the Lake District.' J. Bartholomew & Son, Edimburgo, Reino Unido.

-Lagos de Isla Riesco: mapa a escala 1:250000, 'Estrecho de Magallanes - 5373', publicado por el Instituto Geográfico Militar de Chile en 1954. Hemos utilizado el sector comprendido aproximadamente entre las coordenadas geográficas 53°00' y 53°33' de latitud sur, y 71°50' y 73°20' de longitud oeste (comprende la mayoría de lagos de la isla).

-Lagos de la región del Everest: mapa 'Mount Everest 1:50000', realizado por W.E. Garret (editor) y J.B. Garver (cartógrafo), y publicado por la 'National Geographic Society, Washington, D.C., U.S.A., 1988'. Hemos utilizado el sector comprendido aproximadamente entre las coordenadas geográficas 27°50'30'' y 28°02' latitud norte, y 86°47'30'' y 86°59'30'' de longitud este; dicho sector abarca casi todos los lagos de las cuencas del Khumbu e Imja Khola, situadas en el Parque Nacional de Sagarmatha, al este del Nepal.

Definición del contorno de un lago

En el presente trabajo definimos el contorno del lago de manera operativa, esto es, se utiliza la línea en el mapa, o en la batimetría, como representación de la costa o límite del lago. Cuanto menor sea la pendiente de la franja litoral de un lago, mayor es la probabilidad de que pequeñas variaciones en el nivel de la superficie del agua del lago lleguen a traducirse en cambios significativos en el tamaño y la forma de su contorno; esto hace que el contorno se aparte de la línea ideal para convertirse de hecho en una franja más o menos extensa, y variable en el tiempo (evoluciona junto al resto

del lago hasta su desaparición). En la práctica, veremos que salvo en los lagos más pequeños, y en algunos medianos pero someros, en el resto esta franja es muy estrecha (del orden de un metro), debido a la elevada pendiente de las costas de muchos lagos pirenaicos.

En la morfometría clásica el contorno así definido se registra por medio de sus coordenadas cartesianas, sobre las cuales se toman una serie de medidas en forma de dimensiones y distancias, así como combinaciones de las mismas en índices. En este trabajo se consideran además sus coordenadas curvilíneas, así como medidas espectrales (coeficientes de Fourier; dimensión fractal).

Adquisición y tratamiento de la imagen

Las coordenadas del contorno de los lagos se pueden registrar directamente con una tabla digitalizadora. Sin embargo, se optó por tratar los objetos (i.e., los contornos de los lagos) como imágenes, aprovechando la circunstancia de que varias de las medidas que se realizaron sobre ellos (área, perímetro, dimensión fractal, coordenadas del centro de masas de cada lago, coordenadas del contorno) vienen proporcionadas por el programa de análisis de imágenes ‘IMAT’, desarrollado por los ‘Serveis Científic - Tècnics de la Universitat de Barcelona’.

Inicialmente se escanearon en mapas y en fotografías aquellos recuadros de tamaño DIN-A4 que contenían los lagos. Una densidad de 100-150 píxels por pulgada resultó un nivel de resolución suficiente en todas las imágenes estudiadas. Cada recuadro del mapa se registró entonces como una imagen en un fichero de datos binarios con formato ‘TIF’.

Con un programa se transforma el fichero con la imagen en formato binario a otro con formato imagen (extensión ‘IMG’), para que pueda ser reconocida por IMAT.

Segmentación de bordes; binarización

En una imagen muy bien definida (sin ruido) se puede aislar un objeto de un fondo uniforme simplemente buscando el umbral de brillo por encima (o debajo) del cual se hallan todos los píxels del fondo; sin embargo, un ligero nivel de ruido puede complicar bastante esta búsqueda, de modo que se hace necesaria la supervisión por parte de un experto que conozca donde están los límites, para indicárselos al programa. En el caso presente, no se consiguió hacer la segmentación satisfactoriamente en los mapas (la escasa diferencia de tonos de grises entre el color azul de un lago y su entorno con trama topográfica de varios tonos, o bien la existencia de un pequeño ruido serían las causas de ello), ni tampoco en las fotos. Un ejemplo de ello se muestra en la figura 2.

Aunque el reconocimiento del contorno de un lago sobre el mapa es inmediato para el observador (sin necesidad de ser un experto; aunque no es tan sencillo en una foto aérea en blanco y negro), la tarea de indicárselo al programa resulta larga y laboriosa, por lo cual se decidió descartar el mapa y la fotografía como base de la

imagen, optándose por calcar los contornos de todos los lagos manualmente. Para ello se utilizó papel vegetal y un estilógrafo con punta de 0.16 mm.

Se podría reprochar que es innecesario utilizar un programa de análisis de imágenes cuando no se va a aprovechar una utilidad tan básica como es la segmentación, la cual se sustituye por una etapa de trabajo manual; sin embargo, este trabajo queda compensado con creces por la posibilidad de obtener las medidas anteriormente mencionadas; además, la enorme disminución de los costes de computación permiten hoy en día utilizar este tipo de programas de forma rutinaria, incluso aunque no se aprovechen todas sus posibilidades.

La binarización de la imagen con los contornos de los lagos calcados requiere seleccionar el nivel de gris adecuado para diferenciar bien las líneas de contorno (oscuras) del resto de la imagen (clara); para ello se utiliza una opción de IMAT que permite trazar transectos a través de la imagen y obtener los perfiles o histogramas de niveles de grises en los cuales se buscan los umbrales adecuados (picos y valles); éstos pueden variar ligeramente de una imagen a otra (o incluso de un transecto a otro de una misma imagen) en función de factores imponderables como la heterogeneidad de tono del papel vegetal, o la intensidad de la tinta, la cual es función de la velocidad del trazado. La imagen así binarizada se puede modificar añadiendo o borrando los píxels deseados, si es necesario.

Extracción de bordes; selección de objetos

Se seleccionan los objetos de interés, en este caso los contornos de los lagos. En todo contorno, IMAT distingue un borde exterior y uno interior; en la práctica ambos difieren algo en área y perímetro, como se muestra en el apartado sobre errores de las medidas del área y del perímetro.

Medidas

En cada lago se han medido las siguientes variables: área, perímetro, longitud máxima, área de la cuenca de drenaje (así como los índices construidos con ellas), altitud, orientación del circo, dirección del lago, la litología del sustrato, y la dimensión fractal. Para 343 de ellos se dispone además de datos de profundidad máxima y profundidad relativa, mientras que sólo en 76 lagos se conocen la profundidad media, el índice \bar{Z}/Z , y el volumen.

Las medidas del área, perímetro, coordenadas cartesianas y de los centros de masa, así como la dimensión fractal se han obtenido mediante el programa IMAT.

Los valores obtenidos están limitados por la precisión del analizador de imágenes, de la cartografía utilizada, e incluso por la calidad del calco, y no se pretende que sustituyan a medidas más precisas que hayan podido realizar otros autores, sino sólo servir como un material con un error de una magnitud similar en todos los lagos medidos en el presente trabajo. No obstante se discutirán las medidas tomadas para disminuir al máximo este error.

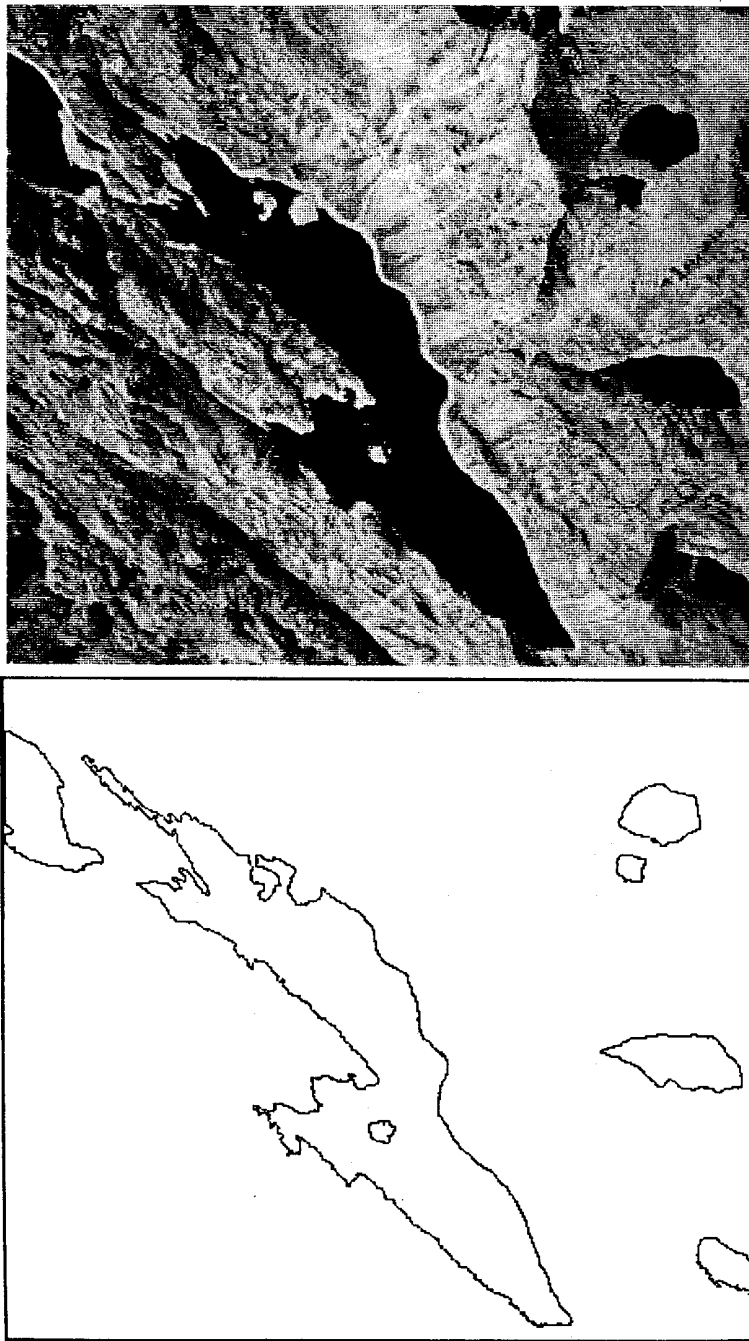


Figura 2. Imagen escaneada de la fotografía aérea del circo de Cabdella (Pirineo central catalán), originalmente a escala 1:20000; en ella se puede reconocer, entre otros, el lago Tort (en el centro de la imagen). En la correspondiente imagen binarizada se aprecian varias insuficiencias: el contorno del lago presenta una ligera rugosidad, inicialmente ausente en la imagen escaneada; además, la isleta situada al norte del lago queda convertida en una península tras la binarización. Por otra parte, hubo que eliminar algunas pequeñas sombras proyectadas por la pared del circo, y que el programa había reconocido como lagos.

Area (A); perímetro (P)

Las medidas del área y el perímetro han de ser lo más precisas posibles, pues ello constituye un requisito para algunos métodos de estimación de la dimensión fractal, como veremos en el capítulo sobre fractales. Este objetivo no es sencillo de cumplir, debido a que son precisamente el área y el perímetro las variables más difíciles de medir con precisión. Por ello, hemos evaluado la precisión obtenida con IMAT.

Longitud máxima (L)

Hallar la longitud máxima de un objeto resulta un problema no trivial en análisis de imágenes, puesto que requiere evaluar la distancia entre muchos pares de puntos hasta hallar el valor máximo (Rohlf *et al.*, 1983); alternatively, se puede simplificar la búsqueda de la longitud máxima mediante el uso de los diámetros de Férét (Russ, 1990), aunque este algoritmo no está disponible en IMAT. Por ello, este parámetro se ha medido de forma manual, con un compás y una regla.

Coordenadas cartesianas

Las coordenadas cartesianas sirven, por una parte, para representar el contorno del lago, y, por otra, como datos de entrada para calcular la dimensión fractal y los coeficientes de Fourier. Se han obtenido con el programa IMAT.

Coordenadas de los centros de masa

Las coordenadas centradas permiten medir la latitud y longitud geográficas del lago; también se utilizan en los métodos de recubrimiento, como el "box-counting", para calcular diversas dimensiones de recubrimiento (fractales) de los contornos de los lagos, o bien de su distribución en el espacio. Se han obtenido con IMAT.

Índices de forma

A partir de algunas de las variables anteriores se han construido varios índices de forma. Los índices de forma clásicos son simples combinaciones de variables de tamaño definidos de modo que sean adimensionales. Se puede definir un gran número de índices de forma en función de cada caso y de la tradición en cada disciplina científica. De los que se han utilizado tradicionalmente en limnología, aquí consideramos los siguientes: Z_r , \bar{Z} , \bar{Z}/Z , V , DI , L/W , y Ad/A (véase la tabla 1). En su tratado, Hutchinson (1957) hace una revisión crítica (ampliada posteriormente por autores como Cole (1979), o Hakanson (1981)) de los parámetros morfométricos de interés que se pueden obtener del mapa batimétrico de un lago.

Los métodos de análisis de Fourier y de fractales se tratan en sus correspondientes capítulos.

Tabla 1. Variables utilizadas y sus abreviaciones.

A	área de la superficie del lago
P	perímetro del lago
Z	profundidad máxima del lago
\bar{Z}	profundidad media del lago, definida como V/A
\bar{Z}/Z	cociente entre las profundidades media y máxima del lago
Z_r	índice de la profundidad relativa, definido como $Z_r = 50 Z \sqrt{\pi} / \sqrt{A}$
V	volumen del lago
L	longitud máxima del lago
W	ancho medio del lago, definido como A/L
W_{max}	ancho máximo del lago
L/W	relación entre la longitud máxima y el ancho medio del lago
DI	índice de desarrollo de costa, definido como $DI = P/2\sqrt{\pi A}$
Ad	área de la cuenca de drenaje
Ad/A	relación entre el área de la cuenca de drenaje y el área del lago
I_A	área de las islas dentro de un lago
L_r	densidad lacustre (superficie total de lagos en una región o área determinada)
D (o D₀)	dimensión fractal
D₁	dimensión de información
D₂ (o d₂)	dimensión de correlación

Tratamiento de los datos

El tratamiento estadístico de las variables se ha realizado con el paquete de programas SPSS-X (Norusis, 1985), y la representación de gráficas con Sigma-Plot.

En la mayoría de análisis estadísticos del primer capítulo, incluidos los multivariantes, todas las distancias morfométricas se han transformado previamente a logaritmos decimales (no así en los estadísticos descriptivos expuestos al inicio de cada apartado, como la media, etc). Con dicha transformación se pretende igualar las varianzas, y obtener covarianzas independientes de la escala, que linearizan las relaciones alométricas (Bookstein *et al.*, 1990).

Error en la estima del área

Utilización de objetos patrón

Para una serie de figuras geométricas con áreas y perímetros definidos, los errores medios experimentales del área obtenidos con el programa IMAT, y con el método del recuento de cuadrados, respectivamente, figuran en la tabla 2.

Tabla 2. Error experimental en la medida del área de varias figuras geométricas.

	Círculo				Cuadrado	
	Ø=0.8 cm	Ø=1.68 cm	Ø=4 cm	Ø=10 cm	L= 0.5 cm	L = 1 cm
A real (cm ²)	0.502	2.2	50.26	314	0.25	1.0
A _e IMAT (cm ²)	0.576	2.287	51.60	316	0.304	1.069
Δ (%)	14.7	4.6	3.18	0.52	18	6.4
A _i IMAT (cm ²)	0.433	2.01	48.86	310	0.194	0.864
Δ (%)	-13.7	-9.3	-2.78	-1.26	24	14
Δ(A _e +A _i)/2 (%)	0.5	-4.7	0.01	0.95	0	3.4
Δ cuadrados (%)	-4.38	-2.78	-1.26	6.5	0	0

Ø es el diámetro del círculo, y L la longitud de un lado del cuadrado; A_eIMAT es el área del borde exterior del contorno medida por IMAT, y A_iIMAT la del borde interior, medida también con IMAT; Δ es la diferencia en tanto por ciento entre cada medida experimental y el valor teórico o real; “Δcuadrados” es la diferencia entre el área real y la medida por recuento de cuadrados de 1 mm de lado.

Se observa en la tabla 2 que al aumentar el tamaño del círculo, el error medio experimental cometido por IMAT disminuye (tanto para A_e, como para A_i). Para círculos que no sean muy pequeños (e.g., más de 1.5 cm de diámetro) un valor aceptable del área es el medido por IMAT para el borde exterior (admitiendo un error inferior al 5% por exceso). Sin embargo, para los círculos más pequeños (diámetro inferior a 1.5 cm) este error puede superar el 5% por exceso.

Tanto para círculos de diámetro igual o superior a 0.5 cm, como para cuadrados de tamaño pequeño, un valor aceptable (i.e., admitiendo un error inferior al 5%) del área es el promedio entre los valores medidos por IMAT para los bordes exterior e interior:

$$\hat{A} = (A_e + A_i) / 2$$

Coster *et al.* (1989) miden el error en la medida del área de círculos de diferentes tamaños; para hacer estos círculos comparables a los lagos del presente estudio, hemos añadido el valor de su superficie en km² a escala 1:25000 (tabla 3). La ecuación de regresión es

$$\log(\text{error}) = -0.966 \log(A) + 2.33 \quad (r^2 = 0.99)$$

Por lo tanto, al igual que con IMAT, el error disminuye con el área del círculo, aunque en este caso es muy superior al cometido por IMAT.

Tabla 3. Error en la medida del área de círculos de diferente tamaño, según Coster et al. (1989).

A en mm ²	A en km ² (1:25000)	Error (%)
4.9	0.003	46.7 (por exceso)
19.63	0.0122	12.1 (*)
78.5	0.049	3.2 (*)

Russ (1998) observó en una serie de imágenes de círculos del mismo tamaño que el ruido que se produce en sus contornos al binarizarlos no hace variar sus áreas (en un grupo de seis círculos no halló más que un 0.5% de desviación típica respecto a su valor correcto teórico).

Mientras que en las figuras geométricas el área se conoce por definición, en objetos naturales con formas no sencillas - como los lagos- el área exacta no se conoce (aunque se puede precisar mucho mediante un trabajo de campo, o utilizando una escala de mapa o de foto muy grande, e.g., 1:1000). Por ello, sólo podemos evaluar la precisión de las medidas con IMAT si las comparamos con las obtenidas mediante un método lo más preciso posible. En el presente trabajo, se ha escogido como referencia más fiable la medida por cuadrados (A_c), debido a su baja diferencia respecto al área real conocida en los objetos patrón de tamaño medio y pequeño. En cambio, para los lagos más grandes no se utilizará A_c , porque el error es elevado (aunque en el Pirineo a escala 1:25000 ello sólo excluye al Landòs). Definimos el error experimental del área como la diferencia entre el área del contorno medida por IMAT (A_e y A_i) y la medida por cuadrados.

Los errores experimentales para una muestra de lagos ordenados de mayor a menor superficie, figuran en la tabla 4.

Tabla 4. Error experimental cometido por IMAT en la medida del área (respecto a la medida por cuadrados A_c) en una muestra de lagos del Pirineo.

	A_c (km ²)	A_{IMAT} (km ²)			diferencia (%)		
		A_e	A_i	$A_e+A_i/2$	A_e	A_i	$ A_e+A_i /2$
MarValarties	0.4400	0.4620	0.3642	0.4131	5	-17.2	6.1
Ets Coubous	0.1110	0.1120	0.0960	0.1080	0.7	-13.5	2.7
Palomèra	0.0500	0.0550	0.0450	0.0500	10	-10	0
Dellui	0.0500	0.0580	0.0440	0.0510	16	-14	0.6
Calberante	0.0312	0.0350	0.0270	0.0310	12.2	-13.5	0
Collada	0.0243	0.0277	0.0203	0.0240	14	-16.5	1.2
Subenuix	0.0235	0.0249	0.0211	0.0230	5.8	-10.2	2.1
Gistaín	0.0140	0.0220	0.0146	0.0182	57	-4.3	1.6
Xic de Morrano	0.0163	0.0211	0.0135	0.0173	29.4	-29.4	6
Airoto Petit	0.0156	0.0180	0.0320	0.0158	15.4	-1.3	0.1
Riueno	0.0064	0.0076	0.0050	0.0063	18.7	-21.9	0.3

La diferencia o error de IMAT (tanto de A_i , como de A_e) se puede considerar inadmisibles, pues en general supera el 5%. Por ello, estimamos empíricamente el área a través de una media entre las áreas del borde exterior e interior, respectivamente:

$$\hat{A} = (A_e + A_i) / 2$$

siendo \hat{A} el área estimada, A_e el área del borde exterior medida por IMAT, y A_i la del borde interior, medida también con IMAT y a la misma escala. El resultado es que se minimiza el error en todos los lagos, independientemente de su tamaño: en la muestra de once lagos (tabla 4) el error medio fue del 1.88% (va desde el 0% al 6.1%). Por lo tanto, dicho promedio es que se utilizará en todas las medidas de áreas de lagos en la presente memoria.

Por otra parte, hay que señalar que las medidas no dependen de la orientación de los objetos, aunque sí del tamaño, y de la escala, como hemos visto.

Finalmente, una fuente de error muy común, pero que suele pasar inadvertida, (Russ, 1990) consiste en que al digitalizar o al dibujar el contorno de un objeto cerrado solemos hacerlo siguiendo su borde exterior, con lo cual ampliamos su área (inconscientemente queremos incluir el límite); este error aumenta con el tamaño del objeto; conviene intentar seguir, en la medida de lo posible, el centro de la línea.

Error en la estima del perímetro

Utilización de objetos patrón

Tabla 5. Error experimental cometido por el programa IMAT (para el perímetro exterior y para el interior), y por el curvómetro en la medida del perímetro de varias figuras geométricas; se indican en tantos por ciento las respectivas diferencias en relación al perímetro real o teórico.

	Círculo				Cuadrado	
	$\varnothing=0.8$ cm	$\varnothing=1.68$ cm	$\varnothing=4$ cm	$\varnothing=10$ cm	L = 0.5 cm	L= 1 cm
P real (cm)	2.51	5.278	12.566	31.416	2.0	4.0
P_e IMAT (cm)	2.835	5.7	13.458	32.987	2.167	4.268
Δ (%)	12.95	8	7.1	5	8.35	6.7
P_i IMAT (cm)	2.47	5.34	12.666	29.845	1.832	3.826
Δ (%)	-1.59	1.17	0.8	5	8.5	4.3
P curvómetro	2.56	5.3	12.7	31.5	2	4
Δ (%)	1.99	0.42	1.07	0.27	0	0

\varnothing es el diámetro del círculo, y L la longitud de un lado del cuadrado; P_e IMAT es el perímetro del borde exterior del contorno medido por IMAT, y P_i IMAT el del borde interior, medido también con IMAT; Δ es la diferencia en tanto por ciento entre cada medida experimental y el valor teórico.

Hemos medido mediante IMAT y con un curvímetro digital una serie de figuras geométricas con áreas y perímetros definidos. Los errores experimentales cometidos para el perímetro con ambos métodos figuran en la tabla 5.

El perímetro exterior medido con IMAT suele superar el 5% de error, y por lo tanto, no es aceptable.

En cambio, el valor del perímetro interior medido por IMAT da un error inferior al 5%, independientemente del tamaño del círculo, siendo por tanto una estima aceptable del perímetro.

El error cometido con el curvímetro es mínimo en todas las figuras (siempre inferior al 5%). El bajísimo error cometido por el curvímetro en círculos y en cuadrados lo hace recomendable como método de referencia en objetos con perímetros desconocidos.

Tabla 6. Error experimental en la medida del perímetro cometido por IMAT (perímetro del borde interior) en relación a la medida obtenida por el curvímetro en una muestra de lagos del Pirineo; se indica la diferencia en tanto por ciento entre ambos valores.

	P_i IMAT (km)	P_{curvím} (km)	Δ %
Cap de Long	6.37	6	6.2
Mar de Valarties	4.106	3.785	8.5
Orédon	3.5	3.35	4.5
Oo	2.73	2.58	5.8
St. Maurici	2.63	2.5	5.2
Gento	2.445	2.25	8.7
Saburó	2.119	2	-5.9
Redó	2.09	2.04	2.4
La Gola	1.674	1.675	0
Gallina Major	1.456	1.4	4.0
Travessany	1.68	1.687	-0.4
Nere Anglos	1.618	1.65	-2.5
Ets Coubous	1.313	1.3	1.0
Sencours	1.053	1.125	-2.5
Redó d' Aigüestortes	1.041	1.025	1.6
Cap de Llauset	1.042	1.1	-5.3
Palomèra	0.928	0.925	0.3
Botornàs	0.781	0.78	0
Calberante	0.748	0.720	2.5
Port de Caldes	0.695	0.675	3.0
Bachimala Superior	0.685	0.625	9.6
Anglos Mig	0.67	0.7	-4.3
Llastra	0.657	0.625	5.1
Alba Superior	0.561	0.575	-2.4
Clot de Travessany	0.58	0.550	5.4
Coronas Superior	0.527	0.55	-4
Fe	0.507	0.54	-6.1
Airoto Petit	0.516	0.525	-1.7
Alba Inferior	0.361	0.387	-4.1
Riueno	0.265	0.28	-5.3

Definimos el error experimental del perímetro como la diferencia entre el perímetro interior del contorno medido por IMAT (P_i) y el medido con el curvómetro. No se han considerado los perímetros exteriores medidos con IMAT porque difieren mucho de los medidos con el curvómetro; las medidas del perímetro exterior no son aceptables, como tampoco lo eran para los círculos: si ya con éstos superaba ligeramente el 5% de error, aquí el error es muy superior al 5%. Siguiendo este criterio, los errores experimentales para una muestra de lagos ordenados de mayor a menor perímetro se indican en la tabla 6.

En los lagos grandes (e.g., más de 2 km de perímetro) el error de P_i es en promedio algo superior al 5%, por exceso.

En los medianos (e.g., entre 0.6 y 2 km de perímetro) el error de P_i suele ser inferior al 5% en los lagos examinados.

En los pequeños (con P_c igual o inferior a 0.6 km, y que suelen tener áreas de 0.005-0.02 km²) el error también es en promedio inferior al 5%.

En el conjunto de todos los lagos de la tabla 6 el error del perímetro interior de IMAT es siempre inferior al 10%, y de promedio es inferior al 5%; por tanto, esta medida del perímetro interior es la que hemos utilizado para todos los lagos.

En resumen, en la presente memoria el área de los lagos se ha estimado mediante la media de las medidas de los bordes exterior e interior definidos por el programa IMAT; para el perímetro se ha utilizado la medida del borde interior. El error de medida del área y del perímetro con IMAT es función del tamaño, y del grado de irregularidad del contorno (estimado por medio del índices de desarrollo de costa, y por la dimensión fractal); en cambio, no depende de la orientación del objeto, ni de su forma (entendida como alargamiento, según el índice L/W).

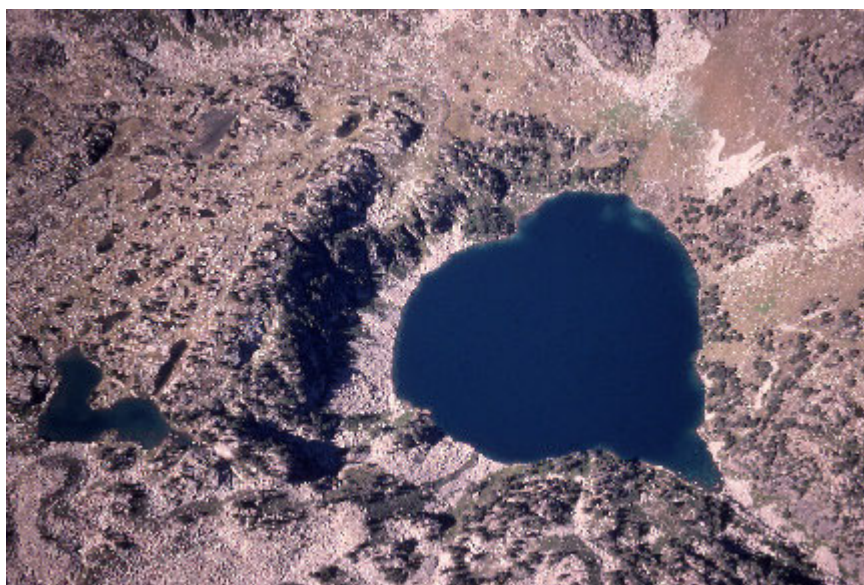


Figura 3. Imágenes aéreas de los lagos de circo Negre de Peguera (imagen superior), y Gerber (ambos en la Noguera Pallaresa), en esta página, y Tòrt de Rius (imagen superior), y Mar de Valarties (ambos en el Val d'Aran, Garona), en la página siguiente. Todos ellos fueron sobreexcavados por el hielo en la granodiorita de La Maladeta. El umbral rocoso que cierra el circo se halla a la derecha en las dos primeras fotos, y a la izquierda en la última. Se puede apreciar en el litoral del Gerber la presencia de conos de derrubios, procedentes de las paredes del circo, y que son conducidos por procesos de gravedad a través de los canales y fracturas de la pared. En el fondo de algunos de los subcircos que forman los circos compuestos de Peguera y de Gerber, así como en el subcirco del Tòrt, se observan otros lagos de menor tamaño.

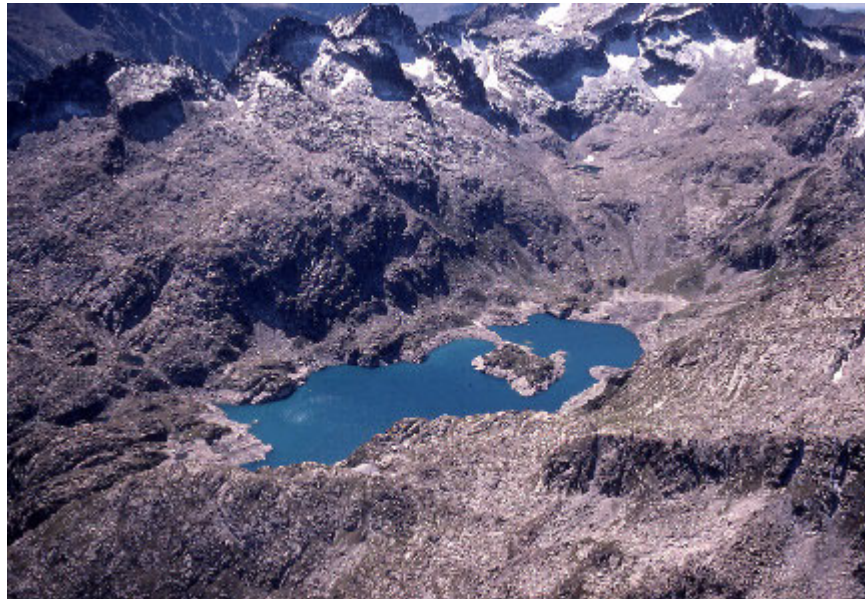


Figura 3 (continuación). El Tòrt y el Mar tienen una forma subrectangular, y un litoral irregular, en particular el primero, que es moderadamente profundo, y en cuya superficie emergen varias islas. El Mar es profundo, y su isla es la mayor de todo el Pirineo. En el Negre y en el Mar se observa una franja litoral erosionada por las variaciones de nivel a las cuales se ven sometidos ambos lagos para su aprovechamiento hidráulico.(Diapositivas cedidas por A. de Sostoa)

II. CARACTERIZACIÓN MORFOMÉTRICA DE LOS LAGOS DEL PIRINEO; CONDICIONANTES TOPOCLIMÁTICO Y MORFOESTRUCTURAL

DIMENSIONES MORFOMÉTRICAS

Área (A)

El área se ha podido medir en todos los lagos, a diferencia de la profundidad máxima, la profundidad media, o el volumen. Por ello, es la variable de tamaño que mejor caracteriza desde el punto de vista estadístico tanto el conjunto del Pirineo, como la mayoría de las restantes regiones lacustres.

En los Pirineos la media de áreas de todos los lagos con una superficie igual o superior a 0.005 km^2 ($n = 1032$ lagos) es de 0.039 km^2 . La mediana es de 0.017 km^2 . La distribución presenta un claro sesgo positivo, debido al elevado número de pequeños lagos.

El valor máximo es de 0.84 km^2 (correspondiente al Lanòs, en su antiguo estado natural; sería de 1.58 km^2 si se incluyera este mismo lago represado en la actualidad), seguido del Certascans (0.556 km^2); ambos se hallan en circos compuestos de la vertiente sur.

El conjunto de los 1032 lagos del Pirineo suma una superficie total de 40.19 km^2 . Los 17 lagos mayores (con $A > 0.3 \text{ km}^2$) suman una superficie de 7.87 km^2 .

Ambas vertientes presentan una extensión lacustre similar. Corresponden 20.57 km^2 de superficie lacustre a la vertiente norte, y 19.57 km^2 a la vertiente sur.

Si se considera por países, 20.30 km^2 corresponden a España (526 lagos; media = 0.0386 km^2), 1.530 km^2 a Andorra (69 lagos; media = 0.0222 km^2), y 18.31 km^2 a Francia (437 lagos; media = 0.0419 km^2).

La vertiente norte presenta un área media lacustre algo superior (media de 0.0407 km^2 ; 506 lagos) a la media de la vertiente sur (media de 0.0372 km^2 ; 526 lagos), pero la diferencia no es significativa ($F = 3.7$; $p = 0.054$; datos de las áreas transformados a logaritmos).

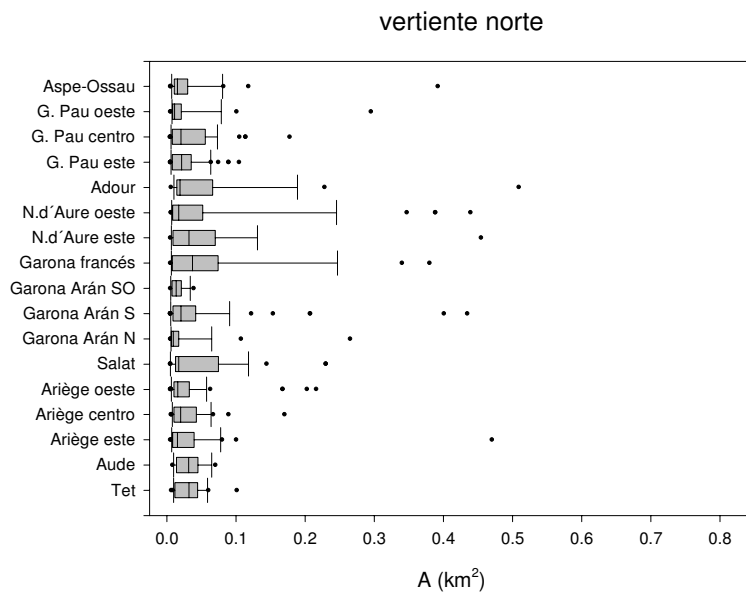
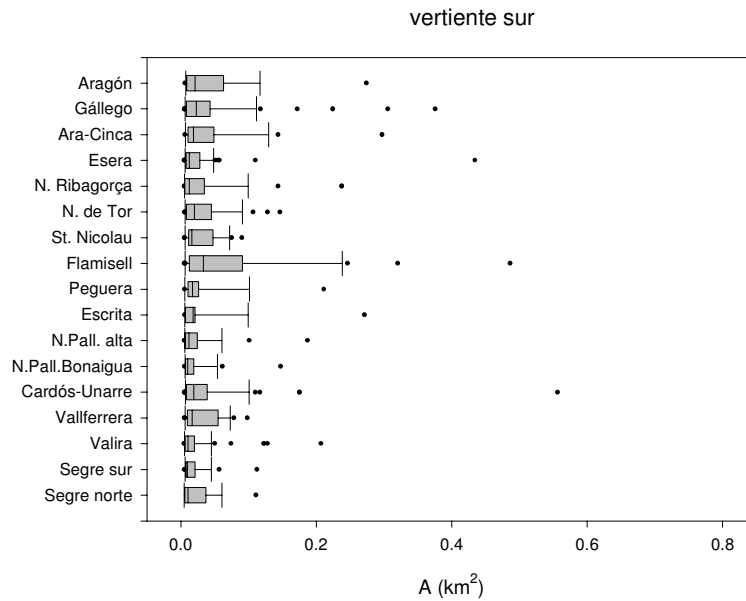
Los lagos más extensos del Pirineo suelen estar formados por una sola cubeta cuando se hallan en la vertiente norte (e.g., Caillauas (45.5 ha), Orédon (44 ha), Oo (38 ha)), mientras que presentan más de una cubeta si se hallan en la vertiente sur (e.g., Lanòs (84 ha), Certascans (55.6 ha), Tort de Cabdella (48.6 ha), Cregüeña (43.4 ha)).

No se detectan diferencias significativas entre las cuencas del Pirineo (tabla 7). Ello es debido a que todas incluyen una mayoría de lagos pequeños, cuya superficie media es similar de una cuenca a otra, y a que por su elevado número son determinantes en la media del conjunto de cada cuenca.

Tabla 7. Areas medias de los lagos de las cuencas pirenaicas (n es el número de lagos).

	A media	n
Flamisell	0.079	34
Garona francés: La Pique	0.073	19
Neste d'Aure oeste	0.068	36
Neste d'Aure este (Louron)	0.068	14
Adour	0.067	18
Segre norte: Aravó (Querol), Angoustrina	0.056	24
Aragón	0.046	15
Garona aranés sur: Bargadèra, Valarties, Aiguamòg, Ruda	0.046	61
Gállego	0.045	55
Salat	0.043	26
Ara-Cinca	0.043	30
Cardós-Unarre	0.042	49
Peguera	0.040	15
Segre (sur y norte)	0.039	45
Ariège este: alto Ariège	0.039	32
Aspe-Ossau	0.038	33
Noguera de Tor	0.035	35
Escrita (Ratera, Subenuix, Monestero; sin Peguera)	0.035	12
Gave de Pau oeste: Arrens, Estaing	0.034	21
Gave de Pau centro: Marcadau, Lutour	0.034	36
Noguera Ribagorçana	0.033	29
Aude	0.033	15
Tet	0.033	25
Ariège centro: Aston	0.032	35
Gave de Pau	0.031	107
Ariège oeste: Vicdessos	0.031	53
Sant Nicolau	0.030	24
Vallferrera	0.030	20
Garona aranés norte: Varradòs, Unhòla, Toran	0.030	22
Esera	0.028	59
Gave de Pau este: Gavarnie, Barèges	0.027	50
Noguera Pallaresa alta	0.026	24
Noguera Pallaresa: Bonaigua	0.023	17
Valira	0.022	64
Segre sur: Duran, Llosa, Arànsér, Bescaran	0.019	21
Garona aranés suroeste: Joèu, Nere	0.015	9

Figura 4. Box-plots de las áreas de los lagos de las cuencas del Pirineo, para cada vertiente, y de oeste a este. Dentro de cada barra la línea vertical representa la media de las áreas de los lagos en esa cuenca; los extremos de la barra representan los percentiles al 25% y 75%, y los extremos de las líneas horizontales los percentiles al 10% y 90%. Los puntos representan lagos outliers, i.e., cuyas áreas están fuera del rango de valores entre el 10% y el 90%.



El contraste que se produce en la cabecera de la cuenca del Segre (tabla 7), con un valor del área media muy elevado en el territorio francés, y que desciende a un valor muy bajo en territorio español se debe sólo al Lanòs, que actúa como outlier. Los box-plots (figura 4) muestran que en casi todas las cuencas hay uno o más outliers (definidos como aquellos valores situados por encima del 95% del rango de variación).

La existencia en una cuenca de un solo lago particularmente grande puede elevar su media por encima de las del resto de cuencas, como ocurre (tabla 7) en el Aspe-Ossau (debido al Artouste), Gave de Pau oeste (debido al Migouélou), Adour (Bleu), Garona aranés sur (Mar de Valarties, y Tòrt de Rius), Garona aranés norte (Liat), Ariège este (Naguilles), Segre norte (Lanòs), Flamisell (Tort), Peguera (Negre), Cardós-Unarre (Certascans), Esera (Cregüaña), Gállego (varios embalses); este efecto es más acusado cuanto más reducido es el número de lagos en una cuenca.

Distribución de frecuencias de áreas de los lagos pirenaicos

El 25% de lagos tiene menos de 0.008 km² de superficie, el 75% menos de 0.04 km² y el 90% menos 0.085 km². En la tabla 8 se indican algunos valores de frecuencias acumuladas de áreas en el Pirineo (véase la gráfica con la distribución completa en el capítulo sobre fractales, figura 24)

Tabla 8. Frecuencias acumuladas de áreas en todo el Pirineo.

Area	nº lagos
$A \geq 0.30 \text{ km}^2$	18
$A \geq 0.20 \text{ km}^2$	35
$A > 0.15 \text{ km}^2$	45
$A \geq 0.10 \text{ km}^2$	82
$A \geq 0.05 \text{ km}^2$	208
$A \geq 0.01 \text{ km}^2$	709
$A \geq 0.005 \text{ km}^2$	1032

Tabla 9. Número de lagos del Pirineo en cada una de las clases de tamaños de áreas.

A (ha)	log A	nº lagos
[0.5; 1[[-0.3; 0.0[347
[1; 1.99[[0.0; 0.3[230
[1.99; 3.98[[0.3; 0.6[194
[3.98; 7.94[[0.6; 0.9[157
[7.94; 15.85[[0.9; 1.2[62
[15.85; 31.62[[1.2; 1.5[25
[31.62; 63.1[[1.5; 1.8[16
[63.1; 125.9[[1.8; 2.1[1

Figura 5. Histograma de áreas de los lagos del Pirineo.

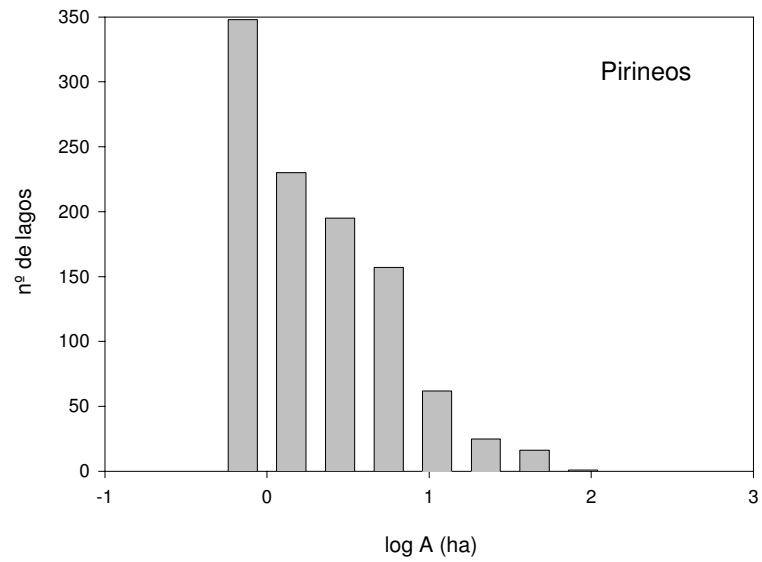
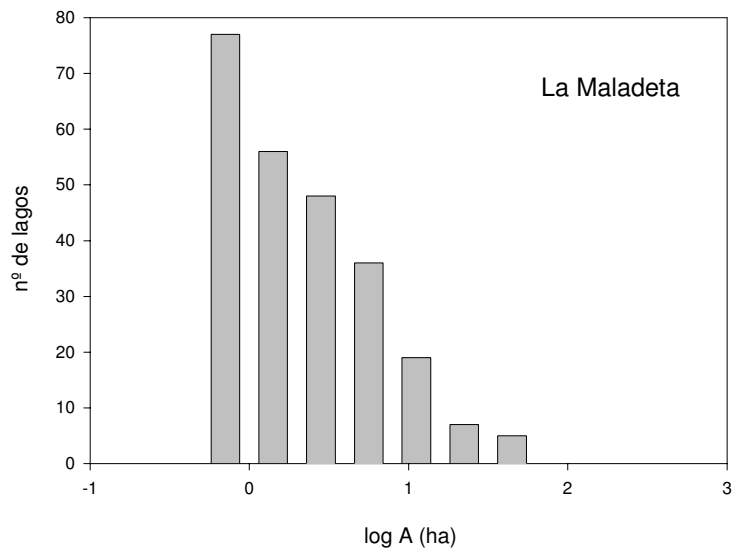


Figura 6. Histograma de áreas de los lagos del batolito de La Maladeta (Pirineo).



El histograma de áreas del Pirineo (figura 5), agrupadas en ocho clases de tamaño (datos de la tabla 9) muestra una distribución continua de tamaños. Al considerar una región con una homogeneidad litológica relativamente elevada, como es el batolito granitoide de La Maladeta, la distribución es similar a la del conjunto del Pirineo (fig. 6).

Comparación con otras regiones lacustres

Tabla 10. Valores del área de los lagos de algunas regiones del mundo (media, valores mínimo y máximo, y número de lagos)

	media (km ²)	min (km ²)	max (km ²)	n
Everest	0.018	0.002	0.556	153
Pirineo	0.039	0.005	0.84	1032
ELA	0.171	0.016	0.56	15
Isla Riesco	0.238	0.001	9.02	472
Camerún	0.875	0.01	13	39
Labrador	1.65	0.05	12.2	130
L. District	3.48	0.086	14.8	16
N. Zelanda (o. volcánico)	40.75	0.03	616	21
N. Zelanda (o. glaciar)	48.44	0.28	347.5	34
Alpes	62.3	0.03	584	48
Andes	146	0.033	2240	72
Escudo canadiense	1832	0.016	82367	159

Se observa (tabla 10) cómo los lagos de alta montaña (Everest, Pirineo) son más pequeños que los de llano, y los de valle marginal. Aparentemente, el área disminuye con la altitud. Sin embargo, no tiene mucho sentido comparar regiones con distintos criterios muestrales: en los Pirineos, el Everest, y en Isla Riesco se toma la población completa a partir de un área dada (de 0.5 ha, 0.2 ha, y 1 ha, respectivamente), pero en otras regiones se utilizan muestras no representativas (están sesgadas hacia los lagos grandes: Alpes, N. Zelanda, Andes, escudo canadiense, y en menor medida, Labrador y L. District). En particular, si se hubieran incluido los lagos pequeños (e.g., con 0.5 ha o más) en todas las regiones, sus rangos de áreas tenderían a solaparse más o menos entre sí. Esta observación es extensible al resto de variables de tamaño estudiadas en los siguientes apartados.

Por otra parte, el histograma de áreas de los lagos del Everest (n = 153 lagos; figura 7) muestra una distribución heterogénea de tamaños, que podría deberse a la diversidad de sus lagos: algunos son de circo, otros de valle, pero los más numerosos son pequeñas superficies de agua de carácter temporal, formadas en el hielo de los glaciares, o bien sobre morrenas, y que se hallan en constante evolución.

En el histograma de áreas de los lagos de Isla Riesco (n = 472 lagos; figura 8) se observa que la distribución de áreas muestra un déficit de los tamaños más pequeños, debido probablemente a que una parte de ellos podían hallarse cubiertos por el hielo en el momento de realizarse la fotografía aérea, y también a que la escala usada (1:250000) no incorpora los lagos más pequeños.

Figura 7. Histograma de áreas de los lagos del Everest.

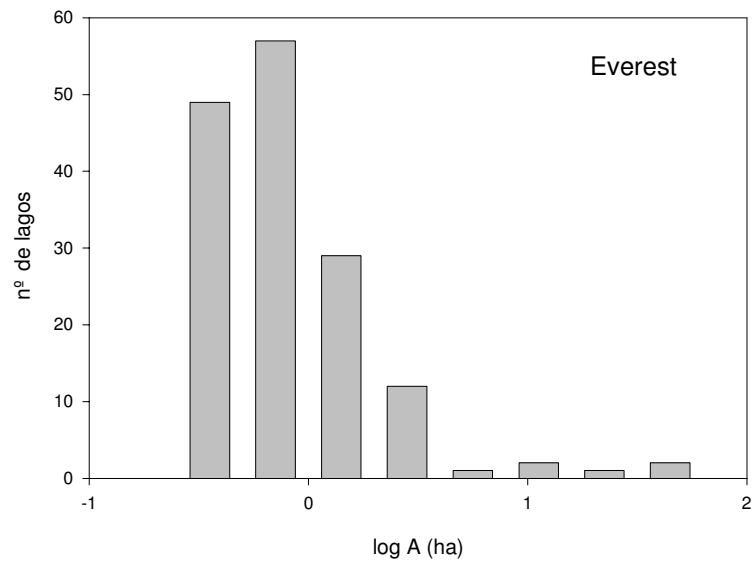
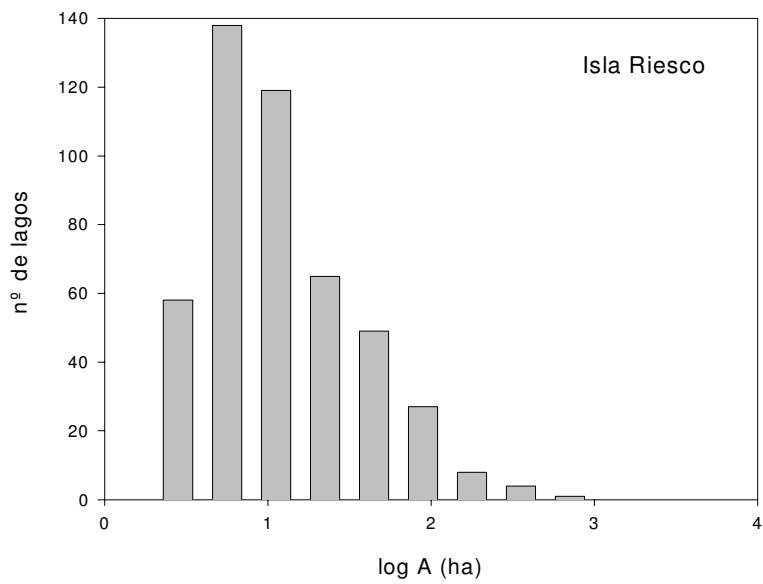


Figura 8. Histograma de áreas de los lagos de Isla Riesco.



Relación del área con otras variables

El área presenta -como era de esperar- sus mayores correlaciones con el resto de variables de tamaño: perímetro, volumen, longitud máxima, y profundidad (máxima y media; véase la tabla 39, página 74). En los siguientes apartados se discuten estas relaciones, así como el efecto del área en los índices morfométricos.

Longitud máxima (L)

La longitud máxima se define como la línea que conecta los dos puntos más alejados de la costa de un lago. Según Hakanson (1981) esta línea no ha de cruzar zonas terrestres, pero sí puede cruzar islas dentro del lago; esto hace que en general dicha línea sea una recta, aunque en lagos con forma arqueada la línea es una curva. En Pirineos esta situación sólo se presenta en un reducido número de lagos, para los cuales se ha medido la longitud máxima cruzando tierra, porque es en casi todos los casos muy similar a la longitud máxima sin cruzar tierra.

En el Pirineo (n = 1032) la longitud máxima varía entre 0.08 km y 2.5 km (Lanòs), con una media de 0.279 km (y una mediana de 0.217); el 25% de lagos tiene menos de 150 m de longitud, el 75% menos de 326 m, y el 90% menos 511 m.

Relación entre la longitud máxima (L) y el área (A)

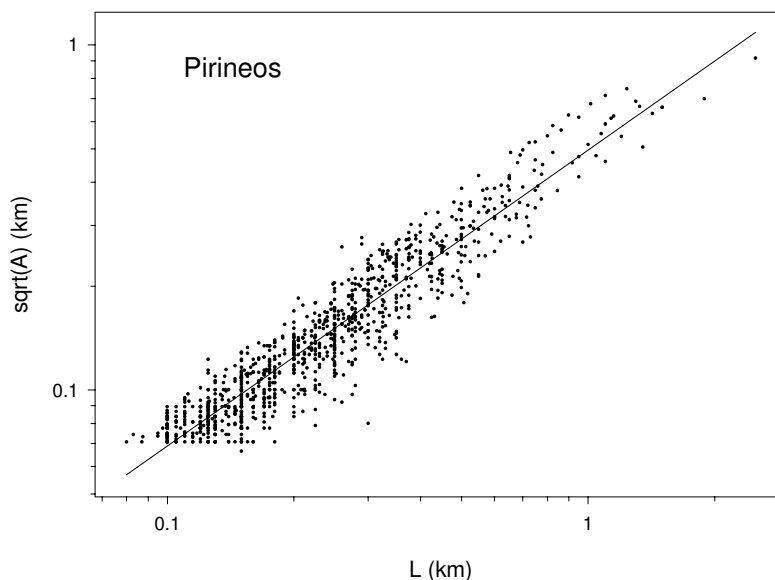
El área y la longitud de los 1032 lagos (con área superior o igual a 0.5 ha) del Pirineo muestran una correlación elevada y muy significativa ($r = 0.94$; $p < 0.01$).

La recta de regresión entre L y A presenta una alometría positiva, como era de esperar por la diferencia dimensional entre el área y la longitud máxima ($A = 0.245 L^{1.716}$ $r^2 = 0.89$; error estándar de la pendiente de regresión: S.E. = 0.02); sin embargo, entre L y \sqrt{A} (véase la gráfica de regresión en la figura 9) se da una alometría negativa (el exponente pasa de ser 1.716 a 0.858):

$$\sqrt{A} = 0.50 L^{0.858} \quad (r^2 = 0.89; \text{S.E.} = 0.009; n = 1032)$$

La elevada dependencia ($r^2 = 0.89$) entre la longitud máxima y el área permite estimar esta a partir de la primera. Ello es útil porque la longitud máxima resulta en general más sencilla de medir que el área, y sobre todo, la precisión de medida es muy superior.

Figura 9. Gráfica con la recta de regresión entre \sqrt{A} (anotado como "sqrt A" en ordenadas) y L de los lagos del Pirineo; ambos ejes en escala logarítmica decimal.



Perímetro (P)

El perímetro de un lago se define como la intersección de la tierra con la superficie del lago (Wetzel, 1975). Es casi constante en la mayoría de lagos del Pirineo, salvo en los regulados artificialmente, y en los más pequeños con carácter temporal.

En los Pirineos (n=1031) la media de los perímetros de los lagos es de 0.773 km (mediana 0.579), el máximo es de 5.795 km (Lanòs), y el mínimo 0.26 km. Hay 42 lagos con más de 2 km de costa, y 804 con menos de 1 km.

El conjunto de los 1031 lagos suma un perímetro total de 797.7 km, es decir, una enorme longitud de costa.

Como el perímetro depende de la escala del mapa utilizado (véase el capítulo sobre fractales), no es apropiado comparar lagos, cuencas, o regiones lacustres medidos a diferentes escalas.

Profundidad máxima (Z)

Los datos de profundidades de los lagos del Pirineo proceden de las siguientes fuentes: Catalan *et al.* (1990); “Centre de Recerca d’ Alta Muntanya de la Universitat de Barcelona” (datos inéditos); Vergès (1994); Nussbaum (1934); Capblancq *et al.* (1968); Miracle (1978); Gil-Saurí (1993).

Disponemos de los siguientes valores de profundidades:

- 65 de los 82 lagos más extensos del Pirineo ($A \geq 10$ ha), i.e., el 79%
- 147 de los 210 con $A \geq 5$ ha, i.e., 70%
- 343 de los 1032 con $A \geq 0.5$ ha, i.e., 33%.

Por lo tanto, los datos son bastante representativos para el conjunto de lagos grandes y medianos del Pirineo, pero no así para aquellos con menos de 5 ha.

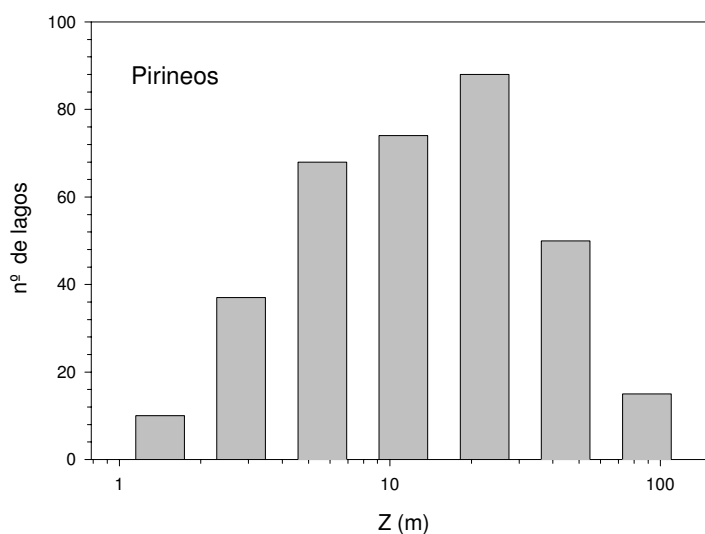
Para los 343 lagos con datos disponibles de la profundidad máxima, la media es de 19.7 m, y la mediana de 13.5 m. La máxima es de 123 m (Bleu de Lesponne), y la mínima de 0.7 m.

La suma de profundidades de los 343 lagos medidos es de 6.757 km.

El 25% de lagos tiene menos de 5.5 m de profundidad, el 75% menos de 25 m, y el 90% menos 44 m.

Hemos reconocido 47 lagos con $Z \geq 40$ m, y 90 lagos con $Z \geq 25$ m (que es la profundidad propuesta por Catalan (1989) por encima de la cual el lago es dimíctico con termoclina estable).

Figura 10. Histograma de las profundidades máximas de los lagos del Pirineo (eje de abscisas en escala logarítmica decimal).



En el histograma de profundidades de la figura 10 se observa que la muestra de lagos está sesgada hacia los más profundos, de tal manera que los lagos con menos de 18 m de profundidad están infrarepresentados, y en particular aquellos con menos de 2 m de profundidad (compárese con el histograma de áreas de la población completa de lagos del Pirineo, de la figura 5).

Tabla 11. Medias de las profundidades máximas para las cuencas del Pirineo (con al menos 5 datos de profundidad; n es el número de lagos).

Cuenca	media de Z	n
Garona francés: La Pique	45.70	5
Salat	37.33	8
Esera	34.68	8
Ariège	28.47	8
Noguera Pallaresa: Bonaigua	28.40	4
Cardós	27.90	15
Adour	25.80	11
Flamisell	24.40	20
Garona aranés norte: Varradòs, Salient, Unhòla, Toran	23.05	6
Sant Nicolau	21.70	15
Noguera de Tor	21.70	17
Garona aranés sur: Bargadèra, Valarties, Aiguamòg, Ruda	20.46	27
Aspe-Ossau	20.19	22
Gállego	17.62	8
Ara-Cinca	19.24	8
Peguera	18.75	8
Vallferrera	17.90	5
Segre norte: Aravó (Querol), Angoustrina	16.28	6
Neste d' Aure oeste	14.95	21
Tet	14.90	15
Gave de Pau centro: Marcadau, Lutour	14.57	20
Gave de Pau	12.23	83
Gave de Pau este: Gavarnie, Barèges	11.70	39
Escrita (Ratera, Subenuix, Monestero; sin Peguera)	11.59	7
Segre (norte, sur, y Valira)	11.38	18
Gave de Pau oeste: Arrens, Estaing	10.93	19
Segre (sur y norte)	10.61	15
Segre sur: Duran, Llosa, Arànsér, Bescaran	6.83	9

En la tabla 11 se observa que las medias más altas de la profundidad máxima corresponden a las cuencas del Salat, y del Esera. El Segre sur presenta la media de profundidades más baja de todo el Pirineo; se debería a que las áreas de sus lagos son inferiores a las del resto de cuencas pirenaicas (véase la tabla 7).

No hallamos diferencias significativas de la profundidad entre las vertientes norte (n = 200; media = 18.48 m), y sur (n = 143; media = 21.44 m) del Pirineo (F = 1.8; p = 0.179).

Comparación con otras regiones lacustres

La crítica realizada en el apartado sobre el “área” respecto a la comparación de regiones con distintos criterios muestrales se acentúa en el caso de las profundidades, ya que son aún menos numerosos los datos disponibles, y además se dan mayores diferencias de tamaño muestral entre regiones (si se hubieran incluido los lagos con más de 0.5 ha en todas las regiones sus rangos de profundidades tenderían a solaparse más o menos entre sí).

Tabla 12. Valores de la profundidad máxima de los lagos de algunas regiones del mundo (media, valores mínimo y máximo, y número de lagos; se indica también el área media).

	media de Z (m)	min	max	n	media del área (km ²)
Everest	7.43	0.6	23	17	0.025
Labrador	11.4	1	70	130	1.65
ELA	13.9	2.5	32.7	15	0.171
Pirineo	19.37	0.7	123	343	0.073
L. District	35.47	10.4	76	16	3.48
Escudo canadiense	45.2	1.5	614	119	1458
N. Zelanda (volcán.)	46.92	1.9	164.6	21	40.75
Camerún	60	4	208	32	0.61
Alpes	114	9	410	46	65
N. Zelanda (glaciar)	129	15	462	34	48.4
Andes	227	25	449	18	330

Datos de profundidades de Löffler (1969), y Tartari *et al.* (1998; Everest); Scruton (1984; Labrador); Brunskill *et al.* (1971), y Cleugh *et al.* (1971; ELA); Koshinsky (1970; escudo canadiense); Gorham *et al.* (1974; L. District); Jolly *et al.* (1975; N. Zelanda); Kling (1988; Camerún); Campos (1984), y Hutchinson (1957; Andes); Hutchinson (1957), e ILEC (1988-1991; Alpes).

En la tabla 12 se aprecia que los lagos del Pirineo (la gran mayoría son de circo) son más profundos que los de llano (Labrador, ELA; los del escudo canadiense son más profundos debido a su gran superficie), y en particular más profundos que los situados sobre material detrítico; en cambio, son menos profundos que los de regiones con lagos de valle marginal (Andes, Alpes, Alpes de N. Zelanda, Lake District), y los de origen volcánico (Camerún, y N. Zelanda, aunque éstos últimos son más extensos).

La escasa profundidad de los lagos del macizo del Everest se debe a su pequeño tamaño.

Debido a la dependencia entre el área y la profundidad, las medias de profundidad por sí solas no bastan para ordenar las regiones lacustres por el tamaño de sus lagos; en el apartado sobre “La profundidad relativa” se resuelve este aspecto.

Características de los lagos más profundos del Pirineo

Los lagos más profundos se sitúan en las cabeceras de las cuencas. Sin embargo, en el conjunto del Pirineo la correlación entre la profundidad y la altitud es nula; lo mismo ocurre si se consideran por separado la vertiente norte y la vertiente sur. La altitud por sí misma no determina que un lago sea profundo.

Por otra parte, si se considera el conjunto de los 142 lagos de la vertiente sur con profundidad máxima conocida, un análisis de la covarianza tomando como factor a dos niveles la altitud (lagos situados a menos de 2200 metros de altitud, y lagos a mayor altitud), como variable dependiente la profundidad, y como covariable el área, muestra que hay diferencias muy significativas ($p \leq 0.001$) de la profundidad entre ambos niveles de altitudes (tabla 13). Separamos los 200 lagos de la vertiente norte en dos niveles de altitud: lagos a menos de 2000 metros de altitud, y lagos a mayor altitud (tomamos para la vertiente norte un valor 200 metros inferior, en consonancia con los cerca de 200 metros de diferencia media entre los lagos de ambas vertientes, como se muestra en el apartado sobre la “Altitud” (dentro del “Factor topoclimático”, página 80)); el análisis de la covarianza muestra diferencias significativas de la profundidad entre ambos niveles de altitudes ($p = 0.011$; tabla 13), debido a que los lagos situados a menos de 2000 m de altitud tienen mayor superficie.

Por lo tanto, la altitud parece haber influido en la determinación de la profundidad máxima de los lagos de la vertiente sur del Pirineo.

Tabla 13 . Medias de la altitud, profundidad máxima, y área de los lagos situados a diferentes niveles de altitud en las vertientes sur y norte del Pirineo

Nivel de altitud(m)	altitud media (m)	media de Z (m)	media de A (km²)
vertiente sur			
≥2200 m	2401	23.5	0.080
<2200 m	2068	15	0.081
vertiente norte			
≥2000 m	2250	17	0.057
<2000 m	1821	24.7	0.116

Por otra parte, por lo que respecta a la orientación del circo, sólo 2 de los 18 lagos más profundos (con 40 metros o más de profundidad) de la vertiente sur están en circos orientados a norte o a noreste. En general, los circos orientados a sur

(esencialmente en la vertiente española) compensan, en parte, con un aumento en su altitud su orientación teóricamente desfavorable a la formación de cubetas de sobreexcavación.

En la vertiente norte la gran mayoría de lagos están en circos orientados a norte, y sólo 3 de los lagos con 40 m o más de profundidad no están orientados a norte.

En la vertiente sur no parece ser determinante la orientación del circo, aunque sí parece serlo en la vertiente norte, quizás permitiendo así que se hallen a altitudes inferiores (véase también la tabla 47).

Por lo que respecta a la longitud geográfica, los lagos más profundos (con una profundidad de 40 m o más) de la vertiente sur están en promedio claramente más al este (en una longitud media de 0° 59'22" este) que los más profundos de la vertiente norte (en una longitud media de 0° 32'57" este). Para el conjunto de todos los lagos del Pirineo no hay diferencias significativas de longitud geográfica entre ambas vertientes.

En cuanto a la litología, los lagos más profundos se hallan sobre sustratos muy resistentes, en general granitoides, o bien rocas metamórficas particularmente resistentes. De los 25 lagos del Pirineo con más de 50 metros de profundidad, 19 (76%) se hallan sobre granitos o granodioritas; aunque este tanto por ciento es algo superior al 61% de los lagos de todos los tamaños situados sobre granitoides, no parece ser un factor decisivo. Otros aspectos morfoestructurales que podrían haber propiciado una mayor profundidad de las cubetas serían los contactos litológicos (además de los de gran escala, i.e., aquellos observables sobre cartografía a escala 1:25000, están los de pequeña escala: una barra rocosa calcárea en el umbral de un circo granítico; microintrusiones), y la red de fracturas y diaclasas en el granito.

Una característica común a todos los lagos muy profundos (e.g., con una profundidad de 40 m o más) -o con una profundidad relativa elevada- es la de presentar una parte de la pared del circo (al menos en la parte inferior que linda con la costa) con una pendiente bastante elevada (superior a 35°). Tal vez ello no sólo sea la causa de la profundidad de la cubeta, sino también una consecuencia de ésta, en el sentido de que una mayor sobreexcavación conlleva una mayor erosión y retroceso de la pared del circo.

Finamente, la sobreacumulación de hielo debida a la confluencia de dos o más subcircos en un circo compuesto, donde se unen los hielos generados en los distintos alveolos del circo, y sobre todo, la confluencia de dos o más lenguas glaciares en un valle, favorecen una mayor sobreexcavación y profundidad de las cubetas (de circo, y de valle, respectivamente).

Características de los lagos menos profundos del Pirineo

Los lagos menos profundos (con los datos disponibles, hay 49 lagos con una profundidad inferior a 4 m) son pequeños, poco sobreexcavados, y presentan una elevada relación del área de la cuenca de drenaje referida al área del lago (Ad/A). Casi todos se hallan sobre granitoides.

Relación entre la profundidad máxima (Z) y el área (A)

En el conjunto de lagos del Pirineo la dependencia entre el área y la profundidad es relativamente elevada ($r^2 = 0.62$), por lo cual se puede intentar predecir la profundidad de un lago a partir de su área. La ecuación de regresión entre el área y la profundidad es

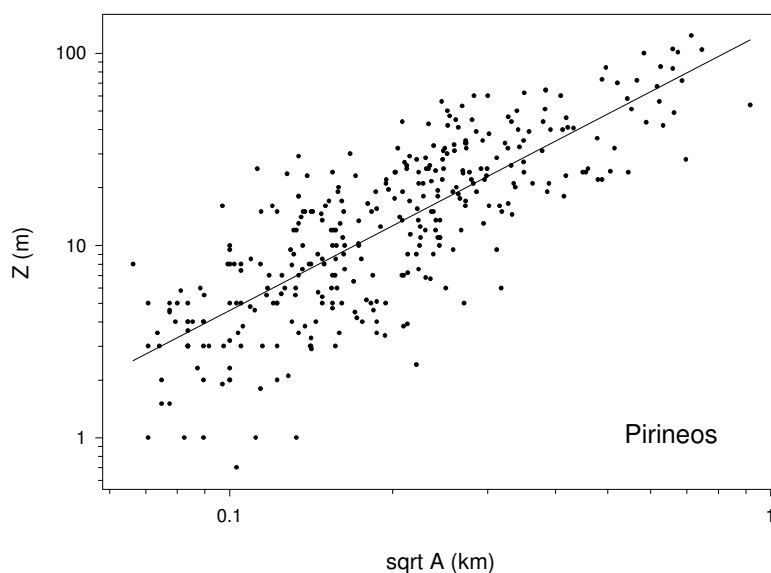
$$Z = 131.8 A^{0.73} \quad (r^2 = 0.63; \text{S.E.} = 0.03; n = 343 \text{ lagos})$$

El valor de la pendiente de la recta de regresión inferior a uno se interpreta como una alometría negativa (aumenta menos la profundidad que el área). Es aconsejable, sin embargo, considerar no esta regresión, sino la existente entre Z y \sqrt{A} , i.e., ambas variables con la misma dimensión (figura 11). Ello será además de utilidad más adelante, para conocer la relación entre el numerador y el denominador del índice de profundidad relativa Z_r . La ecuación de regresión es la siguiente:

$$Z = 131.8 \sqrt{A}^{1.46} \quad (\text{S.E.} = 0.06)$$

La pendiente de la recta de regresión indica una alometría positiva. En particular, se puede observar que ninguno de los lagos más extensos es somero.

Figura 11. Gráfica con la recta de regresión entre \sqrt{A} (anotado como "sqrt A" en abscisas, y en km), y Z (en ordenadas, y en metros); ambos ejes en escala logarítmica decimal.



Algunos factores ayudan a explicar profundidades inferiores a lo esperado según la recta de regresión:

-los lagos represados por una morrena terminal (e.g., St. Maurici, Bacivèr, Aumar, Oncet, cuyas cubetas se deben en parte a la sobreexcavación por el hielo, y en parte a que están represadas por morrenas) son menos profundos que los excavados ante una barra rocosa.

-los formados por más de una cubeta (Mort de Colomèrs, Mangades, Obago, Gento, Rius, Tòrt de Valarties, Tort de Cabdella, Port-Biehl, etc); aunque hay excepciones: Negre de Peguera, Mar de Valarties, y Certascans son más profundos de lo esperado, y tienen varias cubetas.

-los lagos de valle: son los más colmatados por sedimentos.

Tabla 14. Parámetros de las sucesivas rectas de regresión entre el área y la profundidad máxima para los lagos agrupados en tres categorías con áreas crecientes, y para cada vertiente del Pirineo (se ha utilizado $\log\sqrt{A}$ y $\log Z$)

	a		r ²		n	
	N	S	N	S	N	S
A ≥ 0.5 ha	1.50	1.38	0.66	0.57	200	143
A ≥ 2 ha	1.46	1.42	0.54	0.49	130	110
A ≥ 5 ha	1.11	1.27	0.36	0.4	76	70

(a: pendiente de regresión; r²: coeficiente de determinación; n: número de lagos; N: vertiente norte; S: vertiente sur; A: área del lago).

Se observa (tabla 14) en la vertiente norte una disminución del valor de la pendiente de regresión, lo cual se interpreta como una tendencia a pasar de una alometría positiva a casi una isometría, al descartar los lagos más pequeños (sin embargo, el valor del coeficiente de determinación disminuye bastante). Así, por debajo de 5 ha la profundidad aumenta en mayor proporción que la raíz cuadrada del área, mientras que a partir de unas 5 ha los lagos aumentan en similar medida su superficie y su profundidad.

En la vertiente sur no se observa esta tendencia, sino que en todos los casos aumenta más la profundidad que el área.

Tabla 15. Valores de la pendiente de regresión entre $\log\sqrt{A}$ y $\log Z$ en algunos conjuntos de lagos

	pendiente	r ²
Pirineo	1.46	0.63
N. Zelanda (glaciar)	0.91	0.7
Alpes	0.67	0.82
L. District	0.66	0.59
Andes	0.59	0.50
Escudo canadiense	0.46	0.50

Se observa (tabla 15) una alometría positiva en los Pirineos, y en el resto de los casos una alometría negativa. La alometría positiva se explica por tratarse de lagos de circo, y por ser el conjunto pirenaico el que está formado por lagos más pequeños en esta lista de regiones. En efecto, y como se comenta en la discusión final, en un conjunto de lagos de todo el mundo -incluidos los de mayor tamaño-, Hayes (1957) observó una alometría negativa, salvo para los más pequeños (que coinciden en parte con las dimensiones de los pirenaicos).

Volumen (V)

El volumen se define como $V = A \cdot \bar{Z}$, aunque en la práctica se obtiene integrando los volúmenes entre las sucesivas curvas de nivel de una batimetría. Un procedimiento consiste en sumar los volúmenes correspondientes a las sucesivas capas de agua a distintas profundidades, asimilándolas a conos truncados (Cole, 1979), por ejemplo, entre la superficie y la primera isobata de profundidad:

$$V = 1/3 (Az_0 + Az_1 + \sqrt{(Az_0 \cdot Az_1)}) (Z_1 - Z_0).$$

Una alternativa más sencilla consiste en construir la curva hipsométrica (por ejemplo, con el área en abscisas y la profundidad en ordenadas), y medir por planimetría el área sobre la curva: ésta es igual al volumen del lago.

En el Pirineo, en base a los datos disponibles (76 lagos) la media del volumen es de 2.489 Hm³; el lago con mayor volumen del Pirineo es el Certascans (26.358 Hm³; aunque debe ser superado por el Bleu de Lesponne), y el mínimo corresponde al pequeño Gourg Nère Moyen (Neste d' Aure; 0.0084 Hm³). El volumen total de estos 76 lagos es de 216.536 Hm³.

Como veremos en el siguiente apartado sobre la ‘Profundidad media (\bar{Z})’, el volumen de un lago se puede estimar de forma aceptable a partir de la profundidad máxima, tanto en el Pirineo, como en el resto de regiones examinadas.

Al descender una cadena de lagos el volumen tiende a ir disminuyendo: las mayores cubetas se dan en la cabecera de los circos. Fuera del circo, en el valle, el volumen sigue disminuyendo, pero es debido a una mayor colmatación, ya que en su origen las cubetas excavadas en los valles tuvieron volúmenes muy superiores a las de circo, en concreto aquellas situadas en la confluencia de glaciares importantes (Bono, Barruera, Esterrí, etc).

La variable física más relacionada con el volumen es el balance térmico anual (muy relacionado también con la profundidad media): la correlación entre ambas variables es de 0.69 en los Alpes, y de 0.91 en los ELA.

Profundidad media (\bar{Z})

Se define como $\bar{Z} = V/A$, y es por lo tanto un índice.

En los 76 lagos del Pirineo con datos disponibles de profundidad media esta toma valores desde 1.2 m hasta 47.38 m, con una media de 13 m (y mediana de 10.6 m). Hay 15 lagos con una profundidad media superior o igual a 20 m.

La recta de regresión entre la profundidad media y el área ($\bar{Z} = 50 \sqrt{A}^{1.34}$; $r^2 = 0.69$) muestra una alometría positiva. Esta alometría es comparable a la obtenida entre el área y la profundidad máxima (\sqrt{A} y Z).

Por otra parte, en el conjunto pirenaico la profundidad media se puede estimar bastante bien a partir de la profundidad máxima :

$$\bar{Z} = 0.46 Z - 0.55 \quad (r^2 = 0.96; \text{S.E.} = 0.012; n = 76)$$

Este resultado es destacable, porque permite estimar de forma aproximada el volumen de un lago para el cual no se disponga de una batimetría.

Tabla 16. Valor del coeficiente de determinación entre las profundidades media (\bar{Z}) y máxima (Z) en varias regiones lacustres.

	r^2	n
N. Zelanda (o. glaciar)	0.92	14
Pirineos	0.95	77
Alpes	0.94	34
Andes	0.96	11
Escudo canadiense	0.88	110
L. District	0.86	15
ELA	0.92	15
Camerún	0.82	13
N. Zelanda (o. volcán.)	0.80	19

En la tabla 16 se muestran las correlaciones entre \bar{Z} y Z en otros conjuntos. La estrecha dependencia entre ambas variables en todos ellos permite estimar la profundidad media y el volumen de cada uno de sus lagos a partir de la profundidad máxima, en caso de no disponerse de sus respectivas batimetrías.

Indices morfométricos

Expresan diversos aspectos de la forma del lago, independientemente de su tamaño, i.e., se definen de modo que sean invariantes frente a cambios de tamaño. Su principal interés reside en que permiten realizar comparaciones entre lagos, cuencas, o

regiones diferentes. Consideramos los siguientes: el cociente entre la profundidad media y la profundidad máxima (\bar{Z}/Z), la profundidad relativa (Z_r), el índice de desarrollo de costa (DI), el índice de alargamiento (L/W), el área insular (I_A), el cociente entre el área de la cuenca de drenaje y el área del lago (Ad/A), y la densidad lacustre (L_r).

Cociente entre las profundidades media y máxima (\bar{Z}/Z)

El índice \bar{Z}/Z varía en un amplio rango de valores entre 0.250 y 0.658 ($n = 76$), aunque la dispersión típica es baja (0.076), por lo que el conjunto es bastante homogéneo entorno a una media de 0.434; la mediana es de 0.44.

El mínimo corresponde al Bacivèr (0.25 en su antiguo estado natural, y 0.12 tras su represamiento en el año 1990), pero no es un valor muy bajo; se debe a la irregularidad de su fondo (el centro de la cubeta es una depresión en forma de olla, de origen estructural).

El valor medio de \bar{Z}/Z en el Pirineo (0.434) coincide aproximadamente con el hallado por Neumann (1959), y por Gorham (1958), para un centenar de lagos de todo el mundo, e indica que la profundidad media es aproximadamente la mitad del valor de la profundidad máxima (Wetzel, 1975).

En el Pirineo son escasos los lagos con valores bajos de \bar{Z}/Z (sólo 6 de ellos tienen un valor inferior o igual a 0.33). Un valor de \bar{Z}/Z inferior a 0.33 puede deberse a que el lago se componga de más de una cubeta, a que tenga sólo una cubeta, pero con una depresión significativa, o bien una sola cubeta con relieve regular, pero encajada a modo de valle (con lo cual su forma es alargada).

Hay 29 lagos con $\bar{Z}/Z \geq 0.45$, los cuales presentan una cubeta con perfil más o menos redondeado.

Los 13 mayores valores ($\bar{Z}/Z \geq 0.5$) corresponden a lagos de circo, mientras que en otras regiones de origen glaciar dichos valores se dan en los grandes lagos de valle (aunque no en los pequeños lagos de valle, que tienen valores bajos de \bar{Z}/Z).

Tabla 17. Medias de \bar{Z}/Z en las cuencas pirenaicas (con al menos cinco valores disponibles)

	media	N
Peguera	0.48	6
Cabdella	0.47	8
Neste d' Aure	0.46	10
Cardòs-Unarre	0.42	11
Garona aranés sur	0.42	11

El rango de variación de \bar{Z}/Z en el Pirineo se puede considerar normal; por

ejemplo, queda dentro del 87% citado por Carpenter (1983) para muestras de lagos de distintas zonas del mundo.

Por lo que respecta a posibles correlaciones espúreas, la isometría entre \bar{Z} y Z puesta de manifiesto en el conjunto pirenaico ($\bar{Z} = 0.46 Z - 0.55$; $r^2 = 0.96$) indica que el efecto de la profundidad máxima sobre la profundidad media puede quedar eliminado al construir el índice entre ambas variables. En efecto, esto es lo que ocurre: la correlación entre el índice \bar{Z}/Z y la profundidad máxima es nula (y por tanto, no espúrea). Asimismo, la correlación es nula entre el índice \bar{Z}/Z y el área, así como con el resto de variables morfométricas examinadas (Z , L , P , Ad , Zr , L/W , Dl , y Ad/A).

Comparación con otras regiones lacustres

En la tabla 18 se ve cómo los conjuntos con lagos de valle marginal (Alpes, N. Zelanda, Andes) tienen mayor valor medio de \bar{Z}/Z que los de circo (Pirineos), o que los de llano (ELA); se trata de valles glaciares en forma de U. Dentro del escudo canadiense los pequeños (ELA) superan en valor a los grandes (escudo canadiense), quizás debido a que los grandes incluyen depresiones anómalas.

Los rangos de los conjuntos tienden a solaparse más o menos entre sí, salvo el conjunto del escudo canadiense, que tiene un rango excepcionalmente amplio.

Tabla 18. Valores de \bar{Z}/Z en algunas regiones lacustres del mundo (media, valores mínimo y máximo, y número de lagos).

	media	min	max	n
Escudo canadiense	0.405	0.079	0.724	78
L. District	0.42	0.25	0.58	15
Pirineos	0.434	0.25	0.66	77
ELA	0.44	0.3	0.6	15
Alpes	0.51	0.26	0.68	34
N. Zelanda (o. volcánico)	0.49	0.1	0.65	19
N. Zelanda (o. glaciar)	0.517	0.225	0.671	14
Andes	0.55	0.428	0.727	11
Camerún	0.55	0.27	0.82	13

Profundidad relativa (Z_r)

La profundidad relativa se define como la profundidad máxima dividida por el diámetro medio del lago (Hutchinson, 1957):

$$Z_r = 50 Z \sqrt{\pi} / \sqrt{A}$$

En los Pirineos (n = 342) la profundidad relativa toma valores entre 0.6% (Estagnol (Tet)) y 20.1% (Blanc Guerosso (Cardós)), con una media elevada de 6.8 (y mediana de 6).

Hay 25 lagos con una profundidad relativa igual o superior a 10, es decir, con cubetas muy sobreexcavadas.

Los valores mínimos (e.g., inferiores al 2%) suelen corresponder a lagos someros, aunque no necesariamente pequeños, y más o menos próximos a su colmatación final (tabla 19)

Tabla 19. Lagos del Pirineo con menor valor de la profundidad relativa (se indica además la profundidad máxima).

Lago	Cuenca	Zr (%)	Z (m)
Estagnol	Tet	0.602	0.7
Aguiló de Baix	Cardós	0.667	1
Ile	Neste d' Aure	0.792	1
Basa d' a Mora	Cinca	0.961	1
Hount Herède	Gave de Pau	0.991	1
Agalops	Gave de Pau	1.074	1
Yunco	Gave de Pau	1.253	1
Agermanat de Baix	Segre	1.399	1.8
Aires	Gave de Pau	1.447	2
Gourg de Cap de Long	Neste d' Aure	1.448	2.1
Guils	Segre	1.554	3.4
Gorg Estelat	Tet	1.605	3.8
Siscar	Ariège	1.622	3.9
Badète	Gave de Pau	1.633	5
Blanc de Tracens	Gave de Pau	1.658	3.5
Estaing	Gave de Pau	1.674	6
Blau de Colieto	Noguera de Tor	1.695	3

Los lagos con mayor profundidad relativa (tabla 20) presentan las siguientes características en común:

-Están cerrados por un umbral o barra rocosa, y no presentan una morrena terminal.

-Están en circos claramente más anchos que largos, y más o menos cerrados en los laterales de sus umbrales (el caso extremo sería el Bernatuara; véase la página 90).

-Presentan un valor del área de la cuenca inferior a 7 km², y un valor de la relación “área de la cuenca de drenaje/ área del lago” (Ad/A) inferior o igual a 35.

-No son muy alargados: todos presentan un valor del índice de alargamiento L/W inferior o igual a 2.5

-No tienen un elevado valor de la dimensión fractal (presentan $D \leq 1.07$, según el método de Richardson-Mandelbrot (véase el capítulo sobre fractales)).

-No presentan formaciones de conos-deltas mínimamente desarrolladas.

Tabla 20. Lagos del Pirineo con mayor valor de la profundidad relativa.

Lago	Cuenca	Zr (%)
Blanc	Cardós	20.11
Er	Gave d' Ossau	19.69
Bou	N. Pallaresa (Bonaigua)	19.15
Arrémoulit Gran	Gave d' Ossau	18.79
Negre d' Aigüestortes	St. Nicolau	18.69
Contraix	St. Nicolau	17.72
Uziou	Gave d' Ossau	17.53
Ribereta de Baish	Valarties	17.47
Bergús	St. Nicolau	16.33
Bernatuara	Ara	16.31
Nere deth Cap deth Marc	Garona (Toran)	16.27
Anglas	Gave d' Ossau	15.93
Alet	Salat	15.69
Bleu de Lesponne	Adour	15.27
Oulettes d' Estom	Gave de Pau (Lutour)	15.22
Portillon	Garona (Neste d' Oo)	15.19
Saburó	Flamisell	15.01
Colomina	Cabdella	14.82
Gerber	N. Pallaresa (Bonaigua)	14.77
Litouèse	Gave de Pau (Gavarnie)	14.71
Ribereta de Naut	Valarties	14.66
Chelau	Esera	14.62
Aubé	Salat	14.22
Cregüeña	Esera	14.11
Llosars	Esera	13.86
Campana	Adour	13.73
Collada	St. Nicolau	13.73
Caillauas	Neste d' Aure	13.27
Redó	N. Ribagorçana	13.27
Gallina Major	Cardós	13.05
Blaou	Ariège oeste (Videssos)	12.99
Boum del Port	Garona (La Pique)	12.59

El resto de variables (litología, orientación del circo, área, altitud) no son determinantes por sí mismas en los valores altos de la profundidad relativa, aunque sí lo son consideradas conjuntamente, como veremos en el apartado sobre la forma de los circos.

Sin embargo, los paleolagos estudiados por Bordonau (1992) no siguen estas regularidades. Así, por ejemplo, hemos hallado para las cubetas de Benasque, Bono, Barruera, y Esterrí d' Aneu unos elevados valores de Zr, del 14.6%, 13.8%, 14.3%, y 15.8%, respectivamente, a pesar de que son alargadas (L/W es igual a 6, 10.5, 9.9, y 8.5, respectivamente), de valle, con un elevado valor de Ad/A, etc.

Tabla 21. Valores de la profundidad relativa en las cuencas pirenaicas

Cuenca	media de Zr	n
Noguera Pallaresa: Bonaigua	11.88	5
Esera	10.90	8
Salat	10.13	6
Sant Nicolau	9.40	15
Aspe-Ossau	8.54	22
Garona aranés norte: Varradòs, Salient, Unhòla, Toran	8.25	6
Cardós-Unarre	8.15	27
Noguera de Tor	7.60	17
Ara-Cinca	7.56	8
Garona aranés sur: Bargadèra, Valarties, Aiguamòg, Ruda	6.99	27
Adour	6.75	11
Ariège	6.70	7
Peguera	6.74	8
Vallferrera	6.57	5
Gave de Pau centro: Marcadau, Lutour	6.48	20
Flamisell	6.25	20
Gave de Pau este: Gavarnie, Barèges	5.71	39
Escrita (Ratera, Subenuix, Monestero; sin Peguera)	5.35	7
Tet	5.30	13
Gállego	5.10	8
Gave de Pau oeste: Arrens, Estaing	5.13	19
Neste d' Aure	5.04	22
Ariège centro: Aston	4.73	4
Neste d' Aure oeste	4.69	21
Segre (norte, sur, y Valira)	4.10	18
Segre norte: Aravó (Querol), Angoustrina	3.57	6
Segre (sur y norte)	3.46	15
Segre sur: Duran, Llosa, Arànsér, Bescaran	3.39	9

Por lo que respecta a los valores de la profundidad relativa en las cuencas del Pirineo, observamos (tabla 21) que el Segre tiene menor media de la profundidad relativa que el resto de cuencas.

Un análisis de la covarianza tomando como variable dependiente la profundidad máxima del lago, como factor a dos niveles la vertiente pirenaica, y como covariable el área del lago, muestra que no hay diferencias significativas de la profundidad máxima entre ambas vertientes ($F = 0.48$; $p = 0.491$; $n = 342$; se utilizó $\log Z$ y $\log A$). Se interpreta que no hay diferencias de la profundidad relativa de los lagos entre ambas vertientes.

Comparación con otras regiones lacustres

Como era de esperar (tabla 22), los lagos de origen volcánico de Camerún son los que presentan mayor media de la profundidad relativa. La menor profundidad relativa de los lagos de origen volcánico de N. Zelanda en relación a los del Camerún la atribuimos en parte a su mayor superficie (que introduce una alometría negativa entre el área y la profundidad), y a que la mayoría son de origen mixto vulcano-tectónico, mientras que los del Camerún son todos de tipo maar (una de las características de este tipo de lago volcánico es su elevado valor de la profundidad relativa).

Los lagos pirenaicos tienen las medias más elevadas de Z_r en la lista de regiones de origen glaciario, incluso por delante de otros conjuntos con lagos de circo (Everest), o de origen volcánico (N. Zelanda); en el resto de regiones glaciares los lagos son de llano o de valle.

Por lo demás, se observa una tendencia a que la media de Z_r disminuya al aumentar la media del área lacustre en estas regiones.

Tabla 22. Valores de Z_r en algunas regiones lacustres del mundo (media, valores mínimo y máximo, y número de lagos)

	media de Z_r	min	max	n	media de A (km^2)
Escudo canadiense	1.24	0.0085	21.3	119	1458
Andes	1.8	0.5	4	17	330
L. District	2.2	0.73	3.95	10	3.48
N. Zelanda (o.volcánico)	2.35	0.05	7.2	21	40.75
N. Zelanda (o.glaciario)	2.53	0.6	6.8	34	48.44
Alpes	3.18	0.76	13.9	42	62.3
ELA	3.9	0.7	9.5	15	0.17
Everest	5	0.5	16.4	17	0.018
Pirineos	6.8	0.6	20.1	342	0.073
Camerún	10.9	0.4	57.65	32	0.61

Relación entre la profundidad relativa (Z_r) y el área (A)

La correlación negativa ($r = -0.8$) que se observa entre el área y la profundidad relativa en la mencionada lista de regiones (tabla 22), se debería a la alometría negativa existente entre la raíz cuadrada del área y la profundidad máxima (el denominador y el numerador del índice Z_r) en conjuntos de lagos con un rango de tamaños mayor que el del Pirineo (e.g., Hayes, 1957). Así, cuanto mayor sea un lago, menor tiende a ser su Z_r , de modo que no son comparables los valores de Z_r entre lagos de distinto tamaño. Así, por ejemplo, un subconjunto del escudo canadiense -los ELA- presenta un valor medio de Z_r el doble de alto que el conjunto del escudo, debido en parte al reducido tamaño de los ELA. Tan sólo el conjunto del Lake District presenta un valor medio de la profundidad relativa inferior al esperado en base a su área media, mientras que los lagos de Camerún presentan un valor superior al esperado debido a que son de maar (volcánicos y pequeños a la vez).

En cambio, en el Pirineo, -como vimos en el apartado sobre la ‘Profundidad máxima’- hay una alometría positiva entre el área y la profundidad máxima ($Z = 131.8 \sqrt{A}^{1.46}$), por lo cual, cuanto más extenso sea un lago, mayor tenderá a ser en proporción su profundidad. En consecuencia, no son estrictamente comparables los valores de la profundidad relativa entre lagos de distinto tamaño.

De hecho, el índice de la profundidad relativa (Z_r) presenta en los Pirineos una correlación baja con el área (0.38; $n = 342$), pero no nula, como sería deseable después de estandarizar la profundidad respecto al área. Por lo tanto, se puede considerar que esta correlación entre la profundidad relativa y el área es espúrea; con la estandarización no se ha conseguido eliminar completamente el efecto del área sobre la profundidad. La correlación varía al modificar el conjunto de lagos; así, si en lugar de considerar los 343 lagos con profundidad máxima disponible, se consideran, por ejemplo, sólo los 76 lagos con profundidad media disponible, la correlación entre Z_r y el área es igual a 0.63, o sea, claramente espúrea: en este grupo la profundidad relativa depende bastante del área.

En definitiva, la alometría existente entre el área y la profundidad de los lagos pirenaicos puede provocar una correlación claramente espúrea con el índice Z_r en algunos subconjuntos de lagos; ello se debería tener en cuenta si se desea utilizar el índice Z_r para comparar lagos con distintas superficies: en el conjunto del Pirineo el sesgo introducido en las comparaciones podría ser moderado, pero en ciertos subconjuntos de éste, así como en otras regiones, sería excesivo, con lo cual convendría considerar un análisis alternativo al uso de dicho índice (e.g., residuos de regresión, análisis de la covarianza; véase la discusión al final de este capítulo).

En el ámbito mundial, los valores mínimos de la profundidad relativa se dan en los lagos Chad, Balkhash (Kazajstán), Laguna de Bay (Filipinas), y en general en cualquiera que sea muy somero (balsas, lagunas, etc); sin embargo, el asociar los valores mínimos de la profundidad relativa con lagos grandes es subjetivo, y en todo caso depende de la definición que se adopte para una extensión de agua: así, un lago con un área de 10 km^2 y una profundidad de 10 metros tendrá idéntico valor de la profundidad relativa que uno de 0.1 km^2 y una profundidad de un metro.

Otro tanto puede decirse de los valores máximos de la profundidad relativa. El que su valor máximo conocido (375%) se de en un lago volcánico pequeño y profundo, el lago Kauhako, en las islas Hawai, con un área de sólo 0.0035 km^2 y una profundidad de 250 metros (Maciolek, 1975), se debería al origen y geología más que al tamaño; en efecto, este valor es igual al que tendría un hoyo de 15 cm de diámetro y 56 cm de

profundidad (Cole, 1979), aunque obviamente no se consideraría como extensión de agua. Las simas y grutas con agua podrían superar este valor, pero ya pertenecerían al dominio de las aguas subterráneas y no al de las epicontinentales.

Finalmente, más adelante se trata la relación entre la profundidad relativa de un lago y la forma del circo (véase la tabla 47).

Relación entre la profundidad relativa (Z_r) y la estabilidad de la estratificación

La profundidad relativa se relaciona con la estabilidad de estratificación de la columna de agua en el lago (Hakanson, 1981).

Debido a la alometría positiva existente entre el área y la profundidad de los lagos del Pirineo (en concreto, entre \sqrt{A} y Z), la profundidad relativa tiende a ser menor en los lagos pequeños, y, en consecuencia, éstos tienden en términos relativos a formar una termoclina menos estable que los grandes. La razón es que a igual área, un lago más somero tiende a tener menor volumen que otro más profundo, y por ello, en proporción una mayor superficie relativa de intercambio de calor con la atmósfera, y en consecuencia una menor estabilidad.

En los lagos del Pirineo se considera que la termoclina es imprecisa e irregular (Margalef, 1983), aunque al menos en el Redó se ha demostrado que es estable, gracias a la elevada profundidad relativa del lago (Catalan, 1987); creemos que en parte se debería a la mencionada alometría. De los 343 lagos con datos de profundidad máxima disponibles, unos 30 tienen un valor de la profundidad relativa similar o superior al del Redó, y por tanto son susceptibles de presentar asimismo una termoclina estable.

Unos valores de Z_r elevados como los que se dan en bastantes lagos del Pirineo, determinarían en lagos situados a menor altitud (o a menor latitud) una estratificación muy estable, de modo que probablemente no llegarían a desestratificarse anualmente.

Relación entre la profundidad de la termoclina (Z_e) y las variables morfométricas

Tradicionalmente se ha relacionado la profundidad de la termoclina con el tamaño del lago (Ruttner, 1931), y en particular con la distancia en la superficie del agua sobre la cual puede actuar el viento (llamada "fetch" en inglés), o bien con su longitud máxima (Patalas, 1984; Hanna, 1990). Así, en los 10 lagos del Pirineo con datos disponibles de Z_e (véase la tabla 23) la relación de esta variable con la longitud máxima del lago (tabla 24) no difiere mucho de la hallada por Patalas (1984) para una muestra de lagos de diferentes tamaños y en diferentes latitudes del mundo (Z_e (m) = $4.4 \cdot L^{0.6}$ (km)). Sin embargo, en los lagos pirenaicos la dependencia es muy débil ($r^2 = 0.27$), en parte porque la longitud máxima no necesariamente coincide con el "fetch", y en parte porque la relación entre el "fetch" y la profundidad de la termoclina no se cumpliría (el coeficiente de determinación entre ambas es aproximadamente nulo) por

debajo de un volumen crítico: en lagos pequeños como los pirenaicos serían otros los factores que afectan a la profundidad de la termoclina (e.g., Zimmerman *et al.*, 1983), como, por ejemplo, el volumen, la profundidad del lago, o la protección del viento por las paredes del circo. En este sentido, en los lagos pirenaicos la variable de tamaño que mejor estima la profundidad de la termoclina es la profundidad media, seguida de la profundidad máxima, el volumen, el área, y, finalmente, la longitud máxima (tabla 24).

Así, por ejemplo, la existencia de más de una cubeta en el lago parece disminuir el valor de la profundidad de la termoclina en relación a la longitud del lago (tabla 23; figura 12). En efecto, éste es mayor, en relación al área, en lagos con una sola cubeta, como el Redó, Romedo de Baix, o Montcortès; en el Inférieur d' Estibère y en Bacivèr también hay una sola cubeta, pero rodeada por una plataforma que podría dificultar el descenso de la termoclina. En cambio, Banyoles, Port-Biehl, o Aumar, con más de una cubeta, ven muy disminuida la profundidad de sus respectivas termoclinas. Ello ayudaría a explicar la menor dependencia entre el área, la longitud máxima, o el volumen, por una parte, y la profundidad de la termoclina, por otra parte.

Por otra parte, la profundidad de la termoclina depende del clima cuando está correlacionada con la latitud o con la altitud; de hecho la mencionada relación entre el "fetch" y la profundidad de la termoclina sólo se cumple bien en lagos templados: en lagos situados a una elevada latitud o altitud (e.g., lagos subárticos, o de montaña) la baja temperatura del aire hace disminuir la estabilidad en el metalimnion, con lo cual la termoclina puede situarse a una profundidad mucho mayor de lo que cabría esperar por su "fetch".

Por último, la profundidad de la termoclina es inferior en lagos más o menos protegidos del viento por el relieve próximo (como ocurre en muchos lagos de circo).

Por lo tanto, en la predicción de esta variable conviene tener en cuenta no sólo el tamaño del lago, sino también la temperatura del aire y el efecto de la topografía.

Tabla 23. Valores de la profundidad de la termoclina (Z_e), el área (A), la longitud máxima (L), y la profundidad máxima (Z), en algunos lagos del Pirineo (se incluyen los lagos de Banyoles y Montcortès a título comparativo).

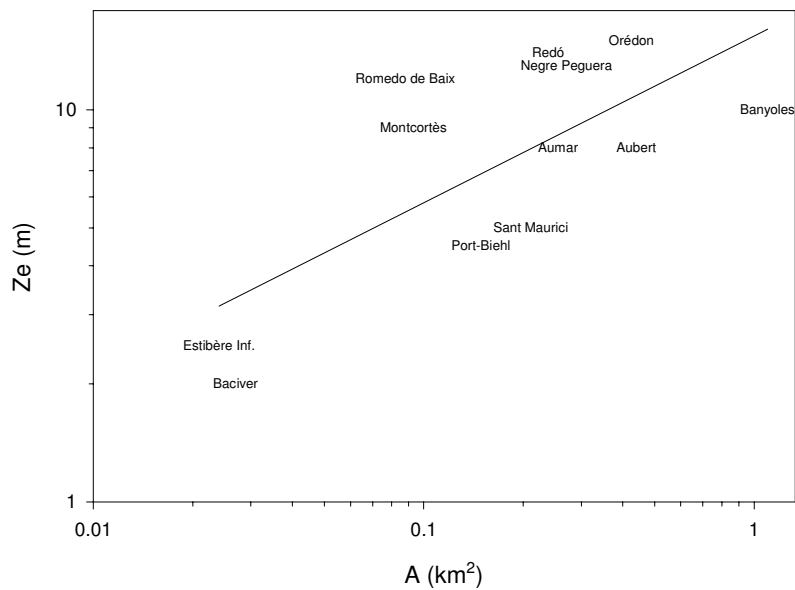
	Z_e (m)	A (km ²)	L (km)	Z (m)
Bacivèr	2	0.027	0.432	7.5
Romedo de Baix	12	0.088	0.438	22
Redó	14	0.238	0.665	73
Port-Biehl	4.5	0.149	0.7	19
Inférieur d' Estibère	2.5	0.024	0.26	5
Aumar	8	0.255	1.350	24.3
Aubert	8	0.440	1.100	55
Orédon	15	0.425	1.325	59
Negre de Peguera	13	0.271	0.725	70
Sant Maurici	5	0.211	1.1	25
Banyoles	10	1.100	2.128	40
Montcortès	9	0.093	0.525	30

Datos de Margalef *et al.* 1975; Catalan, 1987; Capblancq *et al.* 1968; Rey, 1988; Ballesteros *et al.*, 1989. Bacivèr, Romedo, Aumar y Orédon están represados.

Tabla 24. Relación entre la profundidad de la termoclina (Z_e) y diversas variables en algunos lagos del Pirineo (datos de la tabla 23, sin los lagos de Banyoles y Montcortès).

Ecuación de regresión ($Z_e =$)	r^2
$1.48 \bar{Z}^{0.61}$	0.88
$0.66 Z^{0.73}$	0.80
$5.89 V^{0.32}$	0.78
$19.0 A^{0.54}$	0.62
$8.71 L^{0.68}$	0.27

Figura 12. Gráfica de regresión entre la profundidad de la termoclina (Z_e) y el área (A) de los lagos de la tabla 23 (ambos ejes en logaritmos).



Finalmente, la longitud máxima también se relaciona con la altura de las olas en la superficie de un lago. Hakanson (1981) muestra una gráfica con los valores del fetch, velocidades del viento, y altura de las olas: para un fetch de menos de 1 km la altura de las olas es inferior a 0.5 m. En los Pirineos la altura de las olas sólo sería potencialmente significativa en el lago de Landès, y en los mayores embalses (e.g., Soulcem), aunque ello dependería de la dirección del viento dominante local.

Índice de alargamiento: cociente entre la longitud máxima y el ancho medio (L/W)

La variable L/W es un sencillo estimador del alargamiento de la forma de un lago; L es la longitud máxima del lago, y W es el ancho medio, calculado como $W = A/L$.

Para una figura geométrica como, por ejemplo, un cuadrado, L/W presenta un valor de 1; para un círculo es igual a 1.273; para un rectángulo de lados L y $L/2$ es igual a 2, y para formas más alargadas supera este valor.

Sin embargo, para objetos naturales el ancho medio es en general menor que el ancho máximo (W_{\max} , definido como la distancia máxima correspondiente a una línea recta perpendicular a la recta de longitud máxima), con lo cual el índice L/W toma valores superiores al índice L/W_{\max} . Por ello, L/W es una medida por exceso del alargamiento, mientras que L/W_{\max} lo es por defecto; el alargamiento real quedaría acotado entre ambas medidas.

Así, en los ejemplos de la tabla 25 las diferencias más amplias entre los índices L/W y L/W_{\max} se dan en aquellos lagos que presentan importantes variaciones de ancho a lo largo de su longitud, y que quedan promediadas en la variable ‘ancho medio’, pero no en la variable ‘ancho máximo’ (e.g., Landòs, Bacivèr). Por otra parte, las diferencias más cortas se dan en lagos con forma próxima a la de un rectángulo geométrico (Amitges Petit; Llarg de Colomèrs), o bien lagos con una curvatura (Llong d’ Aigüestortes; Comassa), o más de una (Llarg de Cabanes), pero cuyo ancho se mantiene más o menos constante en toda su longitud.

En la tabla 25 se observa además que los lagos más alargados del Pirineo son de circo (14.06 en Amitges Petit; 9.7 en Hille; 8.2 en Canalbona; 8 en Llarg de Cabanes, y Barabarisa; etc), y no de valle (el índice L/W es igual, por ejemplo, a 7.1 en Aumar; 7 en Bacivèr; 6.25 en Llong; 5.14 en St. Maurici; 3.52 en Llauset), y probablemente están condicionados por un factor estructural tectónico. Por otra parte, algunas de las grandes cubetas de valle actualmente colmatadas aparentemente alcanzaron valores elevados del índice L/W : e.g., Bono (10.47; N. Ribagorçana), Barruera (9.93; N. de Tor), Esterri d’ Aneu (8.45; N. Pallaresa), Benasque (6.14; Esera), Soussouéou (valle de Ossau; 7.23).

No se puede definir un valor concreto del índice de alargamiento L/W que separe objetivamente las formas subcirculares de las subrectangulares, aunque puede tomarse arbitrariamente el valor dos: un lago que tenga un valor superior a dos podría describirse más bien como subrectangular que como subcircular. Según este criterio, el lago más extenso con forma subcircular del Pirineo sería el Negre de Peguera, y el más extenso con forma subrectangular sería el Landòs.

En el Pirineo ($n = 1032$) la mayoría de lagos se sitúan entorno a un valor de 3 del índice L/W (la media es de 2.9, y la mediana de 2.56); la desviación típica es baja (1.27), reflejo de la forma moderadamente subrectangular que presentan muchos de ellos.

El mínimo de L/W es 1.2, y corresponde al Guzet (Salat), el lago menos alargado y más circular según este parámetro.

El máximo se da en Amitges Petit (circo de Ratera, en el Escrita), con 14.06.

Tabla 25. Lagos del Pirineo con un valor de L/W superior o igual a 7; se indica la diferencia en tanto por ciento entre los índices L/W y L/W_{max} .

Lago	Cuenca	L/W	L/W_{max}	diferencia(%)
Amitges Petit	N. Pallaresa (Escrita)	14.06	12	14.67
Hille	Salat	9.38	4.3	54.14
Brouquenat Sup.	Ariège oeste	8.64	7.2	16.66
Canalbona	Vallferrera	8.17	5	38.77
Llarg de Cabanes	N. Pallaresa (Bonaigua)	8.05	6.87	14.61
Barbarisa	Esera	8.03	5.12	36.26
Fache Inférieur	Gave de Pau centro	7.95	5.1	35.87
Batcrabère Inf.	Gave de Pau oeste	7.66	3.8	50.37
Lanòs	Segre	7.44	2.78	62.64
Long de Colomèrs	Aran sur (Garona)	7.42	5.17	30.31
Aires Inférieur	Gave de Pau este	7.40	4.3	41.86
Tort de Cabdella	N. Pallaresa (Flamisell)	7.33	3.97	45.82
Aumar	Neste d' Aure	7.13	4.5	36.93
Beys Supérieur	Ariège este	7.10	5	29.60
Clòt der Os	N. Pallaresa (Molís)	7.04	3.75	46.75
Bacivèr	Aran sur (Garona)	7.01	2.86	59.19

Las cuencas del Pirineo (tabla 26) muestran una cierta uniformidad en los valores medios del índice de alargamiento L/W .

El mayor alargamiento de los lagos del Escrita se debe probablemente al condicionante estructural tectónico.

Las medias indican que en todos los circos predominan los lagos alargados sobre los subcirculares. Esto es relativamente sorprendente, pues se podría esperar que un lago de circo tendería a presentar una forma subcircular. Se explica en parte porque la forma de los circos no es subcircular, y en parte porque numerosos lagos están más o menos condicionados, tanto en su origen como en su forma, por fracturas.

El conjunto de lagos de la vertiente sur presenta una media (2.83 ; $n = 526$) similar a la de la vertiente norte (2.9 ; $n = 506$).

Un análisis de la covarianza tomando como variable dependiente la longitud del lago, como factor a dos niveles la vertiente pirenaica, y como covariable el área del lago, muestra que no hay diferencias significativas de longitud entre ambas vertientes ($F = 0.86$; $p = 0.354$; se utilizó $\log L$ y $\log \sqrt{A}$). Se interpreta que no hay diferencias de alargamiento en la forma de los lagos entre ambas vertientes.

Tabla 26. Valores de L/W en las cuencas pirenaicas

Cuenca	media de L/W	n
Escrita (Ratera, Subenuix, Monestero, sin Peguera)	4.41	12
Segre norte: Aravó (Querol), Angoustrina	3.56	24
Gave de Pau oeste: Arrens, Estaing	3.30	21
Unarre	3.18	12
Garona aranés sur: Bargadera, Valarties, Aiguamòg, Ruda	3.15	62
Tet	3.12	25
Ariège oeste: Vicdessos	3.10	53
Garona aranés norte: Varradòs, Salient, Unhòla, Toran	3.09	23
Adour	3.09	18
Salat	3.02	26
Gállego	2.96	55
Noguera Pallaresa: Bonaigua	2.96	17
Gave de Pau centro: Marcadau, Lutour	3.00	36
Gave de Pau este: Gavarnie, Barèges	3.00	50
Vallferrera	2.95	20
Neste d' Aure oeste	2.95	36
Flamisell	2.90	34
Peguera	2.86	15
Neste d' Aure este (Louron)	2.83	14
Ara-Cinca	2.91	30
Valira	2.77	64
Noguera de Tor	2.76	35
Aspe-Ossau	2.76	33
Ariège este: alto Ariège	2.75	32
Sant Nicolau	2.70	24
Noguera Ribagorçana	2.68	29
Noguera Pallaresa alta	2.66	24
Garona aranés suroeste: Joèu, Nere	2.66	8
Ariège centro: Aston	2.65	35
Aragón	2.65	15
Esera	2.63	59
Segre sur: Duran, Llosa, Arànsers, Bescaran	2.62	21
Cardós	2.61	37
Aude	2.52	15
Garona francés: La Pique	2.45	19

Comparación con otras regiones

El valor medio del Pirineo (tabla 27) es bastante bajo en comparación con otros tipos de lagos (aunque es similar al de los lagos de origen volcánico de Nueva Zelanda), probablemente debido a que los lagos del Pirineo son de circo, y los de las demás regiones son de valle, o de llano, y por lo tanto más alargados.

Tabla 27. Valores de L/W en algunas regiones lacustres del mundo (media, valores mínimo y máximo, y número de lagos)

	media	min	max	n
N. Zelanda (o.volcánico)	2.85	1.03	6.54	21
Pirineo	2.87	1.09	14.06	1030
ELA	4.27	1.7	8.7	14
N. Zelanda (o.glaciar)	6.79	2.13	19.43	34
Escudo canadiense	7	1.55	15	60
Andes	7.39	2	17.4	18
L. District	9.46	3.6	26	11
Alpes	10.71	2.74	25	12

Relación de L/W con otras variables

En el Pirineo la variable morfométrica más relacionada con el índice de alargamiento L/W es el índice de desarrollo de costa DI ($r = 0.7$, y no es espúrea, puesto que la correlación entre el residuo de L respecto a W y el residuo de DI es similar (0.68)). Por lo demás, se observa que la profundidad máxima de un lago prácticamente no depende de su mayor o menor alargamiento; además, éste es completamente independiente de la altitud (véase la tabla 39b: el residuo de regresión de L respecto a W presenta una correlación nula con la profundidad y con la altitud).

Relación entre el índice de alargamiento L/W y el área

En el Pirineo, la correlación de L/W con el área es prácticamente nula, pero el residuo de regresión de L respecto a W presenta una correlación de 0.45 ($p < 0.001$) con el área, de modo que la correlación nula entre L/W y el área es en realidad espúrea. Además, la correlación entre L/W y W es de -0.247, es decir espúrea (puesto que debería ser nula): con la estandarización no se ha conseguido eliminar todo el efecto de W sobre L.

Por ello, es más sencillo estudiar la relación entre la longitud máxima y el área. La recta de regresión entre $\log\sqrt{A}$ y $\log L$ muestra prácticamente una isometría: la pendiente es igual a 1.04 ($r^2 = 0.89$; $n = 1032$); de aquí se deduce que para el conjunto de lagos pirenaicos la longitud aumenta de forma aproximadamente igual a la raíz cuadrada del área. Sin embargo, en el conjunto de los lagos mayores (con 5 o más

hectáreas) se produce una alometría positiva ($\log L = 1.16 \log \sqrt{A} + 0.30$; $r^2 = 0.81$; $n = 210$), de modo que los lagos de tamaño medio y grande tienden a ser más alargados al aumentar el área. En este sentido, son raros los lagos pirenaicos que presentan una forma subcircular por encima de un cierto tamaño: de los 37 lagos con 18 o más hectáreas sólo tres (Redó, Saburó, y Negre de Peguera) tienen un valor del índice L/W inferior a dos; los lagos más extensos tienden a ser subrectangulares.

Relación entre L/W y el área en lagos de otras regiones

En los mayores lagos del mundo (con un área de más de 500 km²) los valores más elevados de L/W se dan en el Champlain (Estados Unidos; L/W = 27), Ness (Escocia; 21.9), Paijanne (Finlandia; 17), Nyassa (15), Tanganyika (14), i.e., todos ellos condicionados en su origen por la tectónica.

Sin embargo, es en los embalses donde se pueden encontrar los valores más altos del índice de alargamiento L/W, como se puede apreciar en la tabla 28; también se observa que los mayores embalses del mundo no aumentan tanto su longitud como su área. Los embalses aumentan más en anchura que en longitud; esto se explica porque con el aumento de la superficie tienden a extenderse por los valles tributarios laterales, de modo que aumentan relativamente más el área, que la longitud desde la cola del embalse hasta la presa.

Por lo tanto, cuanto más pequeño sea un embalse más probable es que el valor del índice de alargamiento L/W sea elevado (y, en consecuencia, se parezca algo más a un río).

Tabla 28. Valores del índice L/W y del área de algunos embalses.

	L/W	A (km ²)
Riudecanyes (España)	26	0.30
Oliana (España)	34	4.29
Canelles (España)	17.88	15.69
Kariba (Zambia, Zimbabwe)	15.19	4450
Kuybychev (Rusia)	16.75	6500
Nasser (Egipto)	15.75	6500
Volta (Ghana)	14	8730

En resumen, los lagos más alargados suelen presentar un condicionante tectónico, que puede manifestarse en circos (e.g., Ratera (Escrita)), en valles (lagos de valle, embalses), o en fosas tectónicas; por consiguiente, en un enorme rango de tamaños.

Relación entre L/W y la altitud

Para el conjunto del Pirineo no se observa una relación significativa entre la altitud y L/W (la correlación entre el residuo de L respecto a W y la altitud es nula); además, un ANOVA no detectó diferencias significativas de L/W entre diferentes altitudes; sin embargo, si se consideran sólo los lagos más alargados, estos están a una altitud algo inferior al resto.

En cambio, sí se observa una cierta tendencia a un aumento de L/W al descender de cota en algunas series de lagos en circos escalonados, como se muestra en los ejemplos de la tabla 29.

Tabla 29. Valores de L/W en series de lagos de algunos circos y cuencas del Pirineo. Dentro de cada circo y cuenca se han ordenado los lagos de mayor a menor altitud.

Circo o cuenca	Lago	L/W
Cabdella	Morto	1.81
	Castieso	2.09
	Cubieso	4.09
	Mariolo	2.74
	Tort	7.33
	Saburó	1.99
	Mar	2.32
	Colomina	2.44
	Gento	2.86
	St. Nicolau	Gelat de Bergús
Bergús		1.94
Redó		1.55
Llong		6.82
Colomèrs	Cap de Colomèrs	2.08
	Ratèra	3.19
	Ratèra de Baish I	4.45
	Ratèra de Baish II	2.39
	Obago	3.20
	Redon	1.37
	Long	7.42
Travessany	Monges	2.26
	Port de Caldes	2.77
	Mangades	3.56
	Clot	3.38
	Travessany	3.09
	Xic	1.58
	Negre	3.32
Colieto	Roca	2.25
	Gran	5.76
	Bassa del Negre	2.47
	Negre	3.32

Índice de desarrollo de costa (DI)

Este índice relaciona el perímetro del lago (P) o longitud de la línea de costa, con el perímetro de un círculo de igual área (A) que el lago. Se define (Hutchinson, 1957) como

$$DI = P / 2\sqrt{\pi A}$$

Su valor mínimo es 1, y corresponde a un círculo perfecto (el cual no se da en ningún lago de forma exacta); en cambio, el índice no presenta una cota superior teórica. En la práctica, los valores máximos conocidos se dan en lagos situados sobre escudos cristalinos: 24.16 en el lago Inari, Finlandia; 21.9 en el South Indian (Canadá); Tarjanno y Kangasola en Finlandia tienen 21 (Halbfass, 1922); 9.95 en el Malaren, Suecia, 9.69 el Paijanne (Finlandia), 8.5 el Muskoka (Canadá).

Como el perímetro depende de la escala del mapa que se utilice, no es apropiado comparar lagos o regiones lacustres medidas a diferentes escalas. Así, el hecho de que los lagos más extensos del mundo se hayan medido a escalas muy inferiores (e.g., 1:500000) a las de los pequeños, y en particular a las de los pirenaicos (e.g., 1:25000, o 1:5000) se traduce en que sus perímetros tiendan a ser por defecto, debido a la paradoja de Steinhaus (1954) (véase el capítulo sobre fractales). Por ello conviene disponer de otra estima de sus perímetros a partir de la dimensión fractal D, en caso de que sean fractales, como veremos en el capítulo sobre fractales.

En los Pirineos se tiene $1.001 < DI \leq 2.51$, con una media de 1.29. El máximo corresponde al Estanh del Tòrt de Rius, que es a la vez irregular y alargado. El mínimo se da en el Bernatuara (lago con forma aproximadamente circular), y en varios lagos pequeños, pero no es fiable porque depende del error de medida del área y del perímetro que suele producirse en lagos pequeños.

El índice de desarrollo de costa DI y la forma del contorno del lago

Este índice puede reflejar algunos aspectos de la forma del contorno del lago, en concreto su grado de sinuosidad o articulación de la costa, así como su grado de alargamiento respecto a un círculo.

Diversos autores (Hutchinson (1957), Timms (1993)) reconocen unas formas características de lagos, las cuales asocian con determinados orígenes de éstos, y que se pueden acotar mediante los siguientes rangos de valores de DI:

-Circular ($1 < DI \leq 1.25$): lagos en conos volcánicos, dolinas perfectas, cubetas de deflación pequeñas.

-Subcircular ($1.25 < DI < 1.5$): lagos de circo, de kettle, volcánicos, en dolinas, de deflación.

-Subrectangular alargado: tectónicos (sobre todo de graben), lagos glaciares de valle (por ejemplo, en la isla Sur de Nueva Zelanda, en los Alpes, o en el Lake District; los grandes lagos del escudo canadiense). En general este tipo de lagos tienen valores superiores a 3 (Cole, 1979); por ejemplo, en los canadienses $1.5 \leq DI \leq 7.2$.

-Dendrítico ($DI > 3$): represamiento de un valle (embalses, lagos glaciares de piedemonte), o de una laguna litoral.

Según la mencionada clasificación, en los Pirineos habría 550 lagos circulares ($DI < 1.25$), mientras que el resto de los lagos serían subcirculares (325 lagos con $1.25 < DI < 1.5$) o subrectangulares (156 con $1.5 \leq DI \leq 2.51$ (incluidos los de valle, como Llong y St. Maurici, con 1.6). Sin embargo, el perímetro de los lagos pequeños tiende a ser infraestimado en relación al de los medianos y grandes a una misma escala, con lo cual probablemente sería menor el número de lagos con formas circulares, y superior el número de lagos subcirculares y subrectangulares. La media del Pirineo (1.29) correspondería al tipo subcircular.

Esto indica que en los circos coexisten tres formas principales de lagos: la circular, la subcircular, y la subrectangular. Ello refleja una vez más la complejidad de los procesos de sobreexcavación por el hielo en los circos, y para los cuales no se dispone aún de una teoría completamente satisfactoria.

Según la mencionada clasificación, el mayor lago subrectangular sería el Lanòs, seguido del Tort de Cabdella, Mar de Valarties, Cregüeña, y Tòrt de Rius; el mayor lago subcircular es el Certascans, seguido del Mar de Cabdella, y Liat Gran; los mayores lagos circulares son el Negre de Peguera y el Redó.

Las medias más elevadas del índice de desarrollo DI se dan en los circos de Ratera (1.56), y de Colomèrs (1.56); la mínima corresponde a la cuenca del Salat (1.11).

Los lagos que se desvían más de la circularidad están en el Pirineo Central.

El índice DI presenta una correlación elevada con el índice de alargamiento L/W (0.7), y menor con el perímetro (0.53), y con la longitud del lago (0.50), siendo todas ellas muy significativas.

Insularidad (I_A)

Es el tanto por ciento de área delimitada por el contorno del lago, ocupada por islas e islotes.

Los lagos del Pirineo prácticamente no presentan islotes, ocasionalmente uno o dos, como máximo siete, y suelen ser de tipo residual, i.e., se trata de rocas que no fueron eliminadas por la erosión glaciar (Hutchinson, 1957). A veces resulta difícil distinguir un verdadero islote residual en el litoral, fruto de la acción del hielo, de uno que se haya originado posteriormente por erosión de un promontorio (Timms, 1993). Además, no siempre hemos podido a partir de la cartografía y la fotografía aérea distinguir un islote de un bloque desprendido, o de un témpano de hielo. Se ha de recurrir a un estudio sobre el terreno, ya sea mediante observación simple, o mediante una batimetría precisa; en general, en el Pirineo estos datos no se conocen, o bien no están publicados. En algunos lagos de valle (e.g., Estaing (Gave de Pau)) se observa

algún islote formado recientemente por acúmulo de sedimentos. En varios lagos de circo se puede observar algún gran bloque caído cerca de la costa, pero no se trata de verdaderos islotes. Finalmente, en algún lago (e.g., Clarabide) se aprecian objetos con aspecto de bloques, que en realidad son témpanos de hielo a la deriva por la superficie del agua.

La mayor isla lacustre de todo el Pirineo es la del Mar de Valarties (con 23 ha de superficie, y unos 20 m de altura). Sin embargo, el lago L' Isla (Valira) es el que presenta el mayor valor de I_A del Pirineo (34.76%). En la tabla 30 se indican los valores más elevados de I_A , siendo en el resto de lagos despreciables.

Tabla 30. Lagos con mayor valor de I_A del Pirineo (todos presentan una sola isla).

Lago	Cuenca	A lago (km ²)	A isla (km ²)	I_A (%)
L' Isla	Valira	0.0210	0.0073	34.76
Islots	Louron (Neste d' Aure)	0.0656	0.0045	6.86
Réglisse	Salat	0.0320	0.0022	6.84
Senó	Cardós	0.0587	0.0040	6.80
Clòto de Baish	Aiguamòg (Garona)	0.0104	0.0006	6.00
Senó	Cardós	0.0588	0.0035	5.96
Mar de Valarties	Valarties (Garona)	0.4347	0.0230	5.29
Siscar	Ariège	0.0454	0.0022	4.82
Plan	Aiguamòg (Garona)	0.0504	0.0019	3.72
Badète	Marcadau (Gave de Pau)	0.0736	0.0025	3.40
Bachimaña Alto*	Gállego	0.3755	0.0090	2.40
La Munia	Cinca	0.1430	0.0025	1.75
Liat	Unhòla (Garona)	0.2650	0.0035	1.32

(*: represado)

En todo el mundo es muy poco frecuente hallar lagos cuyo valor de I_A supere el 30% (Halbfass, 1922): el Upper Lough Erne (Irlanda), con una extraordinaria red de canales lacustres entre drumlins en un amplio valle, tiene $I_A = 40%$; es del 36% en el Mälär (Suecia), 32% en Lojo (Finlandia), y 30% en Saimaa (Finlandia). En el Lago Reindeer (situado en el escudo canadiense) Rawson (1960) cuenta el impresionante número de más de 2500 islas, cuya superficie total supera los 961 km² (con $I_A = 14.5%$), i.e., probablemente una de las mayores del mundo. Obviamente, tan numerosas islas y elevados valores de I_A aumentan enormemente la longitud de costa de estos lagos; todos ellos presentan costas muy recortadas con un elevado valor de DI. Por otra parte, existen lagos de contorno muy regular, y que poseen alguna isla (por ejemplo, el lago Crater (Estados Unidos), o el mencionado L' Isla (Andorra) tienen una isla).

En el Pirineo la correlación entre el número de islotes y el índice de desarrollo de costa (DI) es nula, pero no se puede concluir al respecto, debido al escaso número de islas en los lagos del Pirineo.

Número de cubetas de un lago

Se define una cubeta como una depresión principal en un lago. Las cubetas han de estar realmente separadas topográficamente por barras salientes, islas, etc, no considerándose como tales las zonas someras de un lago que no sean suficientemente profundas (por ejemplo, la “subcubeta” del Redó). Un criterio funcional podría ser el de una termoclina fragmentada en dos o más cubetas.

El número de cubetas de un lago se deduce de su batimetría, o bien de sondeos parciales. Como son pocos los lagos del Pirineo para los cuales se dispone de esta información, no estudiamos esta variable.

Como ya indicamos en el apartado sobre la profundidad, en teoría un lago con varias cubetas tiende a tener menor valor de la profundidad relativa que otro lago con una sola cubeta. Sin embargo, en el Pirineo ocurre lo contrario: los lagos con tres cubetas tienen mayor media de Z_r (9.8%) que los que tienen dos (6.74%), o una (6.6%) cubetas; además, son más profundos, y también más alargados ($L/W = 4.3$, frente a 3.5 y 3.3 en los de dos y una cubetas, respectivamente).

MORFOMETRÍA DE LAS CUENCAS DE DRENAJE

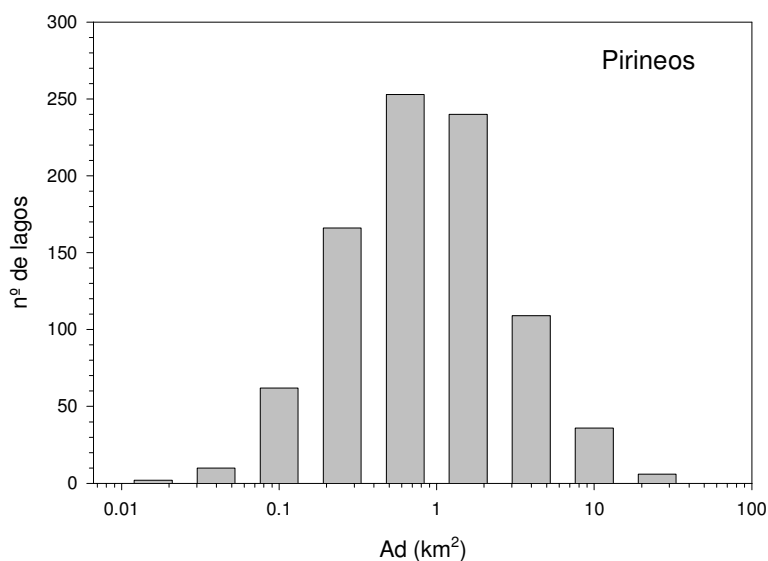
Área de la cuenca de drenaje de un lago (Ad)

En los Pirineos ($n = 883$) el área de la cuenca de drenaje (Ad) toma valores entre 0.1 km^2 (Gentianes, Gave de Pau) y 32.6 km^2 (Baños de Panticosa, Gállego), con una media de 1.67 km^2 , y una mediana de 0.86 km^2 .

El 25% de los lagos tiene menos de 0.37 km^2 de Ad, el 75% menos de 1.78 km^2 , y el 90% menos 3.94 km^2 .

La variable $\log(\text{Ad})$ sigue una distribución aproximadamente normal (figura 13).

Figura 13. Histograma de valores del área de la cuenca de drenaje (Ad) de los lagos del Pirineo (Ad en logaritmos decimales).



Los 50 lagos con mayor cuenca de drenaje ($\text{Ad} > 6 \text{ km}^2$) están situados a una altitud relativamente baja, bien sea en un circo cerca del umbral, bien sea fuera de él, en el valle. Son relativamente profundos, aunque 10 de ellos han visto aumentada su profundidad por represamientos artificiales. Su litoral es bastante regular (los valores de la dimensión fractal (D) y del desarrollo de costa (DI) son bajos).

Las medias más bajas de Ad se suelen dar en cuencas cuyos lagos también presentan las medias más bajas de superficie del Pirineo (Segre sur, Garona aranés suroeste, Garona aranés norte, Valira; véase la tabla 31).

Tabla 31. Medias de las áreas de drenaje de los lagos en las cuencas pirenaicas.

	media	n
Escrita (Ratera, Subenuix, Monestero; sin Peguera)	3.70	11
Neste d'Aure oeste	2.92	33
Gállego	2.92	43
Gave de Pau oeste (Arrens, Estaing)	2.80	21
Peguera	2.45	14
Garona francés (La Pique)	2.44	19
Flamisell	2.00	33
Noguera Pallaresa (Bonaigua)	1.97	14
Garona aranés sur (Bargadèra, Valarties, Aiguamòg, Ruda)	1.84	55
Salat	1.80	25
Noguera de Tor	1.79	33
Adour	1.71	15
Noguera Ribagorçana	1.70	26
Ariège este (alto Ariège)	1.67	18
Neste d'Aure este (Louron)	1.60	13
Ariège centro (Aston)	1.56	31
Gave de Pau este (Gavarnie, Barèges)	1.49	47
Aude	1.47	12
Sant Nicolau	1.45	23
Noguera Pallaresa alta	1.45	19
Aspe-Ossau	1.42	30
Ariège oeste (Videssos)	1.40	47
Gave de Pau centro (Marcadau, Lutour)	1.39	33
Aragón	1.32	12
Vallferrera	1.37	15
Cardós-Unarre	1.34	48
Esera	1.28	48
Tet	1.26	16
Garona aranés suroeste (Joèu, Nere)	1.04	8
Ara-Cinca	0.96	26
Segre sur (Duran, Llosa, Arànsér, Bescaran)	0.80	18
Valira	0.76	55
Garona aranés norte (Varradòs, Salient, Unhòla, Toran)	0.58	21

Por otra parte, no se detectan diferencias significativas entre las medias de Ad de ambas vertientes ($F = 0.1$; $p = 0.753$; tabla 32).

Tabla 32. Media del área de la cuenca de drenaje de los lagos de cada vertiente del Pirineo (se indica además el número de lagos (n), y su altitud media).

	Ad (km ²)	n	altitud (m)
vertiente sur *	1.64	439	2375
vertiente norte **	1.70	444	2199

(*sin Llebreta; **sin Lourdes, Barbazan, ni St. Pé d' Ardet)

Relación entre el área de la cuenca de drenaje y el tamaño del lago

Para el conjunto de lagos del Pirineo la ecuación de regresión entre el área de la cuenca de drenaje y el área del lago es

$$A = 0.012 Ad^{0.46} \quad (r^2 = 0.28; S.E. = 0.88 ; n = 883)$$

Sin embargo, la relación entre ambas es débil. El coeficiente de determinación no varía aunque se consideren sólo los lagos de circo (i.e., excluidos los de valle); su moderado valor sugiere una escasa influencia de la extensión del circo en la determinación de la superficie de sus cubetas lacustres. Este valor es aún menor si se considera la relación entre las áreas de las cuencas de drenaje y las profundidades máximas de los lagos (es prácticamente nulo en casi todas las cuencas). Si se acepta, en una primera aproximación, que el área de la cuenca de drenaje de un lago situado en un circo es una estima indirecta del volumen de hielo que puede acoger dicho circo, entonces el área del lago, y sobre todo su profundidad, dependerían escasamente de dicho volumen. Sin embargo, se trata de una simplificación, pues el volumen de hielo depende además de la altura media de las paredes del circo, y de las condiciones favorables para su acumulación (orientación y altitud favorables, etc), como discutiremos en el apartado sobre la morfometría de los circos (página 90).

Relación entre el área de la cuenca de drenaje y la altitud

La correlación entre el área de la cuenca de drenaje y la altitud es baja para el conjunto del Pirineo ($r = 0.4$), así como para cada vertiente por separado. Sin embargo, un análisis de la varianza tomando la altitud como factor a 5 niveles (lagos situados a menos de 2200 m, lagos a 2200-2300 m, a 2300-2400 m, a 2400-2500 m, y a más de 2500 m) evidencia diferencias muy significativas (test F, $p < 0.001$) en la variable Ad, siendo ésta inversamente proporcional a la altitud. Ello sugiere una posible relación entre la altitud de un circo y su superficie. Además, en zonas limitadas de cada vertiente puede darse puntualmente una correlación elevada (e.g., lagos del Pirineo catalán (Catalan *et al.*, 1990)). En particular, en series de lagos de un mismo circo, al

descender de cota el área de la cuenca aumenta necesariamente (tabla 33), aunque no de forma constante, debido al espaciamiento irregular de los lagos.

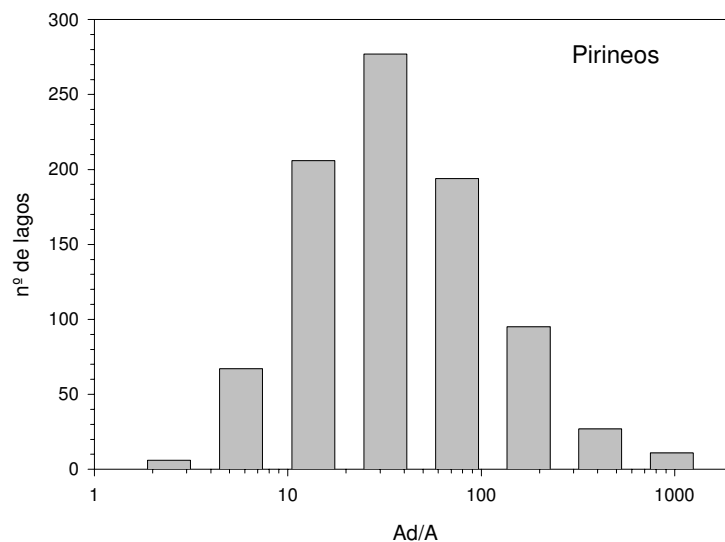
Tabla 33. Valores del coeficiente de correlación entre el área de la cuenca de drenaje y la altitud en tres series de lagos en el Pirineo central catalán.

Circo, o valle	correlación
Pessons (desde el Cap de Pessons hasta el Primer)	0.88
Cabdella (desde el Morto hasta el Tort)	0.70
St. Nicolau (desde el Gelat de Bergús al Llong)	0.93

Cociente entre el área de la cuenca de drenaje y el área del lago (Ad/A)

En los Pirineos (n = 882) la variable Ad/A toma valores entre 2.75 y 1405, i.e., en un rango muy amplio. La media es de 72.97, y la mediana es de 35.6.

Figura 14. Histograma de valores de la variable Ad/A en los lagos del Pirineo (eje de abcisas en escala logarítmica decimal).



La variable $\log(\text{Ad}/\text{A})$ sigue una distribución aproximadamente normal (figura 14).

Hallamos 60 lagos (6.7% del conjunto) con un valor de Ad/A inferior a 8. Se trata de lagos situados, en general, a altitudes elevadas, casi siempre en la cabecera de los circos; tienden a ser profundos, y con un elevado valor de la profundidad relativa (tabla 34).

Tabla 34. Valores medio, mínimo, y máximo para algunas variables de los lagos del Pirineo que presentan un valor de Ad/A inferior a 8.

	media	min	max
Ad/A	6	1.6	8
Ad (km ²)	0.47	0.01	3.4
A (km ²)	0.075	0.005	0.43
Z (m)	36.4	7.4	105
Zr (%)	10.2	3.9	15
Altitud (m)	2400	1868	2879

Tabla 35. Valores medio, mínimo, y máximo para algunas variables de los lagos del Pirineo que presentan un valor de Ad/A superior a 300.

	media	min	max
Ad/A	571	301	1405
Ad (km ²)	5.5	1.8	15
A (km ²)	0.011	0.005	0.043
Z (m)	3.9	1.5	8
Zr (%)	3.9	1.7	7.1
Altitud (m)	2053	1624	2390

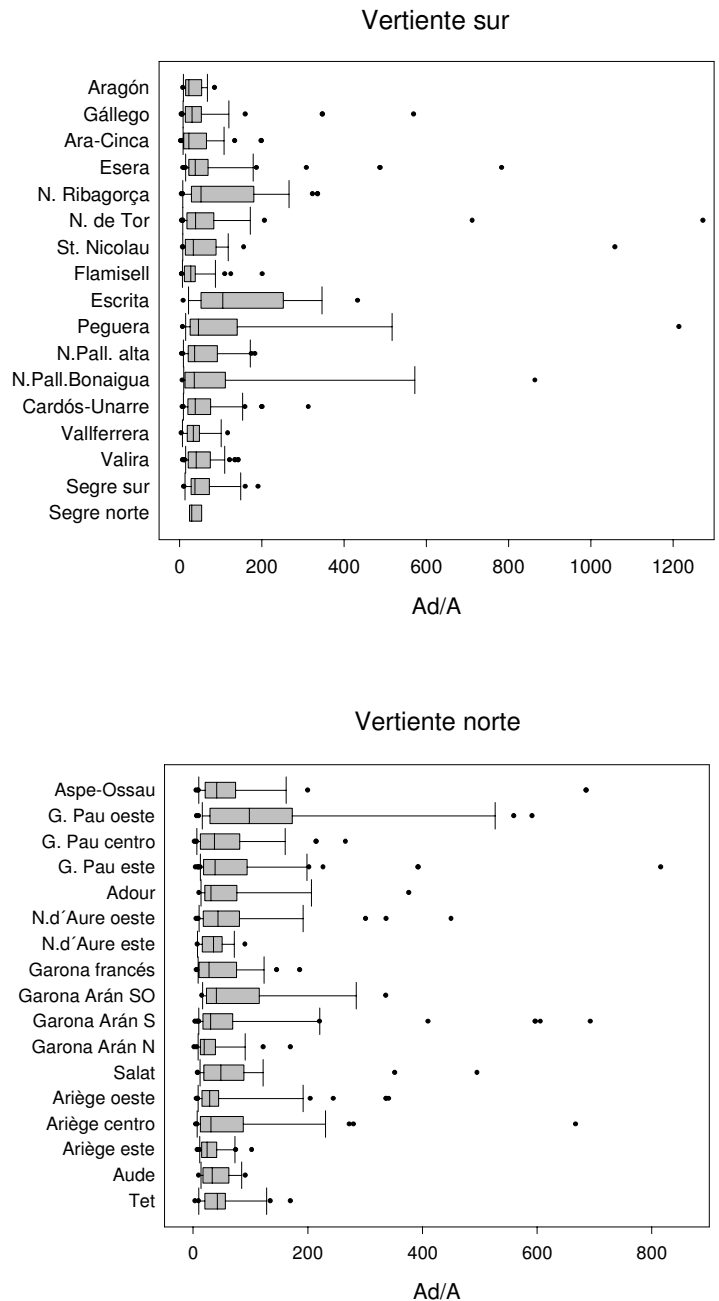
Hallamos 35 lagos (4% del conjunto) con un valor de Ad/A superior a 300. Son todos ellos lagos pequeños y poco profundos (tabla 35); los mayores valores de Ad/A se dan, en general, en lagos muy pequeños (de menos de 1 ha). Están casi todos en los circos, y a altitudes bajas; la mayoría están en sustratos granitoides.

Los mayores valores de Ad/A son superados ampliamente por algunas balsas de menos de media hectárea (y, por lo tanto, no estudiadas en la presente memoria), en fase de colmatación final, y a veces de carácter temporal; e.g., Llosa (Colomèrs) tiene un valor del orden de 4000. Los elevados valores de Ad/A se deben más al reducido tamaño de estos lagos, que a unas cuencas extensas.

Tabla 36. Medias de la variable Ad/A en las cuencas pirenaicas.

	media	N
Peguera	166	14
Escrita (Ratera, Subenuix, Monestero; sin Peguera)	160	11
Gave de Pau oeste (Arrens, Estaing)	153	21
Noguera Pallaresa: Bonaigua	141	14
Noguera de Tor	109	33
Noguera Ribagorçana	104	26
Garona aranés suroeste (Joèu, Nere)	89	8
Gave de Pau este (Gavarnie, Barèges)	84	47
Garona aranés sur (Bargadèra, Valarties, Aiguamòg, Ruda)	89	55
Ariège centro (Aston)	81	31
Salat	79	25
Neste d' Aure oeste	76	33
Adour	75	15
Aspe-Ossau	74	30
Neste d' Aure este (Louron)	67	13
Noguera Pallaresa alta	67	19
Cardós-Unarre	62	48
Gállego	60	42
Gave de Pau centro (Marcadau, Lutour)	59	33
Segre sur (Duran, Llosa, Arànsér, Bescaran)	58	18
Ariège oeste (Videssos)	56	47
Valira	54	55
Tet	50	16
Garona francés (La Pique)	48	19
Sant Nicolau	46	23
Ara-Cinca	44	26
Vallferrera	42	15
Aude	41	12
Segre norte (Aravó (Querol), Angoustrina)	37	3
Flamisell	36	33
Garona aranés norte (Varradòs, Salient, Unhòla, Toran)	36	21
Aragón	32	12
Ariège este (alto Ariège)	33	18
Esera	29	48

Figura 15. Box-plots de la variable Ad/A en las cuencas del Pirineo (para cada vertiente, y de oeste a este). Dentro de cada barra la línea vertical representa la media de Ad/A en esa cuenca; los extremos de la barra representan los percentiles al 25% y 75%, y los extremos de las líneas horizontales los percentiles al 10% y 90%. Los puntos representan outliers, i.e., lagos fuera del rango de valores entre el 10% y el 90%.



En la figura 15 se observan outliers claros en el Gállego (Ibonet del Bramatuero Inferior), Esera (Escarpinosa), Noguera de Tor (Xic de Travessany, Bassa del Negre, Cavallers), St. Nicolau (Llebreta; se ha incluido este lago de origen no glaciar para subrayar su escasa relación con el resto de lagos de su cuenca; este lago también es el mayor outlier en altitud (1622 m)), Peguera (Trescuro de Baix), Noguera Pallaresa-Bonaigua (Gerber Inferior, Llarg de Cabanes), Aspe-Ossau (Lhurs), Gave de Pau este (Cestrède), Neste d' Aure oeste (Laquettes), Aiguamòg (Garona aranés sur: Redon, Clòto de Naut, Clòto de Baish), Salat (Hille, Eychelle), y Ariège centro (Sabine d' en Bas). Estos lagos outliers son susceptibles de colmatarse en un periodo más corto de tiempo.

En cambio, la mayoría de lagos de valle no son outliers en sus respectivas cuencas: e.g., Llong d' Aigüestortes (St. Nicolau), Sant Maurici(Escrita), Estaing, Plaa de Prat, y Gaube (Gave de Pau oeste), no son realmente outliers (hay otros lagos en estas cuencas que elevan la media de Ad/A).

Por lo que respecta a ambas vertientes, un análisis de la covarianza tomando como variable dependiente el área de la cuenca del lago (en logaritmos), como factor a dos niveles la vertiente pirenaica, y como covariable el área del lago (en logaritmos) muestra que no hay diferencias en el área de la cuenca del lago entre vertientes ($F = 0.61$; $p = 0.435$). Se interpreta en el sentido de que no existen diferencias entre las medias de Ad/A de las vertientes norte y sur (tabla 37).

Tabla 37. Valores medios de Ad/A y Ad de los lagos de ambas vertientes del Pirineo.

	media		n
	Ad/A	Ad	
vertiente sur (sin Llebreta)	72	1.64	438
vertiente norte (sin Lourdes, Barbazan, ni St. Pé d' Ardet)	74	1.70	444

Relación con la profundidad

En los Pirineos el índice Ad/A presenta una correlación mediana y muy significativa con la profundidad ($r = -0.56$), pero dicha correlación sería espúrea, como indica el hecho de que el residuo de regresión de Ad (eliminado el efecto de A sobre Ad) tenga una correlación muy baja con la profundidad ($r = -0.2$). Por lo tanto, se acepta este último resultado, i.e., que independientemente del área del lago, la profundidad prácticamente no varía con el área de la cuenca.

Relación con la altitud

Al descender una cadena de lagos la relación Ad/A tiende a aumentar (e.g., en las siguientes series: Bergús, Redó, Llong (St. Nicolau); Saburó, Mar, Colomina, Gento (Flamisell)). Al margen de esta tendencia, el índice puede disminuir puntualmente en un lago hasta un valor inferior al del lago que le precede (e.g., Gèmena de Dalt (Noguera de Tor), respecto a Gelats); esto suele ocurrir de forma muy acentuada cuando en un lago confluyen dos cadenas de lagos pertenecientes a dos subcuencas

diferentes: e.g., el Long de Colomèrs tiene un valor de Ad/A muy inferior al del Redon de Colomèrs; igual ocurre con el Major de Colomèrs respecto al Garguillis de Jos; en el Tort de Peguera el represamiento podría ser la causa principal del aumento del área.

Sería más útil estudiar la variación de Ad/V que la de Ad/A (por su relación más estrecha con el tiempo de renovación del lago, por ejemplo), pero a los inconvenientes citados para ésta, se añade la escasez de datos sobre el volumen de los lagos pirenaicos. En todo caso, con los datos disponibles, se observa que al descender una cadena de lagos el índice Ad/V tiende a ir aumentando rápidamente, igual que ocurre con Ad/A. Asimismo, se observa que al aumentar el valor de Ad/V disminuye el tiempo de renovación del lago. En efecto, la tasa de renovación (o su inverso, el tiempo de residencia) depende de la cantidad de precipitación sobre la cuenca, la evaporación, el área de la cuenca y el volumen del lago. Es una variable muy importante porque afecta a la temperatura, estratificación, corrientes, concentraciones de nutrientes y de contaminantes, y a la dinámica de los sedimentos y del plancton. Los pequeños lagos pirenaicos se renuevan en unos días (e.g., Bacivèr), mientras que los grandes llegan a tardar varios años (e.g., Redó, 3-4 años (Catalan, 1987)).

Relación entre Ad/A y el origen del lago

Los lagos de cráter son, obviamente, los que llegan a tener unos valores de Ad/A más pequeños; por ejemplo, el lago Crater (Estados Unidos) presenta un valor del índice Ad/A extremadamente bajo (1.27), teniendo en cuenta que dicho índice no llega en ningún lago al valor uno, y determina que las entradas de nutrientes en este lago provengan prácticamente de la atmósfera, y no de la cuenca. Le siguen los lagos de origen mixto glaciar-tectónico, y finalmente los de origen únicamente glaciar (con valores iguales o superiores a 3).

Seleccionamos los grandes lagos de origen tectónico y de origen glaciar del mundo con más de 500 km² de superficie (datos de Herdendorf (1982)). Los valores extremadamente bajos (e.g., inferiores a 2 o 3) no se dan en los grandes lagos de origen exclusivamente glaciar examinados, sino en los tectónicos, y en los de origen mixto glacio-tectónico: Nyassa (2.9), Vättern (2.4), Huron (2.2), Tahoe (1.68), Superior (1.6). En el otro extremo se sitúan, por ejemplo, los lagos de desprendimiento de derrubios, con valores de Ad/A entre 10 y 30, y a veces más de 100 (Meybeck, 1995b), valores superados por los de los lagos endorreicos: Chad (241, en su nivel más bajo), Eyre (cuando el lago está prácticamente seco se llega a un valor de Ad/A igual a 550000).

Densidad lacustre ("limnic ratio" (Lr) de Meybeck (1995a))

Se define como el área total del conjunto de lagos de una región (o una cuenca, o un circo, en el presente caso), referida al área de dicha región, y expresada en tanto por ciento.

En los ejemplos expuestos en la tabla 38 el valor máximo de densidad lacustre se da en los circos del Redó (15.55%), y de Cabdella (el Mar, con 15.65%), es decir, en circos que contienen lagos grandes.

Los mínimos se dan en circos y cuencas que sólo presentan algún lago pequeño (e.g., Monestero (Escrita); Cestrède (Gave de Pau)).

Al descender una cadena de lagos el valor de Lr tiende a disminuir (por ejemplo, Gelat, Bergús, Redó, Llong, en Sant Nicolau). Sin embargo, en las dos series de lagos de Cabdella ocurre más bien lo contrario (y no se puede atribuir sólo al represamiento de los lagos inferiores).

Tabla 38. Valores de la densidad lacustre (Lr) para algunas cuencas y circos pirenaicos hasta el lago indicado

Cuenca o circo	lago	Lr (%)
Cabdella	Morto	2.22
	Castieso	3.42
	Cubieso	7.76
	Mariolo	14.4
	Tort	12.86
	Saburó	14.4
	Mar	15.65
	Gento	15.44
	St. Nicolau	Gelat de Bergús
Bergús		7.62
Redó		4.25
Llong		3.12
Gavatxos Inferior		5.85
Nere		5.1
Peguera		Negre
	Tort	7.7
	Trescuro	7.98
	Lladres	7.59
Escrita	St. Maurici	2.6
Colomèrs	Llosa	5.4
Cabanes	Nere	2.49
Travessany	Travessany	13.4
Valarties	Restanca	6.9
Redó	Redó	15.55

Tabla 38. (Continuación).

Cuenca o circo	lago	Lr (%)
Llauset	Llauset	4.1
Cardós	Romedo de Baix	4.53
	Certascans	12
Esera	Cregüeña	13.1
Ossau	Artouste	8.02
Gave de Pau oeste	Estaing	2
	Labas	5.47
	Lagües	4.74
	La Glère	6
	Ets Coubous	8.6
	Orédon	5.36
	Clarabide	Clarabide
Pessons	Cap de Pessons	3.13
	Les Fonts	7.26
	Meligar Superior	6.4
	Meligar Inferior	6.7
	Rodó	5.6
	Forcat	6.4
	Primer	3.07

Resumen de las correlaciones entre las variables morfométricas de los lagos del Pirineo

Tabla 39. Valores del coeficiente de correlación de Pearson entre las variables morfométricas de los lagos del Pirineo (definidas en la tabla 1, página 16), calculados para cada par de variables por separado; se ha incluido también la altitud. En la tabla b se han sustituido las variables índice por sus respectivos residuos de regresión (rL/W : residuo de regresión de L respecto a A/L; rDI : residuo de P respecto a \sqrt{A} ; rZr : residuo de Z respecto a \sqrt{A} ; rAd/A : residuo de Ad respecto a \sqrt{A}). En ambas tablas todas las variables han sido transformadas a logaritmos decimales. Todos los valores son muy significativos ($p \leq 0.001$).

a)

	A	P	L	L/W	DI	Z	Zr	\bar{Z}	\bar{Z}/Z	V	Ad	Ad/A
A												
P	0.96											
L	0.94	0.98										
L/W	0.12	0.31	0.43									
DI	0.29	0.53	0.50	0.73								
Z	0.79	0.74	0.70	-0.10	0.10							
Zr	0.38	0.32	0.28	-0.22	-0.09	0.86						
\bar{Z}	0.82	0.72	0.66	-0.25	-0.01	0.97	0.83					
\bar{Z}/Z	0.12	0.08	0.08	-0.08	-0.09	0.00	-0.03	0.22				
V	0.96	0.90	0.86	-0.12	0.14	0.92	0.77	0.94	0.17			
Ad	0.53	0.54	0.55	0.19	0.24	0.21	0.11	0.34	0.03	0.52		
Ad/A	-0.38	-0.34	-0.31	0.10	-0.02	-0.56	-0.54	-0.58	-0.08	-0.56	0.58	
Altitud	-0.15	-0.13	-0.15	-0.03	0.02	0.10	0.20	0.27	-0.06	0.14	-0.40	-0.28

b)

	A	P	L	rL/W	rDI	Z	rZr	$r\bar{Z}/Z$	V	Ad	rAd/A
A											
P	0.96										
L	0.94	0.98									
rL/W	0.45	0.61	0.72								
rDI	0.03	0.27	0.27	0.68							
Z	0.79	0.74	0.70	0.20	-0.11						
rZr	0.01	-0.06	-0.12	-0.37	-0.32	0.62					
$r\bar{Z}/Z$	0.15	0.11	0.11	-0.03	-0.13	0.02	-0.17				
V	0.96	0.90	0.86	0.23	-0.11	0.92	0.28	0.21			
Ad	0.53	0.54	0.55	0.36	0.13	0.21	-0.27	0.04	0.52		
rAd/A	0.00	0.04	0.07	0.14	0.10	-0.21	-0.30	-0.04	-0.10	0.85	
Altitud	-0.15	-0.13	-0.15	-0.08	0.06	0.10	0.45	-0.05	0.14	-0.40	-0.39

(A: área del lago; P: perímetro; L: longitud máxima; W: ancho medio; DI: desarrollo de costa; Z: profundidad máxima; \bar{Z} : profundidad media; V: volumen; Ad: área de la cuenca de drenaje)

EL FACTOR TOPOCLIMÁTICO

Al no disponerse de una estación meteorológica en cada lago (ni siquiera en cada circo), las diferentes formas y tamaños de los lagos no se pueden relacionar de forma directa con el clima, por lo cual se recurre a variables indirectas, como son la altitud, la orientación, y las coordenadas geográficas.

Según Vidal Romaní *et al.* (1983) “en el Pirineo no se dispone de registros completos durante periodos de tiempo representativos, pues la red de estaciones meteorológicas no es lo suficientemente densa, y hay que extrapolar datos de registros incompletos”. Actualmente se está empezando a corregir esta carencia (e.g., series en la estación del lago Redó (Catalan *et al.*, 1993; Camarero *et al.*, 1993)).

Situación (latitud y longitud)

Las coordenadas geográficas se han determinado mediante el programa IMAT, el cual permite obtener las coordenadas de los centros de masa de cada lago. Los lagos se han calcado de los mapas a 1:25000. Independientemente, todas las coordenadas geográficas se han medido manualmente con el fin de detectar y corregir posibles errores e imprecisiones en las medidas realizadas con el programa IMAT.

Latitud

El lago más septentrional de los Pirineos ($n = 1035$) se halla a $42^{\circ}58'37''$ (Aygue Rouye, Adour), y el más meridional a $42^{\circ}25'28''$ (Bleu, Tet), de latitud norte. La media es de $42^{\circ}41'02''$.

En los Pirineos es muy reducida la variabilidad en las latitudes, por lo que no cabe esperar que la latitud pueda afectar a las variables de sus lagos.

Longitud

En el Pirineo ($n = 1035$) el lago más occidental y el más oriental, se hallan, respectivamente, a $0^{\circ}42'21''$ oeste (Acherito, Aragón), y $2^{\circ}13'23''$ este (Coma Mitjana, Tet). La media es de $0^{\circ}50'07''$ este.

Se dan mayores densidades de lagos en algunas longitudes determinadas: e.g., entorno a la longitud 1° este, i.e., en Aigüestortes y Marimanya.

Entre las variables relacionadas con la longitud destacan la temperatura, y el régimen de vientos y de precipitaciones, como comentamos en los siguientes apartados.

No observamos relación entre la longitud geográfica y el área de los lagos (la correlación es nula), ni con el resto de variables morfométricas.

Altitud

De todos los lagos que hemos estudiado en los Pirineos (1034 lagos) el que se halla a mayor altitud es el Maladeta o Cordier, a 2958 m (circo de Cregüeña, en la cuenca del Ésera), situado en la vertiente sur.

Sin embargo, existen dos pequeños lagos no incluidos en la presente memoria, por tener menos de media hectárea, y que están a mayor altitud: se trata del Helado de Monte Perdido, a 2990 m, y el Helado de Añisclo, a 2985 m (ambos en la cuenca del Ara).

Las altitudes de los tres lagos mencionados se explican por hallarse en algunos de los macizos culminales de la cordillera (Monte Perdido (3355 m), Maladeta (3308 m)).

En la vertiente norte el lago estudiado a mayor altitud es el Gourg de Cap de Long (Neste d' Aure), a 2845 m, un valor inferior al del lago situado a mayor altitud en la vertiente sur del Pirineo.

Los lagos a menor altitud están en Francia, y son Barbazan y Lourdes, a 435 m y 421 m, respectivamente, aunque el lago a menor altitud de los considerados en este estudio es el Campauleil (Ariège), a 812 m; el resto están a más de 1000 m de altitud.

La media de altitud de todos los lagos del Pirineo es de 2275 m, ligeramente inferior a la mediana, que es de 2300 m.

Por debajo de los 2000 m se cuentan 123 lagos (14 de ellos en la vertiente sur), mientras que 165 lagos se hallan a más de 2500 m de altitud, y 23 a más de 2.700 m (17 de ellos en la vertiente sur).

El 25% de lagos del Pirineo está a menos de 2147 m de altitud, el 75% a menos de 2438 m, y el 90% a menos 2565 m.

Por otra parte, el lago a mayor altitud que hemos detectado en la cartografía mundial es un pequeño lago de circo situado a 6368 m de altitud, en el glaciar Dong Rongpu (China), a unos 8 km al noreste del Everest.

El Titicaca (3810 m) es el más elevado de los grandes lagos.

Los lagos a menor altitud se sitúan en criptodepresiones: Mar Muerto (-393 m), Salton (Estados Unidos, -70 m), Enriquillo (República Dominicana, -44 m), Caspio (-28 m), y Eyre (Australia, -12 m).

La gran diferencia de altitud entre los lagos de los Pirineos y el resto de regiones (tabla 40) se debe a que los lagos seleccionados de los Andes, Alpes, L. District, y N. Zelanda (de origen glaciar) son de valle, los del escudo canadiense, ELA, Labrador, y N. Zelanda (de origen volcánico) son de llano, y sólo los del Pirineo son de circo.

Tabla 40. Medias de las altitudes de los lagos en varias regiones del mundo.

	media altitud (m)	n
L. District	100	16
Andes	242	24
ELA	250	6
Escudo canadiense	283	24
N.Zelanda (o.volcánico)	330	21
N.Zelanda (o.glaciar)	396	34
Labrador	448	130
Alpes	716	41
Pirineo	2275	1034

En los Pirineos (tabla 41) las cuencas con lagos a menor altitud (a menos de 2230 m de altitud) se hallan todas en la vertiente norte, con excepción del Aragón.

En la vertiente sur la cuenca situada a menor altitud es la del Aragón, a 2021 m, es decir, por encima de la línea de nieves permanentes (definida como el límite entre el área de acumulación de un glaciar y el área de ablación) durante el máximo glaciar en esta zona de la vertiente sur del Pirineo occidental, el cual debió hallarse a una altitud muy baja, entre 1700 y 1800 m (García-Ruiz *et al.*, 1999); el lago Astanés, el mayor de esta cuenca, se halla a 1754 m de altitud, es decir, dentro de la mencionada línea de nieves permanentes. La altitud particularmente baja de los lagos del alto Aragón se explicaría por la barrera montañosa de las sierras de Bernera y de Aspe, que cierran por el sur los lagos de Astanés, Orná, Sarrios, y Tortiellas, y que provocan la precipitación de las masas de aire húmedo que llegan por el noroeste procedentes del Atlántico. También pueden haber influido los sustratos propicios a la sobreexcavación por el hielo en que se hallan dichos lagos (pizarras, areniscas); finalmente, varios de los circos se orientan a norte, lo cual favorece la acumulación del hielo, como veremos en el apartado sobre “Orientaciones de los circos” (páginas 87 y 88).

En la vertiente norte la baja altitud de los lagos de la cuenca del Salat se debería en parte a que la mayoría de ellos se sitúan en el batolito granodiorítico de Bassiers, el cual se halla deprimido en relación a su entorno.

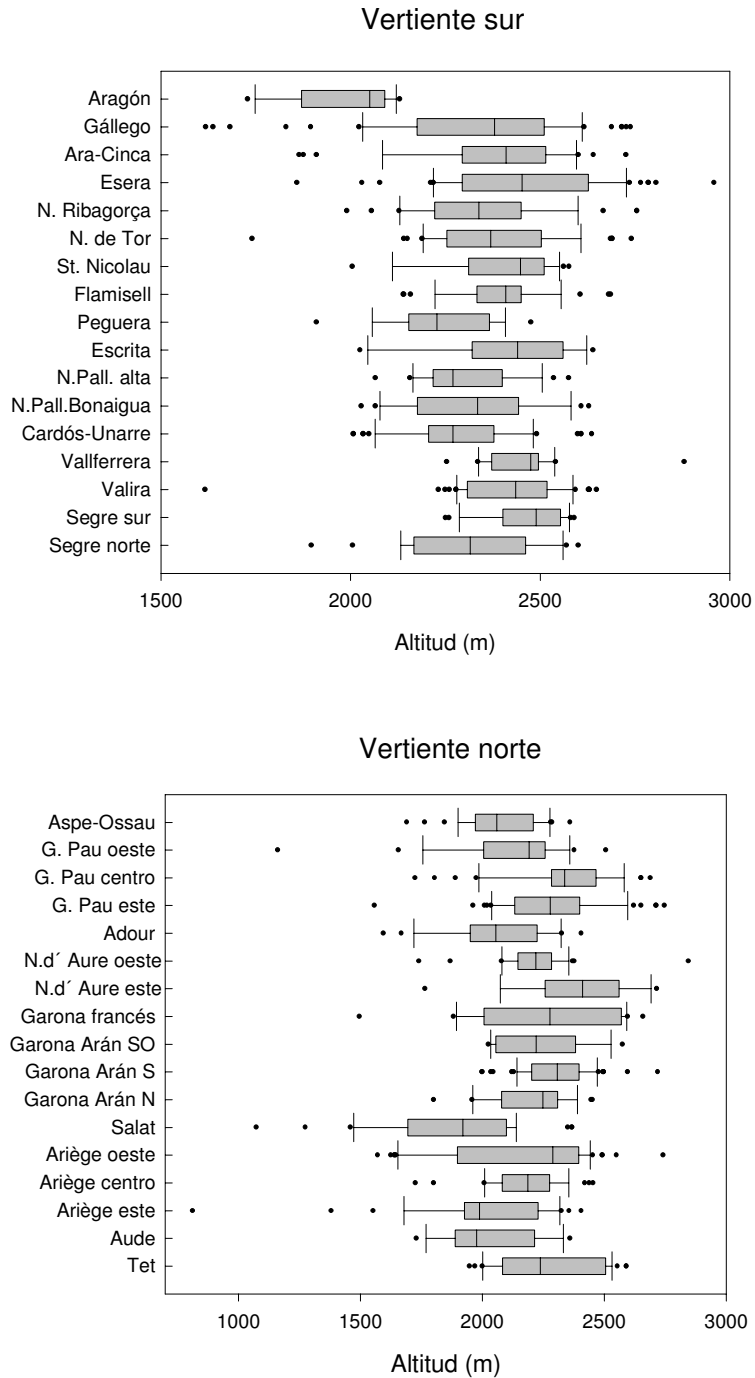
Las siete cuencas y circos con lagos a mayor altitud se hallan todas -sin excepción- en la vertiente sur.

Existen diferencias significativas entre las altitudes de los lagos de las cuencas del Esera, Segre, y Vallferrera (con las medias más elevadas) por una parte, y el resto de cuencas, por otra parte. Aparentemente, la orientación de estas tres cuencas no sería especialmente favorable para la formación de cubetas lacustres (Esera y Vallferrera, por su orientación a suroeste; Segre por su orientación a sureste). En efecto, la mayor altitud de los lagos del Ésera se debe, por una parte, a que la cabecera de éste se halla a mayor altitud que el resto de cuencas del Pirineo, y, por otra parte, a que los circos que se han formado en ella compensan con una mayor altitud sus orientaciones al suroeste, poco favorables a la acumulación del hielo; además, en el Esera no hay lagos de valle. El resto de cuencas cuyos lagos tienen medias superiores a los 2400 m también se hallan en la vertiente sur, compensando también sus orientaciones desfavorables con unas altitudes claramente superiores a la media de los Pirineos.

Tabla 41. Medias de la altitud de los lagos (en metros) de las cuencas del Pirineo.

Cuenca	altitud media	n
Segre sur: Duran, Llosa, Arànsér, Bescaran	2466	21
Vallferrera	2459	20
Esera	2450	59
Valira	2414	64
Flamisell	2397	34
Peguera	2397	15
Sant Nicolau	2392	24
Neste d' Aure este: Louron	2381	14
Ara-Cinca	2376	31
Noguera de Tor	2375	36
Noguera Ribagorçana	2343	29
Gállego	2329	56
Gave de Pau centro: Marcadau, Lutour	2327	36
Noguera Pallaresa: Bonaigua	2324	17
Segre norte: Aravó (Querol), Angoustrina	2311	24
Garona aranés sur: Bargadèra, Valarties, Aiguamòg, Ruda	2300	61
Noguera Pallaresa alta	2299	24
Cardós-Unarre	2290	49
Gave de Pau este: Gavarnie, Barèges	2275	50
Tet	2268	26
Garona francés: La Pique	2263	18
Garona aranés suroeste: Joèu, Nere	2239	8
Escrita (Ratera, Subenuix, Monestero, sin Peguera)	2238	12
Neste d' Aure oeste	2219	35
Garona aranés norte: Varradòs, Salient, Unhòla, Toran	2193	23
Ariège centro: Aston	2178	35
Ariège oeste: Vicdessos	2162	54
Gave de Pau oeste: Arrens, Estaing	2105	21
Aspe-Ossau	2068	33
Adour	2060	18
Aude	2031	15
Aragón	2021	15
Ariège este: alto Ariège	1998	32
Salat	1873	26

Figura 16. Box-plots de las altitudes de los lagos de las cuencas del Pirineo (para cada vertiente, y de oeste a este). Dentro de cada barra la línea vertical representa la media de latitudes de los lagos en esa cuenca; los extremos de la barra representan los percentiles al 25% y 75%, y los extremos de las líneas horizontales los percentiles al 10% y 90%. Los puntos representan lagos outliers, i.e., fuera del rango de valores entre el 10% y el 90%. Obsérvese la diferencia entre ambas escalas de altitud.



En la vertiente norte, la altitud relativamente elevada de los lagos del Louron (Neste d' Aure) se corresponde, aproximadamente a la misma latitud, con la máxima altitud de los lagos de la vertiente sur, i.e., el Esera.

Independientemente de este patrón general, de forma muy local puede haber lagos a una altitud muy inferior a la media del conjunto del circo al que pertenecen, tal vez favorecidos por unas condiciones particulares, como un microclima más frío, debido a que están en valles encajados, o a un factor estructural favorable. Cuando la varianza de altitudes de los lagos de un circo es baja, sería decisiva su orientación, o algún otro factor común a todo el circo, que habría restringido sus posibilidades de formarse.

Los box-plots de altitudes (figura 16) muestran que los lagos de valle suelen ser los principales outliers en altitud (e.g., Baños (Gállego), Cavallers (Noguera de Tor), Engolasters (Valira), Estaing (Ariège oeste), Campauleil (Ariège este)). Estas gráficas también muestran una cierta variabilidad en las altitudes de los lagos dentro de cada cuenca, mayor en general en las cuencas de la vertiente norte. Dicha variabilidad de altitudes se debe a las diferentes orientaciones de los circos, así como a otros factores que favorecen la formación de cubetas, y que se compensan con la altitud, como discutiremos en los siguientes apartados. Se observa asimismo que -descontando la cuenca del Aragón- casi todos los lagos de la vertiente sur del Pirineo (excepto unos pocos outliers) se hallan a más de 2000 m de altitud.

Existen diferencias muy significativas ($F = 159$; $p = 0.000$) entre la media de las altitudes de los lagos situados en la vertiente norte del Pirineo (2183 m; $n = 506$), y la de aquellos situados en la vertiente sur (2363 m; $n = 528$), estando estos a una altitud superior, como ya observaron Nussbaum (1934), y Margalef *et al.* (1975).

Los lagos situados en la vertiente norte muestran mayor dispersión (la desviación estándar es de 257 m), y rango (812 a 2845 m) de altitudes que los de la vertiente sur (S.D. = 198 m; rango de 1616 a 2958 m). En relación con la vertiente sur, donde casi todos los lagos están en los circos, y hay muy pocos lagos de valle, en la vertiente norte aparecen otros niveles inferiores, correspondientes a distintas altitudes de fondos de circo y valles, lo cual se traduce en un aumento de la variabilidad y rango de altitudes de los lagos.

La mayor altitud de los lagos de la vertiente sur del Pirineo se extiende a escalas menores dentro de la propia vertiente. Así, por ejemplo, en Andorra las cubetas de las vertientes expuestas a norte están a menor altitud que las orientadas a sur, debido a la mayor facilidad con que se acumula el hielo en las umbrías (Serrat *et al.*, 1984).

Sin embargo, en otras cuencas ocurre más bien lo contrario. Así, en la cuenca del Sant Nicolau -orientada al suroeste- observamos que la altitud media de los 17 lagos situados en circos de la vertiente a umbría (2423 m) es superior a la de los 6 lagos de la vertiente a solana, i.e., en el margen derecho del St. Nicolau (2367 m; sin incluir el Llong, que está en el valle).

Esta asimetría altitudinal entre las vertientes norte y sur se reproduce en el vecino valle del Escrita: los 19 lagos situados en su margen sur están a mayor altitud media (2354 m) que los situados en su margen norte (2300 m; 8 lagos, sin incluir el de St. Maurici, que es de valle).

En el Val d' Aran también los 20 lagos del norte del valle están a menor altitud (2186 m) que los 70 lagos situados en los circos del sur (en Valarties, Colomèrs, etc, a una altitud media de 2286 m), debido a que estos últimos se hallan en un batolito granitoide elevado.

Por lo tanto, existen lagos situados en vertientes con una orientación teóricamente desfavorable a la acumulación del hielo -como es la sur-, y que se hallan a menor altitud que otros lagos situados en vertientes de orientación favorable (a norte). Una posible explicación a esta aparente irregularidad local al mencionado patrón general para las dos vertientes del Pirineo, sería que por encima de los 2300 m de altitud aproximadamente, no sería decisiva la orientación en los valles del St. Nicolau y Escrita, o bien, en el caso del Val d' Aran, que los mencionados lagos de solana recibieran aportaciones nivales del norte por medio del viento, como sugiere Gómez-Ortiz (1987) para otras zonas del Pirineo (véase la discusión al final del presente capítulo).

Variación longitudinal de las altitudes de los lagos

Se observa (tabla 42; figura 16) en el Pirineo occidental -tanto en la vertiente norte, como en la meridional-, un aumento de la altitud media de los lagos, en sentido oeste-este, desde su extremo más occidental (cuencas del Aspe-Ossau, y del Aragón) hasta la cuenca del Esera, en la vertiente sur (macizo de La Maladeta), y -en menor grado y de forma más irregular- hasta el Neste de Louron (afluente oriental del Neste d' Aure) en la vertiente norte (macizo de Clarabide, al norte de Posets). Si se consideran sólo los lagos de circo (i.e., sin los de valle) esta tendencia es clara desde el Aspe-Ossau hasta el Lutour (Gave de Pau centro) en la vertiente septentrional (en la meridional no varía, por la práctica ausencia de lagos de valle).

De forma más detallada se observa lo siguiente:

En la vertiente sur la altitud media aumenta gradualmente en el Pirineo aragonés; a continuación disminuye bruscamente al llegar al Pirineo catalán (N. Ribagorçana); se mantiene aproximadamente constante en el Pirineo central catalán, para luego aumentar, también bruscamente, a partir de la cuenca del Vallferrera; a partir de aquí, se mantiene sin variaciones en el Valira (Andorra), y en todo el Segre situado en la vertiente española (más al norte, en el Segre francés la media es algo inferior).

En la vertiente norte el gradiente es irregular y débil. En el sector occidental se da un aumento neto entre Aspe-Ossau y Neste d' Aure, para luego estabilizarse hasta el Val d' Aran.

En el Gave de Pau, los lagos de las cuencas del Marcadau y del Lutour están a una altitud algo superior a las de sus vecinas cuencas al oeste (Arrens, y Estaing), y al este (Gavarnie, y Barèges). Esta diferencia la atribuimos en parte a la menor altitud de la cresta divisoria entre Francia y España en relación a la altitud de dicha cresta en las cuencas de Arrens, Estaing, y Gavarnie; ello permitiría además una entrada del viento cálido del sur, procedente de la depresión del Ebro. Más hacia el este, la menor altitud de los lagos de Néouvielle (Neste d' Aure oeste) se explicaría por las elevadas altitudes de la parte sur del macizo de Néouvielle, que por una parte protege a los circos de los vientos del sur, y por otra parte retiene las precipitaciones procedentes del noroeste.

Se aparta también de este gradiente el Adour, con una media inferior debido a su situación claramente más septentrional y alejada de la divisoria con España. El hecho de que la vecina cuenca del Neste d' Aure tenga sus lagos a una altitud superior a los del Adour se debería a la elevada línea de crestas que la protege de los vientos del oeste, y a su orientación a S-SE, que la condiciona a las influencias meridionales, con un clima relativamente seco (Capblancq *et al.*, 1968).

Tabla 42. Altitudes medias (en metros) de las cuencas de cada vertiente del Pirineo, ordenadas de oeste a este

Cuenca	Alt. media	n
vertiente norte		
Aspe-Ossau	2068	33
Gave de Pau	2258	107
Gave de Pau oeste: Arrens, Estaing	2105	21
Gave de Pau centro: Marcadau, Lutour	2327	36
Gave de Pau este: Gavarnie, Barèges	2275	50
Adour	2060	18
Neste d' Aure oeste	2219	35
Neste d' Aure este (Louron)	2381	14
Garona francés: La Pique	2263	18
Garona aranés suroeste: Joèu, Nere	2239	8
Garona aranés sur: Bargadèra, Valarties, Aiguamòg, Ruda	2300	61
Garona aranés norte: Varradòs, Salient, Unhòla, Toran	2193	23
Salat	1873	26
Ariège	2123	121
Ariège oeste: Vicdessos	2162	54
Ariège centro: Aston	2178	35
Ariège este: alto Ariège	1998	32
Aude	2031	15
Tet	2268	26
vertiente sur		
Aragón	2021	15
Gállego	2329	56
Ara-Cinca	2376	31
Esera	2450	59
Noguera Ribagorçana	2343	29
Noguera de Tor	2375	36
Sant Nicolau	2392	24
Flamisell	2397	34
Peguera	2397	15
Escrita (Ratera, Subenuix, Monestero, sin Peguera)	2238	12
Noguera Pallaresa alta	2299	24
Noguera Pallaresa: Bonaigua	2324	17
Cardós-Unarre	2290	49
Vallferrera	2459	20
Valira	2414	64
Segre sur: Duran, Llosa, Arànsers, Bescaran	2466	21
Segre norte: Aravó (Querol), Angoustrina	2311	24

También se hallan a una altitud algo inferior a la de sus vecinos del este y del oeste los lagos de los ríos La Pique, Joèu, Toran, Varradòs, y Unhòla –todos ellos afluentes del Garona-, debido a que la mayoría de estos lagos se sitúan en las paredes de la cresta que marca la frontera francoespañola, cuyas cimas en esta zona presentan altitudes claramente inferiores a las del resto de la cresta fronteriza en el Pirineo central. De hecho, sólo los lagos situados en los extremos oriental y occidental del Pirineo se hallan junto a cimas en la línea fronteriza de la cordillera situadas a altitudes inferiores a la de estos.

Más al este, en el Salat, se produce un descenso brusco y muy importante de la altitud media, que sólo se recupera en el Ariège, aunque de forma irregular hasta llegar al extremo oriental, donde se da un nuevo aumento en el Tet. En efecto, la mayoría de los lagos del Salat se sitúan en los batolitos granitoides de Bassiers y de Riberot, los cuales se hallan a unas altitudes medias inferiores a las de otros batolitos del Pirineo. La “anomalía” o inversión de la tendencia en el Salat ya fue observada por Nussbaum (1934), y tiene su correspondencia en la cuenca del Cardós, aunque de forma menos marcada. Creemos que estas bajas altitudes de los lagos del Cardós y del Salat se deben, en parte, a su situación en el Pirineo central con un clima más frío, pero sobre todo debieron beneficiarse de unas precipitaciones más abundantes que sus vecinas cuencas situadas también en dicha zona central del Pirineo, gracias a la entrada de masas de aire húmedo del Atlántico a la cuenca del Salat, y que llegarían -de forma debilitada- al Cardós, gracias a la menor altitud de la cresta divisoria entre ambas cuencas. En este sentido, las precipitaciones en el Salat son, por ejemplo, de 1669 mm en Aulus-les-Bains (a 750 m) y de 1509 mm en Ercé (a 650 m), claramente superiores a las del Ariège: 1100 mm en Ax-les-Thermes, o 1060 mm en Vicdessos, situados a una altitud similar (714 m, y 728 m, respectivamente; datos de Panareda (1984)).

Finalmente, los lagos situados en la cabecera del Segre (en Francia) están a menor altitud que los del Segre en España, debido a su posición más septentrional. Algo parecido ocurre con los lagos del Aude, situados a menor altitud y mayor latitud que sus vecinos del Ariège, y sobre todo, del Tet.

En definitiva, la variación altitudinal de los lagos depende en parte de la abundancia de precipitaciones. En la vertiente norte la influencia oceánica no encuentra barreras en su paso por la llanura de Aquitania, y penetra hacia el este (hasta un poco más allá de la divisoria vertical que separa los ríos franceses que drenan al Atlántico de los que drenan al Mediterráneo). Según García-Ruiz *et al.* (1992) las influencias atlánticas llegan muy debilitadas al Pirineo Central, por lo que en él son inferiores las precipitaciones; se observa una disminución del volumen total de precipitaciones de Oeste a Este: 1871 mm en Arañones (a 1260 m de altitud, en la cabecera del Aragón), 1659 mm en Panticosa (a 1180 m, Gállego), 1182 mm en Benasque (a 1138 m, Esera), y 1079 mm en Bono (a 1063 m, N. Ribagorçana) (García-Ruiz *et al.*, 1985). Las precipitaciones disminuyen aún más hacia el este: 788 mm en Puigcerdà (a 1190 m, Segre).

Por otra parte, se observa hacia el este un cierto aumento de la altitud de la isoterma de 0°C en invierno (meses de noviembre a marzo o abril; tabla 43).

Finalmente, a una escala muy local los mapas de isotermas e isoyetas pueden variar mucho dependiendo de la variabilidad espacial de la temperatura y la precipitación entre estaciones próximas. Por ejemplo, en una misma montaña -el Pic du Midi de Bigorre- la estación situada en la cara noreste, a 2859 m de altitud, cerca de la

cima, registra una precipitación anual de 1670 mm (Plandé, 1939), mientras que la estación en la cara suroeste, en el puerto de Sencours, a 2366 m, registra 2295 mm.

Tabla 43. Altitud de la isoterma de 0°C en invierno (meses de noviembre a marzo o abril), estimada en diferentes valles y circos del Pirineo (García-Ruiz et al., 1986).

Cuenca	altitud de la isoterma de 0°C (m)
Aragón	1549
Gállego	1635
Ara	1670
Cinca	1603
Esera	1700
Noguera Ribagorçana	1605

Por ello, no tiene sentido examinar si existen gradientes locales y regularidades más precisas entre la altitud de los lagos y las variables climáticas en la actualidad, mientras no se disponga de suficientes estaciones meteorológicas y datos representativos.

Por otra parte, se puede intentar relacionar los mencionados gradientes de altitudes de los lagos, de precipitaciones y de temperaturas con un gradiente también longitudinal en la altitud de los pisos nivales (o pisos glaciares), señalado por varios autores. Chueca *et al.* (1998) observan un gradiente altitudinal claro, con aumento de las cotas de localización mínima de los pisos morfodinámicos nival y -en menor grado- subnival (o periglacial), de oeste a este, entre los macizos de Balaitous y Posets-Eriste (cuenca del Cinca); en este punto, desde el macizo de Perdiguero-Clarabide hasta el de Besiberri (cuenca del Noguera Ribagorçana), las cotas vuelven a descender, aunque de forma más irregular (tabla 44).

Tabla 44. Localización altitudinal mínima (en metros) del piso morfodinámico nival en siete macizos, en función de la orientación (Chueca et al., 1998).

macizo	orientación norte	orientación sur
Balaitous	2500	2700
Panticosa	2680	----
Néouvielle	2860	2900
Posets	2900	3100
Perdiguero	2650	2820
Maladeta	2780	2940
Besiberri	2880	-----

A partir de estos datos, hemos confeccionado una tabla más detallada para ilustrar esta tendencia en el Pirineo occidental (tabla 45).

Tabla 45 . Altitudes medias de los grupos de lagos situados en las caras norte y sur de varios macizos del Pirineo centro-occidental, así como sus diferencias.

macizo	altitud media (m)				diferencia (m)	
	Cara norte		cara sur		lac.	nival
	lac.	nival	lac.	nival		
Balaitous	2175	2500	2322	2700	147	200
Néouvielle	2258	2860	2364	2900	106	40
Posets	2406	2900	2565	3100	159	200
Perdiguero	2615	2650	2725	2820	110	170
Maladeta	2336	2780	2601	2940	265	160

(diferencia lac.: diferencia entre las medias de altitudes de los lagos entre las caras norte y sur, en metros; diferencia nival: diferencia de localización mínima del piso morfodinámico nival entre las caras norte y sur, en metros)

Observamos (tabla 45) que el mencionado gradiente creciente de oeste a este es más extenso en el caso de los lagos, puesto que empieza al oeste en el macizo de Anie, y llega hasta el Perdiguero, i.e., no se invierte hasta pasado el Esera.

En los macizos más orientales (Perdiguero, Maladeta y Besiberris) no sólo son menos abundantes las precipitaciones, sino que cambia su régimen: se pasa de los claros máximos de finales de otoño e invierno, característicos del sector occidental, a un máximo estival, generalizado ya en el Pirineo catalán (todo ello referido a los altos valles, no a las crestas). Esto explicaría la existencia a ambos lados de la divisoria francoespañola de lagos extensos en Balaitous (e.g., Artouste, Migouelou), Panticosa (Bramatuero, Brazato), y su posterior escasez hacia el este, hasta su reaparición en el Perdiguero y Maladeta (Portillon, Literola, Cregüena).

Por lo que respecta a la posible relación entre, por una parte, los mencionados gradientes altitudinales actuales de los lagos, temperaturas, y precipitaciones, y, por otra parte, la extensión de los glaciares en el último máximo glaciario, nos limitamos a citar a algunos autores.

Chueca (1992) señala que la mencionada tendencia en la localización de los pisos nival y subnival ya debió darse en el Tardiglaciario, como muestra la localización de los glaciares rocosos relictos.

Según Barrère (1963) varias observaciones en el Pirineo centro-occidental francés muestran que la acción glaciaria disminuía del oeste hacia el este: en la distancia de unos 60 km que separa el valle del Aspe (extremo occidental de la distribución de los lagos), del extremo este del valle del Aure, el límite de las nieves perpetuas en el máximo de la última glaciación asciende de los 1500 m hasta los 1900 m; también la dimensión de los circos va decreciendo; todo ello debido a una menor alimentación en nieves, como resultado del mencionado gradiente climático.

La zona más oriental del Pirineo que sufrió las glaciaciones del cuaternario fue el macizo del Canigó; la mayor longitud de los glaciares de su vertiente oriental parece indicar que las precipitaciones en forma de nieve eran aportadas en gran parte por vientos provenientes del este, y del sureste (mediterráneos; Guitard *et al.*, 1998). En el macizo del Canigó, el nivel de equilibrio glaciario se situaba a una altitud claramente superior a la que se daba en el macizo del Carlit –situado más al oeste- y en general en

todo el Pirineo central (Guitard *et al.*, 1998).

En este sentido, en todo el Pirineo se ha detectado una superficie de aplanamiento subculminal a una altitud que es común para los circos de una misma cuenca, pero que puede diferir entre cuencas, y sobre todo entre ambas vertientes del Pirineo. Este nivel de erosión inmediatamente inferior al nivel de crestas es el llamado nivel de fondos de circos. Asumiendo que el fondo de los circos coincide aproximadamente con el nivel de nieves permanentes (Embleton *et al.*, 1968; Trenhaile, 1976), dicho nivel se hallaría a una altitud inferior en el Pirineo occidental en relación al Pirineo oriental. Asimismo, García-Ruiz *et al.* (1999) señalan que la localización de los frentes glaciares en el Alto Aragón y Alto Gállego sugiere una progresiva elevación de la línea de nieves permanentes de oeste a este en dicha zona durante el máximo glacial. En el Aragón y el Gállego el nivel de nieves permanentes durante el máximo glacial se hallaba entre 1700 y 1800 m de altitud (García-Ruiz *et al.*, 1999). En cambio, en el Pirineo oriental, en el alto Segre (en Urgellet-Cerdanya), este nivel se halla a una altitud media menor: 2050 m (Gómez-Ortiz, 1980).

Según Ventura (1989), en las áreas del Pirineo que conocieron un glaciario marginal es donde la orientación a norte resulta determinante en la génesis o no de circos glaciares. Así, el lago más oriental de la vertiente norte (el Coma Mitjana, en el Tet, a 2° 13' 23" de longitud este) se halla en un circo orientado a norte. Sin embargo, más al norte, el lago más oriental (el Gorg Estelat, en el Tet, en la longitud 2° 12' 50" este) se orienta al este: en esta zona la distribución de los lagos en realidad no es marginal, gracias al Canigó, que actuó favoreciendo la acumulación glacial. Otro tanto puede afirmarse para la vertiente sur: su lago más oriental (el Negre, en el Segre, en la longitud 1° 59' 01" este) se orienta a sur.

En resumen, las altitudes de los lagos del Pirineo dependen de las altitudes de los macizos montañosos que los albergan. Por otra parte, creemos que el volumen de precipitaciones sería el principal factor en la determinación de las altitudes de los lagos del Pirineo: en diversas cuencas del Pirineo se observa cómo los lagos compensan con un aumento de altitud su alejamiento de las influencias marítimas; la orientación del circo también compensa en parte este alejamiento, sobre todo en los macizos montañosos en que se dieron las condiciones menos favorables para la formación de circos, a saber, los extremos oriental y occidental de la cordillera (éste por la menor altitud de sus macizos montañosos), así como las zonas más alejadas al norte y al sur de la divisoria de aguas entre ambas vertientes. Sin embargo, debido a la ausencia de registros meteorológicos en la mayoría de circos del Pirineo, no hemos podido contrastar estadísticamente estas hipótesis.

Orientaciones de los circos

La orientación de un circo se define como la dirección de su eje longitudinal, i.e., desde la pared dorsal hasta el umbral que cierra el circo, y no tiene que coincidir con la dirección del eje mayor (la cual es perpendicular en el circo de Caillauas, por ejemplo). Esta definición es sólo aproximada para los circos compuestos. Hemos considerado únicamente los circos que presentan lagos.

Como aproximación se pueden definir ocho orientaciones: N, NE, E, SE, S, SO, O, y NO. Para 274 circos lacustres de todo el Pirineo (la mayoría, pues hay que tener en cuenta que muchos circos contienen más de un lago, y que sólo se cuentan los subcircos situados en el primer escalón de un circo compuesto), hemos hallado las frecuencias de orientaciones indicadas en la tabla 46.

Tabla 46. Número de circos lacustres en cada una de las orientaciones, en todo el Pirineo, en la vertiente sur, y en la vertiente norte.

Orientación	Pirineo	vertiente sur	vertiente norte
N	65	13	52
NE	49	12	37
E	30	11	19
SE	30	21	9
S	39	33	6
SO	13	11	2
O	17	15	2
NO	31	21	10

Se observan unas orientaciones preferentes. Se trata de la N y la NE, las cuales se suelen considerar como las más favorables a la acumulación de hielo por su efecto de sombra, i.e., que estos circos reciben una menor insolación. Según Embleton *et al.* (1988), cuanto menor es la latitud en la que se halla una la región glaciaria, mayor es la frecuencia de circos con orientaciones a norte, los cuales proporcionan mayor protección frente a una mayor insolación.

Las orientaciones menos frecuentes (SO y O) son las más desfavorables, por su mayor insolación. La orientación SO es la menos frecuente, pero está asociada con algunos de los lagos más profundos y/o extensos (e.g., Cregüña, Monges, Lanòs, etc).

A pesar de su menor frecuencia, sorprende el elevado número de circos orientados a sur (SE, S, SO).

Las orientaciones más frecuentes de los circos de la vertiente sur (S, SE, y NO) (tabla 46) son en teoría poco favorables a la acumulación de hielo, debido a su mayor insolación (S y SE), y a que las precipitaciones más abundantes proceden del O y NO. Su elevado número se debe, en parte, a que vienen impuestas por la dirección ONO-ESE de la cordillera.

Las orientaciones más frecuentes de los circos de la vertiente norte (N, NE, y E; tabla 46) son las que se suelen considerar más favorables a la acumulación de hielo, debido a su menor insolación (N y NE), y a la procedencia del O y NO de las precipitaciones más abundantes. Las menos frecuentes (O, SO, S) son las menos favorables a la acumulación de hielo.

Este orden coincide aproximadamente con el hallado por diversos autores en otras regiones de lagos de circo. Así, en el Lake District (Embleton *et al.*, 1968) las orientaciones más frecuentes son la N y NE; en la cordillera canadiense los circos orientados a N o a NE están a menor altitud (Trenhaile, 1979).

Las orientaciones a sur (S, SE, SO) de los circos

En principio, la orientación a sur favorece la eficacia de la actividad de hielo-deshielo (la insolación, favorecida por la exposición a sur, propicia la ablación de la roca por el glaciar (Bordonau, 1992)), pero no el acúmulo de hielo, y por tanto no propicia la formación de verdaderos circos. En la vertiente norte los circos orientados a sur son muy poco frecuentes.

No se puede generalizar, sin embargo, afirmando que las orientaciones a sur son menos favorables para la formación de circos, como muestran los siguientes hechos:

1-Su elevada frecuencia (tanto en términos absolutos como relativos).

2-Los circos orientados a sur contienen numerosas cubetas lacustres, tan importantes -tanto en área como en profundidad- como puedan ser las situadas en circos a norte, a pesar de su tendencia a recibir una mayor insolación, y una menor cantidad de precipitación. Ejemplos de ello se dan en las cabeceras del Lladorre y del Tavascan (Cardós), en Cabdella, o en el macizo de Néouvielle; en este último se hallan algunos de los pocos circos lacustres de la vertiente norte orientados a sur, a pesar de que, según Capblancq *et al.* (1968), esta zona está protegida de los vientos del oeste por la cresta divisoria, y debido a su orientación sur-sureste está expuesta a las influencias meridionales, que determinan un clima relativamente seco, además de una mayor insolación; en el resto del Pirineo son pocos los lagos grandes situados en circos orientados a sur.

3- La mayor superficie lacustre y la mayor media de profundidades se dan en circos orientados al SO.

Las orientaciones a sur son compensadas con un aumento de la altitud del circo (véase la tabla 47). En general, la dispersión en la orientación aumenta con la altitud del circo, debido a la menor dependencia del factor orientación cuando el circo se sitúa claramente por encima del nivel de nieves permanentes (Olyphant, 1977; Alonso, 1994).

No obstante, hemos observado la existencia de algunos circos situados a baja altitud, y con orientaciones desfavorables, la cual podría explicarse por hallarse en sustratos de areniscas o de pizarras; la influencia del relieve preglaciar y de la litología en la orientación de los circos ha sido propuesta en otras regiones por Centeno *et al.* (1991), y por Alonso (1994).

Forma del circo

La morfometría de circos presenta diversos problemas, y no es abordada aquí más que someramente, y con el objetivo de interpretar la tabla del siguiente apartado; entre dichos problemas figuran el reconocimiento de los circos, la definición de los límites de los subcircos (cuando no están formados sólo por paredes sino también por umbrales laterales, como, por ejemplo, el del Negre de Peguera), o la definición de las distancias o variables morfométricas. Consideramos sólo aquellos circos que contienen al menos un lago, y que además sean sencillos, o bien sean subcircos situados en la cabecera de un circo compuesto; hemos medido las siguientes variables en una muestra de 38 circos del Pirineo.

Índice de la longitud referida al ancho máximo (L/W_{\max}) del circo

Evans *et al.* (1995a) definen la longitud de un circo como la distancia en línea recta desde el umbral hasta la cresta dorsal del circo. El ancho se define como la distancia mayor perpendicular a dicha longitud. En una muestra de 38 circos de los Pirineos la media de L/W_{\max} es de 0.75 (similar a la hallada por García-Ruiz *et al.* (1999) en el Pirineo aragonés (cuencas del Aragón y Gállego)).

Altitud máxima del circo

Se refiere al punto más alto de la cresta de la pared del circo. En 38 circos de los Pirineos la media es de 2773 m; el mínimo es de 2147 m (Acherito (Aragón)), y el máximo de 3350 m (Cregüeña (Esera)).

Altitud mínima del circo

Definida como la altitud de la superficie del lago junto al umbral que cierra el circo.

En los 38 circos medidos la media es de 2324 m, el mínimo es de 1764 m, el máximo es de 2805 m.

Altura de la pared del circo (H)

Es el desnivel del circo, definido como la diferencia entre la cota máxima de la pared o cresta del circo, y la cota mínima definida anteriormente. En los 38 circos medidos la media es de 447 m; el mínimo es de 203 m (en el Glacé, Neste d' Oo, Garona), y el máximo de 884 m en el Alet (Salat).

Por otra parte, Ventura (1992) constata que en los 10 circos de los valles de la Bonaigua y de Son (Noguera Pallaresa), así como en los 12 circos de Espot, no hay ningún circo lacustre con menos de 400 metros de desnivel (también hay circos sin cubetas lacustres que tienen más de 400 m de desnivel).

Finalmente, hemos observado un valor del coeficiente de determinación prácticamente nulo entre el desnivel de un circo y el tamaño de los lagos que contiene (en concreto, sus áreas y profundidades); en el apartado sobre “El área de la cuenca de drenaje (Ad)” (página 65) tampoco observamos una relación entre el área de un circo y el tamaño de sus lagos, lo cual sugiere que el tamaño de un circo no determina el tamaño de sus cubetas lacustres; por lo tanto, aunque no disponemos de estimas suficientes respecto al volumen de hielo acumulado en dichos circos, parece que éste podría no ser determinante en el tamaño de las cubetas lacustres.

Influencia del factor topoclimático en la profundidad relativa (Z_r) de los lagos

Al estudiar los lagos con valor elevado de Z_r (e.g., $Z_r \geq 12\%$), se observan algunas regularidades (tabla 47).

Se puede apreciar que la mayoría de los lagos con mayor profundidad relativa del Pirineo se hallan en circos con orientaciones favorables a la acumulación del hielo (septentrionales).

Los que están en circos con orientaciones desfavorables a dicha acumulación (S, SO, O) se hallan a una mayor altitud (en relación a los situados en la misma vertiente); de ellos, el situado a menor altitud está a 2135 m (el Nere deth Cap deth Marc), mientras que existen varios lagos con orientaciones a norte situados a altitudes inferiores a ésta (tabla 47).

Además, los circos con orientaciones desfavorables (los sencillos, así como los situados en la cabecera de un circo compuesto) están bastante sobreexcavados, pues si bien son menos profundos, tienen una media inferior del índice entre la longitud máxima del circo y el desnivel de éste (L/H). En efecto, los seis lagos situados en circos con orientaciones meridionales presentan un desnivel medio de sus circos de sólo de 324 m, pero la media de L/H es igual a 1.74, en contraste con un desnivel medio de 491 m, y una media de $L/H = 2.22$ para los siete lagos en circos (sencillos, o bien en la cabecera de un circo compuesto) con orientaciones septentrionales (en la muestra de 38 circos del Pirineo la media es de 2.3).

Por otra parte, los mencionados seis lagos situados en circos orientados a sur presentan una forma bastante más ancha que larga: la media de L/W_{\max} de sus circos es igual a 0.51, en contraste con una media de 0.88 para los siete lagos en circos orientados a norte (en la muestra de 38 circos del Pirineo vimos que la media es de 0.75; la recíproca de esta regularidad no se cumple: en efecto, existen circos más anchos que largos, cuyo lago principal está poco sobreexcavado: e.g., Ribanegra, Reguera).

En el Pirineo aragonés (cuencas del Aragón y Gállego), García-Ruiz *et al.* (1999) identificaron 206 circos glaciares (muchos de ellos no presentan lagos), y hallaron que son más anchos que largos (de promedio, $L/W_{\max} = 0.79$) –como ocurre en otras zonas montañosas del mundo-, y relativamente profundos, debido a una activa sobreexcavación (de promedio $L/H = 1.48$). En particular, los circos situados a menor altitud son claramente más anchos que largos (de promedio $L/W_{\max} = 0.67$), y además,

están menos sobreexcavados; esto lo atribuyen a que en dichas altitudes la acción del hielo fue menos duradera, y por consiguiente, no permitió un mayor retroceso de la pared dorsal del circo, ni una mayor sobreexcavación de su fondo.

Tabla 47. Altitud, orientación del circo, y cociente entre la longitud y el ancho máximos del circo, para los lagos con mayor valor de Zr del Pirineo.

Lago	Cuenca	Alt.	Ori.	L/W_m	Zr (%)
Blanc	Cardós	2515	S	0.537	20.11
Er	Gave d´ Ossau	1764	NE		19.69
Bou	Bonaigua (N. Pallaresa)	2395	NE		19.15
Arrémoulit Gran	Gave d´ Ossau	2265	N		18.79
Negre d´ Aigüestortes	St. Nicolau	2295	NO		18.69
Contraix	St. Nicolau	2576	SE	0.571	17.72
Uzious	Gave d´ Ossau	2115	N		17.53
Ribereta de Baish	Valarties	2275	NO		17.47
Bergús	St. Nicolau	2441	SE		16.33
Bernatuara	Ara	2336	S	0.345	16.31
Nere deth Cap deth Marc	Toran (Garona)	2135	SE	0.550	16.27
Anglas	Gave d´ Ossau	2068	N		15.93
Alet	Salat	1904	N	1.414	15.69
Bleu de Lesponne	Adour	1950	N		15.27
Oulettes d´ Estom	Gave de Pau	2360	NO		15.22
Portillon	Garona	2571	N		15.19
Saburó	Flamisell	2510	N		15.01
Colomina	Cabdella	2400	S		14.82
Gerber	Bonaigua (N. Pallaresa)	2154	NE		14.77
Litouèse	Gave de Pau	2086	NE		14.71
Ribereta de Naut	Valarties	2329	NO		14.66
Chelau	Esera	2805	S	0.722	14.62
Aubé	Salat	2100	N	1.022	14.22
Cregüeña	Esera	2657	NO	0.733	14.11
Llosars	Esera	2480	SO		13.86
Campana	Adour	2225	NE		13.73
Collada	St. Nicolau	2457	NO	0.611	13.73
Caillauas	Neste d´ Aure	2158	NO		13.27
Redó	N. Ribagorçana	2243	S	0.310	13.27
Gallina Major	Cardós	2490	NE	0.468	13.05
Blaou	Ariège oeste	2335	NO	0.556	12.99
Boum du Port	Garona	2248	N	0.616	12.59

Según King (1984) cuanto menor es el valor del cociente L/H, tanto más abrupta y elevada es la pared de rimaya en relación con la longitud del circo, con lo cual el circo queda más protegido de la insolación y ofrece un mayor abrigo para la acumulación de la nieve.

Así, parece ser que tanto una menor altitud, como una orientación meridional, se traducen en una menor acción glaciaria y un menor desarrollo del circo, el cual adopta una forma particularmente ensanchada.

En el Lake District, Evans *et al.* (1995a) también hallaron que el ancho de los circos suele ser mayor que su longitud; sin embargo, encontraron que la altitud no se relaciona con la forma del circo (aunque a veces sí los valores extremos de altitud), ni con el tamaño de éste.

Una hipótesis para explicar esta regularidad es que un ensanchamiento del circo permite mantener un volumen similar de hielo al acumulado en un circo alargado sin que pierda altitud el fondo del circo.

EL FACTOR MORFOESTRUCTURAL (GEOLOGÍA)

Este factor incluye la litología y la estructura.

La mayoría de autores explican la distribución y orientación de las cubetas de circo en función del factor morfoestructural: las discontinuidades del roquedo -fracturas, cambios litológicos- han ordenado muchas de las cubetas de sobreexcavación y canales de aludes; a menudo estas cubetas se hallan en la intersección de fracturas o de pequeñas fallas (Casteras *et al.*, 1970; Gómez Ortiz, 1980; García-Ruiz, 1991; Lampre, 1998).

Sin embargo, no existen datos detallados sobre la geología de cada lago, a saber, la litología, y la densidad de fracturas y diaclasas de la roca. La cartografía geológica no suele proporcionar suficiente información sobre estos dos factores supuestamente decisivos en la formación de las cubetas lacustres; en el caso de las fracturas la información es tan escasa que prácticamente no permite realizar un estudio cuantitativo sobre su relación con la forma de los lagos. Esto se complica en el caso de los lagos situados sobre más de una litología.

Finalmente, se conoce muy poco acerca de la resistencia de los diferentes tipos de roca a la erosión glaciaria (Embleton *et al.*, 1988). Según Trenhaile (1979) el conocimiento de la resistencia de una roca a la erosión glaciaria requiere un estudio petrográfico y químico detallado; además, la fotografía aérea no sirve, según este autor, para determinar la densidad de diaclasas, o la existencia de fallas cruzadas.

Estructura

Por lo que respecta a la megaestructura, sólo se dispone de una información genérica sobre las principales fracturas, procedente de mapas geológicos y de descripciones. En cuanto a la microestructura, los datos son escasos; no se dispone de medidas de densidad de diaclasas de diferentes tamaños.

Con los datos disponibles hemos estudiado la distribución de fallas en la cabecera del Gállego (el rectángulo noreste de la hoja de Sallent del Mapa Geomorfológico a escala 1:50000 (García-Ruiz, 1991)) con una cuadrícula con tamaño de celda de 5x5 km². Este rectángulo se sitúa entre las longitudes 0° 20' y 0° 11' oeste, y las latitudes 42° 50'20" y 42° 46'40" norte.

Se observa una franja de máxima densidad de fallas –así como de mayor longitud de éstas-, la cual se extiende en dirección NO-SE desde el embalse de Respomuso hasta el ibón de Bramatuero Superior. Esta banda presenta la mayor densidad lacustre del Gállego.

Además, se observa que la densidad de fallas es elevada en todos los terrenos granitoides de este rectángulo, y muy baja o nula en el resto de sustratos (grauvacas, calizas, pizarras, etc.).

Desafortunadamente, estas observaciones no son concluyentes, porque en la zona estudiada (al igual que en el resto del Pirineo) no están representadas la totalidad de las fracturas.

Direcciones de los lagos

La dirección de un lago es la su eje principal, i.e., el definido por su longitud máxima. Por simplicidad la anotaremos como si fuera una orientación, indicando sólo, por ejemplo, noroeste, en lugar de noroeste-sureste.

Hemos estudiado la distribución de frecuencias de las direcciones de los lagos más alargados (e.g., con $L/W > 3$; $n = 322$) del Pirineo tomadas en nueve clases o intervalos (de 20° en 20° en el intervalo de 0° a 180°); no se han considerado los lagos con formas subcirculares, o poco alargadas, porque son peores indicadores de la dirección de las fracturas: en ellos no suelen destacarse unas direcciones dominantes.

Aparecen con claridad dos direcciones dominantes: las correspondientes a las dos clases 141°-160° y 161°-180°, con 68 y 45 lagos, respectivamente (21.2% y 14%), i.e., las direcciones a noroeste-oeste. En efecto, la distribución de estas frecuencias no es uniforme; dos de ellas predominan sobre el resto (tabla 48). La clase menos frecuente es la 41°-60°, con 23 lagos (7.2%).

Tabla 48. Frecuencias de las direcciones de los lagos más alargados (e.g., con $L/W > 3$) de los Pirineos tomadas en nueve clases.

intervalo	nº de lagos
]0°;20°]	31
]20°;40°]	25
]40°;60°]	23
]60°;80°]	29
]80°;100°]	30
]100°;120°]	34
]120°;140°]	36
]140°;160°]	68
]160°;180°]	45

$\chi^2 = 42.27$; para $\alpha = 0.05$ y con 8 g.l. $\chi^2 = 15.51$;

por tanto, como $42.27 > 15.5$ se rechaza la hipótesis nula de uniformidad de las nueve frecuencias de direcciones.

Si se consideran las vertientes norte (168 lagos) y sur (154 lagos) por separado el resultado es el mismo: en ambas la dirección más frecuente es la de la clase 141°-160° (con 40 lagos en la vertiente norte (23.8%), y 28 en la vertiente sur (18.2%)), seguidas de la clase 161°-180° (21 lagos en la vertiente norte, 24 en la sur).

Si se toman 18 clases de direcciones entre 0° y 180°, en intervalos de 10°, las direcciones más frecuentes también corresponden a los intervalos 141°-150° y 151°-160° (con 31 y 37 lagos respectivamente), i.e., al noroeste-oeste.

Estas direcciones preferentes son aún más frecuentes en los circos de Ratera, Colieto, Colomèrs, Valarties, Cabdella, Gallina (N. Pallaresa), y en las cuencas del Garona, Neste d' Aure, Adour, Barèges (Gave de Pau), Sant Nicolau, y Aran norte; en cambio, son raras en Peguera, Cabanes, Aran Sur, Gave d' Ossau, y en todas las subcuencas del Gave de Pau situadas al oeste del Barèges. Estas direcciones dominantes tienen una clara distribución regional, pues todas ellas se sitúan en pleno Pirineo central.

Aunque las direcciones dominantes son algo más frecuentes sobre granitoides, no hay una litología claramente preferente.

En algunos batolitos estas direcciones son particularmente raras: Cauterets (en Panticosa, por ejemplo, domina la clase 121°-140°), Millares, Riberot, y Bassiers. También son raras en los sustratos del silúrico.

Por otra parte, las direcciones más frecuentes de los lagos (ONO) no coinciden con las más frecuentes de los circos (que son la N y la NE). Se debe en parte a que los circos compuestos suelen presentar una dirección distinta a la de la mayoría de los lagos que contienen (e.g., Cabdella). Se observa en particular, que la gran mayoría de los lagos cuya dirección se sitúa entre 141° y 180° no coinciden en su dirección con la del circo en el que se hallan (tampoco parece perpendicular a ella).

Las mencionadas direcciones preferentes coinciden con las direcciones predominantes de algunas de las fallas principales del Pirineo en la mayor parte de sus recorridos (e.g., falla norpirenaica; falla de Merens); en particular, la dirección 161°-180° coincide aproximadamente con la de los encabalgamientos y pliegues pirenaicos, y en general con la dirección de la propia cordillera.

Sin embargo, localmente en diversas zonas hemos observado la existencia de unas direcciones preferentes para las fallas, pero no para los lagos. Por ejemplo, al igual que ocurre en el resto de la granodiorita de Andorra (la unidad oeste del batolito de Andorra-Montlluís) (e.g., Gómez-Ortiz, 1980), la granodiorita del circo de Pessons (Andorra) está atravesada por una importante red de fracturas y diaclasas. Según las medidas de Roggeveen (1929) la dirección dominante es la NO-SE.

Esto lo comprobamos haciendo un recuento de las direcciones de las fallas en la granodiorita de Andorra; para ello se utilizan los esquemas geomorfológicos de Gómez-Ortiz (1987), en los que aparecen representadas las principales fallas.

Las frecuencias de los nueve intervalos de direcciones de fallas para cada circo o zona de la mencionada granodiorita son las siguientes:

- Circo de Engorgs: dominan las clases 120°-139° y 20°-39°, con 12 y 8 fallas, respectivamente.

- Engaït-Montmalús: dominan las clases 140°-159° y 120°-139°, con 14 y 10 fallas, respectivamente.

- Muga-Vallcivera: domina la clase 140°-159°, con 10 fallas.
- Circo de La Pera: dominan las clases 160°-179° y 60°-79°, con 6 fallas en cada una de ellas.
- Malniu-Guils: dominan las clases 120°-139° y 80°-99°, con 6 fallas en cada una de ellas.

Por contra, no se aprecia una dirección claramente dominante en los lagos que se hallan sobre la granodiorita de Andorra (tabla 49).

Se podría atribuir la ligera discrepancia entre las distribuciones de direcciones de fallas y de lagos a un efecto muestral, ya que el número de lagos con valor del índice de alargamiento L/W superior o igual a tres en dicha zona es bajo (26), en todo caso muy inferior al de fallas representadas. Sin embargo, tras levantar la restricción de que L/W sea superior o igual a tres, y medir la dirección de todos los lagos de la zona, se mantiene la mencionada discrepancia.

La existencia o no de unas direcciones preferentes depende de la escala de observación; en los lagos tienden a desaparecer éstas al pasar del conjunto de la región pirenaica a una subregión de ésta, la granodiorita de Andorra. En una red hidrográfica este fenómeno es común; así, por ejemplo, los datos de Prat *et al.* (1984) sobre direcciones de segmentos de la red hidrográfica de Andorra muestran que los ríos principales (de orden 6) presentan una dirección dominante al suroeste, mientras que la distribución de direcciones de segmentos de tercer orden es más bien aleatoria (no se aprecia ninguna dirección preferente). Asimismo, en su estudio morfométrico de la cuenca catalana del río Segre, Palau (1987) no halla ninguna dirección preferente en los segmentos de orden bajo.

Tabla 49. Frecuencias de las direcciones de los lagos (con valor del índice de alargamiento L/W superior o igual a tres) en la granodiorita de Andorra, tomadas en nueve clases.

Intervalo	nº de fallas
]0°;20°]	1
]20°;40°]	0
]40°;60°]	2
]60°;80°]	3
]80°;100°]	4
]100°;120°]	6
]120°;140°]	5
]140°;160°]	5
]160°;180°]	0

$\chi^2 = 14.08$; para $\alpha = 0.05$ y con 8 g.l. $\chi^2 = 15.51$;

por tanto, como $14.08 < 15.5$ se acepta la hipótesis nula de uniformidad de las nueve frecuencias de direcciones (aunque el resultado ajustado del test sugiere que no son completamente equifrecuentes).

Por lo demás, no se han detectado correlaciones significativas para el conjunto de los Pirineos entre la dirección de los lagos y las demás variables estudiadas. No se

detectan diferencias significativas entre las nueve direcciones (tomadas de 20° en 20°, entre 0° y 180°) y el área del lago, la profundidad máxima, el índice de alargamiento L/W, la relación entre el área de la cuenca y el área del lago, ni la altitud.

Litología

Como ya hemos mencionado, no existen datos detallados sobre la litología de cada lago, y además se conoce muy poco acerca de la resistencia de los diferentes tipos de roca a la erosión glaciaria (Embleton *et al.*, 1988).

Diversos autores consideran que los cambios litológicos explican la situación de un buen número de cubetas de sobreexcavación glaciaria. En terrenos litológicamente homogéneos son las fracturas (fallas y diaclasas) las que condicionan las líneas de mayor debilidad frente a la erosión, y por tanto la ubicación y geometría de las redes de drenaje fluvial, o de las zonas de sobreexcavación glaciaria. Cuando el sustrato presenta litologías con distintas resistencias a la erosión es la disposición estructural de las mismas -junto con las posibles fracturas- la que condiciona no sólo la geometría de la red de drenaje, sino también las formas del relieve (Anguita *et al.*, 1993).

Por lo que respecta al Pirineo, en un primer examen de la cartografía geológica a escala 1:50000 hemos observado un número elevado de lagos de tamaño grande o mediano situados sobre más de una litología. Así, por ejemplo, en el granito de Panticosa ("Mapa Geológico de España, 1:50000. Segunda serie, Hoja nº 145 Sallent" (Ríos *et al.*, 1989)) casi todos los lagos grandes (incluso antes de ser represados, con el consiguiente aumento de superficie) ocupan más de una litología (en este caso dos tipos de granitoide), a pesar de que cada unidad litológica es suficientemente extensa como para albergar en ella varios de estos lagos en toda su extensión.

Además, el número de lagos que ocupan más de una litología debe ser bastante superior al que se puede deducir de la cartografía a 1:50000. En efecto, los trabajos de campo identifican numerosos afloramientos rocosos de extensión muy reducida, y que no suelen aparecer representados en la cartografía; ejemplos de ello serían las microintrusiones y diques ígneos, así como los umbrales rocosos calcáreos que cierran lagos sobreexcavados en otros materiales (e.g., esquistos, en el lago Blau de Carançà).

Por otra parte, se cree que la disposición en cadena de los lagos se debe también a la litología: las barras y umbrales suelen ser de roca más resistente, y con menor densidad de diaclasas que los rellanos sobreexcavados. Sin embargo, las diferencias en la estructura de la roca pueden ser muy sutiles, por lo que también se conocen umbrales en rocas poco resistentes (Derruau, 1988; Trenhaile, 1979).

Litología del Pirineo

1-No se conoce con suficiente detalle la litología del Pirineo, la cual es bastante variada.

2-Una misma litología puede tener una respuesta y evolución geomorfológicas muy diferentes, dependiendo no sólo de factores externos, sino de factores intrínsecos poco conocidos, como, por ejemplo, su resistencia a la erosión.

3- No existe actualmente una clasificación de las diferentes litologías del Pirineo que pueda aplicarse a los lagos.

Ante la necesidad de disponer en la presente memoria de una clasificación tan sólo aproximada, pero operativa, en la cual pudieran tener cabida todos los lagos pirenaicos, y conscientes de la simplificación que ello supone, hemos optado por considerar sólo unas pocas categorías litológicas. Dicha clasificación se ha de interpretar como una aproximación, y no como una pretensión de reducir el diverso y complejo conjunto estratigráfico y petrográfico pirenaico.

Una posibilidad consiste en utilizar una clasificación mixta, que comprenda litologías y periodos geológicos. Para el conjunto de todo el Pirineo podría servir la siguiente clasificación, basada en Carreras (1986):

1-grupo prehercínico: ortogneis de Aston, de L' Ospitalet, de Sant Bartomeu, de Carançà-Canigó, y de Núria.

2-grupo tardihercínico: batolitos granitoides de Cauterets-Panticosa, Néouvielle, Bielsa, Millaris (Posets-Eriste), Lys-Caillauas, Maladeta, Marimanha, Riberot, Auzat-Bassiers, Andorra-Montlluís, y Querigut-Millars.

3-Paleozoico (con metamorfismo regional de grado medio o elevado (aureolas de las intrusiones de ortogneis y de granitoides), o bien no metamórfico, o afectado por metamorfismo regional de grado bajo):

- Cambroordovícico
- Silúrico
- Devónico
- Carbonífero
- Pérmico

- 4-Mesozoico
- Cretácico

Algunas características generales del Paleozoico pueden resumirse en las siguientes líneas (basado en Carreras (1986)):

El ordovícico inferior suele presentar una facies de pelitas y areniscas en sus niveles superiores, mientras que en el ordovícico superior estos suelen ser de esquistos y areniscas; en dichos niveles superiores las rocas carbonatadas son raras. Las calizas (en general marmorizadas) son frecuentes en forma de intercalaciones, a menudo asociadas a niveles ampelíticos, y situadas en las proximidades del gneis.

Todas las rocas cambroordovícicas presentan clivaje, a menudo de tipo pizarroso, que deviene gradualmente esquistosidad al aumentar el grado de metamorfismo; en las proximidades de los batolitos granitoides es frecuente encontrar isozonas de micaesquistos con metamorfismo creciente (biotita, andalucita-cordierita,

silimanita-moscovita, y finalmente, en contacto ya con el granito, migmatitas de anatexia, o bien, de embrechitas).

Las pizarras negras, a veces con piritas, son del silúrico.

El devónico aflora en estructuras sinclinales. El nivel superior suele ser de rocas calcáreas, aunque en algunas zonas no lo es: e.g., en el Val d' Aran es de pelitas.

Alternativamente, y basándonos en parte en Embleton *et al.* (1988), proponemos la siguiente clasificación de las litologías atendiendo a un teórico grado de resistencia a la erosión; no tiene una correspondencia directa con los periodos:

- 1- rocas ígneas (granitoides)
- 2- metamórficas no esquistosas (mármoles, cuarcitas, corneanas, gneis, zonas de isometamorfismo en metapelitas (migmatitas de anatexia, etc))
- 3- ortogneis (derivados de granitoides)
- 4- calizas
- 5- volcánicas (andesitas)
- 6- esquistos (micaesquistos, calcoesquistos, etc)
- 7- la mayoría de rocas sedimentarias (pelitas, argilitas, lutitas, grauvacas, turbiditas, rocas carbonatadas, conglomerados, areniscas, pizarras, ampelitas)

Esta clasificación es la que aplicamos a los lagos del Pirineo; conviene señalar, sin embargo, que se trata de una clasificación teórica, la cual se ha de entender sólo como una hipótesis de trabajo. En efecto, no está comprobado que en el Pirineo las mencionadas litologías se agrupen en este orden de resistencia; más bien se trata de poner a prueba la clasificación a través del contraste estadístico para diversas variables morfométricas de los lagos; así por ejemplo, si los lagos situados en uno de los grupos litológicos presentasen un media de profundidad superior a la de los situados en otra litología, ello sugeriría una posible menor resistencia de la primera litología a la acción del hielo; pero esto se tendría que corroborar con otras pruebas, incluidas las pruebas de resistencia petrográfica en laboratorio.

Por de pronto, diversos autores han realizado observaciones no coincidentes con el mencionado orden de resistencia; por ejemplo, Catalan *et al.* (1992) hallan en lagos del Pirineo catalán valores de la conductividad que sugieren una mayor resistencia a la meteorización de los sustratos esquistosos del cambroordovícico, mientras que las calizas del devónico serían más fácilmente erosionables (aunque se suele considerar que las rocas calcáreas en el Pirineo son bastante resistentes a la erosión glaciár (Gómez-Ortiz, 1980; García-Ruiz, 1991)).

El sustrato asignado a cada lago es aquel que ocupa toda o la mayor parte de su extensión, independientemente de que pueda diferir del que ocupe el resto o parte de su circo o de su cuenca de drenaje.

La identificación de las litologías de los lagos se basa en la cartografía geológica a escala 1:50000, tanto para la parte española ("Mapa Geológico de España, 1:50000. Segunda serie, IGME"), como para la francesa ("Carte Géologique à 1:50000. BRGM"). Algunas hojas de estas series todavía no han sido publicadas (e.g., Esterri d' Aneu; Gavarnie), por lo que hemos recurrido a los mapas de la serie a escala 1:200000 de España; también se ha utilizado el mapa geológico a 1:250000, del Institut Cartogràfic de Catalunya; así y todo, no hemos podido precisar la litología de algunas

cubetas correspondientes a algunas de las mencionadas hojas pendientes de publicación.

A falta de concretar dichas cubetas, para 959 lagos del Pirineo (499 en la vertiente norte, y 460 en la sur) hemos observado 582 lagos situados en granitoides (60.7%), y 374 lagos en el resto de litologías (39.3%; tabla 50). Es decir, la mayoría de lagos se hallan sobre granitoides, sobre todo en la vertiente sur; en la vertiente norte tienen menor representación relativa debido al notable número de lagos situados sobre pizarras y esquistos. Por lo demás, los lagos situados sobre ortogneis son más frecuentes en la vertiente norte, siendo su presencia marginal en la vertiente sur.

Tabla 50. Número de lagos en algunas litologías del Pirineo (los valores en tanto por ciento de las columnas 5 y 7 se refieren a las respectivas vertientes).

Litología	Pirineo		vertiente N		vertiente S	
	nº	%	nº	%	nº	%
Granitoides	582	60.7	248	49.7	334	72.6
Ortogneis	47	4.9	39	7.8	8	1.7
Volcánicas	4	0.4	4	0.8	0	0

Por otra parte, Penck (1883) observó que la mayoría de lagos del Pirineo se hallan en sustratos granitoides.

Nussbaum (1934) halló la siguiente distribución de lagos en las distintas litologías que consideró en todo el Pirineo: 638 lagos en granitoides (62%), 170 lagos en gneis (16%), 191 lagos en pizarras (19%), y 34 lagos en calizas (3%). Por lo que respecta a los sustratos granitoides, su tanto por ciento coincide con el que hemos hallado.

El escaso número de lagos sobre sustratos calcáreos no parece deberse a una insuficiente presencia de éstos. En efecto, esta litología ocupa grandes extensiones en todo el Pirineo aragonés, y en menor medida también en el Pirineo occidental francés, apareciendo localmente en el resto de la cordillera; sin embargo, no ha resultado favorable a la formación y conservación de cubetas lacustres. Así, por ejemplo, en Andorra todos los lagos están situados sobre materiales graníticos o metamórficos; sobre materiales calcáreos y/o blandos no hay ningún lago.

Influencia del sustrato en las variables morfométricas y geográficas de los lagos

Además de las mencionadas litologías (según la clasificación por orden teórico de resistencia a la erosión), se estudia si las variables difieren entre los diferentes batolitos granitoides del Pirineo. En efecto, dichos batolitos presentan una gran variabilidad litológica (Debon, 1980).

Los contrastes se han realizado con el test de Kolmogorov-Smirnov; para las variables cociente se ha utilizado el análisis de la covarianza (ANCOVA) con el fin de evitar los efectos de posibles correlaciones espúreas en los contrastes.

Relación entre el área de la cuenca referida al área del lago (Ad/A) y el sustrato geológico

Un ANCOVA muestra que hay diferencias significativas del área de la cuenca de drenaje (Ad) entre los lagos situados en granitoides (con una media superior), y los situados en el resto de litologías (tomados estos conjuntamente; test F, $p = 0.043$). En cambio, no se observan diferencias significativas de la variable Ad/A entre los diferentes batolitos granitoides; tampoco se ven diferencias entre las unidades de Nethou y Boí (batolito de la Maladeta), ni de Andorra y Montlluís.

Relación entre el área del lago (A) y el sustrato geológico

No se han detectado diferencias significativas de esta variable entre los diferentes sustratos. Los once batolitos no difieren entre sí en las áreas de sus lagos.

Relación entre la profundidad máxima (Z) y el sustrato geológico

No se observan diferencias significativas de la profundidad máxima entre las diferentes litologías. Los batolitos granitoides tampoco difieren significativamente en las profundidades de sus lagos.

Relación entre la profundidad relativa (Zr) y el sustrato geológico

No se han detectado diferencias significativas de la profundidad relativa entre los diferentes sustratos. Además, un ANCOVA no muestra diferencias significativas de la profundidad máxima entre los lagos situados en granitoides y los situados en el resto de litologías (tomados estos conjuntamente; test F, $p = 0.433$), y la covariable 'área del lago' no influye significativamente. Los batolitos granitoides tampoco difieren significativamente en la profundidad relativa de sus lagos.

Todo ello sugiere que la litología no habría sido el factor determinante en el grado de sobreexcavación de las cubetas lacustres del Pirineo (i.e., en sus profundidades relativas, ni en sus profundidades máximas).

Relación entre el índice de alargamiento (L/W) y el sustrato geológico

Un ANCOVA muestra que hay diferencias significativas de L/W entre los lagos situados en granitoides –siendo éstos en promedio más alargados– y los situados en el resto de litologías (tomados conjuntamente; test F, $p = 0.019$).

En cambio, los batolitos granitoides no difieren significativamente en L/W . Por otra parte, un ANCOVA muestra que la variable L/W difiere significativamente (test F, $p < 0.014$) entre los lagos que están dentro del núcleo de granito del batolito de la Maladeta y los que se hallan en la orla de granodiorita que lo bordea (según el mapa geológico de Charlet (1979); en efecto, tanto el macizo de la Maladeta como el de Marimanha son zonados: en la periferia hay granodioritas biotítico-hornbléndicas, y en el centro granitos; una zonación comparable, pero más compleja, se produce en los batolitos de Cauterets y de Panticosa (Ríos *et al.*, 1989)).

Relación entre la altitud y el sustrato geológico

Se han considerado por separado ambas vertientes, debido a la diferencia de altitudes de sus respectivos lagos.

En la vertiente norte se han detectado diferencias significativas de altitud entre los granitoides (con una media de altitud de 2220 m) y el resto de sustratos, salvo los ortogneis (con una media de altitud de 2140 m), y los esquistos (con una media de altitud de 2251 m); el resto de litologías ocupan en promedio altitudes algo inferiores; todo ello referido a las altitudes de los lagos, las cuales no son necesariamente representativas de las altitudes medias de los sustratos.

En la vertiente sur no se han detectado diferencias significativas de altitud entre los diferentes sustratos; la altitud media del silúrico es inferior a la del resto de sustratos, pero la diferencia tampoco es significativa.

En ambas vertientes los lagos situados en el carbonífero tienden a hallarse a menor altitud (como ocurre también, por ejemplo, en el sector occidental de la cordillera cantábrica (Alonso, 1994)), pero ello no es significativo, pues no difieren en altitud de los lagos más próximos a ellos (e.g., la mayoría se concentran en el extremo occidental de la cordillera, que, como hemos visto, presenta sus lagos a una altitud media inferior, debido a razones climáticas).

En el Pirineo (tabla 51) los lagos de los batolitos de Riberot y de Querigut-Millars presentan unas altitudes medias significativamente inferiores a las del resto de batolitos, salvo el de Bassiers (el cual no difiere del resto debido a su elevada varianza).

Tabla 51. Altitud media de los lagos situados en cada batolito granitoide del Pirineo (*n* es el número de lagos).

Batolito	altitud (m)	n
Cauterets-Panticosa	2280	105
Néouvielle	2247	65
Bielsa	2343	2
Millares (Posets, Bagüena)	2440	34
Lys-Caillauas-Perdiguero	2483	14
Maladeta (Nethou, Boí)	2368	227
Marimanha	2271	21
Riberot	1999	4
Bassiers	1978	33
Andorra-Montlluís	2386	70
Querigut-Millars	1946	6

Dentro del batolito de Andorra-Montlluís, el sector de Montlluís presenta una altitud media (2087 m) significativamente inferior al de Andorra (2463 m).

Por otra parte, los lagos situados en el gneis de Aston y de L' Ospitalet no difieren en altitud (media de ambos: 2196 m) de los batolitos granitoides, a pesar de que dicho gneis está deprimido respecto a su encajante.

DISCUSIÓN

Definición de lago

No existe una definición precisa y sencilla de lo que es un lago, sino que ésta depende de los criterios utilizados: el tamaño, la salinidad, la capacidad del volumen de agua para estratificarse, la presencia de macrófitos en su litoral, etc (e.g, Frey, 1990).

En particular no puede hacerse una distinción estricta entre los lagos y los estanques (Odum *et al.*, 1953). Goldman *et al.* (1983) revisan brevemente la cuestión de donde acaba un estanque y donde empieza un lago. Touchart (2000) hace otra revisión, desde el punto de vista geográfico.

Forel (1892) consideró un estanque como un lago somero, pero en esta definición cabrían grandes lagos como el Chad, o el Winnipeg. Según Welch (1952) un lago requiere un litoral sin vegetación y batido por el oleaje, pero las pequeñas balsas antárticas no se pueden considerar como lagos, a pesar de carecer de vegetación litoral. Goldman *et al.* (1983) no consideran imprescindible llegar a una definición exacta, pero proponen que el tipo de mezcla puede ayudar a precisarla mejor: una superficie de agua sería un lago en el caso de que el viento sea el agente principal en su mezcla (en un estanque predomina la mezcla suave por convección).

Timms (1993) también revisa la bibliografía sobre este tema; cree conveniente considerar la presencia y el tipo de macrófitos, así como las dimensiones del área y la profundidad (se suele tomar un metro de profundidad máxima como límite entre un estanque y un lago); también discute las diferencias entre un estanque ("pond") y una marisma ("swamp").

Según Margalef (1983) un lago presupone una extensión y una profundidad mínimas; no las define en términos absolutos, sino de forma operativa: "El fondo de un verdadero lago no recibe luz suficiente para estar todo él cubierto de vegetación. Esta profundidad mínima hace que por lo menos en algún momento del ciclo estacional se forme una termoclina"....."Ambientes menos profundos cuyo fondo puede estar invadido por macrófitos corresponden mejor a la definición de estanque. En España, país de pocos lagos, los distintos términos se han usado con poca precisión. Se habla de lagos de montaña, que pueden ser poco profundos, y un lago típico, como el de Banyoles, localmente se conoce con el nombre de "estany".

En una primera aproximación geográfica, un lago aparece como un divertículo dentro de la cuenca de drenaje, en el cual se retardan los tiempos de renovación del agua así como los ciclos químicos y biológicos. A su vez, dentro del lago se pueden distinguir zonas (litoral, bentónica, pelágica), e incluso cubetas enteras con características funcionales propias.

Finalmente, la definición misma de lago hace referencia a la diferenciación que se establece entre los dos compartimentos durante el periodo de estratificación.

Todos estos factores de diferenciación dependen en parte de la morfometría del lago, y de su situación en la cuenca.

Por otra parte, el tamaño del lago (definido como su área, o su volumen) condiciona todo su funcionamiento, y en particular las interacciones con la atmósfera (energía, precipitación, nutrientes, diásporas de organismos); el tamaño se percibe de forma natural como un aspecto más de la morfometría del lago. Tampoco se puede

definir de forma objetiva un tamaño mínimo; algunos autores (e.g., Wetzel, 1990) toman como valor mínimo 1000 metros cúbicos; otros 1 hectárea (Meybeck, 1995a); pero lo cierto es que existen volúmenes de agua de menores dimensiones, que no obstante funcionan como verdaderos lagos, y viceversa, existen otros mayores que son simples humedales.

Finalmente, como en tantas otras cuestiones de nomenclatura, se presenta una arbitrariedad más o menos importante, y difícil de obviar. En el caso presente, a la relatividad de criterios y límites mencionados a la hora de acotar los límites de un lago, se añade el factor cultural. Así, la denominación de ibón utilizada en el Pirineo aragonés resulta idónea para definir las masas de agua de dicha región, precisamente porque fue creada expresamente para designar a éstas. En la parte catalana se utiliza el término “èstany”, pero su uso no se restringe a los lagos pirenaicos. En la parte francesa se usan localmente los términos “bo”, y “boum”.

Ante las mencionadas dificultades para concretar una definición de los términos comentados, y teniendo en cuenta que en la presente memoria se abordan los volúmenes de agua desde el punto de vista de su conjunto, hemos optado por utilizar de forma genérica el término “lago” para todas las superficies de agua consideradas, salvo cuando expresamente deseemos designar alguna, o un tipo de ellas, en particular (e.g., embalse, balsa temporal, etc).

Tamaño y forma

La caracterización de la forma es un problema cuya solución general no se conoce. Debido a ello se suele limitar a un enfoque descriptivo (Thompson, 1942). Así, cuando se intenta describir la forma de un objeto se suele hacer con referencia a una forma geométrica definida, de modo que la descripción de la forma sólo es satisfactoria en aquellos casos en que el objeto coincide exactamente con un objeto de referencia, lo cual es poco frecuente; en la práctica, la forma de un objeto se aproxima más o menos a la forma de referencia y en esta evaluación radica la dificultad del problema (Coster *et al.*, 1989).

El análisis de la forma se puede llevar a cabo esencialmente de dos maneras:

1- Los objetos de estudio se comparan con un objeto definido. Esta aproximación se aplica, por ejemplo, en el reconocimiento automático de la escritura; sin embargo, las formas de los lagos pueden ser mucho más complejas que las de las letras de un alfabeto, debido a una componente aleatoria difícil de evaluar.

2- Los objetos de estudio se analizan y clasifican mediante una serie de parámetros. Esto se puede hacer de forma muy aproximada, utilizando uno o varios índices de forma, o bien de manera completa a través de métodos de análisis espectral, que permiten describir un objeto mediante una serie de coeficientes (análisis de Fourier, análisis fractal) (Coster *et al.*, 1989).

Las descripciones geométricas tradicionales de la forma de un objeto (e.g., su vector de coordenadas cartesianas) resultan por lo menos igual de complejas que la propia forma, y además algunas medidas son redundantes respecto a otras; a pesar de ello, constituyen la aproximación morfométrica más general (Lohmann, 1983).

En la primera parte del presente capítulo nos hemos ceñido al estudio de dichas variables e índices de forma.

Existen diferentes definiciones de los conceptos de tamaño y forma.

Por una parte, interesa que los índices de forma que se utilicen sean no sólo invariantes respecto a las rotaciones y translaciones, sino también - y en la medida de lo posible- respecto al tamaño. Estas propiedades conducen de un modo natural a una definición en términos matemáticos del concepto de forma: una forma es una clase de equivalencia en el conjunto de los objetos del espacio considerado (e.g., el plano) (Bookstein, 1978). Sin embargo, y a pesar del interés conceptual de esta definición, nos centraremos en otras definiciones menos generales de la forma, pero que son las que se refieren a los problemas aplicados en biología, o en geología.

Según Reyment (1985), y Jolicoeur *et al.* (1960), se pueden interpretar los dos primeros ejes de un análisis de componentes principales (PCA) como tamaño y forma, respectivamente, cuando explican casi toda la variabilidad por sí solos, mientras que si los valores propios decrecen paulatinamente no es correcta dicha interpretación. Además, para que el primer componente se pueda interpretar como tamaño global es necesario que todos sus coeficientes tengan el mismo signo positivo (Jolicoeur *et al.*, 1960; Marcus, 1990). Esta sería una primera aproximación -de tipo estadístico- al estudio del tamaño y la forma.

En un PCA se considera útil una variable de forma cuando no está correlacionada (i.e., no presenta alometría) con el primer componente (interpretado a menudo como "tamaño global"), pero sí lo está con los siguientes componentes (interpretados entonces como "forma"). En biología las variables y cocientes de forma muy correlacionados con el tamaño no se suelen considerar de utilidad como caracteres taxonómicos; en el caso de los lagos hemos hallado que las correlaciones entre las variables cocientes y el área (tomada como variable de tamaño) son en general bajas (salvo en el caso de la profundidad media en el Pirineo; véase la tabla 39). Por otra parte, cuanto mayor sea la alometría de una variable con el tamaño, menos útil resultará como variable de forma, entendiéndose aquí la alometría como la correlación que existe entre una variable de tamaño y otra de forma (i.e., su loading) (Bookstein, 1990). La transformación a logaritmos se utiliza para eliminar relaciones de alometría entre variables morfométricas (Cuadras, 1981).

Una segunda aproximación más rigurosa al estudio del tamaño y la forma (Bookstein, 1989) sería la geométrica clásica de Mosimann (1970). Este autor define el tamaño como una función escalar G , tal que $G(a*X) = a*G(X)$ (i.e., lineal o no, Bookstein, 1991) definida arbitrariamente entre las variables que miden los datos (A y B , por ejemplo); así, por ejemplo, G puede ser la variable A , o bien el logaritmo de la raíz cuadrada de $A*B$; una vez definida la G , cualquier cociente entre una variable y G es una variable de forma. En este contexto la alometría es el ángulo entre G y cada cociente así construido (Bookstein, 1990); en la práctica suele existir alometría, i.e., suele darse correlación entre el tamaño y la forma (hay correlación entre los cocientes de forma y la variable de tamaño G) (Bookstein, 1989).

Una tercera aproximación al análisis del tamaño y la forma consiste en elegir arbitrariamente una medida que llamamos a priori tamaño (G , o bien el primer

componente de un análisis de componentes principales, o bien el área o el perímetro de un objeto, etc), y hacer una regresión entre ésta y cada variable, de forma que se sustituye cada cociente por un residuo de regresión. En este método la forma no presenta alometría con el tamaño, por definición. En un análisis de regresión, la cantidad de variación residual indica la magnitud de la independencia entre la variable de forma y el tamaño. Por ejemplo, si consideramos como variables de tamaño el área (A), la profundidad (Z), la profundidad media (\bar{Z}), el volumen (V), el perímetro (P), la longitud máxima (L), la anchura media (W), y el área de la cuenca de drenaje (Ad), entonces se pueden considerar variables de forma los tradicionales cocientes de la profundidad media referida a la profundidad máxima (\bar{Z} / Z), el desarrollo de costa (DI), la profundidad relativa (Z_r), el área de la cuenca de drenaje referida al área del lago (Ad/A), y el alargamiento (L/W); cada uno de ellos se sustituye luego por su correspondiente residuo de regresión.

En el capítulo sobre fractales se indica que la dimensión fractal (D) puede ser una buena variable de forma, ya que en teoría es independiente del tamaño (tanto del área, como de la profundidad media, o la profundidad máxima), mientras que en algunos casos el resto de variables de forma mencionadas dependen en mayor o menor medida del tamaño.

Finalmente, aunque se divida una variable X por un tamaño (e.g., el área) no se garantiza que sea independiente de otras variables de tamaño; en última instancia, todas las variables morfométricas son de tamaño, así que habría que dividir X por una combinación adecuada de todas ellas para asegurarse que el tamaño ha sido realmente eliminado. En particular, como la forma se puede resumir en una combinación de variables de tamaño, es de esperar que en general aparezca cierta correlación entre cualquiera de éstas tomada como tamaño y un cociente de forma.

La cuestión de las correlaciones espúreas

El uso de índices o cocientes es frecuente en morfometría y en ecología, bien sea porque se desea estudiar la variación conjunta de dos variables, o porque se requiere estandarizar una variable X respecto a un tamaño S (por ejemplo, la productividad de un lago por unidad de superficie). Sin embargo, el uso de índices o ratios presenta algunas desventajas importantes desde el punto de vista estadístico. En particular, se puede presentar el problema de las correlaciones espúreas.

Esta cuestión fue anunciada por primera vez por Pearson (1897), quien observó que dos variables no correlacionadas entre sí pasaban a estarlo cuando se dividían ambas por una tercera variable (la correlación entre X e Y es nula ($r_{x,y} = 0$), pero entre X/Z e Y/Z es diferente de cero ($r_{x/z,y/z} \neq 0$)).

Más recientemente, y en relación con la biometría, ningún texto moderno de estadística trata las implicaciones estadísticas de los índices (Atchley *et al.*, 1976). Sokal *et al.* (1981) no denominan “espúreo” a este tipo de correlación, sino que la consideran “una consecuencia lógica de una formulación particular de las variables”; además, entienden que es aceptable la correlación entre una parte y el conjunto.

Actualmente no se dispone de una teoría sobre esta cuestión, ni tampoco se conocen soluciones plenamente satisfactorias al respecto. En efecto, las soluciones

analíticas para los parámetros estadísticos de las variables cocientes suelen ser intratables, o en el mejor de los casos confusas y difíciles de obtener; además, según Atchley *et al.* (1978) “no resultan asequibles para la mayoría de los biólogos”.

El hecho de que los índices se construyan de modo que sean invariantes frente a cambios de tamaño no implica que sean estadísticamente independientes del tamaño. De hecho, la existencia de alometrías es frecuente en biología.

Abordamos aquí la situación que se presenta más frecuentemente en esta memoria, a saber, la relación entre una variable cociente y su denominador. Sean las variables $Y = X_1/X_2$ y $Z = X_2$, donde X_1 y X_2 son dos variables morfométricas de tamaño (i.e., son distancias), siendo X_2 la variable cuya influencia se desea eliminar, en lo que se suele llamar “estandarización respecto al tamaño X_2 ” (también son de interés las relaciones entre X_1/X_2 y X_3/X_2 (e.g., Zr y DI), o entre X_1/X_2 y X_3/X_4 (e.g., L/W_{\max} y DI)).

Cuando se construye un índice Y/X , su correlación con X debe ser nula; de lo contrario se suele considerar que esta es espúrea, sobre todo cuando es superior (en valor absoluto) a la correlación existente entre X e Y : aparentemente no sólo no se habría conseguido eliminar el efecto del tamaño Y sobre la variable X , sino que éste habría aumentado. La magnitud en que difiere de cero la supuesta correlación nula entre los índices depende de la forma de éstos, de los coeficientes de variación originales, y de la correlación entre las variables originales (Jackson *et al.*, 1991). Esta situación queda reflejada en la gráfica de regresión de X_1 respecto a X_2 : la estandarización sólo se consigue (i.e., la esperada correlación nula es realmente igual a cero) cuando las variables originales X_1 y X_2 son colineales, y con intersección cero en los ejes de la gráfica (Jackson *et al.*, 1991).

Los problemas surgen porque X/Y no es una función lineal de X e Y . Sin embargo, pueden disminuir, e incluso desaparecer, transformando el cociente a logaritmos. En efecto, $\log(X/Y) = \log X - \log Y$, el cual sí es función lineal de $\log X$ y $\log Y$. Así se pasa a estudiar la correlación posiblemente espúrea entre V y $U-V$ (siendo $V = \log X$ y $U = \log Y$), en vez de entre X/Y e Y ; se distinguen dos casos principales:

1-Cuando V y U están bastante correlacionadas (por ejemplo, $r = 0.8$), y tienen desviaciones típicas similares, entonces la correlación entre V y $U-V$ es baja y negativa (por ejemplo, igual a -0.32). Igualmente, cuando se usan logaritmos, a menudo las desviaciones típicas (de U y V) son similares entre sí.

En cambio, cuando no se cumple la similaridad de las desviaciones típicas entre U y V , la correlación posiblemente espúrea entre V y $U-V$ ya no es baja, sino media o alta (y también negativa; Atchley *et al.*, 1978).

2-Por otra parte, si U y V son independientes ($r = 0$) se produce una correlación espúrea entre V y $U-V$, en el sentido de que no se ha conseguido eliminar el efecto del tamaño sobre la variable estandarizada, sino más bien lo contrario: siguiendo con el mismo ejemplo anterior, $r = -0.71$ (si X e Y se distribuyen según una normal) en lugar de $r = 0$ (Atchley, 1978; Hills, 1978, Albrecht, 1978; Jackson *et al.*, 1990). Pero en la práctica ocurre que en morfometría o en ecología se utilizan ratios con variables correlacionadas entre sí, y no independientes, ya que si X no depende nada del tamaño Y , entonces no tiene sentido estandarizar X respecto a Y (no importa eliminar el efecto del tamaño Y sobre X , puesto que a priori ya no existe), así que sólo consideramos la

situación anterior (U y V bastante correlacionadas), así como el caso intermedio (U y V presentan una correlación moderada).

Por ejemplo, en el Pirineo el logaritmo del índice Ad/A presenta una correlación espúrea con el logaritmo del área del lago (-0.38), a consecuencia de que los logaritmos de Ad y de A están correlacionados entre sí (0.53), y que además presentan una alometría entre sí, como vimos en el apartado sobre ‘El área de la cuenca de drenaje’ (página 65). En cambio, la correlación nula entre el logaritmo de \bar{Z}/Z con el logaritmo del área no es espúrea: $\log \bar{Z}$ está correlacionado con $\log Z$, pero se da una isometría entre ambos.

Por lo demás, la relación constante entre una variable de forma y otra de tamaño (i.e., cuando la curva de su gráfica tiene una pendiente nula) sólo puede presentarse en casos muy particulares, y dentro de un estrecho margen de tamaños; en la mayoría de casos, en cambio, la regla será una alometría entre ambas (siendo igualmente raros los casos de isometría), que puede ser positiva o negativa.

A modo de conclusión se puede decir que el uso de logaritmos sobre variables más o menos dependientes entre sí no es la mejor solución al problema de las correlaciones espúreas por dos motivos:

1-Aún estando bastante correlacionadas U y V, y siendo similares sus desviaciones típicas, la correlación entre V y U-V no es necesariamente nula (es igual a -0.32 en el mencionado ejemplo inicial), de modo que no se habría logrado eliminar completamente el efecto del tamaño sobre la variable estandarizada.

2-Por poco que difieran entre sí las desviaciones típicas de U y V, la correlación no deseada será mayor a la mencionada en el caso anterior (superior a -0.32).

Por todo ello se recomienda el uso de métodos alternativos cuando se desea eliminar completamente el efecto de una variable sobre otra. Uno de ellos consiste en estudiar las relaciones entre las variables X/Y e Y mediante un análisis de la covarianza. Una alternativa sería hacer una regresión en dos pasos: primero se realiza la regresión de la variable independiente (e.g., la profundidad) frente a la dependiente (e.g., el área), y luego se toma el residuo de esta regresión como nueva variable dependiente frente a la profundidad media.

Si lo que se desea es eliminar la influencia del tamaño sobre una variable conviene hacer una regresión o un análisis de la covarianza. En cambio, si un índice tiene un sentido en un contexto teórico dado, entonces sí se recomienda su uso (Sokal *et al.*, 1981). Por ejemplo, al construir el índice de la profundidad relativa (Z_r) no se pretende simplemente eliminar la influencia del área (A) sobre la profundidad (Z), sino disponer de un parámetro que mida la forma del lago; de este modo, una correlación no nula entre Z_r y A ya no se interpretará como espúrea, sino en el sentido de que la forma estimada por Z_r varía con el área del lago. En cambio, al estimar la dimensión fractal (D) mediante la relación de áreas y perímetros (véase el capítulo sobre fractales), lo que se pretende no es eliminar la influencia de A sobre P, sino estudiar la relación entre A y P; independientemente, se puede examinar si en un conjunto de lagos la relación P/A (i.e., D) depende de A (i.e., ver si hay una variación de D entre lagos grandes y pequeños de regiones diversas).

En un modelo de regresión que incluya dos variables, como por ejemplo X e Y/X, si éstas no están significativamente correlacionadas no se producen problemas de colinealidad (e.g., Rasmussen *et al.*, 1989); sin embargo, esta falta de correlación

podría ser espúrea, como hemos visto, por lo cual el uso de índices en el modelo no permite garantizar que esté libre de colinearidades.

Otro inconveniente de los índices es que no dan información sobre el tipo de relación entre las dos variables que lo componen (Sokal *et al.*, 1981), en particular no indica si es lineal o no; y si es no lineal, no indica donde están los puntos de inflexión (por ejemplo, en el mencionado caso de la gráfica entre la profundidad y el área obtenida por Hayes (1957) para lagos de todo el mundo).

Los índices son apropiados para eliminar el efecto del tamaño cuando el cociente de variación del numerador (la variable a estandarizar) es claramente superior al del denominador (el tamaño), lo cual no suele ser el caso. Por otra parte, en caso de que el numerador (la profundidad, por ejemplo) varíe mucho más que el denominador (el área, por ejemplo; este sería el caso de los lagos de origen volcánico de Camerún, cuya profundidad varía bastante dentro de un estrecho intervalo de áreas), la estandarización es posible, aunque no resulta muy útil. En algunos grupos de lagos (lagunas de inundación, por ejemplo) el área presenta cierta variabilidad, pero la profundidad prácticamente ninguna, lo cual desaconseja construir el índice Z_r entre la profundidad y el área.

Con todo, estas alternativas no aseguran necesariamente unos buenos resultados, por lo cual cada autor suele seguir el método que mejor se adapte a sus datos, incluido el uso de índices cuando se ha comprobado por experiencia que dan resultados satisfactorios y libres de los mencionados artefactos estadísticos.

El tamaño de los elementos del paisaje

En la Tierra numerosos elementos del paisaje (por ejemplo, un circo glaciar, un volcán, una duna, etc) quedan definidos por un rango de tamaños. Esto tiene un interés práctico: antes de asociar una forma de un lago a un origen, conviene examinar previamente si su tamaño puede servir para excluir una serie de orígenes posibles.

Por ejemplo, existe un área máxima absoluta para un lago de origen glaciar, independientemente de su forma. En general, un lago muy grande no puede ser de circo, ni tampoco de valle glaciar (el mayor es el Buenos Aires (Argentina), con 2240 km²). La mayoría de lagos de origen glaciar no son grandes, aunque unos pocos superan los 300 m de profundidad. Un gran lago tampoco puede ser de olla ('kettle'), cuyas dimensiones van desde unos metros de longitud hasta los 4.5 km del Trout Lake (en Wisconsin, Estados Unidos; Hutchinson, 1957).

Por lo que respecta a los lagos de circo, uno de los mayores circos del mundo es el impresionante circo Walcott, situado en el Monte Lister, cerca de la bahía de McMurdo (Antártida), con un ancho máximo de 16 km, y una altura de la pared dorsal de 3000 metros. Uno de los lagos de circo más sobreexcavados es el Tennesvatn (Noruega), con 168 m de profundidad (Hutchinson, 1957). En los Pirineos el mayor circo sencillo es el de Troumouse (en Gavarnie), con una anchura de unos 3.7 km, una longitud de unos 2 km desde la pared dorsal hasta el umbral en la salida del lago Aires, y una altura de dicha pared de 1052 metros. Las áreas de los lagos de circo pirenaicos

cubren un amplio rango de unos tres órdenes de magnitud (0.001-1 km²); algo similar ocurre con las demás variables de tamaño: la profundidad máxima, la longitud, y el perímetro.

Finalmente, el mayor lago cárstico es el Skadar, con 391 km² (en Albania, Yugoslavia), y el mayor de cráter es el Toba (Indonesia), con 1100 km². En términos absolutos los mayores son tectónicos, o bien glaciotectónicos.

Sin embargo, como los rangos de tamaños de los diferentes tipos se solapan mucho en el intervalo de tamaños medios y pequeños, y en parte también en el intervalo de los grandes, si se desea precisar más el origen del lago hay que considerar su forma.

Además, para otros autores (e.g., Newman *et al.*, 1990) la morfología de la superficie terrestre es aproximadamente invariante en la escala (como se observa en las fotos aéreas, en las que resulta difícil reconocer geoformas si no se conoce la escala de la foto), de modo que, en general, el tamaño no sirve para indicar el tipo de elemento.

Dimensiones morfométricas

El área

El área (y también el perímetro y la forma del contorno) pueden variar en función del nivel de la superficie del lago, especialmente durante la fusión de hielos y sobre todo en los lagos más someros y temporales. Los lagos represados, o con tuberías subterráneas para su utilización por las compañías hidroeléctricas pueden sufrir variaciones drásticas de su nivel (por ejemplo, hasta más de 70 m en el vaciado del Saburó o del Mar, en Cabdella), que afectan a todos los parámetros morfométricos, y, sobre todo, condicionan completamente la biología del lago. Para estos lagos se ha considerado únicamente su nivel máximo, tal y como aparece en el mapa utilizado (una vez contrastado con las fotografías).

En el resto de lagos las variaciones estacionales de nivel son en general de escasa amplitud (del orden decimétrico; e.g., 0.5 m en el Redó), siendo despreciables las consiguientes variaciones de superficie y de perímetro. Sin embargo, en los estanques más pequeños variaciones de nivel de esta magnitud pueden representar cambios drásticos en su tamaño, llegando incluso a significar la desaparición –en general, con carácter estacional- en el caso de las balsas temporales.

El área es la variable más utilizada comúnmente en limnología y en geografía para referirse al tamaño de un lago; otras variables de tamaño con interés limnológico se relacionan con el área (e.g., la profundidad, el volumen, o el área de la cuenca de drenaje).

Según Catalan *et al.* (1994), el área se usa para estimar diversos factores internos de escala: profundidad media, desarrollo de costa, profundidad de la termoclina, intensidad de los procesos litorales, o duración de la cubierta de hielo.

Aunque el área se suele considerar como el principal estimador del tamaño de

un lago, lo cierto es que en el conjunto de los Pirineos no siempre se puede determinar en base únicamente a esta variable si un lago es grande, mediano, o pequeño. Así, por ejemplo, existen algunos lagos pequeños, como Anglas, o Bernatuara, con 2.8 y 1.6 ha, respectivamente, que tienen una elevada profundidad (30 y 23.5 m, respectivamente). La recíproca no se cumple, sin embargo, ya que todos los lagos extensos del Pirineo presentan profundidades notables.

La profundidad media

Se suele considerar que la variable de tamaño más importante en la limnología de un lago es su profundidad media; según Rawson (1939; 1952; 1955) la profundidad media influye en la productividad, al determinar qué parte del volumen del lago queda dentro de la zona fotosintética. Se la considera el mejor indicador de las condiciones morfométricas, mostrando una clara correlación inversa respecto a la productividad en todos los niveles tróficos de los lagos grandes, aunque esta relación pierde valor en los lagos pequeños (Wetzel, 1975), de modo que en éstos hay que buscar otros factores que determinen la productividad.

Aunque la profundidad media, o su versión del índice morfoedáfico (Ryder, 1965), se usan para estimar la productividad potencial de un lago, otros factores pueden eclipsar a éste. Por ejemplo, la latitud (y en consecuencia la radiación solar anual) hace que el lago Rudolf -más profundo que el Erie pero siempre libre de hielo- produzca unas 30 veces más que éste; el Victoria, con igual profundidad que el Great Slave, pero con menor cantidad de sólidos disueltos, produce seis veces más al año que éste (Cole, 1979).

También, y a diferencia de Rawson (1952; 1955), Brylinsky *et al.* (1973) hallaron en una muestra mundial de lagos que el factor climático (la latitud, la temperatura) pesaba mucho más que el factor morfométrico (la profundidad media), debido a la gran variabilidad de latitudes consideradas (mientras que en el estudio de Rawson prima la morfometría, porque la latitud es muy uniforme en sus datos).

Predicción empírica de la profundidad de un lago

La predicción empírica de las profundidades máxima y media de un lago a partir de su área y de otras variables que se pueden medir en un mapa o en una foto es útil, ya que por una parte su determinación requiere un trabajo de campo (a veces costoso), y por otra parte, al ser las variables morfométricas más importantes, junto con la profundidad media y el área, su conocimiento es necesario en la mayoría de casos en que se desea relacionarlas, por ejemplo, con la productividad del lago, o bien para estimar la tasa de renovación de éste. Sin embargo, no se dispone de ningún modelo o teoría que explique satisfactoriamente la profundidad máxima, ni siquiera dentro de un

tipo concreto de lago, sino que depende de una multitud de factores (que además varían de un caso a otro, es decir, no es un problema sencillo como sería, por ejemplo, el estimar la profundidad máxima de los cráteres de la Luna a partir de sus áreas, ya que todos ellos comparten un mismo origen, y no se han visto afectados por la erosión tras su formación).

En una muestra de lagos de todo el mundo, Hayes (1957) observó que el logaritmo decimal de la profundidad media de un lago aumenta con el logaritmo del área del lago dentro del rango de valores de ésta comprendido entre 0.3 y 300 km², volviéndose la relación asintótica por encima de este último valor; al ser la pendiente de la recta de regresión inferior a uno, se interpreta como una alometría negativa. Por debajo de 0.3 km² ya no se cumple la relación, puesto que la profundidad se mantiene constante aunque varíe el área.

En el conjunto de los lagos más extensos de todo el mundo (163 lagos con profundidad conocida y más de 500 km² de superficie (Herdendorf, 1982) la correlación entre el área y la profundidad máxima es prácticamente nula ($r = 0.15$), debido a la gran heterogeneidad de tipos y formas del conjunto. En cambio, la correlación entre las profundidades máxima y media en estos lagos es suficientemente elevada ($r = 0.80$) como para proporcionar una estima aceptable de los valores de \bar{Z} y de V en cada uno de estos lagos (si carecen de batimetría); su utilidad es notable, habida cuenta de la tarea que supone realizar la batimetría de un lago de más de 500 km² de superficie.

Tabla 52. Valores del índice \bar{Z}/Z para los distintos intervalos de la profundidad máxima en los lagos con más de 500 km² de superficie del mundo (datos de Herdendorf (1982)).

Z (m)	\bar{Z}/Z
0-250	0.32
250-500	0.35
500-1500	0.38
1500-2000	0.40

Gorham (1958) observó que en Escocia el área y la profundidad media están más correlacionados entre sí en lagos sobre sustrato rocoso ($r = 0.68$), que en lagos sobre material detrítico ($r = 0.24$). El valor de la profundidad media es similar en los lagos pequeños y grandes sobre material detrítico, mientras que en los de sustrato rocoso aumenta con el área (al igual que sucede en Canadá, tanto en los lagos del escudo como en los situados sobre material detrítico); se desconoce si ello se debe al origen, o a una erosión y sedimentación más intensas en los lagos de material detrítico (como ocurre en el Winnipeg, Manitoba, y otros relictos del paleolago Agassiz). Los lagos irlandeses también están sobre material detrítico, pero son algo más profundos, porque el sustrato es calcáreo y muestra cierta subsidencia debido a la disolución parcial del fondo.

En los conjuntos de lagos de origen glaciar examinados en la presente memoria, la correlación entre el área y la profundidad máxima es elevada (entre 0.7 y 0.9) y muy significativa. En cambio, en el conjunto de lagos de origen volcánico de Camerún (con áreas desde aproximadamente 0.01 km² a 13 km², y profundidades

máximas entre 5 y 208 m) se observa una correlación nula entre el área y la profundidad. En los lagos volcánicos de Nueva Zelanda la correlación entre dichas variables es baja (0.36).

Por lo demás, en algunos elementos del relieve distintos de los lagos se ha hallado una elevada correlación entre la profundidad máxima y el área: por ejemplo, en el conjunto de los mares de la Tierra ($r = 0.95$).

Finalmente, existe un tipo de lago excepcional tanto por su bajísima frecuencia, como por su origen, y es el debido al impacto de un meteorito en la superficie terrestre (corresponde al tipo 75, según la clasificación de Hutchinson (1957)). La medición de los escasos cráteres de este tipo conocidos (e.g., lagos Ungava (o Chubb, en Quebec, Canadá), y Bosumtwi (Ghana)) muestra una relación alométrica negativa entre el diámetro de los cráteres y su profundidad máxima, similar a la obtenida por otros autores para cráteres del mismo origen, tanto en la Luna (Hutchinson, 1957; Basilevsky *et al.*, 1987), como en Venus (Basilevsky *et al.*, 1987). La gran dispersión o varianza en las profundidades de los cráteres de la Tierra se debe a la intensa erosión característica de ésta, y no se daría en los demás cuerpos del sistema solar (en la Luna, por ejemplo, la erosión es prácticamente nula).

Índice de la profundidad media referida a la profundidad máxima (\bar{Z} / Z)

El índice de la profundidad media referida a la profundidad máxima proporciona una primera aproximación a la forma del fondo de un lago. Se ha intentado utilizar (Neumann (1959), Carpenter (1983)) para asociar la forma del perfil de un lago a una curva geométrica, o bien a un volumen geométrico, en el caso de su versión del "desarrollo del volumen", que no es más que una transformación monótona del índice; esta utilización ha sido criticada por Hutchinson (1957), por hacer referencia a unas formas matemáticas teóricas y arbitrarias: un lago nunca es, por ejemplo, un cono, ni su perfil una curva sinusoidal, sino que es un objeto irregular (e.g., la ruptura de pendiente que marca el límite entre la plataforma litoral y el talud y el fondo, o las barras que diferencian cubetas en el fondo), y no se debe reducir a unas pocas figuras geométricas elegidas para intentar representar unos intervalos de valores del índice. Si no se pretende interpretar la forma de un lago a partir de asociaciones con figuras geométricas, estas pueden ser de utilidad como referencias a la hora de comparar valores entre distintos lagos; de hecho el interés principal de este índice reside en ilustrar cómo se distribuyen sus valores en lagos de todos los tipos y formas, y a partir de aquí intentar detectar algunas regularidades, e interpretarlas.

Según Wetzel (1975) la mayoría de lagos del mundo presentan un valor de \bar{Z} / Z superior a 0.33; en el Pirineo sólo 5 de los 76 lagos con profundidad media conocida tienen un valor inferior a 0.33. Es superior a 0.5 en muchos lagos volcánicos de caldera, tectónicos de graben, y en fiordos; por ejemplo, Angino *et al.* (1965) interpretan el valor de 0.66 del lago antártico Bonney como indicador de un graben de fondo llano, o bien un valle sobreexcavado por el hielo; en el Pirineo, 11 de los 76

lagos medidos tienen un valor superior a 0.5, y se deben a la sobreexcavación por el hielo. En cambio, para la mayoría de lagos sobre rocas fácilmente erosionables los valores se sitúan entre 0.33 y 0.5. Finalmente, en lagos cuyos fondos presentan una o más depresiones profundas (lagos de solución; 'kettles') se dan valores bajos.

La observación de Hutchinson (1957) de que la mayoría de lagos tiene un valor de \bar{Z}/Z superior a 0.33 se debe en parte a que muchos de ellos tienen sus fondos (sus puntos más profundos) colmatados (e incluso han podido rebajar su nivel por la erosión del emisario), sin haber sido compensados con un rejuvenecimiento (e.g. la subsidencia del fondo en el caso de las cubetas tectónicas, o la apertura de simas en lagos cársticos), lo cual conllevaría un retroceso a valores bajos del índice \bar{Z}/Z .

Diferentes autores coinciden aproximadamente en el valor promedio que hallaron para sus respectivos conjuntos de lagos: 0.42 (muestra mundial; Hayes, 1957); 0.41 (muestra de Saskatchewan, Canadá; Koshinsky, 1970); 0.46 (muestra mundial; Neumann, 1959); 0.43 en el Pirineo (presente estudio).

Carpenter (1983) calculó que el 87% de los lagos que seleccionó de la bibliografía tienen valores de \bar{Z}/Z entre 0.29 y 0.66, por lo que los valores extremos son realmente poco frecuentes.

Sin embargo, la mayoría de estos autores no han tenido en cuenta la siguiente interacción; si examinamos la relación entre \bar{Z}/Z y el área del lago, vemos que \bar{Z}/Z tiende a disminuir al aumentar el área, como ya observaron Koshinsky (1970), y Hakanson (1977) para lagos de origen glaciar. En los lagos del Pirineo no hemos observado relación alguna entre el área y el índice \bar{Z}/Z , probablemente debido a que son pequeños, y a que el rango de valores del índice es reducido (en concreto, no se dan valores muy bajos).

Los valores bajos de \bar{Z}/Z en lagos del escudo canadiense fueron explicados por Koshinsky (1970) por la mayor probabilidad que presenta un lago grande de tener una o más depresiones aberrantes, es decir, que se desvían mucho de la media; un ejemplo podría ser el Reindeer (Canadá), cuya gran profundidad se debe a una depresión muy localizada a 215 m bajo la superficie, atribuida al impacto de un meteorito. Ello se puede relacionar con la característica que presentan muchos relieves terrestres de incluir una cima más elevada que las anteriores al aumentar el espacio prospectado, y de forma más general también ocurre en cualquier conjunto de sucesos con distribución de probabilidades no uniforme: la probabilidad de hallar un caso raro o extremo aumenta con el tamaño de la muestra.

Si consideramos lagos de todos los tipos, en el conjunto de los grandes la variabilidad es elevada: \bar{Z}/Z es igual a 0.079 en los lagos canadienses Reindeer y Wollaston (de origen glaciar), pero es de 0.47 en el Victoria (de origen tectónico). Esta variabilidad se repite en las demás clases de tamaños, pudiéndose afirmar tan sólo que los valores máximos de \bar{Z}/Z no se dan nunca en lagos grandes, sino en los pequeños, mientras que ocurre justo al revés con los valores mínimos (por ejemplo, en Saskatchewan, Canadá, los 4 mayores lagos dan una media de 0.19 para \bar{Z}/Z), y esto independientemente del tipo de lago.

Teniendo en cuenta que en cualquier muestra aleatoria suficientemente grande de lagos existirá un número muy superior de lagos pequeños al de lagos grandes, los valores bajos de \bar{Z}/Z tenderán a ser poco frecuentes -debido al mencionado efecto o interacción con el área-, con lo cual las medias citadas por todos estos autores probablemente serían claramente superiores si se hubieran tomado los lagos de forma representativa, i.e., proporcionalmente a las frecuencias de sus tamaños o áreas en un

muestreo estratificado.

Por lo tanto, antes de concluir sobre el valor medio o perfil geométrico tipo (o promedio) de un conjunto de lagos, conviene separar el mencionado efecto del área sobre \bar{Z}/Z , o bien presentar de forma independiente para cada clase de tamaños de lagos su forma media.

Por otra parte, en general no se cumple la afirmación de Carpenter (1983) de que el valor de \bar{Z}/Z es similar en lagos con un mismo origen, con lo cual el índice \bar{Z}/Z no serviría para revelar diferencias en el metabolismo y paleolimnología entre diferentes distritos del mundo. Según este autor, se suele subestimar el papel del factor morfométrico \bar{Z}/Z en la productividad del lago, porque se toma un intervalo muy estrecho de valores de \bar{Z}/Z , lo cual hace que este factor explique poca variabilidad en la productividad; la solución consiste en ampliar dicho intervalo incluyendo valores más extremos. Además, añade que no hay que ceñirse a lagos poco productivos (como los de origen glaciar), sino también tratar los muy productivos, en los cuales se produce un importante reciclado de nutrientes desde el sedimento (o desde la orilla).

Las curvas de la profundidad media frente a la productividad son similares para lagos con forma cónica (i.e., con $\bar{Z}/Z = 0.33$) y cóncavos (con $\bar{Z}/Z > 0.33$): la productividad cae bruscamente en los primeros 24-30 metros, y luego decrece lentamente hasta el fondo, aunque muchos factores pueden complicar esta situación teóricamente simple (Gorham, 1958).

El cociente \bar{Z}/Z se ha interpretado en lagos pequeños como un estimador proporcional a la tasa de reciclado potencial (y por extensión, a la productividad del lago), la cual es elevada en lagos pequeños con fondo regular, es decir, sin depresiones que actúen como trampas de sedimento (Carpenter, 1983). Para Fee (1979) la producción primaria de un lago se relacionaría más bien con el cociente entre el área de sedimento comprendido entre los límites del epilimnion, y el volumen del epilimnion. En todo caso, según Patalas (1980), este cociente estaría relacionado con la profundidad media del lago, por lo que sus implicaciones en la limnología del lago serían análogas a las del índice $1/\bar{Z}$ propuesto por Rawson (1939; 1952) para estimar la productividad de un lago.

Finalmente, \bar{Z}/Z está sujeta no sólo a las variaciones de forma que se produzcan durante la historia de un lago (en ocasiones repentina, como es el caso de algunos estanques junto a Banyoles, que consideraremos en el capítulo tercero sobre la evolución morfométrica de los lagos), sino también a la incertidumbre que representa el descubrimiento de un punto más profundo que el conocido hasta la fecha por un muestreo batimétrico insuficientemente intenso (por ejemplo, Banyoles, varios lagos del Pirineo, etc).

Por otra parte, la baja frecuencia de valores elevados del índice se ha de interpretar como una limitación física para alcanzar dichos valores: si una pared de un lago más o menos profundo presenta una fuerte pendiente, la erosión tiende a actuar sobre ella disminuyendo su pendiente (pues en general la pendiente de la cubeta original es mayor que la de equilibrio, es decir, cuando ya no es alterada por procesos litorales (Hutchinson, 1957)), con lo cual disminuye la profundidad media; si el lago es somero, el fondo suele presentar suficiente irregularidad o varianza en su relieve como para que la profundidad y la profundidad media difieran algo entre sí, aunque claramente menos que en los lagos profundos.

La profundidad relativa (Zr)

El índice Zr refleja el grado de sobreexcavación de un lago. Suele ser muy bajo en lagos llanos como los sobreexcavados por los glaciares en escudos cristalinos, las lagunas litorales, los lagos de llanos de inundación, y algunos lagos tectónicos situados en regiones áridas; es muy elevado en lagos con forma cónica como los de cráter, y también en los de circo, y los tectónicos (Meybeck, 1995b).

Este índice presenta una limitación: debido a la alometría negativa que existe entre el área y la profundidad en aquellos conjuntos con lagos mayores que los pirenaicos (e.g., el conjunto seleccionado por Hayes (1957)), el índice Zr no permite la comparación objetiva entre lagos de distinto tamaño, ya que los grandes suelen tener valores muy bajos de Zr (inferiores al uno por ciento), sin que por ello se puedan considerar someros (por ejemplo, el lago Constanza); por otra parte, en el Pirineo vimos que la alometría es positiva, debido en parte a su origen por sobreexcavación glaciar, y a que presentan superficies inferiores a las 100 hectáreas.

Por otra parte, en valores absolutos tal vez exista un umbral de la profundidad relativa Zr por encima del cual un lago ya no se mezcla casi nunca (sería perennemente meromítico), con lo cual toda su biología podría quedar comprometida (e.g., riesgo constante de anoxia total). Una excesiva alometría de la profundidad respecto al área condenaría al lago a una pronta extinción. Esta posibilidad podría hacerse extensible a otras variables:

- un valor muy elevado del índice Ad/A aproxima al lago a un río desde el punto de vista funcional (elevada tasa de renovación, etc).
- un valor muy elevado de Ad/A expone al lago a una colmatación más rápida.
- un valor muy elevado de la dimensión fractal indica una mayor facilidad del lago para fragmentarse en múltiples lagos menores.

En resumen, existirían unos límites en las alometrías de las formas lacustres por encima de los cuales se pasa a lagos en condiciones extremas, situándolos incluso al final de su ontogenia.

La profundidad de la termoclina (Ze) y su relación con las variables morfométricas

En los lagos de origen volcánico de Camerún la profundidad de la termoclina presenta una elevada correlación con la altitud ($r = -0.93$), así como con el área del lago ($r = 0.89$), de modo que depende igualmente del área (factor morfométrico), y de la altitud (factor climático). Este resultado no contradice a Hanna (1990), o a Arai (1981), para quienes los mejores estimadores de la profundidad de la termoclina son el área, el "fetch", y la profundidad máxima, cuando se trata de lagos en zonas templadas. Convendría estudiar más conjuntos tropicales (como el de Camerún), y subárticos, para valorar en su justa medida el papel del clima: para Hanna la profundidad de la termoclina depende de la longitud del lago, el ancho medio, la profundidad máxima, la

profundidad media, la profundidad relativa, y el volumen, pero no del índice \bar{Z}/Z , ni de la latitud, ni de la altitud, ni del desarrollo de costa; sin embargo, el estrecho intervalo de latitudes (32-55° N) utilizado por este y otros autores no permite contrastar realmente el efecto del clima.

Por otra parte, aunque el tamaño del lago parece ser el factor determinante de la profundidad de la termoclina, conviene precisar que esto es así sólo en lagos de tamaño medio; en efecto, Arai (1981) halló que a partir de unos 40 km de "fetch" ya prácticamente no desciende más la termoclina; en los lagos pequeños (con menos de 1 km, según Hutchinson (1957)) la velocidad del viento tiene muy poco efecto sobre la profundidad de la termoclina (en los pequeños pesaría más la temperatura del aire, etc).

Índice de desarrollo de costa (DI)

Según Hakanson (1981), DI es un parámetro muy importante en estudios hidrográficos, y se relaciona con el grado de irregularidad del fondo de un lago, puesto que es de esperar que un lago con una costa muy irregular también presente un fondo irregular. Puesto que DI es función del perímetro del lago, depende al igual que éste de la escala del mapa. Para evitar dicha dependencia entre DI y la escala del mapa, este autor normaliza el índice respecto a dicha escala.

Otra deficiencia de este índice es que no discrimina la parte debida al mero alargamiento, de la debida a la sinuosidad litoral. Pero si se tiene en cuenta que la mayoría de los lagos pirenaicos tienen una costa con un nivel de irregularidad relativamente similar, se puede hacer la aproximación de que en estos lagos DI refleja sobre todo el grado de alargamiento, y sería por tanto redundante con L/W. De hecho, esto es lo que ocurre: DI depende más del alargamiento que de la irregularidad de la costa (en el Pirineo la correlación entre DI y la dimensión fractal D (como medida de irregularidad) es de 0.1, mientras que entre DI y L/W (medida de alargamiento) es de 0.7); esto es extensible a la mayoría de lagos del mundo (Kalff, 2002). Por ello, sería recomendable utilizar D, que sí estima únicamente la irregularidad del litoral, y no su alargamiento.

DI se relaciona con los procesos litorales y las entradas desde la cuenca; también con el área potencialmente disponible para macrófitos acuáticos, la cual en realidad depende del tipo de sustrato, y de la pendiente, además de otros factores: por ejemplo, las costas muy articuladas suelen situarse en sustratos cristalinos y no suelen ser propicias para el desarrollo de los macrófitos, mientras que sí lo son las costas regulares, más a menudo situadas en terrenos sedimentarios (en las cuales se forman cinturones de vegetación, e incluso marismas); además la diferente geomorfología de ambos tipos de sustrato se traduce en que los cristalinos conservan durante largo tiempo su articulación litoral, mientras que los sedimentarios la pierden más fácilmente por erosión de salientes y colmatación de entrantes.

La suma total de los perímetros de los 132 mayores lagos del Pirineo es de 130.4 km, lo cual da una idea de la importancia de los procesos y entradas potenciales que tienen lugar en la interfase que define el litoral, y que compensan en pequeña medida la oligotrofia edáfica.

Cociente entre el área de la cuenca de drenaje y el área del lago (Ad/A)

Según Meybeck (1995b) la relación Ad_0/A (este autor considera en lugar de Ad , Ad_0 , que es el área de la cuenca excluyendo el área del lago) varía entre menos de 1, y más de 1000, siendo su valor más frecuente de 10 a 25 en la mayoría de lagos, salvo en los de cráter (que tienen valores inferiores a 3), y en los represados (con valores superiores a 50).

En un extremo, figura, por ejemplo, el lago Crater (Oregón), cuya cuenca tiene forma de anillo muy estrecho, de modo que Ad_0/A es igual a 0.27, valor similar al de los océanos.

A partir de un valor de aproximadamente 100, el lago presenta características de transición entre un lago y un río: el tiempo de residencia del agua disminuye a menos de un mes, y aparecen zonas con corrientes permanentes;

Según este mismo autor, los lagos con valores muy elevados del índice (e.g., superior a 50) son poco frecuentes y tienen una vida muy corta debido a sus importantes aportes de sedimentos; se distinguen cuatro tipos:

- Cuenas con elevada superficie lacustre y con lagos aguas arriba que hacen de trampa de sedimento.

- Lagos represados que se colmatan rápidamente.

- Lagos en cuencas poco erosionadas (Chad).

- Lagos fluviales con un área de la cuenca variable.

La densidad lacustre (“limnic ratio”)

La densidad lacustre varía en más de dos órdenes de magnitud, desde 0.1% (y menos), a más de 10% (tabla 53).

En las regiones que no conocieron las últimas glaciaciones esta variable depende del clima, la tectónica, y la litología. Toma valores muy bajos en las regiones áridas (China, India, Argentina), en aquellas ricas en rocas carbonatadas, y en general en sustratos donde el agua se filtra fácilmente (la mayor parte del sur de Europa; Francia; Japón; Indonesia). La formación de un lago tectónico grande en una región árida aumenta mucho su densidad lacustre. En los escudos cristalinos, y en general en montañas que sufrieron las glaciaciones suele superar el 8%; también es elevada en llanos fluviales de inundación; en las regiones árticas de Siberia y Canadá supera el 50%, debido al terreno encharcado por la fusión del permafrost.

Si se consideran también los humedales, estos ocupan cerca del 10% del territorio de la antigua Unión Soviética, el 34% en los Territorios del Noroeste de Canadá (Kalff, 2002), el 40-50% en el centro y norte de Karelia, y en algunas zonas del oeste de la taiga siberiana llegan al 80%.

Para el conjunto de la Tierra (sin incluir los casquetes polares) la densidad lacustre es del 2.1%, aproximadamente (Meybeck, 1995a).

Tabla 53. Densidad lacustre en diferentes regiones de la Tierra (datos de Meybeck (1995a))

Región	densidad lacustre (%)
Canadá	8.4
Escudo canadiense: con los Grandes Lagos:	10.3
sin los Grandes Lagos:	8.2
ELA (Canadá)	1.86
Saskatchewan (Canadá)	10.3
Alaska	1.7
Estados Unidos	1.2
Estados Unidos (origen no glaciario)	0.09
Argentina	0.88
Patagonia	3
Escandinavia	9.4
Noruega	13.9
Escudo escandinavo (Suecia, Noruega, Finlandia, Kola y Carelia)	12.2
Suecia	8.55
Finlandia	9.4
Kola y Carelia (sin el Ladoga)	13
plataforma sur báltica	2.2
antigua Unión Soviética (sin el Caspio)	2.3
Gran Bretaña	1
Europa meridional	0.33
Francia	0.09
Alpes	8.6
Pirineos*	0.4
Tibet	2
Asia central	0.56
China	0.88
Japón	0.68
India	0.37
Indonesia	0.32
Victoria (Australia)	0.27
Llano de inundación del Amazonas**	11
Llano de inundación del Orinoco	7

(*: dato de la presente memoria; **: dato de Sippel *et al.* (1992))

Si siguiendo el criterio de Meybeck (1995a), el valor que hemos hallado en la presente memoria para el Pirineo (0.4% aproximadamente, basado en el área de extensión máxima de los glaciares en el cuaternario) paradójicamente corresponde al de una región árida, siendo en todo caso muy inferior al de otras regiones de montaña que conocieron los efectos de las glaciaciones. Creemos que esta discrepancia se debe en parte a la ausencia de grandes cubetas de valle, a consecuencia de un clima, una tectónica, y una litología poco favorables.

Resumen estadístico de las principales variables morfométricas y geográficas del Pirineo

Tabla 54. Cuadro sinóptico con algunas estadísticas de las principales variables morfométricas y geográficas del Pirineo.

	media	mediana	mínimo	máximo	n
A (km²)	0.039	0.017	0.005	0.84	1032
P (km)	0.773	0.579	0.26	5.795	1031
L (km)	0.279	0.217	0.8	2.5	1032
L/W	2.9	2.56	1.2	14.06	1031
DI	1.29	1.23	1.001	2.51	1031
Z (m)	19.7	13.5	0.7	123	343
\bar{Z} (m)	13	10.6	1.2	47.38	76
\bar{Z}/Z	0.434	0.44	0.25	0.658	76
V (Hm³)	2.489	0.99	0.0084	26.358	76
Zr (%)	6.8	6	0.6	20.1	342
Ad (km²)	1.67	0.86	0.01	32.6	883
Ad/A	72.97	35.6	1.59	1405	882
Altitud (m)	2275	2300	812	2958	1034
latitud	42° 41'02"	42° 39'44"	42° 25'28"	42° 58'37"	1035
longitud	00° 50'07"	00° 55'50"	-00° 42'21"	02° 13'23"	1035

Influencia del factor topoclimático en la formación de los circos lacustres

La mayor densidad de circos se da en los macizos más elevados: Aneto-Maladeta, Posets-Bagüena, Perdiguero, Besiberri (García-Ruiz *et al.*, 1992).

Además, en general la dispersión de la orientación aumenta con la altitud del circo, debido a la menor dependencia del factor orientación cuando el circo se sitúa claramente por encima del nivel de nieves permanentes (Olyphant, 1977; Alonso, 1994).

Los circos de la vertiente sur están a una altitud media mayor que los de la vertiente norte; ello podría compensar en parte su orientación desfavorable.

El hecho de que las precipitaciones procedan esencialmente del sureste, cuando son de origen mediterráneo, y del noroeste, cuando son de origen atlántico, (véase, por ejemplo, para el Pirineo catalán Camarero *et al.* (1993)), ha debido tener una influencia decisiva en la formación de circos y cubetas lacustres con orientaciones a menudo distintas de aquellas que se consideran como más favorables a una mayor acumulación de hielo por una menor insolación, a saber, las orientadas al NE y N.

En varias regiones montañosas del mundo se ha hallado que el volumen de

precipitaciones es el principal determinante en las altitudes de los circos glaciares. Por ejemplo, Doornkamp *et al.* (1971) mostraron la existencia de un gradiente de disminución de las precipitaciones paralelo a una elevación de las altitudes de los circos en el norte de Gales; Peterson *et al.* (1969) atribuyeron la existencia de un gradiente creciente de SO a NE en las altitudes de los fondos de circo en Tasmania esencialmente a la procedencia del SO de las precipitaciones más abundantes en aquella isla, y en menor medida a las orientaciones de los circos.

En definitiva, mientras que la dirección de un lago parece depender sólo de factores estructurales, la orientación de un circo dependería además de factores climáticos, actuando además la orografía local como factor de ponderación sobre la influencia del clima (como barrera a los vientos húmedos procedentes de ciertas direcciones, y como pantalla frente a la insolación).

Acción de los vientos en la redistribución de la nieve

Sin embargo, la orientación del circo (y del glaciar que lo originó) no siempre es un factor decisivo. Así, Lampre (1998) señala -a pesar de la falta de trabajos al respecto- que en los glaciares nororientales del macizo de la Maladeta (los de mayor extensión del Pirineo español, y con exposición más favorable) el viento (de componente N, o NO) parece haber barrido la nieve, depositándola a sotavento sobre la vertiente meridional, de modo que el glaciar de Coronas en Vallibierna, con una orientación meridional muy desfavorable, está completamente cubierto de nieve al final del verano (el final de la estación de ablación). Plandé (1939) mencionó este fenómeno en distintos puntos del Pirineo; también Taillefer (1966) lo cita para la vertiente norte.

Según Gómez-Ortiz (1987) en otras zonas del Pirineo catalán los vientos de componente norte, como, por ejemplo, la Tramuntana, realimentan los glaciares con orientación a sur. En concreto, menciona el caso de los circos de Montmalús-Engaït (Segre): por una parte sufrieron una importante disminución de las precipitaciones mediterráneas, debido a que el eje orográfico formado por el Cadí-Tossa d' Alp Costabona-Canigó debió actuar -como lo hace actualmente- como pantalla (obligando a las masas húmedas a precipitar sobre sus vertientes meridionales), a lo cual se suma la disminución de precipitaciones procedentes del Atlántico, debido a que dichos circos están orientados a sur. Creemos que esto explicaría en parte porqué los lagos de esta zona del Segre se hallan a mayor altitud (unos 120 m de promedio) que los lagos situados en la cabecera del Segre, ya en Francia. Por otra parte, y como contrapartida, gracias a su orientación y al carácter aplanado de sus máximas alturas, debieron ser decisivos -como ocurre actualmente- los efectos morfogénicos del viento, en concreto, los de componente norte, la tramuntana, debieron sobrealimentar estos circos situados a sotavento.

Este mismo autor (*ibidem*, 1987) generaliza a otras cordilleras -por ejemplo, Sierra Nevada- el fenómeno de la sobrealimentación nival por efectos eólicos para explicar la formación de glaciares en circos y barrancos con orientación meridional. En el Pirineo -igual que en Sierra Nevada- son más frecuentes los circos orientados al SE (11%), que al SO (5%), tal vez debido a su situación al abrigo de los vientos de poniente (que barrerían sus depósitos de nieve).

El factor morfoestructural

Por lo que respecta a la forma de las cubetas lacustres de circo los tramos de costa con forma rectilínea que presentan algunos lagos suelen estar asociados a una fractura principal (Touchart, 2000; García-Ruiz, 1991).

Por lo que respecta a la distribución de las cubetas lacustres, según Ventura (1989) la red de fracturas y diaclasas en el granito es el principal factor en la ubicación de las cubetas de sobreexcavación (tanto en circos como en valles); según este autor, por ejemplo, de las 25 cubetas mayores del valle de Espot, 80% se deben a la intersección de fracturas (del resto, 12% se deben a confluencias de hielos, y el 8% a un contraste litológico). Pero en esta región son frecuentes los cruces de fallas, y sin embargo, la mayoría de ellos no presentan lagos.

La observación de este y otros autores (e.g., Casteras *et al.* (1970)) de que los lagos se suelen situar en áreas con cruces de fallas es correcta, pero difícil de demostrar numéricamente, no sólo por la mencionada falta de datos sobre fallas, sino también porque en los mapas geológicos se aprecian fallas (cruzadas o no) en la mayoría del territorio pirenaico, a menudo asociadas con lagos, pero en muchos otros casos no.

En algún caso se ha podido demostrar la influencia de la estructura en la formación de una cubeta determinada. Así, por ejemplo, Vigouroux (2000) halló que los 36 metros de profundidad del lago Puyvachier (Râteau, Alpes (Francia)) se deben mucho más a una intensa fracturación de la roca que a la potencia del hielo, habida cuenta que en dicha zona el glaciar era de un tamaño muy modesto.

Por lo que respecta al tamaño y forma de los circos, según García-Ruiz *et al.* (1992): "No están claras las causas de las diferencias de forma y dimensiones de los circos, aunque la estructura a debido ser importante (incluso desde la configuración del relieve preglaciar): las diferencias de tamaño de grano y resistencia en los granitos...." [que no son homogéneos en la región (Charlet, 1979)] "...la densidad de líneas de fractura muchas de ellas generan vías de paso entre circos contiguos, que tal vez actuaron como collados de difluencia".

Análisis en componentes principales de las variables morfométricas

Se realiza un análisis en componentes principales en base a la matriz de correlaciones de las siguientes variables: área del lago (A), perímetro (P), longitud máxima (L), profundidad máxima (Z), índice de profundidad relativa (Zr), índice de alargamiento (L/W), índice de desarrollo de costa (DI), área de la cuenca de drenaje (Ad), y altitud del lago. Para evitar correlaciones espúreas se han sustituido todos los índices por los residuos de sus respectivos numeradores, en sendos análisis de regresión.

Figura 17. Representación en los dos primeros ejes de un análisis en componentes principales de diversas variables morfométricas y la altitud (todas en logaritmos decimales).

A: área del lago

L: longitud máxima del lago

P: perímetro del lago

Z: profundidad máxima del lago

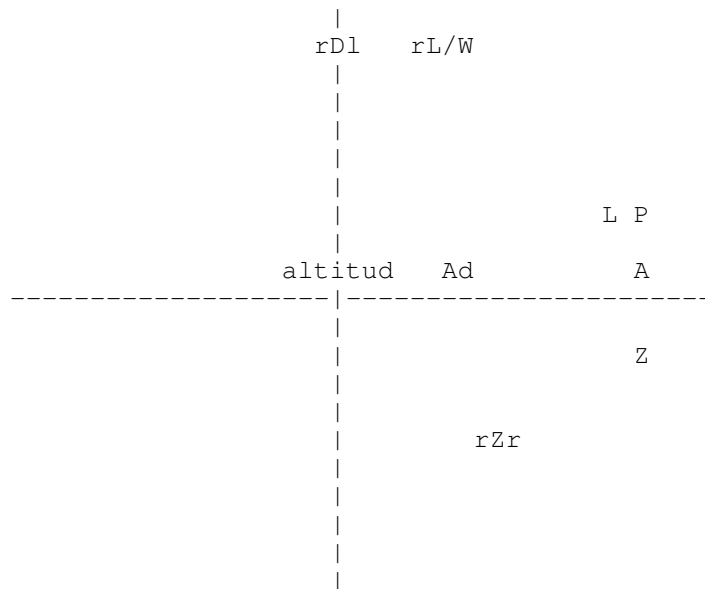
Ad: área de la cuenca de drenaje

rZr: residuo de regresión de Z respecto a \sqrt{A} (en sustitución del índice Zr)

rL/W: residuo de regresión de L respecto a A/L (en sustitución del índice L/W)

rDl: residuo de regresión de P respecto a \sqrt{A} (en sustitución del índice Dl)

altitud: altitud del lago



En la figura 17 se observa que las variables de tamaño A, P, L, Z, y en menor medida Ad y el residuo de regresión de Z (rZr), aparecen asociadas esencialmente al primer eje, el cual representa un 47% de la variabilidad. Con el segundo eje se asocian los residuos de regresión de los numeradores de las variables cocientes Dl y L/W, opuestas parcialmente al residuo de regresión del numerador del índice Zr, con otro 23% de variabilidad.

El primer eje se puede interpretar como tamaño, en cuanto que las variables tienen coeficientes o "loadings" positivos (o aproximadamente nulos en el caso de las asociadas al segundo eje; tabla 55). Pero el hecho de que no todos sean elevados, sino simplemente positivos, indica que esta primera componente no es estrictamente de tamaño, sino que también revela alometrías de forma; este sería el caso de la variable Ad, con una alometría positiva respecto al tamaño (aunque con un valor bajo del coeficiente de determinación), y del residuo de Z, con una alometría negativa respecto al tamaño.

Tabla 55. Coordenadas de las variables de la figura 17 en los dos primeros componentes principales.

variable	coordenadas	
	eje I	eje II
A	0.943	0.102
L	0.888	0.380
P	0.912	0.315
Z	0.939	-0.210
rZr	0.477	-0.447
rL/W	0.388	0.835
rDI	0.006	0.900
Ad	0.411	0.147
Altitud	-0.008	0.141

El segundo eje representaría la forma. Con el residuo de Z se ha eliminado el efecto del área, pero debido a la correlación entre este residuo y el resto de variables de tamaño, dicho residuo no contribuye sólo a la varianza del segundo eje, sino también a la del primero. En efecto, el análisis de residuos en regresión elimina el efecto de una variable de tamaño sobre el numerador, pero no necesariamente el efecto de todo el tamaño. En este caso, el área no representa por sí sola todo el tamaño, sino que también cuentan L, P, etc; esto explica el coeficiente no nulo del residuo de Z en el primer eje; algo parecido ocurre con el residuo de L respecto a W (rL/W); en cambio, en el residuo de P respecto a A (rDI), sí parece haberse eliminado la influencia de todas las variables de tamaño.

La interpretación de este segundo eje de forma sería que los lagos más alargados y/o menos circulares tienen menor profundidad relativa: la sobreexcavación sería mayor en los lagos con forma subcircular, tal vez debido a la rotación de la masa de hielo que los modeló.

La altitud se sitúa prácticamente en el origen de coordenadas, equidistante de todas las variables de tamaño y forma de los lagos.

Al añadir una variable como la profundidad de visión del disco de Secchi, ésta aparece asociada a la profundidad máxima del lago.

En definitiva, la utilización de los residuos de regresión no permite eliminar toda la correlación entre las variables morfométricas, de modo que la forma y el tamaño mantienen una cierta dependencia entre sí. El hecho de que en el análisis de componentes principales el primer eje no represente sólo el tamaño y el segundo la forma, hace que estos no sean muy útiles para ordenar claramente el conjunto de los lagos pirenaicos según su tamaño y forma, y poder distinguir así posibles tipos genéticos. Mientras que en los organismos las especies próximas pueden diferir entre sí en algunas variables de tamaño y forma, pero no en otras, en los lagos no se da esta situación; por ejemplo, la variabilidad de formas de lagos es suficientemente elevada como para que cualquier gráfica que intente representar una variable de forma frente a otra de tamaño suela dar una relativa dispersión de puntos, como hemos visto a lo largo del presente capítulo. No obstante, quizás algunos subconjuntos de lagos del Pirineo sí podrían definir con claridad los mencionados ejes de forma y tamaño.

Relación entre algunas variables de producción primaria y variables morfométricas y geográficas

Es muy difícil valorar la contribución relativa de cada factor (climático, edáfico, y morfométrico) en la productividad de un lago (Catalan *et al.*, 1994). En la presente memoria no hemos estudiado esta compleja cuestión, y nos limitamos a citar algunos de los resultados y conclusiones obtenidos por Catalan *et al.* (1990).

Los valores de conductividad hallados por Catalan *et al.* (1990) en el Pirineo catalán son muy bajos en la mayoría de los lagos. Los mínimos se dan en el batolito granitoide de Bassiers, seguidos de los lagos situados en los esquistos y filitas del cambroordovícico, el resto de batolitos granitoides, y finalmente las pizarras del silúrico y las calizas devónicas.

La baja concentración de nutrientes en solución en la mayoría de lagos pirenaicos determina unos valores bajos de biomasa y productividad del fitoplancton, por lo que la productividad primaria depende esencialmente de los macrófitos acuáticos, en aquellos lagos en que están presentes (Catalan *et al.*, 1992), y cuyo número estiman estos autores en unos 650 en todo el Pirineo.

Catalan *et al.* (1990) hallan en base a la concentración de fósforo total (el elemento limitante en los lagos pirenaicos) que la mayoría de lagos del Pirineo catalán son oligotróficos, y el resto son casi todos mesotróficos. La mesotrofia la atribuyen a causas diversas, como la presencia humana, la explotación hidroeléctrica con fluctuaciones del nivel del agua, y en particular la litología de la cuenca y la morfometría de los lagos.

Por lo que respecta a la litología, algunos batolitos granodioríticos parecen más fácilmente meteorizables y presentan suelos más desarrollados; en algunos casos existen vetas calcáreas -y tal vez microintrusiones de rocas ígneas especialmente ricas en hornblenda y anortita- (Catalan *et al.*, 1990), que elevan anómalamente la conductividad de un lago situado en un batolito granitoide (e.g., Monges; Redó; lagos de Engorgs); el carácter más fácilmente meteorizable del batolito de Bassiers podría deberse a su mayor antigüedad.

Por lo que respecta a la morfometría, no observan una relación significativa entre la mesotrofia y la profundidad máxima del lago, aunque está claro que los lagos con mayores concentraciones de fósforo total suelen ser someros (menos de 5 metros de profundidad). Todos los lagos del batolito de Andorra-Montlluís son mesotróficos; el clima y la morfometría no parecen determinantes en ellos, ya que estando a diferentes altitudes y teniendo diferentes formas y tamaños, tienen una concentración de fósforo total similar, aunque habría que estudiarlo con más detalle.

Por nuestra parte, no hemos hallado (con datos de Catalan *et al.* (1990) de fósforo total para 61 lagos) una relación entre el fósforo y la profundidad media ($r = 0.12$), ni la profundidad máxima ($r = 0$), ni el índice Ad/A ($r = 0$), ni la temperatura del agua en superficie en verano ($r = 0$). Pero el rango del fósforo en el Pirineo no es muy amplio (e.g. 0.05-8.28 micromoles por litro, en el Pirineo catalán (Catalan *et al.*, 1990)); si se ampliara, tal vez aumentaría la relación entre el fósforo y la morfometría de los lagos.

En cambio, la correlación muy significativa entre la profundidad media y la concentración de clorofila *a* en los Pirineos ($r = -0.53$) sugiere que la producción primaria podría estar controlada en parte por la morfometría de los lagos.

III. EVOLUCIÓN DE LOS LAGOS. BATIMETRÍAS

La forma de un lago viene en parte determinada por su origen. Posteriormente, evoluciona con el tiempo hacia nuevas formas, debido esencialmente a diversos procesos de sedimentación (en los lagos pirenaicos son raros los fenómenos de subsidencia, por ejemplo).

Fases en la ontogenia de un lago

(A partir de J. Bordonau (1992), adaptado para lagos de circo; las notas que añadimos sobre comunidades vegetales se basan en el Pirineo central catalán, aunque se pueden hacer extensibles con pequeñas variaciones a la mayoría del Pirineo).

1-Etapa de formación de la cubeta

Se produce durante el máximo glaciar.

2-Etapa de cubeta glaciolacustre proglacial

Se da en el tránsito de lago glaciar a lago proglacial. En esta etapa es cuando aparece el lago. Si en los lagos de valle es corta, en los de circo lo es aún más, porque son mucho más pequeños, y además el glaciar se ha retirado rápidamente de la cubeta (esta retirada puede ser bastante rápida, por ejemplo, del orden de un siglo para lagos como el Clarabide, o el Tourrat).

3-Etapa de cubeta glaciolacustre distal

Queda un lago distal alimentado básicamente por las aguas de fusión del glaciar. Continúa la sedimentación en conos-deltas y en conos de derrubios que rodean la cubeta; en lagos de circo no se suelen producir verdaderos deltas (en los lagos de valle se forma un delta en la parte proximal de la cubeta). Ejemplos: Glacé du Port d'Oo, Llosás, Coronas, Barrancs, Barroude.

4-Etapa de cubeta lacustre

Es la más larga (miles de años), y concluye con la colmatación total. El glaciar ha desaparecido del circo; como ya no hay glaciar, la sedimentación proviene sólo de los márgenes de la cubeta. Continúa la sedimentación deltaica progradante en los lagos de valle, la cual aporta sedimentos detríticos más groseros al centro de la cubeta. Así, tanto el área del lago como su profundidad, se reducen progresivamente.

Además, los deltas son demasiado pequeños como para presentar corrientes de turbidez que puedan aportar los sedimentos groseros al centro de la cubeta (aún estando este próximo al litoral), con lo cual éstos tienden a permanecer depositados en las vertientes o en las paredes del lago: un ejemplo de ello sería el Redó d'Aigüestortes, cuyos 8 m de sedimentos son esencialmente finos (i.e., ritmitas lacustres sin niveles groseros aportados por corrientes).

En los lagos profundos la vegetación macrofítica sólo se desarrolla en las zonas someras del litoral, y está formada por las comunidades que citamos en el apartado siguiente; e.g., Negre de Colieto, Obago.

Esta fase puede ser muy larga (por ejemplo, en el Saburó dura más de 10000 años, y sin que se produzcan cambios significativos: la profundidad sólo ha disminuido un par de metros, y el área se mantiene prácticamente igual). Cuando aumenta el valor de Ad/A (e.g., Ad/A >10) esta fase se vuelve menos lenta: e.g., Llong d'Aigüestortes, Bacivèr.

5-Colmatación final

El lago ha visto reducida su profundidad a menos de unos 5 metros. Salvo en las grandes altitudes, donde no hay suelos, los macrófitos colonizan primero el litoral (a menudo en cinturones) fijando allí el sedimento fino, lo cual facilita su posterior adentramiento hacia las zonas más someras del lago, y finalmente ocupan casi toda su superficie, no dejando más que canalillos por donde circula el agua del torrente (e.g., Trescuro, Gourg Nère Inférieur). Las asociaciones vegetales características son *Caricion nigrae* (turberas acidófilas), *Caricetum-rostrato-vesicariae* (se trata de un cañizar que forma un cinturón helofítico alrededor del lago, compuesto casi únicamente por *Carex rostrata* (cárex inflado), que aparece después del herbazal de *Sparganium*), e *Isoeto-Sparganietum borderei* (comunidad acuática formada básicamente por *Isoetes*, *Subularia* (ambas sumergidas), y *Sparganium*, éste último también presente en la orilla, en forma de manchas). En las balsas y pequeños lagos eutróficos una asociación característica de esta fase es *Ranunculo-Potametum alpini*, que forma poblaciones flotantes y sumergidas.

La clave de esta fase reside en el carácter fino de los sedimentos, tanto los alóctonos, como los producidos en el propio lago; por otra parte, los aportes más groseros se realizan por canales, conos y taludes de derrubios, etc, y pueden ser bastante estáticos cuando no son asistidos, y sobre todo cuando la vegetación los fija en las vertientes.

6-Etapa aluvial reciente

Al desaparecer por colmatación el lago que ocupaba la cubeta, se da una sedimentación con bloques, cantos, gravas, arenas y limos, mediante una dinámica fluviotorrencial.

La evolución de la forma de una cubeta lacustre se puede seguir de forma directa en el caso de que su antigüedad sea relativamente corta. En la mayoría de los

casos, sin embargo, esta evolución sólo se puede reconstruir a partir de observaciones indirectas. Entre ellas las más fiables se basan en el estudio de los sedimentos de la cubeta; desafortunadamente, son escasos los lagos pirenaicos de circo estudiados en este sentido, y el objetivo que se busca más a menudo es la reconstrucción de ambientes pasados, más que propiamente la de la forma original del lago.

En el presente capítulo intentamos una aproximación indirecta al tamaño y la forma de un lago en distintas etapas de su ontogenia. Para ello nos hemos basado en la caracterización paramétrica de sus tamaños y formas a partir de algunas variables morfométricas, así como de su situación dentro de la cuenca de drenaje, y de diversas observaciones geomorfológicas. No hemos considerado de los registros sedimentarios más que sus potencias. No hemos pretendido construir modelo alguno que explique las tasas de sedimentación y las potencias de sedimentos de estos lagos, por una parte porque no hemos tenido en cuenta otras variables no morfométricas, pero esenciales, como son el clima, la existencia de suelos, o la vegetación de la cuenca de cada lago, y por otra parte por la mencionada escasez de lagos pirenaicos cuyo sedimento ha sido estudiado. Tratamos simplemente de acotar ciertas variables morfométricas, geológicas y geográficas que aparecerían en un modelo si se llegara a disponer en el futuro de más datos.

Definimos la colmatación de una cubeta lacustre como la disminución en el tiempo de su volumen. Como hemos dicho, en general, y en particular en el caso de los lagos pirenaicos, se desconoce la evolución de dicho volumen, por lo que se recurre a una parametrización indirecta, en la cual se miden algunas variables o índices relativos al tamaño y forma actuales del lago.

Se pueden considerar como variables dependientes, estimadoras del grado de colmatación, las siguientes: el cambio del área (y en consecuencia, también del índice Ad/A), así como el cambio de la profundidad máxima (y en consecuencia, también de la profundidad relativa Z_r), del volumen, y del índice \bar{z}/z .

Se consideran como principales variables independientes: la altitud, y la litología; la profundidad máxima (y la profundidad relativa), y Ad/A , son a la vez variables independientes y dependientes, ya que tienden a disminuir (en el caso de Z), o bien a aumentar (en el caso de Ad/A), por sí mismas.

Variables indicadoras de la colmatación de una cubeta lacustre

Antes de abordar el estudio de las cubetas pirenaicas, hemos creído oportuno ilustrar la evolución de las variables indicadoras de la colmatación en algunas cubetas lacustres cuya evolución se ha podido seguir de forma directa (tabla 56), o por lo menos se han conseguido reconstruir su forma y dimensiones originales (tabla 57).

El primer caso se refiere a la evolución de la forma de dos pozas cársticas junto al lago de Banyoles (tabla 56); el segundo es la evolución de la forma de dos pequeños lagos de llano (Estados Unidos; datos de Hutchinson (1957), quien reconstruyó las formas originales a partir del estudio de los sedimentos de dichos lagos; tabla 57).

Tabla 56. Cambios en el tiempo de los valores de algunas variables morfométricas de los estanques de Sisó y Estanyol Nou (Girona, España; datos de García-Gil et al. (1985)).

	Sisó			Estanyol Nou	
	1980	1982	1986	1981	
1986					
A (ha)	0.0457	0.0487	0.0599	0.084	0.0804
Z (m)	12	9	8	7	4
\bar{Z} / Z	0.425	0.453	0.535	0.33	0.51
Zr (%)	49.73	36.13	28.96	21.4	12.5

Tabla 57. Cambios en el tiempo de los valores de algunas variables morfométricas de los lagos Tippecanoe y Winona (Estados Unidos; datos de Hutchinson (1957)).

Lago:	Tippecanoe		Winona	
	original	actual	original	actual
A (km ²)	3.6	2.9	3.26	2.04
Z (m)	55	37	39	24.4
\bar{Z} / Z	0.242	0.301	0.266	0.385
Zr (%)	2.41	1.84	1.81	1.43

En las tablas 56 y 57 realizamos las siguientes observaciones:

-En los dos lagos americanos se produce una disminución del área lacustre, así como de la profundidad máxima. Se deduce una disminución global de su tamaño. En cambio, en el estanque de Sisó el área aumenta algo, debido a la erosión por colapsamiento de las paredes de las cubetas, que afecta también al litoral.

-Un aumento del valor del índice \bar{Z} / Z en todos los casos: tienden a colmatarse antes las zonas más profundas del lago, con el resultado de que el relieve de su fondo se regulariza.

-Una disminución del valor de Zr: indica que la disminución de la profundidad máxima del lago es superior a la disminución de su área (*a fortiori* en el Sisó, que aumenta su área). La disminución del valor de Zr es modesta y muy lenta en el caso de los dos lagos americanos, que tienen formas bastante planas, pero es espectacular en los dos estanques de Banyoles, auténticos pozos en los que los sedimentos van a parar rápidamente al fondo.

Abordamos a continuación el estudio de las cubetas pirenaicas.

1-Disminución del área lacustre

Para dar una idea de la magnitud de la colmatación en los lagos pirenaicos podemos evaluar de forma aproximada una parte del área lacustre desaparecida desde la retirada de los glaciares en la última glaciación. Para ello hemos considerado a modo de ejemplo sólo algunas de las principales paleocubetas de valle del Pirineo, cuyas superficies lacustres aproximadas se indican en la tabla 58.

Tabla 58. Valores aproximados estimados para algunas variables morfológicas de varias paleocubetas de valle de los Pirineos (datos de la profundidad máxima de Benasque, Bono, Barruera, y Esterri, tomados de Bordonau (1992); valores del área, la longitud máxima (L), y el ancho máximo (W_{max}) estimados sobre la cartografía, salvo los correspondientes a Benasque y Esterri, que se basan en dibujos de Bordonau (1992)); la identificación de las paleocubetas se basa en Nussbaum (1934), Taillefer (1966), y Bordonau (1992).

Paleocubeta	área (km²)	L (km)	W_{max} (km)	Z (m)	Zr (%)
Benasque (Esera)	3.3	4.5	1	300	14.6
Bono (Noguera Ribagorçana)	2.2	4.8	0.6	200	13.8
Barruera (Noguera de Tor)	2.04	4.5	0.7	160	14.3
Esterri d' Aneu (Noguera Pallaresa)	5	6.5	1.7	400	15.8
Bedous (Aspe)	7	5.55	1.9		
Castet-Aste-Béon (Ossau)	5.6	7.5	1.9		
Arudy (Ossau)	8	5.15	2.8		
Soussouéou (Ossau)	0.7	2.25	0.5		
Aucun (Gave d' Azun)	3.4	4.7	1.1		
Bagnères-de-Luchon (la Pique)	7.3	9.2	1.6		

Las diez paleocubetas de valle consideradas en la tabla 58 suman una superficie de 44.54 km², a la cual habría que añadir las correspondientes a varias grandes paleocubetas más, y a numerosas otras de menor extensión (e.g., las situadas en el alto Esera, en Sant Nicolau, y en la cabecera del Escrita suman una superficie total de unos 2 km²); como la superficie total del conjunto de todos los lagos actuales aquí estudiados (i.e., con áreas iguales o superiores a 0.5 ha; la gran mayoría de circo) es de 40.19 km² (véase el capítulo segundo, página 25), resulta que la mayor parte de la superficie lacustre del Pirineo ha sido ya colmatada.

De forma individual, esta reducción progresiva se puede apreciar, por ejemplo, en un lago de valle como el Llong d' Agüestortes, el cual presenta la parte noreste de su cubeta completamente colmatada y ocupada por la vegetación, en concreto, casi la mitad de su superficie original. En la mayoría de lagos del Pirineo esta reducción del área se está produciendo desde hace tiempo, como se observa, por ejemplo, en la colonización de sus franjas litorales por macrófitos acuáticos. En efecto, la presencia de sedimentos finos es suficiente en la mayoría de lagos para permitir el desarrollo de macrófitos acuáticos, presentes en el 65% de los lagos pirenaicos, según Catalan *et al.*

(1992).

En los lagos a mayor altitud, y sobre sustratos granitoides (e.g., el Redó), el mínimo aporte de sedimentos no ha permitido la reducción de sus superficies hasta la fecha.

2-Potencia de los sedimentos; disminución de la profundidad máxima

Según Catalan *et al.* (1998) la acumulación de sedimentos en los lagos de circo pirenaicos es del orden de 0.5-2 mm al año (en los lagos regulados por las compañías hidroeléctricas estos valores pueden verse aumentados en un orden de magnitud).

La variación entre lagos de circo de la tasa media anual de sedimentación no suele ser importante si se consideran sólo los situados enteramente sobre sustratos granitoides (como se deduce de sus niveles similares de oligotrofia); para los situados sobre otros sustratos las tasas pueden ser muy superiores, sobre todo si se trata de pizarras, y si están fuera de los circos.

Registros sedimentarios en los lagos pirenaicos

Sólo se han realizado en un número muy reducido de lagos: Ibones de Tramacastilla (1682 m), y de Escalar (2078 m) (Montserrat-Martí, 1992); lagos de Llauset (Vilaplana, 1983; Vilaplana *et al.*, 1983), y Redó d' Aigüestortes (Cophon *et al.*, 1996). Por otra parte, el vaciado total de los lagos represados por las compañías hidroeléctricas ha permitido observar el tipo y potencia de sus sedimentos. Así, Nussbaum (1934) constató, por ejemplo, en el lago Colomina un espesor de unos 2 m, formados por estratos de arenas, lodos, bloques erráticos, y algún tronco de árbol; otro ejemplo sería el del mencionado Llauset. Las potencias de sedimentos se indican en la tabla 60.

También se han estudiado en algunas grandes cubetas de valle actualmente colmatadas: Benasque, Bono, Barruera, Esterri d' Aneu (Bordonau, 1992).

En todos ellos -salvo en las mencionadas cubetas de valle colmatadas- llama la atención la práctica ausencia de depósitos de till glacial, lo cual desmiente las conjeturas de los primeros autores que sondaron los lagos pirenaicos sobre la enorme cantidad de materiales morrénicos abandonados por los glaciares al retirarse, y que deberían yacer en el fondo de los lagos de circo (e.g., Belloc (1894) supuso unos 40 m de sedimentos para el Boum del Port (cuya profundidad máxima actual es de 46 m), y 70 m para Caillauas (con una profundidad de 101 m)).

En efecto, en contacto directo con el sustrato rocoso paleozoico pueden aparecer ritmitas glaciolacustres (e.g., Llauset, Redó d' Aigüestortes), o bien arcillas azules (e.g., Tramacastilla, Escalar). Algo parecido ocurre en las grandes cubetas de valle también formadas por sobreexcavación glacial y actualmente colmatadas (Benasque, Bono, Barruera, Esterri). Los depósitos de till (sub y supraglacial) sólo aparecen en lagos marginales formados precisamente por obturación morrénica; por ejemplo, en los complejos yuxtaglaciares de Llestuí (con 80-90 m de potencia de till; Vilaplana *et al.*, 1989), y de Cerler (Bordonau, 1992).

3- Disminución de la profundidad relativa (Zr)

En los lagos del Pirineo cuyos sedimentos se han estudiado (tabla 59) se observa una disminución del valor de Zr (las estimas de la Zr original se han realizado suponiendo un área similar a la actual).

Tabla 59. Valores de las profundidades máxima (Z), y relativa (Zr), en algunos lagos con los sedimentos estudiados; los valores actuales son observados, y los correspondientes al periodo de formación del lago son estimados (se han asumido valores del área iguales a los actuales, aunque en el caso del Llauset el área era superior a la actual, por lo que la estima de su Zr original es por exceso).

Lago	Cuenca	original		actual	
		Z(m)	Zr	Z(m)	Zr
Redó	N. Ribagorçana	73.5	13.39	73	13.27
Redó d' Aigüestortes	St. Nicolau	19	6.87	11	4
Colomina	Flamisell	66.2	15.28	64.2	14.82
Escalar	Aragón	9	4.54	4	2
Tramacastilla*	Gállego	16.5	9.44	4.7	2.69
Llauset*	N. Ribagorçana	39	14.11	8	2.9

(*: antes de ser represado. Los datos del Redó son provisionales: la profundidad original sería algo superior)

4- Evolución del índice de forma \bar{Z}/Z

Es función de la distribución de los sedimentos que se depositan en el lago.

En los lagos de circo no se da la dinámica fluvial, y la fluviotorrencial es pobre, siendo la dinámica principal la debida a procesos de gravedad. Dentro del lago los procesos de transporte y acumulación de sedimentos alóctonos también vienen determinados por la pendiente de la pared, salvo en una estrecha franja litoral (correspondiente aproximadamente al primer metro de profundidad), que puede experimentar la presión centrífuga de la cubierta invernal de hielo, y en los lagos mayores un cierto oleaje durante la época en que están libres del hielo; en efecto, en lagos pequeños la energía alóctona (oleaje, corrientes) es demasiado baja como para permitir una remodelación significativa del litoral.

La acumulación de sedimentos en paredes con poca pendiente, sin que estos lleguen al fondo, determinaría una evolución en el tiempo hacia valores decrecientes de \bar{Z}/Z . Sin embargo, el factor determinante en los lagos de circo del Pirineo es la escasez de sedimentos groseros que entran en sus aguas, por lo que el mencionado efecto sobre \bar{Z}/Z no se observa. Por contra, en los casos en que existe suficiente cantidad de sedimentos finos en el lago, su acumulación en el fondo más profundo sí es eficaz, con lo cual se observa un aumento del valor del índice \bar{Z}/Z durante esta etapa. Cuanto más bajo sea el valor inicial de \bar{Z}/Z más rápida tenderá a ser su evolución

hacia valores superiores: por ejemplo, un lago como el Bacivèr (con $\bar{Z}/Z = 0.25$) tiene proporcionalmente una menor extensión de fondo profundo (como se ve en la curva hipsométrica relativa de la figura 18) que, por ejemplo, uno con $\bar{Z}/Z = 0.43$ (que es el valor medio del conjunto pirenaico), así que avanzará más rápidamente en la colmatación de su fondo.

Por otra parte, en los lagos de fondo de valle situados a la salida de un circo (por ejemplo, el Llong d' Aigüestortes, y en general en las cubetas ya colmatadas (como Planell de Riernalo, en la Noguera de Tor), sí se observa una abundancia de sedimentos groseros - en general con vegetación pratense- y con presencia de bloques, que indican su fase aluvial reciente.

Este modelo sería aplicable a los lagos de circo. Por lo que respecta a los grandes lagos de origen glacial sobre terrenos llanos, la situación suele ser más compleja. Por ejemplo, en el complejo del lago Saimaa (Finlandia), compuesto por varios lagos, y situado sobre sustrato precámbrico (filitas, micaesquistos, y gneis), la distribución de los sedimentos es en manchas, y las tasas de sedimentación varían mucho, incluso dentro de zonas que representan fondos de acumulación (Simola *et al.*, 1993). Ello se debe al relieve accidentado del fondo, a corrientes, a diferencias en los aportes de sedimento, y a la variación de la distancia entre la fuente de sedimento y las áreas de acumulación. La zona central de uno de los lagos de este complejo -el Paaiselkä ($A = 108 \text{ km}^2$; $\bar{z} = 20 \text{ m}$)- presenta un depósito de sedimento extremadamente delgado: la distancia horizontal desde cualquier fuente potencial de sedimentos hasta el punto más profundo de esta zona (70 m) es de por lo menos 4 km; ello explica porqué en este fondo sólo se han acumulado 3 cm de sedimento desde 1859, mientras que en las áreas más próximas a la costa la misma capa de arcillas llega a los 10-15 cm de espesor. En cambio, en el lago Haukivesi ($A = 514 \text{ km}^2$; $\bar{z} = 9 \text{ m}$), un lago con numerosas islas, las depresiones sedimentarias son relativamente pequeñas, y en consecuencia las tasas de acumulación son elevadas.

En los Pirineos tal vez sólo los lagos mayores y formados por varias cubetas serían susceptibles de presentar cierta variabilidad en las tasas de acumulación de sedimento en sus fondos. En efecto, en el capítulo segundo vimos que el rango de valores de \bar{Z}/Z en los lagos pirenaicos es de 0.25-0.66, con una media de 0.43. Esta media relativamente elevada sugiere que el lago medio tiene un fondo más bien regular, en el cual no se dan depresiones anómalas (como ocurre, en cambio, en Bacivèr), y cuando presenta varias cubetas, éstas tienden a ser de profundidades no muy dispares entre sí.

Finalmente, los lagos con extensas zonas someras tienen en general valores bajos de \bar{Z}/Z , y una elevada tasa de resuspensión de sedimentos; en lagos de este tipo, y con predominio de los sedimentos finos el índice \bar{Z}/Z explica buena parte de la varianza de la tasa de sedimentación (Hakanson, 1981). Estos lagos tienden a tener una mayor tasa de sedimentación (Carpenter, 1983), lo cual acelera su colmatación (se crea un feed-back positivo). Por el contrario, los lagos con valores elevados de \bar{Z}/Z tienden a ser menos productivos, y con menores tasas de sedimentación, lo cual retarda su colmatación (Carpenter, 1983).

VARIABLES QUE DETERMINAN LA COLMATACIÓN

1-Litología

Tabla 60. Valores actuales de algunas variables morfométricas en varios lagos cuyos sedimentos han sido estudiados; A_{lac} es el área lacustre total aguas arriba del lago considerado.

	Ad (km ²)	Ad/A	A _{lac} (km ²)	potencia del sedimento(m)	Z (m)
En granitoides					
Redó	1.55	6.5	0.002	0.5*	73
Redó d' Aigüestortes	2.21	53.7	0.077	8	11
En pizarras y areniscas					
Escalar	0.45	14.5	0	5	4
Tramacastilla**	0.48	20	0	12	4.7
En calcáreas					
Llauset**	7.53	125.5	0.134	31	8

(*: estima provisional, por defecto; **: antes de ser represado)

En la tabla 60 se observa, por una parte, que un mayor valor de la relación Ad/A va asociado a una mayor potencia de sedimentos. La relación entre la superficie de la cuenca de drenaje y el área del lago es determinante (la colmatación de lagos en regiones glaciares se debe principalmente a sedimentos de origen no lacustre (Sly, 1978)). En cambio, la superficie de la cuenca de drenaje por sí misma no es relevante. Tampoco hemos hallado una relación entre la potencia de los sedimentos en los lagos y los siguientes factores: el desnivel entre la cresta del circo y el lago; la existencia de uno o más lagos aguas arriba del lago en cuestión (medida como "área lacustre" en la tabla 60) que actúen como potenciales trampas de sedimento.

Por otra parte, parece clara la importancia del sustrato (e.g., Van Husen, 1979). En el Pirineo las pizarras suelen ser el material menos resistente a la erosión. En general, los lagos situados sobre este sustrato presentan una relación Ad/A superior a 10 (salvo Astún (Aragón), y Nère (Louron, Neste d' Aire)). La situación de los ibones de Escalar y Tramacastilla sobre pizarras explicaría sus importantes potencias de sedimentos en relación con sus modestas profundidades; algo parecido ocurre con Llauset, situado sobre calcáreas del devónico. También influye la nula superficie lacustre aguas arriba –ya que ambos ibones se hallan solos en sus respectivas cuencas–, que pudiera retener sedimentos antes de llegar a ambos lagos; en el caso del Llauset la superficie lacustre aguas arriba se halla toda sobre granodioritas, mientras que en la parte más erosionable de la cuenca no hay ningún lago, de modo que todos los sedimentos van a parar al Llauset.

El sustrato granítico es en general muy resistente a la erosión, por lo cual el aporte de materiales de la cuenca a estos lagos es muy reducido. Sólo a partir de cierto valor de Ad/A se hace significativo dicho aporte: es el caso del Redó d' Aigüestortes. En efecto, como ya dijimos en el capítulo segundo, Catalan *et al.* (1990; 1992) atribuyen los bajos valores de conductividad que hallan en los lagos del Pirineo catalán

al carácter poco meteorizable de los sustratos; los más meteorizables son las calcáreas del devónico y las pizarras del silúrico, seguidos de las granodioritas, y finalmente los esquistos del cambroordovícico. Asimismo, en el capítulo segundo vimos que los 49 lagos del Pirineo con profundidad máxima conocida e inferior a 4 metros se hallan todos sobre granitoides, y su media del índice Ad/A es alta.

2- La profundidad máxima; la profundidad relativa

La profundidad máxima es importante en la colmatación de un lago: los lagos del Pirineo con menos de 5 metros de profundidad máxima suelen hallarse en etapas más o menos avanzadas de colmatación final.

Por otra parte, de los 28 lagos del Pirineo con $Z_r < 2\%$, casi todos están en fase de colmatación final. No obstante, hay lagos en fase de colmatación con valores de Z_r superiores. Por ejemplo, Trescuro de Dalt y Trescuro de Baix tienen un valor de Z_r relativamente elevado (en torno al 5%) en relación con su situación fuera del circo de Peguera, lo cual indica que se hallan en una fase de colmatación en la que es mayor la reducción de la superficie (por entrada de sedimentos y colonización de macrófitos), que la disminución de la profundidad del lago. Otro tanto puede decirse del pequeño Gourg Nère Inférieur II (Neste d' Aure).

3- Relación entre el área de la cuenca de drenaje y el área del lago (Ad/A)

Examinamos la posible relación entre el valor de Ad/A de los lagos del Pirineo, y su situación ontogenética.

Lagos con relación baja ($Ad/A < 10$):

La red de drenaje está muy poco desarrollada, o es prácticamente inexistente; los sedimentos se originan por procesos de pendiente o de superficie. Dominan los procesos de vertientes sobre los fluviotorrenciales, con lo cual el transporte de sedimentos hacia el lago tiende a ser muy lento (la gelifracción en las laderas no cuenta con el transporte fluvial, de modo que sus productos se desplazan con dificultad hasta el centro de las cubetas (García-Ruiz *et al.*, 1992)).

No suelen presentar formaciones de conos-deltas.

No presentan vegetación macrofítica.

Salvo en lagos muy someros, con el tiempo sólo disminuyen la profundidad y Z_r ; se mantiene el área, y \bar{Z} / Z varía poco.

En estos lagos la etapa de cubeta lacustre (i.e., antes de entrar en la colmatación final) puede ser muy larga; por ejemplo, en el Redó (con $Ad/A = 6.3$) dura ya más de 10000 años, y sin que se produzcan cambios significativos: la profundidad ha disminuido poco, y el área del lago, así como el área de la cuenca, se mantienen prácticamente iguales.

Lagos con relación media ($10 \leq Ad/A \leq 125$):

Se trata de lagos con menos de 70 m de profundidad.

Sus cuencas ya presentan una red de drenaje desarrollada: dominan los procesos de erosión por cauces de torrentes, con lo cual el transporte de sedimentos es más rápido y eficaz.

Se forman pequeños conos-deltas (por ejemplo, en el Mar de Valarties, con un valor Ad/A de sólo 11.3; Cabana de Peguera, con $Ad/A = 67$), y disminuye algo la superficie del lago, así como la profundidad máxima (sobre todo en los lagos pequeños). La evolución de Z_r y de \bar{Z}/Z depende de las variaciones relativas de la profundidad y el área, y también de si los sedimentos se distribuyen de manera homogénea en el fondo del lago, o no.

La disminución del área hace que Ad/A aumente, con lo que se produce un feed-back positivo sobre los citados cambios morfométricos.

En estos lagos la etapa de cubeta lacustre es menos larga.

Lagos con relación elevada ($Ad/A > 125$):

Son lagos poco profundos ($z < 10$ m). Los sedimentos se canalizan por la red de drenaje existente. Zonas más o menos extensas del lago ya están colmatadas y ocupadas por macrófitos acuáticos, turberas, e incluso prados (e.g., Llong d' Aigüestortes, con $Ad/A = 156$; Trescuro, con $Ad/A = 1088$).

En estos lagos la etapa de cubeta lacustre es rápida, y termina con la formación de cubetas de colmatación.

Los 30 lagos con mayor valor del índice Ad/A (≥ 150) son susceptibles de experimentar una colmatación más temprana.

Sin embargo, los mencionados valores de Ad/A sólo influyen sobre la colmatación de lagos situados en cuencas relativamente pequeñas, como las de los actuales lagos pirenaicos. En cambio, la paleocubeta de Benasque, por ejemplo, que debió tener 3.3 km^2 de superficie, se halla colmatada desde hace tiempo, a pesar de que su relación Ad/A era de sólo 81, aproximadamente. En este caso, la desaparición del lago se explica por tener una mayor área de la cuenca de drenaje, por el carácter más erosionable de ésta (las pizarras representan una considerable extensión de la cuenca), por su mayor antigüedad (quedó libre de los hielos bastante antes que los lagos existentes en la actualidad a mayor altitud), etc.

4-La altitud; la dinámica de derrubios

A modo de discusión presentamos los puntos de vista de algunos autores al respecto.

La altitud es determinante en el tiempo que requiere un lago para colmatarse. Por ejemplo, Lampre (1998) señala que la situación de los ibones de Coronas, Llosás y Vallibierna entre los 2450 y 2750 metros de altitud ha propiciado que no hayan sido colmatados aún, por dos razones. En primer lugar, dada su elevada altitud, se han visto liberados de los hielos más recientemente que otras cubetas situadas a menor altitud, y en particular las de valle (e.g., la cubeta de Llosás (a 2480 m de altitud) quedó liberada del hielo a principios del Tardiglacial (i.e., Dryas antiguo: 15000-13000 años BP), mientras que en el circo de Coronas - a pesar de su desfavorable orientación a SO- el

glaciar no se retiró de la cubeta principal (a 2730 m de altitud) hasta la Pequeña Edad del Hielo (300-100 años BP)). En segundo lugar, el proceso principal en la dinámica periglacial en las laderas de la alta montaña rocosa es la macrogelifracción (especialmente sobre las granodioritas), lo cual determina que los detritos se desplacen con dificultad desde los taludes de derrubios hacia el centro de las cubetas (García Ruiz *et al.*, 1992).

El conocimiento de la dinámica de derrubios es necesario para estimar la velocidad de colmatación de un lago. Los conos de derrubios son holocenos: su edad no supera los 10000-12000 años. Son el resultado de la gelifracción, que es especialmente activa en las crestas. Aparentemente serían poco dinámicos, puesto que sólo se desplazan lentamente por gravedad y criorreptación (i.e., no suele intervenir el potente transporte torrencial). Una variedad de los derrubios de gravedad son las canales y conos de derrubios. Las canales, o corredores, arrancan en su mayoría desde las mismas divisorias, surcando las paredes por líneas de fracturación o diaclasa, llegando a alcanzar casi 1 km de longitud en plano (600 m en desnivel), aunque no suelen superar los 300 m de desnivel y desarrollo en plano. A la salida de las canales, sobre los taludes, la morfología deposicional asociada presenta una disposición en conos, solitarios o coalescentes, con una cierta clasificación de los materiales.

Según Lampre (1998), los derrubios de gravedad situados al pie de las laderas y paredes graníticas del batolito de La Maladeta, así como en la base de los escarpes calcáreos o esquistosos de Vallibierna, o bajo los resaltes estructurales, crestas o paredes de rimaya de los circos deglaciados, presentan una distribución espacial más favorecida por factores litoestructurales que climáticos. Asociados a la gelifracción y a la caída libre, los taludes de derrubios tienen una inclinación media de 30-35° (cerca del 80% de pendiente; aunque en los derrubios asistidos por cojinetes de hielo, o por materiales finos en solifluxión, se da movimiento en una pendiente inferior a la del equilibrio de gravedad (Derruau, 1988)), y muestran una cierta clasificación superficial de los bloques mayores al ubicarse al pie de los menos grandes. Son completamente funcionales por encima de los 2700 metros (no existe colonización líquénica, y presentan un perfil rectilíneo). Entre los 2500 y 2700 metros de altitud la presencia de derrubios periglaciares funcionales depende de factores locales topoclimáticos. La presencia de vegetación es fundamental, ya que por sí sola puede retener los derrubios en las vertientes.

Coinciden en parte con este punto de vista Clin *et al.* (1989), según los cuales en la alta montaña tardíamente deglaciada una gelifracción activa ha producido abundantes piedras, aunque sólo las cubetas lacustres menos profundas han sido colmatadas por los aportes que descienden de las vertientes (conos de deyección, conos de avalanchas), y por las turberas. La mayoría de estos derrubios siguen siendo funcionales. En cambio, al pie de las vertientes de los grandes valles glaciares (Luchon, Val d' Aran, etc) los conos de deyección (postglaciares y tardiglaciares) suelen presentarse ya fijados.

Según Martí Bono *et al.* (1968) “El fondo de los circos y la cabecera de los valles altos de Boí están muy a menudo recubiertos de gran cantidad de bloques. En los valles, cuando la orientación y la naturaleza del roquedo son favorables, los derrubios de pendiente presentan movimiento (evidenciado por los festones lobulados de bloques y por la presencia del talud terminal). Son también frecuentes los derrubios en las paredes de las grandes artesas, donde juegan un papel importante en la colmatación de los lagos de valle (e.g., Llong) junto con los conos de deyección de torrentes”. En la zona de Boí se puede asumir que por debajo de los 2500 m los derrubios no suelen ser funcionales. En este sentido, los lagos rodeados por vertientes que presentan derrubios

que llegan a entrar en sus litorales (como se puede ver en las fotos aéreas), no están siendo colmatados por éstos, sino por sedimentos finos procedentes de la cuenca, y los producidos dentro del propio lago, como se ha comprobado en los pocos registros sedimentarios estudiados hasta ahora (e.g., Redó d' Aigüestortes). Esto se puede generalizar para la mayoría de los lagos de la vertiente sur del Pirineo (e.g., Escalar), así como de la vertiente norte (aunque con un umbral inferior a los 2500 m).

Aunque actualmente no sean funcionales muchos de los aparatos de derrubios, obviamente aquellos que se adentran en las aguas de un lago han modificado en cierto grado el perfil de su pared. En particular, tras la retirada de los hielos los derrubios debieron ser funcionales hasta en las cotas más bajas; así, por ejemplo, la batimetría del Llong d' Aigüestortes muestra su punto más profundo desplazado hacia su costa meridional: se presenta la pared norte (al pie de varios conos de derrubios coalescentes) con menor pendiente que la pared sur (al pie de una vertiente sin derrubios, y a pesar de ser más escarpada).

En resumen, al remontar una cuenca de drenaje hallamos lagos cuya edad tiende a ir disminuyendo, siendo los más recientes los situados en las cabeceras de los circos, alguno de los cuales todavía no ha iniciado la etapa de cubeta lacustre (e.g., Bllanc de Lliterola, Clarabide). Por otra parte, valle arriba disminuye el aporte de sedimentos al lago, y además éstos contienen una mayor proporción de materiales groseros.

BATIMETRÍAS

1-CURVAS HIPSOMÉTRICAS

La evolución de la forma de un lago puede estudiarse también mediante su hipsometría.

El método de la hipsometría fue aplicado por vez primera en 1888 por John Murray a fondos marinos. Posteriormente, Langbein (1947), y Strahler (1952) lo aplicaron a cuencas hidrográficas. Strahler utilizó la forma de las curvas para intentar caracterizar el estadio de juventud o de madurez de un relieve. Su uso también se ha extendido a los lagos (Hakanson, 1977; 1981).

La forma de la curva está relacionada con el índice \bar{Z}/Z , aunque proporciona más información que dicho índice; por ejemplo, para el océano mundial el valor $\bar{Z}/Z = 0.33$ corresponde a un perfil cónico, mientras que la curva indica tres relieves principales en el fondo oceánico: plataforma continental, fosas abisales, y el resto de fondos. En los lagos no es frecuente que aparezcan más de dos puntos de inflexión en la curva (i.e., no suelen presentarse a la vez una depresión aberrante y una plataforma litoral).

A priori se puede pensar que las curvas extremas corresponderían a lagos más alejados de la regularización de su perfil, así como de su colmatación final. En este sentido, representarían situaciones iniciales la curva convexa (correspondiente a un lago cuyo fondo presentara una importante depresión anómala todavía sin colmatar, y con un valor bajo de \bar{Z}/Z), y la curva cóncava (lago con fondo llano, pero con paredes muy escarpadas -como por ejemplo un cráter- y por tanto lejos de su regularización, con un valor elevado de \bar{Z}/Z).

La situación de equilibrio podría definirse como aquella en la cual la curva es aproximadamente lineal; correspondería a una cubeta con paredes de pendiente aproximadamente constantes, y de valor progresivamente próximo a cero conforme se acerca a la colmatación final. Su valor del índice \bar{Z}/Z sería de 0.5.

En los Pirineos, de las curvas que hemos representado, los lagos más alejados de la mencionada situación de equilibrio serían el Bacivèr ($\bar{Z}/Z = 0.25$), Aguiló del Mig y Gourg Nère Moyen (ambos con $\bar{Z}/Z = 0.33$), los cuales presentan las curvas más convexas. En el Bacivèr el fondo comprendido entre el 40 y el 100% de la profundidad máxima sólo representa un 20% de la superficie del lago, debido a su depresión central, poco extensa y profunda, que contrasta con una amplia zona litoral poblada por macrófitos acuáticos (Ballesteros *et al.*, 1989).

Las curvas del Llong y del Redó d' Aigüestortes, así como las de Palomera, Redó, y Inférieur d' Estibère, presentan sendas inflexiones, con una disminución de la pendiente justo antes de llegar al fondo, que indican un fondo plano. Se pueden interpretar como debidas a la sobreexcavación glaciaria, y a la posterior colmatación por sedimentos del fondo.

En el caso del Llong el área del fondo es reducida en relación al área del lago,

debido al aporte de sedimentos, tanto desde un talud de derrubios lateral que existe en la ladera norte del valle, como desde la cabecera del lago.

En los lagos de circo el fondo suele ser más amplio. Además, en algunos de ellos los sedimentos han terminado de regularizar el fondo de sus cubetas (e.g., el Redó d' Aigüestortes, y Palomèra han recibido bastantes sedimentos (debido a la extensa cuenca de drenaje del Redó, y a la naturaleza erosionable del sustrato pizarroso de Palomèra).

Redó y Inférieur d' Estibère se hallarían en una situación intermedia: también son de circo, pero debido a sus reducidas cuencas de drenaje han recibido pocos sedimentos.

En otras batimetrías las curvas hipsométricas presentan una inflexión, esta vez con aumento brusco de la pendiente cerca del fondo, que indica una o varias depresiones localizadas y de superficies reducidas. Este es el caso del Port-Biehl, Gourguet, Gourg Nère Moyen, Gourg Nère Inférieur I, y Supérieur (todos ellos en el Neste d' Aure), así como el del Mort en Colomèrs, y Aguiló Mig en el Cardós.

Estas depresiones disminuyen el valor del índice \bar{Z} / Z , y sugieren que en dichos lagos los sedimentos probablemente no han llegado al punto más profundo del lago (o han llegado en cantidad insuficiente para colmatarlo).

En cuanto a la extensión de la pared próxima al litoral, se observa que es menor (siempre en términos relativos de la profundidad y el área) en el Negre de Peguera y en Port-Biehl que en Certascans, Llong, y Redó d' Aigüestortes. Bacivèr, Barrancs, y Aguiló Mig presentan una plataforma litoral extensa (también, aunque con menor extensión, Palomèra).

Varios lagos presentan curvas con una pendiente uniforme, i.e., son aproximadamente lineales, lo cual sugiere una situación de equilibrio: Long d' Estibère, Gourg Nère Inférieur II, Anglade (todos ellos en la cuenca del Neste d' Aure, en el macizo de Néouvielle). Se trata de lagos muy someros (con profundidades inferiores a cinco metros), que se hallan en vías de colmatación, con zonas más o menos extensas del litoral colonizadas por macrófitos.

Estas observaciones se pueden hacer extensibles a otras regiones. Por ejemplo, en el Lake District (Reino Unido), los lagos Wastwater y Ennerdale acaban sus respectivas curvas en un llano, i.e., tienen sus fondos colmatados (además tienen valores de D y L/W bajos), mientras que Esthwaite, Windermere, o Thirlmere tienen fondos abruptos (todavía no regularizados), y sus correspondientes curvas presentan formas convexas. En los lagos mayores de esta región se observa una cierta correspondencia entre la sucesión de las curvas de lagos con fondo abrupto hacia las de lagos con fondo suave por una parte, y un aumento de \bar{Z} / Z , y una disminución de D y de L/W, por otra parte.

Influencia del área del lago en la curva hipsométrica

Como vimos en la discusión final del capítulo segundo, Hakanson (1977) ha constatado la existencia de una tendencia en algunos tipos de lagos hacia una disminución de \bar{Z} / Z conforme aumenta el área del lago. Por otra parte, este mismo autor (*ibidem*) observa que en el ámbito mundial los lagos más extensos tienden a

presentar una curva hipsométrica convexa, mientras que en los pequeños tiende a ser cóncava. En efecto, hemos observado que la mayor extensión de agua del planeta -el océano mundial- presenta la curva más convexa de todas las conocidas; en el otro extremo, las curvas más cóncavas se dan en pequeños lagos de cráter, de maar, o cársticos (en el límite, cualquier pequeño hoyo con forma cilíndrica, daría la máxima concavidad, aunque ciertamente no se podría considerar como un lago). Sin embargo, estas tendencias sólo son claras en situaciones un tanto extremas, ya que si se toma un conjunto de lagos de todos los tamaños en una región dada, lo que se observa en el mejor de los casos es una moderada correlación entre la forma de la curva y el área del lago, mientras que en la mayoría de regiones dicha correlación es nula. En los lagos pirenaicos estudiados no se observa esta tendencia, probablemente porque su rango de tamaños no es amplio.

2-PERFILES DEL LAGO

Asimetría de las cubetas lacustres

La pared proximal del lago situada al pie de la pared dorsal del circo suele tener una pendiente bastante más elevada que la de la pared distal del lago que acaba en el umbral. Esto se observa en los lagos con batimetrías conocidas: Redó, Negre de Peguera, Redó d' Aigüestortes, Aguiló (Cardós), Palomèra (Val d' Aran), Barrancs (Esera), Mort (Colomèrs), Certascans (Cardós), Port-Biehl (Neste d' Aure).

El perfil longitudinal de un transecto del fondo del lago Certascans desde la pared dorsal del circo hasta el umbral muestra que el punto de profundidad máxima se localiza relativamente cerca de la parte proximal del lago, de modo que la profundidad disminuye hacia el umbral, al igual que ocurre en los paleolagos de fondo de valle estudiados por Bordonau (1992). En el Negre de Peguera, Palomèra, Llauset, y Barrancs (en este caso el transecto sigue el eje del valle) también se observa esta disminución de la profundidad hacia el umbral (en la segunda cubeta, en el caso del Negre de Peguera). Nussbaum (1934) ya observó esta asimetría en las batimetrías de varios lagos franceses situados en circos escalonados. Esta es la situación más frecuente en los lagos de circo de otras regiones del mundo (Goldman *et al.*, 1983).

En cambio, el punto más profundo del Redó se halla desplazado hacia su umbral. Asimismo, el Llong d' Aigüestortes tiene su profundidad máxima en la parte distal, y no en la parte central-proximal (que es la situación normal en los lagos de valle); su ligero desplazamiento hacia la orilla sur se debería a los derrubios de la vertiente montañosa al norte. El desplazamiento del punto más profundo del lago hacia uno de sus laterales es más evidente en las cubetas de origen tectónico: en el Titicaca está situado al noreste, en la orilla contigua a las fallas; en el Skadar está situado al suroeste.

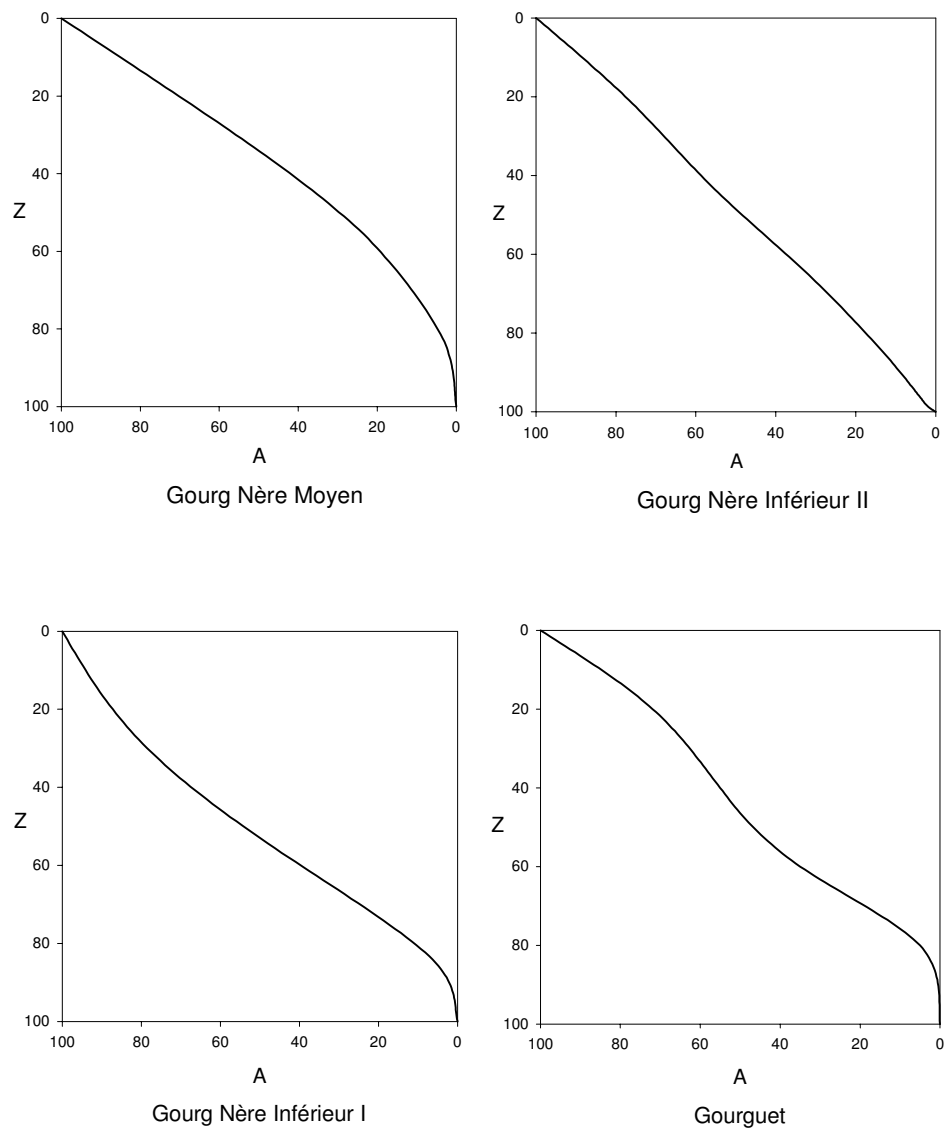
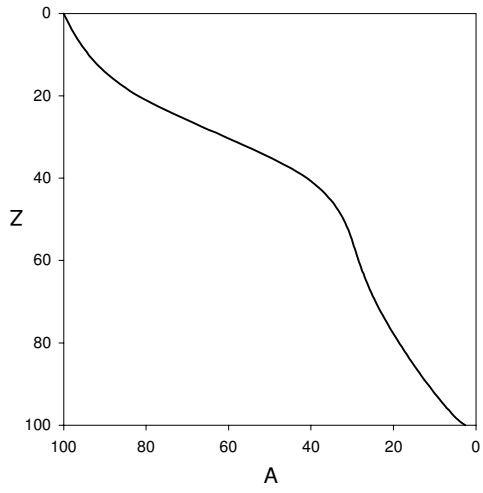
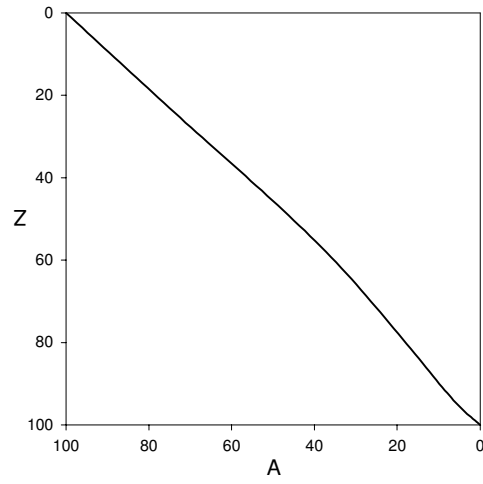


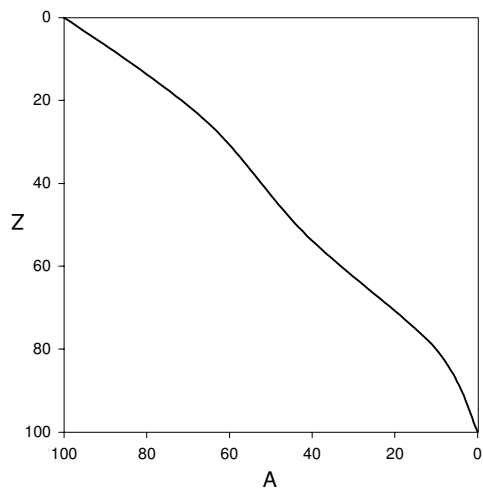
Figura 18. Curvas hipsométricas relativas de varios lagos del Pirineo (en abcisas el área, y en ordenadas la profundidad máxima, ambas en tantos por ciento). Se han construido a partir de las batimetrías realizadas por los siguientes autores: Catalan et al. (1990), “Centre de Recerca d’Alta Muntanya de la Universitat de Barcelona” (datos inéditos), Capblancq et al. (1968), Campàs (1980), y Ballesteros et al. (1989).



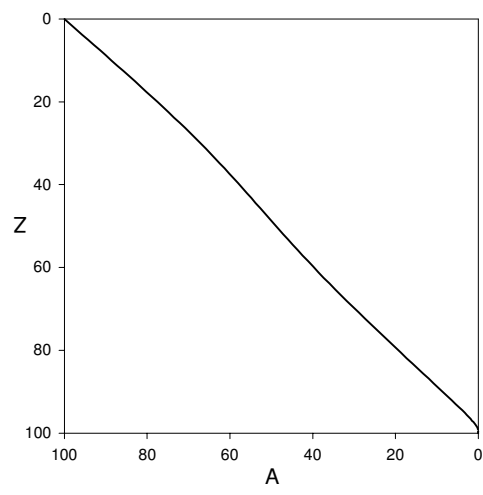
Inférieur Estibère



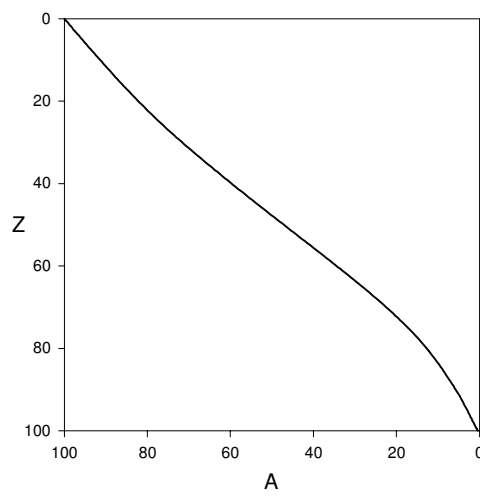
Long Estibère



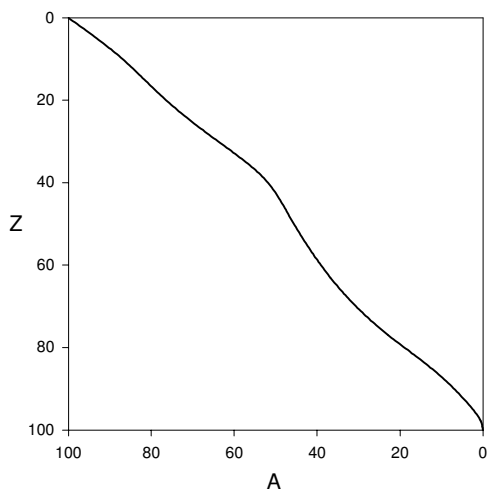
Supérieur



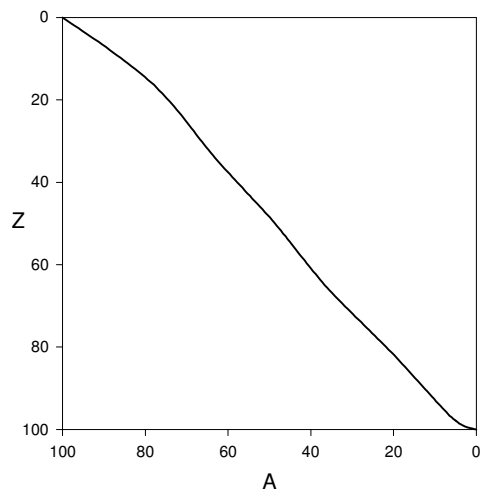
Anglade



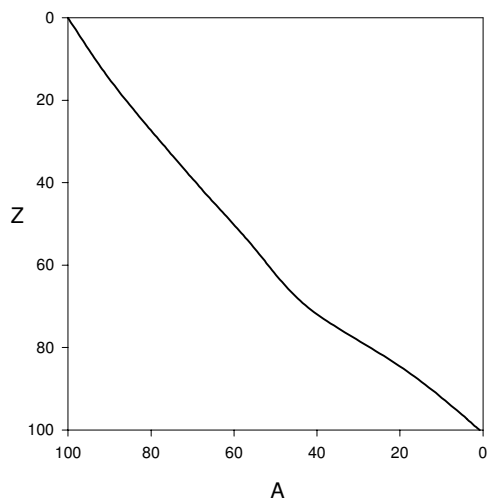
Port Biehl



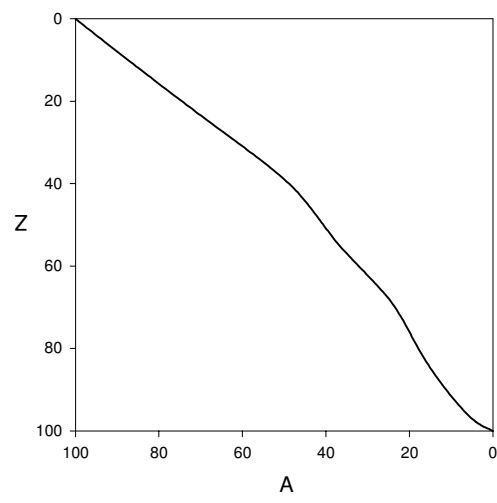
Certascans



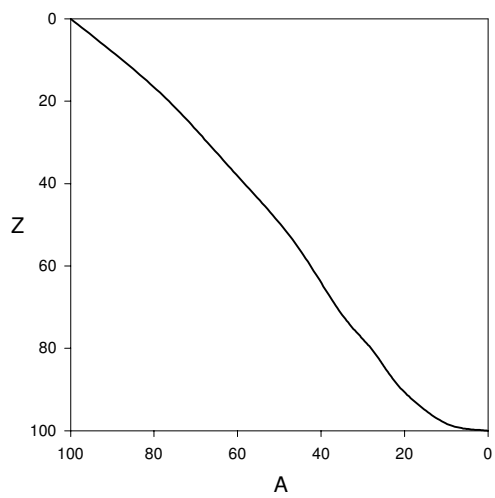
Long



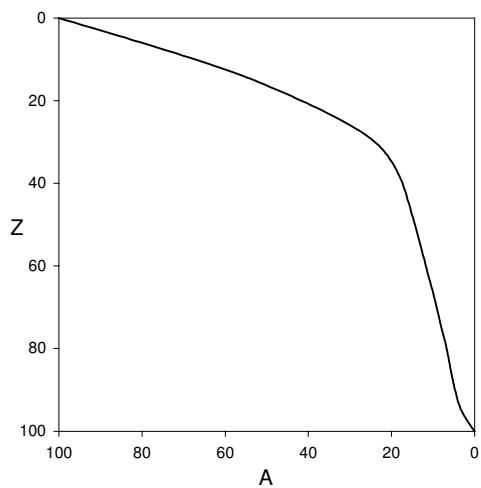
Negre de Peguera



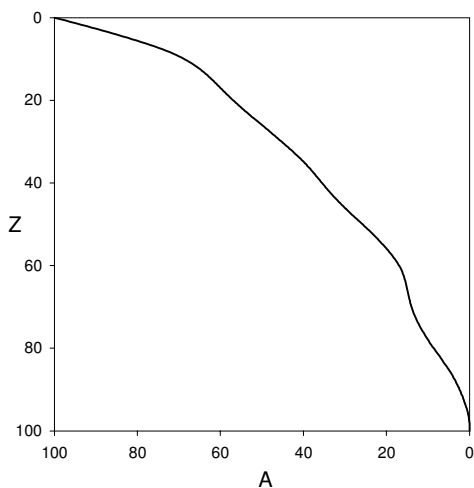
Redó



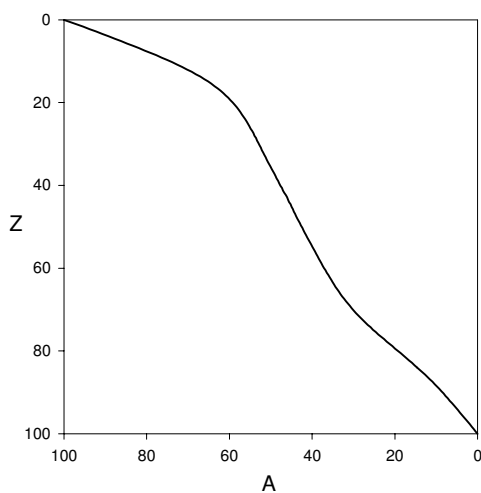
Redó d'Agüestortes



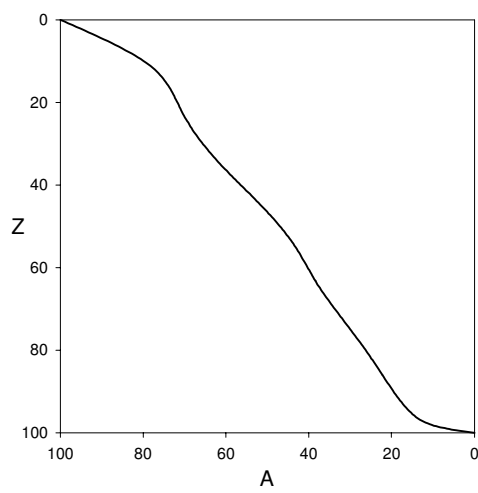
Bacivèr



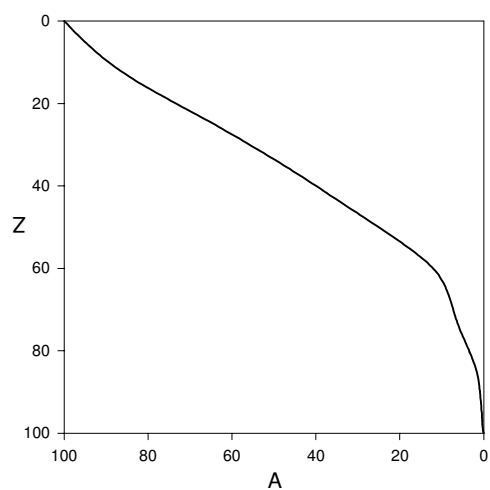
Aguiló Mig



Barrancs



Palomèra



Mort de Colomèrs

IV. ANÁLISIS DE FOURIER DEL CONTORNO DE LOS LAGOS

El contorno de una figura en el plano puede representarse mediante la suma de términos de una serie de Fourier (e.g., Ehrlich *et al.*, 1970).

Se define una serie de Fourier como la función

$$f(x) = 1/2 a_0 + \sum_{n=1}^{\infty} (a_n(\cos n.x) + b_n(\sen n.x))$$

siendo $x = \theta$. Los coeficientes del enésimo armónico se definen como

$$a_n = 1/\pi \cdot \int_{-\pi}^{\pi} f(x) \cos nx .dx$$

$$b_n = 1/\pi \cdot \int_{-\pi}^{\pi} f(x) \sen nx .dx$$

El coeficiente correspondiente al armónico cero es

$$a_0 = 1/\pi \cdot \int_{-\pi}^{\pi} f(x).dx$$

es decir, dos veces el valor medio de $f(x)$ a lo largo de un periodo completo; por lo tanto

$$a_0/2 = \bar{r}$$

que es el radio medio del objeto; su área es $A = \pi \cdot \bar{r}^2$, siendo $\bar{r} = \sqrt{A/\pi}$, de donde $a_0 = 2 \sqrt{A/\pi}$; para el armónico cero el coeficiente b_0 es nulo.

Los análisis de Fourier son simples regresiones múltiples en las que se buscan los valores mejor ajustados (en el sentido de los mínimos cuadrados) de los coeficientes a_i y b_i a la ecuación trigonométrica

$$Y = a_0 + \sum_{n=1}^N (a_n(\cos n.t) + b_n(\sen n.t))$$

Cuanto más salientes y entrantes (o asimetrías) presente una figura, más armónicos se requerirán para representarla. Por lo tanto, si se trata simplemente de distinguir formas de contornos sin llegar a una tipología, el análisis de Fourier es poco útil para figuras relativamente complejas (como las hojas de algunos árboles) que se pueden distinguir a simple vista; en cambio, es particularmente útil para distinguir -mediante unos pocos armónicos- formas simples cuyas diferencias son muy sutiles y no se pueden distinguir a simple vista: ostrácodos, alas de dípteros (e.g., Rohlf *et al.*, 1984), etc.

Análisis elíptico de Fourier o “EFA” (“Elliptic Fourier analysis”)

La expansión convencional de Fourier presentada hasta ahora no sirve para contornos complejos –como los de la mayoría de lagos-, porque muchos de sus puntos poseen dobles imágenes (Rohlf *et al.*, 1984). Por ello, se recurre a variantes relativamente recientes del análisis de Fourier. Así, en las representaciones "intrínsecas" de Fourier -i.e., la medida de la curvatura en función de la longitud de arco, como por ejemplo, la función ϕ (Lohmann, 1983), o el método “EFA”- no se utiliza un centro o centroide, y en consecuencia, ningún armónico depende de ellos. En efecto, mientras que la función radio $r(\theta)$ del análisis convencional de Fourier requiere la elección de un centro (e.g., el centro de masas de la figura), y cualquier variación en su posición genera una nueva fuente de variación de forma, esto no ocurre, por ejemplo, con la función ϕ , puesto que no requiere un centro.

El análisis elíptico de Fourier o “EFA” fue propuesto y desarrollado por Kuhl y Giardina en 1982. Se basa en las descomposiciones de las diferencias en las coordenadas x e y , tomadas como funciones paramétricas de la distancia t acumulada de la cuerda, entre los puntos a lo largo del contorno (véase Kuhl *et al.*, 1982); las coordenadas de estos puntos son

$$x(t) = A_0 + \sum_{n=1}^N a_n(\cos n.t) + \sum_{n=1}^N b_n(\sen n.t)$$

$$y(t) = C_0 + \sum_{n=1}^N c_n(\cos n.t) + \sum_{n=1}^N d_n(\sen n.t)$$

donde A_0 y C_0 son las coordenadas del centro de masas del objeto; t toma valores entre 0 y 2π . El nombre del método proviene del primer término de la serie, que describe una elipse; los términos siguientes miden las desviaciones de dicha elipse. Por lo demás, a_n , b_n , c_n y d_n son los coeficientes elípticos de Fourier del n -ésimo armónico; para la proyección del contorno en abcisas, dichos coeficientes se definen como

$$a_n = T / 2 n^2 \pi^2 \sum_{p=1}^k \Delta x_p / \Delta t_p (\cos 2\pi n t_p / T - \cos 2\pi n t_{p-1} / T)$$

$$b_n = T / 2 n^2 \pi^2 \sum_{p=1}^k \Delta x_p / \Delta t_p (\sen 2\pi n t_p / T - \sen 2\pi n t_{p-1} / T),$$

donde k es el número de pasos en el contorno (indexados por medio de p), Δx_p es el desplazamiento a lo largo del eje de abcisas del contorno entre los pasos $p-1$ y p , Δt_p es la longitud del segmento lineal entre dichos pasos, t_p es la longitud acumulada de dichos segmentos en el paso p , y T es la longitud total del contorno aproximada por un polígono. Los coeficientes para la proyección del contorno en ordenadas se obtienen de

forma análoga, utilizando incrementos de y .

En la presente memoria hemos utilizado el programa EFA de Rohlf *et al.* (1993), basado en el mencionado algoritmo de Kuhl y Giardina; independientemente, hemos verificado algunos de los resultados con un programa propio, basado en el mencionado algoritmo.

El EFA no tiene los inconvenientes de los métodos convencionales de Fourier (i.e., basados en una función con origen en el centroide del objeto, y por lo tanto no intrínsecas). Además, el EFA permite el cálculo de los coeficientes de las amplitudes de Fourier sin necesidad de aplicar la transformada rápida de Fourier (Ferson *et al.*, 1985).

En cambio, no permite la interpretación de cada armónico, por lo cual no se puede describir, por ejemplo, el armónico 1 como ‘alargamiento’, como se hace en Fourier convencional.

Los coeficientes EFA sirven a la vez como descriptores para un análisis multivariante (e.g., clasificación por ‘clusters’; análisis en componentes principales), y como elementos de la transformada de Fourier inversa para reconstruir los contornos.

En el EFA se utilizan los 4 coeficientes de los n armónicos, que definen $4n$ variables para el análisis multivariante. En Fourier convencional se usan sólo 2 coeficientes (a : parte real; b : parte imaginaria), y cuando se combinan en una sola variable de amplitud, dan lugar a n variables.

El EFA también admite hacer los coeficientes independientes del tamaño, requisito de todo análisis morfométrico en el que se pretendan comparar formas. Cualquiera que sea el algoritmo de Fourier utilizado, si no se estandariza respecto al tamaño, las clasificaciones quedan manifiestamente influidas por el tamaño de los lagos, i.e., se agrupan grandes con grandes, etc.

Se suele hacer la normalización de los 4 coeficientes EFA para cada armónico, respecto al primer armónico, con el fin de hacerlos invariantes a cambios de tamaño (y opcionalmente, de posición del origen, y a rotaciones, en objetos cuya homología se desee preservar (en biología)). Después de la transformación 3 coeficientes son constantes ($a_1=1$; $b_1=0$; $c_1=0$), y se ignoran, mientras que el último coeficiente del primer armónico (d_1) representa la excentricidad de la elipse.

La estandarización de cada coeficiente respecto a su media y desviación típica aumenta la contribución relativa de los armónicos que explican demasiada varianza (en este caso los impares). En un análisis en componentes principales ello aumenta la dimensión efectiva del espacio, explicando así los 3 primeros ejes una menor proporción de la varianza total; ello se debe a que dan igual peso a todos los armónicos, y por tanto exageran las diferencias entre objetos en los armónicos superiores, que son los más sensibles a pequeñas irregularidades, a errores de medida, y ruido en general.

El hecho de que cada objeto tenga distinto número de puntos en su contorno para hacer un análisis de Fourier no afecta a las comparaciones entre lagos.

Los coeficientes de Fourier sirven como una descripción abreviada de la forma de un contorno, el cual se expresa normalmente como un vector de coordenadas. Con el EFA se puede reducir la información de un contorno de unos mil pares de coordenadas, por ejemplo, a unos 24 cuádrupletes de coeficientes, i.e., se trata de una reducción del orden de 20 veces, o sea, el doble de la conseguida, por ejemplo, mediante una transformación logarítmica, que sólo reduce del orden de 10 veces. El EFA es una

descripción tan completa de la forma como la obtenida mediante las coordenadas cartesianas, sólo que más económica; en comparación, las descripciones de la forma mediante variables (distancias o ratios) son muy parciales y no se pueden justificar únicamente en base a su economía (por ejemplo, cuando sólo se usa un par de distancias como la longitud y el ancho).

El EFA es sensible a una gran complejidad en la forma de un contorno, a la vez que discrimina sutiles diferencias entre contornos con formas muy parecidas.

RESULTADOS

Reconstrucción de los contornos de los lagos

La reconstrucción de un contorno es muy útil porque permite comprobar la bondad de los resultados obtenidos en un análisis de Fourier, y además es una ayuda en su interpretación.

En las reconstrucciones del contorno del lago Mar de Valarties (figura 19) se observa que el ajuste con los primeros 32 armónicos EFA es bueno. El ajuste de la irregularidad de escala más pequeña requiere proporcionalmente más armónicos. En este ejemplo, el ajuste completo a la textura del contorno se consigue con unos 50 armónicos. Sin embargo, las diferencias de formas de los lagos pirenaicos aconsejan descartar este detalle textural, y basar las comparaciones entre los lagos en la irregularidad de elevada y mediana escala. En efecto, la inclusión de muchos armónicos aumenta la dimensionalidad del espacio de las variables, diluyendo así las diferencias que pudieran existir entre las primeras, que en este caso son las más relevantes para discriminar las diferentes formas.

Para la mayoría de lagos pirenaicos se consiguen ajustes aceptablemente buenos con los primeros 12 a 24 armónicos, debido a que sus contornos suelen ser algo menos irregulares que el del Mar de Valarties. Además, los análisis multivariantes han dado sus mejores resultados para dicho número de armónicos.

Clasificación de los lagos mediante análisis de “clusters”, en base a los coeficientes EFA de sus contornos

Se usan los coeficientes normalizados respecto al tamaño, orientación, posición, y punto de origen. Ello implica la degeneración de los tres primeros coeficientes del primer armónico, de modo que para 12 armónicos, por ejemplo, se usan los coeficientes $d_1, a_2, b_2, c_2, d_2, a_3, b_3, c_3, d_3, \dots, a_{12}, b_{12}, c_{12}, d_{12}$.

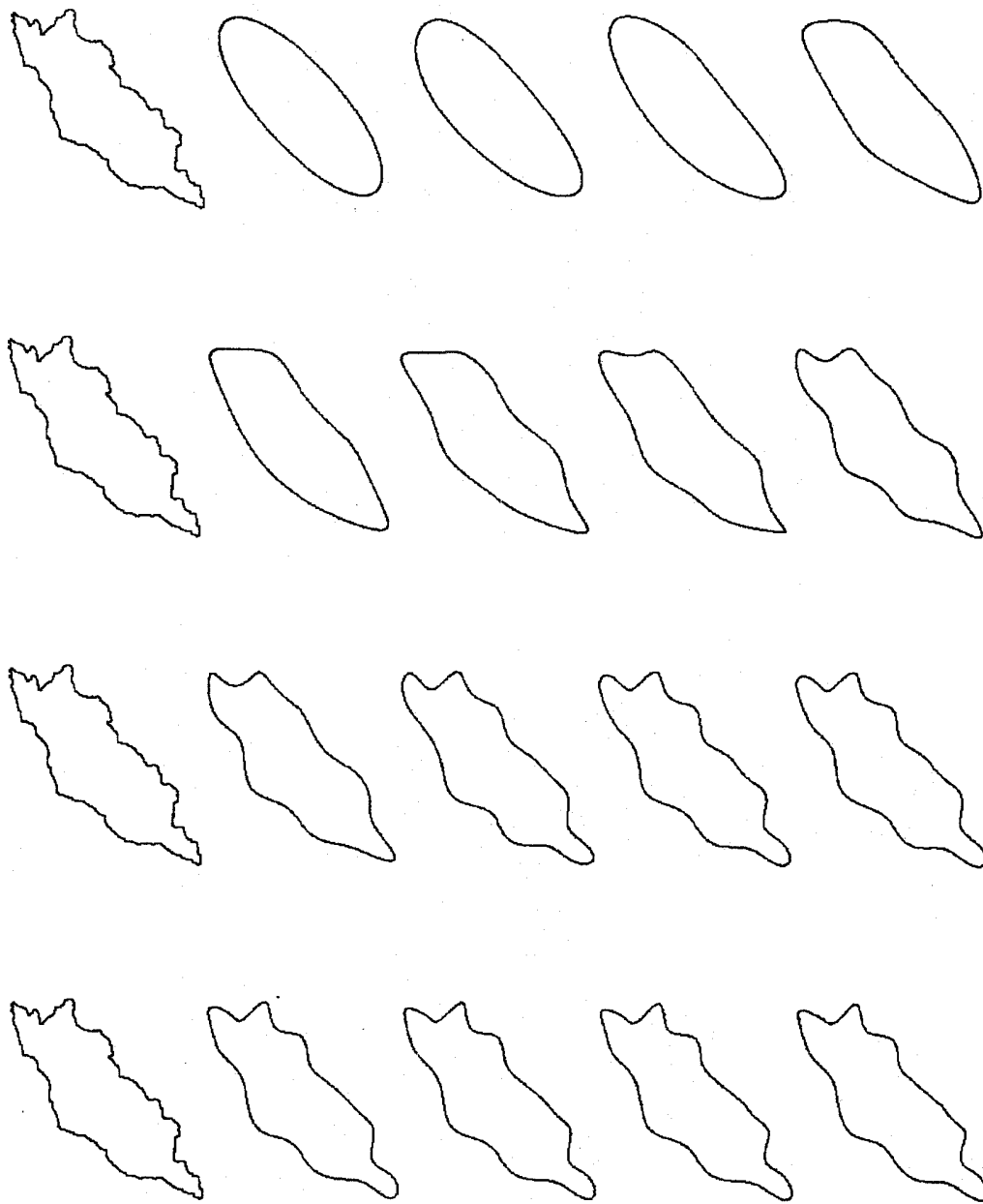
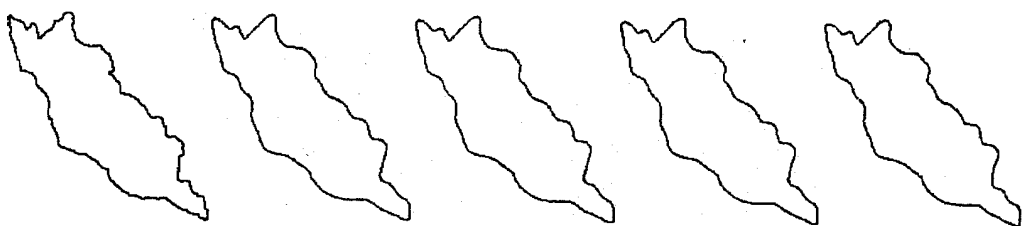
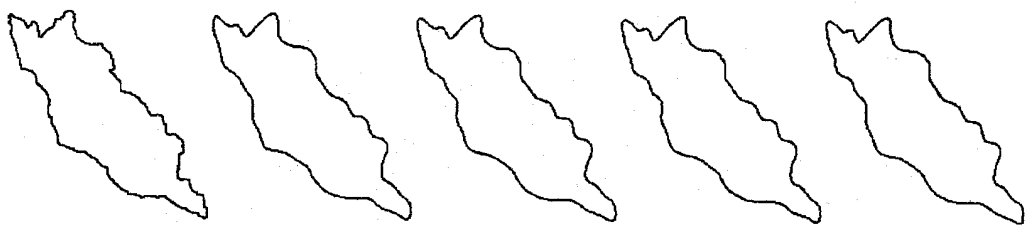
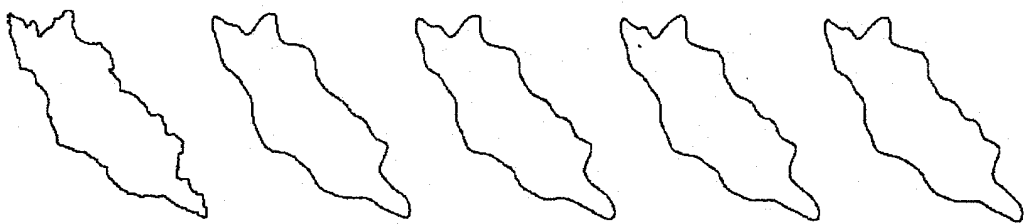
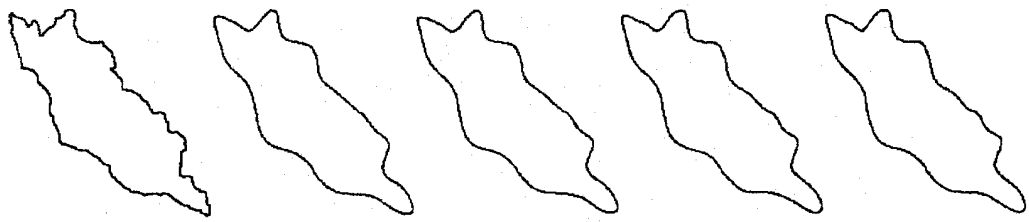


Figura 19. Reconstrucciones del contorno del lago Mar de Valarties (Garona, Val d'Aran) a partir de los coeficientes de Fourier (según el método EFA) normalizados, y estandarizados respecto al tamaño, posición, orientación, y punto de origen. El dibujo de la columna izquierda corresponde al lago original (aunque con una rotación de 90° hacia el oeste respecto a su orientación real; además, la rugosidad de la escala más pequeña no es real, sino que se debe a un artefacto de la representación.). El primer contorno se ha construido a partir únicamente del primer armónico de Fourier; el segundo contorno, a partir de los dos primeros armónicos, y así sucesivamente hasta llegar a la figura final, basada en 32 armónicos, y que aparentemente es un buen ajuste al original.



Esta alineación de los objetos permite usar directamente los coeficientes de los armónicos (el cuarto coeficiente del primer armónico, y cuatro para cada uno de los restantes armónicos), sin necesidad de construir las amplitudes de los mismos. El análisis multivariante se realiza en base a los coeficientes EFA, en lugar de sus amplitudes.

La matriz de disimilaridades entre los coeficientes EFA se ha construido en base a la distancia euclídea. Además, se han estandarizado los coeficientes respecto a sus medias y desviaciones típicas. El número de armónicos utilizado es de 12. Para conseguir una clasificación jerárquica se ha transformado la matriz de disimilaridades en una matriz ultramétrica mediante el algoritmo UPGMA (“Unweighted pair group method using arithmetic averages”); representamos dicha clasificación mediante un dendrograma.

Dendrograma de lagos con formas diversas

Se han tomado 50 lagos del Pirineo con las formas más diversas posibles. En el dendrograma la mayoría de lagos quedan bien agrupados en función de la forma de sus respectivos contornos. Algunos clusters, sin embargo, agrupan lagos con formas no parecidas.

Con el objetivo de evitar agrupaciones de lagos erróneas se han seleccionado lagos sólo con forma alargada, con diferentes grados de irregularidad en sus contornos, descartando el resto (los subcirculares esencialmente). Con ello se intenta minimizar el problema de la falta de alineación entre los lagos que se desea comparar. Al no haber ningún punto homólogo (como ocurre por ejemplo en numerosas estructuras de los seres vivos), la alineación de los lagos no se puede hacer al digitalizar sus coordenadas, sino que se realiza con el programa EFA; para ello, se sigue el eje mayor del lago, con el fin de ajustar a él la primera elipse de Fourier. En los lagos subcirculares este eje mayor no determina un alineamiento claro entre los diferentes lagos.

Por otra parte, como señalan Swiderski *et al.* (2002), un mismo armónico puede referirse a un aspecto del contorno diferente de un objeto a otro; por lo tanto, el EFA no puede ser usado para clasificar formas de modo automático. Es necesaria una supervisión previa, como la que realizamos con la selección de los lagos alargados.

Dendrograma de lagos con forma alargada

Se seleccionan lagos con forma alargada (según el índice L/W) del Pirineo. Se observa en el dendrograma obtenido mediante el protocolo anteriormente descrito (figura 20) una cierta tendencia en el alargamiento, en el sentido de que los lagos más alargados tienden a agruparse entre sí.

Se observa asimismo, a lo largo del dendrograma un creciente nivel de irregularidad de los contornos, indicado por un aumento del número de lados en que se puede aproximar cada contorno por un polígono (incluyendo algunas bahías y promontorios), y/o una curvatura de todo el contorno.

Los lagos represados tienden a aparecer juntos (Brazato, Cap de Long, Bacivèr, Sant Maurici, Gréziolles, Beys, Lanoux, Aubert).

No se observa relación alguna entre el dendrograma y las variables morfométricas, ni las geográficas. La ausencia de una relación entre estas variables y la clasificación con Fourier muestra cómo con la utilización del método de Fourier hemos

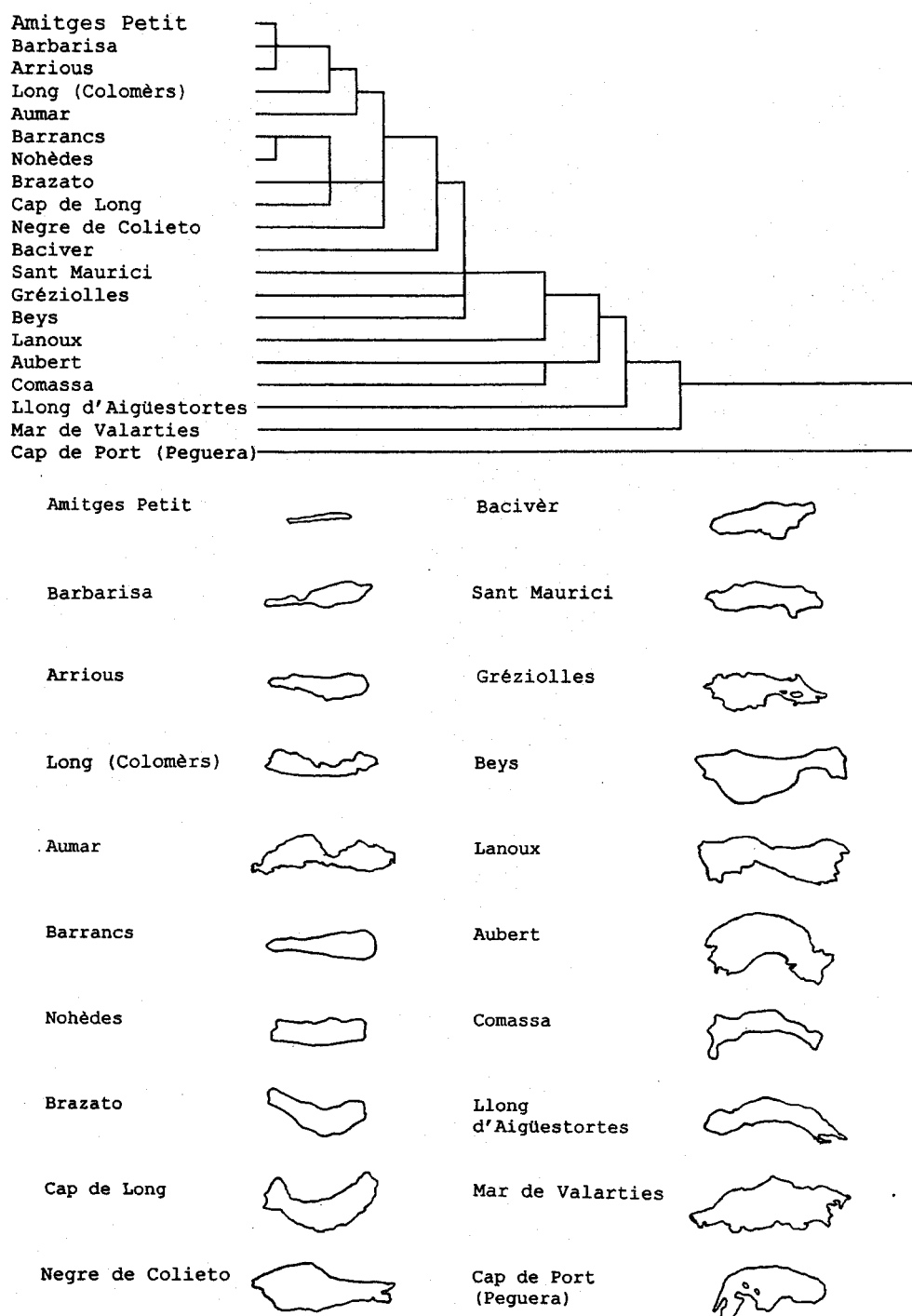


Figura 20. Dendrograma de una selección de lagos del Pirineo con formas alargadas, agrupados en base a los coeficientes de los 12 primeros armónicos de Fourier, según el método EFA, y con los coeficientes normalizados, y estandarizados respecto al tamaño, posición, orientación, y punto de origen; se ha utilizado la distancia euclídea y el algoritmo UPGMA. Los lagos se han representado con tamaños y orientaciones arbitrarios.

podido revelar una nueva estructura en los datos que hubiera permanecido desconocida mediante el uso de las distancias e índices morfométricos tradicionales.

Los lagos más alargados según esta clasificación (Amitges Petit, Barbarisa, Arrious, Long, Aumar, Barrancs, Nohèdes, Brazato, Cap de Long, Nere de Colieto, y Bacivèr) se hallan todos en sustratos granitoides. Aparentemente, las formas más alargadas se han sobreexcavado en granitoides, probablemente bajo la influencia de fracturas claramente orientadas, como sugiere el hecho de que todos estos lagos (salvo Nohèdes), independientemente de su situación, estén orientados entre 102° y 150° , i.e., según algunas de las direcciones más frecuentes de las fallas del Pirineo.

V. APLICACIÓN DE LA TEORÍA DE FRACTALES A LOS LAGOS

Steinhaus (1954) observó que la longitud de la ribera de un río puede variar considerablemente según la precisión utilizada para medirla; en particular es bastante superior la medida sobre el terreno, en relación a la medida sobre los mapas.

Richardson (1961) midió la longitud de varias costas con el siguiente método. Se traslada un compás con una abertura o tamaño de paso ϵ a lo largo de la costa sobre un mapa a una escala dada, empezando cada paso donde termina el anterior; el número de pasos multiplicado por ϵ da una longitud $L(\epsilon)$. Si se repite el proceso disminuyendo el tamaño de paso ϵ , la longitud medida o experimental $L(\epsilon)$ tiende a ser una estima de la longitud real de la costa. La gráfica en ejes logarítmicos para aproximar una costa con una línea quebrada se puede ajustar a una recta de regresión de ecuación (Mandelbrot, 1982)

$$L(\epsilon) \propto \epsilon^{1-D}$$

donde el exponente D depende de cada costa, e incluso de cada tramo de una misma costa.

La aproximación de Richardson es empírica, y no aporta ninguna interpretación teórica a las pendientes de las rectas. Mandelbrot (1967) creó un marco teórico para esta aproximación; propuso que aunque el exponente D no fuera un entero debía interpretarse como una dimensión, en el sentido de dimensión fractal, como veremos a continuación.

Estima de la dimensión fractal (D) experimental de una curva continua

Se puede realizar con diversos métodos (Mandelbrot, 1982; Klinkenberg *et al.* 1992): la gráfica de Richardson-Mandelbrot, el método de “box-counting”, el método de las áreas y perímetros (o de Mandelbrot-Lovejoy), la relación de Korcak, los espectros de Fourier, etc. Conviene utilizar un sólo método para todas las medidas, ya que cada método suele dar un valor diferente para un mismo objeto.

Método de Richardson-Mandelbrot

El algoritmo en que se basa el programa IMAT utiliza un tamaño de paso ϵ para recorrer el contorno de un objeto, y obtener así el valor de su perímetro $L(\epsilon)$; este es igual al número N de pasos con longitud ϵ necesarios para recorrer todo el contorno, multiplicado por la longitud del paso:

$$N \cdot \epsilon = L(\epsilon)$$

Inicialmente se parte del valor $\epsilon = 1$ píxel (3.9 píxels corresponden a un milímetro en un mapa a escala 1:25000, y escaneado a 100 “dpi” (“dots per inch”)); a cada vuelta del programa se añade un píxel más a este paso o distancia inicial. Al aumentar cada tamaño de paso en sólo un píxel se consigue recorrer el perímetro con el mayor número posible de tamaños de paso de ϵ . Al llegar a un tamaño de paso similar al perímetro del objeto ($\epsilon \sim P$) el algoritmo se detiene. A continuación, con un programa de representaciones gráficas se dibuja la gráfica de los valores de $\log L(\epsilon)$ frente a $\log \epsilon$, y se hace un ajuste de regresión por mínimos cuadrados.

Cuanto mayor es el tamaño de paso ϵ más detalles de la rugosidad del contorno resultan truncados, de modo que el perímetro medido es cada vez menor; recíprocamente, cuanto más pequeño es ϵ , mayor es el perímetro medido, lo cual indica que no existe un perímetro bien definido o único, aunque cuando ϵ tiende hacia cero el perímetro tiende a ser el real.

En la mencionada gráfica la relación entre ϵ y el perímetro se expresa por medio de la ecuación de la recta de regresión

$$\log L(\epsilon) = a \cdot \log \epsilon + \log b$$

o bien

$$L(\epsilon) \propto \epsilon^a$$

Cuando se cumple esta relación se tiene $D = 1 - a$ (\pm el error estándar de la pendiente de la recta de regresión), siendo D la dimensión de compás (“divider dimension”) de la curva. Esta y otras definiciones de la dimensión fractal (dimensión de autosimilitud o autosemejanza, dimensión de “box-counting”, etc) se utilizan en la práctica en sustitución de la definición matemática de la dimensión fractal, la llamada dimensión de Hausdorff-Besicovitch, debido a la dificultad de cálculo que conlleva ésta.

En el plano, la dimensión fractal D sólo puede tomar valores entre 1 y 2. Si la pendiente de regresión a es igual a cero, entonces $D = 1$, que es la dimensión topológica de la curva, considerándose entonces que el objeto es euclídeo (como, por ejemplo, un círculo, o una línea recta). Si la pendiente es superior a cero el objeto es fractal, puesto que D supera la dimensión topológica de la curva; un caso extremo sería el de una curva que rellenara completamente el plano, y que tendría entonces $D = 2$. Por lo tanto, y siguiendo a Mandelbrot (1982), definimos un fractal como “un conjunto cuya dimensión de Hausdorff-Besicovitch es estrictamente mayor que su dimensión topológica”.

Sin embargo, la definición de fractal basada en la dimensión de Hausdorff-Besicovitch ha resultado ser muy restrictiva en la práctica en física, geología, biología, y otras ciencias de la naturaleza, como veremos a continuación; por ello, en este capítulo introduciremos otras definiciones de la dimensión fractal para los casos que así lo requieran.

Volviendo al algoritmo de IMAT, antes de calcular la ecuación de la recta de regresión se deben realizar algunos pasos:

1- En el extremo derecho de la gráfica los valores de $f(\epsilon)$ ($= \log L(\epsilon)$) fluctúan, en lo que se considera un ruido, y deben eliminarse antes de estimar D (Aviles *et al.* 1987). Este artefacto es debido a que los tamaños de paso elevados aproximan muy mal el perímetro del objeto, tanto más cuanto más se acercan al valor real de éste. No existe ningún criterio objetivo para determinar el valor de ϵ a partir del cual se inicia este ruido, de modo que se recurre a criterios más o menos arbitrarios: algunos autores (e.g., Hirata, 1989a) se basan en la norma de detener el programa al llegar a un valor de ϵ de, por ejemplo, una décima parte del perímetro del objeto, o bien de un tercio del diámetro medio (Kaye, 1993); otros exigen un valor del coeficiente de determinación de 0.95 o más para ajustar la recta de regresión, para lo cual se eliminan puntos del extremo derecho de la gráfica.

2- A menos que el número de pasos coincida exactamente con el perímetro, siempre habrá un residuo o fracción de paso que falte, o sobre, para llegar justo al punto inicial del recorrido; Richardson (1961), y Mandelbrot (1967) ya detectaron este residuo en el círculo y en varias costas marítimas (para otros objetos véase Breyer *et al.* (1992), y Aviles *et al.* (1987)). Este efecto debe corregirse antes de estimar D para evitar un valor espúreo. Básicamente se puede tratar de tres formas este residuo (Aviles *et al.*, 1987; Klinkenberg *et al.*, 1992): se pueden tomar sólo los pasos que den un residuo inferior a un valor establecido de antemano; alternativamente, se puede medir la distancia euclídea que separa el último paso del final de la curva, y añadirla al perímetro o longitud total, que es lo que hizo Richardson (1961) al medir longitudes de costas; finalmente, se puede redondear el residuo al valor superior (contando el paso como entero, aunque sólo sea una fracción). Aparentemente el primer método es el que produce una menor dispersión en la gráfica (Aviles *et al.*, 1987), aunque Gilbert (1989) considera que ninguno de los tres es muy fiable. El segundo método es el utilizado por IMAT, e introduce una dispersión caracterizada por una fluctuación “oscilante” alrededor de la recta de regresión; según Lenhardt (2000) es el método más adecuado.

Por otra parte, el ajuste de la gráfica a una recta de regresión suele presentar una dificultad más. Un objeto fractal generado recursivamente presenta una homotecia interna, es decir que su forma es invariante frente a los cambios de escala (aunque siendo rigurosos, en realidad la forma sí varía, porque cada vez tiene más detalles). Sólo un objeto matemático generado recursivamente puede ser fractal autosimilar a cualquier escala hasta el infinito (cuando se hace tender ϵ a valores arbitrariamente próximos de cero); es por definición un fractal determinista. En cambio, si un objeto natural (un árbol, el relieve terrestre, una red fluvial, etc) presenta un carácter fractal, entonces es un fractal aleatorio (también llamado fractal estadístico). En tal caso, puede ser un fractal estadísticamente autosimilar, pero únicamente dentro de un rango finito de escalas, a diferencia del fractal autosimilar determinista, que es autosimilar en un rango infinito de escalas. En todos estos casos la gráfica se ajustaría a una recta de regresión. Mandelbrot (1982) denominó dimensión fractal efectiva al valor de D limitado a un rango de escalas, por oposición al valor de D teórico, que se da hasta el infinito (en un fractal determinista).

Sin embargo, cuando se estudian objetos naturales, la gráfica suele presentar el aspecto de una curva, más que de una recta; por tanto, existe aparentemente un continuo de pendientes, y el objeto no es autosimilar. Algunos autores consideran, sin embargo, que a menudo dicha curva se puede ajustar bien por medio de dos rectas; se llama entonces longitud característica λ al valor de ϵ para el cual la curva $f(\epsilon)$ se puede separar en dos rectas de regresión. La gráfica se separa en dos subregiones distintas,

que se pueden caracterizar por dos valores distintos de D (Mandelbrot *et al.*, 1984). En su estudio para cuantificar el grado de irregularidad de partículas sedimentarias mediante la dimensión fractal, Orford *et al.* (1983) hallaron que en la mayoría de curvas se podían reconocer dos pendientes o valores de la dimensión fractal: una relacionada con los tamaños de paso ϵ más pequeños -y que describe la textura de las partículas-, y otra correspondiente a los valores elevados de ϵ -y que describe la estructura-; podemos anotar dichos valores como D_{tex} , y D_{estr} , respectivamente. Por ello, cuando no se utiliza todo el rango de valores de ϵ posible (i.e., hasta el límite de resolución, en este caso un píxel) es fundamental indicar entre qué valores de ϵ se ha estimado una D : fuera de estos límites puede variar el valor de D , incluso pasando de ser fractal a euclídeo, o viceversa.

Esta aproximación ha sido utilizada posteriormente por diversos autores en otros tipos de objetos, en los que uno de los dos valores de D se suele interpretar como textural, y el otro como estructural. Por ejemplo, Kent *et al.* (1982) estudiaron el litoral de varios lagos del escudo canadiense en Ontario, y hallaron que todos ellos presentaban dos valores de D , que atribuyeron a por lo menos dos procesos geomorfológicos diferentes.

El valor característico de ϵ es un tanto arbitrario, ya que se escoge visualmente (Breyer *et al.*, 1992, Aviles *et al.*, 1987); sin embargo, los elevados valores del coeficiente de determinación que se suelen obtener para cada una de las dos rectas estimadas, indican que éstas pueden ser una buena aproximación a la gráfica.

Otra dificultad que suscita la elección de la longitud característica es su dependencia de la escala; en efecto, al aumentar la escala o resolución del mapa o foto pueden aparecer nuevas irregularidades texturales que acentúen aún más la curvatura de la gráfica, o bien simplemente pueden desaparecer éstas. Una consecuencia de ello es que sólo se deben comparar valores de D , D_{tex} , y D_{estr} entre lagos tomados a una misma escala, y a ser posible en un mismo mapa o foto (ya que la resolución de éstos puede variar según sus realizadores).

Por lo que respecta a los límites de ϵ , en un fractal aleatorio el límite superior de ϵ viene impuesto por la escala máxima del objeto (que coincide con el tamaño de éste), mientras que el límite inferior de ϵ queda definido por la naturaleza del objeto (e.g., cuando en una red fluvial se llega a los tramos de orden uno, o cuando en un árbol se pasa de la ramita más pequeña al nivel de los tejidos).

Método del recuento de celdas o “box-counting”

Este método permite estimar la dimensión fractal de cualquier conjunto, i.e., no se limita a curvas continuas, como el método de Richardson-Mandelbrot.

Se recubre un conjunto S con una colección de celdas de tamaño ϵ , y se cuenta el número $N(\epsilon)$ de celdas necesarias para recubrir el conjunto; se repite el proceso con valores decrecientes de ϵ , y se halla la dimensión fractal D por medio de un ajuste de regresión por mínimos cuadrados a la relación $N(\epsilon) \sim \epsilon^{-D}$. Se ha utilizado el programa de Sarraille *et al.* (1995), basado en un algoritmo de Liebovitch *et al.* (1989).

Relación de áreas y perímetros de Mandelbrot-Lovejoy

Mandelbrot (1975a; 1982) propuso la relación entre perímetros y áreas para

estimar la dimensión fractal de curvas cerradas. Lovejoy (1982) midió los perímetros y las áreas de nubes a partir de imágenes tomadas por satélite y por radar. Un contorno con un perímetro dado circunscribe una superficie de área mayor cuando es regular que cuando presenta sinuosidades (entrantes y salientes). La relación entre el área y el perímetro es

$$P \sim A^{D/2}$$

Para figuras geométricas sin irregularidades, como el círculo, o el cuadrado, se tiene $D = 1$, es decir la dimensión topológica de una línea.

No se requiere una muestra grande.

Relación de Korcak, o de frecuencias de áreas

El número de islas con un área superior a A en una región se expresa mediante la sorprendente relación, llamada ley hiperbólica de Korcak, o “relación área-número”, o de frecuencias de áreas (Korcak, 1938; Mandelbrot, 1975a):

$$Nr(A > a) = F a^{-B}$$

siendo el prefactor F una constante positiva, así que podemos escribir

$$Nr(A > a) \sim a^{-B}$$

donde $Nr(A > a)$ es el número de islas (o de lagos, en el presente caso) con un área superior a un valor dado a ; el exponente B es igual a $2D$, siendo D la dimensión fractal.

Esta última puede tomar valores entre uno y dos, y determina la contribución relativa de lagos pequeños y grandes a la superficie lacustre total: si D se acerca al valor dos, el conjunto está dominado por los lagos pequeños; si D es igual a uno, las frecuencias de las clases de áreas difieren moderadamente entre ellas.

Cuando a tiende a cero, el número de islas ($Nr(A > a)$) tiende a infinito (Mandelbrot, 1982). Por otra parte, en el caso de las islas D es superior a uno, de modo que los perímetros de las costas siguen una distribución hiperbólica, y el perímetro acumulado de las más pequeñas deviene infinito, así que al aumentar el número de islas el perímetro de la isla mayor resulta despreciable frente al acumulado por las demás islas. Finalmente, según Mandelbrot (1982) ‘la contribución al área total de todas las islas de área menor que ϵ se comporta como la integral de

$$a(B a^{B-1}) = B a^{-B} \text{ entre } 0 \text{ y } \epsilon;$$

como $B > 1$, esta integral converge y su valor, $B(1-B)^{-1} \epsilon^{1-B}$, tiende a 0 con ϵ . En consecuencia, la contribución relativa de la mayor de las islas al área total acumulada tiende a un límite positivo finito a medida que aumenta el número de islas consideradas; por lo tanto, se puede deducir que si no se cumple $B > 1$, entonces D no se puede interpretar como una dimensión fractal, y además, la mencionada integral no converge, con lo cual la contribución relativa de las islas más pequeñas al área total acumulada tiende a ser infinita a medida que aumenta el número de islas consideradas.

Para conseguir una estima adecuada de la D con este método se suele requerir

un número elevado de islas, o lagos, en el caso que nos concierne. Además, se aplica a un conjunto completo, y no a una muestra del mismo. Es válido para cualquier tamaño de islas o lagos (no se restringe a un rango de tamaños). Se ha aplicado a numerosos casos: longitudes de fallas, intensidades de terremotos, etc.

Espectros de Fourier

Un objeto fractal presenta una densidad de energía espectral, que es función exponencial de su número de onda (Mandelbrot *et al.*, 1984; Mandelbrot, 1986). El espectro de potencias se suele calcular mediante la transformada rápida de Fourier (lo cual requiere extraer –cuando existe- la tendencia de la serie temporal, o del perfil (e.g., de un transecto del relieve)).

Un movimiento browniano fraccionario (*mbf*) puede caracterizarse mediante el parámetro H (siendo $0 < H < 1$), que mide la correlación entre los sucesivos valores de los primeros incrementos del *mbf* (i.e., el ruido gaussiano fraccionario (*rgf*)); un valor de H entre 1 y 0.5 corresponde a una correlación positiva, mientras que para H entre 0 y 0.5 es negativa; para $H = 0.5$ no hay correlación (se trata de un paseo aleatorio, o bien un ruido blanco, si se considera el *rgf*). La relación entre el parámetro H y la dimensión fractal D es

$$D = 2 - H$$

donde D varía entre 1 y 2, siendo igual a 1.5 en el caso de un recorrido al azar.

El espectro de potencias de Fourier de un *mbf* es función de $f^{-\alpha}$, siendo f la frecuencia, y α un número real positivo (Mandelbrot *et al.*, 1968). En un *mbf* la relación entre α y H es

$$H = (\alpha - 1) / 2$$

Como $D = 2 - H$, entonces

$$D = (5 - \alpha) / 2$$

siendo $1 < \alpha \leq 3$ (y entonces, $2 > D \geq 1$).

Así, por ejemplo, una serie temporal no correlacionada da lugar a movimientos aleatorios no correlacionados (un ruido blanco gaussiano), tales que

$$F(t) \sim t^{-\alpha}, \text{ con } H = 0.5, \alpha = 2 \text{ (el } mbf \text{ es entonces función de } t^{-2}\text{), y } D = 1.5.$$

En el caso del relieve terrestre, Berry *et al.* (1978) rechazaron la suposición de Sayles *et al.* (1978) de que un transecto topográfico siempre presenta sus sucesivos incrementos incorrelacionados. Por lo tanto, no se puede suponer *a priori* que $\alpha = 2$ (con $H = 0.5$, y $D = 1.5$).

Con relativa frecuencia, sin embargo, α toma valores fuera del mencionado intervalo de definición, con lo cual D ya no se puede interpretar como una dimensión fractal. Con todo, dicho exponente puede ser útil como parámetro para caracterizar un

relieve en sus distintas escalas (e.g., Fox *et al.*, 1985), o en general la rugosidad de cualquier objeto natural (e.g., Brown *et al.*, 1986).

Multifractales (medidas autosimilares)

Se divide un conjunto S en celdas de igual tamaño ϵ . Se introduce una función μ que atribuye a cada celda una medida. La medida más sencilla es la densidad media de probabilidad en cada celda; la densidad de un espacio euclídeo de dimensión E se define como

$$\mu(S) / \epsilon^E$$

Sin embargo, en el caso de las medidas autosimilares la densidad no tiene sentido. Por ello, se introduce una nueva cantidad, llamada exponente de singularidad de Hölder (o de Lipschitz-Hölder), que se define como

$$\alpha = \log \mu_i(\epsilon) / \log \epsilon$$

donde $\mu_i(\epsilon)$ es la probabilidad de que una parte del conjunto S quede dentro de la i -ésima celda de longitud ϵ . Para la mayoría de medidas autosimilares α está limitada al intervalo $[\alpha_{\min}; \alpha_{\max}]$, tal que $0 < \alpha_{\min} < \alpha_{\max} < \infty$ (siendo válido para todos los casos $-\infty < \alpha_{\min} < \alpha_{\max} < \infty$).

Para cada valor de α se dibuja su distribución de frecuencias de la siguiente forma: se calcula el número $N_\epsilon(\alpha)$ de celdas que tienen un exponente de Hölder igual a α . El espectro de exponentes de Hölder se obtiene con la función

$$f_\epsilon(\alpha) = -\log N_\epsilon(\alpha) / \log \epsilon$$

la cual tiende a un límite cuando ϵ tiende hacia cero. La función $f_\epsilon(\alpha)$ es una transformada de Legendre de la función $D_q(q-1)$, siendo D_q la dimensión generalizada, la cual se define (Grassberger, 1983; Hentschel *et al.*, 1983) como

$$\begin{aligned} D_q &= (1/q-1) \cdot \lim_{\epsilon \rightarrow 0} \log N(q; \epsilon) / \log \epsilon \\ &= (1/q-1) \cdot \lim_{\epsilon \rightarrow 0} \log \sum_{i=1}^{N(\epsilon)} \mu_i^q(\epsilon) / \log \epsilon \end{aligned}$$

donde $\sum_{i=1}^{N(\epsilon)} \mu_i(\epsilon) = 1$, siendo $N(\epsilon)$ el número mínimo de celdas que recubren el conjunto.

En la presente memoria sólo nos interesaremos por las dimensiones que exponemos a continuación; para conocer el desarrollo matemático de lo expuesto hasta ahora el lector puede consultar, por ejemplo, a Feder (1988).

Para $q = 0$ la dimensión generalizada es

$$D_0 = - \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \log \sum_{i=1}^{N(\varepsilon)} \mu_i^0(\varepsilon) / \log \varepsilon$$

que es la dimensión fractal o de Hausdorff-Besicovitch ("capacity dimension"), obtenida como la pendiente de regresión entre $\log N(\varepsilon)$ y $\log \varepsilon$. D_0 mide la estructura global del objeto. Para $q = 1$

$$D_1 = \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \sum_{i=1}^{N(\varepsilon)} \mu_i(\varepsilon) \log \mu_i(\varepsilon) / \log \varepsilon$$

que es la dimensión de información. Para $q = 2$

$$D_2 = \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \log \sum_{i=1}^{N(\varepsilon)} \mu_i^2(\varepsilon) / \log \varepsilon$$

que es la dimensión de correlación. Se puede buscar la probabilidad μ_i por box-counting, lo cual requiere un número elevado de datos para que la estimación sea estable (Termonia *et al.*, 1983; Klinkenberg, 1994). Alternativamente, las μ_i se pueden estimar mediante la integral de correlación, como proponen Grassberger y Procaccia (Grassberger *et al.*, 1983). Para ello, primero se define una función de densidad local

$$n_j(r) = 1/(N-1) \sum_{j \neq k}^N \Theta(r - |x_j - x_k|)$$

donde x_j y x_k son dos elementos del conjunto, y r es una distancia, siendo $\Theta(s) = 1$ si $s \geq 0$, y $\Theta(s) = 0$ en el resto de casos.

A continuación se define la integral generalizada de correlación

$$C_q = [1/N \sum_{j=1}^N (n_j(r))^{q-1}]^{1/q-1} \sim r^{D_q}$$

Cuando $N \rightarrow \infty$, $n_j(r)$ converge a su valor medio; entonces se tiene

$$D_q = (1/q-1) \cdot \lim_{r \rightarrow 0} \{ \log (\lim_{N \rightarrow \infty} C_q) / \log r \}$$

Así que los algoritmos para estimar D_q se basan en la relación

$$D_q \propto \log C_q(r) / \log r$$

Para $q = 2$ $C_2(r)$ es la integral de correlación:

$$C_2 = 1/N \sum_{j=1}^N n_j(r) \sim r^{D_2}$$

D_2 se puede estimar por mínimos cuadrados en el tramo lineal de la curva de regresión.

Por otra parte, los valores de D_q para los valores positivos de q cumplen la siguiente relación:

$$D_0 \geq D_1 \geq D_2 \geq \dots \geq D_\infty$$

Sólo los fractales deterministas (e.g., la curva triádica de Von Koch) presentan $D_q = D$ para cualquier q , por lo cual reciben el nombre de fractales uniformes. En cambio, en los fractales aleatorios uniformes no se cumple la igualdad más que de forma aproximada: $D_0 \approx D_1 \approx D_2 \approx \dots \approx D_\infty$

Por otra parte, un objeto se considera multifractal sólo si se cumple estrictamente la desigualdad $D_0 > D_1 > D_2 > \dots > D_\infty$.

En la presente memoria los valores de D_0 , D_1 , y D_2 se han estimado por el método de box-counting, mediante el mencionado programa de Sarraille *et al.* (1995). Independientemente, el valor de D_2 también se ha estimado por el método de Grassberger y Procaccia (dimensión de correlación), mediante un programa propio.

RESULTADOS

Variación del perímetro de un lago con la escala del mapa

Hakanson (1981) midió el perímetro del lago Vänern (Suecia) a tres escalas diferentes, obteniendo los resultados indicados en la tabla 61.

Tabla 61. Perímetro del lago Vänern (Suecia) medido a diferentes escalas (datos de Hakanson (1981)).

escala	perímetro km)
1:1000000	1000
1:100000	1600
1:50000	1900

Si se trasladan los valores de la tabla 61 a una gráfica con ejes logarítmicos se observa que los tres puntos se alinean en una recta, cuya pendiente m puede servir para estimar la D :

$$m = 1 - D = -0.2117$$

de donde

$$D = 1.2117$$

valor igual al obtenido (salvo por la diferencia debida al error estándar) por el método de Richardson-Mandelbrot sobre el mismo lago medido a una sola escala (1:500000).

En el Pirineo central medimos el perímetro de dos lagos a diferentes escalas. El lago Tòrt de Rius (Valarties, Val d'Aran) presenta un nivel medio de irregularidad litoral, mientras que el Redó presenta muy poca irregularidad litoral (tabla 62).

Tabla 62. Valor del perímetro en dos lagos del Pirineo medidos a diferentes escalas (con IMAT).

Escala	perímetro (km)	
	Tòrt de Rius	Redó
1:25000	4.262	2.10
1:5000	5.462	2.37

Se obtienen, por tanto, diferencias en los valores del perímetro de costa que pueden ser muy elevadas, en función del valor de D en cada lago, como se discute más adelante, en el apartado sobre el "Efecto de la escala en la D y en el perímetro del lago".

Método de Richardson-Mandelbrot

El error estándar de las pendientes de regresión es inferior a 0.01 en casi todos los lagos estudiados, valor que se puede considerar bastante bajo.

A este error estadístico habría que sumar otra fuente de error, como es el error sistemático cometido por el programa de tratamiento de imágenes. Para conocer el error total de la D experimental medimos ésta en varias figuras generadas por ordenador mediante programas que hemos escrito en lenguaje C (tabla 63), y cuyos valores de la D teórica son conocidos; dichas figuras han sido calcadas, escaneadas, y analizadas con el algoritmo de Richardson-Mandelbrot del programa IMAT, siguiendo los mismos pasos que para los lagos estudiados en este trabajo, tal y como se explica en el capítulo primero. Los valores hallados de la D experimental son bastante próximos a sus correspondientes valores teóricos (tabla 63): se observa en todas las figuras un error experimental inferior al 5%. Nuestros valores son además comparables a los obtenidos por otros autores, que se consideran precisos (e.g., Aviles *et al.* (1987): véase la tabla 79, al inicio de la discusión del presente capítulo).

Tabla 63. Valores de la D (teórica, y experimental (medida con el algoritmo de Richardson-Mandelbrot de IMAT)) para varias figuras generadas mediante programas de ordenador (salvo el círculo, que se ha dibujado); se indica también la diferencia en tanto por ciento entre el valor experimental y el correspondiente valor real o teórico (sin incluir el error estándar asociado a la pendiente de regresión).

figura generada	D teórica	D experimental	S.E.	Δ (%)
círculo (dibujado)	1	1.002	0.0001	0.20
curva triádica de V.Koch	1.2618	1.279	0.0130	2.90
f1*	1.03	1.037	---	0.68
f2*	1.10	1.113	---	1.18
f3*	1.23	1.18	---	4.06
f3*	1.23	1.193	---	3.00
f4*	1.17	1.146	---	2.05

*: figuras fractales generadas por X. Llobet (de los "Serveis Científico-Tècnics de la Universitat de Barcelona"; comunicación personal).

Como el círculo es por definición euclídeo, el valor medido para el círculo dibujado ($D = 1.002 \pm 0.0001$) debe interpretarse como euclídeo, i.e., aproximadamente igual a 1, salvo la diferencia debida al error total experimental.

Estos datos nos permiten pensar que el error experimental de la dimensión fractal (D) medida con el método de Richardson-Mandelbrot y el algoritmo de IMAT no supera el 5% en prácticamente ninguno de los lagos considerados en la presente memoria, en particular, si se tiene en cuenta que, como se aprecia en las tablas 63 y 65, el valor máximo de D en los lagos del Pirineo es de 1.16, es decir, inferior al de la curva de V. Koch; esto se puede hacer extensible a las costas medidas del resto del mundo (sólo dos de ellas superan el valor de D de la curva de V. Koch: la costa del lago Muskoka (tabla 68), y la de la isla Gran Malvina).

Por otra parte, los valores de D obtenidos para el círculo y la curva de Von Koch con el método de Richardson-Mandelbrot y el algoritmo de IMAT se hallan algo más próximos a los valores reales que los obtenidos con el método de box-counting y el algoritmo de Sarraille *et al.*(1995) para estas figuras (véase tabla 65).

Una característica del algoritmo de IMAT consiste en que al aumentar el valor de ϵ de píxel en píxel, en la gráfica con ejes logarítmicos el espaciado entre valores consecutivos de ϵ no es constante, sino que cada vez es más pequeño, con lo cual la recta de regresión se basa en más puntos en su tramo derecho que en el izquierdo: esto hace que la D de toda la gráfica dependa más de las irregularidades de tipo estructural que de las de tipo textural, y además la D textural resulta estimada con menos puntos (y con menor error, aunque esto también se debe a que el rango de ϵ para la textura suele ser inferior al de la estructura) que la D estructural. Como ejemplo hemos medido a escala 1:25000 el contorno del lago Tort de Cabdella con un incremento constante entre el logaritmo de los tamaños de paso (tabla 64).

Tabla 64. Estimaciones del valor de D del litoral del lago Tort de Cabdella con el método de Richardson-Mandelbrot y el algoritmo de IMAT, utilizando incrementos de paso constantes en valor absoluto, y en valores logarítmicos, respectivamente (se indica también el error estándar).

	D	D_{estr}	D_{tex}
Incremento cte. en ϵ	1.0872 ± 0.0087	1.112 ± 0.008	1.0604 ± 0.0017
Incremento cte. en log ϵ	1.0841 ± 0.0087	1.111 ± 0.008	1.0598 ± 0.0023

Se aprecia un mínimo aumento de la D textural y de la D al usar un incremento constante del tamaño de paso ϵ en relación al tamaño de paso log ϵ . Sin embargo, esta diferencia es despreciable, por lo cual no se ha considerado necesario sustituir el algoritmo que utiliza IMAT.

El uso de uno u otro tipo de espaciado varía de un autor a otro: e.g., Richardson midió las costas con un incremento constante de log ϵ , mientras que Mandelbrot (1967) midió un círculo directamente con un incremento constante de ϵ ; nosotros hemos seguido la opción de Mandelbrot, ya que permite tener más medidas o puntos en el tramo de la gráfica correspondiente a los tamaños de paso más pequeños, lo cual aumenta la precisión en dicho tramo (Klinkenberg, 1994).

Método del “box-counting”

El método del box-counting es útil para estimar la D en curvas no cerradas (transectos topográficos, tramos de costa, segmentos de curvas de nivel, etc), ya que éstas no pueden medirse con el programa IMAT.

La precisión del algoritmo de box-counting de Sarraille *et al.* (1995) se ha verificado en varios objetos con D conocida (tabla 65).

Tabla 65. Valores de la D teórica y de la D estimada por el método del box-counting para varios conjuntos de puntos (se indica en tanto por ciento la diferencia entre ambas).

Objeto	D teórica	D box-c	$\Delta(\%)$
Círculo	1	1.023	2.30
Curva triádica de Von Koch	1.2618	1.299	2.95
Conjunto triádico de Cantor	0.6309	0.664	5.25
Atractor de Hénon	1.26	1.218	3.33
Curva logística	0.538	0.545	1.30

Se puede considerar como aceptable la precisión obtenida en estos ejemplos, teniendo en cuenta que objetos como el atractor de Hénon, la curva triádica de Von Koch, o el conjunto de Cantor, son complejos y difíciles de medir (e.g., Grassberger *et al.* (1983) hallaron inicialmente un valor de 1.21 para el atractor de Hénon, y sólo después de mejorar su programa consiguieron hallar un valor de 1.25).

Multifractales

En la presente memoria no se pretende demostrar el posible carácter multifractal de un lago, sino sólo estimar los valores de tres de las dimensiones del espectro de valores D_q . En efecto, el hecho de que se cumpla $D_0 > D_1 > D_2$ no implica necesariamente que se trate de un multifractal, puesto que para un valor de q superior a 2, el valor de D_q puede ser igual o algo superior al de D_2 : es necesario calcular D_∞ (i.e., cuando q tiende al infinito). De hecho, D_∞ es la principal dimensión fractal de todas las D_q , ya que da el parámetro del máximo cluster (i.e., el de mayor tamaño) de una distribución espacial (Hirata *et al.*, 1991). A pesar de estas limitaciones, se considera que D_0 , D_1 , y D_2 pueden ser útiles por sí solas para describir la multifractalidad (Cheng, 1997a).

En el apartado sobre el método de box-counting (*cf. supra*) vimos que la precisión de estima de D_0 con el algoritmo de Sarraille y colaboradores era aceptable. Para un fractal uniforme como es la curva de Von Koch se obtienen con este algoritmo los siguientes valores:

$$\begin{array}{ccc} \mathbf{D}_0 & \mathbf{D}_1 & \mathbf{D}_2 \\ 1.299 & 1.310 & 1.304 \end{array}$$

El contorno del círculo dibujado puede considerarse como euclídeo, i.e., con un único valor de D para cualquier q , y aproximadamente igual a uno:

$$\begin{array}{ccc} \mathbf{D}_0 & \mathbf{D}_1 & \mathbf{D}_2 \\ 1.023 & 1.024 & 1.020 \end{array}$$

Por lo tanto, la precisión en estos ejemplos es aceptable, puesto que se verifica aproximadamente la igualdad entre las dimensiones.

Valores de D en los litorales de los lagos pirenaicos

Existen muy pocos precedentes de aplicaciones de la teoría de fractales a lagos. Kent *et al.* (1982) estimaron con el método de Richardson-Mandelbrot (además de con el método de Korcak) la D del contorno de lagos de Ontario, Canadá. Goodchild (1988) generó mediante simulación por ordenador superficies topográficas ricas en lagos. Hamilton *et al.* (1992) estudiaron las distribuciones de frecuencias de tamaños de lagos (método de Korcak) en el Amazonas y el Orinoco.

En una primera aproximación se han estimado los valores de la dimensión fractal de los contornos de los lagos en la cartografía a escala 1:25000 mediante el método de Richardson-Mandelbrot y el algoritmo de IMAT. Sin embargo, para lagos pequeños como son los pirenaicos, esta escala da un valor sólo aproximado, en relación al obtenido a escalas mayores. Ello es debido al estrecho rango de tamaños de paso que se pueden aplicar a contornos tan pequeños, el cual a penas llega a un orden de magnitud, salvo en los mayores lagos. Esta limitación descarta el uso de esta escala para los lagos más pequeños (en este sentido, no se ha medido la D de los lagos cuya área es inferior a 4 hectáreas).

En una muestra de 176 lagos de los Pirineos la media de los valores de D estimados a escala 1:25000 es de 1.068. El valor mínimo es 1.029 (Llarg de Cabanes; el Negre d'Aigüestortes tiene 1.031), y el máximo es 1.155 (Estany Superior del Tòrt de Rius). De hecho, casi todos los contornos de lagos medidos a 1:25000 tienen valores de D entre 1.04 y 1.15, y la gran mayoría (156) de ellos tiene un valor de D inferior a 1.1.

La utilidad de esta primera aproximación de la D consiste esencialmente en identificar qué lagos tienen una costa regular, y cuales la presentan más irregular.

En la tabla 66 se han seleccionado algunos de los lagos que se han podido medir en ortofotos aéreas a 1:5000, de forma que se puedan estudiar con detalle sus contornos; las estimas de D se han realizado con el método de Richardson-Mandelbrot. Entre ellos figuran varios lagos con litorales particularmente irregulares (en concreto, aquellos que medidos con IMAT a 1:25000 presentan un valor de D superior o igual a 1.10). En esta tabla podemos realizar las siguientes observaciones:

-Los valores de D estimados a escala 1:25000 suelen diferir de los estimados a escala 1:5000.

-El uso de ortofotos a una escala grande como la 1:5000 ha permitido conseguir dos órdenes de magnitud del logaritmo de ϵ en las gráficas de Richardson-Mandelbrot. Ello permite identificar dos pendientes en las gráficas de algunos lagos, correspondientes a dos rangos de escalas, y que se pueden atribuir a una irregularidad textural, y a una irregularidad estructural, respectivamente.

-Todos los lagos con valor elevado de D que aparecen en la tabla están en sustratos granitoides.

-Los valores más elevados de la D textural ($D_{\text{tex}} \geq 1.08$) se suelen dar en los lagos situados en la cabecera de un circo (o en los primeros, cuando se trata de una serie escalonada).

Tabla 66. Valores de la dimensión fractal del litoral de algunos lagos del Pirineo catalán, estimados con el método de Richardson-Mandelbrot a escalas 1:25000, y 1:5000 (para esta última escala se indica además el error estándar, la D textural, y la D estructural); se indican en negrita las cuencas.

Lago	1:5000			1:25000	
	D	S.E.	D _{tex}	D _{estr}	D
Cardós					
Colatx*	1.090	0.006	1.090	1.090	1.089
Senó	1.114	0.010	1.077	1.142	1.100
Romedo de Dalt	1.161	0.007	1.088	1.189	1.137
Aguiló de Dalt*	1.095	0.004	1.095	1.095	1.059
Aguiló de Baix	1.082	0.009	1.072	1.102	1.070
Romedo de Baix*	1.061	0.004	1.061	1.061	1.060
Certascans*	1.069	0.004	1.069	1.069	1.070
Naorte	1.057	0.003	1.048	1.074	1.060
Major de la Gallina*	1.036	0.002	1.036	1.036	1.056
Superior de la Gallina*	1.044	0.003	1.044	1.044	1.062
Inferior de la Gallina*	1.070	0.004	1.070	1.070	1.075
Llavera*	1.080	0.005	1.080	1.080	1.079
Escrita (N. Pallaresa)					
Negre de Peguera*	1.053	0.003	1.053	1.053	1.045
Tort de Peguera	1.098	0.005	1.082	1.107	1.107
St. Nicolau					
Redó d'Aigüestortes	1.043	0.003	1.084	1.039	1.040
Nere d'Aigüestortes*	1.030	0.002	1.030	1.030	1.031
Aiguamòg (Garona)					
Tòrt de Colomèrs	1.097	0.007	1.062	1.123	1.137
Major de Colomèrs	1.067	0.006	1.050	1.090	1.098
Obago	1.076	0.007	1.055	1.091	1.114
Long de Colomèrs*	1.060	0.004	1.060	1.060	1.064
N. de Tor					
Monges	1.094	0.007	1.070	1.106	1.109
Port de Caldes*	1.047	0.003	1.047	1.047	1.048
Mangades	1.097	0.005	1.064	1.119	1.118
Valarties (Garona)					
Mar de Valarties	1.082	0.006	1.060	1.088	1.088
Tòrt de Rius*	1.107	0.005	1.107	1.107	1.087
Rius	1.087	0.009	1.055	1.100	1.123
N. Ribagorçana					
Redó*	1.045	0.002	1.045	1.045	1.045

*: lagos estadísticamente autosimilares, pues presentan a escala 1:5000 una sola D, y no una D textural y una D estructural diferentes (ambas no difieren significativamente; test t, $p < 0.001$)

-Entre lagos situados en un mismo circo se pueden dar diferencias notables en el valor de D (e.g., Romedo de Dalt y Romedo de Baix).

-Se observa que en algunas series de lagos dispuestos en rosario, el lago superior es autosimilar (presenta una gráfica de Richardson-Mandelbrot con un solo valor de D), y el inferior -o inferiores- no (gráfica con dos valores de D): Tòrt de Rius y Rius; Colatx, Senó, y Romedo de Dalt; Aguiló de Dalt, y Aguiló de Baix; Negre de Peguera y Tort de Peguera; Port de Caldes y Mangades. En estos últimos, el lago superior suele presentar un valor de la D estructural inferior al del lago inferior: en las series de lagos escalonados aumenta la irregularidad estructural del litoral al descender la serie; atribuimos la pérdida de autosimilitud a la estructura más irregular del lago inferior.

Por lo que respecta a los valores de D_q (tabla 67), la aparente similitud entre los tres primeros valores positivos de q –bien sea porque se mantienen aproximadamente constantes, o bien porque podrían oscilar alrededor de un valor medio- sugiere un carácter fractal uniforme (i.e., no multifractal) del litoral de la mayoría de estos lagos.

Tabla 67. Valores de las dimensiones D_0 , D_1 , y D_2 (estimadas por box-counting, y a escala 1:5000) del litoral de algunos lagos del Pirineo catalán. Se indican con un asterisco los lagos con un posible carácter de fractal uniforme.

	D_0	D_1	D_2
Colatx	1.274	1.259	1.256
Senó*	1.179	1.171	1.175
Aguiló de Dalt*	1.199	1.228	1.238
Aguiló de Baix*	1.193	1.183	1.182
Romedo de Dalt*	1.152	1.200	1.216
Romedo de Baix*	1.094	1.117	1.127
Tòrt de Rius	1.201	1.192	1.187
Rius	1.193	1.179	1.175
Mar de Valarties*	1.126	1.137	1.150
Negre de Peguera*	1.124	1.117	1.119
Tort de Peguera*	1.186	1.179	1.179
Certascans*	1.119	1.129	1.128
Mangades*	1.213	1.220	1.218
Monges	1.134	1.114	1.108
Redó	1.086	1.077	1.070
Redó d' Aigüestortes	1.148	1.127	1.118
Nere d' Aigüestortes	1.099	1.090	1.088
Obago*	1.139	1.139	1.145
Long de Colomèrs*	1.166	1.191	1.187
Tort de Colomèrs*	1.221	1.258	1.286
Major de Colomèrs*	1.120	1.129	1.134
Mort de Colomèrs*	1.146	1.176	1.190

Lagos con litoral no autosimilar

Gracias a la escala 1:5000 se aprecia que varios lagos con litorales bastante irregulares (con valores de $D \geq 1.1$ en la escala 1:25000, e.g., Senó, Romedo de Dalt, Mangades, Monges, Rius), en realidad no muestran una irregularidad comparable en todas las escalas, sino que presentan una D textural y una D estructural diferentes, por lo cual no son fractales autosimilares (tabla 66; figura 25). Presentan entrantes más o menos grandes en sus costas, pero su D textural es inferior a su D estructural; además, examinando alguna foto a mayor escala (e.g., Redó a 1:2000), o incluso fotos sobre el terreno, se comprueba que la baja irregularidad textural es real, y no un artefacto producido por la falta de resolución a escalas menores, como sugieren, por ejemplo, Breyer *et al.* (1992). Como además la D estructural se manifiesta en un rango de escalas muy estrecho, se puede interpretar que dichos lagos no son realmente fractales. A escala 1:5000 tienen valores de D entre 1.032 y 1.161.

El carácter autosimilar es independiente del valor de D ; como se puede apreciar en la tabla 66 hay lagos con litoral estadísticamente autosimilar con valor de D bajo, medio, y elevado; lo mismo se puede decir de los lagos con litoral no autosimilar.

Por otra parte, se observa que en los lagos cuyo litoral no es autosimilar (presentan dos pendientes o valores de D) el valor de la D textural no es constante, sino que difiere algo de un lago a otro. En cambio, el rango de tamaños de paso que define la D textural sí parece aproximadamente constante: la mayoría de lagos no autosimilares presentan su D textural en el intervalo de 2.5 a 19 metros (sobre el terreno), aproximadamente.

Lagos con litoral estadísticamente autosimilar

En otros lagos la irregularidad es parecida en todas las escalas medidas, siendo entonces estadísticamente autosimilares en el rango de escalas medidas (Tòrt de Rius, Colatx, Aguiló de Dalt, Certascans, Negre de Peguera, Redó, etc; aparecen indicados con un asterisco en la tabla 66). Estos lagos son realmente fractales aleatorios. Tienen valores de D entre 1.045 y 1.107.

Interpretación

Creemos que la irregularidad del litoral de los lagos observada en todo el rango de escalas que permiten las ortofotos a 1:5000 (i.e., hasta una resolución equivalente a 2.5 metros sobre el terreno) se puede explicar del siguiente modo. En la época de formación de la cubeta se produjo una sobreexcavación irregular de la costa, motivada por diferencias locales de la resistencia de la roca, en función de la litología y la distribución de fallas y diaclasas del sustrato. En los lagos autosimilares dicha irregularidad de origen morfoestructural se daría en todas las escalas medidas (e.g., Redó, Certascans), y permite plantear la hipótesis de que fuese originada por un solo proceso fractal (e.g., una distribución fractal de fracturas en el sustrato).

En cambio, en los lagos no autoasimilares el grado de irregularidad en el rango textural suele ser inferior al del rango estructural; ello no se debería a un menor grado de irregularidad textural, puesto que en valor absoluto es parecido al que se da en lagos

autosimilares, sino más bien a un elevado valor de la D estructural (la media de la D estructural de los lagos no autosimilares es significativamente superior a la media de la D estructural de los lagos autosimilares), debido a la presencia de bahías y promontorios (e.g., Romedo de Dalt, Senó, Tort de Peguera, Mangades, Rius). En el Redó d' Aigüestortes se da la situación contraria, a saber, la D textural supera a la D estructural, debido al bajísimo valor de esta última: se trata de un lago con forma muy regular, pero que presenta una cierta textura. En todos los lagos con litoral no autosimilar habría que recurrir tal vez a dos procesos fractales actuando en dos rangos de escalas diferentes para explicar el origen de la textura y la estructura del litoral (asumiendo que la gráfica es realmente lineal en cada uno de los rangos, y que éstos son suficientemente amplios, como discutiremos al final del presente capítulo).

Posteriormente, al retirarse los hielos la erosión por gelifracción de las paredes del circo fue generando materiales detríticos, que a menudo formaron acúmulos y conos de derrubios, los cuales han llegado hasta las costas de los lagos (y también dentro de ellos). Estos materiales han contribuido a regularizar el litoral; en efecto, y como se observa en numerosos lagos pirenaicos, los materiales detríticos han ido rellenando parcial o totalmente la mayoría de entrantes menores, y en particular han permitido que la vegetación se desarrolle en sus costas, disminuyendo así la D textural, tanto en los litorales de tipo autosimilar, como en los no autosimilares. Esta regularización continúa en la actualidad, pero al ser debida sólo a procesos de gravedad suele ser lenta, a causa de la ausencia de agentes (oleaje, corrientes) que seleccionen y redistribuyan los sedimentos a lo largo de la costa, aunque al llegar a la etapa de colmatación final se vuelve rápida, gracias al avance de la vegetación, como vimos en el capítulo sobre la ‘Evolución de los lagos’.

Por otra parte, la existencia de un rango común (entre 2.5 y 19 m) en la D textural para la mayoría de lagos no autosimilares medidos requiere una explicación. Creemos que tal característica se debería a un espaciamiento de las fallas presentes en el circo, las cuales habrían favorecido la sobreexcavación de la cubeta, determinando la sucesión de pequeños entrantes y salientes a lo largo de la costa, así como la canalización de derrubios por las fracturas y canales de la pared del circo hasta la orilla del lago. En este sentido, algunos autores han sugerido una relación entre la forma de un lago y su irregularidad litoral, por una parte, y la distribución y densidad de fallas locales, por otra parte; según Kent *et al.* (1982) la D hallada a escalas pequeñas en los lagos del escudo canadiense podría reflejar características de gran escala, como la distribución de zonas de fractura.

Pero ya dijimos (véase el apartado sobre ‘El factor morfoestructural’, página 92) que no existen suficientes datos sobre la densidad y distribución de fracturas en el Pirineo, de modo que no es posible verificar esta hipótesis por el momento. No obstante, con los datos disponibles hemos intentado hacer una primera evaluación sobre el posible carácter fractal de éstas. En este sentido, hemos estudiado la distribución de fallas en la cabecera del Gállego (el rectángulo noreste situado entre las longitudes 0° 20' oeste y 0° 11' oeste, y las latitudes 42° 50' 20'' y 42° 46' 40'' de la hoja de Sallent del Mapa Geomorfológico a escala 1:50000 (García-Ruiz, 1991)), y hemos hallado un decrecimiento de los valores de las dimensiones D_0 , D_1 , y D_2 ($D_0 = 1.334$, $D_1 = 1.325$, $D_2 = 1.322$), lo cual sugiere que la distribución de dicho conjunto de fallas podría corresponder a la de un multifractal, aunque sería necesario calcular todo el espectro de D_q para confirmarlo.

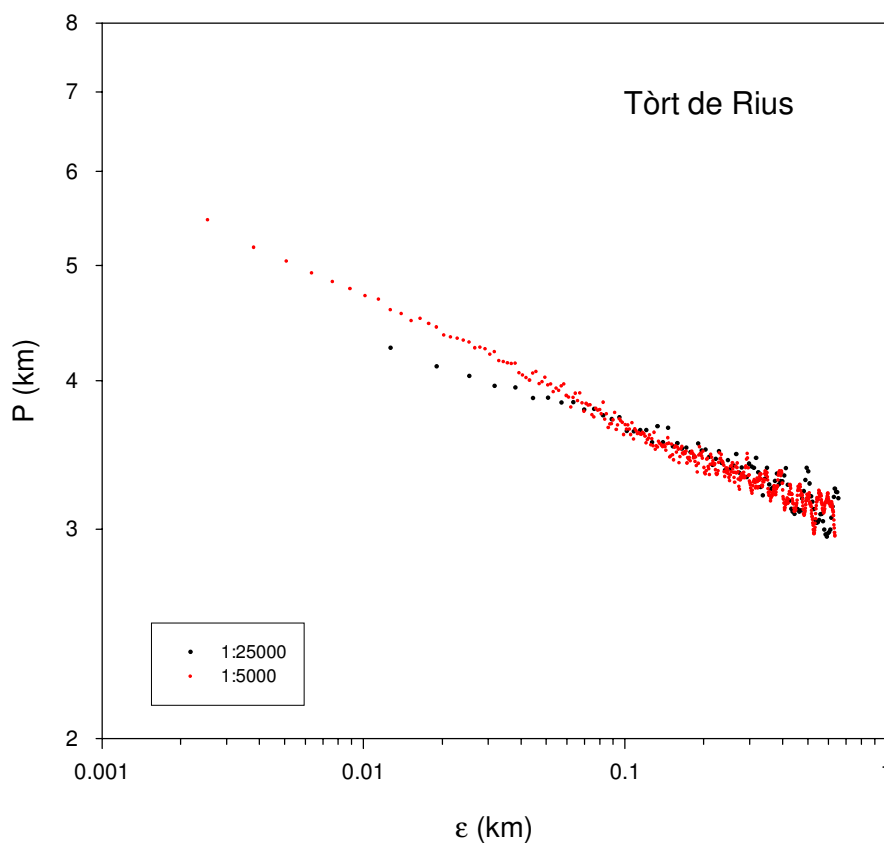
Efecto de la escala en la D, y en el perímetro del lago

Algunos autores afirman que la D medida en objetos del relieve es independiente de la escala del mapa; ejemplos de dichos objetos son las curvas de nivel en el batolito granítico de Columbia (Norton *et al.*, 1989), o los litorales de varios lagos de Ontario (Kent *et al.*, 1982; véase la discusión al final del presente capítulo).

Sin embargo, en los lagos aquí estudiados hemos visto más bien lo contrario: a menudo el valor de D varía entre las escalas 1:25000 y 1:5000.

Ejemplo: el lago Tòrt de Rius

Figura 21. Gráfica de Richardson-Mandelbrot para el lago Tòrt de Rius (ambos ejes en escala logarítmica decimal, y con las unidades en kilómetros). Se aprecia que el perímetro estimado a escala 1:5000 es superior al estimado a escala 1:25000.



El litoral del lago Tòrt de Rius no aparece autosimilar a escala 1:25000, pero sí a escala 1:5000 (figuras 21, 22, y 25). En efecto, la gráfica de Richardson-Mandelbrot del litoral a 1:25000 presenta un punto de inflexión a partir de un tamaño de paso $\epsilon = 57$ m; por debajo de este punto, el valor de D disminuye, de modo que se puede reconocer una D textural ($= 1.063$), inferior a la D estructural (1.116), lo cual indica que el litoral de este lago no es autosimilar. En cambio, a 1:5000 no se produce esta disminución de la D . Ello demuestra que dicha disminución es sólo debida a una pérdida de detalle en la escala 1:25000. En la práctica, ello se traduce en que la estima del perímetro a 1:25000 proporciona un valor inferior al obtenido a 1:5000: en concreto, el debido a la diferencia entre ambos valores de D . A ello se ha de añadir que el rango de tamaños de paso utilizado en la escala 1:25000 es más reducido (llega hasta 12.7 m, mientras que en la escala 1:5000 llega hasta 2.5 m). Todo ello determina que el perímetro obtenido a 1:25000 sea de 4.262 km, mientras que el perímetro medido a 1:5000 es de 5.462 km, i.e., 1200 m menos (28% menos).

En este lago el valor de D resulta, pues, dependiente de la escala: es igual a 1.107 para el lago a escala 1:5000, mientras que es igual a 1.087 a escala 1:25000; en realidad, lo que ocurre es que a escala 1:25000 el valor de D no es fiable debido a la insuficiente resolución (de hecho, las gráficas a ambas escalas son prácticamente coincidentes para tamaños de paso de más de 70 m), como queda puesto de manifiesto al ampliar la escala hasta 1:5000. Por ello, en este caso se debe considerar que el litoral del Tòrt es autosimilar y presenta un solo valor de D .

Ejemplo: el Redó

Tanto a escala 1:25000 como a escala 1:5000 se tiene $D = 1.045$ (figuras 23 y 25). Por tanto, en este caso D no varía con la escala. Sin embargo, la escala mayor permite aumentar el rango de tamaños de paso, y en consecuencia la resolución, con lo cual el perímetro obtenido a 1:5000 es de 2.37 km, mientras que el obtenido a 1:25000 es de 2.1 km, i.e., 270 metros menos (12.8% menos). En este caso, la independencia de D respecto a la escala hubiera permitido extrapolar el valor del perímetro a partir de la medida a escala 1:25000 sin necesidad de medirlo a escala 1:5000.

Estos ejemplos, así como el resto de los expuestos en la tabla 66, muestran que los valores de D pueden variar con la escala. En particular, la D aumenta con la escala cuando se pasa de una gráfica no autosimilar a escala 1:25000, a otra autosimilar a escala 1:5000, como hemos visto en el Tòrt (figura 21). En algunos lagos no autosimilares (a escala 1:5000) de la tabla 66 se observa la situación contraria: la D disminuye con la escala, debido al mayor rango de tamaños de paso en el tramo textural (cuya menor pendiente disminuye la del conjunto de la gráfica). En todo caso, la estima de D realizada a partir de medidas del litoral a escala 1:25000 no es en general fiable, de modo que siempre se escogerá la mayor escala posible (por lo menos la 1:5000), así como el mayor rango de tamaños de paso posible.

Por lo que respecta al perímetro, este parece aumentar indefinidamente con la escala, y ello para cualquier línea de costa en general, como sugiere Mandelbrot (1982). En efecto, a menudo no se conoce el límite inferior de ϵ por debajo del cual la curva tiene una pendiente igual a uno: este límite determina el perímetro real de un contorno, i.e., aquel perímetro que ya no aumenta más por mucho que aumentemos la escala (Gaonac' *het al.*, 1992).

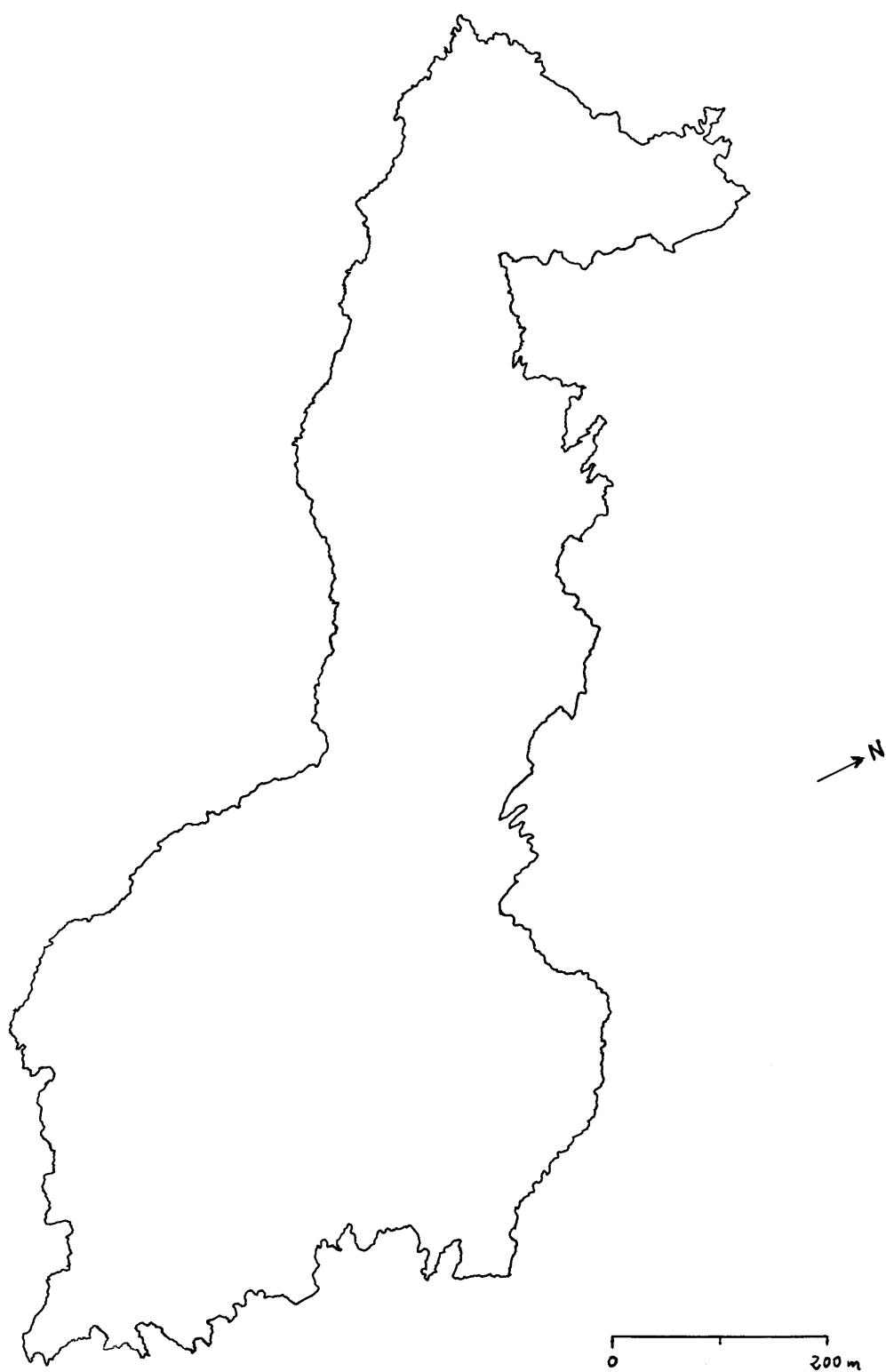


Figura 22. Contorno del lago Tòrt de Rius (Valarties, Garona) reducido del dibujo de la ortofoto a escala 1:5000. Su litoral es fractal autosimilar, con $D = 1.107$.

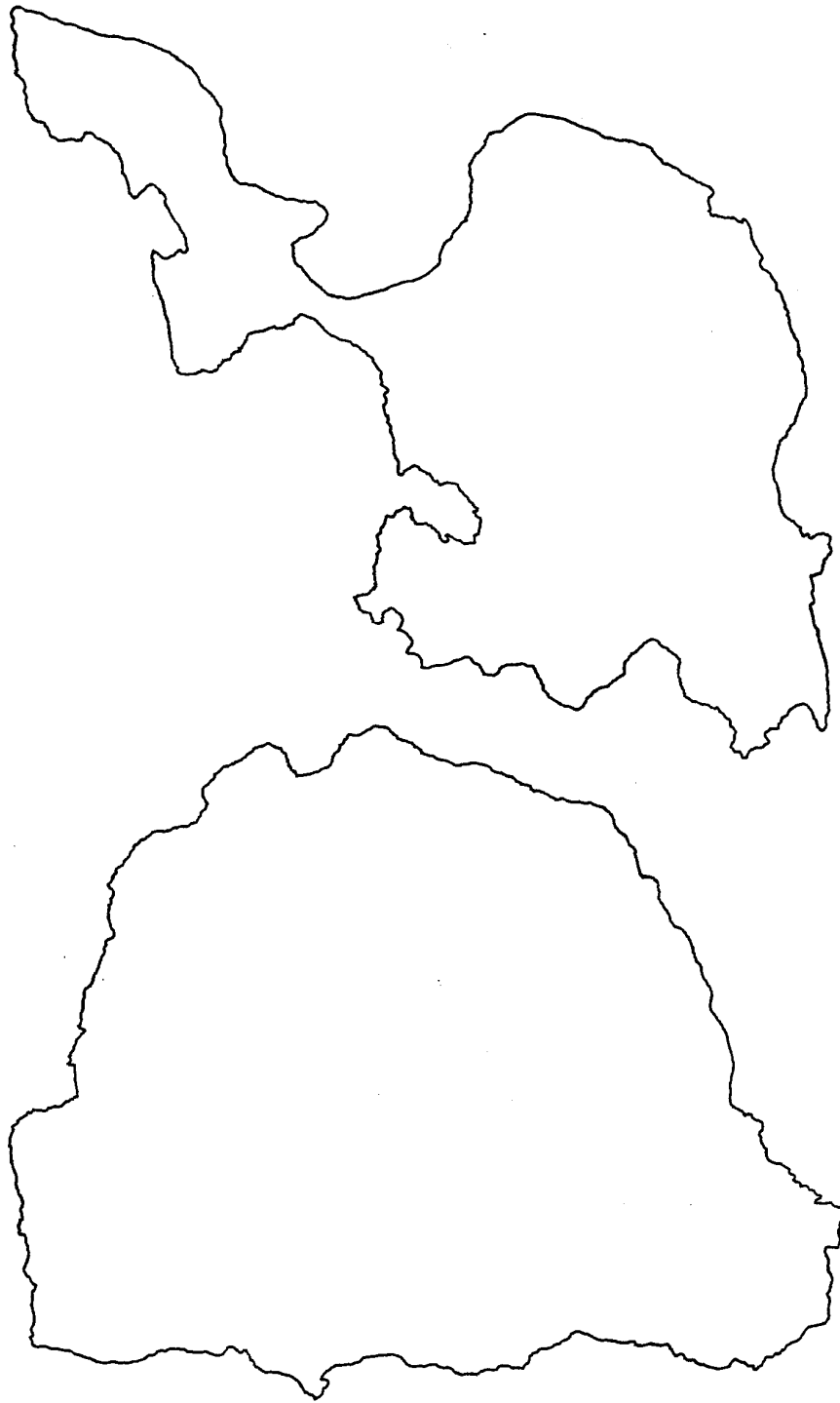


Figura 23. Contornos de los lagos Rius (Valarties, Garona; dibujo superior), y Redó (Noguera Ribagorçana), reducidos de los dibujos de las ortofotos a escala 1:5000. Sus respectivos valores de la D son 1.087, y 1.045; el litoral del Redó es fractal autosimilar.

Irregularidad del cauce de los torrentes que entran en los lagos pirenaicos

Hemos medido por el método de Richardson-Mandelbrot la D de los torrentes que entran en los lagos, utilizando para ello una muestra de lagos de circo del Pirineo, y la cartografía a escala 1:25000. Los valores obtenidos son en general inferiores a 1.1, es decir, similares –o incluso algo inferiores- a los obtenidos para los litorales lacustres de los cuales son tributarios o emisarios; en algún caso el valor obtenido es igual a 1.1 (e.g., Romedo de Dalt).

Sin embargo, la cartografía a esta escala no permite una evaluación precisa del trazado de estos torrentes, muchos de ellos temporales, y muchos otros omitidos en la representación debido a su pequeño tamaño. En efecto, la observación directa sobre el terreno permite detectar vías de agua cortas a lo largo del litoral lacustre (con una longitud a veces de sólo unos metros), normalmente secas, y que en periodos de lluvia o de fusión del hielo conducen apenas más agua que la que circula por simple arroyada sobre el resto del litoral. En todo caso, se trata en general de vías cuyo recorrido no es más irregular que la forma del litoral, siendo incluso en algunos tramos bastante rectilíneas (Tort de Cabdella), siguiendo entonces alguna fractura del terreno. En definitiva, se puede concluir que el grado de irregularidad del trazado de estos torrentes es similar al del litoral de los lagos, o incluso algo inferior.

Lagos de la Tierra con valor elevado de D

Los valores más elevados de D que hemos medido (tabla 68) no se dan en los lagos, ni siquiera en aquellos cuya forma es dendrítica (e.g., Mälaren; Eyre), pues su D no llega a 1.3; tampoco se dan en los embalses (cuya D es inferior a 1.3, salvo en algunos embalses muy dendríticos situados en terrenos llanos, como por ejemplo, el Caniapiscau, en el escudo canadiense). Los valores más elevados de D corresponden a algunas costas marítimas particularmente irregulares; así, por ejemplo, Feder (1988) halló para la costa de Noruega $D = 1.52$ (estimado por box-counting; dentro del rango de escalas considerado, esta costa es un fractal autosimilar), y Mandelbrot (1967) halló $D = 1.3$ para la costa oeste de Gran Bretaña (en el rango de escalas considerado, esta costa también es un fractal autosimilar); nosotros hemos estimado $D = 1.3$ para la costa de Soledad y costa oeste de Gran Malvina. No obstante, en la mayoría de costas marítimas hemos hallado valores inferiores a estos (véanse algunos ejemplos en la tabla 69).

Por otra parte, los lagos de la tabla 69 no son autosimilares, aunque si se midieran a escalas mayores podría ser que algunos de ellos sí lo fueran en realidad (como vimos que ocurre en el Pirineo (tabla 66) al pasar de la escala 1:25000 a la 1:5000). Para algunos de estos lagos hemos obtenido unos valores de las dimensiones D_0 , D_1 , y D_2 (estimadas por box-counting), que indican el posible carácter de fractal uniforme de todos ellos (tabla 70).

Tabla 68. Valores de D en algunos lagos de la Tierra, medidos con el método de Richardson-Mandelbrot, y el programa IMAT; se indican también sus áreas y las escalas a las cuales se han medido.

	D	A (km²)	escala
Muskoka (escudo canadiense)	1.280	89.4	1:50000
Southern Indian (escudo canadiense)	1.260	2247	1:500000
Eyre (Australia)	1.250	690	1:250000
Cree (escudo canadiense)	1.246	1434	1:250000
Mälaren (Suecia)	1.230	1140	1:250000
Vuohijär (Finlandia)	1.226	102.45	1:50000
Vänern (Suecia)	1.220	5580	1:500000
Skadar (Albania; Yugoslavia)	1.200	600	1:500000
Simcoe (escudo canadiense)	1.180	744	1:250000
Escales (embalse, Cataluña)	1.173	4	1:50000
Siurana (embalse, Cataluña)	1.164	0.78	1:50000
Ontario (costa NE; Canadá, EEUU)	1.157	19000	1:1000000
Gjuvsjaen (Hardanger, Noruega)	1.147	2.41	1:50000
S´ Albufera Menorca)	1.140	0.72	1:25000
Canelles (embalse, Cataluña)	1.140	15.69	1:50000
Oliana (embalse, Cataluña)	1.129	4.29	1:50000
St. Antoni (embalse, Cataluña)	1.126	8.70	1:50000

Tabla 69. Valores de D en algunas costas marítimas, estimados con el método de Richardson-Mandelbrot (ninguna es autosimilar; la de Suráfrica es aproximadamente euclídea).

	D	escala
costa N-NE de Menorca	1.20	1:25000
costa de Cabrera, Mallorca	1.16	1:10000
costa de Ibiza	1.15	1:175000
costa de Formentera	1.08	1:175000
costa de Suráfrica (Mandelbrot, 1967)	1.02	-----

Tabla 70. Valores de las dimensiones D_0 , D_1 , y D_2 (estimadas por box-counting) del litoral de algunos lagos.

	D₀	D₁	D₂
Mälaren (Suecia)	1.34	1.36	1.355
Vuohijär (Finlandia)	1.246	1.257	1.266
Gull (Ontario, Canadá)	1.20	1.20	1.20
Canelles (embalse, Cataluña)	1.267	1.274	1.278
Eyre (Australia)	1.28	1.293	1.299

Efecto del tamaño del lago en la D

En teoría, los valores elevados de D se pueden dar en cualquier lago, independientemente de su extensión. En la práctica observamos que esto es lo que ocurre en los lagos del Pirineo; en efecto, los valores máximos de D se observan tanto en lagos grandes (e.g., Tòrt de Rius), como en lagos pequeños (e.g., Romedo de Dalt, Senó). Sin embargo, al considerar lagos mucho mayores de otras regiones del mundo (tabla 68), vemos que, si bien no hay una correlación entre sus áreas y valores de D, estos son claramente superiores a casi todos los hallados en el Pirineo (tabla 66). Además, el hecho de que sean las costas marítimas medidas –mucho más extensas que la mayoría de lagos medidos aquí– las que presenten mayores valores de D, refuerza la idea de que el tamaño puede influir en el valor de D.

Efecto de la altitud en la D

En los circos del Pirineo suelen coexistir lagos con una costa regular junto a otros con litoral irregular (a veces reciben el nombre de “tort”, en catalán). Fuera del circo, tanto en los lagos pequeños (que generalmente están en vías de colmatación: e.g., Trescuro; Lladres), como en algún lago de tamaño mayor que pueda haber en la parte alta del valle (e.g., Llong, St. Maurici, Llauset), la costa se vuelve en general muy regular (sobre todo en la textura). Valle abajo puede haber algún embalse extenso, con forma más o menos subrectangular cuando ocupa sólo el valle principal (e.g., Lanuza (Gállego), Fabrèges (Ossau), Senet (Noguera Ribagorçana)), o bien más o menos dendrítica si también se adentra en los tributarios (e.g., Escales (Noguera Ribagorçana)).

Estudio de la zona central de Boí (unidad oriental del batolito de la Maladeta)

En Boí el valor de la D del litoral de los lagos tiende a aumentar algo con la altitud en las cuencas del Sant Nicolau, Escrita, y Peguera, pero disminuye en el circo de Cabdella (aunque aquí la mayoría de lagos están represados); en Colomèrs y la Noguera de Tor no se observa tendencia alguna.

Por otra parte, al medir la dimensión fractal de las curvas de nivel en la zona central de Boí (en concreto, en la cabecera del Sant Nicolau) observamos un aumento del valor de la dimensión fractal (D_0) con la altitud, seguido de una cierta disminución del mismo (véase la tabla 71). En efecto, se observa que en esta zona de Boí, la D_0 aumenta gradualmente con la altitud a partir de los 2000 m hasta la curva de nivel de los 2500 m, pero a partir de aquí se invierte bruscamente la tendencia, y la D_0 disminuye hasta el nivel de crestas (curva de nivel de los 2750 m). El relieve parece pues presentar su irregularidad máxima a una altitud próxima al nivel de los fondos de los circos en esta zona, mientras que se hace regular a partir de los fondos de valle.

Por lo demás, la escala no parece influir significativamente sobre estos resultados: así, por ejemplo, la cota de 2700 m medida a 1:25000 presenta prácticamente el mismo valor de D_0 que medida a 1:50000.

Tabla 71. Valores de las dimensiones fractal (D_0), de información (D_1), y de correlación (D_2) para las curvas de nivel del relieve de la zona central de Boí, estimados por box-counting.

Curva de nivel	D_0	D_1	D_2
2750 m	1.220	1.220	1.220
2700 m	1.275	1.300	1.314
2500 m	1.298	1.291	1.291
2400 m	1.143	1.157	1.153
2300 m	1.106	1.120	1.119
2200 m	1.081	1.068	1.064
2000 m	1.069	1.053	1.048

La mencionada altitud de máxima intensidad del relieve a unos 2500 m en la zona central de Boí podría deberse a la sucesión de paredes y fondos de circos, tal y como se puede apreciar en el mapa a 1:25000.

Por otra parte, en las crestas se da la máxima irregularidad textural, debido a la intensa acción periglaciaria (no apreciable en el trazado de las curvas de nivel sobre el mapa). En efecto, la gelifracción en los Pirineos sólo suele ser intensa a grandes altitudes, como vimos en el capítulo sobre ‘La evolución de los lagos’: en las crestas, y en particular en las paredes verticales (e.g., a más de 2000 m en las vertientes expuestas a sur). La intensidad de la gelifracción depende además de la existencia o no de una cubierta de vegetación, de la abundancia de diaclasas en la roca, así como de la porosidad, tamaño del grano y composición mineral de ésta.

Por el contrario, en las crestas la irregularidad de tipo estructural es mínima, porque al subir de cota las curvas de nivel tienden a romperse en varios puntos, debido a que las paredes laterales de un circo son más bajas que la pared dorsal (han sido más rebajadas por la erosión glaciaria), así como a la existencia de puertos o colladas; así, por ejemplo, al subir de los 2500 m a los 2700 m, se pasa de una curva de nivel a varias aisladas de menor tamaño, con la consiguiente pérdida de ramificaciones y la disminución de D_0 .

Por otra parte, las gráficas de Richardson-Mandelbrot que permiten estimar la D_0 de las mencionadas curvas de nivel de Boí son lineales en un rango de dos órdenes de magnitud, aunque por debajo de un cierto valor de ϵ toman un segundo valor de D_0 , que es trivial y aproximadamente igual a uno en todas ellas; este valor no se puede interpretar como textural, porque en este rango de tamaños las curvas de nivel no reflejan el detalle del relieve, sino que son extrapolaciones que se realizan en la confección del mapa entre puntos con igual altitud. Por lo tanto, si se descarta el rango de tamaños más pequeños de la gráfica, ésta es lineal, y se puede afirmar que las curvas de nivel son fractales autosimilares.

Finalmente, al menos las curvas de nivel de 2750 m, 2700 m, 2500 m, 2400 m, y 2300 m de la zona de Boí parecen ser fractales uniformes (además de autosimilares, como hemos visto), según sugieren tres de los valores de D_q (tabla 71).

Por otra parte, la variación de D_0 con la altitud sugiere que el relieve (un transecto o perfil transversal del mismo) es multifractal (Gaonac' *het al.*, 1992).

Por lo que respecta a los valores de D_0 del litoral de los lagos de la zona de Boí, éstos son inferiores a los de las mencionadas curvas de nivel. Sin embargo, hay que señalar que el contorno de un lago no es asimilable al de una curva de nivel por varias razones:

1-La curva de nivel es al menos un orden de magnitud mayor; para que el valor de D_0 hallado para una curva de nivel se pudiera extrapolar al litoral del lago situado a una altitud más próxima a esta (y enmarcado por dicha curva de nivel), se requeriría por lo menos que la curva de nivel fuera autosimilar. Sin embargo, aunque las gráficas de Richardson-Mandelbrot de las curvas de nivel estudiadas aquí sugieren un único valor de D_0 para cada una de ellas, éste corresponde a un rango de tamaños superior al del mayor de los lagos pirenaicos, y no se debe extrapolar a escalas menores el valor de D_0 de la curva de nivel.

2-La curva de nivel definida localmente por la costa de un lago ha seguido una evolución geomorfológica distinta de la seguida por las curvas de nivel superiores: algunos de los procesos que determinan, por una parte, el relieve (situado en un ambiente aéreo), y por otra parte, el litoral de las cubetas (situado en la interfase entre un ambiente aéreo y otro subacuático), son diferentes.

3-En la cartografía, la línea de costa corresponde a una línea real (i.e., observada en la ortofotografía aérea), mientras que la curva de nivel es en parte una interpolación cartográfica, que agrupa un conjunto de puntos con igual pendiente.

Relación entre la irregularidad litoral y la del fondo

El ejemplo del Redó

Según Catalan (1987) ‘el fondo de la cubeta [del Redó] es en general poco accidentado: la mayor rugosidad la dan los grandes bloques gelifractos que han caído en el lago, así como rocas de 8-140 cm’. Por lo tanto, el relieve del fondo puede calificarse de bastante regular, salvo en la textura; sería comparable al de otros lagos sondados, o bien observados directamente tras ser vaciados (e.g., Saburó, Mar de Cabdella, Colomina, etc).

Un transecto norte-sur del fondo de la cubeta del Redó (batimetría representada a 1:5000 por Catalan (1987)), presenta $D = 1.034$ por el método de Richardson-Mandelbrot. Por su parte, el litoral tiene $D = 1.059$ (por Richardson-Mandelbrot también, y a la misma escala), i.e., un valor ligeramente superior.

Se podría interpretar que los sedimentos acumulados en el fondo lo han suavizado ligeramente respecto al litoral. El litoral no presenta pendientes inferiores al 4.6%, que serían las que permitirían la acumulación estable de sedimentos (Hakanson, 1981), como ocurre en varias zonas del fondo (Catalan, 1987); de este modo, el litoral actúa principalmente como área de transporte y de tránsito, con estacionamiento temporal de bloques grandes, que añaden cierta textura a la costa. Además la sedimentación lacustre (pelágica) de materia orgánica de granulometría fina va a parar al fondo.

Lagos de origen glaciar del sur de Suecia

Para el fondo del lago Vänern (también es de origen glaciar y situado en un sustrato cristalino, pero en un llano) hallamos $D = 1.13$, i.e., asimismo inferior al valor del litoral ($D = 1.22$).

Si la irregularidad del fondo fuera función de la del litoral, se podría utilizar ésta para predecir qué lagos o cubetas necesitan mayor intensidad de muestreo con la ecosonda a la hora de realizar sus batimetrías.

Hakanson (1974; 1981) propuso un parámetro llamado R_f (en cuya definición intervienen diversas magnitudes del lago, incluida su profundidad media) para medir el grado de irregularidad del fondo, que aplicado a cuatro lagos extensos de origen glaciar del sur de Suecia dio los valores indicados en la tabla 72. Hemos añadido el valor de la D de cada litoral (obtenido por el método de Richardson-Mandelbrot), así como el del fondo, aunque sólo hemos podido medir éste en el lago Vänern, ya que no disponemos de las demás batimetrías.

Tabla 72. Valores de la dimensión fractal y del parámetro R_f (definido por Hakanson (1974)) en cuatro lagos del sur de Suecia.

	Roxen	Vättern	Hjälmaren	Vänern
R_f	6.9	7.1	12	16
D_f (fondo)	----	----	----	1.13
D (litoral)	1.08	1.09	1.12	1.22

Como se observa en la tabla 72, en este ejemplo R_f está correlacionado con la D del litoral.

Una limitación del índice R_f es que es función de la profundidad del lago; se trata de una varianza de las profundidades del lago, y no de una medida espectral de estas profundidades, como es D .

Método de Mandelbrot-Lovejoy, o de áreas y perímetros

El valor de D hallado para el Pirineo mediante la relación $P \sim A^{D/2}$ (tabla 73) es próximo (aunque algo superior) al promedio de los valores hallados para los litorales de sus lagos, medidos con el método de Richardson-Mandelbrot. Algo parecido ocurre con las regiones de Isla Riesco y Hardanger, mientras que el valor hallado para el Everest es superior al esperado.

Tabla 73. Valores de D en algunas regiones lacustres, obtenidos con el método de Mandelbrot-Lovejoy (se indica también el coeficiente de determinación de la recta de regresión, así como el número de lagos).

	D	r²	n
Pirineos	1.094	0.927	1033
Everest	1.14	0.98	100
Isla Riesco	1.15	0.99	472
Hardanger	1.27	0.98	124

Por lo que respecta a las cuencas del Pirineo (tabla 74), en la mayoría de ellas los valores de D no coinciden con el promedio de los valores hallados para los litorales de sus lagos, medidos con el método de Richardson-Mandelbrot. Por una parte, algunas cuencas de la tabla 74 deben su elevado valor de D a que presentan algún lago con una forma claramente diferente del resto, y con una costa más irregular; por ejemplo, el Estanés, en el Aragón, o el Bersau, en el Ossau. El reducido número de lagos en la mayoría de estos conjuntos (tanto en las cuencas pirenaicas, como en el mencionado Everest) podría favorecer el que algunos outliers basten para modificar el valor de la D .

Por otra parte, una dispersión de los puntos alrededor de la recta de regresión sugiere una deficiente estimación de la D , debido a que en una misma cuenca coexisten lagos con diferentes formas y grados de irregularidad litoral. Aunque no se puede fijar un valor del coeficiente de determinación r^2 por debajo del cual la dispersión resulte excesiva (entre otras razones porque depende del número de lagos utilizados en la gráfica), se puede seguir el criterio arbitrario de que los valores de r^2 superiores a 0.95 sugieren que un conjunto de lagos podría ser relativamente homogéneo en cuanto a su grado de irregularidad litoral. Así, por ejemplo, en un grupo de lagos de Ontario (Canadá), Zimmerman *et al.* (1983) hallan $r^2 = 0.83$ para la relación entre áreas y perímetros; este ajuste tan bajo se debe a que estos lagos de Ontario se distribuyen en dos sustratos geológicos muy diferentes: precámbrico al norte, que propicia costas articuladas, y materiales detríticos paleo y mesozoicos al sur, que favorecen las costas suaves.

En definitiva, los valores de r^2 son inferiores a 0.95 en el conjunto de lagos del Pirineo, así como en la mayoría de sus cuencas, como corresponde a unos objetos que no siguen un modelo fractal determinista, en cuanto que sus contornos no son réplicas a distintos tamaños de una misma forma. No obstante, los valores de r^2 son lo suficientemente elevados como para sugerir que la diversidad de formas y el rango de grados de irregularidad de los litorales de estos lagos son limitados.

Tabla 74. Valores de D en las cuencas del Pirineo, obtenidos con el método de Mandelbrot-Lovejoy (se indica también el coeficiente de determinación de la recta de regresión, así como el número de lagos). Se señalan con un asterisco los valores que coinciden aproximadamente con el promedio de los valores hallados para los litorales de sus lagos, medidos con el método de Richardson-Mandelbrot.

	D	r^2	n
Aragón	1.200	0.97	13
*Gállego	1.080	0.94	57
Ara-Cinca	1.120	0.94	36
Esera	1.160	0.92	60
Noguera Ribagorçana	1.136	0.95	29
*Noguera de Tor	1.048	0.90	36
Sant Nicolau	1.070	0.90	24
*Flamisell	1.064	0.96	34
Escrita (Ratera, Subenuix, Monestero, sin Peguera)	1.080	0.92	12
Peguera	1.160	0.96	15
*Noguera Pallaresa alta	1.060	0.92	24
*Noguera Pallaresa: Bonaigua	1.002	0.85	17
*Cardós-Unarre	1.078	0.95	49
Vallferrera	1.072	0.87	20
Valira	1.094	0.91	65
*Segre sur: Duran, Llosa, Arànsér, Bescaran	1.054	0.92	21
*Segre norte: Aravó (Querol), Angoustrina	1.076	0.93	24
Aspe-Ossau	1.152	0.89	35
*Gave de Pau	1.034	0.93	111
Gave de Pau oeste (Arrens, Estaing)	1.020	0.91	20
Gave de Pau centro (Marcadau, Lutour)	1.020	0.94	36
*Gave de Pau este (Gavarnie, Barèges)	1.060	0.93	52
Adour	1.136	0.97	16
Neste d' Aure oeste	1.140	0.96	36
Neste d' Aure este (Louron)	1.000	0.92	14
Garona francés (Pique)	1.080	0.93	19
*Garona aranés norte (Varradòs, Salient, Unhòla, Toran)	1.050	0.93	23
Garona aranés suroeste (Joèu, Nere)	1.054	0.91	8
Garona aranés sur (Bargadèra, Valarties, Aiguamòg, Ruda)	1.128	0.93	62
Salat	1.100	0.93	27
Ariège	1.126	0.92	122
*Ariège oeste (Vicdessos)	1.054	0.89	54
Ariège centro (Aston)	1.158	0.94	35
Ariège este (alto Ariège)	1.200	0.93	32
Aude	1.174	0.96	15
Tet	1.210	0.89	26

En resumen, este método sólo proporciona estimas fiables de D cuando existe una cierta uniformidad en el grado de irregularidad para el conjunto de lagos considerado: es deseable que todos los contornos tengan formas y valores de D similares. En cambio, aunque el área (A) y el perímetro (P) se midan a distintas escalas son válidos, pues la escala no afecta al método de estima de la D ; lo importante es que para un mismo lago su área y perímetro se midan a la misma escala (en particular el perímetro (Klinkenberg, 1994)), y con la misma precisión.

Finalmente, los valores de D hallados mediante el método de las áreas y perímetros proporcionan en general valores superiores a los hallados por el método de Richardson-Mandelbrot. Ello podría deberse, en parte, a que las áreas de los lagos no fueran exactamente euclídeas, sino fractales, lo cual afectaría al valor de la D , aumentándolo ligeramente. De hecho, la D hallada por este método se debe interpretar como una estima conjunta de la irregularidad de los perímetros y de las áreas a la vez, y se puede definir como $D_{AP} = 2 D_P / D_A$ (Cheng, 1995; 1997b), siendo D_{AP} la estima conjunta de las áreas y perímetros, D_A la estima de las áreas, y D_P la estima de los perímetros, todas ellas por el método del box-counting. Sólo en el caso de que las áreas fueran euclídeas ($D_A = 2$), el valor de D_{AP} reflejaría únicamente la irregularidad de los perímetros (en tal caso $D_{AP} = D_P$).

Relación entre la longitud del río más largo y el área de su cuenca

En general, cualquier línea (una línea de costa, un río, etc) depende de la escala del mapa. Así, por analogía con la relación de áreas y perímetros, se puede estudiar la relación entre la longitud del río más largo de una cuenca y el área de ésta; se dibuja la gráfica de dicha longitud frente al área de la cuenca (ambas en logaritmos), y se estudia el valor de la pendiente de la recta de regresión. Según Hack (1957) se da la siguiente relación:

$$\text{longitud río} = 1.4 (\text{área cuenca})^{0.6}$$

o bien

$$L = 1.4 A^{0.6}$$

de donde $D = 1.2$, independientemente de la geología y la estructura. Según Mandelbrot (1982), la relación empírica de Hack se debe a que la red de drenaje es fractal. Sin embargo, en cuencas grandes (con más de 10^4 km^2) el valor de D desciende hasta uno, con lo cual se pierde la autosimilitud en ríos con unos 100 km de longitud o más, y ello aparentemente debido a que las cuencas mayores tienen una forma alargada (Hack, 1957).

En el Pirineo, a escala 1:25000, encontramos para 17 torrentes de los circos de Peguera, Ratera, y de la cuenca del Sant Nicolau un valor del exponente igual a 0.52 ($L = 0.2 A^{0.52}$; $r^2 = 0.85$); por tanto, $D = 1.04$, valor ligeramente inferior a la media de D de los lagos de estos circos.

En un estudio morfométrico del río Segre, Palau (1987) halló para toda la cuenca $L = 0.2 A^{0.52}$ ($D = 1.04$), i.e., un exponente igual al hallado aquí, aunque este autor utilizó la escala 1:200000 para realizar sus medidas. Por lo tanto, la constancia de dicho exponente en todo el rango de escalas de la cuenca del Segre sugiere que su red de drenaje es fractal, aunque su grado de irregularidad es muy bajo.

Por otra parte, estudiamos la cuenca del lago Monestero (Escrita, N. Pallaresa). La suma total de longitudes de cauces es de 12.5 km, sin incluir los torrentes temporales; la densidad de drenaje es de 3.086 km^{-1} , valor bajo (a pesar de tratarse de la cabecera de la cuenca), como corresponde a una cuenca granitoide de circo, escasamente desarrollada. En realidad este valor es probablemente superior al real, pues en la cartografía se tiende a aumentar la densidad de drenaje en las cuencas pequeñas (de menos de 7 km^2), y sobre todo si son granitoides, como es el caso (Gregory *et al.*, 1973). En este circo, así como en el resto de circos pirenaicos, los torrentes que entran en los lagos sólo son de orden uno -o más raramente de orden dos- porque la red hidrogáfica está muy poco desarrollada.

La longitud total o acumulada de todos los ríos de una cuenca es proporcional al área de la cuenca (Mandelbrot, 1982; Feder, 1988). Estimamos por box-counting la D de la red de drenaje del Monestero, hallando 1.02, que es similar al valor de D estimado para la longitud de los cauces de dicha cuenca, así como al valor de D del litoral de su único lago, el Monestero (1.03, con Richardson-Mandelbrot).

Relación de Korcak, o de frecuencias de áreas

Como vimos al principio de este capítulo, la estima de la D mediante el método de Korcak se realiza mediante la siguiente relación:

$$Nr (A > a) = F \cdot a^{-B}$$

siendo $D = 2 \cdot B$

Su aplicación a los lagos del Pirineo queda reflejada en la figura 24 y en la tabla 75.

Tabla 75. Pendiente de regresión, dimensión fractal correspondiente, y coeficiente de determinación de la recta ajustada a la gráfica de Korcak de las áreas de los lagos del Pirineo (calculadas en base a toda la gráfica, y en base a sólo el tramo lineal).

(ha)	m (= -B)	D	r ²	intervalo de áreas
todo el Pirineo	-0.920	1.84	0.94	0.5-84
	-1.328	2.66	0.997	4.4-37
vertiente norte	-0.920	1.84	0.94	0.5-51
	-0.780	1.56	0.99	1.4-5.5
vertiente sur	-0.917	1.83	0.953	0.5-84
	-0.944	1.89	0.993	1.7-11
Andorra	-0.637	1.27	0.883	0.02-13
	-1.060	2.12	0.991	0.4-2

Para cada zona la primera línea se refiere a toda la gráfica, y la segunda sólo al tramo lineal, tal y como se indica en los respectivos intervalos de áreas (en hectáreas).

Figura 24. Gráficas de frecuencias acumuladas de áreas de todos los lagos del Pirineo, de la vertiente norte, de la vertiente sur, y de Andorra, respectivamente (ejes en escala logarítmica decimal).

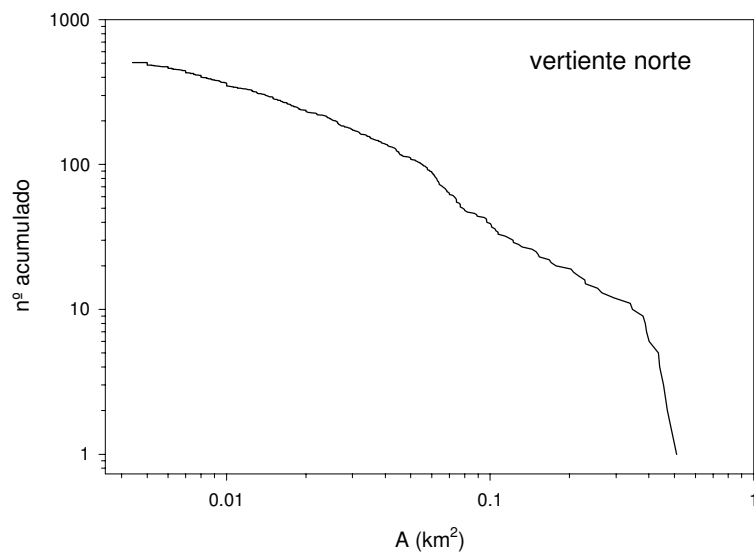
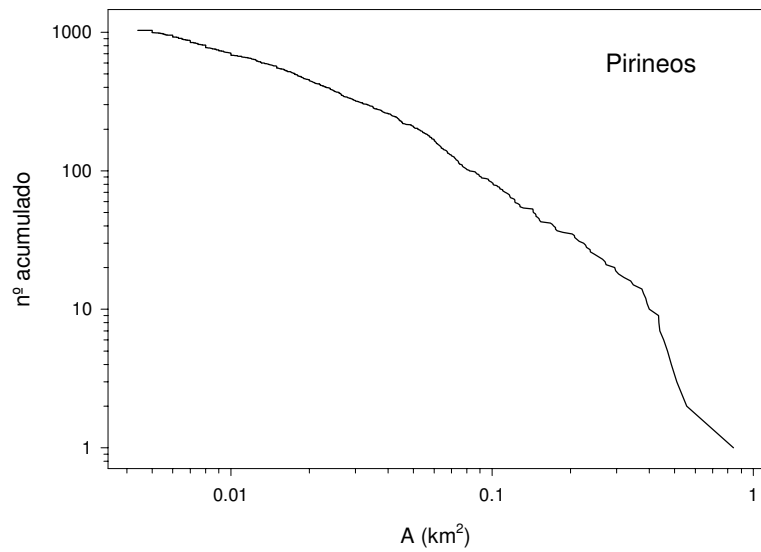
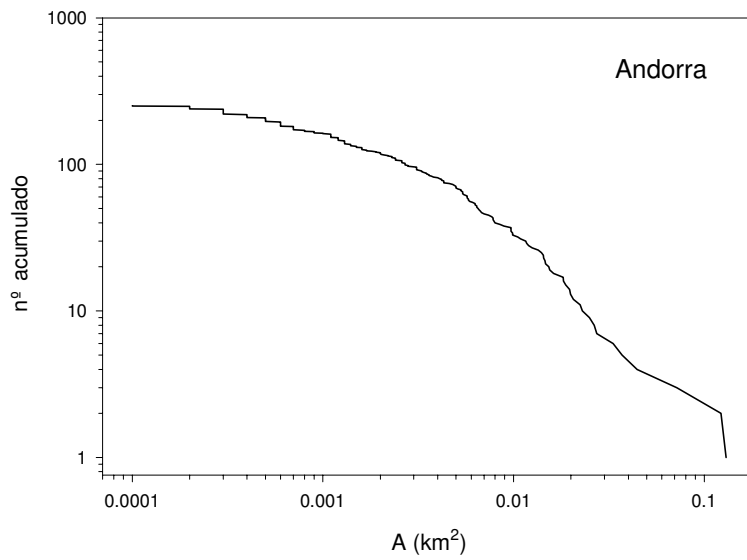
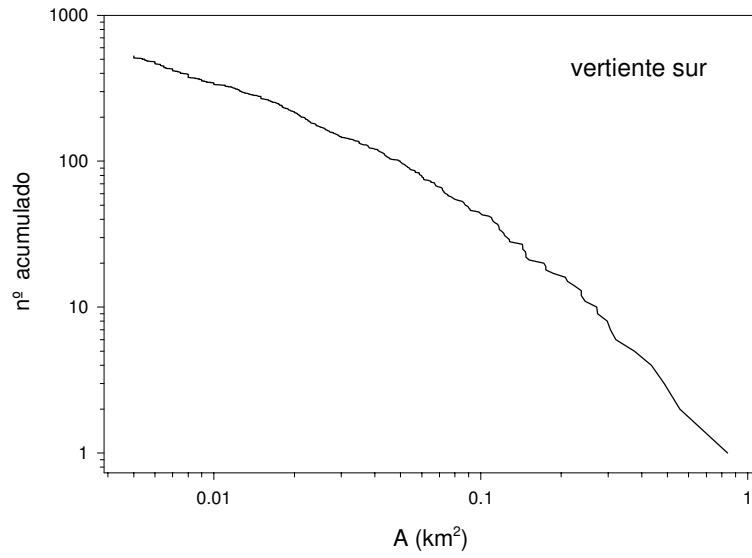


Figura 24. (Continuación)



Se han realizado dos estimas de la D: una a partir de la pendiente de regresión de toda la gráfica de frecuencias acumuladas, y otra a partir de la pendiente de sólo el tramo lineal de dicha gráfica. El valor de D para el conjunto del Pirineo (1.84, en base a toda la gráfica, desde 0.5 a 84 ha; tabla 75, y figura 24) es claramente superior a la media de los hallados por el método de Richardson-Mandelbrot para los litorales de sus lagos (1.06), así como al valor hallado en el apartado anterior mediante el método de las áreas y perímetros (1.019). Por otra parte, la linearidad del tramo medio de la gráfica para todo el Pirineo indica que en el rango de áreas entre 4.4 y 37 ha la distribución de áreas de los lagos es estadísticamente autosimilar; sin embargo, la D presenta un valor superior a dos (2.66), de modo que no se puede interpretar como una dimensión fractal. El resto de valores de D en la tabla 75 resultan muy elevados para estos objetos, y son difícilmente interpretables como una dimensión fractal; se podrían atribuir a que la distribución de frecuencias de áreas no tiene porqué ajustarse al modelo fractal autosimilar, es decir, con una gráfica lineal, y un valor de la pendiente de regresión comprendido entre uno y dos.

Por una parte, en el extremo derecho de la gráfica de regresión se produce un aumento de la pendiente, debido a un déficit relativo de lagos grandes (con más de 37 hectáreas de superficie), probablemente a consecuencia de los límites físicos del espacio en el que se formaron (en el Pirineo dichos límites vienen impuestos, en particular, por el tamaño máximo de los circos), así como de su carácter aislado (al ser lagos confinados a circos y valles, no se da la posibilidad de que se unan varios lagos vecinos para formar uno más extenso, como podría ocurrir en un llano); la sobreexcavación de los circos por lenguas glaciares constituye un proceso geomorfológico que operaría en un rango de escalas característico, el cual se reduce aún más en el caso de las cubetas de sobreexcavación de circo, por estar estas restringidas al circo mismo.

Por otra parte, se da un déficit relativo de lagos en las clases de tamaños más pequeños en relación a las clases de tamaños medios (que componen el tramo lineal de la gráfica). Este déficit es esencialmente real, y en escasa medida artificial. El componente artificial resultaría de la no representación en la cartografía a escala 1:25000 de algunas balsas temporales, de pequeñas superficies de agua que estaban cubiertas de nieve (o de vegetación, en el caso de balsas en colmatación) en el momento de realizarse la fotografía, y de otras que no se han detectado por motivos diversos. Además, en algunos mapas no se representan superficies de agua que aparecen en la ortofotografía aérea (a escalas 1:25000, y 1:5000), pero que por su reducido tamaño sus autores no han considerado de interés; en este sentido, hemos observado en la cartografía a escala 1:25000 del Instituto Geográfico Español la omisión de algunas superficies de agua con 0.05-0.5 ha de extensión, que aparecen en las fotos aéreas, así como la cartografía francesa a la misma escala (la cual incluye puntos de agua de hasta 0.01 ha, es decir, al límite de la resolución de las ortofotos aéreas). Sin embargo, estas omisiones no afectan al rango de tamaños considerados en la presente memoria, pues la práctica totalidad de lagos con más de 0.5 ha aparecen representados en los mencionados mapas. Así, la pendiente para el extremo izquierdo (lineal entre 0.5 y 1.4 ha) de la vertiente norte (-0.49 ; $r^2 = 0.99$) -basada en la mencionada cartografía francesa- es inferior a la pendiente de la vertiente sur (-0.59 ; $r = 0.99$; lineal entre 0.5 y 1.8 ha); por lo tanto, la disminución de la pendiente en el tramo de frecuencias de los lagos más pequeños no parece ser debida a la omisión artificial de lagos con áreas superiores a 0.5 ha, sino a causas naturales. De hecho, este déficit de lagos pequeños se acentúa más allá del límite inferior del rango considerado para el Pirineo (0.5 ha); en este sentido, la medición de las áreas de la totalidad de los lagos de

Andorra que aparecen en la cartografía a escala 1:10000 muestra que la disminución de la pendiente de regresión se prolonga por debajo de las 0.5 ha, hasta el límite observado en este caso, que es de 0.02 ha (figura 24).

El componente real del déficit relativo de lagos pequeños se puede atribuir a que una parte de los lagos más pequeños no se originó porque no se dieron las condiciones favorables para ello (con lo cual aceptaríamos implícitamente que en su origen las áreas de los lagos no siguieron la mencionada distribución de frecuencias lineal), y a que el resto de lagos más pequeños han sido colmatados ya; se hace difícil avanzar unas cifras para cada una de estas fuentes de variación. Creemos que la mayoría de lagos de tamaño grande y medio situados en los circos del Pirineo no han visto significativamente reducidas sus superficies (véase el capítulo tercero sobre la evolución de los lagos); en cambio, numerosos lagos pequeños (algunos de circo, pero sobre todo cubetas altas de fondos de valle) han desaparecido tras ser colmatados por sedimentos; ello explicaría en parte la inflexión del tramo izquierdo de la gráfica de frecuencias de áreas. Otro tanto puede decirse sobre la inflexión del tramo derecho de la gráfica: los mayores lagos del Pirineo eran cubetas bajas de fondo de valle y se han colmatado ya; con ellas desaparecieron los lagos de mayor tamaño (puesto que los lagos de circo, así como las cubetas altas de fondo de valle, son de menores dimensiones). Este efecto es importante sobre la gráfica de frecuencias de áreas: la disminución de la pendiente de la recta de regresión debida al déficit de lagos pequeños queda ampliamente compensada por el aumento de la pendiente motivado por la mencionada escasez de lagos grandes; ello se traduce en un valor elevado de D.

En definitiva, la gráfica de distribución de frecuencias de áreas de los lagos del Pirineo presenta un tramo lineal para los tamaños medios, enmarcado por dos colas no lineales. La menor pendiente del tramo izquierdo la hemos atribuido en parte a la colmatación temprana de una parte de los lagos más pequeños, y en escasa medida a la no representación de algunos de ellos en la cartografía. Si aceptáramos además que gran parte de ellos pudo no llegar a originarse nunca, estaríamos asumiendo que los factores que determinan las cubetas de sobreexcavación actúan de diferente forma para los lagos más pequeños (y en general para las diferentes clases de tamaño), es decir, que desde su origen los tamaños de los lagos no siguieron la mencionada distribución lineal de tamaños, porque no los originó un proceso fractal; en efecto, la gráfica de frecuencias de áreas es lineal en un rango demasiado pequeño de tamaños (prácticamente un orden de magnitud) como para concluir que es fractal autosimilar; más bien creemos que indica un posible carácter multifractal: en efecto, un modelo multifractal puede dar cuenta a la vez de las distribuciones lognormal, y exponencial o de Pareto, la primera correspondiente a las colas de la gráfica de Korcak, y la segunda al tramo medio lineal (Cheng, 1997a).

Tabla 76. Dimensión fractal estimada a partir de la pendiente de la recta de regresión ajustada al tramo lineal (indicado en el rango de áreas) de la gráfica de Korcak de áreas de los lagos de cada región lacustre (se indica también el coeficiente de determinación).

	D	R ²	A (ha)
Isla Riesco (Chile)	2	0.977	6.4-180
Everest (Nepal)	2	0.974	0.2-55.6
Hardanger (Noruega)	1.448	0.993	0.5-242
Japón	1.194	0.992	113-5900

En las regiones de referencia también hemos hallado mediante el método de Korcak valores de la dimensión fractal no aceptables por su elevada magnitud, salvo en el caso de Hardanger y de Japón (tabla 76), los cuales presentan además una distribución de frecuencias de áreas lineal en un amplio rango de más de 2.5 órdenes de magnitud.

El valor excesivo de la pendiente de regresión en las regiones de Isla Riesco y del Everest se debería a que están dominadas por lagos pequeños; el Everest, por ejemplo, presenta numerosas pequeñas superficies de agua de carácter temporal, formadas en el hielo de los glaciares, o bien sobre morrenas, y que se hallan en constante evolución.

Tabla 77. Valores de D estimados a partir de la pendiente de la recta regresión de la gráfica de frecuencias de áreas, para diferentes regiones lacustres del mundo (a partir de los datos de Meybeck (1995a)).

Región	D
Canadá	1.29
ELA (Canadá)	1.58
Alaska	2
Escandinavia	1.76
Suecia	1.8
Finlandia	1.64
Gran Bretaña	1.68
Francia	1.34
Europa del sur	1.13
Antigua URSS	2
Mongolia	1.17
China	1.46
Asia central	1.28
Tíbet	1.14
India	1.06
Japón	0.98
Indonesia	1.54
Argentina	1.52
Amazonas	2.6
“Paroo” (Australia)	2

Por otra parte, para estimar los valores de la pendiente de la recta de regresión de la gráfica de frecuencias de áreas en otras regiones lacustres, en base a los datos de Meybeck (1995a; véase la tabla 77), hemos aplicado el método de frecuencias de clases de áreas utilizado por Kent *et al.* (1982). En efecto, las gráficas de frecuencias acumuladas requieren conocer el área de cada uno de los lagos en una región dada. A menudo, sin embargo, sólo se dispone de datos sobre el número de lagos en unas clases de tamaño determinadas (en general, el número de lagos con áreas entre 0.1 y 1 km², entre 1 y 10 km², entre 10 y 100 km², etc). Como los datos de Meybeck sólo indican el

número de lagos de una región comprendido en cada clase de tamaño, y no el área de cada lago en dicha región, no se puede aplicar la gráfica de frecuencias acumuladas, sino que se ha de utilizar la distribución de áreas agrupadas en clases de tamaño (e.g., con un incremento de un orden de magnitud -en escala logarítmica decimal- en el tamaño de las áreas entre una clase y la siguiente). Ello permite interpretar la pendiente de la gráfica como una dimensión fractal, pues una distribución de frecuencias acumuladas se puede relacionar matemáticamente con una distribución de frecuencias en clases de tamaño (véase, por ejemplo, Phillips *et al.* (1992)): en teoría la estima de la pendiente de regresión es independiente de que se utilice la gráfica de frecuencias acumuladas o la de frecuencias no acumuladas (i.e., agrupadas en clases; véase, por ejemplo, Turcotte (1992)).

Diversos autores (Kent *et al.*, 1982; Wetzel, 1990; Meybeck, 1995a) han observado que, en la práctica, la distribución de frecuencias de las clases de tamaños de áreas lacustres se ajusta aproximadamente a una recta de regresión cuya pendiente suele tomar valores comprendidos entre -0.5 y -1 (en consecuencia, D se halla entre 1 y 2); para distintas regiones del mundo (véase la tabla 77) hallan como valor más común de la pendiente $m \approx -1$; a veces hallan $-1 < m < 0$, y lo interpretan como una escasez relativa de lagos pequeños, producida por la aridez del clima (sur de Europa, China, Japón, India).

En definitiva, las gráficas de frecuencias de áreas, a diferencia de los métodos anteriormente considerados (Richardson-Mandelbrot, box-counting, Mandelbrot-Lovejoy), no suelen resultar adecuadas para estimar la D de un conjunto de lagos. Sin embargo, pueden proporcionar información útil sobre determinadas clases de tamaño; también pueden ser útiles para hacer una estima empírica (por extrapolación) del número de lagos de tamaños más pequeños que pueden faltar en un mapa, como veremos a continuación; finalmente, pueden indicar un posible carácter multifractal de todo el conjunto.

Censo de los lagos del Pirineo

Jeanbernat (1874) contó para el conjunto de los Pirineos un total de 569 lagos.

El abad L. Gaurier (1926) contó 520 lagos, aunque le constaba que había más.

Nussbaum (1934) contó 1070 lagos.

Según Bourneton (1989) hay 1500 lagos con más de 50 m de diámetro (correspondiente a una superficie de 0.25 ha, aproximadamente).

En la presente memoria hemos contabilizado, a partir del recuento de lagos identificados en la cartografía y fotografía aéreas existentes, 1035 lagos en todo el Pirineo con un área superior o igual a 0.5 hectáreas.

Por otra parte, aunque consideramos que el umbral de 0.5 hectáreas es suficiente para elaborar un censo de lagos (véase en el capítulo primero la “Definición de los objetos de estudio”, página 7), podemos intentar estimar de forma empírica el número de superficies de agua con áreas inferiores a 0.5 ha. En una primera aproximación en base a la distribución de frecuencias acumuladas de tamaños de lagos

observados con 0.5 ha o más (i.e., toda la gráfica del Pirineo, con el método de Korcak) obtenemos la siguiente ecuación de regresión lineal:

$$\log N_r (A > a) = -0.92 \log a + 1.017 \quad (r^2 = 0.94), \quad (1)$$

la cual permite estimar el número de superficies de agua no estudiadas en el presente trabajo con un área superior o igual a 0.05 ha ($a = 0.0005 \text{ km}^2$): dicho número es de 11323 lagos. Sin embargo, esta primera estima no es fiable, porque el ajuste de la recta de regresión a la gráfica de frecuencias no es muy elevado ($r^2 = 0.94$), debido al carácter no lineal de ésta. Por ello, hemos optado por realizar otra estima, esta vez en base a una recta de regresión ajustada sólo al extremo lineal izquierdo de la gráfica del Pirineo, que es el correspondiente a los lagos más pequeños (entre 0.5 y 2 ha); la ecuación de regresión lineal es

$$\log N_r (A > a) = -0.57 \log a + 1.7 \quad (r^2 = 0.99; \text{S.E.} = 0.0016), \quad (2)$$

la cual permite situar el número de lagos con un área entre 0.05 y 2 ha en 3816 ± 46 , a los que hay que sumar los 456 lagos observados con áreas entre 2 y 84 ha, con lo que el total de lagos con un área superior a 0.05 ha es de 4272 ± 46 (313% más que el número de lagos con más de 0.5 ha). Esta última estima resulta más verosímil, como se puede apreciar al compararla en términos relativos, por ejemplo, con el recuento realizado para Andorra: en este país hemos contado 69 lagos con un área superior o igual a 0.5 ha, mientras que con un área superior o igual a 0.05 ha contamos 208, es decir, 139 más (201% más que el número de lagos con más de 0.5 ha). Así y todo, la estima de 4272 lagos para todo el Pirineo podría ser por exceso, como sugiere la gráfica de frecuencias de áreas para Andorra (figura 24); en efecto, el tramo izquierdo de ésta no es realmente lineal, sino que presenta una ligera curvatura convexa, es decir, que el número de lagos pequeños se hace, de forma gradual, proporcionalmente menor. Para $a = 0.25$ hectáreas la estima con la relación (2) es de $1525 + 456 = 1981$ lagos, es decir, superior al número de 1500 lagos observado por Bourneton (1989).

Independientemente, hemos realizado la estima del número de superficies de agua con un área entre 0.05 y 0.5 ha en base a la distribución de frecuencias en clases de tamaños de lagos observados con 0.5 ha o más. Este método de extrapolación es el utilizado por Wetzel (1990), y Meybeck (1995a) para estimar el número de lagos más pequeños en censos incompletos de distintas regiones del mundo. Si se utiliza un incremento de un orden de magnitud entre clases de tamaño, el rango de áreas de los lagos observados del Pirineo (con 0.5 hectáreas o más) sólo permite generar dos clases de tamaño, como se puede apreciar en la tabla 78. La ecuación de regresión lineal ajustada a estas dos clases es la siguiente:

$$\log n^\circ \text{ de lagos} = -0.6 \log A + 3 \quad (r^2 = 1; \text{S.E.} = 0; n = 2) \quad (3)$$

Esta relación permite estimar el número de lagos en cada clase de tamaño, y en particular el número de lagos en la clase de 0.05 a 0.5 ha, no observada (tabla 78). Según esta estima, el número de lagos con áreas comprendidas entre 0.05 y 0.5 hectáreas sería de 3019, que añadido a los 1031 que hemos contabilizado con áreas entre 0.5 y 50 ha, da un total de lagos en el Pirineo de 4050, cifra próxima a la hallada mediante la ecuación (2) de la gráfica de frecuencias acumuladas.

Tabla 78. Valores estimados mediante la ecuación de regresión (3) del número de lagos del Pirineo en cada una de las clases de tamaño.

A (ha)	log A	nº lagos observado	nº lagos estimado
[0.05;0.5[[-1.3;-0.3[----	3019
[0.5; 5[[-0.3; 0.7[825	759
[5; 50[[0.7; 1.7[206	166

En resumen, las estimas que hemos presentado muestran unos valores del número de lagos superiores a los observados por otros autores (e.g., por Bourneton (1989)). Por lo demás, no tiene mucho sentido realizar estimas por debajo de unas 0.05 hectáreas, ya que el margen de indeterminación aumenta por las razones discutidas en el apartado anterior; en particular, las gráficas de frecuencias acumuladas de áreas presentan una indeterminación para $A = 0$ (al aproximarse A a cero, el número de superficies de agua tiende a ser infinito (Mandelbrot, 1982)).

Número de lagos original

Si aceptamos la hipótesis mencionada en el apartado sobre la ‘Relación de Korcak’, según la cual la distribución de áreas de lagos en el Pirineo fue originariamente lineal, y utilizamos la pendiente del tramo lineal de ésta para estimar el número de lagos original en el Pirineo, la ecuación de regresión es

$$\log N_r (A > a) = -1.328 \log a + 0.583 \quad (r^2 = 0.997; \text{S.E.} = 0.0043).$$

Para el rango de áreas entre 0.05 y 84 ha dicha estima sería de 92633 lagos (± 3038). Esta cifra tan elevada supondría que ha desaparecido un número enorme de lagos desde la retirada de los glaciares, hasta reducirse a la cifra actual, que hemos estimado en 4272 lagos para dicho rango de tamaños. Para explicar una desaparición de tal envergadura habría que asumir la existencia en el pasado de toda una constelación de lagos (similar por ejemplo a las actualmente existentes en los escudos cristalinos de Finlandia o Canadá), en la que buena parte de ellos tal vez fueran pequeñas superficies de agua formadas en morrenas, o en el hielo, en una efímera etapa glaciolacustre, la cual no llegó a la fase lacustre. En todo caso, ello tampoco daría cuenta de tal número de lagos: así, por ejemplo, en toda Finlandia el número de lagos con áreas con más de 0.05 ha es de 187863. Y sobre todo, tales constelaciones lacustres no se corresponden en absoluto con lo observado en los circos del Pirineo, en los que la retirada actual de los últimos glaciares está exhumando un número ínfimo de cubetas glaciolacustres (al igual que en otras zonas montañosas, como por ejemplo, en la región del Everest, ni aún incluyendo los pequeños lagos sobre morrenas y sobre el hielo de los glaciares). En consecuencia, concluimos que en su origen la distribución de áreas de lagos en el Pirineo o bien no fue lineal, o si lo fue, entonces debió tener una pendiente de regresión inferior a la actual (por ejemplo, el tramo lineal quizás se hallaba entonces desplazado hacia áreas inferiores a las actuales). No podemos valorar esta última hipótesis, porque es difícilmente verificable; por otra parte, no es la más parsimoniosa, pues requiere la adopción de una hipótesis añadida para dar cuenta de dicha disminución de pendiente.

Al rechazar la hipótesis de linealidad estamos descartando que las distribuciones de áreas de los lagos pirenaicos presenten un carácter de fractal autosimilar, y por ende, que el número de lagos aumente indefinidamente al disminuir su área, como predice la ley de Korcak (Mandelbrot, 1982). En cambio, como anunciamos en el apartado anterior, no descartamos un posible carácter multifractal, en el que el número de lagos aumente al disminuir sus áreas, pero no de forma exponencial e indefinida, sino más bien de forma aproximadamente logarítmica y asintótica.

Espectros de Fourier

Se aplica al lago Tòrt de Rius (cuyo contorno se ha tomado de la ortofoto a escala 1:5000) la relación mencionada al inicio de este capítulo entre la densidad espectral y la frecuencia de los armónicos ω :

$$F(\omega) \sim \omega^{-\alpha}$$

$$\text{y } D = (5-\alpha) / 2 \quad \text{donde } 1 < \alpha \leq 3 \quad (2 > D \geq 1)$$

Con los primeros 80 armónicos se reconstruye bien el contorno de este lago, salvo la textura; como para este tipo de análisis se debe eliminar la textura (Mandelbrot, 1984), nos hemos limitado a los mencionados 80 primeros armónicos. La recta de regresión presenta una pendiente $\alpha = -2.733$ (con $r^2 = 0.94$), de donde $D = 1.133$, valor próximo al hallado por el método de Richardson-Mandelbrot para el litoral de este lago ($D = 1.107$). Por lo tanto, en este ejemplo el valor obtenido para D sí se puede interpretar como una dimensión fractal.

DISCUSION GENERAL

Precisión de las medidas de D

El hecho de que los lagos de los Pirineos tengan valores de D entre 1.03 y 1.16 deja un margen estrecho para realizar comparaciones entre ellos (para los lagos de otras regiones del mundo medidos en la presente memoria el límite superior del rango es igual a 1.3). Algo parecido ocurre, por ejemplo, con los perímetros de las cuencas de drenaje en llanos sedimentarios de Estados Unidos: los valores hallados para D entre 1.06 y 1.09 (Breyer *et al.*, 1992) indican la uniformidad en el grado de irregularidad de dichos perímetros. Al inicio del apartado de ‘Resultados’ (tablas 63 y 65) vimos que el error cometido por el programa IMAT en la medida de la D, sumado al error generado en el dibujo y escaneado de los contornos, da un error total inferior al 5%. Aunque este margen de error es aceptable, no permite realizar de forma fiable comparaciones entre lagos con valores de D muy próximos. Teniendo en cuenta que no podemos actuar sobre el error cometido por IMAT, y que hemos reducido todo lo posible el error generado en el dibujo y escaneado de los contornos, conviene disminuir en la medida de lo posible el error estándar de las regresiones en las gráficas de Richardson-Mandelbrot para reducir los posibles solapamientos entre valores próximos de D; esto es lo que hicimos al recortar el extremo derecho de la gráfica de Richardson-Mandelbrot, como explicamos al inicio de este capítulo, lo cual nos ha permitido, como vimos (véase el inicio del apartado de ‘Resultados’), obtener valores del error estándar inferiores a 0.01 en casi todos los lagos y costas medidos.

Citamos a continuación algunos valores hallados por otros autores en sus respectivas rectas de regresión.

Feder (1988), por ejemplo, encuentra un error estándar de 0.01 para su medida de la costa de Noruega con el método de ‘box -counting’, valor que este autor considera muy preciso.

Lovejoy (1982) obtiene un error estándar de 0.05 con el método de las áreas y perímetros aplicado a imágenes de nubes por satélite y radar.

Aviles *et al.* (1987) miden con el método de Richardson-Mandelbrot objetos fractales con D conocida y hallan diferencias pequeñas entre la D teórica y la D experimental (tabla 79), similares a nuestras estimas (tabla 63).

Grassberger *et al.* (1983) hallan con el método de box-counting valores del error estándar de 0.01 y 0.02 para varios fractales deterministas.

Tabla 79. Valores de D –teórica, y estimada (con el método de Richardson-Mandelbrot)- en dos objetos fractales (Aviles *et al.*, 1987)

	D teórica	D experimental	diferencia(%)
Curva triádica de V. Koch	1.262	1.248	1.74
Curva de V. Koch	1.113	1.095	1.53

Por otra parte, en física se recomienda un mínimo de tres órdenes de magnitud del tamaño de paso ϵ en la gráfica de Richardson-Mandelbrot para que la estima de la D sea fiable, aunque tal criterio no se ha verificado hasta la fecha en los estudios del relieve (Feder, 1988). En los Pirineos los lagos a escala 1:25000 aparecen pequeños (tienen aproximadamente 1 cm de diámetro, de promedio), y sólo los mayores permiten superar a penas un orden de magnitud de ϵ , mientras que el resto no suelen llegar a un orden de magnitud; los más pequeños (con áreas inferiores a unas 4 ha) cubren sólo medio orden, con lo cual la estima de D no resulta aceptable. Teniendo en cuenta que el algoritmo utilizado ya parte del mínimo valor de ϵ posible (1 píxel), no es posible aumentar el rango de valores de ϵ más que recurriendo a un mapa o foto a una escala mayor. Así, por ejemplo, a escala 1:5000 lagos grandes como Certascans, o Tòrt de Rius, llegan a los dos órdenes de magnitud. En cambio, en algunos grandes lagos de otras regiones (e.g., Vuohijärvi (Finlandia), Cree, South Indian, Muskoka (Canadá)), así como en las costas marítimas hemos podido llegar hasta los tres órdenes de magnitud (cumpliendo así la recomendación de Feder), a pesar de haber utilizado escalas muy inferiores.

Valores de D en los litorales lacustres

Además de proporcionar información sobre el carácter fractal de un objeto, la D permite discriminar objetos con un grado de rugosidad indistinguible a simple vista, como es el caso de muchos lagos, cuyo grado de irregularidad litoral varía poco, a juzgar por el reducido rango de valores que toma la D . Por otra parte, la D no es exactamente una medida de rugosidad (la cual se puede medir simplemente con la varianza), sino que mide la distribución de escala de ésta (Evans *et al.*, 1995b). En efecto, la irregularidad global de un objeto se puede medir simplemente por medio de la varianza total de sus coordenadas en un sistema de referencia apropiado (ejes cartesianos, en el caso de una serie temporal; coordenadas polares referidas a un centroide, en el caso de un contorno cerrado; etc); sin embargo, este parámetro no nos informa sobre cómo se distribuye la irregularidad en las diferentes escalas. Por contra, una de las características más interesantes de la D es que se puede interpretar como un parámetro de carácter espectral, que indica en qué escalas un objeto presenta mayor o menor rugosidad, o incluso si ésta es igual en todas las escalas (autosimilar).

La D en segmentos de costa

En un mismo lago el valor de D puede diferir algo de un tramo de costa a otro. Esto es muy claro en el caso de los lagos situados entre el escudo y el drift canadienses: la costa este (sobre litologías cristalinas ígneas y metamórficas) suele ser muy irregular, mientras que la costa oeste (sobre materiales detríticos) es totalmente regular. En el presente estudio hemos considerado como unidad de estudio en general contornos completos, pero también algunos tramos de costa (e.g., costa NE del lago Ontario (tabla 68), costa N-NE de menorca (tabla 69)), que presentan una relativa homogeneidad en sus respectivos grados de irregularidad.

En los Pirineos existen ejemplos de este tipo de costa mixta, en que se alternan tramos regulares con otros relativamente irregulares, aunque no serían debidos en general a contrastes litológicos, sino a factores estructurales: e.g., Mar de Valarties, Gelat de Gèmena, Tort de Cabdella, Cap de Port de Peguera, etc. Por ejemplo, el Mar de Valarties presenta una costa noroeste regular, situada al pie de un tramo casi vertical de la pared del circo, mientras que la costa sureste es algo sinuosa ($D = 1.1$), y con salientes rocosos que se distinguen bien de los entrantes.

En cualquier región en general, un tramo de costa situado al pie de una pared escarpada suele ser regular (e incluso más o menos rectilíneo), y son los tramos de costa en zonas con pendiente media o baja los que pueden presentar irregularidad. Así, los lagos de cráter, y los de origen tectónico tienen normalmente su costa regular (o bien, sólo un lado rectilíneo, en el caso de una cubeta de graben), debido a la gran pendiente de la pared del volcán o del escarpe de falla. En general, un levantamiento (e.g., un escarpe de falla) tiende a dar una costa más o menos rectilínea y regular, mientras que la erosión tiende a hacer dicha costa de graben irregular o sinuosa (Lifton *et al.*, 1992).

Efecto de la D en las medidas del perímetro

Al medir una costa no euclídea se tiende a subestimar su perímetro. Los factores relacionados con esta subestimación son la D (cuanto mayor es el valor de D, mayor tiende a ser el error en el perímetro, en valor absoluto), y la escala (a menor escala, mayor error). Además, para una escala dada, el error relativo cometido será proporcionalmente mayor en una costa autosimilar, que en una costa que no lo sea, como vimos en el ejemplo del Tòrt de Rius (figura 21).

Todo ello tiene implicaciones en la limnología del lago. Hemos visto que las diferencias entre el valor real del perímetro de la costa y el valor estimado pueden superar el 10%, e incluso el 25%, con lo cual también serán inferiores las estimas derivadas de ésta: extensión del litoral ocupada por macrófitos, bentos, etc, así como sus correspondientes biomásas; extensión de litoral que interactúa con la cuenca (entradas de sedimentos, de nutrientes, contaminantes, etc).

Una consecuencia del carácter no euclídeo de las costas lacustres estudiadas, es que el índice de desarrollo de costa DI puede dar valores erróneos. En efecto, al comparar dos lagos con forma "idéntica", pero de distinto tamaño, el perímetro del lago mayor incluirá los efectos de más escalas de irregularidad que el pequeño, con lo cual su DI será mayor y se concluirá erróneamente que es más alargado (o desviado de la circularidad), y por tanto con distinta forma (Breyer *et al.*, 1992).

Este error aparecerá en general en cualquier índice de forma que haga intervenir el perímetro, a menos que se introduzca un exponente en el perímetro que pueda tomar valores fraccionarios ($P^{1/D}$), con lo cual en el caso del índice de desarrollo de costa, éste pasaría a ser (Mandelbrot, 1982)

$$DI = P^{1/D} / 2\sqrt{\pi A}$$

Efecto del tamaño del lago en el valor de D

Para figuras regulares (euclídeas) $D \sim 1$, y por lo tanto, por definición D no varía con el área.

En los litorales de los lagos del Pirineo no hemos observado relación alguna entre la D y el tamaño del lago. En general, D sería una buena variable de forma, puesto que en la mayoría de situaciones no depende del tamaño, a diferencia de lo que ocurre con el índice de desarrollo DI (Kent *et al.*, 1982).

En cambio, en costas mucho más extensas que las de los lagos pirenaicos sí podría darse una relación entre D y el tamaño. Zimmerman *et al.* (1983) estudiaron las posibles relaciones entre variables físicoquímicas y morfométricas en lagos de Ontario; en la representación de los dos primeros ejes de un análisis de componentes principales los lagos de contorno más irregular se asocian con valores altos de las variables de tamaño (área y volumen): los lagos grandes presentan mayor irregularidad, tanto en sus litorales como en sus fondos (\bar{Z}/Z disminuye al aumentar el área), lo cual lo explican como una tendencia de los lagos grandes a estar compuestos por varias cubetas, y a englobar un terreno más heterogéneo en relieve y litología (puesto que al aumentar el área aumenta la probabilidad de incluir diferentes terrenos geológicos); hay que señalar que estos lagos son un caso especial, tanto por su gran tamaño, como por estar a menudo situados entre dos sustratos geológicos tan distintos como son el escudo y el drift canadienses.

En los casos en que D es independiente del área, se mantiene la ley geométrica según la cual un lago de menor tamaño tiene mayor relación perímetro/área que uno mayor. Ello propicia que potencialmente reciba relativamente más aportes de sedimento y nutrientes de la cuenca de drenaje, con lo cual la colmatación del lago tendería a ser un proceso de feedback positivo, puesto que cuanto más se reduce el área del lago más aumenta la relación perímetro/área y por tanto las entradas al lago. Además ayudaría a explicar porqué la productividad de un lago depende de la profundidad media ($1/\bar{Z}$): en un lago pequeño es mayor la relación perímetro/volumen así como la relación superficie/volumen, de modo que son mayores las entradas a través del litoral y el reciclado desde el fondo. Sin embargo, D es sólo una medida de los efectos potenciales de los procesos litorales: el aporte alóctono de nutrientes no depende principalmente de la longitud de costa sino del área de la cuenca, su grado de forestación, el suelo, la pendiente, etc.

Por otra parte, aunque un lago grande y profundo pueda tener un fondo más irregular que uno pequeño, éste se halla a demasiada profundidad como para permitir un reciclado de nutrientes eficaz, y además la relación entre la superficie del fondo y el volumen es menor que en un lago pequeño; en cambio en lagos grandes, pero someros, (e.g., Chad, Balaton) el reciclado puede darse en todo su fondo.

Efecto de la altitud en la D

Siegburg (1994) halló a partir de diversas variables que miden la irregularidad del relieve (entre las cuales no consideró la dimensión fractal) un factor principal, que denominó ‘intensidad del relieve’, el cual estaría también relacionado con la irregularidad de las curvas de nivel. Según este autor, la intensidad del relieve disminuye con la altitud, tanto en los Alpes orientales, como en el Pirineo central (entre Estom y Néouvielle, en la vertiente norte, y entre Lapazosa y Urdiceto, en la vertiente sur). En los Alpes la intensidad del relieve es máxima entre los 1500 y 2000 m, y en los Pirineos entre 2000 y 2500 m, para luego disminuir a altitudes superiores (en coincidencia con lo que hallamos en Boí, pero a menor altitud). Esta relación entre altitud e intensidad del relieve es independiente de variables como la orientación, la resistencia del sustrato, la litología, y otras variables regionales.

Norton *et al.* (1989) estudiaron el macizo montañoso del batolito granítico de Columbia (Estados Unidos), hallando para las curvas de nivel valores de D entre 1.15 y 1.28. Los valores más bajos corresponden a zonas erosionadas y cubiertas de sedimentos por antiguos glaciares de valle, mientras que los más altos se asocian con crestas donde no llegaron las glaciaciones. Los valores más elevados de D se dan en las mayores altitudes: a partir de los 2150 m las crestas y ‘horns’ han sufrido la erosión periglacial en las últimas decenas de miles de años, acentuándose las zonas de fractura hasta el punto de darse una buena correlación entre éstas y el grado de irregularidad del relieve; el valor máximo de D se da a 2800-2900 m de altitud, mientras que disminuye a altitudes superiores.

El relieve del fondo de los lagos; relación de la D del litoral con el número de islas de un lago; conjetura de Mandelbrot

En las batimetrías de los lagos del Pirineo se pueden apreciar irregularidades de tamaños diversos. Así, por ejemplo, en el fondo del Redó d’ Aigüestortes se aprecia un gran promontorio, que ha resistido a la fuerza excavadora del hielo; su tamaño y resistencia son comparables con los de la barra rocosa que cierra el lago en su desagüe, la cual también soportó una potencia similar de hielo. Otros ejemplos de rocas que por su situación y mayor resistencia han originado salientes en el litoral de los lagos se dan en el Obago, Contraig, y Tort de Cabdella; en el Redó dos rocas resistentes sobresalen en el fondo, al sur, pero sin asomar a la superficie. Las propias islas residuales que emergen en la superficie del agua de algunos lagos pirenaicos (Mar de Valarties, L’ Isla, etc) son otro ejemplo de rocas que han resistido localmente a la acción erosiva del hielo.

En algunos lagos grandes, conforme se realizan batimetrías más precisas se van descubriendo nuevas irregularidades en fondos que se creían bastante uniformes. En efecto, en lagos bastante más extensos que los pirenaicos tiende a aumentar la probabilidad de hallar alguna depresión muy local; una indicación de dicha tendencia podría ser la observación de Hakanson (1977) sobre el corrimiento que tiende a

producirse en las curvas hipsométricas desde la forma cilíndrica hacia la cónica, al aumentar el tamaño del lago (véase el capítulo tercero sobre la evolución de la forma de los lagos). En un lago grande los acúmulos de sedimento pueden haber regularizado sólo la textura del relieve, pero todavía no sus variaciones de mayor escala (e.g., depresiones alejadas de la costa), mientras que en uno pequeño con una edad similar es más probable que se haya completado la regularización de todo el fondo; con ello, en el lago pequeño la D del fondo podría en algunos casos llegar a igualar la D del litoral.

La expresión más llamativa de la irregularidad de un fondo es la existencia de islas. Algunos lagos con una costa regular presentan alguna isla (e.g., Crater (Estados Unidos), L' Isla (Andorra)); sin embargo, los mayores números de islas se dan en lagos de origen glaciar con costas muy articuladas. Además, en algunos de ellos (e.g., los lagos del escudo canadiense Reindeer, Wollaston, Cree, y Southern Indian) el número de islas se relaciona con la D del litoral.

Así y todo, como vimos en el apartado sobre dimensiones morfométricas del capítulo segundo, los archipiélagos dentro de lagos son bastante raros: un ejemplo es el Vänern (Suecia), cuyo litoral es bastante irregular (con $D = 1.23$). La insularidad raramente supera el 30% (Halbfass, 1922): es del 40% en el Upper Lough Erne (Irlanda), y del 36% en el Mälaren. Ello sugiere un límite a la irregularidad del fondo impuesto por la topografía; en particular, al aumentar el área insular aumenta la probabilidad de que el lago se fragmente en lagos menores, y en consecuencia, termine con un número inferior de islas cada uno.

En algunos lagos del Pirineo los bloques mayores afloran en la superficie, contribuyendo así a un aumento del área insular.

En el Pirineo la ausencia de relación entre la D del litoral y el número de islas en los lagos es una indicación de que el grado de irregularidad de la costa no tiene porque ser similar al del fondo; la correlación nula entre la D y el índice \bar{Z}/Z es otra indicación en el mismo sentido.

En definitiva, la forma de la costa de un lago no tiene porque reflejar la de su fondo. En general, la conjetura de Mandelbrot (véase más adelante) no se cumple en los lagos (la D del fondo del lago no se puede deducir de la D de su litoral).

Desde una perspectiva más amplia, podemos valorar la intensidad del relieve del fondo y las paredes de las cubetas dentro del contexto que representa el relieve de todo el circo. El relieve del fondo y las paredes de los circos también suele ser más o menos irregular: "la acción erosiva de los glaciares no ha podido ocultar las diferencias de resistencia litológica, ya que en el interior de los circos es habitual la presencia de escarpes a media ladera, o de relieves accidentados en los fondos" (García-Ruiz, 1991). La mencionada variación de la irregularidad de las curvas de nivel del relieve se puede extender a escalas menores, dentro de los circos, e incluso dentro de sus cubetas, aunque no se observa una tendencia, ni patrón alguno. Así, por ejemplo, las isobatas de las batimetrías de los lagos de Port-Biehl, Mort de Colomèrs, Negre de Peguera, Palomèra, y Bacivèr presentan unos niveles de irregularidad similares a los de las curvas de nivel del circo situadas inmediatamente sobre la costa del lago; en cambio, las isobatas de los lagos Certascans, y Redó d' Aigüestortes son algo más irregulares que las de su entorno; finalmente, Aguiló del Mig tiene aparentemente un fondo más regular que el del circo que lo rodea. En definitiva, la forma del fondo de un lago no tiene porque reflejar la del fondo del circo en que se halla.

En un contexto aún más amplio, que abarque toda una región montañosa con circos y valles, se pueden realizar varias observaciones. En los perfiles de transectos del

relieve se aprecia claramente que las cubetas, y sobre todo los circos, no son simétricos de las crestas y cimas. En efecto, los hoyos y depresiones que representan las cubetas y los circos no tienen correspondencia más que con las superficies de aplanamiento subculminales, pero éstas son mucho menos frecuentes, y en general de dimensiones intermedia entre las de la mayoría de las cubetas y las de los circos. Esta asimetría se debe esencialmente a la acción de la gravedad (que determina una erosión en las crestas, y un acúmulo de materiales detríticos en los fondos y llanos), y a la acción glaciaria diferencial (con gelifracción en las crestas, y sobreexcavación en los circos y sus cubetas).

Mandelbrot (1975b) generó relieves por ordenador asumiendo que la línea de costa presenta el mismo grado de irregularidad que una sección vertical del relieve. Posteriormente, Mandelbrot *et al.* (1984) conjeturaron que ‘si se secciona por un plano cualquiera una superficie fractal de dimensión D , se obtiene una isla cuya línea de costa tiene una dimensión $D' = D - 1$ ’.

Esta conjetura es importante, porque permitiría deducir el valor de D a partir del valor de D' , siendo mucho más fácil medir una línea que una superficie. La dimensión fractal de una sección horizontal de un volumen sería igual a la dimensión fractal de una sección vertical del mismo. En cambio, según Goodchild (1988) la D de una superficie no siempre es igual a tres menos el valor de la D del volumen, así que la D de las curvas de nivel no tiene por qué reflejar la D del fondo de un circo, o de un lago.

Turcotte (1989) midió con una función espectral la topografía terrestre, y halló $D = 1.5$, que interpretó como un ruido blanco gaussiano. Sin embargo, para el contorno del relieve (i.e., sus curvas de nivel) halló (con el método de Richardson-Mandelbrot) $D = 1.2$, valor que difiere del obtenido para un transecto vertical del mismo relieve ($D = 1.5$); este autor interpretó que la dimensión vertical no es autosimilar respecto a la horizontal: la gravedad crea pendientes con poco ángulo (la topografía está sujeta a procesos de erosión), y los contornos en sección horizontal no se pueden deducir de las secciones verticales. Otros autores han hallado resultados parecidos (e.g., Matsushita *et al.* (1991), Ouchi *et al.* (1992)).

En un transecto del fondo del lago Vänern (Suecia) hallamos -también con el método de Richardson-Mandelbrot- $D = 1.13$, que es inferior al valor de la costa ($D = 1.22$), de modo que ocurre lo contrario que con la topografía estudiada por Turcotte: el relieve del fondo es más suave que una sección horizontal del mismo, aunque probablemente se debe esencialmente al acúmulo de sedimentos que lo han regularizado, acercándolo a $D = 1$.

En el Pirineo, sólo en algunos de los lagos examinados el valor de la D del litoral parece ser similar al valor de la D de un transecto del fondo, cumpliendo así la conjetura de Mandelbrot.

En definitiva, la mencionada anisotropía con diferencias de escala entre los ejes vertical y horizontal determina que los perfiles de transectos del relieve sean autoafines, y no autosimilares, como indica Mandelbrot (1985). Sin embargo, la dimensión fractal de un fractal autoafín -por muy simple que éste sea- no se puede definir de forma única (Mandelbrot, 1985; Feder, 1988). En primer lugar, no se puede definir la dimensión de similitud ($D = \log L(\epsilon) / \log \epsilon$), puesto que esta sólo existe para fractales autosimilares. Además, al estimar la D de un fractal autoafín (con el método de Richardson-Mandelbrot, por ejemplo), se obtiene un continuo de valores locales de D (en un objeto fractal autosimilar se obtiene una única recta de regresión, debido a que la gráfica es lineal en el rango de escalas considerado).

El carácter autoafín del relieve pirenaico tiene su correspondencia en el carácter autosimilar de las curvas de nivel (como vimos en la zona de Boí). En cambio, los litorales de los lagos son en algunos casos autosimilares, pero en otros no; ello refuerza la idea de que dentro del contexto del relieve las cubetas lacustres no son simétricas de las cimas: sus litorales no son asimilables a secciones horizontales del relieve.

Relación de Korcak

Mandelbrot (1975a) atribuyó el hecho de que las áreas de las islas sigan una ley hiperbólica a que el relieve también tiene una homotecia interna: puede ser browniano (i.e., con $D = 1.5$), pero en general no lo es.

Asimismo, reconoció (Mandelbrot, 1975a) que ‘para que se de una isla basta con que el relieve lo permita; la definición de un lago no es ni de lejos tan simétrica como la de una isla oceánica: un lago sólo se forma donde el fondo es impermeable [salvo en el caso de los lagos de solución], si hay agua, etc, y su área varía con el clima; además, los sedimentos suavizan la forma del lago y, en particular, el fondo’. Finalmente, concluyó (*ibidem*) que ‘la distribución de las áreas lacustres sigue siendo un misterio. El que los lagos parezcan seguir una distribución hiperbólica podría deberse simplemente a la robustez de esta distribución: por ejemplo, el producto de un factor aleatorio hiperbólico por uno arbitrario grande es uno hiperbólico, así que el producto de factores independientes (como los climáticos y geológicos) por uno hiperbólico no lo modifica’.

En una serie de figuras simuladas por ordenador, Mandelbrot (1982) halló una relación entre el número de lagos con un área superior a un valor dado (ley de Korcak) y el valor de la D de sus litorales.

Por otra parte, Hamilton *et al.* (1992) midieron 6510 lagos permanentes del llano del Amazonas en imágenes de radar. Las distribuciones de frecuencias de las áreas lacustres que hallaron muestran un claro sesgo. Sólo el tramo medio-alto de las curvas es una recta, i.e., sigue una distribución de Pareto (o exponencial de Korcak), mientras que los dos extremos no son lineales (serían lognormales). El tramo lineal sugiere una autosimilitud de las áreas de los lagos en un intervalo de un par de órdenes de magnitud: en dicho rango el relieve del llano sería fractal.

Según estos autores, el comportamiento lognormal de los valores bajos del área de los lagos se debería a que están próximos al límite de resolución de las imágenes. La vegetación que cubre los lagos también puede ocultar los más pequeños; además, los lagos más pequeños pueden ser temporales y no aparecer en la imagen. Todo ello genera una omisión de los más pequeños, por lo que hay que truncar la curva a partir de un valor límite. En todo caso, como el método de Korcak requiere conocer las áreas de la totalidad de lagos de cada clase de tamaño de una región, se suelen descartar las clases de tamaño menor cuando no se conoce bien su composición.

En los lagos grandes también se da truncado, debido a las restricciones de tamaño que imponen los límites físicos del espacio (en este caso la extensión máxima del llano), con lo que tiende a haber menos lagos grandes por esta restricción (en el

límite sólo podría existir un solo lago tan grande como todo el llano). Esta limitación del número de lagos grandes se traduce en una caída del extremo derecho de la curva, i.e., un aumento de la pendiente de la recta que incluye este segmento más el tramo lineal, y por lo tanto un aumento de la dimensión fractal. En las simulaciones de paisajes con lagos realizadas por Goodchild (1988) también se presenta este mismo problema de truncado, debido a los límites de la malla de simulación.

En definitiva, estos autores parecen aceptar la posibilidad de que las gráficas de tamaños de lagos en el Amazonas y en el Orinoco sigan sendas distribuciones lineales, atribuibles a un proceso que los originó de forma fractal; la no linealidad observada en los extremos de las gráficas la interpretan más como un artefacto, que como resultado de procesos naturales; alternativamente consideran que una distribución lognormal se puede explicar también por la superposición de varias subpoblaciones fractales (Hamilton *et al.*, 1992), pero ello no ayuda a explicar el origen de la distribución de tamaños de los lagos, sino que lo complica, pues habría que recurrir no a uno, sino a varios procesos fractales.

En el caso de los Pirineos, hemos valorado ambas posibilidades (véase el apartado de resultados sobre ‘La relación de Korcak’) y nos hemos inclinado más bien por que el conjunto de los lagos no se originó de forma fractal (i.e., de forma autosimilar), sino de forma multifractal (independientemente de que el litoral de una parte de los lagos sí sea fractal).

Por lo demás, las distribuciones de tamaños de lagos se han estudiado poco (Hamilton *et al.*, 1992; Meybeck, 1995a), así que no sabemos si permiten estimar correctamente la D.

Las mencionadas limitaciones de las gráficas de frecuencias acumuladas de áreas impiden generalizar su uso como método para estimar la dimensión fractal. Sin embargo, estas gráficas, o bien su versión de las frecuencias no acumuladas (la distribución de tamaños de áreas agrupadas en clases o intervalos de tamaños) permiten estimar la superficie total de lagos en el mundo, o en una región dada, aunque conviene tener en cuenta la mencionada indeterminación sobre los lagos más pequeños. El rango de tamaños se extiende a lo largo de seis órdenes de magnitud, desde la clase entre 10^4 y 10^5 km² (sin el Caspio) a la clase entre 0.1 y 1 km²; la definición del límite inferior es algo arbitraria, ya que depende de la definición misma de lago, la cual para áreas pequeñas se solapa con la de humedales (véase el inicio de la discusión general del capítulo segundo). Un censo completo realizado por Herdendorf (1982) para los 253 lagos del mundo con área superior a 500 km² permite tener de forma completa las tres clases de mayor tamaño.

Actualmente las estimas de superficie lacustre para todo el mundo varían según el método utilizado, aproximadamente entre 2.4 y 2.8 millones de km², seguramente 2.7 millones de km² (Meybeck, 1995a), incluido el Mar Caspio.

Efectos de la escala en los métodos para estimar D; modelos autoafines

En un mapa (o foto) a escala pequeña no están representados los lagos más

pequeños. Por lo tanto, la escala afecta obviamente al método de Korcak, puesto que las clases de tamaño más pequeñas resultarán infraestimadas, o incluso pueden faltar por completo. Este problema es relevante a la hora de estimar el número total de lagos en una región, ya que son precisamente los lagos de menor tamaño los más numerosos, de modo que su omisión restará valor a la estima total.

Por lo que respecta al método de Richardson-Mandelbrot, en los lagos estudiados por Kent *et al.* (1982) la gráfica no depende de la escala del mapa: los puntos de la gráfica se solapan para el mismo lago medido a tres escalas diferentes (e.g., 1:500000, 1:125000, y 1:50000 para el lago Kawagana, y 1:500000 y 1:50000 para el Gull (ambos situados en Ontario, Canadá)), pero creemos que esto es así porque no se llegaron a utilizar realmente escalas grandes (e.g., la 1:5000). En cambio, en los litorales de los lagos pirenaicos que hemos medido hemos podido comprobar que el valor de D tiende a variar algo de una escala a otra (véase la tabla 66). Por lo demás, la mayoría de autores coinciden en que la discretización del rango de tamaños de paso utilizados para confeccionar una curva de Richardson-Mandelbrot (debido a que se usan una escala y un límite de tamaño de paso mínimo determinados) conduce a una discrepancia entre su valor medido (experimental) y su valor teórico (el que se obtendría si se pudiera medir con una resolución infinita; Klinkenberg, 1994); dicha diferencia puede darse en cualquier sentido, es decir, que el valor medido no tiene porque ser inferior al teórico, sino que puede ser superior (Gilbert, 1989).

Puesto que el valor experimental de la D suele variar con la escala, no se debe extrapolar a una escala dada un valor obtenido a una escala menor. En particular, no se puede prever el grado de textura de un lago a partir de una escala pequeña, y en consecuencia, tampoco se puede estimar el perímetro con precisión.

Otra consecuencia de la dependencia entre D y la escala en objetos no autosimilares es que al comparar sus respectivos valores de D hay que especificar el rango de valores de ϵ en el cual se ha estimado cada uno de ellos. Así, un valor de D puede ser común a dos lagos, pero obtenido en un rango de valores de ϵ diferente para cada lago, con lo cual su interpretación geomorfológica puede diferir entre ambos.

Según Newman *et al.* (1990) la mayoría de paisajes en geología son invariantes en su escala (i.e., son aproximadamente autosimilares); la mayoría de fotos de la Tierra requieren una escala para poder ser interpretadas. Estos autores afirman que si una superficie del relieve es autosimilar, entonces los procesos de erosión que la han modelado también deben ser autosimilares (por ejemplo, las tormentas).

Esta apreciación puede resultar imprecisa, en primer lugar porque, de hecho, en geomorfología es más frecuente la autoafinidad que la autosimilitud, y en segundo lugar porque existe una serie de formas del relieve que sí presentan una escala característica; por ejemplo, los circos glaciares, los "drumlins", las dunas eólicas, los conos cársticos, los cordones litorales, los cuspitos ("beach cusps"), etc, son formas específicas de un intervalo limitado de escalas (al menos en una región dada), y no se pueden generar con ningún modelo fractal existente (Evans *et al.*, 1995b). Los circos se limitan a unas escalas específicas: su distribución de tamaños es lognormal, pero en general sólo en un orden de magnitud (tanto si se toma como medida del tamaño la longitud del circo, como su altura); el límite inferior viene impuesto por la dinámica de los pequeños glaciares, y el superior por el espaciamiento entre valles. En todo caso, según estos autores, difícilmente se puede aceptar un modelo fractal para un sólo orden de magnitud. Además, dentro de este orden de magnitud, la cuestión se complica porque la forma del circo cambia con el tamaño, es decir, que existe una alometría de forma, y no una autosimilitud (Evans *et al.*, 1995b). Más importante que el rango de

tamaños puede ser su distribución estadística. Así, por ejemplo, Evans *et al.* (1995a) observan que los 158 circos del Lake District (Reino Unido) forman una sola población (aunque diversa), y por lo tanto poseen una escala característica de tamaños. La existencia de una moda clara en la distribución de tamaños muestra una dependencia de la escala, i.e., se trata de una desviación del modelo autosimilar o fractal. Por lo tanto, las glaciaciones habrían producido un relieve no fractal, con una escala específica.

En definitiva, creemos que el debate sobre si los paisajes terrestres se ajustan a un modelo fractal o no, depende en buena medida de la definición que se adopte sobre el rango de tamaños en el que se produce la linearidad. Así, para Newman *et al.* (1990) una invariancia de escala en un relieve -o en un elemento del mismo- a lo largo de un orden de magnitud (logarítmica) permite definirlo como fractal autosimilar. En cambio, para Evans *et al.* (1995b) habría que exigir (tanto en las gráficas de Richardson-Mandelbrot, como en las de Korcak) una linearidad en al menos tres órdenes de magnitud, a pesar de que esto no se ha observado hasta la fecha en el relieve terrestre (Feder, 1988); para estos autores las gráficas que se suelen observar en geomorfología son lineales en un estrecho rango de tamaños, siendo en realidad no lineales en su conjunto de tamaños, y por lo tanto se deben interpretar a lo sumo como fractales autoafines; sin embargo, creen que el aspecto más prometedor de dichas gráficas no lineales es su posible carácter multifractal, cuestión muy poco estudiada hasta la fecha (Evans *et al.*, 1995b).

Algunas observaciones sobre la generación de relieves por ordenador

Los objetos fractales presentan una forma muy irregular en todas las escalas. En la naturaleza las líneas y las superficies no son idénticas al reducirlas o aumentarlas, aunque pueden ser autosimilares; las propiedades estadísticas son invariantes con la escala, pero los detalles varían al azar. En los casos de formas del relieve de la Tierra que presentan una escala característica, y en que la escala del mapa es evidente a simple vista, se produce una desviación del modelo autosimilar. Puesto que la geomorfología cuantitativa se ocupa principalmente de identificar escalas características en los paisajes, el modelo fractal (autosimilar) no se ajusta a este fin.

A diferencia de los fractales deterministas, en las costas de los lagos no se da una homotecia interna, i.e., no hay un motivo que se repita, ni siquiera en un estrecho rango de escalas. Esto lo han tenido en cuenta los programadores que han generado relieves y costas al azar por ordenador; por ejemplo, Russ (1990) generó contornos fractales al azar: en un círculo se distribuyen al azar una serie de puntos que se conectan para formar un polígono irregular; cada segmento se divide en dos partes, una de las cuales se desplaza hacia dentro, o hacia fuera, una distancia aleatoria proporcional a la longitud de dicho segmento; se repite el proceso seis veces de modo que se obtienen 128 segmentos cortos a partir del inicial; se obtiene así una costa o isla fractal con la D deseada (sorprende que para generarla baste con partir un segmento rectilíneo en un entrante y un saliente, i.e. en dos pequeños triángulos, de forma similar a como se daría en la naturaleza).

El movimiento browniano fraccionario -el más realista para simular relieves terrestres- no es autosimilar, sino autoafín, aunque los contornos de secciones en estas superficies brownianas sí han de ser, en teoría, autosimilares. Los fractales autoafines son mucho más difíciles de estudiar matemáticamente que los fractales autosimilares; inicialmente, Mandelbrot, y otros autores abusaron del término “autosimilar”, aplicándolo a objetos que en realidad son autoafines.

Según Evans *et al.* (1995b), los dibujos de Mandelbrot del relieve browniano fraccionario generados por fracturación repetida de una superficie (Mandelbrot, 1975b; 1982) no se parecen al relieve real: si resultan creíbles se debe a que la malla es tan densa que no se puede apreciar la diferencia, y también porque se disimula con ángulos de vista bajos, o bien inundando los niveles inferiores. Llamam al experto dos diferencias:

1-En las superficies fractales los hoyos (depresiones cerradas) son igual de frecuentes que los picos; en la Tierra esto sólo ocurre en ciertos terrenos cársticos, mientras que en el resto los hoyos son mucho menos frecuentes que las cimas, y en las zonas fluviales no hay prácticamente hoyos; hay hoyos en terrenos glaciales, eólicos, y de cráteres de impacto, pero no hay razón para que el número de cimas sea igual al de hoyos.

2-En las imágenes simuladas por Mandelbrot (1975b; 1982), y por Voss (1988), la irregularidad de las montañas es igual a la de los valles, pero en realidad la irregularidad de una superficie, así como otras de sus propiedades varían sistemáticamente con la altitud relativa, como hemos visto en el caso de los Pirineos.

Los modelos fractales convienen aparentemente a las redes fluviales (e.g., Tarboton *et al.*, 1988), pero pueden dar una falsa imagen de la superficie terrestre en tres dimensiones si no se usan con reservas: es lógico que la red de drenaje tienda a llenar el espacio, pero el relieve terrestre no tiene porqué hacerlo.

Las superficies terrestres más parecidas a superficies fraccionarias brownianas son la topografía de hielos residuales, y las áreas de tectónica reciente; por lo demás, también lo es la topografía lunar. Las zonas con lagos glaciares por doquier serían más brownianas que las topografías fluviales.

La alternativa al movimiento browniano fraccionario podría residir en los modelos multifractales (un multifractal se caracteriza por una jerarquía infinita de dimensiones fractales). Entre las escasas aplicaciones de éstos a la geomorfología figura la realizada por Lavallée *et al.* (1993), quienes hallaron un elevado grado de multifractalidad en sus medidas de varios relieves, y lo atribuyeron a la existencia de singularidades en todas las escalas. Este estudio demostró que los modelos multifractales permiten explicar algunos problemas no solventados por los modelos fractales convencionales, y que hemos podido observar en el caso del Pirineo, como, por ejemplo, la variación del valor de D entre zonas adyacentes (en este sentido, los multifractales podrían contribuir a explicar porqué los lagos de un mismo circo pueden diferir en su valor de D), así como entre diferentes curvas de nivel, además de los valores decrecientes de D_0 , D_1 , y D_2 en el litoral de algunos lagos, y del carácter no lineal de las gráficas de Korcak; en cambio, no permiten generar formas del relieve limitadas a unos tamaños o escalas específicos, ni reducir el número de hoyos en las simulaciones.

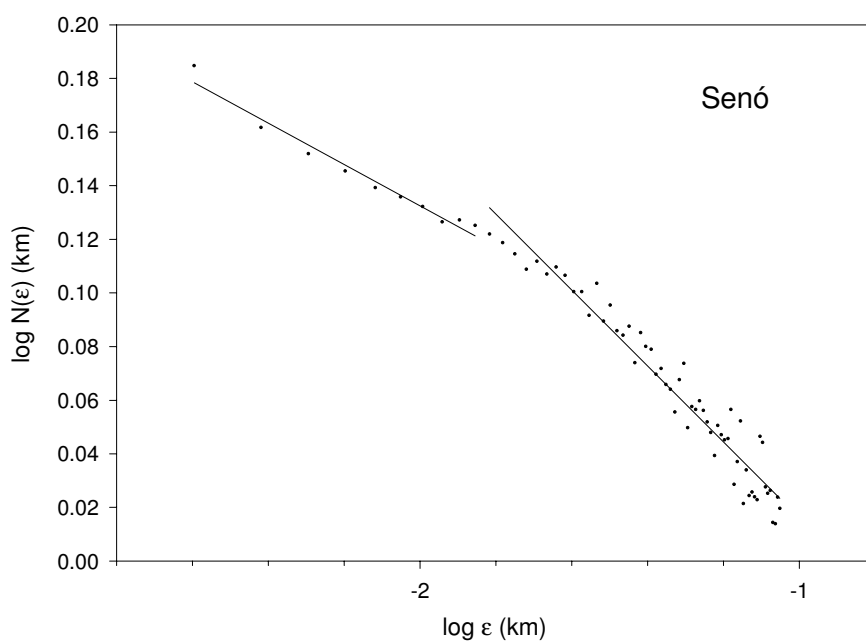
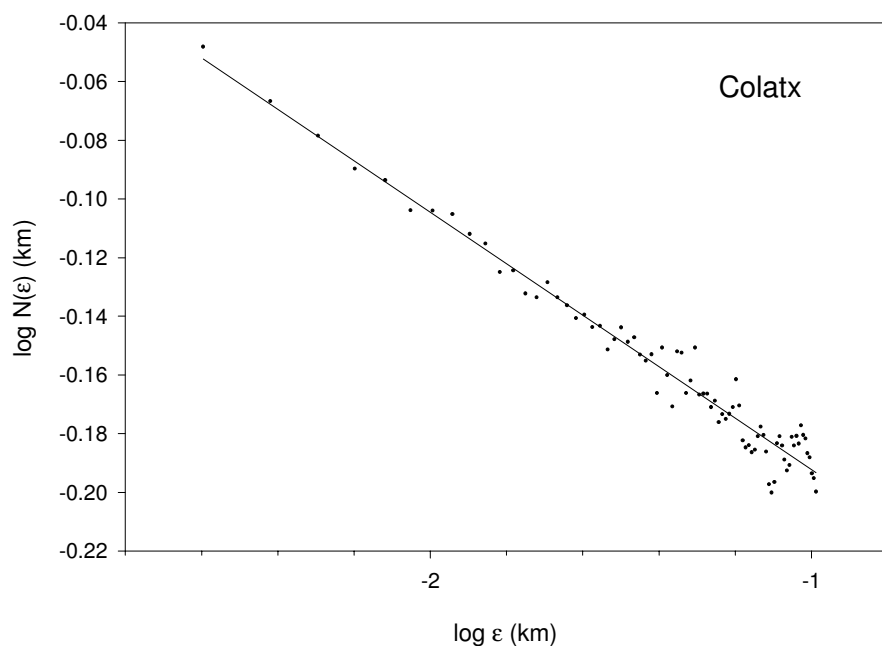
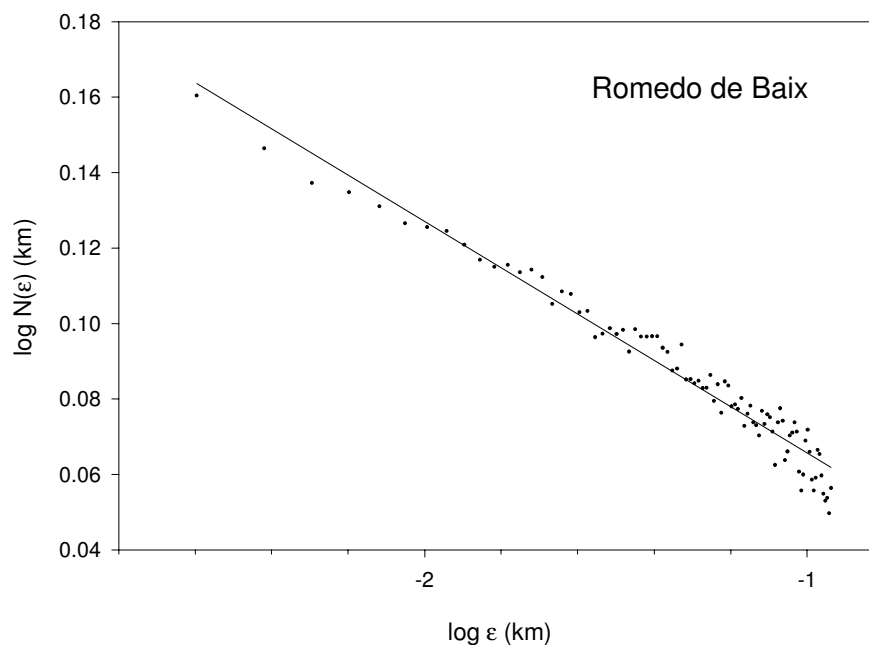
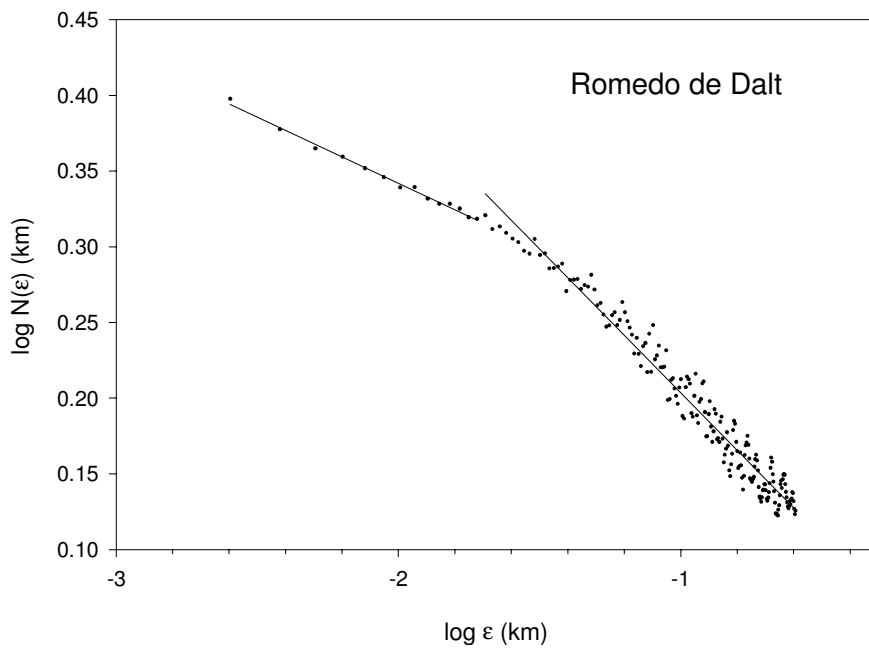
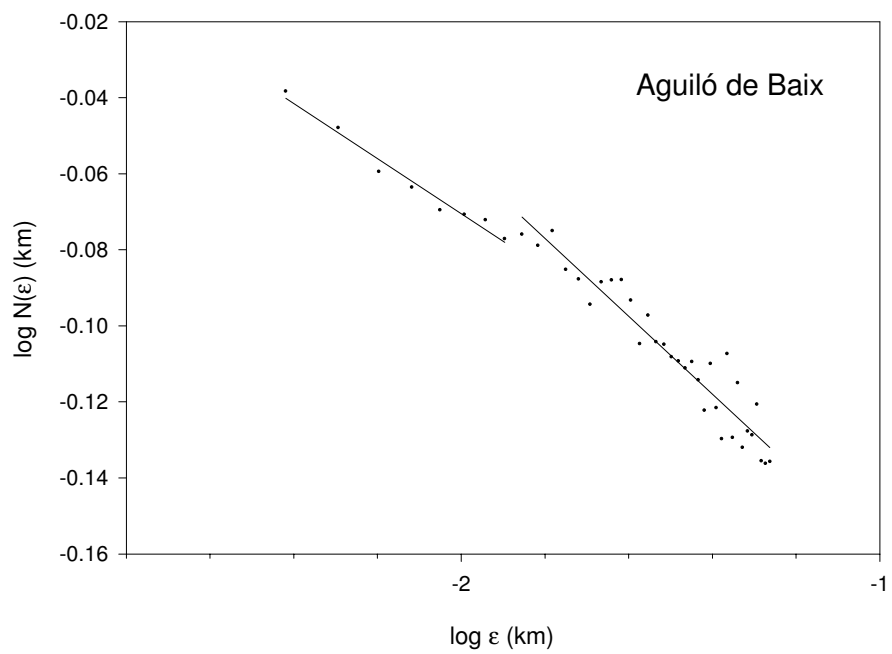
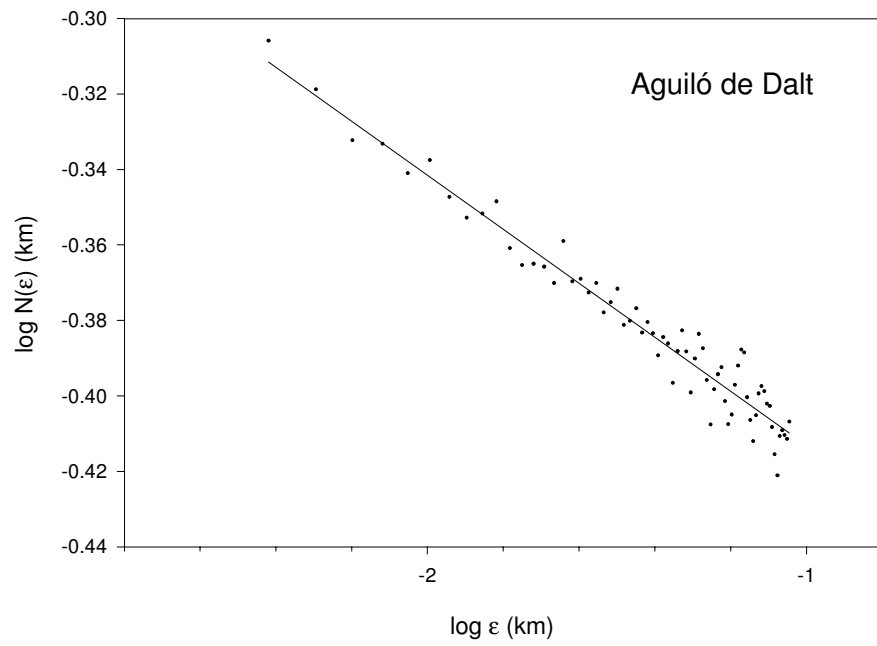
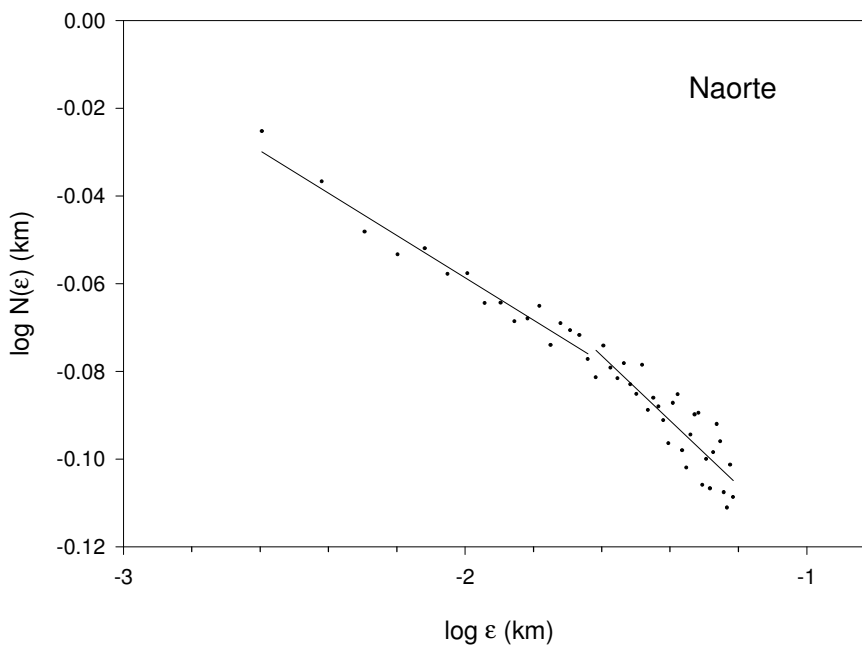
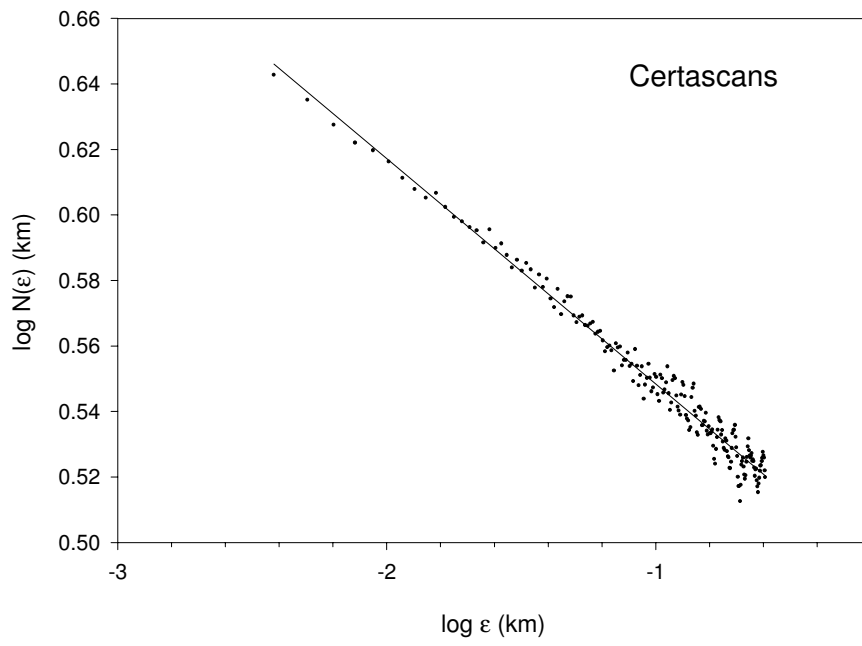
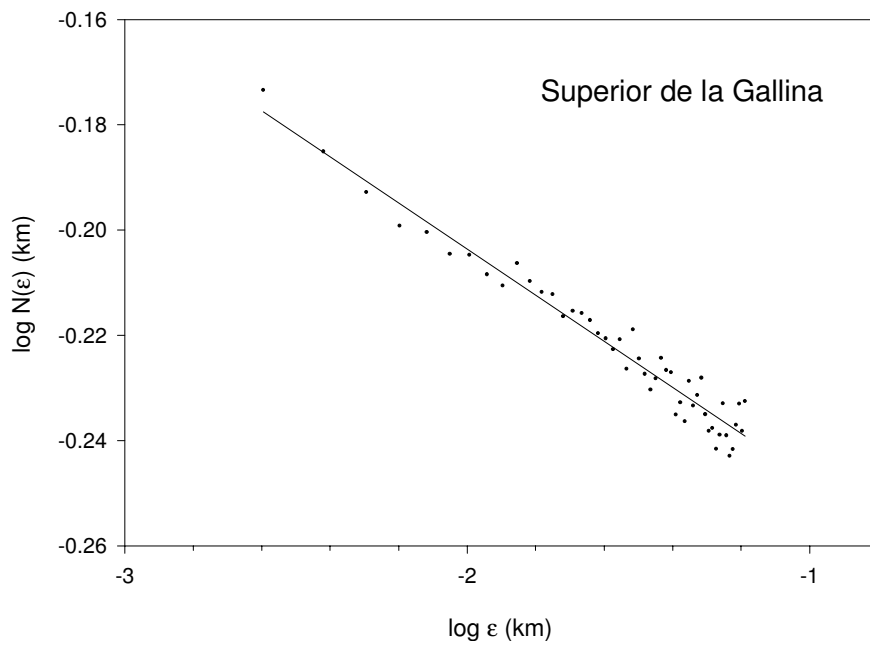
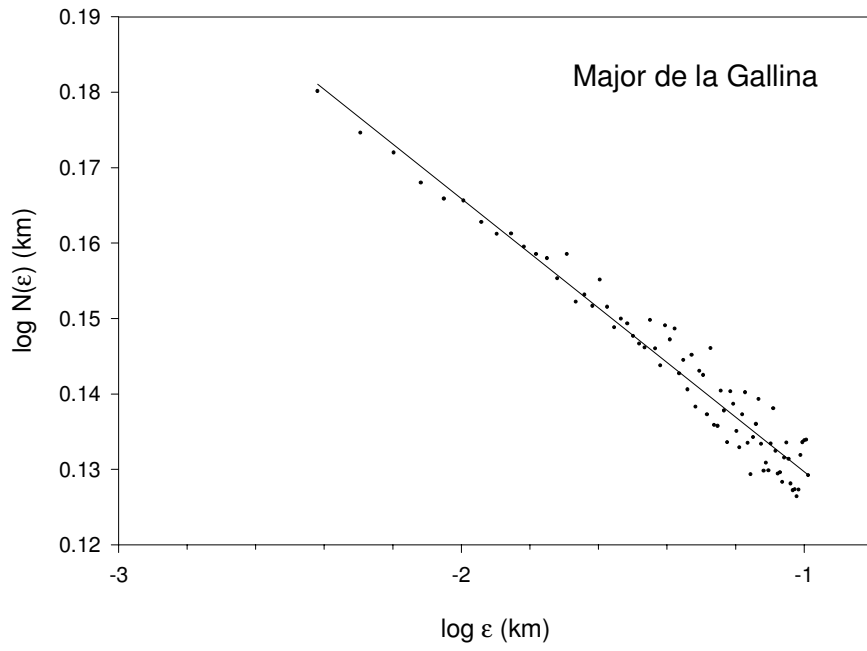


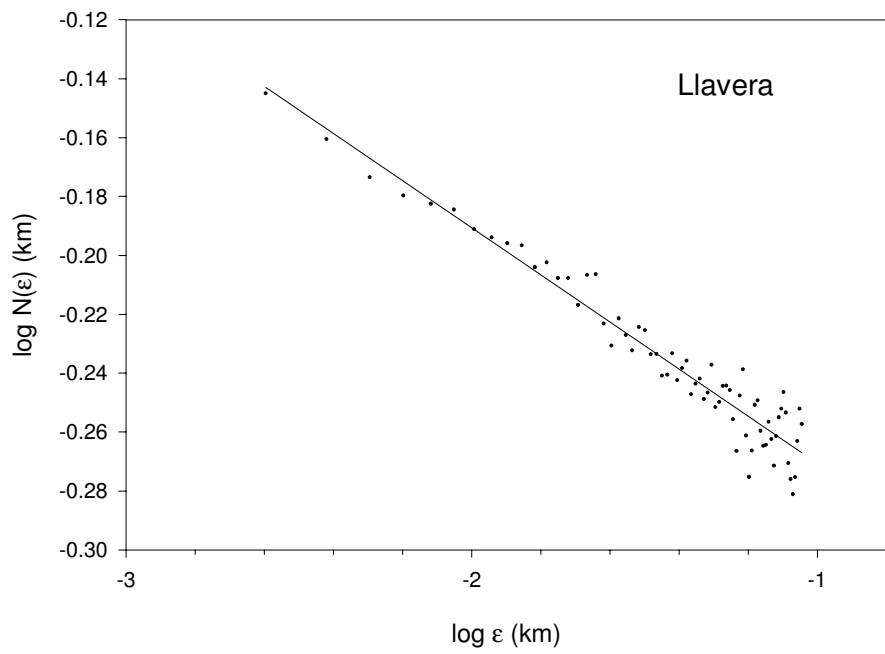
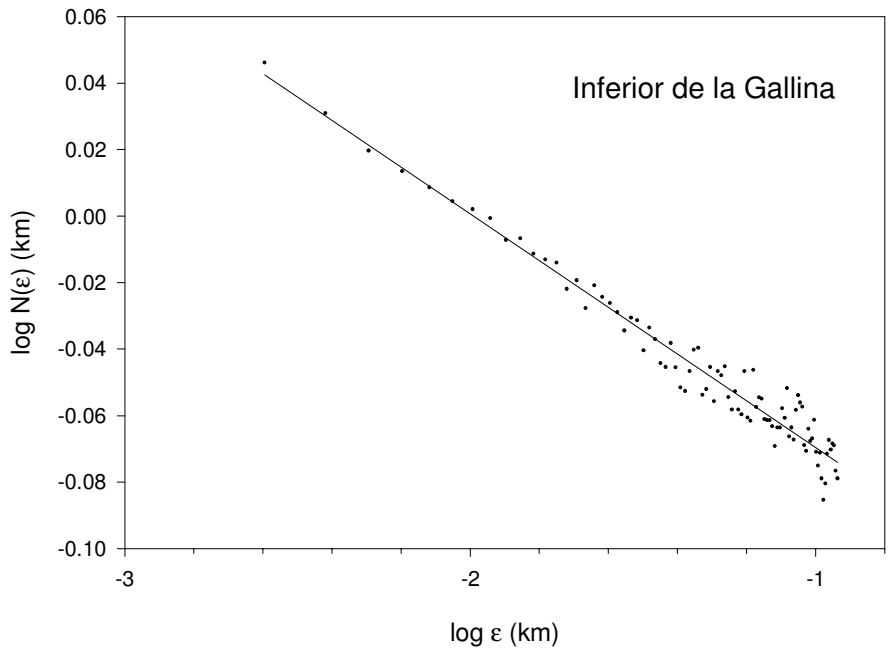
Figura 25. Gráficas de Richardson-Mandelbrot para estimar mediante la pendiente de la recta de regresión el valor de la dimensión fractal del litoral de algunos lagos del Pirineo catalán medidos en ortofotos a escala 1:5000 (los valores de la D se indican en la tabla 66). Los ejes están en logaritmos, y en kilómetros.

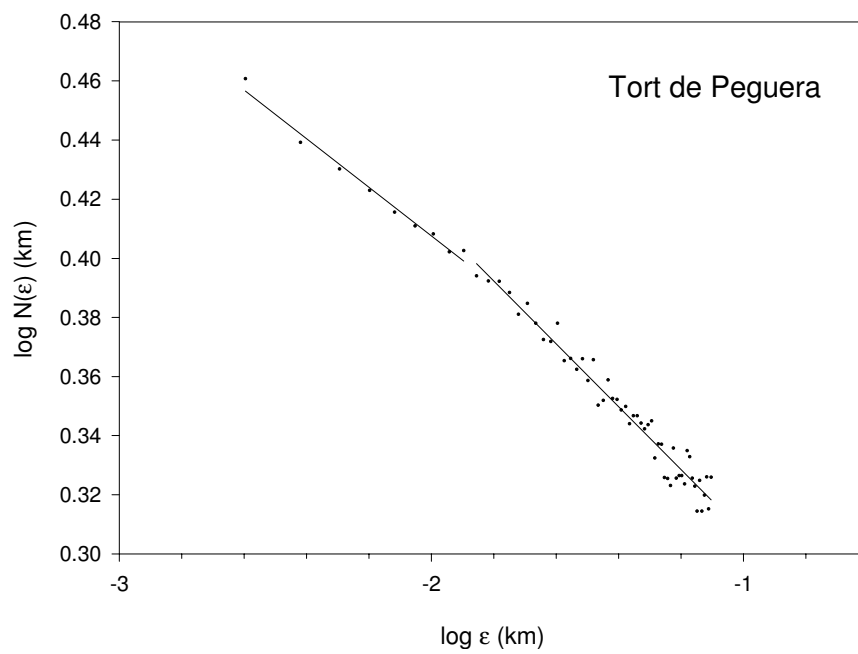
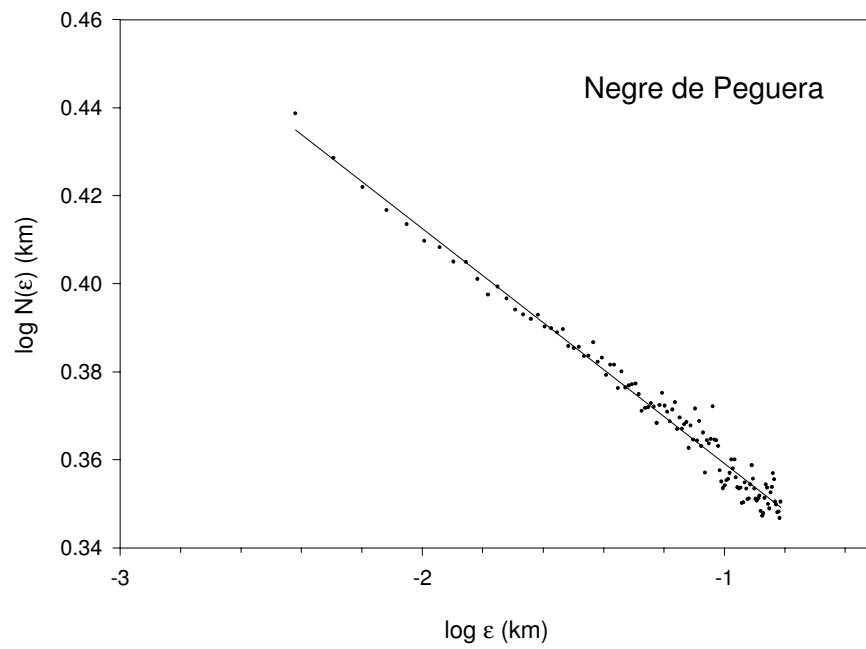


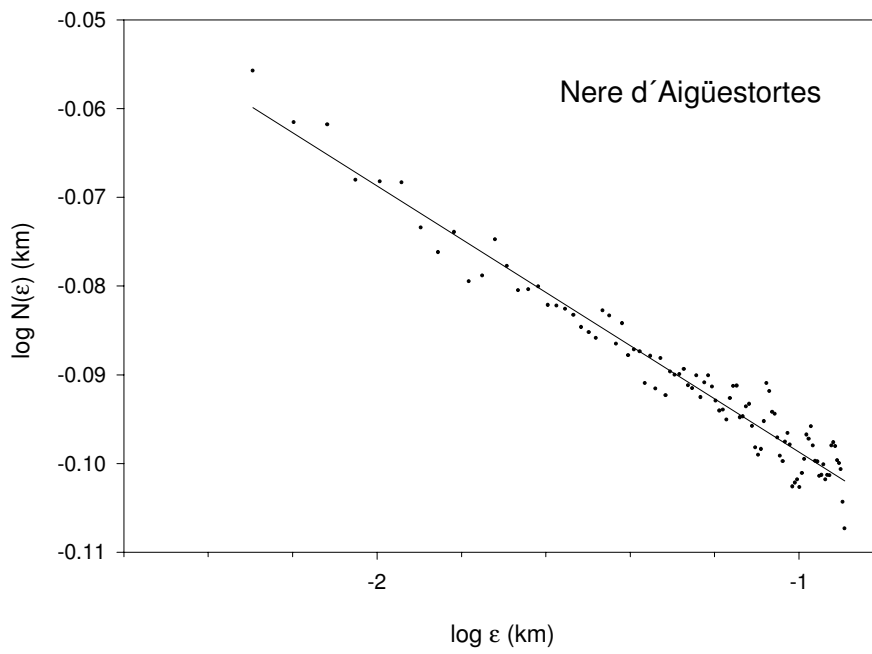
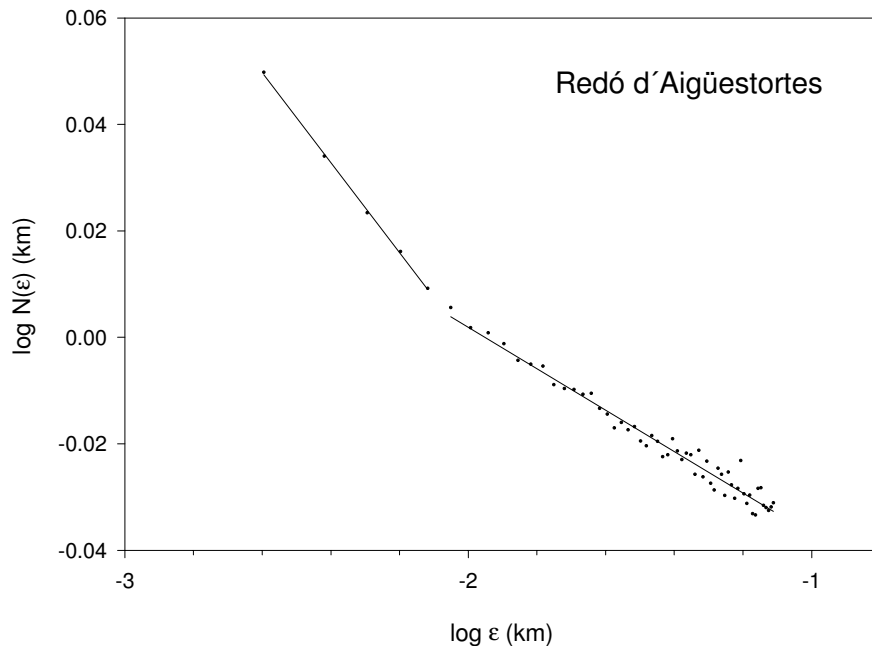


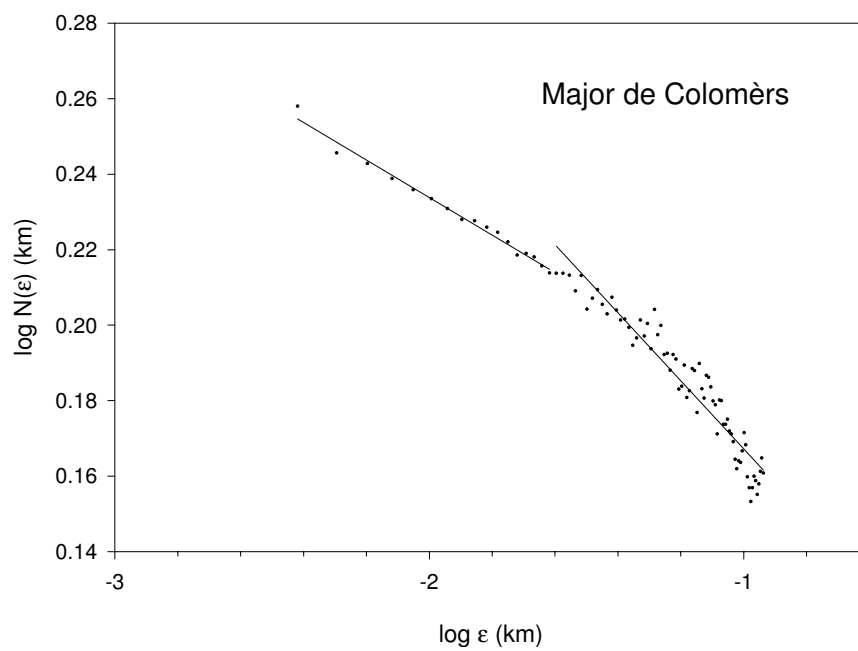
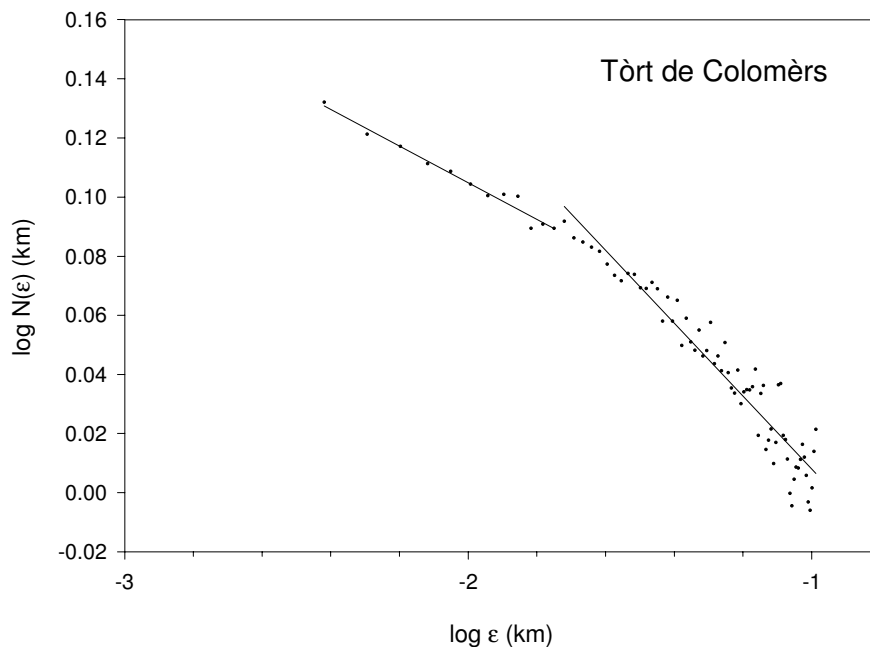


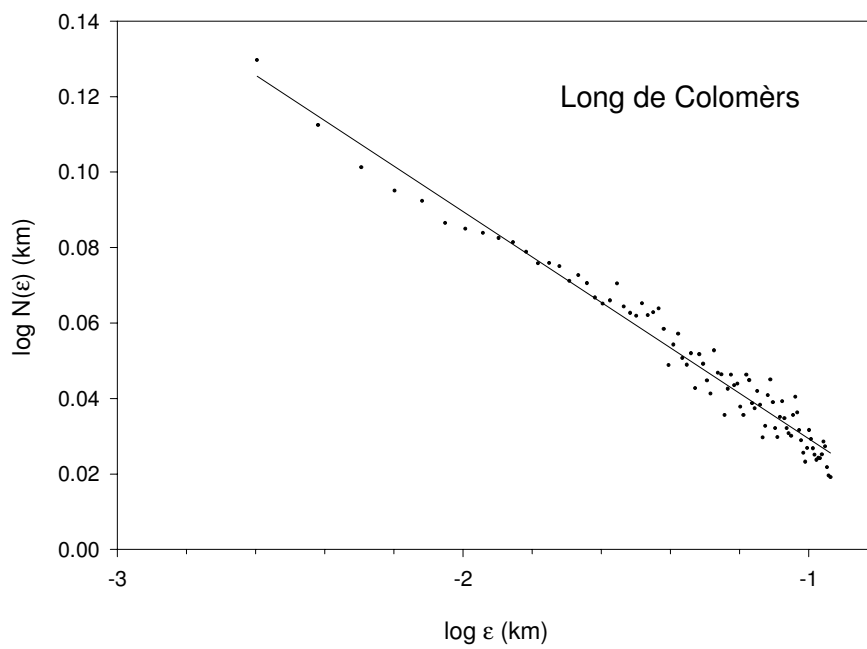
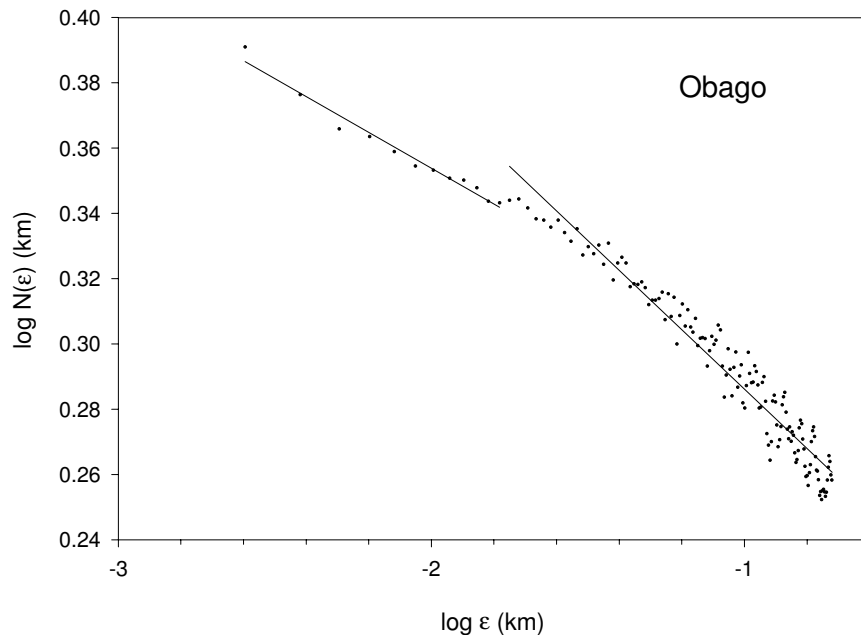


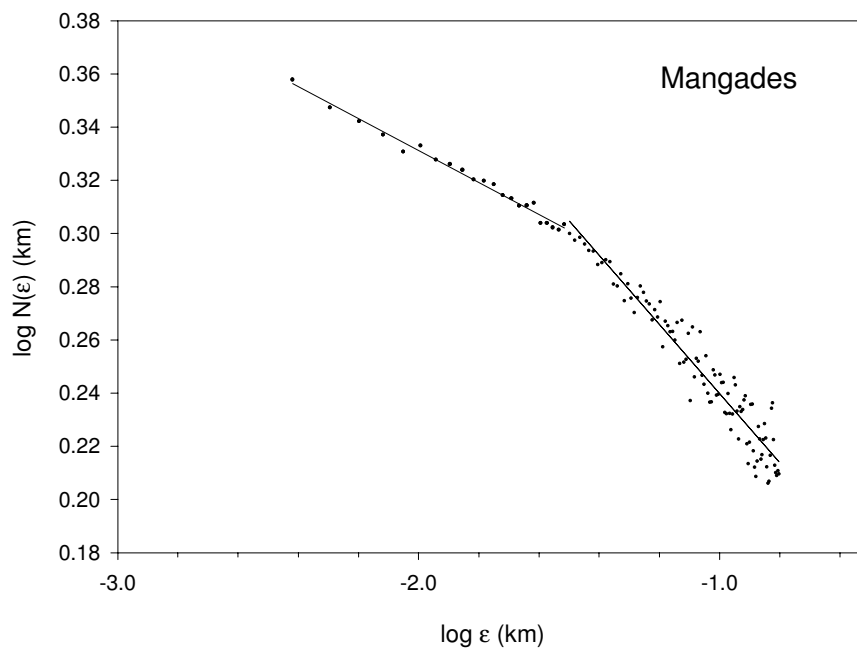
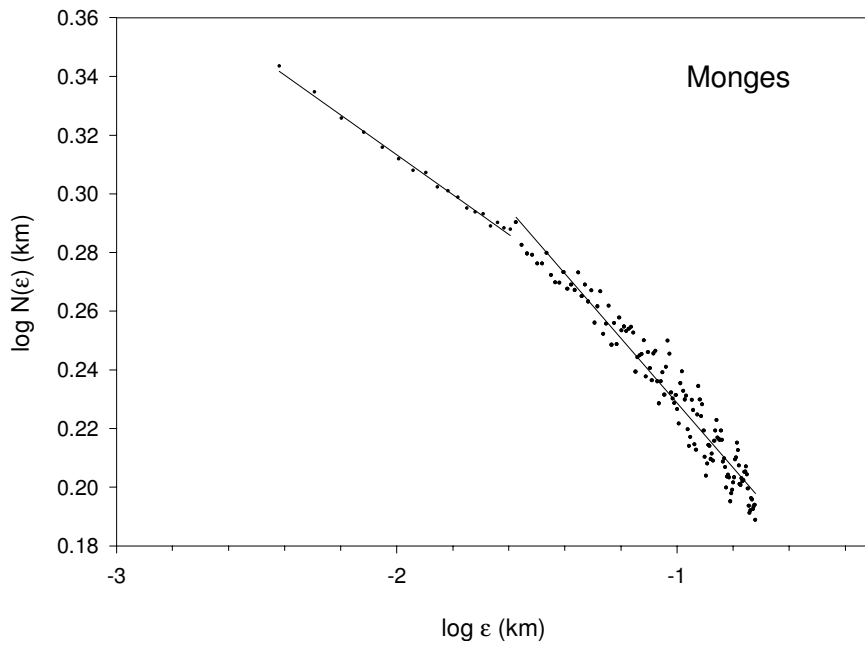


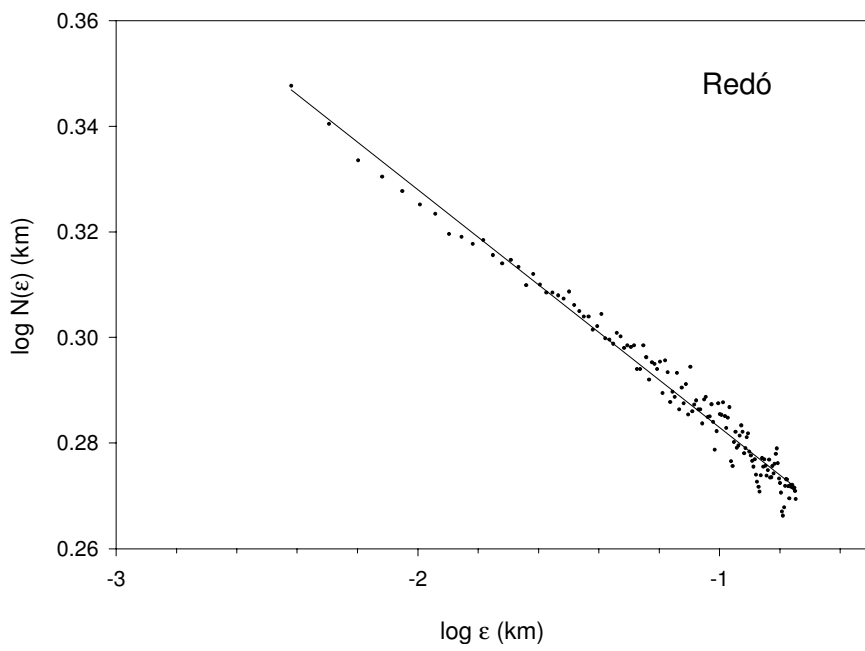
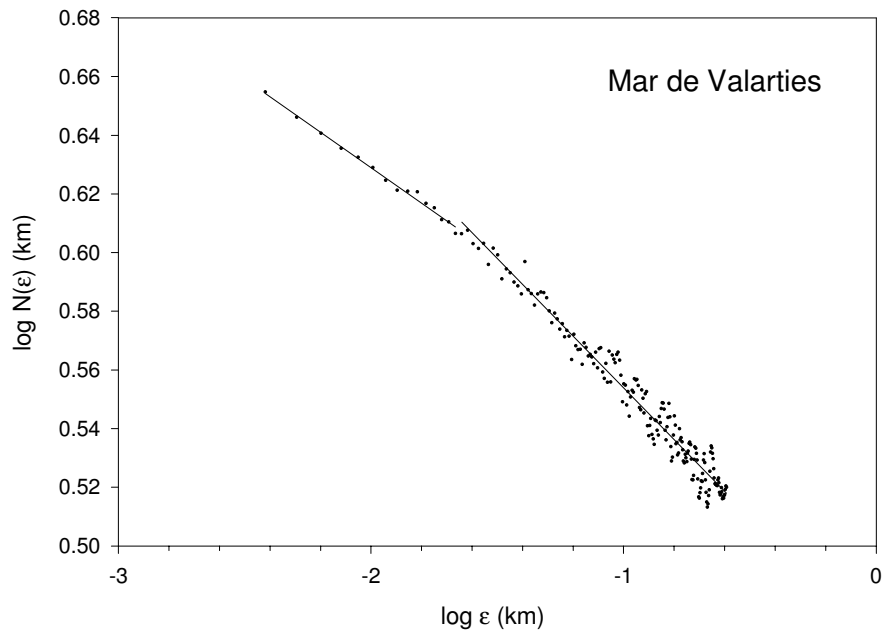


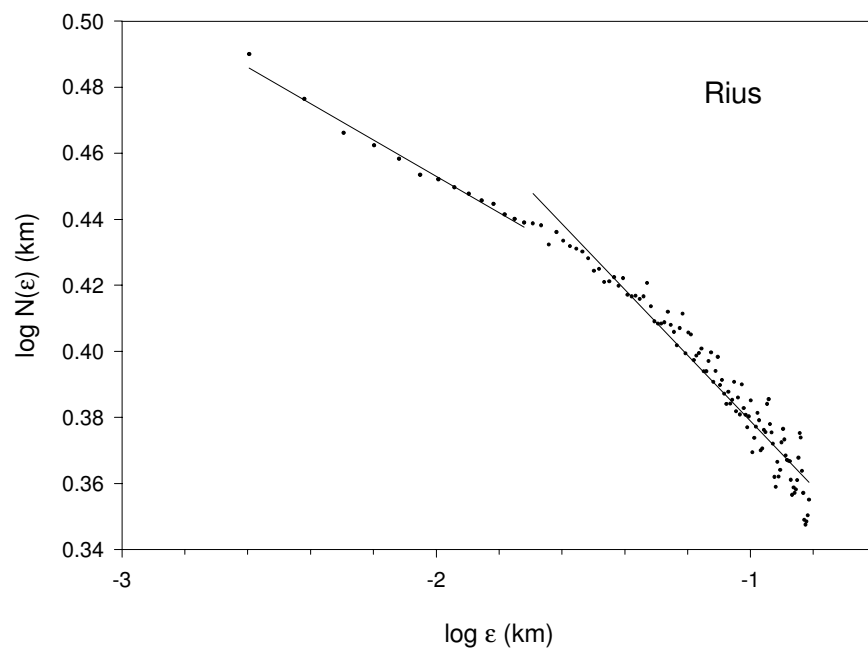
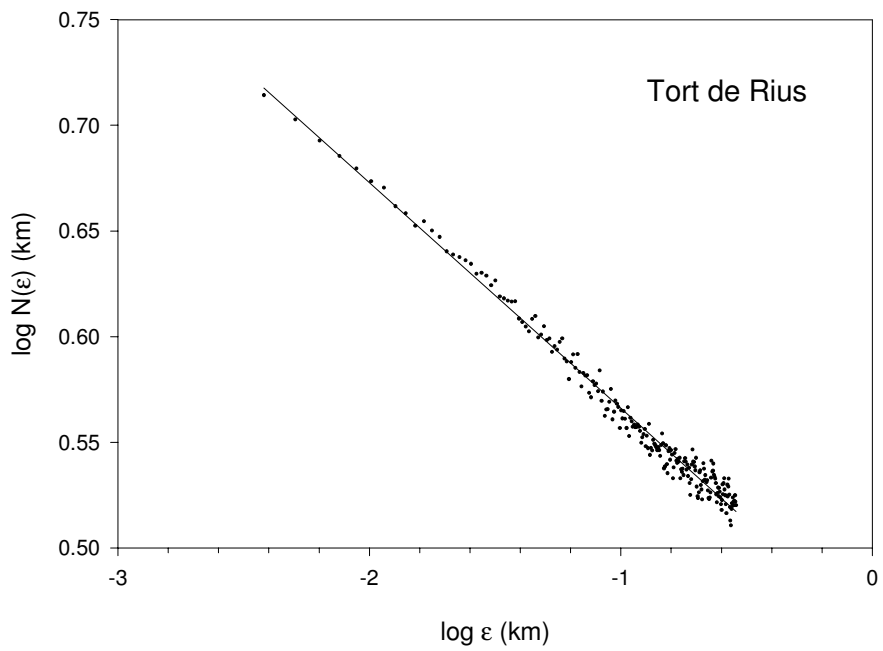












VI. DISTRIBUCIÓN DE LOS LAGOS EN EL ESPACIO (DIMENSIÓN DE CORRELACIÓN)

Para estimar la dimensión de correlación (explicada al inicio del capítulo anterior sobre fractales) se ha utilizado el algoritmo de la integral de correlación de Grassberger y Procaccia (Grassberger *et al.*, 1983), escrito en un programa propio en lenguaje C. Para distinguirla de la obtenida con el método de box-counting (D_2) la anotaremos como d_2 . Las estimas de la dimensión de correlación no se han realizado con el método de box-counting (i.e., con el algoritmo de Sarraille *et al.* (1995)), porque es menos preciso, debido a que requiere un número elevado de datos para que la estimación sea estable; sólo presentamos algunos valores de D_2 a título orientativo.

La fiabilidad del programa se ha comprobado aplicándolo a varias distribuciones simuladas, así como a una publicada.

Distribuciones simuladas

Se han simulado dos distribuciones de puntos al azar, con una probabilidad p igual a 0.5, y a 0.3, respectivamente. Se han obtenido los resultados indicados en la tabla 80.

Tabla 80. Valores de la dimensión de correlación estimada mediante la integral de correlación (d_2), y mediante el método de box-counting (D_2) para dos distribuciones al azar simuladas.

simulación	d_2 medida	d_2 (o D_2) teórica	D_2
$p = 0.5$	1.98	2	1.95
$p = 0.3$	1.99	2	1.81

Según Hirata *et al.* (1991) d_2 es igual a 2 para una distribución aleatoria uniforme, como hallamos aproximadamente en nuestras simulaciones.

Por lo tanto, nuestros resultados para d_2 parecen suficientemente precisos. El método de box-counting da valores de D_2 sistemáticamente inferiores a los de la integral de correlación, y difieren más de los reales (i.e., de la d_2 teórica).

Distribución publicada

Hemos medido la dimensión de correlación de la distribución de agujeros producidos por la caída de árboles en la pluvisilva de Barro Colorado (Panamá; correspondientes a 2582 puntos, en una superficie de 50 ha de bosque), estudiada en detalle por Solé *et al.* (1995a; 1995b). Estos autores hallaron $d_2 = 1.68$ para el tramo

lineal principal de la gráfica de $C(r)$, que ocupa 0.7 órdenes de magnitud. Aplicando nuestro programa a la distribución publicada por estos autores, hallamos un valor muy parecido, aunque no idéntico, probablemente debido a que usamos sólo una parte del área considerada por los mencionados autores (en concreto, unas 20 ha, con 941 puntos): $d_2 = 1.73$; por otra parte, hallamos $D_0 = 1.654$, $D_1 = 1.600$, y $D_2 = 1.520$.

En vista de los resultados obtenidos, hemos considerado fiable nuestro programa, por lo cual lo hemos aplicado a las distribuciones de lagos.

Aplicación a regiones lacustres del mundo

Realizamos un recubrimiento de los lagos con una cuadrícula, con el fin de discretizar sus superficies. Con ello se evita reducir cada lago a su centro de masas, lo cual supondría la pérdida de la información sobre su tamaño y forma.

Lagos de Boí (la unidad oriental del batolito de la Maladeta, Pirineos); lagos de Hardanger (Noruega)

Se consideran todos los lagos con al menos 0.5 ha de superficie comprendidos entre las coordenadas geográficas $42^{\circ}34'20''$ y $42^{\circ}39'00''$ de latitud norte, y $0^{\circ}51'00''$ y $1^{\circ}02'00''$ de longitud este, representados en el mapa topográfico a escala 1:50000 (dicho recuadro coincide con la mayor parte del sector norte de la unidad de Boí); para el recubrimiento se han utilizado cuadrados de 1.5 mm de lado.

Por otra parte, se consideran todas las superficies de agua del sector comprendido entre las coordenadas geográficas $60^{\circ}04'20''$ y $60^{\circ}09'15''$ de latitud norte, y $7^{\circ}56'10''$ y $8^{\circ}05'40''$ de longitud este, en la región de Hardanger, Noruega, sobre el mapa a escala 1:50000. Para el recubrimiento de este sector se han utilizado cuadrados de 2 mm de lado (debido a que estos lagos son bastante más extensos que los de Boí).

En el caso de los lagos de Boí, la gráfica de $C(r)$ es una curva (figura 26). Sin embargo, dicha curva es lineal en su primer segmento, a lo largo de casi 1.5 órdenes de magnitud; el valor de su pendiente es $d_{21} = 1.45$ ($r^2 = 0.998$ para este segmento), que interpretamos como el valor de la dimensión de correlación (y que anotamos como d_2 en la tabla 81). El resto de la curva es corto y no lineal, y se puede ajustar a una recta con pendiente $d_{22} = 0.80$ (con $r^2 = 0.93$).

Por otra parte, aunque no hemos estudiado la multifractalidad de esta distribución, hallamos $D_0 = 1.438$, $D_1 = 1.390$, y $D_2 = 1.316$; esta desigualdad, unida al carácter no lineal del tramo final de la curva de $C(r)$ sugiere un posible carácter multifractal de la distribución de los lagos de Boí.

Conviene señalar –tanto en Boí, como en Isla Riesco- (tablas 81 y 82) que los valores de d_2 (estimados por medio de la integral de correlación) son sistemáticamente superiores a los de D_2 (estimados por box-counting). Esta falta de coincidencia entre d_2 y D_2 probablemente es debida a que las estimas de D_q para distribuciones de puntos tienden a ser por defecto con el método de box-counting, en particular si el número de puntos (cuadrados, o lagos, en este caso) no es elevado, como ocurre en ambas regiones (Dubuc *et al.*, 1989; Hirata, 1989b); en cambio, en Hardanger (tabla 81) no se da esta

discrepancia, probablemente porque debido al gran tamaño de sus lagos en la escala utilizada su recubrimiento está formado por un número elevado de cuadrados (1770), mientras que en Boí sólo se utilizan cerca de 400 cuadrados, en Isla Riesco 462 lagos, y en las simulaciones al azar de la tabla 80 unos pocos centenares de puntos.

Figura 26. Gráfica de la integral de correlación $C(r)$ para los lagos de Boí (Pirineos), utilizando un recubrimiento con cuadrados; ambos ejes en escala logarítmica decimal. El valor de la dimensión de correlación (d_2) se ha estimado a partir de la pendiente del tramo lineal de la gráfica (d_{21}).

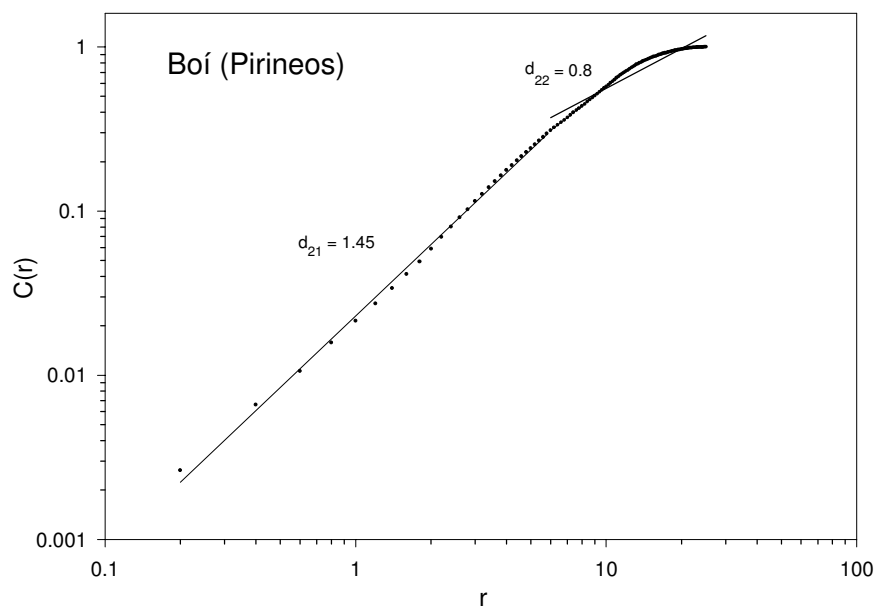


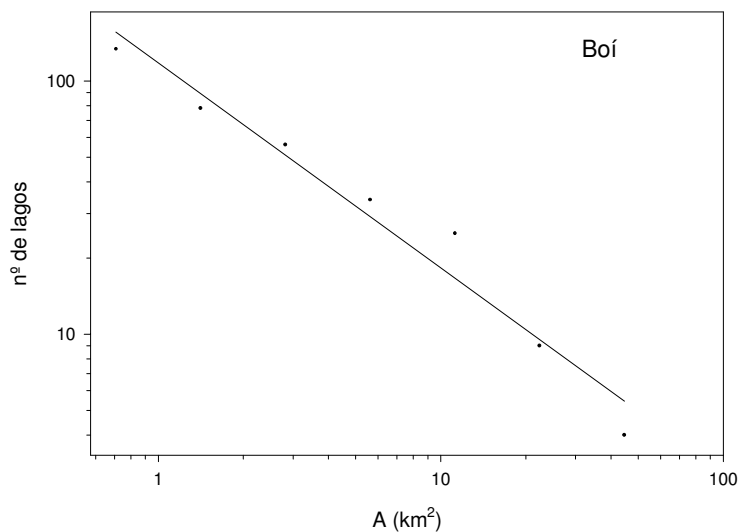
Tabla 81. Valores de la dimensión de correlación estimada mediante la integral de correlación (d_2), y de las dimensiones D_0 , D_1 y D_2 , estimadas mediante el método de box-counting, de las distribuciones de los lagos de Boí (Pirineo) y Hardanger (Noruega); se ha utilizado un recubrimiento con cuadrados de los lagos en ambas regiones; n es la pendiente de la recta de regresión de la distribución de frecuencias de áreas de los lagos.

	d_2	D_2	D_1	D_0	n
Boí (Pirineo)	1.450	1.316	1.390	1.438	0.81
Hardanger (Noruega)	1.452	1.463	1.498	1.562	0.69

(d_2 corresponde a la pendiente del tramo lineal de la curva $C(r)$)

Finalmente, la distribución de frecuencias de áreas de los lagos de Boí se ajusta aproximadamente (mediante regresión por mínimos cuadrados) a la ecuación de regresión $N(A) = A^{-n}$, donde $n = 0.81$ ($r^2 = 0.96$), y $N(A)$ es el número de lagos con un área igual a A (figura 27, y tabla 81).

Figura 27. Gráfica con la recta de regresión para la distribución de áreas de los lagos de Boí (ambos ejes en logaritmos).



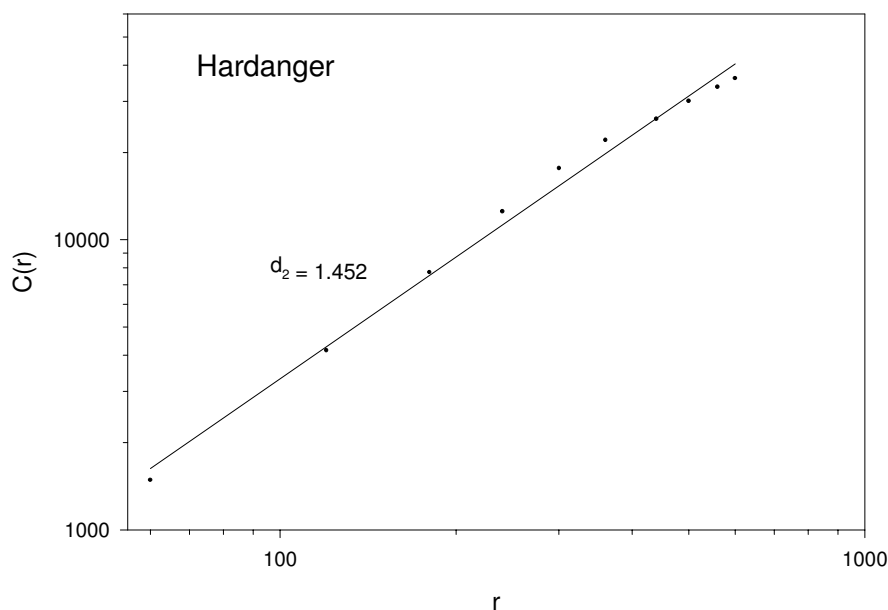
El hecho de que la curva de distribución de áreas de los lagos de Boí sea lineal a lo largo de casi 1.5 órdenes de magnitud indica que el sistema formado por la unidad de Boí del batolito de la Maladeta podría hallarse en un punto crítico, con una distribución escalante de los clusters de lagos (Bak *et al.*, 1987).

Además, la autosimilitud hallada en la distribución espacial de los lagos de Boí (figura 26) sugiere una autoorganización próxima a una transición de fase, en la cual pueden surgir correlaciones a gran escala, en contraste con un estado de equilibrio, en el cual las correlaciones se limitarían a escalas locales.

Algo similar ocurre con la región de Hardanger: su gráfica de $C(r)$ es lineal a lo largo de cerca de un orden de magnitud (figura 28); asimismo, la distribución de áreas de los lagos de Hardanger se ajusta a la relación lineal $N(A) = A^{-n}$, con $n = 0.69$ ($r^2 = 0.97$). Interpretamos que esta región también se halla en un punto crítico, con una distribución escalante de los clusters de lagos, la cual sugiere una autoorganización próxima a una transición de fase.

Por otra parte, aunque no hemos estudiado la multifractalidad de esta distribución, hallamos $D_0 = 1.562$, $D_1 = 1.498$, y $D_2 = 1.463$; esta desigualdad sugiere un posible carácter multifractal de la distribución de los lagos de Hardanger.

Figura 28. Gráfica de la integral de correlación $C(r)$ para los lagos de Hardanger (Noruega), utilizando un recubrimiento con cuadrados; ambos ejes en escala logarítmica decimal. El valor de la dimensión de correlación (d_2) se ha estimado a partir de la pendiente del tramo lineal de la gráfica.



Lagos de Isla Riesco (Chile)

En el caso de Isla Riesco no hemos podido realizar un recubrimiento con cuadrados de los 462 lagos (con al menos 3 ha de superficie), debido al pequeño tamaño de éstos en la escala cartográfica disponible (1:250000); por ello, hemos llevado a cabo el estudio reduciendo cada lago a su centro de masas. Hemos aplicado igualmente dicho estudio a la mencionada región de Boí (mapa a escala 1:100000), para tener una misma referencia con ambos métodos.

Por otra parte, aunque no hemos estudiado la multifractalidad de la distribución de Isla Riesco, hallamos (tabla 82) valores decrecientes de sus dimensiones D_0 , D_1 , y D_2 ; ello sugiere, junto al carácter no lineal del tramo final de su curva de $C(r)$ (figura 29) un posible carácter multifractal de la distribución de sus lagos; otro tanto podemos decir de los lagos de Boí (tabla 82).

Figura 29. Gráfica de la integral de correlación $C(r)$ para los lagos de Isla Riesco (Chile), utilizando los centroides de los lagos; ambos ejes en escala logarítmica decimal. El valor de la dimensión de correlación (d_2) se ha estimado a partir de la pendiente del tramo lineal de la gráfica (d_{21}).

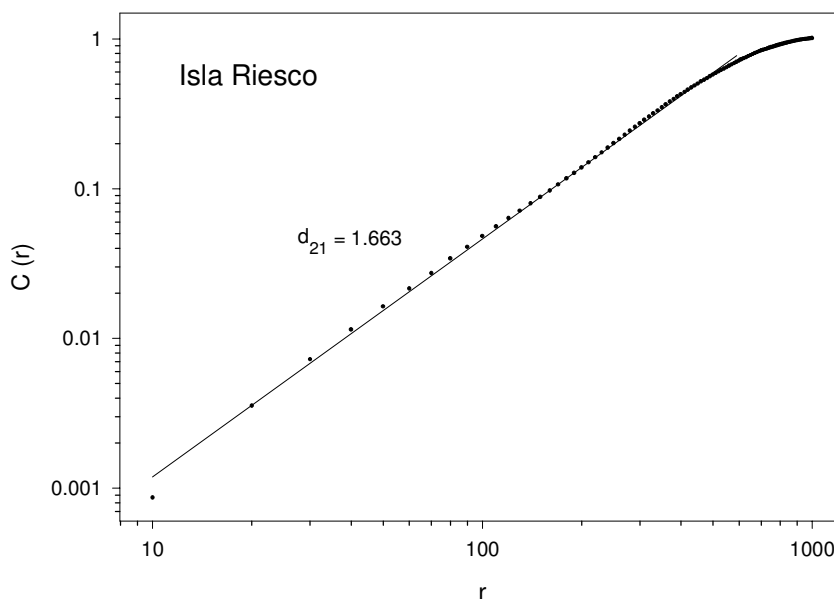


Tabla 82. Valores de la dimensión de correlación estimada mediante la integral de correlación (d_2), y de las dimensiones D_0 , D_1 y D , estimadas mediante el método de box-counting, en las distribuciones de los lagos de Boí (Pirineo), e Isla Riesco (Chile); en ambas regiones se han utilizado los centros de masa de los lagos.

región	d_2	D_2	D_1	D_0
Isla Riesco (Chile)	1.663	1.425	1.488	1.554
Boí (Pirineos)	1.670	1.483	1.539	1.578

En Isla Riesco se observa (tabla 82) un comportamiento similar al hallado para Boí, i.e., aparecen correlaciones a distintas escalas, como se deduce de su gráfica de $C(r)$ (véase la figura 29), lineal en más de 1.5 órdenes de magnitud. El sistema formado por el sustrato de Isla Riesco estaría en un punto crítico, con una distribución escalante de los clusters de lagos. Ello sugiere igualmente una autoorganización próxima a una transición de fase.

DISCUSIÓN

En 1987 Per Bak y Kurt A. Wiesenfeld propusieron la teoría de la criticalidad autoorganizada (Bak *et al.*, 1987). Según estos autores muchos sistemas compuestos se organizan continuamente a sí mismos, evolucionando espontáneamente hacia un estado crítico, en el que un acontecimiento banal da inicio a una reacción en cadena capaz de afectar a un número cualquiera de elementos del sistema. Aunque los sistemas compuestos producen muchos más sucesos banales que catástrofes, una parte de su dinámica está constituida por reacciones en cadena de todos los tamaños. Según esta teoría, el mecanismo que conduce a acontecimientos de poca entidad es el mismo que el desencadenante de grandes acontecimientos (Bak *et al.*, 1991).

Tradicionalmente, se habían analizado los grandes sistemas interactivos del mismo modo que los pequeños y ordenados, es decir, intentando predecir su comportamiento a partir del estudio por separado de sus elementos; se asumía que la dinámica de los grandes sistemas interactivos podía describirse en función de un estado de equilibrio, perturbado de vez en cuando por una fuerza exterior (Bak *et al.*, 1991).

En la presente aplicación a distritos lacustres hemos interpretado que los sustratos en los que el hielo sobreexcavó sus cubetas podrían formar grandes sistemas interactivos. El sustrato muestra un patrón altamente organizado de rocas, fallas, cursos de agua, lagos, etc, el cual ha alcanzado un estado crítico como resultado de la acción de los glaciares durante el último máximo glacial. Dejamos abierta la siguiente hipótesis para explicar dicho estado: las correlaciones observadas en todas las escalas se deberían a la distribución de fracturas en todas las escalas, a la distribución de contrastes litológicos de diferentes tamaños en todas las escalas, y a su interacción con lenguas glaciares de diferentes tamaños.



Figura 30. Lagos de Boí (Pirineos), reducidos del mapa a escala original 1:50000.

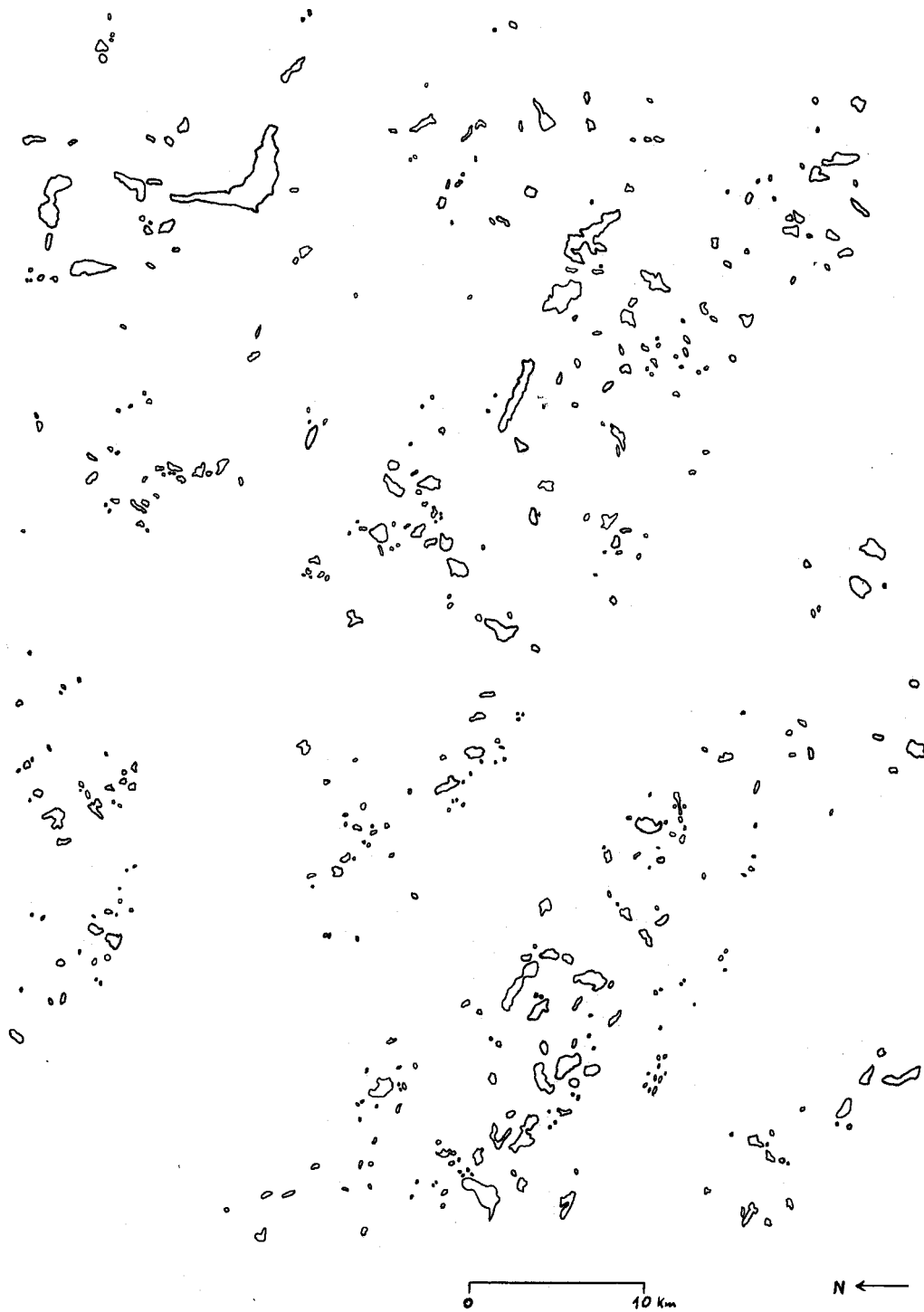


Figura 31. Lagos de Isla Riesco (Chile), reducidos del mapa a escala original 1:250000.

VII. CONCLUSIONES FINALES

Se estudia por vez primera la morfometría del conjunto de todas las superficies de agua con al menos media hectárea de todo el Pirineo.

En los lagos pirenaicos la longitud máxima da una estima aceptable del área. Por otra parte, el área permite estimar de forma aproximada la profundidad máxima. Finalmente, la profundidad media se puede estimar bastante bien a partir de la profundidad máxima.

Los lagos más profundos (con una profundidad máxima de 40 m o más) de la vertiente sur del Pirineo están situados claramente más al este que los más profundos de la vertiente norte.

Los lagos represados por una morrena terminal, así como los de valle, tienen una profundidad relativa menor.

En los lagos pirenaicos de los cuales se disponen datos de la profundidad de la termoclina, la variable de tamaño que mejor estima esta es la profundidad media. La existencia de más de una cubeta en un lago parece disminuir el valor de la profundidad de la termoclina en relación al tamaño del lago.

En la actualidad, los lagos más alargados del Pirineo son de circo, y no de valle, y probablemente están condicionados por un factor estructural tectónico. Los lagos más extensos suelen ser subrectangulares.

El conjunto de los 1031 lagos medidos suma un perímetro total de 797.7 km, es decir, una enorme longitud de costa; ello da una idea de la importancia de los procesos y entradas potenciales que tienen lugar en la interfase que representa el litoral, y que compensan en pequeña medida la oligotrofia edáfica.

Los mayores valores del área de drenaje referida al área del lago (Ad/A) se dan en lagos muy pequeños, situados en los circos, y en sustratos granitoides.

Paradójicamente, la densidad lacustre del Pirineo (0.4%) es similar a la de las regiones áridas del mundo, siendo muy inferior a la de otras regiones de montaña que conocieron los efectos de las glaciaciones.

Se confirma la observación de otros autores de que los lagos situados en la vertiente norte del Pirineo se hallan a una altitud media inferior a la de aquellos situados en la vertiente sur.

El volumen de precipitaciones parece ser un factor determinante en las altitudes de los lagos del Pirineo; siempre que las altitudes de los macizos montañosos lo permiten, los lagos compensan con un aumento de altitud su alejamiento de las influencias marítimas; la orientación del circo también compensa en parte este alejamiento, sobre todo en los macizos montañosos en que se dieron las condiciones menos favorables para la formación de circos.

Se observan unas orientaciones preferentes de los circos. Se trata de la N y la NE, las cuales se suelen considerar como las más favorables a la acumulación de hielo.

La orientación SO es la menos frecuente, pero está asociada con algunos de los lagos más profundos y extensos. Aun siendo menos frecuentes, sorprende el elevado número de circos orientados a sur.

Los lagos con mayor profundidad relativa del Pirineo se hallan en circos con orientaciones favorables a la acumulación del hielo (septentrionales). Los que están en circos con orientaciones desfavorables (S, SO, O) se hallan a una mayor altitud (en relación a los situados en la misma vertiente). Además, estos circos están bastante sobreexcavados, pues si bien son menos profundos, tienen una media inferior del índice entre la longitud máxima del circo y el desnivel de éste (L/H); también presentan una forma bastante más ancha que larga.

En el conjunto de los lagos aparecen dos clases de direcciones dominantes: la 141°-160° y la 161°-180° (oeste-noroeste). Estas direcciones preferentes coinciden con las direcciones predominantes de algunas de las fallas principales del Pirineo; en particular, la dirección 161°-180° coincide aproximadamente con la de encabalgamientos y pliegues pirenaicos, y en general con la dirección de la propia cordillera.

La mayor densidad de lagos del Gállego coincide con una franja de máxima densidad de fallas –así como de mayor longitud de éstas-, la cual se extiende en dirección NO-SE desde el embalse de Respomuso hasta el ibón del Bramatuero Superior.

De 959 lagos del Pirineo (499 en la vertiente norte, y 460 en la sur) hemos contado 582 lagos situados en granitoides (60.7%), y 374 lagos en el resto de litologías (39.3%). Se observa que los lagos situados en granitoides son más frecuentes en la vertiente sur del Pirineo, donde constituyen la mayoría. Los lagos situados sobre ortogneis son más frecuentes en la vertiente norte.

Hay diferencias significativas del área de la cuenca de drenaje (Ad) entre los lagos situados en granitoides (presentan una media superior), y los situados en el resto de litologías (tomados estos conjuntamente).

Los lagos situados en granitoides son en promedio más alargados que los situados en el resto de litologías.

En la vertiente norte los lagos situados sobre granitoides se hallan a mayor altitud que los situados en el resto de sustratos, salvo los ortogneis, y los esquistos del cambroordovícico (los cuales no difieren en altitud de los situados en granitoides).

Los lagos de los batolitos de Riberot y de Querigut-Millars presentan una altitud media significativamente inferior a la del resto de batolitos, salvo el de Bassiers. Dentro del batolito de Andorra-Montlluís, el sector de Montlluís presenta una altitud media lacustre significativamente inferior al de Andorra.

En los lagos del Pirineo se dan correlaciones espúreas entre diversas variables morfométricas, por lo cual se recomienda sustituir las variables cociente por sus respectivos residuos de regresión, o bien por sendos análisis de la covarianza.

En un análisis de componentes principales interpretamos el primer eje como tamaño. El segundo eje representa la forma: los lagos más alargados y/o menos circulares tienen menor profundidad relativa; la sobreexcavación sería más profunda en los lagos con forma subcircular, tal vez debido a la rotación de la masa de hielo que los modeló.

Hemos hallado (con datos de Catalan *et al.* (1990) de concentración de clorofila *a* para una muestra de lagos del Pirineo) una correlación muy significativa entre la profundidad media y la concentración de clorofila *a* ($r = -0.53$), la cual sugiere que la producción primaria podría estar controlada en parte por la morfometría de estos lagos.

Diez paleocubetas de valle del Pirineo suman una superficie de 44.54 km², a la cual habría que añadir las correspondientes a varias grandes paleocubetas más, y a numerosas de menor extensión; como la superficie total del conjunto de todos los lagos actuales aquí estudiados es de 40.19 km², resulta que la mayor parte de la superficie lacustre del Pirineo ha sido ya colmatada.

Los lagos del Pirineo con valores bajos del índice Z_r (inferiores al 2%) se hallan en fase de colmatación final.

En las batimetrías de lagos pirenaicos se observa que el punto más profundo se halla más cerca de la parte proximal del lago que de la parte distal (el umbral, en el caso de un lago de circo); esta situación es la más frecuente en los lagos de circo de otras regiones del mundo.

Se estudia por vez primera el contorno de los lagos del Pirineo mediante el análisis de Fourier.

Los coeficientes elípticos de Fourier de los primeros 12 a 24 armónicos proporcionan una reconstrucción aceptable del contorno de la mayoría de lagos del Pirineo, y por lo tanto sirven como una descripción abreviada de dichos contornos (en relación a la habitual con coordenadas cartesianas).

Su aplicación a una muestra de lagos con formas alargadas del Pirineo ha permitido obtener un dendrograma en el cual aparecen bastante bien agrupados en base a la forma general de sus litorales. Los lagos más alargados según esta clasificación se hallan todos en sustratos granitoides, probablemente bajo la influencia de fracturas claramente orientadas, como sugiere el hecho de que casi todos estos lagos, independientemente de su situación, estén orientados según algunas de las direcciones más frecuentes de las fallas del Pirineo.

Prácticamente todos los lagos del Pirineo presentan valores de la dimensión fractal (D) del litoral (estimado con el método de Richardson-Mandelbrot) entre 1.03 y 1.16. Los mayores valores de la D se dan en lagos situados en sustratos granitoides.

El valor máximo de la D del litoral hallado en lagos del resto del mundo no llega a 1.3. Sin embargo, sí hemos observado valores iguales o superiores a éste en algunas costas marítimas particularmente irregulares.

Una parte de los lagos del Pirineo presentan litorales con un carácter fractal autosimilar aleatorio.

El valor de D suele variar según la escala utilizada. Asimismo, el perímetro del litoral depende de la escala en que se mida, produciéndose diferencias de su valor que llegan a superar el 25% de su valor. Para realizar las medidas del perímetro y de la D recomendamos sustituir –en la medida de lo posible– la escala 1:25000 por la escala 1:5000. Finalmente, el índice de desarrollo DI también depende de la escala, por lo cual

proponemos introducir en su fórmula un exponente fraccionario.

En la zona central de Boí (en la cabecera del Sant Nicolau) el valor de la dimensión fractal de las curvas de nivel aumenta gradualmente con la altitud a partir de los 2000 m hasta la curva de nivel de los 2500 m, pero a partir de aquí se invierte bruscamente la tendencia, y la D disminuye hasta el nivel de crestas (curva de nivel de los 2750 m). Varias de estas curvas de nivel de la zona central de Boí podrían ser fractales uniformes. En cambio, la variación de D con la altitud sugiere que el relieve sería multifractal.

El valor de D del litoral de los lagos no suele coincidir con el de los transectos de sus fondos. Esta y otras observaciones, indican que existe en el relieve del Pirineo una anisotropía con diferencias de escala entre los ejes vertical y horizontal, lo cual determina que los perfiles de transectos del relieve sean autoafines, y no autosimilares.

La red de drenaje en varios circos del Pirineo central catalán (N. Pallaresa y N. Ribagorçana) parece ser fractal, aunque con un valor muy bajo de la D.

En todo el Pirineo hemos contado 1035 lagos con 0.5 ha o más, una cifra similar a la hallada por Nussbaum (1934). Estimamos que el número de lagos con 0.05 ha, o más, de superficie podría ser del orden de 4000.

Las gráficas no lineales de frecuencias de áreas de lagos del Pirineo corresponderían más bien a un modelo multifractal que a uno fractal. Además, otras observaciones indican que el modelo de movimiento browniano fraccionario no permitiría simular adecuadamente por ordenador el relieve del Pirineo, con sus circos y cubetas lacustres. Algunos resultados sugieren que sería interesante intentarlo con los modelos de multifractales.

El hecho de que la curva de distribución de las áreas de los lagos de Boí (la unidad oriental del batolito de la Maladeta, en el Pirineo) sea lineal a lo largo de casi 1.5 órdenes de magnitud, indica que el sistema formado por la unidad de Boí podría hallarse en un punto crítico, con una distribución escalante de los “clusters” de lagos. La autosimilitud hallada en la distribución espacial de los lagos de Boí sugiere una autoorganización próxima a una transición de fase, en la cual pueden surgir correlaciones a gran escala, en contraste con un estado de equilibrio, en el cual las correlaciones se limitarían a escalas locales. Ello también se observa en las regiones lacustres de Hardanger (Noruega) y de Isla Riesco (Chile).

VIII. BIBLIOGRAFÍA

- ALBRECHT, G. H. 1978. Some comments on the use of ratios. *Syst. Zool.*, **27**(1): 67-71.
- ALONSO, V. 1994. Análisis de circos glaciares en las cabeceras de los ríos Narcea, Ibias y Sil. Cordillera Cantábrica (NW de la Península Ibérica). *Cuaternario y Geomorfología*, **8** (1-2): 109-131.
- ANGUITA, F. & F. MORENO. 1993. *Procesos geológicos externos y geología ambiental*. Ed. Rueda, Madrid, 311 pp.
- ANGINO, E. E., ARMITAGE, K. B. & J. C. TASH. 1965. Physico-chemical limnology of lake Bonney, Antarctica. *Limnol. Oceanogr.*, **9**: 207-217.
- ARAI, T. 1981. Climatic and geomorphological influences on lake temperature. *Ver. Internat. Verein. Limnol.*, **21**: 130-134.
- ATCHLEY, W. R. 1978. Ratios, regression intercepts, and the scaling of data. *Syst. Zool.*, **27**(1): 78-83.
- ATCHLEY, W. R. & D. ANDERSON. 1978. Ratios and the statistical analysis of biological data. *Syst. Zool.*, **27**(1): 71-78.
- ATCHLEY, W. R., GASKINS, C. T., & D. ANDERSON. 1976. Statistical properties of ratios. I. Empirical results. *Syst. Zool.*, **25**: 137-148.
- AVILÉS, C. A. & C. H. SCHOLZ. 1987. Fractal analysis applied to characteristic segments of the San Andreas fault. *J. Geophys. Res.*, **92**: 331-334.
- BAK, P. & K. CHEN. 1991. Criticalidad auto-organizada. *Investigación y Ciencia*, **174**:18-25.
- BAK, P., TANG, C. & K. WIESENFELD. 1987. Self-Organized Criticality: An explanation of 1/f noise. *Phys. Rev. Lett.*, **59**: 381-384.
- BALLESTEROS, E., GACIA, E., & L. CAMARERO. 1989. Composition, distribution and biomass of benthic macrophyte communities from lake Bacivèr, a Spanish alpine lake in the Central Pyrenees. *Annl. Limnol.*, **25**: 177-184.
- BARRÈRE, P. 1963. La période glaciaire dans l'Ouest des Pyrénées centrales franco-espagnoles. *Bull. Soc. Géol. de France*, **5** (7): 516-526.
- BASILEVSKY, A. T., IVANOV, B. A., BURBA, G. A., CHERNAYA, I. M., KRYUCHKOV, V. P., NIKOLAEVA, O. V., CAMPBELL, D. B., & L. B. RONCA. 1987. Impact craters of Venus: A continuation of the analysis of data from the Venera 15 and 16 spacecraft. *J. Geophys. Res.*, **92**: 12869-12901.

- BELLOC, M. E. 1894. *Recherches et explorations géographiques et lacustres dans les Pyrénées Centrales*. Ebendort.
- BERRY, M. V. & J. H. HANNAY. 1978. Topography of random surfaces. *Nature*, **273**: 573.
- BOOKSTEIN, F. L. 1978. *The Measurement of biological shape and shape change*. Lecture Notes in Biomathematics, vol. 24, Springer Verlag, Berlin.
- BOOKSTEIN, F. L. 1989. "Size and shape": a comment on semantics. *Syst. Zool.*, **38**: 173-180.
- BOOKSTEIN, F. L. 1990. Analytic methods. Introduction and overview: geometry and biology. In: ROHLF, F. J. & F. L. BOOKSTEIN (Eds.) *Proceedings of the Michigan Morphometrics Workshop*. Special Publication n° 2, The University of Michigan Museum of Zoology, Ann Arbor, Michigan, pp. 61-74.
- BOOKSTEIN, F. L. 1991. *Morphometric tools for landmark data: geometry and biology*. Cambridge University Press.
- BORDONAU, J. 1992. *Els complexos glacio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus*. Tesi Doctoral, Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia, Universitat de Barcelona, 250 pp.
- BOURNETON, A. 1989. *Rivages Pyrénéens*. Milan, Toulouse.
- BREYER, S. & S. SNOW. 1992. Drainage basin perimeters: A fractal significance. *Geomorphology*, **5**:143-157.
- BROWN, S. R. & C. H. SCHOLTZ. 1986. Broad bandwidth study of the topography of natural rock surfaces. *J. Geophys. Res.*, **90**: 12575-12582.
- BRUNSKILL, G. J. & D. W. SCHINDLER. 1971. Geography and bathymetry of selected lake basins, Experimental Lakes Area, northwestern Ontario. *J. Fish. Res. Bd. Canada*, **28**: 139-155.
- BRYLINSKY, M. & K. M. MANN. 1973. An analysis of factors governing productivity in lakes and reservoirs. *Limnol. Oceanogr.*, **18**: 1-14.
- CAMARERO, L. & J. CATALAN. 1993. Chemistry of bulk precipitation in the Central and Eastern Pyrenees, Northeast Spain. *Atmospheric Environment*, **27A**: 83-94.
- CAMPÀS, L. 1980. Mapes batimètriques dels estanys de Certascan (vall de Cardós) i Llong (vall de Boí). In: RIBA, O., BOLÒS, O. de, PANAREDA, J. M., NUET, J., & J. GOSÀLBEZ. *Geografia Física dels Països Catalans*. KETRES, Barcelona, p. 102.
- CAMPOS, H. 1984. Limnological study of Araucanian lakes (Chile). *Verh. Internat. Verein. Limnol.*, **22**: 1319-1327.

- CAPBLANCQ, J. & H. LAVILLE. 1968. Etude morphométrique et physico-chimique de neuf lacs du Massif de Néouvielle (Hautes-Pyrénées). *Ann. Limnol.*, **4**: 275-324.
- CARPENTER, S. R. 1983. Lake geometry: implications for production and sediment accretion rates. *J. Theor. Biol.*, **105**: 273-286.
- CARRERAS, J. 1986. Els materials hercinians. El metamorfisme hercinià. Els granitoides hercinians i les roques filonianes associades. In: P. SANTANACH (Ed.) *Història Natural dels Països Catalans*, Enciclopèdia Catalana, Barcelona, pp. 109-137, 150-157.
- CASTERAS, M., DESTOMBES, J. P., & E. RAGUIN. 1970. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Vicdessos (1087). Orléans: BRGM.
- CATALAN, J. 1987. *Limnologia de l'Estany Redó (Pirineu Central). El sistema pelàgic d'un llac profund d'alta muntanya*. Tesi Doctoral, Departament d'Ecologia, Universitat de Barcelona, 230 pp.
- CATALAN, J. 1989. Els estanys del Pirineu. In: J. TERRADES (Ed.) *Història Natural dels Països Catalans*, vol. 14, pp. 384-395. Enciclopèdia Catalana, Barcelona.
- CATALAN, J., BALLESTEROS, E., CAMARERO, L., FELIP, M. & E. GACIA. 1992. Limnology in the Pyrenean lakes. *Limnetica*, **8**: 27-38.
- CATALAN, J., E. BALLESTEROS, E. GARCIA, A. PALAU & L. CAMARERO. 1993. Chemical composition of disturbed and undisturbed high-mountain lakes in the Pyrenees: a reference for acidified sites. *Wat. Res.*, **27**: 133-141.
- CATALAN, J., CAMARERO, L., GACIA, E., BALLESTEROS, E., & A. PALAU. 1990. *Avaluació del risc d'eutrofització dels estanys del Pirineu*. Caixa de Barcelona, Barcelona.
- CATALAN, J. & E. J. FEE. 1994. Interannual variability in limnic ecosystems: origin, patterns, and predictability. In: MARGALEF, R. (Ed). *Limnology Now: A Paradigm of Planetary Problems*. Elsevier Science, pp. 81-97.
- CATALAN, J. & R. VILALTA (eds.) 1998. *L'Obra hidràulica en els Pirineus. Avaluació, correcció i prevenció de l'impacte ambiental. El Parc Nacional d'Aigüestortes i Estany de Sant Maurici*. Eds. ENHER, Fundació LA CAIXA, y FECSA.
- CENTENO, J. D., REAL, C., ACASO, E. & J. de PEDRAZA. 1991. La orientación de los circos glaciares en la parte occidental de la Cordillera Ibérica. *Resúmenes de la VIII Reunión Nacional sobre Cuaternario*, Valencia. 2 pp.

- CHARLET, J. M. 1979. Le massif granitique de la Maladeta (Pyrénées Centrales Espagnoles), synthèse des données géologiques. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, **102**: 313-323.
- CHENG, Q. 1995. The perimeter-area fractal model and its application in geology. *Math. Geol.*, **27**: 69-82.
- CHENG, Q. 1997a. Fractal/multifractal modelling and spatial analysis. In: PAWLOWSKY-GLAHN (Ed.) *Proceedings of the Third Annual Conference of the International Association for Mathematical Geology*. International Center for Numerical Methods in Engineering (CIMNE), Barcelona, Spain, pp. 57-72.
- CHENG, Q., QIN, P. & F. KENNY. 1997b. Statistical and fractal analysis of surface stream patterns in the Oak Ridges moraine, Ontario, Canada. In: PAWLOWSKY-GLAHN (Ed.) *Proceedings of the Third Annual Conference of the International Association for Mathematical Geology*. International Center for Numerical Methods in Engineering (CIMNE), Barcelona, Spain, pp. 280-286.
- CHUECA, J. 1992. A statistical analysis of the spatial distribution of rock glaciers, Spanish Pyrenees. *Permafrost and Periglacial Processes*, **3**: 261-265
- CHUECA, J., LARREA, V., OSERIN, M., & M.E. TERRERO. 1998. Estudio de las variaciones en la distribución espacial de pisos morfodinámicos en el Pirineo Central a partir de imágenes de satélite. In: GÓMEZ ORTIZ, A., FRANCH, F.S., SCHULTE, L., GARCÍA NAVARRO, A. (Eds.). *Procesos biofísicos actuales en medios fríos*. Publicacions Universitat de Barcelona, Barcelona, pp. 289-300.
- CLEUGH, T. R. & B. W. HAUSER. 1971. Results of the initial survey of the Experimental Lakes Area, northwestern Ontario. *J. Fish. Bd. Canada*, **28**: 129-137.
- CLIN, M., TAILLEFER, F., POUCHAN, P., & A. MULLER. 1989. Notice explicative. Carte Géologique de la France (1/50000), feuille Bagnères-de-Luchon (1084). Editions du BRGM, Orléans.
- COLE, G. A. 1979. *Textbook of Limnology*. 2d ed. Mosby, St. Louis. 426 pp.
- COPONS, R. & J. BORDONAU. 1996. El registro sedimentario del Cuaternario reciente en el lago Redó d'Aigüestortes (Pirineos Centrales). In: GRANDAL D'ANGLADE, A. & J. PAGÉS VALCARLOS (Eds.) *IV Reunión de Geomorfología*. Sociedad Española de Geomorfología. O Castro, A Coruña, pp. 249-260.
- COSTER, M. & J. L. CHERMANT. 1989. *Précis d'analyse d'images* Presses du CNRS, Paris, 561 pp.
- CUADRAS, C. M. 1981. *Métodos de análisis multivariante*. EUNIBAR, Barcelona, 639 pp.

- DEBON, F. 1980. Genesis of the three concentrically-zoned granitoid plutons of Caunterets-Panticosa (French and Spanish Western Pyrenees). *Geologische Rundschau*, **B69**: 107-130.
- DELEBECQUE, A. 1898. *Les lacs français*. Chamerot et Renouard. Paris. 436 pp.
- DERRUAU, M. 1988. *Précis de géomorphologie*. Masson, Paris, (traducido al castellano por P. Plans, 1991, *Geomorfología*, Ariel, Barcelona, 499 pp.)
- DOORNKAMP, J. C. & C. A. M. KING. 1971. *Numerical analysis in Geomorphology*. Arnold, London.
- DUBUC, B., QUINIOU, J., ROQUES-CARMES, C., TRICOT, C., & S. ZUKER. 1989. Evaluating the fractal dimension of profiles. *Phys. Rev. A*, **39**: 1500-1512.
- DUSSART, B. 1966. *Limnologie, l' étude des eaux continentales*. Gauthiers-Villars. Paris. 678 pp.
- EHRlich, R. & B. WEINBERG. 1970. An exact method for characterization of grain shape. *J. Sedim. Petrol.*, **40**: 205-212.
- EMBLETON, C. & C. HAMANN. 1988. A comparison of cirque forms between the Austrian Alps and the Highlands of Britain. *Z. Geomorph. N.F.*, Suppl., **70**:75-93.
- EMBLETON, C. & C. A. KING. 1968. *Glacial and periglacial geomorphology*. Arnold. 608 pp.
- EVANS, I. S. & N. J. COX. 1995a. The form of glacial cirques in the English Lake District, Cumbria. *Z. Geomorph. N.F.*, **39** (2): 175-202.
- EVANS, I. S. & C. J. McCLEAN. 1995b. The land surface is not unifractal: variograms, cirque scale and allometry. *Z. Geomorph. suppl. Bd.*, **101**: 127-147.
- FEDER, J. 1988. *Fractals*. Plenum Press. New York & London.
- FERSON, S. ROHLF, F. J., & R. K. KOEHN. 1985. Measuring shape variation of two-dimensional outlines. *Syst. Zool.*, **34**: 59-68.
- FEE, E. J. 1979. A relation between lake morphometry and primary productivity and its use in interpreting whole-lake eutrophication experiments. *Limnol. Oceanogr.*, **24**: 401-416.
- FOREL, F. A. 1892. *Le Léman: monographie limnologique*. Tome1, *Géographie, Hydrographie, Géologie, Climatologie, Hydrologie*. Lausanne, F. Rouge, 543 pp.
- FOX, C. & D. E. HAYES. 1985. Quantitative methods for analysing the roughness of the seafloor. *Rev. Geophys.*, **23**:1-48.

- FREY, D. G. 1990. What is a lake? *Verh. Internat. Verein. Limnol.*, **24**: 1-5.
- GAONAC´ H, H., LOVEJOY, S. & J. STIX. 1992. Scale invariance of basaltic lava flows and their fractal dimensions. *Geophysical Res. Letters*, **19**: 785-788.
- GARCÍA-GIL, J., BRUNET, R. C., MONTESINOS, E. & C.A. ABELLA. 1985. Estudi comparatiu de l'evolució de la morfometria dels estanyols de la Riera Castellana (Banyoles): Estanyol Nou, Sisó i Brollador. *Scientia Gerundensis*, **11**: 81-90.
- GARCÍA-RUIZ, J. M. 1991. *Mapa geomorfológico. Sallent*. Geoforma Ediciones, 29 pp. y un mapa a escala 1:50.000. Logroño.
- GARCÍA-RUIZ, J. M., J. BORDONAU, E. MARTÍNEZ DE PISÓN & J. M. VILAPLANA. 1992. *Mapa geomorfológico. Benasque (M.T.N. 180)*. Geoforma Ediciones, 39 pp. y un mapa a escala 1:50.000. Logroño.
- GARCÍA-RUIZ, J. M., GÓMEZ VILLAR, A., ORTIGOSA, L. & C. MARTÍ BONO. 1999. Los circos glaciares en los altos valles del Aragón y del Gállego (Pirineo central español). *Análisis morfométrico y variaciones espaciales. Cuaternario y Geomorfología*, **13** (1-2): 95-108.
- GARCÍA-RUIZ, J. M., PUIGDEFABREGAS, J. & J. CREUS. 1985. *Los recursos hídricos superficiales del Alto Aragón*. Instituto de Estudios Altoaragoneses, Huesca, 224 pp.
- GARCÍA-RUIZ, J. M., PUIGDEFÁBREGAS, J. & J. CREUS. 1986. La acumulación de nieve, y su influencia hidrológica en el Pirineo Central. *Pirineos*, **127**: 27-72.
- GAURIER, L. 1926. Travaux de glaciologie et d´ hydrologie aux Pyrénées de 1896 à 1926. *Bull. Sect. Scient. C.A.F.* 1925-1926.
- GELLATLY, A. F. & R. J. PARKINSON. 1994. Rockfalls and glacier contraction: Cirque de Troumouse, French Pyrenees. *Pirineos*, **143-144**: 32-42.
- GIL-SAURÍ, M. A. 1993. Sobre la geometría de los cuencos lacustres glaciares pirenaicos. *Actas VI Congreso Español de Limnología. Granada, marzo de 1993*. Pp. 45-52.
- GILBERT, L. E. 1989. Are topographic data sets fractal? *PAGEOPH*, **131**: 241-254.
- GODLMAN, C. R. & A. J. HORNE. 1983. *Limnology*. McGraw-Hill, New York, 464 pp.
- GÓMEZ ORTIZ, A. 1980. *Estudio geomorfológico del Pirineo catalán: Morfogénesis glacial y periglacial de los altos niveles y vertientes meridionales de los macizos de Calmquerdós, Tossa Plana de Lles y Port Negre (Cerdanya-Alt Urgell)*. Tesis Doctoral, Dept. de Geografia, Universitat de Barcelona, 495 pp.

- GÓMEZ ORTIZ, A. 1987. *Contribució geomorfològica a l'estudi dels espais supraforestals pirinencs. Gènesi, organització i dinàmica dels modelats glacials i periglacials de La Cerdanya i l'Alt Urgell*. Generalitat de Catalunya- Departament de Política Territorial i Obres Públiques, Institut Cartogràfic de Catalunya, Barcelona, 161 pp.
- GOODCHILD, M. F. 1988. Lakes on fractal surfaces: a null hypothesis for lake-rich landscapes. *Math. Geol.*, **20**: 615-630.
- GORHAM, E. 1958. Physical limnology of Northern Britain: an epitome of the bathymetrical survey of the Scottish freshwater Lochs, 1897-1909. *Limnol. Oceanogr.*, **3**: 40-50.
- GORHAM, E., LUND, J. W. G., SANGER, J. E. & W. E. DEAN. 1974. Some relationships between algal standing crop, water chemistry, and sediment chemistry in the English Lakes. *Limnol Oceanogr.*, **19**: 601-617.
- GRASSBERGER, P. 1983. Generalized dimensions of strange attractors. *Phys. Lett. A*, **97**: 227-230.
- GRASSBERGER, P. & I. PROCACCIA. 1983. Characterization of strange attractors. *Phys. Rev. Lett.*, **50**: 346-349.
- GREGORY, K. J. & D. E. WALLING. 1973. *Drainage Basin Form and Process. A geomorphological approach*. E. Arnold, London, 456 pp.
- GUITARD, G., GEYSSANT, J., LAUMONIER, B., AUTRAN, A., FONTEILLES, M., DALMAYRACH, B., VIDAL, J. C. & Y., BANDET. 1998. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Prades (1095). Orléans: BRGM, 198 pp. Carte géologique par Guitard et al. (1992).
- HACK, J. T. 1957. Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, **294-B**:45-97.
- HAKANSON, L. 1974. A mathematical model for establishing numerical values of topographical roughness for lake bottoms. *Geografiska Annaler*, **56 A**.
- HAKANSON, L. 1977. On lake form, lake volume and lake hypsographic survey. *Geografiska Annaler*, **59**: 1-29.
- HAKANSON, L. 1981. *A Manual of Lake Morphometry*. Springer. Berlin. 691 pp.
- HALBFASS, W. 1922. Die Seen der Erde. *Petermanns Mitt.*, Ergänzungsheft 185, vi, 169 pp.
- HAMILTON, S. K., MELACK, J. M., GOODCHILD, M. F., & W. M. LEWIS Jr. 1992. Estimation of the fractal dimension of terrain from lake size distributions. In: CARLING, P.A. & G.E. PETTS (Eds.) *Lowland floodplain rivers: geomorphological perspectives*. John Wiley & Sons.

- HANNA, M. 1990. Evaluation of models predicting mixing depth. *Can J. Fish. Aquat. Sci.*, **47**: 940-947.
- HAYES, F. R. 1957. On the variation in bottom fauna and fish yield in relation to trophic level and lake dimensions. *J. Fish. Res. Bd. Canada*, **14**: 1-32.
- HENTSCHEL, H. G. E. & I. PROCACCIA. 1983. The infinite number of generalized dimensions of fractals and strange attractors. *Physica*, **8**: 435-444.
- HERDENDORF, C. E. 1982. Large lakes of the world. *J. Great Lakes Res.*, **8**: 379-412.
- HILLS, M. 1978. On ratios. A response to Atchley, Gaskins, and Anderson. *Syst. Zool.*, **27**(1): 61-62.
- HIRATA, T. 1989a. Fractal dimension of fault systems in Japan: fractal structure in rock fracture geometry at various scales. *Pure Appl. Geophys.*, **131**: 157-170.
- HIRATA, T. 1989b. A correlation between the *b* value and the fractal dimension of earthquakes. *J. Geophys. Res.*, **94** (B6): 7507-7514.
- HIRATA, T. & M. IMOTO. 1991. Multifractal analysis of spatial distribution of microearthquakes in the Kanto region. *Geophys. J. Int.*, **107**: 155-162.
- HORIE, S. 1962. Morphometric features and the classification of all the lakes in Japan. *Memories College of Sci. Kyoto Univ.*, **29**: 191-262.
- HUTCHINSON, G. E. 1957. *A treatise on limnology, vol I. Geography, physics and chemistry*. Wiley, New York, 1015 pp.
- ILEC. 1988-1991. *Data Book of world lake environments. A survey of the state of world lakes*. Int. Lake Environment Committee and Lake Biwa Research Institute, Otsu, Japan.
- JACKSON, D. A., HARVEY, H. H. & K. M. SOMERS. 1990. Ratios in aquatic sciences: statistical shortcomings with mean depth and the morphoedaphic index. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.*, **47**: 1788-1795.
- JACKSON, D. A. & K. M. SOMERS. 1991. The spectre of "spurious" correlations. *Oecologica*, **86**: 147-151.
- JEANBERNAT, B. 1874. Etude monographique sur les lacs des Pyrénées. *Bull. Soc. de Sc. Phys. et Nat. de Toulouse*, T. II.
- JOLICOEUR, P. & J. E., MOSIMANN. 1960. Size and Shape Variation in the Painted Turtle. A Principal Component Analysis. *Growth*, **24** (4): 339-354.
- JOLLY, V. H., & J. M. A. BROWN. 1975. *New Zealand Lakes*. Auckland University Press-Oxford University Press. 388 pp.

- KALFF, J. 2002. *Limnology. Inland Water Ecosystems*. Prentice Hall, New Jersey, 592 pp.
- KAYE, B. 1993. Chaos & complexity: discovering the surprising patterns of science and technology. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **65**: 1073-1095.
- KENT, C. & J. WONG. 1982. An index of littoral zone complexity and its measurement. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.*, **39**: 847-853.
- KING, C. A. M.. 1984. *Geografía física*. Oikos-tau, Barcelona, 541 pp.
- KLING, G. W. 1988. Comparative transparency, depth of mixing, and stability of stratification in lakes of Cameroon, West Africa. *Limnol. Oceanogr.*, **33**: 27-40.
- KLINKENBERG, B. 1994. A review of methods used to determine the fractal dimension of linear features. *Math. Geol.*, **26**: 23-46.
- KLINKENBERG, B. & M. F. GOODCHILD. 1992. The fractal properties of topography: a comparison of methods. *Earth Surf. Proc. Landforms*, **17**: 217-234.
- KORCAK, J. 1938. Deux types fondamentaux de distribution statistique. *Bulletin de l'Institut International de Statistique* **III**: 295-299.
- KOSHINSKY, G. D. 1970. The morphometry of shield lakes in Saskatchewan. *Limnol. Oceanogr.*, **15**: 695-701.
- KUHL, F. P. & C. R., GIARDINA. 1982. Elliptic Fourier features of a closed contour. *Computer Graphics and Image Processing*, **18**: 236-258.
- LAMPRE, F. 1998. *Estudio geomorfológico de Ballibierna (Macizo de La Maladeta. Pirineo Aragonés). Modelado glacial y periglacial*. Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón, Zaragoza.
- LANGBEIN, W. B. et al. 1947. Topographic characteristics of drainage basins. *U.S. Geol. Survey, Water Supply Paper*, **968C**: 125-158.
- LAVALLÉE, D., LOVEJOY, S., SCHERTZER, D. & P. LADOY. 1993. Nonlinear variability of landscape topography: multifractal analysis and simulation. In: LAM, N. S. N. & L. DE COLA (Ed.): *Fractals in geography*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, pp. 158-192.
- LENHARDT, W. A. 2000. Fractal concepts and their application to earthquakes in Austria. In: Urai (Ed.) *Aspects of tectonic faulting*. Springer Verlag, Berlin.
- LIEBOVITCH, L. & T. TOTH. 1989. A fast algorithm to determine fractal dimensions by box counting. *Physics Letters A*, **141**: 386-390.
- LIFTON, N. A. & C. G. CHASE. 1992. Tectonic, climatic and lithologic influences on landscape fractal dimension and hypsometry: implications

- for landscape evolution in the San Gabriel Mountains, California. *Geomorphology*, **5**: 77-114.
- LÖFLER, H. 1969. High altitude lakes in Mt. Everest region. *Verh. Internat. Verein. Limnol.*, **17**: 373-385.
- LOHMANN, G. P. 1983. Eigenshape analysis: a general morphometric procedure for describing changes in shape. *Math. Geol.*, **15**: 659-672.
- LOVEJOY, S. 1982. Area-perimeter relation for rain and cloud areas. *Science*, **216**: 185-187.
- MACIOLEK, J. A. 1975. Limnological systems and Hawaii's preservational planning. *Int. Ver. Theor. Angew. Limnol. Verh.*, **19**: 1461-1467.
- MANDELBROT, B. B. 1967. How long is the coast of Britain? Statistical self-similarity and fractional dimension. *Science*, **155**: 636-638.
- MANDELBROT, B. B. 1975a. *Les Objets Fractals: Forme, Hasard et Dimension*. Flammarion, Paris.
- MANDELBROT, B. B. 1975b. Stochastic models for the Earth's relief, the shape and the fractal dimension of the coastlines, and the number-area rule for islands. *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*, **72**: 3825-3828.
- MANDELBROT, B. B. 1982. *The fractal Geometry of Nature*. Freeman. San Francisco. 365 pp.
- MANDELBROT, B. B. 1985. Self-affine fractals and fractal dimension. *Phys. Scr.*, **32**: 257-260.
- MANDELBROT, B. B. 1986. Self-affine fractal sets. In: PIETRONERO, L. & E. TOSSATTI (Eds.) *Fractals in Physics*. North Holland, Amsterdam, pp. 3-28.
- MANDELBROT, B. B., PASSOJA, D. E. & A. J. PAULLAY. 1984. Fractal character of fracture surfaces of metals. *Nature*, **308**: 721-722.
- MANDELBROT, B. B. & J. W. VAN NESS. 1968. Fractional Brownian Motions, Fractional Noises and its Applications. *SIAM Review*, **10**: 422-437.
- MARCUS, L. F. 1990. Traditional Morphometrics. In: ROHLF, F. J. & F. L. BOOKSTEIN (Eds.) *Proceedings of the Michigan Morphometrics Workshop*, Special Publication n° 2, The University of Michigan Museum of Zoology, Ann Arbor, Michigan, pp. 77-122.
- MARGALEF, R. 1983. *Limnología*. Ed. Omega, Barcelona. 1010 pp.
- MARGALEF, R., ROCOSA, L. C., MIRACLE, M. R. & J. M. VILASECA. 1975. Introducción al estudio de los lagos pirenaicos. *Naturalia Hispanica*, **4**: 1-45.

- MARTÍ BONO, C. E. & C. PUIGDEFÀBREGAS. 1968. Estudio del Parque Nacional de Aigües Tortes y Lago de San Mauricio (Pirineos Centrales): geología y morfología. *Centro Pirenaico Biol. Experimental* **2**: 7-37.
- MATSUSHITA, M., OUCHI, S. & K. HONDA. 1991. On the fractal structure and statistics of contour lines on a self-affine surface. *J. Phys. Soc. Jpn.*, **60**: 2109-2112.
- MEY, P. 1968. The geology of the Upper Ribagorzana and Baliera valleys, Central Pyrenees, Spain. *Leidse Geol. Med.*, **41**: 229-292.
- MEYBECK, M. 1995a. Global Distribution of Lakes. In: LERMAN, A. IMBODEN, D. M. & J. R. GAT (Eds.), *Physics and Chemistry of Lakes*, 2nd ed., Springer Verlag, Berlin, pp. 1-35.
- MEYBECK, M. 1995b. Les lacs et leur bassin. In: POURRIOT, R. & M. MEYBECK (Eds). *Limnologie générale*. Masson, Paris, pp. 6-59.
- MIRACLE, M. R. 1978. Composición específica de las comunidades zooplanctónicas de 153 lagos de los Pirineos y su interés biogeográfico. *Oecologia Aquatica*, **3**: 167-191.
- MONTserrat MARTÍ, J. 1992. Evolución glaciario y postglaciario del clima y la vegetación en la vertiente Sur del Pirineo: Estudio palinológico. *Monografías del Instituto Pirenaico de Ecología, C.S.I.C.*, **6**, 147 pp.
- MOSIMANN, J. E. 1970. Size allometry: size and shape variables with characterizations of the lognormal and generalized gamma distributions. *J. Amer. Stat. Assoc.*, **65**: 930-945.
- MURRAY, J. 1888. On the effects of winds on the distribution of temperatures in the sea-and-freshwater lochs of the west of Scotland. *Scot. Geogr. Mag.*, **4**: 345-365.
- NEUMANN, J. 1959. Maximum depth and average depth of lakes. *Can J. Fish. Res. Bd.*, **16**: 923-927.
- NEWMAN, W. I. & D. L. TURCOTTE. 1990. Cascade model for fluvial geomorphology. *Geophys. J. Int.*, **100**: 433-439.
- NORTON, D. & S. SORENSON. 1989. Variations in geometric measures of topographic surfaces underlain by fractured granitic plutons. *Pure Appl. Geophys.*, **131**: 77-97.
- NORUSIS, M. 1985. *Advanced Statistics Guide SPSS-X*. McGraw-Hill, New York, 505 pp.
- NUSSBAUM, F. 1934. Die Seen der Pyrenäen. Eine geographische Studie. *Mitt. Der Naturforschenden Gesellschaft in Bern*.

- ODUM, E. P. & H. T. ODUM. 1953. *Fundamentals of ecology*. Saunders, Philadelphia.
- OLYPHANT, G. A., 1977. Topoclimate and the depth of cirque erosion. *Geogr. Ann.*, **59**: 209-213.
- ORFORD, J. D. & W. B. WHALLEY. 1983. The use of the fractal dimension to quantify the morphology of irregular-shaped particles. *Sedimentology*, **30**: 655-668.
- OUCHI, S. & M. MATSUSHITA. 1992. Measurement of self-affinity on surfaces as a trial application of fractal geometry to landform analysis. *Geomorphology*, **5**: 115-130.
- PALÀ, V., GONZALEZ, A., & A. LOBO. 1985. Cartografía y morfometría de los lagos del Pirineo catalán a partir de los cuartos 1-2 de la imagen TM 198-30, y 3-4 de la TM 198-31 del satélite Landsat (fecha de toma, 26 de Octubre de 1984). (Manuscrito).
- PALAU, A. 1987. Caracterización morfométrica de la cuenca catalana del río Segre (Lérida, NE España). *Actas IV Congreso español de Limnología*. Sevilla.
- PANAREDA, M. 1984. Les condicions climàtiques. In: FOLCH, R. (Ed.). *El patrimoni natural d'Andorra. Els sistemes naturals andorrans i llur utilització*. Ketres, Barcelona, pp. 55-62.
- PATALAS, K. 1980. Comment on "A relation between lake morphometry and primary productivity and its use in interpreting whole-lake eutrophication experiments" (E. J. Fee). *Limnol. Oceanogr.*, **25**: 1147-1149.
- PATALAS, K. 1984. Mid-summer mixing depths of lakes of different latitudes. *Ver. Internat. Verein. Limnol.*, **22**: 97-102.
- PEARSON, K. 1897. Mathematical contributions to the theory of evolution. On a form of spurious correlation which may arise when indices are used in the measurement of organs. *Proc. Roy. Soc. (London)*, **60**: 489-498.
- PENCK, A. 1883. Die Eiszeit in den Pyrenäen. *Mitt. Ver. Für Erdkunde*, Leipzig.
- PETERSON, J.A. & G. ROBINSON. 1969. Trend surface mapping of cirque floor levels. *Nature*, **222**: 75-76.
- PHILLIPS, R. J., RAUBERTAS, R. F., ARVIDSON, R. E., SARKAR, I. C., HERRIK, R. R., IZENBERG, N., & R. E. GRIMM. 1992. Impact craters and Venus resurfacing history. *J. Geophys. Res.*, **97**: 15923-15948.
- PLANDÉ, R. 1939. Neiges et glaces d'aujourd'hui dans les Pyrénées. *Rev. Géogr. des Pyrénées et du Sud-Ouest*, **10** (2): 85-106.

- PRAT, N., BAUTISTA, M. I., GONZÀLEZ, G. & M. A. PUIG. 1984. Els cursos d' aigua, pp 261-309, In: FOLCH, R. (Ed.) *El patrimoni natural d' Andorra. Els sistemes naturals andorrans i llur utilització*. Ketres, Barcelona, 446 pp.
- RASMUSSEN, J. B., GODBOUT, L. & M. SCHALLENBERG. 1989. The humic content of lake water and its relationship to watershed and lake morphometry. *Limnol. Oceanogr.*, **34**: 1336-1343.
- RAWSON, D. S. 1939. Some physical and chemical factors in the metabolism of lakes. In: E.R Moulton (Ed.) *Problems of lake biology*. Pub. 10, A.A.A.S., Washington, D.C, pp. 9-26.
- RAWSON, D. S. 1952. Mean depth and the fish production of large lakes. *Ecology*, **33**:515-521.
- RAWSON, D. S. 1955. Morphometry as a dominant factor in the productivity of large lakes. *Verh. Int. Ver. Limnol.*, **12**: 164-175.
- RAWSON, D. S. 1960. A limnological comparison of twelve large lakes in Northern Saskatchewan. *Limnol. Oceanogr.*, **5**: 195-211.
- REY, J. 1988. Étude comparée de la dynamique du zooplancton de trois réservoirs d' altitude et d' un lac naturel dans les Pyrénées. *Annls. Limnol.*, **24** (2): 139-160.
- REYMENT, R. A. 1985. Multivariate morphometrics and analysis of shape. *Math. Geol.*, **17**: 591-609.
- RICHARDSON, L. F. 1961. The problem of contiguity: an appendix of statistics of deadly quarrels. *General Systems Yearbook*, **6**: 139-187.
- RÍOS, L. M., GALERA, J. M., BARETTINO, D., & J. M. LANAJA. 1989. Mapa geológico de España, 1:50000. Segunda serie, Hoja 29-8 Sallent. IGME.
- ROGGEVEEN, P. M. 1929. *Geologisch-petrographische onderzoekingen in het Granietmassief van Lles-Aristot in de oostelijke spaanse Pyrenëen*. Thesis. Utrecht.
- ROHLF, F. J. & J.W. ARCHIE. 1984. A comparison of Fourier methods for the description of wing shape in mosquitoes (Diptera: Culicidae). *Syst. Zool.*, **33**: 302-317.
- ROHLF, F. J. & S. FERSON. 1983. Image analysis. In: J. FELSENSTEIN (Ed.) *Numerical taxonomy*. NATO ASI Series G1, Springer Verlag, pp. 583-599.
- ROHLF, F. J. & S. FERSON. 1993. EFA program for elliptic Fourier analysis. ([www.http://life.bio.sunysb.edu/morph](http://life.bio.sunysb.edu/morph)).
- ROUGIER, H. 2000. Essai de typologie des lacs alpins. *Bull. Assoc. Géogr. Franç.*, **2000**: 323-336.

- RUSS, J. C. 1990. *Computer-assisted microscopy: the measurement and analysis of images*. Plenum Press. New York.
- RUSS, J. C. 1998. *The image processing handbook*. Springer Verlag, Berlin. 800 pp.
- RUTTNER, F. 1931. Hydrographische und hydrochemische Beobachtungen auf Java, Sumatra und Bali. *Arch. Hydrobiol. (Suppl.)*, **8**: 197-454.
- RYDER, R. A. 1965. A method for estimating the potential fish production of north-temperate lakes. *Transactions of the American Fisheries Society*, **94**: 214-218.
- SARRAILLE, J. & P. DI FALCO. 1995. FD3 program for fractal dimension estimation. ([www.http://life.bio.sunysb.edu/morph](http://life.bio.sunysb.edu/morph)).
- SAYLES, R. S. & THOMAS, T. R. 1978. Surface topography as a nonstationary random process. *Nature*, **271**: 431-434.
- SCRUTON, D. A. 1984. A survey of selected lakes in Labrador, with an assessment of lake status and sensitivity in relation to acid precipitation. *Can. Tech. Rep. Fish. Aquat. Sci.*, 1296: V+115pp.
- SERRAT, D. & J. M. VILAPLANA. 1984. El relleu i la xarxa hidrogràfica. In: FOLCH, R. (Ed.) *El patrimoni natural d'Andorra. Els sistemes naturals andorrans i llur utilització*. Ketres, Barcelona, pp. 41-53.
- SIEGBURG, W. 1994. The relationship between altitude and relief intensity in high mountain basins. *Z. Geomorph.*, **38**: 59-73.
- SIMOLA, H., OLLIKAINEN, M. & O. SANDMAN. 1993. Short-core palaeolimnology of three contrasting basins of Saimaa Lake complex in East Finland. *Verh.Internat. Verein. Limnol.*, **25**: 1082-1085.
- SIPPEL, S. J., HAMILTON, S. K. & J. M. MELACK. 1992. Inundation area and morphometry of lakes on the Amazon River floodplain, Brazil. *Arch. Hydrobiol.*, **123**: 385-400.
- SLY, P. G. 1978. Sedimentary processes in lakes. In: A. LERMAN (Ed.) *Lakes: chemistry, geology, physics*. Springer Verlag, New York, pp.65-86.
- SOLÉ, R. V. & S. C. MANRUBIA. 1995a. Are rainforests self-organized in a critical state? *J. Theor. Biol.*, **173**: 31-40.
- SOLÉ, R. V. & S. C. MANRUBIA. 1995b. Self-similarity in rain forests: Evidence for a critical state. *Phys. Rev. E.*, **51**: 6250-6253.
- SOKAL, R. R. & F. J. ROHLF 1981. *Biometry. The principles and practice of statistics in biological research (Second edition)*. W.H. Freeman & Co., New York.

- STEINHAUS, H. 1954. Length, shape and area. *Colloquium Mathematicum*, **3**: 1-13.
- STRAHLER, A. N. 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geol. Soc. Ann. Bull.*, **63**: 1117-1142.
- SWIDERSKI, D. L., ZELDITCH, M. L., & W. L. FINK. 2002. Comparability, morphometrics and phylogenetic systematics. In MACLEOD, N. & P. L. FOREY (Eds.). *Morphology, Shape and Phylogeny*. Taylor & Francis, London, New York, pp. 67-99.
- TAILLEFER, F. 1966. La feuille de Bagnères de Luchon de la carte du relief glaciare des Pyrénées. *Pirineos*, **81-82**: 129-142.
- TARBOTON, D. G., BRAS, R. L., & I. RODRÍGUEZ-ITURBE. 1988. The fractal nature of river networks. *Water Resour. Res.*, **24**: 1317-1322.
- TARTARI, G. A., TARTARI, G. & R. MOSELLO. 1998. Water chemistry of high altitude lakes in the Khumbu and Imja Kola Valleys (Nepalese Himalayas). In: LAMI, A. & G. GIUSSANI (Eds), *Limnology of high altitude lakes in the Mt. Everest Region (Nepal)*. *Mem. Ist. Ital. Idrobiol.*, **57**: 51-76.
- TERMONIA, Y. & Z. ALEXANDROWICZ. 1983. Fractal dimension of strong attractors from radius versus size of arbitrary clusters. *Phys. Rev. Lett.*, **51**: 1265-1268.
- THIENEMANN, A. 1927. Der Bau des Seebeckens in seiner Bedeutung für das Leben in See. *Verh. Zool. Bot. Ges.*, **77**: 87-91.
- THOMPSON, D'Arcy W. 1942. *On Growth and Form*. Cambridge University Press, New York.
- TIMMS, B. V. 1993. *Lake Geomorphology*. Gleneagles. Adelaide. 180 pp.
- TOUCHART, L. 2000. Qu'est-ce qu'un lac? *Bull. Assoc. Géogr. Franç.*, **2000** (4): 313-322.
- TRENHAILE, A. S. 1976. Cirque morphometry in the Canadian Cordillera. *Annals of the Assoc. of Am. Geogr.*, **66**: 451-462.
- TRENHAILE, A. S. 1979. The morphometry of valley steps in the Canadian Cordillera. *Z. Geomorphol.*, **23**: 27-44.
- TURCOTTE, D. L. 1989. Fractals in Geology and Geophysics. *PAGEOPH*, **131**: 171-196.
- TURCOTTE, D. L. 1992. *Fractals and chaos in geology and geophysics*. Cambridge University Press.

- VAN HUSEN, D. 1979. Verbreitung, Ursachen und Füllung glazialübertiefter Talabschnitte an Beispielen in den Ostalpen. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **29**: 9-22.
- VENTURA, J. 1989. Geomorfologia glacial de la vall d' Espot. In: *La investigació al Parc Nacional d' Aigüestortes i Estany de Sant Maurici. Primeres jornades sobre recerca (ponències)*. Generalitat de Catalunya, Dept. d' Agricultura, Ramaderia i Pesca, Direcció General del Medi Natural, pp. 29-42.
- VENTURA, J. 1992. Geomorfologia glacial de les valls de la Bonaigua, Son i els sectors occidentals de la cubeta d' Esterri d' Àneu. In: *La investigació al Parc Nacional d' Aigüestortes i Estany de Sant Maurici. Segones jornades sobre recerca (ponències)*. Generalitat de Catalunya, Dept. d' Agricultura, Ramaderia i Pesca, Direcció General del Medi Ambient, pp.23-41.
- VERGÈS, P. 1994. *Balades et pêches. De lac en lac dans le Parc National des Pyrénées et autour*. Rando Éditions, 159 pp.
- VIGOUROUX, G. 2000. *Les lacs d' altitude des Alpes occidentales* Thèse de Doctorat, Université Lyon 3, 560 pp.
- VIDAL ROMANÍ, J. R., VILAPLANA, J. M., MARTÍ-BONO, C., y D. SERRAT. 1983. Rasgos del micromodelado periglacial actual sobre rocas graníticas de los Pirineos españoles (Panticosa, Huesca y Cavaller, Lleida). *Acta Geologica Hispanica*, **18** (1): 55-61.
- VILAPLANA, J. M. 1983. *Estudi del glacialisme quaternari de les altes valls de la Ribagorça*. Tesi Doctoral. Dept. Geomorfologia i Tectònica. Universitat de Barcelona. 322 pp.
- VILAPLANA, J. M. & J. BORDONAU. 1989. Dynamique sédimentaire lacustre de marge glaciaire: Le paléolac de Llestui (Noguera Ribagorçana- Versant sud des Pyrénées). *Bull. A.F.E.Q.*, **1989-4**: 219-224.
- VILAPLANA, J. M., SCHLÜCHTER, C. & A. VERDAGUER. 1983. Sedimentology and stratigraphy of the Pleistocene sediments in Lake Llauset (Southern Pyrenees, Spain): a first approach. *Acta Geologica Hispanica*, **18** (3-4): 235-248.
- VOSS, R. F. 1988. Fractals in nature: From characterization to simulation. In: PEITGEN, H. O. & D. SAUPE (Eds.) *The Science of Fractal Images*. Springer Verlag, Berlin, pp. 805-835.
- WELCH, P. S. 1952. *Limnology*. McGraw-Hill, New York, 538 pp.
- WETZEL, R. G. 1975. *Limnology*. W. B. Saunders Co., Philadelphia, London, Toronto, 744 pp.
- WETZEL, R. G. 1990. Land-water interfaces: metabolic and limnological regulators. *Verh. Int. Ver. Limnol.*, **24**: 6-24.

ZIMMERMAN, A. P., K. M. NOBLE, M. A. GATES, & J. E. PALOHEIMO.
1983. Physicochemical typologies of south-central Ontario lakes. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.*, **40**: 1788-1803.

ANEXO

Valores de las principales variables morfométricas y geográficas de todos los lagos del Pirineo con un área igual o superior a 0.5 hectáreas.

Cuenca: indica la cuenca a la cual pertenece el lago; en la tabla 1 (véase el capítulo primero) se citan las cuencas y subcuencas con lagos del Pirineo.

Latitud: las coordenadas geográficas corresponden al centro de gravedad del lago; la latitud se expresa en grados, minutos, y segundos de latitud norte.

Longitud: se expresa en grados, minutos, y segundos; los valores con un signo menos indican lagos situados al este del meridiano de Greenwich, mientras que el resto se hallan al oeste del mismo.

Altitud: altitud de la superficie del lago sobre el nivel del mar, en metros.

Área: superficie del lago, en kilómetros cuadrados.

L: longitud máxima del lago, en kilómetros.

L/W: cociente entre la longitud máxima y el ancho medio del lago.

P: perímetro; se refiere a la línea de costa del lago, en kilómetros.

DI: índice de desarrollo de costa; se define en la tabla 1 (véase el capítulo primero).

Ad: superficie de la cuenca de drenaje del lago, en kilómetros cuadrados.

Ad/A: cociente entre la superficie de la cuenca de drenaje del lago, y la superficie de éste.

Z: profundidad máxima del lago, en metros.

Zm: profundidad media del lago, en metros; se define en la tabla 1 (véase el capítulo primero).

Zm/Z: cociente entre las profundidades media y máxima del lago.

Zr: profundidad relativa del lago, en tanto por ciento; se define en la tabla 1 (véase el capítulo primero).

Presa: se indican con un signo '+' los lagos represados; en algunos casos, como explicamos en el capítulo primero, hemos considerado varios lagos antes de ser represados, por lo cual aparecen en esta lista sin el signo '+', aunque actualmente estén represados. No hemos señalado algunos lagos que sin estar represados sufren variaciones más o menos importantes de su nivel debido a que están perforados por canalizaciones subterráneas para su aprovechamiento hidroeléctrico.

Gr: variable litológica; se indican con un '1' los lagos situados en sustratos granitoides.

Sinónimo: nombre alternativo del lago.

Los valores de las profundidades máxima y media (y en consecuencia también de los índices Zm/Z y Zr) proceden de las siguientes fuentes: Catalan *et al.* (1990); "Centre de Recerca d'Alta Muntanya de la Universitat de Barcelona" (datos inéditos); Vergès (1994); Nussbaum (1934); Capblancq *et al.* (1968); Miracle (1978); Gil-Saurí (1993).

lago	cuenca	longitud	latitud	altitud	área	L	L/W	P	DI	Ad	Ad/A	Z	Zr	Zm	Zm/Z	Gr	presa	sinónimo
Acherito	Aragón	-00°42'21"	42°52'52"	1875	0.069	0.380	2.09	1.150	1.24	0.58	8.41	20.0	6.75					
Estanáes	Aragón	-00°35'20"	42°48'03"	1754	0.274	0.750	2.05	2.420	1.30	4.95	18.08							Estaens
Orná	Aragón	-00°36'44"	42°47'54"	1856	0.010	0.136	1.85	0.370	1.04									
Sarnios	Aragón	-00°35'23"	42°47'20"	2005	0.010	0.180	3.24	0.445	1.26									
Tortielias	Aragón	-00°32'16"	42°45'47"	1728	0.061	0.420	2.89	1.180	1.35	3.38	55.41							
Escalar	Aragón	-00°30'10"	42°49'26"	2078	0.031	0.325	3.42	0.832	1.34	0.45	14.56	4.0	2.02					
Astún	Aragón	-00°29'12"	42°48'57"	2118	0.021	0.240	2.74	0.684	1.33	0.19	9.05							Truchas
Anayet Oeste Inferior	Aragón	-00°27'19"	42°47'17"	2050	0.008	0.145	2.80	0.330	1.07	0.39	52.00							
Anayet Oeste Superior	Aragón	-00°27'19"	42°47'25"	2018	0.006	0.120	2.40	0.290	1.06	0.51	85.00							
Anayet Oeste	Aragón	-00°27'48"	42°47'22"	2088	0.008	0.120	1.80	0.340	1.07	0.12	15.00							
Ibonet de Anayet Este I	Aragón	-00°26'30"	42°46'57"	2208	0.006	0.120	2.40	0.280	1.02									
Anayet Este I	Aragón	-00°26'33"	42°46'49"	2227	0.067	0.375	2.10	1.150	1.25	0.71	10.60							Anayet Este
Las Foyas	Aragón	-00°26'14"	42°44'41"	2090	0.009	0.125	1.74	0.338	1.00	0.49	54.44							
Samán	Aragón	-00°28'36"	42°44'41"	2129	0.040	0.330	2.72	1.080	1.52	0.91	22.75							Iserias
Yp	Aragón	-00°27'20"	42°43'18"	2090	0.078	0.650	5.45	1.755	1.78	3.22	41.55							
Bucuesa	Gállego	-00°25'49"	42°42'33"	2125	0.017	0.190	2.12	0.513	1.11	1.40	82.35							
Anayet Este II	Gállego	-00°26'28"	42°46'47"	2236	0.041	0.260	1.65	1.090	1.52	0.58	14.15							
Culibillas Superior	Gállego	-00°25'00"	42°45'52"	2175	0.007	0.120	2.22	0.420	1.47	0.25	38.46							
Culibillas	Gállego	-00°24'02"	42°46'41"	1830	0.007	0.110	1.66	0.350	1.16									
Sierra	Gállego	-00°24'46"	42°44'36"	2022	0.013	0.150	1.77	0.460	1.15									
Paules	Gállego	-00°22'03"	42°43'29"	1682	0.024	0.300	3.75	0.810	1.47			4.7	2.69	1.50	0.32			Tramacastilla
Piedrafita	Gállego	-00°21'15"	42°41'47"	1618	0.031	0.210	1.42	0.750	1.20	1.56	50.32							
Arriel Alto	Gállego	-00°18'49"	42°50'10"	2236	0.117	0.720	4.42	1.908	1.57	2.26	19.27							1 +
Arriel Bajo	Gállego	-00°18'57"	42°49'48"	2168	0.029	0.280	2.67	0.770	1.27									1
Ibonet I de Arriel Bajo	Gállego	-00°18'43"	42°49'53"	2178	0.008	0.125	1.95	0.370	1.17									1
Ibonet II de Arriel Bajo	Gállego	-00°19'08"	42°49'27"	2167	0.006	0.120	2.40	0.310	1.13									1
Vuelta Barrada	Gállego	-00°16'49"	42°49'43"	2448	0.007	0.170	4.45	0.350	1.22									1
Respomuso	Gállego	-00°17'23"	42°48'54"	2075	0.120	0.500	2.08	1.450	1.18	14.52	121.00							1
Las Ranas	Gállego	-00°16'49"	42°48'54"	2134	0.010	0.200	4.00	0.550	1.55									1
Liena Cantal	Gállego	-00°16'18"	42°48'02"	2433	0.019	0.225	2.66	0.547	1.12	1.07	56.32							
Campoplano	Gállego	-00°16'13"	42°49'02"	2145	0.052	0.350	2.36	1.000	1.24	6.00	115.38							1
Pecho Este	Gállego	-00°15'07"	42°48'18"	2465	0.007	0.170	4.13	0.500	1.69	1.12	160.00							
Pecho Oeste	Gállego	-00°15'32"	42°48'28"	2479	0.006	0.120	2.40	0.290	1.06	0.09	15.00							1
Facha I	Gállego	-00°14'43"	42°48'53"	2522	0.005	0.100	1.85	0.350	1.34									1
Facha II	Gállego	-00°14'36"	42°48'55"	2517	0.013	0.200	3.08	0.500	1.24	0.52	40.00							1
Facha III	Gállego	-00°14'34"	42°48'48"	2514	0.011	0.180	2.95	0.530	1.43	0.86	78.18							1
Pondiellos Superior	Gállego	-00°15'48"	42°46'37"	2738	0.060	0.570	5.44	1.302	1.50	0.54	9.05	10.0	3.63					
Pondiellos Medio	Gállego	-00°16'00"	42°46'42"	2727	0.028	0.325	3.77	0.860	1.45	0.78	27.86							

	cuenca	longitud	latitud	altitud	área	L	L/W	P	DI	Ad	Ad/A	Z	Zr	Zm	Zm/Z	Gr	presa	sinónimo
Salterillo	Esera	00° 39' 31" ' 42° 39' 20" ' 2462			0.021	0.213	2.15	0.694	1.35	1.77	84.29					1		
Escaleta Alto	Esera	00° 41' 33" ' 42° 38' 32" ' 2625			0.005	0.100	2.00	0.260	1.04	1.31	262.00					1		
Escaleta Medio	Esera	00° 41' 42" ' 42° 38' 55" ' 2328			0.007	0.125	2.37	0.310	1.08	2.04	309.09					1		
Escaleta	Esera	00° 41' 11" ' 42° 39' 21" ' 2219			0.008	0.125	1.95	0.338	1.06	3.90	487.50					1		
Paderna	Esera	00° 38' 52" ' 42° 40' 07" ' 2250			0.007	0.115	2.03	0.311	1.09	0.20	30.77					1		
Billamuerta	Esera	00° 39' 53" ' 42° 40' 49" ' 2077			0.005	0.105	2.21	0.284	1.13	0.23	46.00					1		Vilamorta
Llauset	Noguera Ribagorçana	00° 41' 22" ' 42° 35' 04" ' 2132			0.060	0.550	5.04	1.485	1.71	7.53	125.50	11.0	3.98	4.50	0.41			
Llauset Superior	Noguera Ribagorçana	00° 41' 16" ' 42° 35' 27" ' 2388			0.006	0.122	2.71	0.329	1.25							1		
Cap de Llauset	Noguera Ribagorçana	00° 41' 16" ' 42° 35' 58" ' 2449			0.044	0.350	2.78	1.042	1.40	0.38	8.64					1		
Cap de la Vall	Noguera Ribagorçana	00° 41' 06" ' 42° 36' 28" ' 2666			0.144	0.750	3.92	2.212	1.65	1.04	7.24					1		
Salenques Superior	Noguera Ribagorçana	00° 41' 34" ' 42° 36' 53" ' 2428			0.006	0.130	3.07	0.351	1.34	1.47	267.27					1		
Salenques Inferior I	Noguera Ribagorçana	00° 41' 50" ' 42° 36' 46" ' 2377			0.008	0.125	1.95	0.338	1.06	1.73	216.25					1		
Salenques Inferior II	Noguera Ribagorçana	00° 41' 58" ' 42° 36' 44" ' 2377			0.006	0.130	3.07	0.351	1.34	1.78	323.64					1		
Negre	Noguera Ribagorçana	00° 41' 40" ' 42° 36' 20" ' 2588			0.125	0.650	3.37	1.618	1.29	0.50	3.99					1		
Botornàs	Noguera Ribagorçana	00° 40' 52" ' 42° 35' 34" ' 2338			0.037	0.300	2.41	0.781	1.14	2.82	75.40					1		
Cap d' Anglòs I	Noguera Ribagorçana	00° 41' 45" ' 42° 35' 42" ' 2297			0.008	0.120	1.80	0.324	1.02	0.41	51.25					1		
Cap d' Anglòs II	Noguera Ribagorçana	00° 41' 50" ' 42° 35' 38" ' 2296			0.006	0.125	2.60	0.338	1.23	0.61	101.67					1		
Anglòs Gran	Noguera Ribagorçana	00° 42' 47" ' 42° 35' 34" ' 2212			0.059	0.375	2.39	1.309	1.52	3.00	51.02					1		
Anglòs de Dalt	Noguera Ribagorçana	00° 42' 22" ' 42° 35' 20" ' 2258			0.029	0.255	2.28	0.867	1.45	1.49	52.19					1		
Anglòs Mig	Noguera Ribagorçana	00° 42' 28" ' 42° 35' 30" ' 2245			0.015	0.225	3.36	0.670	1.54	2.35	156.15					1		
Fa	Noguera Ribagorçana	00° 43' 18" ' 42° 35' 18" ' 2190			0.019	0.180	1.67	0.517	1.05	0.51	26.29					1		
Chelat	Noguera Ribagorçana	00° 39' 32" ' 42° 35' 55" ' 2755			0.012	0.155	1.93	0.455	1.15	0.15	12.05					1		Vallibierna Est I
Vallibierna Est II	Noguera Ribagorçana	00° 40' 15" ' 42° 35' 47" ' 2608			0.015	0.180	2.16	0.488	1.12	0.77	51.33					1		
Vallibierna Est III	Noguera Ribagorçana	00° 40' 31" ' 42° 35' 47" ' 2588			0.021	0.275	3.67	0.743	1.46	0.96	46.60					1		
Molieres Inferior	Noguera Ribagorçana	00° 43' 10" ' 42° 37' 39" ' 2348			0.008	0.120	1.80	0.324	1.02	1.66	207.50					1		
Molieres	Noguera Ribagorçana	00° 42' 46" ' 42° 37' 39" ' 2398			0.023	0.265	3.01	0.632	1.17	1.21	51.93					1		
Cap de Rigüeno	Noguera Ribagorçana	00° 43' 31" ' 42° 35' 06" ' 2225			0.012	0.150	1.81	0.451	1.14	0.70	56.45					1		Cap de Riueno
Rigüeno	Noguera Ribagorçana	00° 44' 32" ' 42° 35' 12" ' 2055			0.006	0.100	1.57	0.290	1.03	0.18	28.35					1		Riueno
Rigüeno Medio	Noguera Ribagorçana	00° 43' 50" ' 42° 34' 30" ' 2128			0.005	0.125	3.13	0.500	1.20	0.91	182.00					1		Mig de Riueno
Conanglòs	Noguera Ribagorçana	00° 48' 09" ' 42° 37' 12" ' 2450			0.006	0.100	1.79	0.270	1.02	0.25	44.64					1		
Estanyet de Besiberri	Noguera Ribagorçana	00° 48' 35" ' 42° 36' 13" ' 2180			0.006	0.138	3.46	0.373	1.42	1.85	336.36					1		
Obaga de Besiberri	Noguera Ribagorçana	00° 47' 57" ' 42° 35' 52" ' 2494			0.005	0.100	1.92	0.270	1.06							1		
Besiberri	Noguera Ribagorçana	00° 47' 25" ' 42° 36' 19" ' 1990			0.034	0.400	4.73	1.092	1.67	8.51	251.78	7.0	3.37			1		
Basibé	Noguera Ribagorçana	00° 36' 10" ' 42° 33' 10" ' 2254			0.009	0.160	2.84	0.432	1.28							1		Obaga de Baciver
Redó	Noguera Ribagorçana	00° 46' 48" ' 42° 38' 28" ' 2243			0.238	0.655	1.81	2.100	1.22	1.55	6.52	73.0	13.27	31.50	0.43	1		
Blau de Colieto	Noguera de Tor	00° 53' 53" ' 42° 35' 26" ' 2485			0.025	0.275	3.07	0.725	1.30	0.78	31.71	3.0	1.69			1		
Colieto	Noguera de Tor	00° 53' 22" ' 42° 36' 09" ' 2188			0.021	0.350	5.76	0.877	1.70	4.39	206.59	5.7	3.46			1		
Tort de Colieto	Noguera de Tor	00° 54' 10" ' 42° 36' 04" ' 2365			0.008	0.210	5.88	0.694	2.26	0.06	8.00					1		

	cuenca	longitud	latitud	altitud	área	L	L/W	P	DI	Ad	Ad/A	Z	Zr	Zm	Zm/Z	Gr	presa	sinónimo
Gavatxos de Dalt	St. Nicolau	00° 58' 21"	42° 33' 22"	2561	0.013	0.215	3.45	0.581	1.41	0.15	11.19					1		
Gavatxos Mig	St. Nicolau	00° 58' 25"	42° 33' 28"	2550	0.014	0.200	2.92	0.540	1.30	0.42	30.66	5.5	4.16			1		
Gavatxos de Baix	St. Nicolau	00° 58' 26"	42° 33' 41"	2500	0.008	0.160	3.20	0.432	1.36	0.60	75.00					1		
Negre d' Aigüestortes	St. Nicolau	00° 58' 35"	42° 34' 12"	2295	0.044	0.318	2.32	0.846	1.14	1.54	35.40	44.0	18.69	17.51	0.40	1		
Granotes	St. Nicolau	00° 58' 16"	42° 34' 24"	2327	0.006	0.125	2.48	0.398	1.20	0.05	7.94					1		
Perdut	St. Nicolau	00° 58' 09"	42° 33' 42"	2455	0.013	0.200	3.05	0.540	1.33	0.21	16.03	15.0	11.61			1		
La Coma d' Amitges	St. Nicolau	00° 57' 55"	42° 33' 49"	2270	0.018	0.200	2.22	0.540	1.14	1.83	101.67	7.0	4.62			1		
Corticelles	St. Nicolau	00° 56' 58"	42° 33' 38"	2280	0.011	0.150	2.05	0.405	1.09	0.42	38.18					1		
Dellui	St. Nicolau	00° 56' 55"	42° 32' 56"	2350	0.051	0.300	1.77	1.220	1.53	1.32	25.96	11.0	4.32			1		
Estanyet de Dellui	St. Nicolau	00° 56' 39"	42° 33' 17"	2329	0.011	0.130	1.50	0.380	1.01	0.09	7.96					1		
La Collada	St. Nicolau	00° 56' 33"	42° 32' 42"	2457	0.024	0.235	2.30	0.633	1.15	0.18	7.50	24.0	13.73			1		
Major de Morrano	St. Nicolau	00° 57' 07"	42° 32' 08"	2540	0.075	0.375	1.87	1.469	1.51	0.59	7.86	32.0	10.35			1		
Xic de Morrano	St. Nicolau	00° 56' 41"	42° 32' 19"	2520	0.017	0.250	3.62	0.592	1.27	0.73	42.32	12.0	8.10			1		
Ribera	St. Nicolau	00° 56' 40"	42° 32' 04"	2370	0.026	0.355	4.81	0.754	1.31	0.98	37.40	11.0	6.02			1		
Cap de Mussoles	St. Nicolau	00° 56' 09"	42° 31' 23"	2499	0.005	0.160	5.12	0.432	1.72							1		
Mussoles	St. Nicolau	00° 55' 59"	42° 31' 48"	2355	0.015	0.248	4.08	0.731	1.68	1.71	114.00					1		
Serrader	St. Nicolau	00° 53' 51"	42° 33' 48"	2110	0.041	0.248	1.49	0.855	1.19	4.23	103.17	24.0	10.50			1		
Serrader d' Amunt	St. Nicolau	00° 54' 16"	42° 34' 32"	2467	0.013	0.125	1.25	0.457	1.15	1.36	108.80					1		
Ribanegra	Flamisell	00° 56' 27"	42° 30' 41"	2435	0.032	0.300	2.81	0.825	1.30	1.22	38.13	5.2	2.58			1		
Franci de Dalt	Flamisell	00° 56' 13"	42° 30' 25"	2333	0.009	0.130	1.92	0.351	1.06	1.77	201.14							
Franci	Flamisell	00° 56' 31"	42° 30' 26"	2300	0.035	0.273	2.12	0.939	1.42	3.86	110.29	4.0	1.89				+	
Travessani	Flamisell	00° 57' 02"	42° 30' 27"	2355	0.015	0.235	3.68	0.674	1.55	0.45	30.00	5.0	3.62					
Conca	Flamisell	00° 55' 58"	42° 30' 00"	2470	0.007	0.120	2.06	0.380	1.28	0.23	32.86					1		
Reguera Superior	Flamisell	00° 57' 06"	42° 31' 12"	2605	0.006	0.105	2.00	0.284	1.08	0.06	10.91					1		
Reguera	Flamisell	00° 57' 37"	42° 31' 02"	2430	0.087	0.500	2.88	1.322	1.27	2.15	24.77	13.0	3.91			1	+	
Salat	Flamisell	00° 57' 28"	42° 30' 37"	2375	0.091	0.445	2.17	1.247	1.17	3.10	34.03	16.0	4.70			1	+	
Tapat	Flamisell	00° 57' 55"	42° 30' 15"	2158	0.045	0.350	2.72	0.909	1.21	5.60	124.44							
Cogomella	Flamisell	00° 58' 05"	42° 30' 52"	2425	0.012	0.263	5.65	0.668	1.71	0.33	27.05					1		
Grenui	Flamisell	00° 57' 48"	42° 30' 48"	2450	0.022	0.280	3.60	0.756	1.44	0.11	5.23					1		
Morera	Flamisell	00° 58' 12"	42° 30' 32"	2375	0.071	0.438	2.70	1.171	1.24	0.90	12.68	17.5	5.82				+	
Fosser	Flamisell	00° 58' 50"	42° 30' 59"	2230	0.122	0.688	3.87	1.813	1.46	0.66	5.41	35.0	8.88	20.51	0.59	1	+	
Morto	Flamisell	00° 58' 51"	42° 32' 44"	2390	0.050	0.300	1.81	0.982	1.24	2.25	45.23	13.5	5.36			1		
Castieso	Flamisell	00° 58' 29"	42° 32' 39"	2370	0.067	0.375	2.09	1.109	1.21	3.42	50.93	9.5	3.25			1		
Eixerola	Flamisell	00° 58' 13"	42° 32' 23"	2342	0.023	0.280	3.41	0.756	1.41							1		
Cubieso	Flamisell	00° 58' 38"	42° 32' 18"	2340	0.175	0.650	2.41	1.755	1.18	5.67	32.40	23.0	4.87			1		
Maríolo	Flamisell	00° 58' 19"	42° 32' 01"	2310	0.152	0.645	2.74	1.778	1.29	4.11	27.11	21.0	4.78	6.93	0.33	1	+	
Tort	Flamisell	00° 59' 02"	42° 31' 33"	2285	0.486	1.888	7.33	5.795	2.34	9.05	18.61	28.0	3.56	11.76	0.42	1	+	
Vidal d' Amunt Oest	Flamisell	00° 59' 37"	42° 31' 57"	2685	0.023	0.200	1.75	0.561	1.05	0.17	7.46					1		
Vidal d' Amunt Est	Flamisell	00° 59' 50"	42° 31' 58"	2680	0.019	0.213	2.39	0.688	1.41	0.10	5.29					1		

	cuenca	longitud	latitud	altitud	área	L	L/W	P	DI	Ad	Ad/A	Z	Zr	Zm	Zm/Z	Gr	presa	sinónimo
Gelat de Peguera	Peguera	01°01' 07" ' 42°32' 25" ' ' 2639			0.006	0.110	2.16	0.297	1.12	0.21	37.50							
Lladres	Peguera	01°03' 32" ' 42°33' 18" ' ' 2025			0.018	0.175	1.70	0.538	1.13	7.91	439.44						+	
Pui	Peguera	01°01' 34" ' 42°32' 57" ' ' 2622			0.012	0.213	3.83	0.496	1.29	0.30	25.42							
Clòt de Banhiublà	Banhiublà	00°59' 37" ' 42°42' 54" ' ' 2150			0.009	0.110	1.38	0.350	1.05	0.60	68.18							
Clòt der Os	Molis	00°59' 45" ' 42°43' 09" ' ' 2237			0.015	0.325	7.04	0.878	2.02	1.26	84.00							
Estanhon deth Clòt der Os	Molis	00°59' 54" ' 42°43' 13" ' ' 2245			0.009	0.180	3.45	0.486	1.41	0.20	21.28							
Clòt der Os de Naut	Molis	00°59' 58" ' 42°42' 55" ' ' 2346			0.007	0.130	2.56	0.351	1.22	0.24	36.36							
Airoto	Airoto	01°02' 24" ' 42°42' 09" ' ' 2215			0.187	0.745	2.97	1.964	1.28	2.05	10.96	40.8	8.36	20.80	0.51			
Airoto Petit	Airoto	01°02' 27" ' 42°41' 47" ' ' 2156			0.015	0.175	2.10	0.461	1.08	2.54	174.57							
Isavarre	Airoto	01°01' 57" ' 42°42' 36" ' ' 2389			0.006	0.125	2.48	0.338	1.20	0.26	41.27							
Ras	Llançanès	01°02' 38" ' 42°43' 29" ' ' 2318			0.007	0.150	3.46	0.405	1.42	1.05	161.54							
Plans del Rosari	Arreu	01°01' 33" ' 42°42' 19" ' ' 2378			0.015	0.165	1.82	0.446	1.03									
Rosari del Rosari	Arreu	01°01' 40" ' 42°41' 56" ' ' 2275			0.025	0.238	2.22	0.650	1.15	2.40	94.49							
Rosari d' Arreu	Arreu	01°01' 52" ' 42°41' 06" ' ' 1995			0.050	0.375	2.79	0.952	1.20	9.25	163.71							
Garrabeia	Arreu	01°00' 57" ' 42°41' 03" ' ' 2165			0.101	0.475	2.24	1.445	1.28	2.06	20.42							
Estanyol de Garrabeia	Arreu	01°00' 45" ' 42°40' 49" ' ' 2254			0.006	0.120	2.53	0.324	1.21									
Muntanyó d' Arreu	Arreu	01°00' 30" ' 42°40' 25" ' ' 2205			0.044	0.310	2.16	1.115	1.49	1.20	27.00							Pudó
Muntanyó	Arreu	01°01' 21" ' 42°39' 57" ' ' 2065			0.017	0.240	3.49											
Marimanha de Naut	Marimanha	01°00' 56" ' 42°43' 04" ' ' 2329			0.038	0.295	2.28	0.802	1.16	1.11	29.13							
Marimanha deth Mial	Marimanha	01°00' 54" ' 42°43' 21" ' ' 2265			0.006	0.130	2.75	0.304	1.09	1.04	169.11							
Marimanha de Baish	Marimanha	01°00' 53" ' 42°43' 26" ' ' 2258			0.021	0.275	3.65	0.645	1.26	1.60	77.29							
Gelat deth Rosari	Marimanha	01°01' 39" ' 42°42' 54" ' ' 2575			0.006	0.130	2.73	0.351	1.26	0.03	4.84							
Estanho de Naut de Marimanh	Marimanha	01°01' 33" ' 42°42' 56" ' ' 2448			0.005	0.100	2.00	0.270	1.08									
Nere de Parros	Parros	00°55' 57" ' 42°45' 55" ' ' 2535			0.012	0.150	1.86	0.401	1.03	0.15	12.40							
Nere deth Horcath	Horcath	00°56' 36" ' 42°47' 08" ' ' 2468			0.009	0.113	1.47	0.336	1.02	0.35	40.70							
Pietà	Horcath	00°57' 51" ' 42°48' 14" ' ' 2502			0.005	0.088	1.43	0.266	1.03	0.14	26.17							
Oria	Horcath	00°57' 11" ' 42°47' 43" ' ' 2410			0.007	0.145	2.92	0.392	1.30									
Cap deth Port	Bonaigua	00°58' 49" ' 42°39' 53" ' ' 2065			0.007	0.130	2.60	0.310	1.08									
Gerber	Bonaigua	00°59' 42" ' 42°37' 48" ' ' 2165			0.147	0.501	1.70	1.604	1.18	4.88	33.12	64.0	14.77	32.64	0.51			
Gerber Inferior	Bonaigua	01°00' 02" ' 42°38' 08" ' ' 2128			0.007	0.150	3.21	0.375	1.26	6.05	864.29							
Estanyola de Gerber	Bonaigua	01°00' 07" ' 42°38' 32" ' ' 2028			0.006	0.083	1.25	0.380	1.45			3.0	3.58					
Redó de Gerber	Bonaigua	00°59' 48" ' 42°37' 23" ' ' 2335			0.022	0.213	2.03	0.563	1.06	0.85	38.20							
Llong de Gerber	Bonaigua	00°59' 36" ' 42°37' 05" ' ' 2318			0.014	0.250	4.53	0.611	1.47	1.08	78.26							
Negre de Baix	Bonaigua	00°59' 31" ' 42°37' 29" ' ' 2305			0.010	0.225	5.06	0.625	1.76	1.24	124.00							
Negre del Mig	Bonaigua	00°59' 34" ' 42°37' 21" ' ' 2356			0.006	0.100	1.59	0.290	1.03									
Illa	Bonaigua	00°59' 36" ' 42°37' 05" ' ' 2458			0.018	0.200	2.22	0.500	1.05	0.23	12.78	18.0	11.89					
Negre de Dalt	Bonaigua	00°59' 23" ' 42°37' 03" ' ' 2438			0.009	0.150	2.50	0.435	1.29	1.00	111.11							
Bassiero	Bonaigua	01°00' 25" ' 42°37' 08" ' ' 2608			0.015	0.200	2.67	0.540	1.24	0.25	16.67							

	cuenca	longitud	latitud	altitud	área	L	L/W	P	DI	Ad	Ad/A	Z	Zr	Zm	Zm/Z	Gr	presa	sinónimo
Bassa de Xemeneia	Bonaigua	01º 00' 26" ' 42º 37' 08" ' 2382	0.006	0.125	2.60	0.392	1.43	0.04	6.67									1
Coll de Bassiero	Bonaigua	01º 00' 16" ' 42º 36' 40" ' 2628	0.008	0.138	2.54	0.373	1.21	0.11	14.67									1
Bou	Bonaigua	01º 01' 02" ' 42º 36' 40" ' 2395	0.018	0.173	1.65	0.574	1.21	0.23	12.78	29.0	19.15							1
Blau de Cabanes	Bonaigua	01º 00' 42" ' 42º 36' 49" ' 2475	0.026	0.263	2.65	0.861	1.51	0.50	19.23									1
Negre de Cabanes	Bonaigua	01º 01' 36" ' 42º 36' 54" ' 2180	0.061	0.463	3.50	1.150	1.31	6.09	99.51	28.0	10.03	10.64	0.38					1
Llarg de Cabanes	Bonaigua	01º 01' 53" ' 42º 36' 34" ' 2240	0.009	0.275	8.05	0.570	1.66	5.07	539.36									1
Mainera Gran	Unarre	01º 02' 45" ' 42º 31' 30" ' 2450	0.052	0.350	2.36	0.917	1.14	1.24	23.94	21.0	8.18							
Mainera Xic	Unarre	01º 02' 31" ' 42º 31' 16" ' 2415	0.019	0.263	3.63	0.688	1.41	3.02	158.95									
Tapat	Unarre	01º 02' 18" ' 42º 31' 34" ' 2608	0.007	0.200	5.41	0.409	1.34	0.28	37.84									
Estanyet de la Tartera	Unarre	01º 10' 04" ' 42º 42' 02" ' 2377	0.008	0.170	3.57	0.459	1.44	0.60	74.07									
Buixasse	Unarre	01º 09' 44" ' 42º 41' 34" ' 2238	0.017	0.200	2.33	0.565	1.22	2.08	121.28									
Curós	Unarre	01º 10' 28" ' 42º 41' 44" ' 2340	0.007	0.120	2.04	0.308	1.03	0.14	19.86									
Calberante	Unarre	01º 10' 26" ' 42º 41' 34" ' 2364	0.029	0.275	2.59	0.748	1.23	0.43	14.70									
La Gola	Unarre	01º 10' 21" ' 42º 41' 11" ' 2250	0.110	0.580	3.06	1.674	1.42	1.93	17.56	26.0	6.95	12.32	0.47					
La Gola Mitjà	Unarre	01º 10' 57" ' 42º 41' 05" ' 2468	0.008	0.120	1.80	0.324	1.02	0.16	20.00									
Primer dels Tres Estanyes	Unarre	01º 11' 02" ' 42º 41' 00" ' 2425	0.035	0.350	3.47	0.981	1.47	0.55	15.56									
Segon dels Tres Estanyes	Unarre	01º 10' 56" ' 42º 40' 54" ' 2417	0.027	0.338	4.22	0.869	1.49	0.77	28.52									
Ventolau	Unarre	01º 10' 54" ' 42º 40' 45" ' 2350	0.023	0.288	3.67	0.699	1.31	1.21	53.78									
Gran Campirme	Cardós	01º 12' 07" ' 42º 39' 26" ' 2320	0.020	0.210	2.21	0.567	1.13	0.49	24.50									
Soliguera	Cardós	01º 12' 06" ' 42º 39' 10" ' 2200	0.021	0.245	2.86	0.662	1.29	1.02	48.57									
Major de la Gallina	Cardós	01º 11' 05" ' 42º 41' 46" ' 2490	0.115	0.566	2.78	1.456	1.21	0.94	8.16	50.0	13.05	23.90	0.48					
Superior de la Gallina	Cardós	01º 11' 07" ' 42º 42' 04" ' 2370	0.022	0.220	2.21	0.585	1.11	1.26	57.53									
Mitjà	Cardós	01º 11' 12" ' 42º 42' 08" ' 2350	0.010	0.150	2.28	0.360	1.02	1.38	140.10									
Inferior de la Gallina	Cardós	01º 11' 16" ' 42º 42' 23" ' 2266	0.044	0.300	2.07	0.921	1.24	2.46	56.49	19.0	8.07	8.30	0.44					
Llavera	Cardós	01º 11' 44" ' 42º 42' 20" ' 2188	0.019	0.225	2.72	0.640	1.32	3.73	200.54									
Superior de Vedos	Cardós	01º 11' 45" ' 42º 41' 31" ' 2636	0.013	0.172	2.29	0.418	1.04	0.11	8.53									
Vedos	Cardós	01º 12' 27" ' 42º 41' 48" ' 2258	0.016	0.150	3.99	0.572	1.29	0.86	54.95									
Ribereta de Dalt I	Cardós	01º 12' 45" ' 42º 43' 06" ' 2239	0.012	0.150	1.91	0.455	1.18	0.21	17.87									
Ribereta de Dalt II	Cardós	01º 12' 34" ' 42º 43' 02" ' 2206	0.008	0.180	3.95	0.486	1.51	0.44	53.66									
Mollás	Cardós	01º 12' 42" ' 42º 42' 39" ' 2008	0.006	0.110	2.12	0.297	1.11											
Mariola	Cardós	01º 13' 28" ' 42º 43' 01" ' 2270	0.175	0.550	1.73	1.830	1.23	1.21	6.91	46.0	9.74	16.88	0.37					
Montarenyo	Cardós	01º 13' 53" ' 42º 43' 16" ' 2290	0.006	0.135	3.14	0.274	1.02	0.26	44.83									
Port de Tavascan	Cardós	01º 14' 22" ' 42º 42' 59" ' 2033	0.042	0.450	4.88	1.064	1.47	2.16	52.05									
Xic del Port de Tavascan	Cardós	01º 14' 17" ' 42º 42' 50" ' 2033	0.007	0.100	1.43	0.300	1.01	2.19	312.86									
Fiamisella	Cardós	01º 15' 19" ' 42º 42' 19" ' 2207	0.023	0.235	2.43	0.649	1.21	0.82	36.12									
Blanc	Cardós	01º 16' 18" ' 42º 42' 52" ' 2515	0.061	0.350	2.01	1.092	1.25	0.71	11.67	56.0	20.11							
Blau Superior	Cardós	01º 16' 03" ' 42º 42' 34" ' 2359	0.008	0.150	2.81	0.405	1.28	1.60	200.00									
Blau	Cardós	01º 15' 58" ' 42º 42' 31" ' 2349	0.026	0.255	2.54	0.680	1.20	1.97	76.80	13.0	7.19							

	cuenca	longitud	latitud	altitud	área	L	L/W	P	DI	Ad	Ad/A	Z	Zr	Zm	Zm/Z	Gr	presa	sinónimo
Creussans	Valira	01°28' 41"	42°38' 10"	2441	0.014	0.160	1.83	0.462	1.10	0.37	26.43							
Tristaina d' Amunt	Valira	01°29' 15"	42°38' 47"	2306	0.123	0.480	1.88	1.582	1.27	1.42	11.59	24.0	6.08					
Tristaina del Mig	Valira	01°29' 14"	42°38' 26"	2288	0.033	0.325	3.17	0.981	1.52	2.08	62.46							
Tristaina Primer	Valira	01°29' 28"	42°38' 18"	2249	0.021	0.188	1.72	0.556	1.10	2.34	114.15							
Port del Rat	Valira	01°28' 44"	42°37' 27"	2352	0.006	0.130	2.86	0.351	1.29	0.55	93.22							
Angonella de Més Amunt	Valira	01°28' 53"	42°36' 35"	2436	0.021	0.220	2.35	0.628	1.23	0.83	40.29							
Angonella del Mig	Valira	01°29' 13"	42°36' 30"	2346	0.016	0.170	1.86	0.532	1.20	1.25	80.65	5.6	3.99					
Angonella de Més Avall	Valira	01°29' 27"	42°36' 23"	2298	0.007	0.105	1.67	0.311	1.08									
Montmantell Primer	Valira	01°28' 11"	42°36' 17"	2629	0.005	0.105	2.04	0.284	1.09	0.13	24.07							
Forcats	Valira	01°26' 56"	42°36' 02"	2629	0.021	0.200	1.90	0.540	1.05	0.33	15.71							
Truites	Valira	01°26' 59"	42°34' 43"	2260	0.008	0.145	2.63	0.387	1.22	0.35	43.75							
Negre	Valira	01°26' 18"	42°35' 20"	2627	0.014	0.205	2.92	0.528	1.24	0.44	30.56	16.0	11.81					
Esbalçat	Valira	01°30' 54"	42°38' 28"	2280	0.018	0.175	1.70	0.490	1.03	0.33	18.33							
L' Estanyó	Valira	01°34' 49"	42°36' 38"	2339	0.015	0.175	2.08	0.476	1.11	0.94	63.95							
Vall del Riu Gran	Valira	01°35' 42"	42°36' 07"	2536	0.044	0.495	5.52	1.277	1.71	0.93	20.95							
Vall del Riu Segon	Valira	01°35' 54"	42°36' 26"	2593	0.008	0.110	1.51	0.334	1.05	0.29	36.25							
Encarners	Valira	01°35' 00"	42°36' 01"	2504	0.006	0.125	2.60	0.338	1.23	0.22	36.67							
Meners de la Coma	Valira	01°36' 31"	42°37' 29"	2619	0.009	0.170	3.25	0.459	1.37	0.32	35.96							
Ransol	Valira	01°36' 41"	42°37' 04"	2440	0.007	0.120	2.22	0.324	1.13	0.67	103.08							
Cabana Sorda	Valira	01°40' 24"	42°36' 51"	2295	0.050	0.415	3.46	1.121	1.42	0.95	19.08							
Querol	Valira	01°39' 41"	42°36' 04"	2295	0.006	0.105	1.70	0.298	1.04	0.25	38.64							
Anrodat	Valira	01°41' 04"	42°36' 57"	2278	0.005	0.115	2.65	0.311	1.24	0.36	72.00							
Juclar Primer	Valira	01°43' 10"	42°36' 40"	2294	0.207	0.680	2.23	2.542	1.58	2.22	10.72							
Juclar Segon	Valira	01°43' 38"	42°36' 39"	2295	0.074	0.370	1.85	1.223	1.27	0.93	12.57							
Mort	Valira	01°42' 55"	42°34' 47"	2570	0.006	0.150	4.09	0.405	1.54	0.13	23.64							
Siscar Superior	Valira	01°42' 41"	42°35' 11"	2408	0.013	0.210	3.53	0.567	1.43	0.87	69.60							
Siscar de Baix	Valira	01°42' 18"	42°35' 18"	2318	0.014	0.185	2.41	0.500	1.18	0.85	59.86							
Solana d' Andorra	Valira	01°45' 37"	42°34' 46"	2377	0.008	0.150	2.81	0.405	1.28									
L' Isla	Valira	01°41' 07"	42°37' 14"	2367	0.024	0.190	1.50	0.627	1.14	0.48	20.00							L' Illa
Coma Estremera	Valira	01°41' 36"	42°31' 13"	2386	0.015	0.270	4.99	0.649	1.51	0.42	28.77							1
Colells II	Valira	01°41' 43"	42°30' 46"	2459	0.005	0.150	4.50	0.405	1.62	0.25	50.00							1
Colells III	Valira	01°41' 54"	42°30' 45"	2438	0.005	0.110	2.24	0.297	1.14	0.40	74.07							1
Colells I	Valira	01°42' 05"	42°30' 47"	2468	0.010	0.230	5.45	0.621	1.78	0.20	20.62							1
Solana	Valira	01°40' 41"	42°31' 36"	2435	0.009	0.158	2.84	0.421	1.27	0.96	109.09							1
Encenrera	Valira	01°41' 15"	42°31' 55"	2325	0.010	0.190	3.72	0.505	1.45	1.31	135.05							1
Cap dels Pessons	Valira	01°39' 59"	42°30' 47"	2586	0.010	0.210	4.41	0.557	1.57	0.32	32.00							1
Les Fonts	Valira	01°40' 08"	42°31' 00"	2488	0.018	0.205	2.39	0.586	1.25	0.38	21.59							1
Meligar I	Valira	01°40' 21"	42°31' 06"	2480	0.006	0.140	3.11	0.378	1.34	0.53	84.13							1
Meligar	Valira	01°40' 32"	42°31' 09"	2438	0.014	0.180	2.40	0.486	1.18	0.71	52.59							1

	cuenca	longitud	latitud	altitud	área	L	L/W	P	DI	Ad	Ad/A	Z	Zr	Zm	Zm/Z	Gr	presa	sinónimo
Agermanat de Baix	Segre sur	01°44' 07" ' 42°29' 00" ' 2550	0.013	0.175	2.36	0.469	1.16	0.50	38,46	1.8	1.40							
Agermanat de Dalt	Segre sur	01°44' 03" ' 42°28' 57" ' 2551	0.008	0.125	1.95	0.323	1.02	0.46	57,50	4.0	3.96							
Redó	Segre sur	01°44' 49" ' 42°29' 02" ' 2575	0.009	0.213	4.80	0.457	1.33	0.32	34,04	1.9	1.74							
Llarg	Segre sur	01°44' 27" ' 42°27' 53" ' 2480	0.020	0.300	4.49	0.774	1.54	1.74	86,78	2.9	1.81							
Mollera d' Engorgs	Segre sur	01°45' 00" ' 42°29' 18" ' 2525	0.007	0.125	2.19	0.368	1.23											
Calm Colomer	Segre sur	01°43' 41" ' 42°28' 21" ' 2589	0.013	0.225	3.97	0.532	1.33	0.45	35,29									
Gulis	Segre sur	01°48' 05" ' 42°28' 42" ' 2259	0.038	0.275	2.01	0.737	1.07	1.12	29,79	3.4	1.55							
Malniu	Segre sur	01°47' 32" ' 42°28' 24" ' 2250	0.057	0.375	2.49	0.970	1.15	2.05	36,25	15.0	5.59	6.00	0.40					
Font Viva	Segre norte	01°53' 16" ' 42°33' 35" ' 1896	0.038	0.280	2.05	0.756	1.09											
Lanòs	Segre norte	01°54' 19" ' 42°35' 23" ' 2154	0.840	2.500	7.44	5.750	1.77	18.21	21,68	53.7	5.19	20.20	0.38					Lanoux
Lanoset	Segre norte	01°54' 42" ' 42°36' 11" ' 2234	0.024	0.250	2.62	0.657	1.20	1.46	61,09									Lanouzet
Forat de Lanòs Oest	Segre norte	01°55' 43" ' 42°35' 13" ' 2379	0.008	0.150	2.71	0.405	1.25											
Carlit de Baix	Segre norte	01°55' 59" ' 42°34' 40" ' 2559	0.008	0.130	2.17	0.351	1.12											
Forat de Lanòs Est	Segre norte	01°55' 50" ' 42°35' 19" ' 2400	0.006	0.170	4.82	0.459	1.67											
Rouzet Superior II	Segre norte	01°55' 25" ' 42°35' 03" ' 2247	0.007	0.150	3.36	0.405	1.40											
Les Xemeneies	Segre norte	01°55' 27" ' 42°34' 07" ' 2467	0.006	0.125	2.69	0.338	1.25											
Lanoset Superior	Segre norte	01°54' 35" ' 42°36' 33" ' 2390	0.005	0.130	3.38	0.351	1.40											
Portella Roja	Segre norte	01°53' 02" ' 42°34' 09" ' 2600	0.005	0.125	3.13	0.338	1.35											
Les Passaderes	Segre norte	01°43' 48" ' 42°30' 50" ' 2569	0.009	0.200	4.44	0.540	1.61											Negre
Les Passaderes Est	Segre norte	01°44' 06" ' 42°30' 50" ' 2500	0.005	0.180	6.48	0.486	1.94											
Rouzet	Segre norte	01°55' 11" ' 42°36' 10" ' 2232	0.020	0.250	3.21	0.741	1.50											
Rouzet Superior I	Segre norte	01°55' 26" ' 42°36' 03" ' 2252	0.036	0.320	2.82	0.864	1.28											
Els Forats	Segre norte	01°55' 22" ' 42°34' 24" ' 2457	0.007	0.100	1.47	0.300	1.03											
Coma d' Or	Segre norte	01°51' 29" ' 42°34' 49" ' 2466	0.012	0.180	2.71	0.430	1.11	0.35	29,29									
Coll Roig	Segre norte	01°55' 47" ' 42°32' 47" ' 2430	0.016	0.260	4.15	0.702	1.55											
Estanyet de les Toses	Segre norte	01°54' 37" ' 42°32' 01" ' 2396	0.005	0.125	3.13	0.338	1.35											
Racó de La Bollosa	Segre norte	02°00' 34" ' 42°33' 19" ' 2005	0.006	0.100	1.67	0.280	1.02											
La Comassa	Segre norte	01°58' 43" ' 42°34' 02" ' 2160	0.047	0.550	6.49	1.475	1.93				11.4	4.68						
Sec	Segre norte	01°58' 41" ' 42°33' 53" ' 2158	0.030	0.375	4.77	0.922	1.51					4.2	2.17					
Llat	Segre norte	01°58' 08" ' 42°33' 50" ' 2174	0.111	0.495	2.21	1.516	1.28					14.5	3.86					
Llong	Segre norte	01°58' 04" ' 42°34' 10" ' 2184	0.055	0.525	4.98	1.418	1.70					6.7	2.52					
Negre	Segre norte	01°59' 01" ' 42°33' 47" ' 2147	0.046	0.345	2.62	0.932	1.23					7.2	2.99					
Lhurs	Gave d' Aspe	-00°42' 10" ' 42°55' 24" ' 1690	0.015	0.200	2.67	0.493	1.13	10.29	686,00									
Arllet	Gave d' Aspe	-00°36' 47" ' 42°50' 25" ' 1987	0.024	0.270	3.04	0.790	1.44	0.22	9,17	7.0	4.00							
Montagnon	Gave d' Ossau	-00°29' 38" ' 42°58' 06" ' 2003	0.012	0.150	1.89	0.434	1.12	0.12	10,08	4.8	3.90							
Isabe	Gave d' Ossau	-00°29' 55" ' 42°55' 56" ' 1925	0.062	0.400	2.59	1.214	1.38	1.37	22,17	25.0	8.91							

	cuenca	longitud	latitud	altitud	área	L	L/W	P	DI	Ad	Ad/A	Z	Zr	Zm	Zm/Z	Gr	presa	sinónimo
Er	Gave d' Ossau	-00° 27' 16"	42° 54' 03"	1764	0.013	0.175	2.42	0.461	1.16	0.99	78.26	25.0	19.69					
Aule	Gave d' Ossau	-00° 28' 42"	42° 53' 10"	2042	0.024	0.250	2.63	0.668	1.22	1.02	42.95	12.0	6.90					
Bersau	Gave d' Ossau	-00° 29' 36"	42° 50' 26"	2080	0.118	0.525	2.34	1.740	1.43	0.58	4.93	32.5	8.39					
Roumassot	Gave d' Ossau	-00° 28' 51"	42° 50' 57"	1845	0.049	0.300	1.82	0.846	1.07	2.44	49.39	15.5	6.18					
Miey d' Ayous	Gave d' Ossau	-00° 28' 54"	42° 51' 00"	1914	0.011	0.150	2.09	0.434	1.18	2.15	200.00	3.5	2.99					
Gentau	Gave d' Ossau	-00° 29' 09"	42° 50' 57"	1947	0.082	0.400	1.95	1.170	1.15	1.78	21.75	19.0	5.88					
Casterau	Gave d' Ossau	-00° 29' 01"	42° 50' 11"	1943	0.014	0.162	1.84	0.460	1.09	0.91	63.86							
Paradis	Gave d' Ossau	-00° 28' 58"	42° 52' 01"	1976	0.013	0.138	1.45	0.410	1.01	0.61	46.56							
Plaa de Las Baques	Gave d' Ossau	-00° 29' 33"	42° 49' 41"	2059	0.005	0.087	1.51	0.260	1.04	0.23	46.00							
Peyreget	Gave d' Ossau	-00° 26' 49"	42° 50' 09"	2074	0.008	0.125	1.95	0.330	1.04			4.0	3.96					
Pombie	Gave d' Ossau	-00° 25' 22"	42° 50' 14"	2031	0.007	0.120	2.06	0.300	1.01	0.83	118.57	3.0	3.18					
Labachotte	Gave d' Ossau	-00° 21' 56"	42° 53' 17"	2021	0.017	0.330	6.26	0.677	1.45	0.89	51.15							
Ormiélas Inférieur	Gave d' Ossau	-00° 21' 18"	42° 53' 03"	1974	0.026	0.375	5.33	0.852	1.48	0.90	34.09	9.0	4.91					
Ormiélas Supérieur	Gave d' Ossau	-00° 21' 24"	42° 53' 00"	1976	0.018	0.180	1.83	0.505	1.07	0.44	24.79							
Arrious	Gave d' Ossau	-00° 20' 18"	42° 50' 47"	2285	0.035	0.475	6.38	1.023	1.53	0.30	8.49							
Arrémoult Supérieur	Gave d' Ossau	-00° 19' 36"	42° 50' 30"	2281	0.028	0.320	3.66	1.200	2.02	0.58	20.71							1
Arrémoult Grand	Gave d' Ossau	-00° 19' 59"	42° 50' 44"	2265	0.080	0.425	2.26	1.400	1.40	1.09	13.63	60.0	18.79					1
Arrémoult Inférieur	Gave d' Ossau	-00° 19' 40"	42° 50' 54"	2245	0.013	0.250	4.81	0.590	1.46			8.0	6.22					1
Arrémoult Petit	Gave d' Ossau	-00° 19' 33"	42° 50' 58"	2241	0.007	0.125	2.23	0.360	1.21	1.31	187.14							1
Palas	Gave d' Ossau	-00° 19' 18"	42° 50' 54"	2359	0.007	0.105	1.58	0.350	1.18	0.35	50.00	4.0	4.24					1
Uziou	Gave d' Ossau	-00° 18' 53"	42° 55' 34"	2115	0.064	0.400	2.51	1.060	1.18	1.32	20.67	50.0	17.53					
La Vedan	Gave d' Ossau	-00° 18' 43"	42° 55' 21"	2179	0.020	0.188	1.77	0.505	1.01			15.0	9.40					
Anglas	Gave d' Ossau	-00° 19' 24"	42° 55' 56"	2068	0.028	0.224	1.80	0.615	1.04	1.10	39.50	30.0	15.93					
Louesque	Gave d' Ossau	-00° 18' 02"	42° 53' 43"	2275	0.010	0.160	2.56	0.390	1.10	0.35	35.00	10.0	8.86					
Lurien	Gave d' Ossau	-00° 21' 38"	42° 51' 59"	2211	0.006	0.110	2.16	0.280	1.06	0.43	76.79							
Artouste	Gave d' Ossau	-00° 19' 48"	42° 51' 34"	1964	0.392	0.900	2.07	2.900	1.31	7.28	18.57	85.0	12.03					1
Batboucou	Gave d' Ossau	-00° 19' 16"	42° 51' 58"	2093	0.014	0.275	5.40	0.730	1.74	0.53	37.86	7.0	5.24					1
Carnau	Gave d' Ossau	-00° 18' 56"	42° 52' 39"	2208	0.015	0.280	5.23	0.770	1.77	1.11	74.00	15.0	10.85					1
Carnau Inférieur	Gave d' Ossau	-00° 19' 04"	42° 52' 22"	2202	0.006	0.100	1.67	0.290	1.06	1.10	183.33							1
Ausseilla	Arrens	-00° 18' 38"	42° 54' 24"	2192	0.005	0.130	3.38	0.351	1.40	0.86	172.00							
Pouey Laün	Arrens	-00° 18' 14"	42° 53' 56"	2346	0.055	0.500	4.55	1.371	1.65	1.18	21.45	26.0	9.82					
Migouélou	Arrens	-00° 18' 06"	42° 53' 04"	2267	0.295	1.200	4.88	2.400	1.25	2.83	9.59	58.0	9.46					1
Lassiédouat	Arrens	-00° 17' 27"	42° 53' 09"	2202	0.026	0.275	2.86	0.719	1.25	0.80	30.30	15.0	8.18					1
Touest	Arrens	-00° 16' 51"	42° 52' 56"	1950	0.010	0.160	2.56	0.360	1.02	0.71	71.00	2.0	1.77					1
Batbielh	Arrens	-00° 16' 45"	42° 51' 55"	2229	0.010	0.150	2.25	0.490	1.38	0.98	98.00	5.0	4.43					1
Batcrabère	Arrens	-00° 17' 55"	42° 51' 07"	2180	0.064	0.326	1.67	0.975	1.09	2.21	34.69	30.0	10.53					1
Batcrabère Inférieur	Arrens	-00° 17' 39"	42° 51' 26"	2116	0.016	0.350	7.66	0.800	1.78	2.81	175.63	6.0	4.20					1
Remoulis	Arrens	-00° 15' 13"	42° 50' 32"	2019	0.018	0.312	5.55	0.649	1.38	4.34	247.29	6.0	4.01					1

	cuenca	longitud	latitud	altitud	área	L	L/W	P	DI	Ad	Ad/A	Z	Zr	Zm	Zm/Z	Gr	presa	sinónimo
Remoulis Inférieur	Arrens	-00° 15' 14" ' 42° 50' 38" ' ' 2017	0.008	0.180	3.86	0.370	1.14	4.70	559.52	3.0	2.90							1
Estaing	Estaing	-00° 11' 22" ' 42° 54' 28" ' ' 1161	0.101	0.600	3.57	1.640	1.46	16.31	161.73	6.0	1.67							
Barbat	Estaing	-00° 11' 59" ' 42° 52' 47" ' ' 1973	0.011	0.180	2.95	0.430	1.16	1.10	100.00	3.0	2.53							1
Plaa de Prat	Estaing	-00° 13' 39" ' 42° 51' 48" ' ' 1656	0.008	0.170	3.61	0.425	1.34	11.24	1405.00	3.0	2.97							1
Liantran	Estaing	-00° 14' 07" ' 42° 50' 13" ' ' 1824	0.006	0.150	3.75	0.440	1.60	3.03	505.00	1.5	1.72							1
Noir de Bassia	Estaing	-00° 13' 28" ' 42° 51' 00" ' ' 2160	0.011	0.136	1.68	0.390	1.05	0.07	6.36	7.4	6.25							1
Blanc de Bassia	Estaing	-00° 13' 31" ' 42° 50' 51" ' ' 2254	0.008	0.140	2.45	0.350	1.10	0.34	42.50	2.0	1.98							1
Bernat Barrau	Estaing	-00° 13' 08" ' 42° 51' 13" ' ' 2507	0.008	0.160	3.20	0.380	1.20	0.21	26.25									1
Houns de Hèche	Estaing	-00° 13' 57" ' 42° 50' 33" ' ' 2213	0.016	0.180	2.08	0.500	1.13	1.32	84.62	7.0	4.97							1
Nère	Estaing	-00° 12' 25" ' 42° 50' 10" ' ' 2241	0.019	0.180	1.71	0.520	1.06	2.13	112.11	15.0	9.64							1
Long	Estaing	-00° 12' 23" ' 42° 51' 26" ' ' 2326	0.010	0.208	4.33	0.562	1.58	1.36	136.00	2.3	2.04							1
Pic Arrouy	Estaing	-00° 12' 00" ' 42° 51' 34" ' ' 2376	0.010	0.170	2.89	0.430	1.21	0.20	20.00	9.5	8.42							1
Cambalès Supérieur	Marcadau	-00° 14' 11" ' 42° 50' 00" ' ' 2492	0.010	0.140	1.96	0.420	1.18											1
Cambalès Inférieur I	Marcadau	-00° 13' 12" ' 42° 50' 00" ' ' 2320	0.008	0.130	2.11	0.351	1.11											1
Cambalès Inférieur II	Marcadau	-00° 13' 06" ' 42° 50' 03" ' ' 2310	0.011	0.178	2.88	0.440	1.18	2.36	214.55	8.0	6.76							1
Cambalès Grand	Marcadau	-00° 13' 24" ' 42° 49' 51" ' ' 2342	0.025	0.230	2.15	0.673	1.21	1.72	69.78	12.0	6.77							1
Crête de Cambalès	Marcadau	-00° 13' 54" ' 42° 49' 39" ' ' 2440	0.025	0.230	2.12	0.640	1.14	0.15	6.00									1
Opale	Marcadau	-00° 13' 15" ' 42° 49' 41" ' ' 2320	0.029	0.260	2.34	0.730	1.21	1.07	37.09									1
Opale Inférieur	Marcadau	-00° 13' 00" ' 42° 49' 47" ' ' 2287	0.006	0.100	1.67	0.310	1.13	1.29	215.00									1
La Fache Supérieur	Marcadau	-00° 13' 15" ' 42° 48' 50" ' ' 2427	0.005	0.160	5.12	0.390	1.56											1
La Fache Inférieur	Marcadau	-00° 13' 14" ' 42° 48' 42" ' ' 2332	0.009	0.260	7.95	0.550	1.68	0.93	109.41									1
Péternelle	Marcadau	-00° 12' 06" ' 42° 48' 00" ' ' 2566	0.005	0.130	3.38	0.330	1.32	0.10	20.00									1
Bassia	Marcadau	-00° 12' 28" ' 42° 50' 25" ' ' 2488	0.012	0.180	2.70	0.440	1.13	0.21	17.50									1
Nère	Marcadau	-00° 12' 05" ' 42° 50' 10" ' ' 2309	0.027	0.280	2.95	0.685	1.18	0.81	30.45	10.0	5.43							1
Pourtet de Bassia	Marcadau	-00° 12' 06" ' 42° 50' 40" ' ' 2420	0.058	0.375	2.43	1.168	1.37	0.45	7.79	13.5	4.98							1
Embarat	Marcadau	-00° 10' 10" ' 42° 52' 09" ' ' 2078	0.017	0.250	3.68	0.600	1.30	2.03	119.41	4.0	2.72							1
Embarat Supérieur	Marcadau	-00° 11' 15" ' 42° 50' 38" ' ' 2139	0.007	0.200	5.71	0.450	1.52	1.03	147.14	3.0	3.18							1
Hourat	Marcadau	-00° 11' 03" ' 42° 51' 18" ' ' 2343	0.024	0.330	4.61	0.749	1.37	0.42	17.80									1
Noir	Marcadau	-00° 10' 09" ' 42° 52' 09" ' ' 1890	0.007	0.150	3.21	0.350	1.18	1.86	265.71	3.0	3.18							1
Ilhéou	Marcadau	-00° 10' 35" ' 42° 51' 42" ' ' 1975	0.114	0.750	4.94	2.000	1.67	1.45	12.74	20.0	5.25							1
Couyèou Bielh	Marcadau	-00° 11' 23" ' 42° 47' 55" ' ' 2394	0.007	0.125	2.14	0.330	1.09	0.33	45.21									Bleu
Arratille	Marcadau	-00° 10' 24" ' 42° 48' 06" ' ' 2247	0.058	0.350	2.12	1.007	1.18	2.98	51.65	12.0	4.43							1
Col d' Arratille	Marcadau	-00° 10' 22" ' 42° 47' 26" ' ' 2501	0.023	0.240	2.47	0.600	1.11	0.09	3.86	17.0	9.87							1
La Badète	Marcadau	-00° 10' 50" ' 42° 47' 41" ' ' 2348	0.074	0.422	2.42	1.318	1.37	0.94	12.78	5.0	1.63							1
Chabarrou	Marcadau	-00° 08' 46" ' 42° 48' 05" ' ' 2303	0.022	0.320	4.70	0.806	1.54	1.22	55.96									1
Gaube	Marcadau	-00° 08' 19" ' 42° 49' 58" ' ' 1725	0.178	0.776	3.39	1.988	1.33	6.90	38.84	41.0	8.62							1
Estibe Aute Supérieur	Lutour	-00° 06' 56" ' 42° 48' 49" ' ' 2328	0.105	0.412	1.62	1.317	1.15	0.68	6.48									1
Estibe Aute Inférieur	Lutour	-00° 06' 53" ' 42° 49' 04" ' ' 2324	0.045	0.324	2.33	0.894	1.19	1.08	24.00									1
Estom	Lutour	-00° 05' 55" ' 42° 48' 26" ' ' 1804	0.059	0.337	1.93	1.200	1.40	5.12	87.00	18.0	6.57							1

	cuena	longitud	latitud	altitud	área	L	L/W	P	DI	Ad	Ad/A	Z	Zr	Zm	Zm/Z	Gr	presa	sinónimo
La Manche	Barèges	00°05' 58" ' 42°50' 58" ' 2351	0.011	0.225	4.78	0.600	1.64	1.22	115.09	5.0	4.30							
Estelat Supérieur	Barèges	00°05' 59" ' 42°50' 34" ' 2423	0.025	0.240	2.29	0.800	1.42	0.86	34.19	19.0	10.61							
Estelat Inférieur	Barèges	00°06' 00" ' 42°50' 46" ' 2399	0.022	0.300	4.09	0.900	1.71	1.04	47.27	5.0	2.99							
Glaire d' Aval	Barèges	00°05' 26" ' 42°51' 41" ' 2103	0.019	0.200	2.14	0.571	1.18	4.09	219.30	10.0	6.49							
Coume Escure	Barèges	00°05' 40" ' 42°51' 31" ' 2132	0.026	0.275	2.91	0.740	1.30	0.10	3.85	17.0	9.35							
Astazou	Barèges	00°06' 08" ' 42°51' 41" ' 2220	0.016	0.240	3.67	0.648	1.46	0.25	15.92									
La Mourèze	Barèges	00°06' 16" ' 42°51' 14" ' 2295	0.025	0.310	3.88	0.758	1.36	2.38	95.97	10.0	5.63							
Mounicot	Barèges	00°06' 05" ' 42°51' 32" ' 2240	0.008	0.145	2.70	0.345	1.10	0.27	34.62	6.0	6.02							
Vert de Maniportet	Barèges	00°06' 39" ' 42°50' 33" ' 2626	0.005	0.100	1.89	0.270	1.05	0.13	24.53									
Glacé de Maniportet	Barèges	00°06' 18" ' 42°50' 02" ' 2747	0.008	0.170	3.44	0.459	1.41	0.25	29.76									
Bleu de Maniportet	Barèges	00°06' 24" ' 42°50' 17" ' 2651	0.025	0.230	2.09	0.621	1.10	0.43	17.00	20.0	11.14							
Ets Coubous	Barèges	00°07' 09" ' 42°52' 38" ' 2041	0.073	0.450	2.77	1.270	1.33	3.35	45.89	23.7	7.77							
Yunco	Barèges	00°07' 13" ' 42°52' 28" ' 2100	0.005	0.120	2.88	0.330	1.32			1.0	1.25							
Tracens	Barèges	00°07' 22" ' 42°52' 11" ' 2186	0.025	0.280	3.09	0.696	1.23	0.69	27.17	3.5	1.95							
Blanc	Barèges	00°07' 00" ' 42°52' 17" ' 2117	0.035	0.270	2.08	0.770	1.16	2.89	82.57	3.5	1.66							
Noir	Barèges	00°07' 19" ' 42°51' 54" ' 2224	0.056	0.350	2.20	1.035	1.24	1.50	26.91	21.5	8.07							Nère
Estagnol	Barèges	00°07' 01" ' 42°51' 39" ' 2235	0.020	0.200	2.00	0.640	1.28	1.16	58.00	3.0	1.88							
Coueyla Gran	Barèges	00°09' 15" ' 42°52' 34" ' 2150	0.006	0.095	1.61	0.267	1.01			2.0	2.37							
Agalops	Barèges	00°09' 29" ' 42°52' 43" ' 2196	0.007	0.162	3.86	0.437	1.50	1.54	226.47	1.0	1.07							
Madamète	Barèges	00°08' 45" ' 42°52' 07" ' 2299	0.024	0.250	2.60	0.650	1.18	1.03	42.92	10.0	5.72							
Aygues Cluses	Barèges	00°09' 08" ' 42°52' 02" ' 2311	0.005	0.100	2.00	0.270	1.08	0.40	80.00	3.0	3.76							
Ourrec	Adour	00°02' 46" ' 42°55' 50" ' 1667	0.015	0.200	2.67	0.500	1.15	5.65	376.67	3.0	2.17							
Bassias	Adour	00°02' 50" ' 42°57' 04" ' 2070	0.030	0.360	4.32	0.800	1.30	0.59	19.67	10.0	5.12							
Bleu	Adour	00°04' 52" ' 42°56' 48" ' 1950	0.509	1.100	2.38	3.530	1.40	7.04	13.83	123.0	15.27							Bleu de Lesponne
Vert	Adour	00°05' 29" ' 42°56' 42" ' 2009	0.018	0.230	2.90	0.546	1.14	3.05	167.12									
Peyrelade	Adour	00°06' 57" ' 42°57' 14" ' 1919	0.097	0.500	2.58	1.290	1.17	1.61	16.60	28.5	8.11							
Inférieur de Binaros	Adour	00°09' 24" ' 42°58' 24" ' 1841	0.006	0.150	3.75	0.300	1.09	1.24	206.67									
Arizes	Adour	00°09' 28" ' 42°57' 30" ' 2015	0.010	0.200	4.00	0.420	1.18	0.31	31.00									
Aygue Rouye	Adour	00°09' 33" ' 42°58' 37" ' 1595	0.020	0.260	3.38	0.700	1.40	1.66	83.00									
Laquets	Adour	00°12' 05" ' 42°53' 18" ' 2041	0.066	0.450	3.07	1.215	1.33											
Caderolles	Adour	00°12' 26" ' 42°53' 47" ' 1988	0.014	0.145	1.52	0.420	1.01	0.35	25.36	6.0	4.53							
Gréziolles	Adour	00°12' 05" ' 42°53' 24" ' 2113	0.228	1.045	4.79	3.076	1.82			36.0	6.68							
Laquet de Gréziolles	Adour	00°12' 29" ' 42°53' 07" ' 2119	0.017	0.220	2.85	0.500	1.08	0.95	55.88	7.9	5.37							
Noir	Adour	00°12' 43" ' 42°53' 17" ' 2175	0.014	0.250	4.40	0.640	1.52	0.47	33.10									
Cloutou	Adour	00°11' 35" ' 42°53' 09" ' 2320	0.014	0.212	3.12	0.540	1.27											
Campana	Adour	00°12' 13" ' 42°52' 55" ' 2225	0.070	0.407	2.37	1.148	1.22	0.70	10.00	41.0	13.73							
Arrédoun	Adour	00°12' 40" ' 42°52' 09" ' 2325	0.050	0.325	2.11	0.918	1.16	1.15	23.00	21.0	8.32							
L' I	Adour	00°13' 20" ' 42°52' 39" ' 2303	0.010	0.180	3.24	0.400	1.13	0.41	41.00	2.0	1.77							

	cuenca	longitud	latitud	altitud	área	L	L/W	P	DI	Ad	Ad/A	Z	Zr	Zm	Zm/Z	Gr	presa	sinónimo
La Hourquette	Adour	00° 12' 23' "	42° 52' 15' "	2405	0.022	0.220	2.20	0.535	1.02	0.55	25.00	5.4	3.23					
Cul des Gourgs	Neste d' Aure oeste	00° 13' 49' "	42° 52' 47' "	2282	0.006	0.125	2.60	0.300	1.09	0.10	16.67							
Montarrouye	Neste d' Aure oeste	00° 14' 13' "	42° 53' 55' "		0.007	0.125	2.33	0.338	1.16									
Port-Biehl	Neste d' Aure oeste	00° 11' 18' "	42° 52' 25' "	2285	0.150	0.700	3.28	1.475	1.08	1.84	12.31	19.0	4.35	9.00	0.47	1		
Gourg Nère	Neste d' Aure oeste	00° 10' 44' "	42° 52' 17' "	2250	0.046	0.420	3.88	0.972	1.29	0.41	9.01	9.0	3.74					
Goug Nère Moyen	Neste d' Aure oeste	00° 11' 02' "	42° 52' 10' "	2211	0.007	0.150	3.21	0.390	1.31	0.55	78.57	3.6	3.81	1.20	0.33	1		
Gourg Nère Inférieur II	Neste d' Aure oeste	00° 11' 16' "	42° 52' 04' "	2201	0.006	0.120	2.40	0.365	1.33	0.59	98.33	4.6	5.26	2.25	0.49	1		
Gourguet	Neste d' Aure oeste	00° 10' 38' "	42° 51' 49' "	2219	0.026	0.270	2.80	0.730	1.28	1.47	56.54	5.0	2.75	2.20	0.44	1		
Gourguet Inférieur	Neste d' Aure oeste	00° 11' 13' "	42° 51' 46' "	2100	0.010	0.112	1.32	0.375	1.09	3.20	336.84							
Guits	Neste d' Aure oeste	00° 10' 56' "	42° 51' 17' "	2260	0.008	0.125	1.95	0.338	1.06	0.39	48.75							
Supérieur	Neste d' Aure oeste	00° 09' 41' "	42° 51' 17' "	2325	0.019	0.280	4.13	0.725	1.48	1.01	53.16	3.8	2.44	1.65	0.43	1		
Long	Neste d' Aure oeste	00° 09' 35' "	42° 51' 03' "	2238	0.020	0.350	6.13	0.790	1.58	0.43	21.50	3.3	2.07	1.60	0.48	1		L' Ours
L' Ile	Neste d' Aure oeste	00° 09' 41' "	42° 51' 04' "	2278	0.013	0.200	3.20	0.540	1.36	1.62	129.60	1.0	0.79					Estibère
Anglade	Neste d' Aure oeste	00° 09' 28' "	42° 50' 34' "	2175	0.010	0.175	3.06	0.482	1.36	0.37	37.00	3.2	2.84	1.50	0.47	1		
Cascaret	Neste d' Aure oeste	00° 10' 56' "	42° 50' 30' "	2100	0.024	0.260	2.82	0.680	1.24	0.61	25.42	5.0	2.86	2.25	0.45	1		Inférieur
Supérieur de Bastanet	Neste d' Aure oeste	00° 11' 51' "	42° 51' 43' "	2247	0.016	0.250	3.83	0.675	1.49	0.17	10.43							
Supérieur de Bastan	Neste d' Aure oeste	00° 12' 41' "	42° 51' 29' "	2260	0.053	0.350	2.31	1.083	1.33	1.33	25.09	28.5	10.97					
Milieu	Neste d' Aure oeste	00° 12' 40' "	42° 51' 09' "	2215	0.050	0.450	4.05	1.215	1.53	2.16	43.20	7.5	2.97					
Supérieur du Milieu	Neste d' Aure oeste	00° 12' 32' "	42° 51' 11' "	2216	0.007	0.105	1.58	0.320	1.08	0.12	17.14							
Inférieur de Bastan	Neste d' Aure oeste	00° 12' 35' "	42° 50' 48' "	2141	0.018	0.175	1.70	0.477	1.00	2.96	164.44	13.0	8.59					
Oule	Neste d' Aure oeste	00° 12' 07' "	42° 50' 00' "	1740	0.152	0.760	3.80	1.620	1.17									
Cap de Long	Neste d' Aure oeste	00° 07' 50' "	42° 49' 30' "	2120	0.388	1.152	3.42	2.784	1.26	10.42	26.86	56.0	7.97					
Gourg du Cap de Long	Neste d' Aure oeste	00° 06' 45' "	42° 47' 41' "	2845	0.017	0.200	2.42	0.646	1.42	0.40	24.24	2.1	1.45					
Orédon	Neste d' Aure oeste	00° 09' 47' "	42° 49' 36' "	1869	0.439	1.325	4.00	3.535	1.51	29.30	66.74	49.0	6.55					
Aubert	Neste d' Aure oeste	00° 08' 20' "	42° 50' 39' "	2160	0.347	1.100	3.49	2.705	1.30	6.20	17.87	43.6	6.56					
Aumar	Neste d' Aure oeste	00° 09' 24' "	42° 50' 35' "	2192	0.255	1.350	7.13	3.175	1.77	2.16	8.46	24.3	4.26	16.00	0.66	1		
Laquettes I	Neste d' Aure oeste	00° 09' 14' "	42° 50' 08' "	2079	0.026	0.270	2.80	0.729	1.28	7.83	301.15							
Laquettes II	Neste d' Aure oeste	00° 09' 17' "	42° 50' 01' "	2080	0.010	0.175	3.06	0.473	1.33	8.10	810.00							
Laquettes III	Neste d' Aure oeste	00° 09' 38' "	42° 50' 03' "	2081	0.128	0.570	2.54	1.539	1.21	8.27	64.61							
Barroude	Neste d' Aure oeste	00° 08' 46' "	42° 43' 44' "	2355	0.097	0.650	4.35	2.194	1.99	1.50	15.45	9.5	2.70					
Barroude Supérieur	Neste d' Aure oeste	00° 08' 50' "	42° 44' 07' "	2377	0.015	0.212	3.00	0.623	1.43			5.0	3.62					
Catchet	Neste d' Aure oeste	00° 12' 34' "	42° 46' 11' "	2225	0.009	0.150	2.59	0.405	1.22	0.76	87.36							
Héchempy	Neste d' Aure oeste	00° 12' 50' "	42° 44' 04' "	2305	0.008	0.130	2.01	0.351	1.08	0.30	35.71							
Consaterre Grand	Neste d' Aure oeste	00° 20' 10' "	42° 45' 37' "	2349	0.018	0.170	1.61	0.480	1.01	0.09	5.00	18.0	11.89					
Consaterre Petit	Neste d' Aure oeste	00° 20' 13' "	42° 45' 30' "	2346	0.008	0.100	1.32	0.320	1.04	0.52	68.42							
Lustou	Neste d' Aure oeste	00° 21' 16' "	42° 44' 43' "	2370	0.007	0.110	1.73	0.297	1.00	0.38	54.29							
Sarrouyes	Neste d' Aure oeste	00° 22' 40' "	42° 45' 25' "	2169	0.008	0.120	1.92	0.324	1.06	0.86	114.67							

	cuencia	longitud	latitud	altitud	área	L	L/W	P	DI	Ad	Ad/A	Z	Zr	Zm	Zm/Z	Gr	presa	sinónimo
Abeillé	Louron	00° 22' 59"	42° 42' 42"	2689	0.005	0.120	2.77	0.324	1.27	0.35	67.31							
Gourg Long	Louron	00° 25' 21"	42° 42' 16"	2258	0.014	0.275	5.25	0.743	1.75	0.26	18.06							Aygues-Tortes Inf.
Gourg Ardoun	Louron	00° 25' 06"	42° 42' 18"	2270	0.007	0.150	3.31	0.405	1.39	0.15	22.06							Aygues-Tortes Sup.
Pouchergues	Louron	00° 27' 02"	42° 42' 19"	2108	0.095	0.535	3.02	1.341	1.23	0.35	35.30							1
Clarabide	Louron	00° 27' 42"	42° 41' 47"	2648	0.087	0.505	2.93	1.453	1.39	0.64	7.35							1
Caillaus	Louron	00° 27' 01"	42° 43' 15"	2158	0.455	1.015	2.27	2.996	1.25	6.34	13.95	101.0	13.27	44.00	0.44	1	+	Calhoàs
Isclots	Louron	00° 27' 33"	42° 42' 34"	2398	0.066	0.370	2.09	1.129	1.24	3.17	48.32							Gourg Blanc Inférieur
Gourg Blanc du Milieu	Louron	00° 27' 60"	42° 42' 33"	2525	0.043	0.500	5.82	1.549	2.11	2.41	56.11							
Gourg Blanc Supérieur	Louron	00° 28' 17"	42° 42' 31"	2560	0.013	0.180	2.59	0.486	1.23	1.13	90.40							1
Hourgade	Louron	00° 26' 38"	42° 44' 25"	2425	0.009	0.126	1.85	0.340	1.03	0.41	47.67							
Nère Supérieur	Louron	00° 27' 11"	42° 44' 04"	2715	0.007	0.110	1.66	0.330	1.09									1
Nère	Louron	00° 27' 14"	42° 44' 22"	2430	0.061	0.333	1.81	0.955	1.09	0.49	8.01							
Nère Inférieur	Louron	00° 27' 17"	42° 44' 34"	2386	0.020	0.250	3.06	0.675	1.33	0.93	45.48							
Bordères	Louron	00° 27' 36"	42° 51' 36"	1765	0.070	0.325	1.52	1.025	1.09	1.17	16.79							
Portillon	Neste d' Oo	00° 30' 30"	42° 42' 03"	2571	0.340	0.825	2.00	2.300	1.11	3.07	9.03	100.0	15.19				+	Portilhon
Glacé	Neste d' Oo	00° 29' 35"	42° 42' 15"	2659	0.097	0.486	2.44	1.492	1.35	1.06	10.94							Port d' Oo
Saussat	Neste d' Oo	00° 30' 08"	42° 43' 26"	1921	0.052	0.320	1.97	1.402	1.73	4.12	79.15							1
Espingo	Neste d' Oo	00° 29' 45"	42° 43' 43"	1882	0.076	0.375	1.85	1.119	1.14	11.13	146.06							
Espingo I	Neste d' Oo	00° 28' 35"	42° 43' 18"	2595	0.007	0.100	1.49	0.300	1.03	0.15	22.39							1
Espingo II	Neste d' Oo	00° 29' 09"	42° 43' 10"	2570	0.008	0.120	1.92	0.324	1.06	0.07	9.33							1
Oo	Neste d' Oo	00° 29' 31"	42° 44' 25"	1496	0.380	0.950	2.38	2.565	1.17	16.12	42.42	67.0	9.63	33.28	0.50			OI
Crabioules	Pique	00° 31' 16"	42° 43' 07"	2584	0.006	0.122	2.40	0.329	1.18	0.25	40.32							1
Bleu	Pique	00° 33' 50"	42° 42' 33"	2264	0.035	0.275	2.16	0.680	1.03	1.21	34.57							
Vert	Pique	00° 34' 05"	42° 42' 50"	2001	0.061	0.500	4.13	1.670	1.91	1.68	27.72							
Charles	Pique	00° 34' 19"	42° 42' 22"	2291	0.037	0.250	1.69	0.849	1.24	2.43	65.68							
Port Vieil	Pique	00° 34' 57"	42° 42' 02"	2424	0.030	0.330	3.68	0.831	1.36	0.76	25.68							
Cé linda	Pique	00° 35' 09"	42° 42' 13"	2395	0.043	0.330	2.56	0.873	1.19	0.37	8.71							
Montagnette	Pique	00° 37' 32"	42° 41' 59"	2332	0.068	0.512	3.87	1.471	1.59	0.67	9.88							
Boum du Port	Pique	00° 38' 20"	42° 41' 49"	2248	0.107	0.440	1.81	1.600	1.38	0.62	5.79	46.5	12.59					
Boum du Port II	Pique	00° 38' 22"	42° 41' 59"	2247	0.008	0.150	3.00	0.405	1.32	0.67	89.33							
Boum du Port III	Pique	00° 38' 22"	42° 42' 05"	2239	0.008	0.125	1.88	0.338	1.05	0.84	101.20							
Boum de Soulas	Pique	00° 27' 42"	42° 46' 39"	2007	0.012	0.154	1.93	0.416	1.06	0.21	17.07							
Puis	Joèu	00° 42' 28"	42° 39' 19"	2055	0.039	0.313	2.53	0.850	1.22	1.86	48.12	19.5	8.79					
Puis Inferior	Joèu	00° 42' 33"	42° 39' 36"	2025	0.007	0.145	2.88	0.392	1.29	0.24	32.88							
Collado del Toro	Joèu	00° 41' 16"	42° 39' 41"	2226	0.023	0.250	2.75	0.668	1.25	0.34	14.95							
Costalies	Joèu	00° 43' 37"	42° 39' 48"	2215	0.007	0.160	3.71	0.392	1.33	0.46	66.67							
Pomèro	Joèu	00° 40' 47"	42° 40' 39"	2418	0.015	0.160	1.71	0.445	1.02	0.40	26.67							
Nere	Nere	00° 43' 52"	42° 38' 32"	2347	0.019	0.250	3.28	0.701	1.43	0.37	19.42							1

	cuenca	longitud	latitud	altitud	área	L	L/W	P	DI	Ad	Ad/A	Z	Zr	Zm	Zm/Z	Gr	presa	sinónimo
Toro	Nere	00°43' 43"	42°38' 57"	2055	0.012	0.168	2.42	0.417	1.09	3.90	336.21							
Port Toro	Nere	00°42' 28"	42°38' 18"	2575	0.005	0.100	2.00	0.270	1.08	0.82	164.00							
Escunhau	Bargadèra	00°49' 39"	42°39' 19"	1998	0.041	0.275	1.82	0.829	1.15	1.73	41.74							
Estany del Tòrt de Rius	Valarties	00°49' 20"	42°37' 36"	2358	0.037	0.450	5.55	1.700	2.51									
Tòrt de Rius	Valarties	00°48' 52"	42°37' 57"	2357	0.401	1.423	5.05	4.112	1.83	4.00	9.98	42.0	5.88	22.00	0.52			
Rius	Valarties	00°48' 09"	42°38' 26"	2325	0.207	0.918	4.06	2.846	1.76	5.45	26.29	24.0	4.67	11.00	0.46			
Estany del Mar	Valarties	00°50' 07"	42°36' 51"	2413	0.013	0.153	1.79	0.495	1.22	0.90	69.23							
Mar de Valarties	Valarties	00°50' 23"	42°37' 33"	2250	0.435	1.501	5.18	4.106	1.76	4.91	11.30	83.0	11.15	30.71	0.37			
Cap deth Pòrt	Valarties	00°51' 55"	42°37' 57"	2227	0.038	0.425	4.72	1.075	1.55	1.02	26.67							
Restanca	Valarties	00°51' 15"	42°38' 07"	2000	0.056	0.330	1.95	0.971	1.16	7.88	141.35	15.0	5.63					+
Montcasau de Naut	Valarties	00°54' 22"	42°38' 30"	2045	0.021	0.250	3.00	0.648	1.27	0.63	30.29	4.0	2.46	2.60	0.65			
Montcasau de Baish	Valarties	00°54' 10"	42°38' 25"	2035	0.019	0.200	2.16	0.545	1.13	0.69	37.20	7.5	4.88					+
Ribereta de Baish	Valarties	00°54' 27"	42°37' 53"	2275	0.072	0.400	2.21	1.355	1.42	1.14	15.77	53.0	17.46	18.02	0.34			
Bassa I de Ribereta de Baish	Valarties	00°54' 26"	42°37' 48"	2276	0.006	0.100	1.82	0.270	1.03									
Bassa II de Ribereta de Baish	Valarties	00°54' 18"	42°37' 48"	2290	0.005	0.125	3.13	0.338	1.35									
Ribereta de Naut	Valarties	00°54' 15"	42°37' 37"	2329	0.019	0.205	2.17	0.654	1.33	0.47	24.31	23.0	14.66	10.10	0.44			
Saslóses	Valarties	00°53' 39"	42°38' 05"	2169	0.032	0.245	1.88	0.672	1.06	1.01	31.71							
Pòrt de Caldes	Valarties	00°54' 04"	42°37' 18"	2470	0.006	0.100	1.61	0.330	1.18	0.19	30.65							
Cabidornats	Aiguamòg	00°55' 04"	42°36' 53"	2315	0.017	0.225	3.01	0.565	1.23	3.69	219.64	9.5	6.49					
Bassa I de Cabidornats	Aiguamòg	00°55' 42"	42°36' 42"	2350	0.008	0.150	3.00	0.405	1.32	0.21	28.00							
Bassa II de Cabidornats	Aiguamòg	00°55' 46"	42°36' 59"	2275	0.006	0.145	3.29	0.392	1.38	0.06	9.38							
Bassa III de Cabidornats	Aiguamòg	00°56' 04"	42°36' 58"	2308	0.009	0.155	2.61	0.419	1.23									
Cap de Colomèrs	Aiguamòg	00°56' 32"	42°35' 59"	2476	0.030	0.250	2.08	0.770	1.25	0.62	20.67							
Clòto de Naut	Aiguamòg	00°56' 05"	42°37' 35"	2148	0.010	0.213	4.58	0.594	1.69	5.88	596.95	8.0	7.14					
Clòto de Baish	Aiguamòg	00°55' 58"	42°37' 39"	2147	0.010	0.150	2.16	0.395	1.09	6.30	605.77	8.0	6.95					
Gargolhes	Aiguamòg	00°56' 05"	42°37' 02"	2310	0.021	0.348	5.78	0.856	1.67	0.27	12.92							
Garguilhs de Jos	Aiguamòg	00°55' 33"	42°37' 08"	2203	0.016	0.218	2.96	0.658	1.47	3.77	235.63							
Bassa de Garguilhs	Aiguamòg	00°55' 29"	42°37' 03"	2208	0.006	0.120	2.53	0.324	1.21	0.47	82.46							
Long de Colomèrs	Aiguamòg	00°56' 04"	42°37' 25"	2175	0.036	0.518	7.42	1.222	1.81	5.40	149.58	12.5	5.83					
Major de Colomèrs	Aiguamòg	00°55' 27"	42°37' 29"	2128	0.154	0.623	2.52	1.966	1.41	5.39	35.08	40.0	9.04	16.43	0.41			+
Menhèra	Aiguamòg	00°56' 18"	42°37' 27"	2193	0.020	0.320	5.12	0.830	1.66	0.48	24.00	8.0	5.01					
Mòrt de Colomèrs	Aiguamòg	00°55' 04"	42°37' 17"	2208	0.032	0.328	3.31	1.015	1.59	0.40	12.35	16.5	8.12	6.11	0.37			
Obago	Aiguamòg	00°56' 38"	42°36' 56"	2236	0.122	0.625	3.20	2.210	1.78	4.89	40.05	27.1	6.87	10.57	0.39			
Plan	Aiguamòg	00°55' 50"	42°37' 20"	2190	0.050	0.300	1.79	0.944	1.19	0.16	3.17	10.0	3.95					
Pòdo	Aiguamòg	00°56' 20"	42°36' 10"	2405	0.045	0.325	2.34	1.088	1.44	0.34	7.52	25.0	10.42					
Pòdo de Baish	Aiguamòg	00°56' 49"	42°36' 19"	2438	0.008	0.180	4.32	0.486	1.58	0.42	56.00							
Pòrt de Colomèrs	Aiguamòg	00°55' 25"	42°36' 08"	2419	0.027	0.250	2.32	0.853	1.47	1.15	42.67							
Estanhèl I del Pòrt	Aiguamòg	00°55' 26"	42°35' 49"	2256	0.006	0.130	3.07	0.351	1.34	0.35	63.64							

	cuenca	longitud	latitud	altitud	área	L	L/W	P	DI	Ad	Ad/A	Z	Zr	Zm	Zm/Z	Gr	presa	sinónimo
Rouch	Ariège oeste	01°32' 09" ' 42°39' 21" ' ' 2549			0.044	0.370	3.12	0.998	1.34	0.35	7.97							
Gnioure	Ariège oeste	01°32' 52" ' 42°41' 43" ' ' 1800			0.028	0.240	2.06	0.640	1.08									Nhora
Llassiès	Ariège oeste	01°32' 54" ' 42°39' 50" ' ' 2386			0.019	0.230	2.84	0.567	1.17	0.88	47.31							
Llassiès Supérieur I	Ariège oeste	01°32' 42" ' 42°39' 57" ' ' 2442			0.013	0.175	2.43	0.500	1.26	0.30	23.81							
Llassiès Supérieur II	Ariège oeste	01°32' 51" ' 42°39' 34" ' ' 2425			0.010	0.225	4.96	0.575	1.61	0.59	57.84							
Llassiès Inférieur	Ariège oeste	01°33' 21" ' 42°39' 56" ' ' 2318			0.008	0.175	3.65	0.473	1.45	1.18	140.48							
Neych Est	Ariège oeste	01°33' 14" ' 42°42' 18" ' ' 1980			0.008	0.150	3.00	0.370	1.21									
Neych Ouest	Ariège oeste	01°32' 51" ' 42°42' 07" ' ' 2015			0.006	0.145	3.34	0.360	1.28									
Monescur	Ariège oeste	01°35' 10" ' 42°41' 27" ' ' 1927			0.005	0.145	4.21	0.350	1.40									
Brouquenat-d' en-Haut	Ariège oeste	01°34' 24" ' 42°43' 09" ' ' 1570			0.015	0.360	8.64	0.800	1.84									
Redouneilles des Vaches	Ariège oeste	01°33' 26" ' 42°41' 29" ' ' 2127			0.032	0.225	1.58	0.640	1.01	0.48	15.00							
Redouneilles des Brebis	Ariège oeste	01°33' 12" ' 42°41' 12" ' ' 2250			0.018	0.155	1.37	0.480	1.02	0.30	17.05							
Peyregrand	Ariège oeste	01°34' 01" ' 42°41' 03" ' ' 1898			0.047	0.445	4.21	1.300	1.69	10.60	225.53							Peiragrand
Blaou	Ariège oeste	01°34' 24" ' 42°39' 20" ' ' 2335			0.168	0.650	2.52	1.759	1.21	0.99	5.91	60.0	12.99					Blaou
Larnoum	Ariège centro	01°36' 43" ' 42°42' 38" ' ' 1800			0.020	0.205	2.10	0.565	1.13									
Unarde	Ariège centro	01°35' 51" ' 42°41' 41" ' ' 2230			0.006	0.120	2.40	0.300	1.09									
Mille Roques	Ariège centro	01°35' 46" ' 42°40' 50" ' ' 2260			0.064	0.390	2.38	1.150	1.28	0.42	6.56							
Soulanet	Ariège centro	01°35' 12" ' 42°38' 47" ' ' 2345			0.062	0.424	2.89	1.336	1.51	1.15	18.49							
Thoumasset	Ariège centro	01°35' 28" ' 42°39' 32" ' ' 2265			0.013	0.172	2.26	0.448	1.10	0.32	24.43							
Sabine d' en Bas	Ariège centro	01°36' 25" ' 42°39' 32" ' ' 2052			0.014	0.230	3.77	0.508	1.21	9.38	667.62							
Carau	Ariège centro	01°37' 01" ' 42°41' 43" ' ' 2081			0.007	0.128	2.41	0.323	1.10	0.63	92.65							
L' Estagnol	Ariège centro	01°37' 05" ' 42°39' 16" ' ' 2009			0.029	0.250	2.12	0.908	1.49	1.26	42.78							1
Coume d' Ose	Ariège centro	01°41' 04" ' 42°38' 10" ' ' 2070			0.010	0.130	1.69	0.365	1.03	1.42	142.00							
Noir des Castellasses	Ariège centro	01°41' 09" ' 42°38' 55" ' ' 2438			0.007	0.120	2.07	0.304	1.03	0.05	7.19							
Castellasses	Ariège centro	01°41' 50" ' 42°39' 21" ' ' 2254			0.030	0.310	3.25	0.742	1.22	0.36	12.18							
Peyre	Ariège centro	01°40' 09" ' 42°39' 06" ' ' 2279			0.024	0.260	2.80	0.674	1.22	0.47	19.50							
Coume de Varihles	Ariège centro	01°40' 08" ' 42°37' 43" ' ' 2197			0.010	0.138	1.93	0.372	1.06	0.70	71.07							
Mirabail	Ariège centro	01°41' 28" ' 42°38' 28" ' ' 2278			0.027	0.270	2.75	0.667	1.15	0.37	13.94							
Noir de Cabailère	Ariège centro	01°41' 09" ' 42°39' 00" ' ' 2270			0.010	0.120	1.40	0.378	1.05									
Cabailère	Ariège centro	01°41' 42" ' 42°39' 18" ' ' 2108			0.025	0.200	1.62	0.597	1.07	0.11	4.46							
Fontargenta Superior	Ariège centro	01°42' 24" ' 42°37' 44" ' ' 2149			0.063	0.325	1.67	1.102	1.24	0.56	8.86							
Fontargenta Inferior	Ariège centro	01°42' 44" ' 42°37' 29" ' ' 2142			0.170	0.650	2.48	2.016	1.38	1.81	10.63	40.0	8.59					
Fontargenta Petit	Ariège centro	01°42' 23" ' 42°37' 52" ' ' 2139			0.009	0.135	1.98	0.365	1.07	0.87	94.57							
Joclar	Ariège centro	01°43' 45" ' 42°37' 15" ' ' 2327			0.058	0.400	2.76	1.300	1.52	1.79	30.86							
Joclar Supérieur	Ariège centro	01°44' 10" ' 42°37' 24" ' ' 2454			0.009	0.135	2.07	0.385	1.16	0.58	65.91							
L' Estagnol de Joclar	Ariège centro	01°43' 44" ' 42°37' 36" ' ' 2122			0.034	0.275	2.24	0.790	1.21									
Ruillet	Ariège centro	01°43' 26" ' 42°39' 35" ' ' 2018			0.016	0.200	2.45	0.490	1.08	0.64	39.26							
Embizon	Ariège centro	01°45' 05" ' 42°40' 09" ' ' 2086			0.019	0.200	2.13	0.557	1.15	0.46	24.47							

		longitud	latitud	altitud	área	L	L/W	P	DI	Ad	Ad/A	Z	Zr	Zm	Zm/Z	Gr	presa	sinónimo
Le Petit Estagnol	Ariège centro	01°45' 35" ' 42°38' 43" ' 2008			0.010	0.205	4.42	0.565	1.64	2.66	280.00							
Bleu	Ariège centro	01°45' 29" ' 42°38' 19" ' 2132			0.032	0.245	1.91	0.689	1.09	0.63	20.00							
Couart	Ariège centro	01°45' 22" ' 42°37' 25" ' 2230			0.089	0.722	5.84	1.664	1.57	2.67	29.93							
Albe	Ariège centro	01°44' 41" ' 42°37' 04" ' 2355			0.067	0.376	2.11	1.036	1.13	0.69	10.32	19.0	6.51					Alba
Albe Inférieur	Ariège centro	01°44' 50" ' 42°37' 21" ' 2295			0.008	0.150	2.81	0.390	1.23	1.16	145.00							
Siscar	Ariège centro	01°44' 49" ' 42°36' 04" ' 2187			0.045	0.478	5.03	1.134	1.50	2.94	64.76	3.9	1.62					Sisca
Pédourrés	Ariège centro	01°46' 14" ' 42°36' 52" ' 2165			0.054	0.350	2.25	1.017	1.23	0.38	6.99							
Pic Albe	Ariège centro	01°45' 39" ' 42°36' 47" ' 2419			0.010	0.180	3.24	0.486	1.37	0.35	35.00							
Vidal	Ariège centro	01°46' 14" ' 42°37' 18" ' 2071			0.018	0.250	3.47	0.706	1.48	3.65	202.78							
Font Negra	Ariège centro	01°44' 05" ' 42°31' 47" ' 2263			0.016	0.200	2.50	0.510	1.14	0.65	40.63							1
Comte	Ariège centro	01°47' 36" ' 42°38' 02" ' 1726			0.034	0.350	3.60	0.873	1.33	9.29	272.83	4.6	2.21					
Auriol	Ariège este	01°51' 01" ' 42°37' 09" ' 2250			0.013	0.170	2.31	0.440	1.11	0.46	36.80							
Soula Couloumé	Ariège este	01°51' 59" ' 42°36' 56" ' 2324			0.018	0.250	3.55	0.670	1.42	0.42	23.86						1	
Les Besines	Ariège este	01°51' 23" ' 42°36' 06" ' 1980			0.025	0.280	3.14	0.800	1.43									Bésines
Moulsut	Ariège este	01°52' 47" ' 42°35' 57" ' 2218			0.007	0.100	1.43	0.300	1.01									
Madides Supérieur	Ariège este	01°55' 38" ' 42°37' 15" ' 2405			0.008	0.160	3.24	0.400	1.27									
Madides Inférieur	Ariège este	01°55' 20" ' 42°37' 22" ' 2251			0.007	0.140	2.80	0.320	1.08									
Aygue Longue	Ariège este	01°52' 58" ' 42°38' 32" ' 2076			0.044	0.270	1.68	0.872	1.18	0.48	11.03	13.5	5.73					
Naguilles	Ariège este	01°55' 01" ' 42°39' 38" ' 1854			0.470	1.300	3.60	3.510	1.44	11.73	24.96	71.8	9.28					Narguilha
Dérour	Ariège este	01°54' 26" ' 42°38' 48" ' 2133			0.057	0.300	1.58	0.899	1.06	0.96	16.87							
Tort	Ariège este	01°54' 01" ' 42°38' 26" ' 2216			0.035	0.375	3.98	1.080	1.62	0.52	14.73							
Peyrissas Ouest	Ariège este	01°54' 50" ' 42°37' 50" ' 2355			0.077	0.500	3.24	1.471	1.49	0.92	11.93							Peirissas Oest
Peyrissas Est	Ariège este	01°55' 22" ' 42°37' 44" ' 2227			0.080	0.590	4.35	1.783	1.78	1.66	20.76							Peirissas Est
Campaulail	Ariège este	01°51' 18" ' 42°40' 40" ' 812			0.040	0.390	3.80	1.000	1.41									
Appy	Ariège este	01°44' 34" ' 42°48' 59" ' 1734			0.039	0.250	1.61	0.710	1.02	0.93	24.03							
Cadène	Ariège este	01°45' 07" ' 42°49' 52" ' 1750			0.015	0.200	2.67	0.540	1.24									
Diabie	Ariège este	01°45' 39" ' 42°49' 25" ' 1970			0.034	0.205	1.24	0.660	1.01									
Truites	Ariège este	01°45' 49" ' 42°49' 37" ' 1857			0.017	0.150	1.36	0.460	1.01	1.16	70.30							
Tort	Ariège este	01°47' 19" ' 42°48' 59" ' 2095			0.011	0.155	2.18	0.419	1.13	0.16	14.55							
Pratmau	Ariège este	01°46' 59" ' 42°49' 37" ' 1552			0.008	0.140	2.45	0.320	1.01									
Moulzoune	Ariège este	01°47' 23" ' 42°51' 33" ' 1380			0.014	0.200	2.86	0.540	1.29									
Fauy	Ariège este	01°55' 58" ' 42°36' 54" ' 2312			0.022	0.270	3.31	0.689	1.31	0.57	25.85							
Gaudet	Ariège este	01°56' 40" ' 42°37' 50" ' 1943			0.016	0.190	2.24	0.550	1.22	0.12	7.43							
Bays	Ariège este	01°56' 38" ' 42°37' 33" ' 1947			0.100	0.715	5.11	1.798	1.60	7.43	74.23							
Fauy Inférieur I	Ariège este	01°56' 09" ' 42°37' 24" ' 2015			0.009	0.250	7.10	0.550	1.65									
Fauy Inférieur II	Ariège este	01°56' 16" ' 42°37' 28" ' 1955			0.008	0.146	2.80	0.394	1.28									
Gouillade	Ariège este	01°56' 07" ' 42°37' 21" ' 1950			0.007	0.120	2.06	0.324	1.09									
Grava Ouest	Ariège este	01°56' 14" ' 42°36' 55" ' 2315			0.016	0.230	3.39	0.621	1.40	0.23	14.74							1
Grava Ouest Inférieur	Ariège este	01°56' 27" ' 42°36' 43" ' 2229			0.012	0.150	1.89	0.405	1.05	0.49	41.18							1

	cuenca	longitud	latitud	altitud	área	L	L/W	P	DI	Ad	Ad/A	Z	Zr	Zm	Zm/Z	Gr	presa	sinónimo
Gorg Negre	Tet	02° 12' 39" ' "	42° 38' 04" ' "	2083	0.041	0.338	2.80	1.071	1.50	0.60	14.72	17.5	7.68					Evol
Gorg Estelat	Tet	02° 12' 50" ' "	42° 39' 31" ' "	2022	0.044	0.440	4.40	1.070	1.44	1.61	36.59	3.8	1.61					Nohèdes
Carançà	Tet	02° 12' 00" ' "	42° 26' 02" ' "	2264	0.050	0.275	1.51	0.810	1.02	3.32	66.40	24.0	9.51					
Noir	Tet	02° 12' 19" ' "	42° 25' 28" ' "	2505	0.016	0.155	1.47	0.460	1.02	0.72	44.17							
Bleu	Tet	02° 12' 11" ' "	42° 25' 18" ' "	2590	0.010	0.130	1.69	0.365	1.03	0.27	27.00							
Infern	Tet	02° 12' 40" ' "	42° 25' 52" ' "	2553	0.010	0.150	2.25	0.405	1.14	0.26	26.00							
Coma Mitjana	Tet	02° 13' 23" ' "	42° 26' 04" ' "	2498	0.006	0.100	1.59	0.300	1.07	1.07	169.84							