

# Diploma de Especialización Profesional Universitario en Protección Civil y Gestión de Emergencias.

---

## MÓDULO II. RIESGOS NATURALES

---

**Francesca Segura Beltrán**

*Profesora Titular de Universidad. Universitat de València.*

**Neus La Roca Cervigón**

*Profesora Titular de Universidad. Universitat de València.*

**Rafael Armengot Serrano**

*Doctor en Geografía. Técnico en Emergencias Meteorológicas.*

**José Juan Giner Caturla**

*Profesor Titular de Universidad. Universidad de Alicante.*



VNIVERSITAT  VALÈNCIA



## SUMARIO:

<b>1. RIESGOS NATURALES.</b>	<b>7</b>
1. INTRODUCCIÓN.....	7
2. CONCEPTOS PREVIOS. ....	7
3. TIPOS DE PELIGROS. ....	10
BIBLIOGRAFÍA.....	12
<b>2. LAS INUNDACIONES. UN RIESGO MIXTO.....</b>	<b>13</b>
1. INTRODUCCIÓN.....	13
2. DINÁMICA FLUVIAL: EL FUNCIONAMIENTO DE LOS RÍOS. ....	14
2.1. <i>EL CAUDAL DE UN RÍO.</i> ....	14
2.2. <i>EL HIDROGRAMA DE CRECIDA.</i> ....	15
2.3. <i>EL TRANSPORTE DE LOS SEDIMENTOS.</i> .....	15
3. TIPOS DE CAUCES. ....	16
3.1. <i>CAUCES RECTOS.</i> ....	16
3.2. <i>CAUCES MEANDRIZANTES.</i> .....	16
3.3. <i>CAUCES TRENZADOS O BRAIDED.</i> ....	17
3.4. <i>CAUCES ANASTOMOSADOS.</i> .....	17
4. FORMAS ALUVIALES. ....	17
4.1. <i>LLANOS DE INUNDACIÓN.</i> .....	17
4.2. <i>LOS ABANICOS ALUVIALES.</i> .....	18
4.3. <i>LOS DELTAS.</i> .....	19
5. CAUSAS QUE PROVOCAN LAS CRECIDAS E INUNDACIONES.....	20
5.1. <i>CRECIDAS PROVOCADAS POR LAS LLUVIAS.</i> .....	20
5.1.1. Tipos de crecidas provocadas por la lluvia. ....	20
5.1.2. Crecidas provocadas por la fusión de la nieve. ....	21
5.1.3. Lluvia sobre nieve. ....	21
5.1.4. Fusión del hielo. ....	21
5.2. <i>INUNDACIONES NO PROVOCADAS POR LAS LLUVIAS.</i> .....	22
5.2.1. Inundaciones de estuarios. ....	22
5.2.2. Inundaciones en las costas bajas (storm surges). ....	22
5.2.3. Inundaciones por tsunamis. ....	22
5.2.4. Inundaciones por destrucción de embalses. ....	22
6. FACTORES NATURALES QUE INFLUYEN EN LA FORMACIÓN DE LAS CRECIDAS. ....	23
7. LAS ZONAS INUNDABLES Y LOS PROCESOS DE INUNDACIÓN EN ABANICOS ALUVIALES... 24	
7.1. <i>DESAPARICIÓN DE CAUCES ASOCIADOS A CAMBIOS EN LA GEOMETRÍA HIDRÁULICA.</i> ....	25
7.2. <i>PALEOCAUCES Y/O VAGUADAS.</i> .....	25
7.3. <i>PUNTOS DE DESBORDAMIENTO.</i> .....	25
7.4. <i>CANALIZACIONES Y DESVÍOS.</i> .....	26
7.5. <i>OCUPACIÓN DE CAUCES.</i> .....	26
7.6. <i>MARJALES Y ZONAS HÚMEDAS.</i> .....	26
8. CONSECUENCIAS DE LAS INUNDACIONES EN LOS LLANOS DE INUNDACIÓN.....	27
9. ACCIONES ANTRÓPICAS QUE MODIFICAN LAS AVENIDAS.....	28
9.1. <i>ACCIONES QUE INCREMENTAN EL RIESGO.</i> ....	28
9.1.1. Cambios de usos del suelo. ....	28
9.1.2. Ocupación de las zonas inundables.....	28
9.2. <i>ACTUACIONES PARA IMPEDIR O REDUCIR EL RIESGO.</i> ....	29
9.2.1. Acciones estructurales. ....	29
9.2.2. Acciones no estructurales. ....	31
10. LAS INUNDACIONES EN ESPAÑA. ....	32
10.1. <i>LAS ZONAS DE RIESGO Y LAS CARACTERÍSTICAS DE LAS CRECIDAS E INUNDACIONES EN ESPAÑA.</i> .....	33
10.2. <i>MAPAS DE RIESGOS DE INUNDACIONES EN ESPAÑA.</i> .....	35
10.3. <i>LA CARTOGRAFIA DEL PATRICOVA, UN EJEMPLO DE MAPAS DE RIESGO DE INUNDACIÓN.</i> .....	36
BIBLIOGRAFÍA.....	38

<b>3. RIESGOS SÍSMICOS: TERREMOTOS Y MAREMOTOS.....</b>	<b>41</b>
1. INTRODUCCIÓN.....	41
1.1. <i>Sismología pasado y presente</i> .....	41
1.2. <i>Sismología e Ingeniería Sísmica</i> .....	44
1.3. <i>Peligrosidad, Vulnerabilidad y Riesgo Sísmico</i> .....	45
2. CARACTERÍSTICAS DE FENÓMENO SÍSMICO.....	46
2.1. <i>Mecanismo de los terremotos</i> .....	46
2.2. <i>Localización Espacial y Temporal</i> .....	51
2.3. <i>Tamaño del terremoto: Intensidad y magnitud</i> .....	52
3. PROPAGACIÓN DE ENERGÍA A PARTIR DEL FOCO.....	53
3.1. <i>Las Ondas primarias u ondas P</i> .....	54
3.2. <i>Las Ondas Secundarias u Ondas S</i> .....	54
3.3. <i>Las ondas Rayleigh</i> .....	55
3.4. <i>Las ondas Love</i> .....	56
3.5. <i>Instrumentación sísmica</i> .....	57
3.6. <i>Redes Sísmicas</i> .....	59
4. DISTRIBUCIÓN ESPACIAL Y TEMPORAL DE LOS TERREMOTOS.....	62
4.1. <i>Distribución espacial a escala mundial. Tectónica de placas</i> .....	62
4.2. <i>Distribución espacial- temporal en la Península Ibérica y el contacto de placas Ibero-Magrebí</i> .....	64
4.3. <i>Sismicidad histórica e instrumental en la Comunidad Autónoma Valenciana</i> .....	66
5. EFECTOS DE LOS TERREMOTOS.....	69
5.1. <i>Introducción</i> .....	69
5.2. <i>Efectos primarios</i> .....	69
5.3. <i>Efectos secundarios</i> .....	71
5.4. <i>Medidas a tomar en zonas sísmicas. Antes, durante y después del evento</i> .....	76
6. RIESGO SÍSMICO.....	78
6.1. <i>Introducción</i> .....	78
6.2. <i>Evaluación de la peligrosidad sísmica. Métodos</i> .....	79
6.3. <i>Evaluación de la vulnerabilidad sísmica. Métodos</i> .....	81
6.4. <i>Mapa de peligrosidad sísmica de la CAV</i> .....	83
7. REFERENCIAS.....	85
<b>4. RIESGOS VOLCÁNICOS.....</b>	<b>89</b>
1. INTRODUCCIÓN.....	89
2. EL MAGMA Y LA LAVA.....	89
3. MATERIALES EXPULSADOS DURANTE UNA ERUPCIÓN.....	91
4. TIPOS DE ERUPCIONES VOLCÁNICAS.....	92
5. PELIGROS ASOCIADOS A ERUPCIONES VOLCÁNICAS.....	94
6. LOCALIZACIÓN DE LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA A ESCALA PLANETARIA.....	96
7. LOS SISTEMAS DE VIGILANCIA DE LAS ERUPCIONES VOLCÁNICAS.....	97
8. BIBLIOGRAFÍA.....	99
<b>5. RIESGOS POR MOVIMIENTOS DEL TERRENO.....</b>	<b>101</b>
1. INTRODUCCIÓN. IMPORTANCIA SOCIOECONÓMICA.....	101
2. DEFINICIÓN. TIPOS GENÉRICOS PRINCIPALES.....	103
2.1. <i>Definición. Concepto</i> .....	103
2.2. <i>Tipos genéricos principales</i> .....	103
3. CLASIFICACIONES.....	104
4. CAUSAS DE ROTURA DEL TERRENO. ESTABILIDAD DE TALUDES.....	107
4.1. <i>Consideraciones previas. Estabilidad de taludes</i> .....	107
4.2. <i>Factores condicionantes y/o desencadenantes de roturas del terreno</i> .....	109
4.2.1. <i>Factores que actúan principalmente sobre las fuerzas impulsoras</i> .....	109
4.2.2. <i>Factores que actúan principalmente sobre la resistencia</i> .....	109
5. CONSECUENCIAS. EL PROCESO.....	110
6. MÉTODOS DE RECONOCIMIENTO. DETECCIÓN EN EL CAMPO Y EN FOTO AÉREA.....	111
7. CARTOGRAFÍA GEOMORFOLÓGICA. CARTOGRAFÍA DE RIESGO.....	113
8. CONCLUSIONES. PREVENCIÓN, PLANIFICACIÓN, GESTIÓN.....	116
9. BIBLIOGRAFÍA.....	118

9.1 Referencias bibliográficas.....	118
9.2 Bibliografía en castellano .....	119
<b>6. RIESGOS METEOROLÓGICOS.....</b>	<b>121</b>
1. INTRODUCCIÓN.....	121
2. HISTORIA RECIENTE.....	121
3. FENÓMENOS METEOROLÓGICOS A CONSIDERAR.....	123
4. VALORES UMBRALES Y NIVELES DE ALERTA.....	124
5. DIFUSIÓN DE BOLETINES DE FENÓMENOS ADVERSOS.....	125
6. FENÓMENOS ADVERSOS Y UMBRALES POR COMUNIDADES.....	127
6.1. Lluvia.....	127
6.2. Nieve.....	130
6.3. Viento.....	132
6.4. Tormentas.....	134
6.5. Olas de frío.....	135
6.6. Olas de calor.....	136
6.7. Viento y oleaje en la mar, en zonas costeras.....	138
6.8. Galernas en el Cantábrico.....	141
6.9. Deshielos.....	141
6.10. Nieblas.....	141
6.11. Polvo en suspensión.....	142
6.12. Rissagues.....	142
6.13. Aludes en montaña.....	143
7. A MODO DE RESUMEN.....	143
8. BIBLIOGRAFÍA.....	145
<b>ANEXO 1.- FORMATO DEL BOLETÍN DE AVISO DE SITUACIÓN METEOROLÓGICA DE RIESGO DEL SERVEI METEOROLÒGIC DE CATALUNYA.....</b>	<b>147</b>
<b>ANEXO 2.- FORMATO DE LA CARTA DE VIGILANCIA METEOROLÓGICA DE MÉTEO FRANCE.....</b>	<b>148</b>



# 1. RIESGOS NATURALES.

## 1. INTRODUCCIÓN.

Los daños provocados anualmente por los desastres naturales se contabilizan por valor de miles de millones de euros, provocando pérdidas en asentamientos y actividades económicas, pero sobre todo, causan cientos de muertos en todo el planeta. Afectan a todos los continentes, aunque sus efectos se dejan sentir más en los países subdesarrollados que en los desarrollados. Según estimaciones hechas por la ONU, las personas afectadas por los desastres naturales durante los años noventa, ascendieron a 211 millones al año, superando en un 44% el volumen de población afectada en el decenio anterior (ONU, 2002) cada año durante los ochenta. Además, 2/3 partes de las víctimas pertenecían a los países menos desarrollados. Este hecho no significa en ningún modo que los peligros naturales se hayan incrementado con el paso del tiempo. En realidad, lo que sucede es que la población ocupa, cada vez con más frecuencia, espacios de riesgo en aras de conseguir un mayor desarrollo, por lo que la población se expone cada vez más a los fenómenos naturales.

## 2. CONCEPTOS PREVIOS.

El estudio de los riesgos naturales es objeto de estudio de numerosas disciplinas científicas (ciencias naturales, sociales, económicas, ingenierías, etc.). Es por ello que en la bibliografía que trata sobre los riesgos naturales existe una amplia terminología, a veces confusa, que conviene aclarar a la hora de estudiar los diferentes tipos de riesgo.

**Peligro natural** (natural hazard). Proceso o fenómeno natural que puede originar daños a la población, los bienes naturales o el medio ambiente. Son los procesos que se dan en la naturaleza, tales como terremotos, erupciones volcánicas, inundaciones, fuegos, tornados, etc.

**Severidad o intensidad** (Severity or Intensity). Características de un peligro natural que inciden en su capacidad de hacer daño. En algunos casos la intensidad se puede medir en una escala, como, por ejemplo, la intensidad de los terremotos, que se mide en la escala MSK.

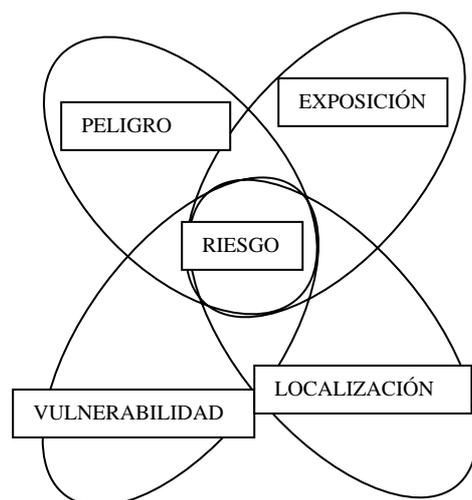
**Probabilidad anual** (P) (annual probability). Es un cálculo estadístico que define la probabilidad de que se produzca un fenómeno determinado a lo largo de un año. Por ejemplo, cuando se dice que una inundación de una determinada magnitud tiene una probabilidad del 25% significa que en ese año en concreto existe dicha probabilidad de que ocurra este fenómeno. Ahora bien, hay que tener claro que se trata de un cálculo probabilístico, nunca hay que entenderlo de forma determinística; es probable que suceda dicho fenómeno pero no necesariamente ocurrirá.

**Período de retorno** ( $T_R$ ) (return period). Es otro cálculo estadístico que indica el número de años que han de pasar para que se produzca un determinado fenómeno. Es el inverso de la probabilidad :  $T_R = \frac{1}{P}$ . Así, aplicando la probabilidad del ejemplo anterior (en tanto por 1) tendremos que  $T_R = \frac{1}{0.25} = 4$ . Es decir, un año tenemos el 25% de probabilidad de que ocurra un suceso; al año siguiente tenemos el doble, (es decir,  $25 + 25 = 50\%$ ) y al tercer año tenemos el 75% ( $25 + 25 + 25 = 75$ ) y al cuarto tenemos el 100% de probabilidad ( $25 + 25 + 25 + 25 = 100$ ).

**Exposición.** Es el conjunto de bienes a preservar ya que pueden ser dañados por la acción de un peligro.

**Vulnerabilidad** (Vulnerability). Tanto por 1 de pérdida esperable de un determinado bien expuesto, que se expresa entre 0 para la ausencia de daño y 1 para la pérdida total.

**Riesgo natural (natural risk).** En la bibliografía tiene muchas acepciones. Una de las más antiguas lo define como "la probabilidad de ocurrencia de un fenómeno potencialmente dañino en un específico periodo de tiempo y dentro de un área". (UNDRO, 1982) (natural risk). También se define como el daño o pérdida esperable como consecuencia de un peligro sobre un bien a preservar, sea la vida humana, los bienes económicos o el entorno natural. El riesgo natural incluye el establecimiento de la probabilidad de que se produzca un determinado proceso, la caracterización del peligro natural, así como las consideraciones económicas y sociales tales como la localización, la exposición y la vulnerabilidad. Se puede medir en términos cuantitativos, tales como víctimas, euros, viviendas o en términos cualitativos como alto, medio, bajo. El concepto de riesgo incluye, por tanto, los siguientes elementos:



**Catástrofe natural (catastrophic event).** Es el efecto perturbador que provoca sobre un territorio un episodio natural extraordinario y que a menudo provoca pérdidas de vidas humanas.

**Desastre natural (natural disaster).** Se utiliza este término cuando las consecuencias de un fenómeno natural alcanzan tal magnitud que el territorio requiere ayuda externa.

El riesgo se produce cuando el hombre no respeta las condiciones naturales del medio; implica siempre una infracción al no respetar las leyes naturales con la implantación inadecuada de actividades o asentamientos. La catástrofe supone un fuerte componente de fatalidad, mientras que el desastre implica un retroceso en las condiciones de vida de una sociedad.

Evaluación del peligro (assessment hazard). Consiste en las siguientes actividades.

- Determinar cuando y donde se produjeron determinados peligros en el pasado.
- Definir la severidad de los efectos físicos de eventos pasados de una determinada magnitud o tamaño.
- Calcular la frecuencia con que pueden producirse dichos eventos.

- Especificar las consecuencias que puede producir un determinado peligro.
- Cartografiar la información de forma que sea útil a los planificadores.

Normalmente la evaluación del riesgo se plasma en mapas que utilizan los políticos y planificadores, el personal de emergencias y los científicos y son un instrumento de prevención para la población.

Evaluación del riesgo. Difiere del epígrafe anterior en que contabiliza las pérdidas económicas, los daños y las muertes, así como los déficits de funcionamiento de la sociedad que produce el evento. La evaluación de riesgo incorpora, por tanto, consideraciones sociales y económicas, además, de los factores científicos propios de la evaluación del peligro. Mientras la evaluación del peligro se centra en la caracterización de los efectos físicos de un evento particular, la evaluación del riesgo implica la anticipación de los daños, el control o mitigación de los daños y las acciones que pueden reducir la vulnerabilidad. La evaluación de riesgos incluye las siguientes tareas:

- Establecimiento de la probabilidad y el período de retorno de un determinado suceso.
- Localización de edificios, vías de comunicación y sistemas de emergencia.
- Potencial exposición a los efectos físicos de un fenómeno natural.
- Vulnerabilidad de una comunidad, es decir, pérdidas potenciales de vidas o bienes ante un determinado fenómeno.

Efectos primarios, secundarios y terciarios. Los efectos primarios resultan del suceso propiamente dicho, (por ejemplo, los daños producidos por las aguas desbordadas); los secundarios son producidos por fenómenos asociados al evento principal, (por ejemplo, los incendios que puede producir la ruptura de las tuberías de gas como consecuencia de un terremoto); los efectos terciarios se producen a largo plazo o son permanentes, (por ejemplo, los cambios en la topografía debidos a un terremoto).

**MAPA DE RIESGOS (RISK MAPS).** Conjunto de mapas interrelacionados que pueden ser de peligrosidad, exposición-vulnerabilidad o riesgo. Forman parte del análisis de riesgos y materializan la predicción espacial del peligro.

**PREDICCIÓN (FORECAST).** Conjunto de acciones que buscan la definición de un peligro identificando el por qué, cuándo, dónde y cómo se producirá su desencadenamiento. Puede ser temporal, espacial o tipológica. La predicción temporal se apoya en sistemas tecnológicos como sistemas de alerta hidrológicos y meteorológicos, imágenes de satélites, radares, etc. Ejemplo: alertas frente a huracanes, o lluvias intensas.

**PREVISIÓN DEL RIESGO.** Posibilidad de predecir un peligro o un riesgo, tanto en la vertiente temporal, espacial o tipológica. La confección de mapas de riesgo es una de las medidas más útiles y efectivas. La previsión tiene dos vertientes:

- Descubrir los mecanismos, procesos, ritmos, recurrencias del funcionamiento de los sistemas naturales agentes del riesgo, tarea científica en sí misma.
- Evaluación de costes que esas rupturas pudieran ocasionar, reduciendo a valores monetarios las repercusiones.

**PREVENCIÓN.** Son el conjunto de acciones de mitigación del riesgo y preparación para la atención postdesastre. La prevención que se realiza sobre los agentes naturales se

denomina **medida estructural** y se apoya en la aplicación tecnológica de los resultados obtenidos en el estudio de las ciencias de la naturaleza. Sus protagonistas son los técnicos básicamente ingenieros civiles; la decisión de efectuar dichas actuaciones corresponde al gobierno o poderes públicos. Hay que hablar pues de obras públicas y su objetivo es domar el proceso natural agente del riesgo: conducciones, canalizaciones, embalses, desagües, diques, pantallas para la nieve etc., exigen trabajo de vigilancia y mantenimiento permanentes. Sus cálculos se basan en datos estadísticos y empíricos que no garantizan nunca el 100% de efectividad dada la complejidad de variables a considerar en la naturaleza, lo cual induce a efectos de "falsa seguridad". Por otro lado hay que contar con los desequilibrios que introducen en el funcionamiento natural de los sistemas a veces impredecibles.

Otro tipo de prevención son las **medidas no estructurales** como la educación ambiental de la sociedad, educación cívica y sobre todo la planificación, es decir, el estudio previo de la localización de las actividades del hombre basadas lógicamente en el mapa de riesgos. Estas medidas difícilmente pueden afectar a poblaciones ya existentes.

### 3. TIPOS DE PELIGROS.

En el capítulo de definiciones se han constatado las diferencias entre peligro y riesgo. El enfoque se va a dar en este capítulo nos obliga a precisar que en realidad deberíamos hablar de peligros más que de riesgos. No obstante, en la literatura de divulgación se ha popularizado el término riesgo y por ello se utilizará en este y en los siguientes capítulos, aunque hay que dejar claro que en la naturaleza no existe el riesgo; sólo aparece esta noción cuando el hombre hace un mal uso del territorio. Así, por ejemplo, las inundaciones que produce el deshielo de los ríos en las inhóspitas llanuras siberianas (Lena, Ienisei, Obi) como no afectan a la población, sólo son un proceso natural dentro del funcionamiento normal de los ríos; en cambio, el desbordamiento de cualquier barranco en una zona urbana, constituye un riesgo importante para la población ribereña.

Los diferentes tipos de peligros que existen en la naturaleza se han clasificado de muchas formas, atendiendo a criterios muy diversos. La que presentamos a continuación (Ayala y Olcina, 2002) atiende a los criterios de ambiente de localización, a los genético-tipológicos y al daño que producen.

Aunque la lista de riesgos naturales es bastante amplia, en este capítulo se van a describir los peligros meteorológicos, el vulcanismo, los terremotos, las inundaciones y los movimientos de masa.

TERRESTRES	FÍSICO-QUÍMICOS	En la litosfera (predominantemente geológicos y geomorfológicos)	
		Naturales	<p>A) <i>Internos</i>:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>— Terremotos:                             <ul style="list-style-type: none"> <li>• Intraplaca</li> <li>• De borde de placa: convergente, divergente, deslizante</li> <li>• De falla oculta</li> <li>• Volcánicos</li> </ul> </li> <li>— Erupciones volcánicas:                             <ul style="list-style-type: none"> <li>• Hawaianas</li> <li>• Strombolianas</li> <li>• Vulcanianas</li> <li>• Peleanas</li> </ul> </li> <li>— Diapiros</li> <li>— Rebrote isostático</li> <li>— Cambio de polaridad</li> <li>— Tempestades magnéticas</li> </ul> <p>B) <i>Externos (geomorfológicos)</i>:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>— Movimientos de ladera:                             <ul style="list-style-type: none"> <li>• Con trayectoria aérea.</li> <li>• Con trayectoria terrestre (rodaduras, deslizamientos, flujos secos y húmedos)</li> </ul> </li> <li>— Terremotos por deslizamientos o hundimientos kársticos</li> <li>— Dunas vivas</li> <li>— Karst</li> <li>— Expansión por la helada</li> </ul> <p>C) <i>Geoquímicos</i>:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>— Aguas subterráneas y suelos peligrosos</li> <li>— Radiactividad natural</li> </ul>
		Inducidos	<ul style="list-style-type: none"> <li>— Terremotos por flujo de fluidos, explosiones y embalses</li> <li>— Expansividad</li> <li>— Colapso</li> <li>— Subsistencia (por minería o extracción de fluidos)</li> <li>— Karst inducido</li> <li>— Sifonamiento</li> <li>— Geoquímico: Gases explosivos o nocivos</li> <li>— Asbestos</li> <li>— Suelos contaminados</li> <li>— Erosión del suelo</li> <li>— Regresión de deltas por sedimentación en embalses</li> </ul>
		En la hidrosfera	
		Fluviales	<ul style="list-style-type: none"> <li>— Inundaciones fluviales (por lluvias, por fusión de nieves, por rotura de presas naturales, cambio de curso)</li> <li>— Sedimentarios (colmatación, bancos de arena en navegación)</li> </ul>
		Limnológicos	<ul style="list-style-type: none"> <li>— Inundaciones endorreicas</li> <li>— Desbordamientos por rotura de diques morrénicos</li> </ul>
		Glaciológicos	<ul style="list-style-type: none"> <li>— Aludes</li> <li>— Glaciares</li> </ul>
		Oceanográficos	<p>A) <i>Litorales</i>:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>— Oleaje</li> <li>— Mareas vivas</li> <li>— Dinámica sedimentaria</li> <li>— Ondas de marea (pororoca)</li> <li>— Ondas de tormenta</li> <li>— Tsunamis</li> <li>— Bajíos</li> </ul> <p>B) <i>Oceánicos</i>:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>— Oleaje</li> <li>— Deriva de corrientes</li> <li>— Icebergs</li> </ul>

TERRESTRES	FÍSICO-QUÍMICOS	<p><i>En la litosfera (predominantemente meteorológicos y climáticos)</i></p> <p>A) <i>De la precipitación:</i>                  — Nevadas                  — Granizo                  — Lluvias intensas y torrenciales                  — Sequías (secuencias de indigencia pluviométrica)                  — Bloques de hielo</p> <p>B) <i>De la temperatura:</i>                  — Olas de frío y secuencias de helada                  — Olas y golpes de calor                  — Niebla (irradiación)</p> <p>C) <i>Del viento:</i>                  — Vendavales en latitudes medias (borrascas energicas/tornados)                  — Vendavales en latitudes altas («ciclones explosivos»)                  — Vendavales en latitudes intertropicales (tormentas y ciclones tropicales/tornados/ondas de cizalladura)                  — Turbulencias súbitas (aviación)                  — Blizzards/cellisca                  — Tormentas de arena                  — Vientos secos y persistentes de efecto foehn (Föhn, Chinook, Zonda, «ponientes», ...)</p> <p>D) <i>De la electricidad:</i>                  — Rayos                  — Electricidad estática                  — Líneas eléctricas (inducido)</p> <p>E) <i>Meteo-químicos:</i>                  — Naturales:                  • Ozono troposférico (en parte)                  • Metano                  • Dióxido de carbono                  — Inducidos:                  • Ozono estratosférico (en parte)                  • Contaminación</p> <p>F) <i>Climáticos:</i>                  — Fenómeno ENSO                  — Cambios climáticos (naturales e inducidos)</p>
	Biológicos (en la biosfera)	<p>— Epidemias y enfermedades infecciosas (inducido en contaminación biológica)                  — Zoonosis                  — Plagas de los cultivos y forestales (animales y vegetales)                  — Ataques y mordeduras de animales                  — Algas tóxicas                  — Alérgenos aeroportados                  — Incendios forestales (a menudo inducido)</p>
ESTRATERRESTRES	Físicos	<p>— Impactos extraterrestres (asteroides, cometas, meteoritos)                  — Rayos cósmicos y tormentas solares                  — Desequilibrio gravitatorio del sistema solar por paso cercano de estrellas o grupos globulares galácticos</p>
	Biológicos	<p>— Contaminación biológica</p>

## BIBLIOGRAFÍA.

ONU (2002): Perspectivas del Medio ambiente Mundial. Informe GEO-3. Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente. Nairobi, 426 pp.

## 2. LAS INUNDACIONES. UN RIESGO MIXTO.

### 1. INTRODUCCIÓN.

Desde el inicio de la civilización la humanidad se ha asentado cerca de las grandes masas de agua, ya sean ríos, lagos, deltas o la costa. No en vano el origen de la historia se asocia a las denominadas civilizaciones hidráulicas, que nacieron al lado del Nilo (Egipto), Mesopotamia (Summer y Akad), Yant-se-Kiang (China) o Ganges y Bramahputra (India). Las tierras adyacentes a las grandes masas de agua son espacios que tradicionalmente han ofrecido ventajas para los habitantes ribereños, que en un principio fueron necesarias para sobrevivir pero después constituyeron los pilares del desarrollo y la industrialización. Los beneficios incluyen los suelos fértiles, acceso al agua, alimentos y energía y la posibilidad de transporte. Ahora bien, vivir al lado de los ríos tiene sus desventajas, la más obvia de las cuales son las inundaciones. Es el eterno conflicto que surge entre el agua como recurso y como riesgo: cuando el hombre puede dominar el agua la entiende como un recurso; cuando no puede, la ve como un riesgo, ya sea por exceso (inundaciones) o por defecto (sequías).

Las inundaciones constituyen el riesgo natural más común del planeta, ya que ningún territorio está exento de este tipo de peligro. Aunque son muy temidas por el hombre, hay que matizar que se trata de un fenómeno natural imprescindible para el correcto funcionamiento de los ríos. **Una inundación es un proceso natural en el régimen hidrológico de un río, en el que se suceden períodos de aguas altas, con crecidas e inundaciones, y períodos de aguas bajas, con estiajes. Hay que matizar, sin embargo, que crecida e inundación no son sinónimos y es importante no confundirlos.** Una crecida es un incremento del caudal de un río que responde a una causa física (precipitación, deshielo, ruptura de una presa, etc.). Una inundación, por el contrario, es la ocupación por parte de los flujos desbordados del río que habitualmente están fuera del influjo de las aguas. Por lo tanto, la **inundación** exige la superación de los márgenes del río y la ocupación de espacios que habitualmente están secos. Hay que tener bien presente que cualquier inundación implica una crecida, pero una crecida no tiene por qué provocar una inundación.

Las inundaciones se producen cuando el flujo supera la capacidad de evacuación del cauce, pasando a ocupar la llanura de inundación, que —como su propio nombre indica— ha sido construida durante miles o millones de años por las sucesivas inundaciones que dejan una capa de sedimentos que va engrosando el llano de inundación. En este sentido, hay que hacer constar que las inundaciones no deben verse como algo perverso en sí mismo, ya que una disminución drástica de las mismas puede provocar la destrucción del propio espacio inundable a largo plazo. Un ejemplo paradigmático lo constituye la construcción de la presa de Asuan, que ha controlado las inundaciones en Egipto, creando graves problemas de fertilidad de las tierras, entre otros efectos perniciosos. Los problemas que provocan las inundaciones en las sociedades actuales radican en la ocupación indiscriminada que hace el hombre del llano de inundación. El incremento de la población, así como el desarrollo industrial, han potenciado el riesgo de inundación en todo el planeta. En los países desarrollados las inundaciones causan menos pérdidas de vidas humanas que en los subdesarrollados; por el contrario, las pérdidas materiales superan con creces a las de los países en desarrollo.

El incremento de la ocupación de los espacios inundables provoca la demanda de la sociedad de medidas de protección contra avenidas, que pueden ser estructurales o no estructurales. La aplicación de estas medidas en ocasiones provoca un falso sentimiento de

seguridad, que a su vez genera una mayor ocupación de las zonas inundables, produciendo un nuevo incremento del riesgo.

## 2. DINÁMICA FLUVIAL: EL FUNCIONAMIENTO DE LOS RÍOS.

Los ríos en la naturaleza tienen como función básica el transporte de agua y sedimentos de la tierra al mar. El balance hidrológico a escala planetaria presenta un superávit de lluvia sobre los continentes y un déficit sobre los océanos; es decir, la precipitación supera a la evaporación en las tierras emergidas, mientras que sobre los mares sucede lo contrario. De ahí que necesariamente deba producirse una compensación y el excedente de precipitación se traslada a los océanos a través de los ríos.

Algo parecido sucede con los sedimentos: los agentes de erosión (viento, agua, etc.), disgregan las rocas emergidas, que son transportadas hacia el mar por los ríos.

Estas funciones que ha asignado la naturaleza a los ríos tienen su propio ritmo anual, con momentos de mayor actividad (crecidas) que alternan con otros de funcionamiento ralentizado (estiajes). En cualquier caso, para comprender los procesos que se generan durante las inundaciones, es necesario conocer la dinámica fluvial.

### 2.1. EL CAUDAL DE UN RÍO.

Es el volumen de agua que lleva una corriente en una sección transversal del cauce. Se mide en los aforos, que son secciones regularizadas artificialmente donde se controla sistemáticamente la altura del agua por diversos métodos. A partir de la profundidad del agua y aplicando la denominada curva de gasto, se puede calcular el caudal que pasa por unidad de tiempo en el aforo. El caudal se expresa en  $m^3/s$  y es:

$$Q (m^3/s) = A (m^2) \times V (m/s), \text{ siendo, } Q = \text{caudal, } A = \text{Área y } V = \text{velocidad (fig. 1a).}$$

El área de la sección transversal, a su vez es:

$$A (m^2) = D (m) \times W (m), \text{ siendo } D = \text{profundidad, } W = \text{anchura de la lámina de agua (fig. 1b).}$$

La velocidad del flujo en los canales se puede calcular a partir de numerosas fórmulas con diferente grado de complicación. Una de las más sencillas es la ecuación de Manning, que define la velocidad como:

$$V = \frac{R^{2/3} \times S^{1/2}}{n}, \text{ siendo } R = \text{Radio hidráulico; } S = \text{pendiente del canal; } n = \text{coeficiente de rugosidad de Manning.}$$

El radio hidráulico es el resultado de:

$$R = \frac{A}{P}, \text{ siendo } A = \text{Área; } P = \text{Perímetro mojado}$$

Se habla de radio hidráulico grande cuando la sección es estrecha y profunda (1c) y de radio hidráulico pequeño cuando la sección es ancha y poco profunda).

El coeficiente de Manning se extrae de unas tablas que tienen en cuenta el aspecto del cauce: la vegetación, el tipo de sedimentos, la anchura, etc.

En cualquier caso, es interesante hacer notar que con la fórmula de Manning se pueden explicar la mayor parte de los procesos geomorfológicos que se producen en un río. La fórmula nos indica que la **velocidad es directamente proporcional al radio hidráulico y a**

**la pendiente; es decir, cuanto más elevados sean estos dos parámetros mayor será la velocidad del río.** Por el contrario **la velocidad disminuirá con la rugosidad del cauce**, es decir, en aquellos lechos que tengan mucha vegetación u obstáculos diversos (basuras, construcciones artificiales, etc.).

En definitiva, **la velocidad de los ríos será mayor en los tramos estrechos y profundos, de fuertes pendientes y con escasa rugosidad. En cambio, cuando se dan las condiciones contrarias, la velocidad disminuirá.**

La velocidad del río es un parámetro fundamental para definir la energía del río y la capacidad de transporte de sedimentos. Así, **a mayor velocidad los ríos son capaces de transportar sedimentos más gruesos y viceversa.**

La velocidad de los ríos cambia en cada punto, ya que se adapta a las diversas secciones transversales del cauce. Por ello, cualquier cambio en las variables que definen la fórmula de Manning implica cambios en la velocidad. Por ejemplo, cuando un río pasa de una sección profunda y estrecha a otra ancha y somera, se produce una disminución del radio hidráulico y en consecuencia disminuye la velocidad. Por este motivo, el río pierde energía y deposita sus sedimentos. Lo mismo sucede cuando disminuye la pendiente. Por el contrario cuando disminuye la rugosidad —por ejemplo cuando se canaliza un río y se reviste con cemento— aumenta la velocidad y se produce erosión.

## **2.2. EL HIDROGRAMA DE CRECIDA.**

Un hidrograma es un gráfico en el que se representa el caudal que lleva un río respecto al tiempo (fig. 2). Habitualmente se compara con un hietograma, donde se registra la distribución de las lluvias respecto al tiempo. En un hidrograma se pueden distinguir diferentes elementos:

- **Flujo o caudal de base.** Es el flujo que lleva el río durante las épocas en que no tiene alimentación pluvial. Está formado por los aportes subterráneos y por el flujo subsuperficial. Los ríos efímeros no tienen flujo basal.

- **Flujo o caudal rápido.** Es el que se genera como consecuencia de las lluvias o de otros aportes (fusión).

- **El pico de la crecida o caudal máximo o caudal punta.** Es el caudal máximo que se registra en la avenida.

- **Curva de ascenso o de crecida.** Es el tramo del hidrograma que transcurre desde el inicio de la crecida hasta que se alcanza el caudal máximo.

- **Curva de descenso, de recesión o de agotamiento.** Es el tramo del hidrograma que va desde el pico hasta el final del hidrograma.

- **Tiempo de base.** Es el tiempo que dura la crecida.

- **Tiempo de retraso o de respuesta.** Es el que transcurre entre el centro del hidrograma y el centro del hietograma.

- **Tiempo de concentración.** Es el que discurre desde el final de la lluvia neta hasta el final del caudal directo.

## **2.3. EL TRANSPORTE DE LOS SEDIMENTOS.**

El transporte fluvial se realiza mediante tres mecanismos de transporte (fig. 3a):

a) Rodamiento o deslizamiento sobre el lecho.

b) Saltación.

c) Suspensión.

De acuerdo con SHEN (1971) los sedimentos que se mueven por rodamiento y saltación y se apoyan en el lecho constituyen la carga de fondo. Los sedimentos que van en suspensión y son soportados por el flujo, constituyen la carga en suspensión. Los mecanismos de erosión, transporte y sedimentación son muy complejos debido sobre todo a las dificultades que existen para medir la carga de fondo en condiciones naturales. Sin embargo, experimentalmente se han hecho diversas aproximaciones teóricas para determinar cuales son los valores críticos que se han de superar para que se inicie la erosión, el transporte y la sedimentación; es decir, cuáles son los valores mínimos de velocidad y fuerza de tracción que se necesitan para poner en movimiento las partículas. Uno de los trabajos pioneros en este campo fue el de HJULSTRÖM (1935) (fig. 3b), quien a partir de las relaciones entre velocidad y tamaño de la partícula definió varias curvas que delimitan las condiciones de erosión, transporte y sedimentación.

**Este autor demostró que el material que puede ser removido con más facilidad es el de 0.25 mm de diámetro y se pone en movimiento cuando la velocidad del agua es de 0.2 cm/s. Por encima y por debajo de este tamaño, la velocidad de erosión crítica aumenta. En el caso de las partículas más grandes, esto es, debido con la mayor fuerza que se necesita para levantarlas y hacerlas rodar, y en el caso de las partículas más pequeñas, con la mayor energía que se necesita para vencer la cohesión electroquímica.**

### 3. TIPOS DE CAUCES.

En la superficie de la tierra existe una gran variedad de tipos de cauces. Su clasificación es bastante compleja, aunque básicamente se consideran tres tipos: rectos, meandrizantes, braided y anastomosados.

#### 3.1. CAUCES RECTOS.

Los cauces rectos, prácticamente no existen en la naturaleza, salvo cuando se produce un confinamiento del lecho por algún factor externo (ex. falla). A veces en los ríos anastomosados o en los meandrizantes aparecen trozos de cauces rectos. Estos tramos presentan irregularidades denominadas *pools* (pozas) y *riffles* (umbrales). Sin embargo, incluso cuando las márgenes del canal son rectas, el talveg describe curvas que bordean barras laterales depositadas por la corriente.

#### 3.2. CAUCES MEANDRIZANTES.

Los cauces meandrizantes describen un trazado sinuoso. Para medir la sinuosidad se suele emplear la relación entre la longitud del canal y la del valle. El límite entre corrientes rectas y meandrizantes se suele establecer en el valor 1.5, aunque en cauces con meandros muy desarrollados puede ser superior a 4 (fig. 4). Los meandros se pueden caracterizar mediante una serie de variables que son la amplitud, la longitud y el radio medio de curvatura (fig. 5a). Estos parámetros están relacionados de manera directa con la anchura del canal.

La circulación del flujo en los meandros es ciertamente compleja. Muchos investigadores han demostrado que, en el lado externo de cada curva, hay un sobreelevación de la superficie del agua, que aumenta directamente con la velocidad y estrechez de la curva (fig. 5b). Esto da lugar a la formación de corrientes de retorno en el fondo, de modo que el flujo adquiere una forma helicoidal. También se ha observado que el talveg o línea de máxima profundidad roza el lado exterior de cada meandro y pasa de un lado del canal al otro. Sin

embargo, el talveg se aproxima más a la orilla en el extremo en dirección aguas abajo del punto de inflexión. De esta forma, la erosión se concentra en la orilla exterior por debajo del eje del meandro, mientras que la deposición se produce en forma de un *point bar* sobre la orilla interior. Estas observaciones explican la migración de las curvas del canal hacia la parte inferior del valle (fig. 5a).

Otras dos características significativas de los ríos meandrizantes son la escasa pendiente que poseen y el pequeño calibre de los sedimentos que transportan.

### **3.3. CAUCES TRENZADOS O *BRAIDED*.**

Están formados por un cauce único en el que se distinguen diversas barras y canales entrelazados. Entre los diversos factores que explican el entrelazamiento de los cauces, se encuentran: una pendiente muy pronunciada, una gran carga de sedimentos, un material del lecho grueso, un caudal con fuertes fluctuaciones y una agradación rápida. Ninguna de estas condiciones explica por sí sola la formación de este tipo de cauces. Sin embargo, el carácter más grueso y poco seleccionado de los materiales del lecho, junto con un caudal que experimenta fuertes fluctuaciones, parecen ser factores particularmente favorables al entrelazamiento de los cauces. Esto se debe a que dichas condiciones provocan la deposición del material en el canal. El depósito se organizará en forma de barras, que se encuentran sometidas a erosión y a deposición durante las crecidas. Sin embargo, cuando son colonizadas por la vegetación se vuelven estables y permanentes.

Otra característica de los cauces entrelazados es su elevado gradiente. Así, la pendiente elevada de estos cauces facilita el transporte de una carga elevada de materiales gruesos.

### **3.4. CAUCES ANASTOMOSADOS.**

Aunque en muchas publicaciones los cauces anastomosados se confunden con los trenzados, la principal diferencia entre ellos es que estos poseen varios cauces, y sobre todo, arrastran material fino. Son también característicos de zonas con fuertes oscilaciones de caudal. Es por ello, que son muy frecuentes al pie de los glaciares, donde la nieve se funde en pocos días, generándose fuertes crecidas (fig. 7).

## **4. FORMAS ALUVIALES.**

El depósito de los materiales en puntos determinados da lugar a la formación de edificios aluviales diversos, entre los que cabe destacar tres: las llanuras de inundación, los conos o abanicos aluviales y los deltas.

### **4.1. LLANOS DE INUNDACIÓN.**

Son áreas sometidas periódicamente a inundación por parte de las corrientes que las recorren. Son de dos tipos: planos y convexos. Los primeros se asocian a ríos *braided* y son poco conocidos, aunque en general el proceso más habitual es la migración lateral de los cauces; es decir, el río va dejando islas en los laterales, a la vez que va abriendo canales nuevos.

Los segundos están formados por los ríos meandrizantes y presentan una gran variedad de formas (fig. 8a):

- **Diques o levees.** Son crestas que sobreelevan las orillas del río y que dan la forma convexa al valle. Se producen por la deposición selectiva de los materiales: los más

gruesos se decantan cerca de las orillas, mientras que los más finos son arrastrados lejos (fig. 8b).

- **Point bars.** Son lóbulos de forma arqueada depositados en la orilla convexa del meandro.
- Los **rellenos de grietas o crevasse splay**, son lenguas de sedimentos más gruesos depositados donde se rompen los diques cuando hay crecidas violentas.
- Los **oxbow o lagos en media luna**, son formas residuales debidas al estrangulamiento de los meandros que se rellenan con sedimentos finos. Con el tiempo estas formas se desdibujan y sólo se pueden reconocer por la fotografía aérea o por la forma del parcelario (fig. 9).
- Los **pantanos o marjales laterales (backswamps)** son las zonas más bajas del llano de inundación, por lo que son zonas donde se acumulan las aguas desbordadas y en ocasiones también afloran las aguas subterráneas en forma de manantiales.
- Los **yazoos** son cursos fluviales que drenan las marjales laterales. La imposibilidad de las aguas desbordadas de retornar al cauce que está más alto, hace que en las cuencas de inundación laterales se organicen corrientes paralelas al curso principal, que acaban desembocando otra vez en el río, aguas abajo, donde la pendiente lo hace posible. Se diferencian del resto de los afluentes en que tienen toda su cuenca en el llano, y carecen de cabecera en la montaña.

Las terrazas aluviales son llanos de inundación abandonados por el río. Su origen está en los sucesivos episodios de relleno e incisión que se han producido a lo largo del Cuaternario. Se disponen paralelos al río y pueden haber varios niveles situados a diferentes alturas.

#### 4.2. LOS ABANICOS ALUVIALES.

Un cono o abanico aluvial es un depósito cuya superficie se aproxima a un segmento de cono que irradia pendiente abajo desde el punto donde la corriente deja el área montañosa (fig. 10). Suelen poseer pendientes que varían entre 5 y 10°, aunque pueden alcanzar hasta los 25° y los depositan los ríos *braided*. Su forma se debe a la migración lateral de los cauces, que a medida que colmatan una parte del cono se desplazan en busca de pendientes más favorables. Cuando la migración del canal es brusca se conoce con el nombre de **avulsión**. El resultado de la movilidad de los cauces es la existencia de numerosos cauces abandonados o **paleocauces**, que normalmente acaban rellenos de materiales finos. Su detección es difícil y a veces sólo puede hacerse desde la fotografía aérea o por la disposición del parcelario. La deposición de los sedimentos en el cono se produce por varias causas:

- La brusca ruptura de pendiente que se produce al pasar de una zona elevada a otra llana.
- El cambio en la sección transversal que se produce al pasar desde un canal confinado en la montaña a otro que no lo está. Ello provoca un aumento de la anchura del canal y una disminución de la profundidad de flujo, con la consiguiente disminución de la velocidad. En consecuencia, la corriente pierde capacidad de transporte y deposita la carga.
- La pérdida de caudal producida por la infiltración del agua en los sedimentos más permeables de las zonas llanas.

Por su morfología los sedimentos de los conos presentan dos grandes tipos de facies: las proximales y las distases. Las primeras se ubican en las partes altas de los conos, cerca del frente montañoso, y contienen los depósitos más gruesos. Las distases se ubican en las partes bajas y suelen ser sedimentos más finos.

Existe también otra división basada en los procesos que han generado los depósitos: los que resultan de la acción fluvial y los que son transportados por flujos de gravedad.

Entre los primeros, BULL (1977, pp. 234-235) distingue a su vez tres clases:

- Los estratos depositados por los canales *braided* que forman los conos. Pueden ser gravas, arenas, limos y arcillas. Generalmente forman barras y pueden presentar estratificación cruzada, laminar o masiva.

- Los rellenos de canal, que suelen ser materiales más gruesos y peor clasificados que los anteriores.

- Los depósitos tamizados (*sieve deposits*), que en su origen son lóbulos depositados rápidamente al infiltrarse el agua y por ello suelen carecer de matriz.

Los depósitos de los flujos de gravedad se deben fundamentalmente a dos procesos: los flujos de derrubios y las coladas de fango (*debris flow* y *mud flow*). Se producen cuando el agua se carga de tal cantidad de sedimentos que se comporta como una masa plástica. Tiene una densidad y una viscosidad muy altas, lo que favorece el transporte de grandes bloques de derrubios. En general, son materiales muy mal clasificados, heterométricos, y depositados en diques adyacentes a los canales en lenguas lobuladas.

Las coladas de fango son similares a las de derrubios, pero se diferencian en que se trata básicamente de materiales finos. Los factores que facilitan la formación de estos flujos de gravedad son la existencia de agua abundante en períodos de tiempo cortos y regulares, las fuertes pendientes con escasa cubierta vegetal y una fuente de materiales cercana y abundante.

### 4.3. LOS DELTAS.

Al igual que los conos, son acumulaciones sedimentarias situadas donde las corrientes pierden parte de su capacidad de transporte al penetrar en un medio acuático (lago o mar). Suelen formarlos los ríos meandrizantes y la condición imprescindible para su formación es que el volumen de material aportado por el río sea superior al erosionado por los agentes marinos o lacustres (fig. 11). Además, de esta condición básica, existen cuatro factores importantes: la densidad y la salinidad del agua, el tipo de carga fluvial, la naturaleza de los procesos costeros y los hábitos de crecimiento de la vegetación que colonizan estas zonas. Los deltas poseen pendientes menores que los conos y los llanos de inundación, así como materiales de menor calibre. Su principal característica es la presencia de distributarios o brazos, que a su vez, pueden formar meandros, con diques y zonas pantanosas. El delta es una forma progradante, es decir, que avanza hacia el mar, y lo hace con diferentes tipos de sedimentación:

- Las capas de techo (topset) son casi horizontales.
- Las capas frontales, hechas de arena y muy inclinadas.
- Las capas de fondo, formadas por limos y arcilla que floculan por delante del delta.

La parte emergida del delta es producto de los procesos fluviales y se denomina llano deltaico, mientras que el frente deltaico es de dominio marino o lacustre. Existen, además, diferentes tipos de deltas: lobulados, digitados (Mississippi), triangulares, etc.

## 5. CAUSAS QUE PROVOCAN LAS CRECIDAS E INUNDACIONES.

Las causas que provocan las inundaciones pueden ser de tipo climático, parcialmente climáticas y de otros tipos. En el primer grupo destacan las lluvias intensas y/o muy prolongadas, aunque en las zonas frías la nieve acumulada durante el invierno se funde en la primavera y comienzos del verano provocando inundaciones. También pueden producirse por la fusión del hielo y en algunos casos la lluvia puede caer sobre zonas de nieve que está fundiéndose, provocando avenidas fuertes.

En otros casos, los factores climáticos son sólo una causa parcial de las avenidas. En este segundo grupo se incluyen los estuarios, donde el rebalse de las aguas del río crecido en momentos de marea alta provocan desbordamientos. Esto sucede también en las costas bajas como consecuencia de la conjunción de olas de marea muy altas provocadas por bajas presiones y fuertes vientos.

El tercer grupo incluye otras causas de inundación como los tsunamis, producidas por los terremotos, los deslizamientos, que taponan un curso fluvial o la ruptura de embalses u otras construcciones (Ex: depósito de Melilla y riada 82).

En este tema nos centraremos en el estudio de las crecidas asociadas a fuertes lluvias, que son las que más nos afectan.

### 5.1. CRECIDAS PROVOCADAS POR LAS LLUVIAS.

En este tipo de crecidas el hidrograma está formado por flujo rápido o directo. La escorrentía se forma en las vertientes, donde el agua circula superficialmente o subsuperficialmente, según las características físicas de la cuenca (cubierta vegetal, suelos, pendiente, etc.), y de la lluvia. La escorrentía no se produce en toda la cuenca de manera uniforme; es normal que existan unas áreas que contribuyen más que otras a la formación del caudal.

#### 5.1.1. Tipos de crecidas provocadas por la lluvia.

La gran variabilidad en las causas de las crecidas y en los procesos que las generan, dificulta notablemente su clasificación. Sin embargo, atendiendo a la forma del hidrograma, se pueden establecer cuatro grupos:

A) **Crecidas relámpago o *flash floods***. Están provocadas por tormentas convectivas muy violentas, que pueden tener una corta duración (horas, minutos). Este tipo de lluvias convectivas afectan a áreas muy pequeñas (varios km<sup>2</sup>), por lo que generan crecidas sólo en algunas partes de la cuenca. Suelen estar provocadas por huracanes, tifones, gotas frías, tormentas de verano, etc., y se dan en todo el mundo. Los hidrogramas resultantes tienen picos muy apuntados, con curvas de ascenso y de descenso muy rápidas. En los desiertos estas condiciones se acentúan, porque la escasez de lluvias provoca la formación de una onda de crecida y su desaparición casi instantáneas (figs. 12 y 13a).

b) **Crecidas simples**. Es un hidrograma simple, aunque su duración es más larga que en el caso anterior. Este tipo de crecidas es el más común en todos los países y se generan por lluvias muy diversas que duran varios días (lluvias provocadas por bajas ciclónicas asociadas o no a sistemas frontales) (fig. 13b).

C) **Crecidas múltiples**. Se dan cuando se producen varios picos de crecida seguidos. Responden a una situación meteorológica complicada, que suele asociarse a lluvias que persisten durante varias semanas o meses, (fig.13c).

**D) Crecidas estacionales.** Son las que se producen anualmente durante la estación húmeda, con un período de aguas altas que se extiende durante varios meses y con un área de inundación de miles de km<sup>2</sup>. Por ejemplo, el caudal mínimo del Nilo se produce en mayo, con 570 m<sup>3</sup>/s y un máximo de 8.440 m<sup>3</sup>/s en septiembre en Wadi Halfa; también ocurre lo mismo con la cuenca del Amazonas, donde cada año se inunda una parte del bosque *la varcea*; en cambio las crecidas del Ganges y del Brahmaputra en la India y Bangladesh suelen ser desastrosas, debido a la gran densidad de población en sus cuencas bajas (fig. 13d) (caudal anual conjunto de 96.000 m<sup>3</sup>, el pico se produce en agosto, como resultado de las lluvias monzónicas, que arrancan en junio y continúan hasta octubre; caudal medio de agosto del Ganges en Hardinge Bridge es de 39.224 m<sup>3</sup>/s; del Brahmaputra en Bahadurabad es de 43.955 m<sup>3</sup>/s.

#### **5.1.2. Crecidas provocadas por la fusión de la nieve.**

Las grandes crecidas por fusión se producen cuando se da una combinación de un gran espesor de nieve y una fuerte ratio de fusión. La licuación de la nieve se produce cuando se llega al punto de fusión (0° C) y es un proceso termodinámico, en el que intervienen la temperatura del hielo, la radiación solar y el albedo. Está condicionada también por las características de la cuenca de drenaje (vegetación, suelos desnudos, etc.), ya que cada uno de los elementos que la forman tiene un albedo, una evapotranspiración y una temperatura características, de forma que cada una de ellas puede actuar como fuente o como sumideros de calor y humedad. En general, las zonas forestales suelen actuar como fuentes y las superficies nevadas sin vegetación como sumideros de humedad y calor.

Las crecidas severas se producen únicamente cuando llega a los ríos una gran cantidad de agua de fusión nival de una manera muy brusca. La ratio de fusión es función del balance de energía; las crecidas más fuertes se producen en áreas con una potente cubierta de nieve donde la temperatura asciende de forma brusca y se mantienen durante un cierto tiempo (días o semanas), después de un invierno largo y frío. En este caso cabe distinguir entre las crecidas de llanura y las de montaña, siendo más bruscas y caudalosas, las primeras que las segundas. Ex. Ienisei en Igarka tiene un caudal medio en junio de 78.000 m<sup>3</sup>/s, sólo superado por el Amazonas. Por último, la localización de la zona de fusión influye en la génesis de la crecida porque si está en cabecera, el agua de fusión puede infiltrarse y no llegar como flujo rápido.

#### **5.1.3. Lluvia sobre nieve.**

En este caso la crecida es más compleja, porque el paquete de nieve puede actuar como un almacén para la lluvia y en ese caso funcionará la fusión, o bien la fusión de la nieve incrementa el volumen de escorrentía generado por la lluvia. Por ello una misma lluvia puede generar diferentes hidrogramas dependiendo de las características del paquete de nieve. Por otra parte los suelos helados pueden ayudar a generar crecidas más apuntadas, ya que impiden la infiltración, (fig. 14a).

#### **5.1.4. Fusión del hielo.**

La formación de crecidas por fusión del hielo se produce en dos ámbitos: el hielo de los glaciares y el hielo estacional de los ríos (los que se hielan en invierno). En muy raras ocasiones el deshielo es la causa de las crecidas: la combinación de este proceso con otros factores es la que produce las crecidas. Una de los procesos más habituales (conocidos como crecidas glaciares o *yökulhlaup*) es la salida brusca del agua estancada en algún lago o retenida por una barrera de hielo en algún valle. Los hidrogramas resultantes presentan una morfología inversa (fig. 14b), con una curva de ascenso suave y una de descenso brusco, que

corresponde a una bajada rápida del nivel cuando ha desaparecido el obstáculo que retenía el agua.

## **5.2. INUNDACIONES NO PROVOCADAS POR LAS LLUVIAS.**

Se producen fuera del ámbito de la cuenca de drenaje (estuarios, costas bajas, ruptura de embalses, etc.).

### **5.2.1. Inundaciones de estuarios.**

Se producen por la interacción del agua del mar y del agua de los ríos y la alternancia del flujo de marea (que hace penetrar el agua del mar en el estuario) con el refluo, que suelen tener un período de 12 horas o más. La interacción resulta de una modificación asimétrica de la curva mareal, en la que se acorta la duración de la curva de ascenso por la oposición que ejerce el flujo del río y se alarga la duración de la curva de refluo, ayudado por la gravedad y el empuje del caudal fluvial. En algunos casos la alteración es tan grande que se desarrolla una onda (bore) (*mascaret*) porque la curva de ascenso se acorta tanto que avanza como una pared de agua, que puede alcanzar 5 m de altura (ex. Amazonas), que puede provocar inundaciones en las inmediaciones. Además, en circunstancias menos adversas, en los estuarios se pueden producir inundaciones por dos circunstancias: cuando una marea fuerte impide el desagüe normal de las aguas del río o bien cuando el río lleva una fuerte crecida, aunque la marea no sea excesivamente importante.

### **5.2.2. Inundaciones en las costas bajas (storm surges).**

En las costas bajas se producen inundaciones de la zona mareal con cada ciclo de marea, tanto si el rango es diurno (cada 24 horas), como semidiurno (12 horas). Además, se pueden producir inundaciones cuando el nivel del mar es más alto de lo normal y este fenómeno suele estar asociado a la existencia de bajas presiones y de vientos fuertes. En estas circunstancias, además, de las condiciones meteorológicas, la geometría de los fondos marinos tiene mucha importancia porque puede mitigar o incrementar el efecto de oleaje. En general las costas más peligrosas son las costas bajas, cerradas o semicerradas y expuestas a unas tormentas fuertes (Adriático, Bahía de Bengala con los ciclones, el Golfo de México, el Mar del Norte, etc.). Un caso excepcional de costas inundables es el de Holanda, con 2/3 de su territorio por debajo el nivel del mar, por lo que, de no existir defensas, sus costas se inundarían con cada marea, (fig. 14c).

### **5.2.3. Inundaciones por tsunamis.**

Las costas se pueden inundar por *tsunamis*, provocadas por terremotos, erupciones volcánicas o deslizamientos submarinos. Las velocidades pueden ser de 700-800 km/h, con un período entre 15 minutos y algo más de una hora. En mar abierto, la altura no suele sobrepasar 0'5 m; sin embargo, cuando llegan a la costa la velocidad se frena de forma brusca por el rozamiento con el fondo y el agua se apila generando olas que oscilan entre los 6 y los 18 m.

### **5.2.4. Inundaciones por destrucción de embalses.**

Son crecidas muy violentas que provocan gran número de pérdidas de vidas humanas y de bienes. El ejemplo más reciente fue la caída de la presa de Tous, en la cuenca del Xúquer, en octubre de 1982, que generó un caudal punta estimado en 15.000 m<sup>3</sup>/s. A veces el fenómeno se puede producir también de forma natural. Algunos ríos, sobre todo en valles estrechos, se taponan con árboles, maleza, etc., o por deslizamientos de ladera. Con las crecidas anuales suele desaparecer el obstáculo provocando fuertes avenidas.

## 6. FACTORES NATURALES QUE INFLUYEN EN LA FORMACIÓN DE LAS CRECIDAS.

De los diferentes tipos de crecidas analizados con anterioridad los más recurrentes son los provocados por las lluvias y, por tanto, son los que analizaremos con más detalle. La precipitación se transforma en caudal a través de la cuenca de drenaje, siguiendo el ciclo hidrológico. La lluvia, en parte es interceptada por la vegetación y en parte se evapora; el resto llega al suelo, desde donde puede seguir tres caminos. En parte escurre superficialmente hacia los ríos; en parte se evapotranspira a través de la vegetación y en parte se infiltra. Una buena proporción del agua infiltrada llega a los acuíferos y otra se mueve lateralmente hacia los ríos. El agua de los acuíferos vuelve a los ríos a través del caudal de base (que es el agua que llevan los ríos perennes cuando no llueve y, por tanto, procede de las fuentes y manantiales). Desde los ríos el agua vuelve al mar y desde allí se evapora iniciándose de nuevo el ciclo hidrológico (cuadro 1).

El hecho de que el agua de lluvia se convierta en caudal implica que hay una serie de factores que intervienen en esa transformación: algunos son de tipo climático-hidrológicos (lluvia, evapotranspiración e infiltración) y otros son debidos a las características de la cuenca (factores de la cuenca, de la red y de los canales) (cuadro 1).

Dentro del primer grupo hay que destacar las peculiaridades de la lluvia (cuadro 1) que condicionan claramente la génesis de la escorrentia. La precipitación antecedente (=lluvia caía en los días anteriores al comienzo de las lluvias que provocan la crecida) es un factor que incrementa la magnitud de la crecida, porque humedece la cuenca y toda la lluvia se convierte en caudal. Los suelos helados son también un factor intensificador porque impiden la infiltración del agua, incrementando el pico de la avenida. La intensidad de la lluvia juega un papel muy importante, porque cuando es muy elevada, la fuerza de las gotas de lluvia (efecto *splash*) destruye la estructura superficial del suelo, impidiendo la infiltración. La localización de una tormenta es también fundamental: la crecida produce hidrogramas más apuntados cuando se localiza en la parte baja de la cuenca y cuando afecta a varios afluentes. La distribución de la lluvia con respecto al tiempo es otro factor que hay que considerar: cuando las lluvias caen de forma homogénea y durante períodos de lluvia largos, los hidrogramas son aplanados, aunque el volumen de escorrentía puede ser elevado; por el contrario, cuando caen en muy poco tiempo los hidrogramas son muy apuntados, aunque el caudal total sea escaso.

El segundo grupo de factores tiene que ver con las cuencas de drenaje (cuadro 1), que constituyen el espacio físico sobre el que la lluvia se convierte en caudal. Por lo tanto, las características de la cuenca, de la red de drenaje y del canal modifican también las avenidas. Los parámetros de la cuenca son el área, la pendiente, la altura y la combinación entre climatología-suelos-cubierta vegetal. Las dimensiones y la altura de la cuenca de drenaje presentan una buena correlación con el caudal: cuando más elevadas son, mayores son los caudales generados. La pendiente de la cuenca (fig. 15a y 15b) influye sobre la velocidad de llegada del agua a los canales: las cuencas con fuertes desniveles provocan hidrogramas más apuntados que las de menor pendiente. Por último, el tipo de litología (caliza, arenisca, pizarra, etc.), combinado con la potencia de los suelos, el uso que se hace de los mismos o la cubierta vegetal provocan diferentes respuestas hidrológicas que se traducen en la forma y el volumen del hidrograma. Así las rocas permeables y los suelos potentes, una densa cubierta vegetal y los usos que potencian la absorción del agua favorecen la infiltración, provocando hidrogramas más aplanados. Por el contrario las rocas y suelos impermeables, la falta de cubierta vegetal y los usos del suelo que impiden la penetración del agua, (por ejemplo, la urbanización que supone una impermeabilización del suelo) dificultan la infiltración, por lo

que el agua llega superficialmente a los ríos, generando hidrogramas apuntados y grandes picos de crecida.

Las características de la red (cuadro 1) se hallan directamente relacionadas con las características físicas de la cuenca (litología, pendientes, geometría, etc.), así como con otros factores medioambientales (clima, cubierta vegetal y edáfica, usos del suelo, etc.). En términos generales, las cuencas redondeadas, con redes coalescentes en las cuencas bajas producen hidrogramas mucho más apuntados y peligrosos —coinciden los picos de todos los afluentes— que las que alargadas y estrechas, con redes en forma de espiga —permiten un desagüe escalonado de los afluentes— (figs. 16a y 16b).

En cuanto a las características de los cauces, son de vital importancia para el desarrollo de la avenida, la pendiente —a mayor pendiente mayor velocidad de transmisión de la crecida—, la rugosidad del lecho —reduce la velocidad del agua—, las pérdidas por transmisión —agua que se infiltra en el propio cauce—, las obras de canalización y regulación, etc.

En general cualquier característica de la cuenca o cualquier alteración provocada por el hombre que tienda a compactar los suelos, a impermeabilizarlos o a destruir la vegetación, implica un incremento de la escorrentía superficial, una disminución de la infiltración y en general agrava la crecida. Las actuaciones en sentido contrario provocan el efecto inverso.

Cuando las crecidas producen inundaciones, los flujos desbordados circulan por los espacios inundables, que coinciden con las formas fluviales creadas por los propios ríos (llanos de inundación, abanicos aluviales y deltas). El hecho de que estos espacios estén intensamente ocupados por el hombre provoca alteraciones del fenómeno natural, que se convierte en un riesgo mixto.

## **7. LAS ZONAS INUNDABLES Y LOS PROCESOS DE INUNDACIÓN EN ABANICOS ALUVIALES.**

Como ya se ha señalado, la mayoría de las zonas inundables lo son por su propia génesis y, por lo tanto, se pueden identificar a partir del análisis geomorfológico. Los procesos que intervinieron en su formación son también los mismos que actuarán en momentos de avenida e inundación. Por lo tanto, procede definirlos y, al tiempo, especificar su peligrosidad. No obstante, en algunos casos, la intervención humana ha potenciado el riesgo de inundación y no siempre es posible discriminar la responsabilidad de los procesos naturales y de los antrópicos.

En general las zonas inundables suelen ser las más deprimidas topográficamente, aunque su origen puede ser muy diverso, con lo que los procesos de inundación y la duración del encharcamiento varían sustancialmente. Las zonas de especial peligro de inundación se localizan donde se dan los siguientes procesos:

- Desaparición de cauces, provocados por cambios de la geometría hidráulica.
- Paleocauces.
- Ocupaciones de vaguadas.
- Puntos de desbordamiento.
- Canalizaciones y desvíos.

- Ocupaciones de cauces.
- Marjales.

### **7.1. DESAPARICIÓN DE CAUCES ASOCIADOS A CAMBIOS EN LA GEOMETRÍA HIDRÁULICA.**

Está ligada a la propia dinámica fluvial del cono y suele localizarse en sectores con fuertes rupturas de pendiente. La disminución del gradiente y/o las pérdidas por infiltración disminuyen la velocidad y el caudal fluvial de forma drástica, por lo que el río se ve obligado a depositar sus propios sedimentos. Es el mecanismo por el que se han ido formando los conos más antiguos, aunque es totalmente funcional en los más jóvenes; por ello suelen aparecer en los piedemontes —en los barrancos de cuencas más pequeñas— y en los marjales (fig. 17).

En todos los casos, la desaparición del cauce no implica la desaparición del caudal, por lo que aguas abajo de este punto el riesgo de inundación por flujos concentrados de gran energía es elevado. Por otra parte, el depósito de sedimentos de elevado calibre añade peligrosidad a estos puntos.

### **7.2. PALEOCAUCES Y/O VAGUADAS.**

En este epígrafe se incluyen como tales los cauces abandonados por el río, un fenómeno recurrente en los abanicos aluviales, consecuencia de las avulsiones (fig. 18). El riesgo de este tipo de sucesos es triple: por un lado, la impredecibilidad de la localización del nuevo cauce; por otro, la posibilidad de que el río vuelva a ocupar el viejo en alguna avulsión y por último, la no-percepción del paleocauce como un espacio de paso de las aguas. El funcionamiento de los paleocauces en momentos de avenida es complejo y depende mucho de su evolución y posición dentro del abanico aluvial. Si el cauce principal se encaja, los paleocauces pueden quedar colgados, por lo que la conexión en momentos de avenida se limitará únicamente a grandes caudales. No obstante, cuando no hay conexión, el paleocanal suele actuar como colector de drenaje de las aguas de lluvia dentro del propio abanico.

Si por el contrario, el paleocauce se rellena de sedimentos, suele quedar únicamente como un espacio deprimido o vaguada, donde se concentran las aguas. En cualquier caso, la peligrosidad de estos espacios es grande, ya que el elevado periodo de retorno de circulación hídrica hace que no se perciban como espacios de riesgo y normalmente son ocupados para la agricultura o incluso urbanizados. Los procesos que se pueden dar en estos espacios son los propios de un canal, por lo que la energía y velocidad de las aguas son elevadas (fig. 19).

Hay que hacer notar, sin embargo, que a veces la actividad humana invierte el esquema de formación de un paleocauce. Las labores de acondicionamiento mitigan los desniveles, suavizan los márgenes, alterando las características sedimentológicas y de rugosidad del lecho y modificando la circulación hídrica. El resultado son barrancos de fondo plano, de amplias vaguadas y ocupados a todos los efectos por el hombre. Queda por averiguar si estas alteraciones han afectado también a la hidrología reduciendo la circulación hídrica, al incrementar la infiltración por la adición de suelo traído de otro sitio. No hay que olvidar, sin embargo, que los procesos que se dan en este tipo de cauces son idénticos a los de los funcionales: flujos concentrados, velocidades elevadas y gran cantidad de sedimentos.

### **7.3. PUNTOS DE DESBORDAMIENTO.**

Con esta definición se alude a las secciones transversales disimétricas, en las que uno de los márgenes tiene menor altura que el otro y por donde el río desborda con cierta

facilidad. En otros casos, coincide con los puntos de intersección de los conos, secciones en los que las terrazas se superponen a los conos; o lo que es lo mismo, secciones de desbordamiento por ambas márgenes. La localización de dichas secciones permite definir el punto de arranque de posibles inundaciones, aunque su peligrosidad está directamente relacionada con el caudal del río: con valores bajos los desbordamientos se producen en las secciones distales, mientras que cuando son elevados pueden afectar a las secciones proximales de los abanicos (fig. 20).

Además, de los procesos naturales, otros puntos de desbordamiento están provocados por infraestructuras mal dimensionadas que atraviesan transversalmente el cauce, como ocurre a veces con los puentes.

#### **7.4. CANALIZACIONES Y DESVÍOS.**

En este epígrafe se atiende a las actuaciones realizadas en cauces cuyos resultados provocan o incrementan las inundaciones. En algunos casos los canales mal diseñados (fig. 21) incrementan el riesgo de desbordamiento; en otros conducen las aguas de forma inadecuada hacia zonas no inundables o incluso impiden el desagüe.

#### **7.5. OCUPACIÓN DE CAUCES.**

Si bien la construcción de carreteras y la ubicación de centros públicos (centros de enseñanza, centros sanitarios, etc.), en zonas inundables, es un fenómeno conocido y generalizado, en algunos casos, se llega al extremo de ocupar los propios lechos fluviales. En aquellas zonas, donde la circulación efímera difumina el riesgo de avenida, se ha convertido en una práctica habitual, aunque en sentido estricto no se puede hablar de inundaciones sino invasiones antrópicas del lecho del río. La peligrosidad de estas ocupaciones es máxima, ya que la energía del flujo es la propia de un canal. Imágenes de invasiones de cauces como las ilustradas en la figura 22a (edificios en las fotos 1, 2, y 4; soterramiento de la vía del tren en la foto 3) son habituales en los ríos españoles aunque suponen riesgos importantes para personas y bienes, que por otra parte, están ocupando el dominio público hidráulico y en muchas ocasiones han obtenido permiso de obras por parte de la administración. La figura 22 b ilustra la ocupación de un cauce efímero, el Barranc de la Saleta, en Aldaia (área metropolitana de Valencia). El cauce discurre por la localidad, aunque a partir de un cierto punto queda convertido en un paseo, que obviamente se inunda. Las aguas penetran por un paso subterráneo, transmitiendo la inundación a la población vecina de Alaquàs. Obviamente, en este caso, resulta inapropiado hablar de inundaciones, ya que no es el río el que se desborda, si no que su cauce ha sido ocupado. Desgraciadamente, en los episodios de inundaciones que se producen en España, este tipo de fenómeno es habitual: muchos de los daños que se producen no se asocian al desbordamiento de las aguas, sino a las ocupaciones de los cauces.

#### **7.6. MARJALES Y ZONAS HÚMEDAS.**

En las llanuras costeras, en las inmediaciones de los abanicos aluviales, se ubican antiguas albuferas, convertidas hoy en día en marjales, marismas, etc., (fig. 23). Al tratarse de espacios deprimidos, se suman los efectos de las lluvias, de las inundaciones fluviales y de las marinas. En momentos de temporal las aguas de lluvia no pueden ser drenadas por la incapacidad de las acequias de desaguar, debido a la escasa pendiente y al fuerte oleaje, que incluso puede superar las restingas, incrementando el nivel de las aguas. Además, el ascenso del nivel freático, aumenta los caudales de los manantiales de la propia marjal y a ello, en ocasiones, se suman las aportaciones fluviales. Por todo ello el mayor peligro de estas zonas es el calado y la persistencia de la inundación, más que la virulencia de la misma.

En las zonas húmedas de interior los mecanismos de inundación son similares a los de la costa, aunque obviamente no están afectadas por las aguas marinas. No obstante, estas depresiones son las zonas topográficamente más bajas donde suelen concentrarse las aguas de los barrancos adyacentes por ser zonas endorreicas.

## **8. CONSECUENCIAS DE LAS INUNDACIONES EN LOS LLANOS DE INUNDACIÓN.**

Los impactos de las inundaciones se dejan sentir tanto en el cauce como en el propio llano de inundación. Los efectos sobre el cauce se asocian al incremento de la carga sólida (sedimentos) y líquida que se produce con cada crecida. Los experimentos muestran que los picos de los dos tipos de carga (de fondo y suspensión) no siempre coinciden con el caudal máximo. En cualquier caso, la forma del cauce presenta modificaciones de anchura y profundidad, que se reajustan con el paso de sucesivas avenidas. La erosión en los puentes, por ejemplo, es uno de los efectos más conocidos en las avenidas; de hecho es en estos episodios cuando se produce la erosión de los cimientos y su posible caída (fig. 24).

Las confluencias de los afluentes son también puntos conflictivos. La coincidencia de crestas de crecida de los tributarios provoca cierres hidráulicos, (es decir, el río con mayor caudal no deja desaguar al otro) que remansan las descargas fluviales y propician una activa acumulación de depósitos y en ocasiones el desplazamiento lateral de alguno de los cauces.

Otro fenómeno frecuente son los estrangulamientos de meandros y la ocupación de antiguos paleocauces. Estos procesos están documentados por ejemplo en los meandros del valle medio del Ebro, en el Júcar, el Guadalquivir, en el Segura, etc., (fig. 25).

Las rupturas de los diques por las grietas de derrame suelen abrir vías alternativas de desagüe que en muchos casos corren paralelas al canal principal. Así, en la Ribera del Xúquer en 1982 y en 1987 se registraron rupturas de los diques laterales a la altura de Riola y Fortaleny, pueblos que precisamente se asentaron sobre estas formas elevadas huyendo de los marjales laterales (fig. 26).

Por lo que respecta a los llanos, los mayores impactos se relacionan con la deposición de sedimentos de diferente calibre, ya que durante los momentos de inundación el río dispone de gran energía para redistribuir sedimentos y modelar la llanura. Por regla general, los sedimentos más gruesos se depositan en las inmediaciones del río y los más finos en los puntos más alejados, hecho que se correlaciona con la progresiva disminución de la velocidad de los flujos desbordados a medida que nos alejamos del cauce. La potencia y la textura de los sedimentos depositados es muy variable: puede oscilar desde cm a decenas de m (fig. 28) y desde el limo o la arcilla hasta los cantos y las gravas. Las formas sedimentarias pueden ser lóbulos de derrame (producidos por las roturas del canal), cordones arenosos, barras longitudinales, dunas y megadunas, etc.

Pero obviamente las inundaciones también provocan erosión en determinadas partes del llano de inundación y en el propio cauce. El ensanchamiento del cauce, la socavación de las orillas, las acanaladuras, las marmitas, escalones en el lecho, erosión en los meandros, etc., son fenómenos frecuentes durante las avenidas e inundaciones, que se asocian a la pérdida de productividad de los suelos. En el cuadro n.º 2 se da una síntesis de estos fenómenos y los cambios que se producen tanto en la planta (x-y patron), como en el perfil longitudinal del río, así como en la sección transversal del cauce y de la zona inundable.

## **9. ACCIONES ANTRÓPICAS QUE MODIFICAN LAS AVENIDAS.**

La intensa ocupación antrópica de las cuencas de drenaje y especialmente de los llanos de inundación, ha conllevado la alteración de los sistemas fluviales desde la antigüedad. La introducción de la agricultura en el Neolítico, con la consiguiente deforestación, fue la primera alteración importante de las cuencas de drenaje, que, además, ha persistido a lo largo de la historia con mayor o menor intensidad. La construcción de embalses está datada ya en el Antiguo Egipto y los diques fluviales se construyeron de forma habitual en China y en Mesopotamia desde los primeros momentos de esas civilizaciones. La tecnología para alterar los sistemas fluviales se conoce desde antiguo; sin embargo, las alteraciones actuales son de mayor magnitud, de forma que quedan pocos ríos inalterados.

### **9.1. ACCIONES QUE INCREMENTAN EL RIESGO.**

#### ***9.1.1. Cambios de usos del suelo.***

Existen muchas alteraciones de la cuenca que inciden indirectamente sobre las avenidas. En general se puede incluir cualquier actividad que trastoque las relaciones de escorrentía superficial e infiltración: agricultura, explotaciones mineras, canteras y sobre todo la urbanización.

La urbanización supone una modificación drástica de la capacidad de infiltración de los suelos, por lo cual tiene varios efectos sobre las crecidas (fig. 29):

- Impermeabiliza los suelos incrementando el caudal total de la avenida.
- Acelera los flujos, por lo que aumenta el pico de la crecida.
- Las canalizaciones conducen el agua rápidamente al cauce y contribuyen también al apuntamiento del hidrograma.
- La remoción del suelo que se produce al comienzo de las obras supone un incremento de la carga de sedimentos.

#### ***9.1.2. Ocupación de las zonas inundables.***

Hay una tendencia histórica que lleva al hombre a buscar la proximidad del agua y colonizar los valles fluviales. Este proceso suele ser progresivo, de manera, que en los comienzos de la ocupación los núcleos de población quedan resguardados de las inundaciones, pero con el aumento de la presión demográfica se van ocupando las zonas inundables o incluso el mismo cauce —sobre todo si es efímero—. En las sociedades modernas se supone que existe una tecnología adecuada para la lucha contra las inundaciones, pero lo cierto es que la complejidad y la variabilidad de estos sucesos complican el control de las avenidas y de las inundaciones. En la zona mediterránea sobre todo, sigue produciéndose una concentración de la población y de las actividades agrícolas e industriales en las áreas fluviales y costeras, por lo que aumenta la vulnerabilidad del sistema frente a las inundaciones.

Consustancial con el desarrollo económico es la formación de una red viaria. El trazado de las vías de comunicación sobre las zonas inundables modifica la crecida, afectando a los flujos que circulan por el canal y/o a los flujos desbordados dependiendo del trazado. El efecto de una infraestructura lineal dispuesta en una zona inundable (carretera, autopista, acequia, etc.), dependerá de su disposición en planta y en alzado, del caudal de avenida, de la forma del hidrograma y de la distancia a la obra de los elementos que se quieren observar. En cualquier caso, dependiendo de la disposición, la infraestructura se puede convertir en una

barrera al flujo, —tal y como aconteció con la A-7, a su paso por la Ribera del Xúquer en la riada de 1982— o puede dirigir los flujos desbordados hacia puntos determinados (núcleos de población) (fig. 30).

## **9.2. ACTUACIONES PARA IMPEDIR O REDUCIR EL RIESGO.**

### **9.2.1. Acciones estructurales.**

Las obras de defensa en los cauces son tan antiguas como la humanidad. De ellas se han ocupado tradicionalmente los ingenieros, y aunque en la actualidad su efectividad y su necesidad se discuten bastante, siguen realizándose en la mayoría de los ríos. De hecho en muchos casos un diseño inadecuado o una mala ubicación pueden ser nefastos en el desarrollo de la inundación. Por otra parte los costes ambientales y la alteración del sistema fluvial que provocan hacen más que discutible su realización en muchos casos.

#### REFORESTACION Y CONSERVACION DE SUELOS.

En este grupo se incluyen las prácticas orientadas a la conservación de los suelos y reforestación (fig. 31). La conservación de los bosques, praderas y tierras de labor, tiene un doble efecto sobre las crecidas. Por un lado favorece el almacenamiento del agua en el suelo. Sin embargo, conforme la crecida va siendo mayor, esa retención adicional tiene cada vez menor incidencia en los caudales y en los momentos de mayor intensidad de un aguacero extraordinario, cuando el terreno esté próximo a la saturación, el efecto de la cubierta sea mínimo. De hecho, los efectos de la mayor retención del agua en el suelo se notan con mayor claridad en el caudal medio del río que en las puntas de las grandes crecidas.

El segundo efecto importante se nota en el transporte de sedimentos, que con estas medidas se reduce sensiblemente, al quedar el suelo retenido por las raíces de las plantas. Este efecto tiene gran importancia ya que evita el aterramiento de los embalses y en algunos casos de los cauces.

Una gestión sostenible de los ecosistemas fluviales pasa hoy en día por la disminución de las obras estructurales y el incremento de las medidas no estructurales, reservando las primeras para aquellos casos en que sea estrictamente imprescindible y siempre para defender a la población.

#### DIQUES.

Consisten en la construcción de barreras paralelas al cauce, que protegen de la crecida a las tierras situadas a sus espaldas. Los efectos de este tipo de obra son muy variables, dependiendo de la magnitud de la crecida. Si ésta es muy fuerte y se rebasa el nivel de coronación se produce el desmoronamiento de los mismos, pudiendo provocar mayores catástrofes que sin la obra. Por ello es conveniente tener preparados y seleccionadas las zonas de posible desbordamiento. Otro de los efectos perniciosos de estas obras consiste en el drenaje de las zonas protegidas, que antes drenaban hacia el canal, por lo que hay que derivarlos hacia otras zonas. Además, si los diques constriñen el canal principal provocan una sobreelevación del flujo y un apuntamiento del hidrograma, por lo que hay que dimensionar adecuadamente las obras (fig. 31).

#### ACONDICIONAMIENTO DEL CAUCE (CANALIZACIÓN).

Se consigue con un conjunto de obras que pretenden disminuir el calado de la crecida (a diferencia de los diques que la aumentan o la mantienen); es decir, pretenden aumentar la capacidad del cauce. Ello se consigue ensanchando o profundizando la sección para aumentar su área. Normalmente este tipo de obra suele ir acompañado de otras tendentes a disminuir la

rugosidad de las paredes y el lecho. Este tipo de obras está entrando en desuso, porque suelen presentar problemas de diseño. Así, si la pendiente dada al cauce es superior a la que el río tiene en estado natural (la pendiente se ajusta a la carga y al caudal), la corriente tiende a reducirla mediante procesos de erosión aguas arriba y depositando en el sector afectado. Si por el contrario, la pendiente es inferior a la exigida por el río, éste tenderá a aumentarla con depósitos aguas arriba y aguas abajo, (fig. 31).

#### DESVÍO DE CAUCES.

Esta práctica se utiliza en aquellos casos en que es imposible modificar la capacidad del cauce (caso de una ciudad, donde el desarrollo urbanístico lo impide). El nuevo cauce puede ser un simple auxiliar del antiguo, repartiendo entre ambos los caudales de crecida, pero a veces se prescinde del viejo y se rescata para otros usos el viejo. Así por ejemplo, el Plan sur de Valencia realizado como consecuencia de la riada de 1957, sirvió para desviar el Túria, creando un nuevo cauce con una capacidad de 5.000 m<sup>3</sup>/s, pero el viejo se ha inutilizado, en parte porque ha sido destruido y en parte porque se ha convertido en un jardín. El canal desviado puede volver al cauce antiguo aguas abajo o bien derivar definitivamente las aguas hacia el mar o a otro río u zona de almacenamiento.

#### ALMACENAMIENTO Y LAMINACIÓN.

Una forma importante de atenuar las inundaciones es a través de la reducción de las puntas de caudal mediante el almacenamiento de unos ciertos volúmenes de agua, que se restan a la crecida en sus momentos críticos y pueden ser restituidos al cauce más tarde una vez hayan bajado las aguas. Este efecto de aplanamiento (fig. 31) de los caudales máximos se conoce con el nombre de laminación del hidrograma. Los embalses pueden ubicarse en cualquier punto de la red fluvial, aunque con frecuencia resulta difícil encontrar vasos de embalse técnica y económicamente viables. También es frecuente que los embalses tengan otras aplicaciones, además, del control de avenidas (abastecimiento, regadío, ocio, etc.).

La laminación a la vez que aminora el caudal punta produce un retraso en la presentación de la punta, lo que puede ser beneficioso o perjudicial según que tienda a desfazarlo o sincronizarlo con las puntas de crecida del resto de los afluentes.

El efecto de la laminación es más acusado en las crecidas bruscas con un alto caudal punta, que en los casos que presentan una evolución temporal de los caudales suave. Uno de los inconvenientes que plantean los embalses es la sobreestimación del beneficio: se extiende la idea de que no existe el riesgo y no es así, ya que cualquier embalse disminuye el peligro de inundación pero no lo suprime.

La gestión de los embalses en momentos de avenida es algo compleja porque hay que considerar numerosas variables como:

- Evolución de las precipitaciones (si va a llover más o no).
- Tiempo de retraso de la punta.
- Estado de la cuenca y del cauce aguas abajo (si está o no saturada).

Uno de los inconvenientes que plantean los embalses es la retención de sedimentos, que acaba aterrando los vasos. Los sedimentos retenidos en los embalses no llegan a la costa con lo que se produce una falta de alimentación del sistema litoral que se traduce en una fuerte erosión costera (que posteriormente hay que paliar reconstruyendo artificialmente las playas).

### 9.2.2. *Acciones no estructurales.*

#### PREDICCIÓN.

En este capítulo se incluyen todos aquellos estudios que permiten conocer de forma anticipada las variables hidrológicas de la avenida (lluvias y caudales). Los sistemas tradicionales con que se cuenta en este momento en España varían según el territorio. Por un lado la predicción meteorológica la realiza el Instituto Nacional de Meteorología, a través de los diferentes centros regionales y en algunos casos existen organismos autonómicos con una función similar. Por otra parte, contamos también con un sistema alerta hidrológica dependiente de las diversas confederaciones hidrográficas que aporta información en tiempo real (cada 5 ó 10 minutos) de lluvias y caudales de diferentes cuencas. Con este tipo de datos se pueden elaborar diferentes estudios que se utilizan después para la predicción.

El primer tipo de trabajos consiste en el estudio de frecuencias y períodos de retorno de lluvias y caudales, que permiten estimar la magnitud del suceso, pero no el momento en que se producirá el evento. Este tipo de estudios plantea muchos problemas metodológicos (calidad de las series, efectividad de los resultados), aunque suelen utilizarse para la elaboración del mapa de riesgo y para la planificación de obras estructurales (fig. 32).

Un segundo tipo de predicción se realiza en los momentos previos a la producción de la avenida o incluso cuando ya está en marcha. La predicción meteorológica permite conocer la génesis y evolución de las lluvias. Pero para el control de las avenidas es fundamental la información en tiempo real ya que la variabilidad espacio-temporal de la lluvia tiene una gran influencia sobre el caudal. Este tipo de sistema se utiliza en diversos países del mundo (Japón, USA) y se ha introducido en España mediante el sistema SAIH (Sistema Automático de Información Hidrológica) (fig. 33). Consiste en un conjunto de sensores situados estratégicamente en puntos de control de la cuenca, que captan y transmiten la información correspondiente a través de un sistema automático e independiente de comunicación (radio y satélite), hacia los centros de tratamiento de esta información. Estos centros procesan los datos que les llegan de forma inmediata lo que permite gestionar la avenida en tiempo real (lluvia, embalses, caudales, etc.), (fig. 34). La eficacia de estos sistemas depende de una serie de elementos, como por ejemplo:

- Dimensiones de la cuenca (a mayor cuenca más eficacia).
- Conocimiento de los sistemas fluviales (características, hidrogramas unitarios, modelos de escorrentía, etc.).

Un sistema complementario del SAIH, son los radares, que debidamente calibrados, permiten detectar y cuantificar las precipitaciones en áreas extensas con mayor precisión que las estimaciones realizadas con la red de pluviómetros exclusivamente.

#### PREVISIÓN.

En este apartado se considerarán aquellas acciones encaminadas a minimizar tanto la peligrosidad como la vulnerabilidad. Los trabajos que se realizan en este campo se relacionan con la ordenación del territorio, la educación, la elaboración de mapas de riesgo y la contratación de seguros.

La **ordenación del territorio** es fundamental para resolver el problema de las inundaciones con eficacia. La delimitación de las zonas inundables, con los diferentes niveles de riesgo, es un factor clave en la planificación territorial. Definir los espacios inundables para diferentes periodos de retorno permite establecer y reglamentar los usos más adecuados.

Así, la Ley de Aguas de 1985 propone la delimitación del cauce y a ambos lados una zona de servidumbre, donde la edificación no es posible; la zona de policía, abarca unos 100 m a ambos lados de la anterior y en ella se requiere autorización para construir o alterar el relieve. La Directriz Básica de Planificación de Protección Civil ante el riesgo de inundaciones (1995), a su vez, propone una zonación del territorio en función del riesgo de inundación con una calificación que va de riesgo alto a riesgo bajo y sugieren una gestión acorde con esa ordenación. Este tipo de trabajos se encuentran muy retrasados en España, aunque son un instrumento fundamental en la lucha contra inundaciones en diferentes países europeos y en USA.

La **contratación de pólizas** de seguros permite el resarcimiento económico a los afectados por las inundaciones. Sin embargo, esta política no será eficaz mientras no exista una buena ordenación del territorio, que permita distinguir diferentes niveles de peligro para que las compañías aseguradoras puedan calibrar correctamente la cuantía de las pólizas.

La **educación social** es otra medida importantísima en la lucha contra las inundaciones. La formación de los técnicos que intervienen en la gestión de estos sucesos, debe ir acompañada de campañas de divulgación en las que se informe de las medidas preventivas que pueden tomarse, pero también de las buenas prácticas que deben observar tanto las instituciones como los ciudadanos.

Para realizar una buena ordenación del territorio es necesario contar con buenos **mapas de peligrosidad de inundación**. No existe unanimidad para la realización de mapas de riesgo: las técnicas que se utilizan son muy variadas y en consecuencia los resultados son dispares. En el apartado siguiente se comentarán los diferentes tipos de mapas que se realizan en España.

## 10. LAS INUNDACIONES EN ESPAÑA.

Las inundaciones son el peligro natural con mayor impacto económico y social en España. Pueden afectar a zonas muy amplias del territorio y causar efectos muy severos. Los territorios proclives a padecer inundaciones se recogen en el inventario de zonas de riesgo potencial o puntos negros, realizado por la Comisión Técnica de Emergencia para las inundaciones (CTEI). Este inventario recoge un total de 1.036 zonas con riesgo de inundación, clasificadas como de riesgo máximo, intermedio y mínimo. La mayor densidad se da en las cuencas hidrográficas de la vertiente mediterránea y de la cantábrica, aunque el riesgo máximo se concentra en País Vasco (Norte III), cuencas de Cataluña, Júcar y Sur (fig. 35a). Estas cuatro cuencas concentran el 75% de los sucesos respecto al total de siniestros pagados por el Consorcio de Compensación de Seguros (CCS), entre 1976-1997 (fig. 35b).

En cuanto a los daños personales, en la fig. 36 se muestra que el mayor número de víctimas lo producen las inundaciones provocados por ríos efímeros (ramblas, barrancos, rieras, torrentes, etc.), lo que da una idea de la peligrosidad de este tipo de cauces, que presentan crecidas súbitas con un tiempo de retardo muy escaso y en consecuencia con un escaso margen de tiempo para la actuación de protección civil.

La distribución temporal es muy variable: en la zona mediterránea (Cuencas de Cataluña, del Xúquer y del Segura) y en el Norte las inundaciones se producen en los meses otoñales (septiembre-octubre), mientras que en el interior de la Península son más propias de los meses de invierno (enero) (fig. 37).

El coste de las inundaciones en España es difícil de establecer, ya que sólo existen datos de las pérdidas aseguradas, que según el CCS fueron de unos 96 millones de euros

(16.000 millones de pesetas de 1998) en el período de 1977-1997. A partir de este valor y conociendo que la tasa de aseguramiento era en 1994 del 31% y actualmente es del 50%. Pujades (2002) estima que en la actualidad las pérdidas anuales medias son de unos 210 millones de euros (35.000 millones de pesetas). Además, el análisis de la evolución de los daños generados por las inundaciones muestra una tendencia al alza —tanto a escala mundial, como en España—, lo que sugiere que se está produciendo un incremento de la exposición (mayor densidad de población en zonas inundables, usos intensivos e inadecuados del territorio). Los datos de las compañías de seguros indican que desde los años sesenta el número de catástrofes a escala mundial se ha triplicado, mientras que el coste de estas catástrofes se ha multiplicado por nueve.

### **10.1. LAS ZONAS DE RIESGO Y LAS CARACTERÍSTICAS DE LAS CRECIDAS E INUNDACIONES EN ESPAÑA.**

La distribución espacial de las inundaciones en España y sus características no son en ningún modo homogéneas. Sin embargo, el análisis de los factores que generan e intensifican las avenidas, así como de las características de los espacios inundables, permite una regionalización que se expone a continuación.

Las **cuencas de la vertiente cantábrica** deben su peligrosidad a la existencia de ríos cortos de gran pendiente, con cuencas que poseen coeficientes de escorrentía elevados, —provocados por rocas impermeables y una elevada impermeabilización generada por la urbanización de las cuencas—, desagües dificultosos —debidos a las mareas y al oleaje— y espacios inundables densamente ocupados. Como consecuencia, se forman avenidas súbitas que vehiculan gran cantidad de agua y sedimentos en poco tiempo. Las inundaciones son especialmente importantes en el País Vasco, concretamente en la ría de Bilbao (en la confluencia del Nervión-Ibaizabal), en Llodio (Nervión), Donosti (Urumea), Lasarte, Andoain y Tolosa (Oria) y Rentería (Oiartzum).

En la **cuenca del Ebro** se distinguen dos tipos diferentes de crecidas: las de los afluentes pirenaicos y de la Cordillera Ibérica y las del propio Ebro. En el primer caso, se trata de cuencas de reducido tamaño, gran pendiente, materiales impermeables (Pirineo) y elevada peligrosidad. Generan avenidas súbitas, con gran capacidad de generar caudal y sedimentos. La inundación del Barranco de Arás en agosto de 1996 llegó a concentrar un caudal máximo entre 400-500 m<sup>3</sup>/s en una cuenca de apenas 18 km<sup>2</sup>, con un volumen estimado de 2'79 hm<sup>3</sup> y un tiempo de base de apenas 5 horas y un tiempo de retraso ente las puntas de 45 minutos. Las crecidas del Ebro son más largas y lentas, generando hidrogramas simples o compuestos que pueden durar semanas. El escalonamiento de los caudales de los afluentes suele restar gravedad a las crecidas, aunque son habituales las avenidas con máximos superiores a los 3.000 m<sup>3</sup>/s, llegando incluso a 4.950, como sucedió el 31 de diciembre de 1960 (fig. 38). El progresivo ensanchamiento del canal, la traslación de la onda y los propios desbordamientos provocan la laminación de la crecida aguas abajo.

Los sectores de máximo riesgo se concentran en el llano de inundación del Ebro, en los cursos bajos del Arga y el Aragón, el entorno de Vitoria, Pamplona y los puntos de confluencia, como Sangüesa o Miranda de Ebro. A estos espacios habría que añadir los valles pirenaicos.

Las **cuencas de la vertiente mediterránea** son las que entrañan mayor peligro. La proximidad de los relieves a la costa ha propiciado la formación de cuencas con fuertes pendientes y elevada torrencialidad. La disposición del relieve ha originado dos tipos de ríos: los alóctonos, —con caudal perenne y cuencas de dimensiones considerables— que nacen

fuera del ámbito mediterráneo y gozan de una cierta variabilidad climática y los autóctonos — de menores dimensiones y caudal efímero— que se desarrollan plenamente dentro de la zona mediterránea. Características comunes a todos ellos son la elevada permeabilidad de los materiales —fundamentalmente calcáreos—, escasa cubierta vegetal, suelos poco potentes, elevada torrencialidad de las lluvias, fuerte impermeabilización de las cuencas y una intensa ocupación de los llanos de inundación. Todo ello provoca una rápida concentración del caudal, con hidrogramas apuntados, y tiempos de ascenso y de desfase entre las puntas de unas pocas horas; es decir, hidrogramas de tipo súbito o *flash flood*. Registros de caudales espectaculares se encuentran en todos los ríos del litoral: el Túrria en octubre de 1957 alcanzó un caudal instantáneo de 3.700 m<sup>3</sup>/s; el Júcar en 1982, más de 5.000 m<sup>3</sup>/s, con puntas de 15.000 m<sup>3</sup>/s; el Segura no suele superar los 1.000 m<sup>3</sup>/s, aunque en 1879 se registraron 1.980 m<sup>3</sup>/s. Los ríos autóctonos —ramblas, barrancos, rieras, torrentes, etc.—, son efímeros y sólo vehiculan caudal después lluvias intensas. Las inundaciones, con efectos más localizados que en el caso anterior, suelen ser desastrosas, debido a la importante ocupación de los cauces, generada por la falsa seguridad que provoca la ausencia de caudal. A pesar de las escasas dimensiones de las áreas drenadas, es frecuente el registro de máximos que rondan los 1.000 m<sup>3</sup>/s, como sucedió en septiembre de 1997 en el Albaida, que generó una punta de 866'74 m<sup>3</sup>/s, con un tiempo de desfase de 2 horas. En las islas Baleares y en Cataluña se producen también graves inundaciones, en cuencas muy similares a las del territorio valenciano y murciano. En este sentido, son especialmente importantes las avenidas de las rieras del Maresme, con riberas altamente antropizadas e intensamente pobladas.

En el área mediterránea las principales zonas de riesgo se encuentran en las cuencas del Maresme, Besós y Llobregat; Júcar y sus afluentes (Alzira, Carcaixent, Sueca, Cullera), del Segura (Murcia, Orihuela, Lorca, Cartagena) y del Sur (Málaga y la costa almeriense). Además, toda zona costera mediterránea presenta zonas puntuales de riesgo provocadas por ramblas y barrancos.

La **cuenca del Guadalquivir** constituye un ámbito de alta peligrosidad por la confluencia de factores como el fuerte contraste topográfico entre las sierras de los Sistemas Béticos y las depresiones interiores, el predominio de materiales impermeables y la influencia de las mareas altas en el desagüe de las avenidas. Todo ello provoca fuertes crecidas en el Guadalquivir, que ha llegado a alcanzar caudales punta de 10.000 m<sup>3</sup>/s. A pesar de que la cuenca está altamente regulada, la gestión de los embalses es altamente compleja y los desembalses rápidos combinados con las lluvias persistentes pueden agravar las crecidas. Las zonas de riesgo se encuentran en los afluentes granadinos, en el Guadalquivir medio y en la cuenca baja, especialmente en Sevilla.

Las **cuencas del interior de la península** son las menos torrenciales. Poseen formas alargadas, de baja pendiente y cursos de largo recorrido, que presentan hidrogramas simples o compuestos con un tiempo de base que puede durar semanas o meses. El Tajo, sin embargo, ha producido 19 inundaciones en los últimos 500 años, con caudales punta de 16.000 m<sup>3</sup>/s en enero de 1912. El Guadiana por su parte, posee un importante caudal de base, lo que ejerce un papel regulador sobre las crecidas, que son graduales. Pese a ello en 1970 en Mérida alcanzó una punta de 4.500 m<sup>3</sup>/s, aunque con un tiempo punta de 5 días y un tiempo base de 18 días. Las zonas inundables se circunscriben a las inmediaciones de estos ríos, afectando a Aranjuez, Toledo, Mérida y Badajoz. En el Duero destacan Zamora, Salamanca y Valladolid, inundadas por el propio río y sus afluentes el Tormes y el Pisuerga.

## 10.2. MAPAS DE RIESGOS DE INUNDACIONES EN ESPAÑA.

Una de las medidas de previsión más eficaces en la lucha contra las inundaciones es la confección de mapas de riesgo. Los análisis de riesgo requieren en la mayor parte de su desarrollo la expresión espacial de las áreas asociadas a una peligrosidad, así como la ubicación geográfica de los elementos en riesgo y sus vulnerabilidades. Por ello la cartografía es una herramienta imprescindible en el análisis y la evaluación de los riesgos. En el caso de las inundaciones, la confección de los mapas se realiza con una gran variedad de criterios, dado que no existe una normativa oficial al respecto. En este sentido se pueden agrupar los diferentes tipos según representen la peligrosidad, la exposición o la vulnerabilidad.

### 1. Mapas de peligrosidad.

En este caso se cartografían uno o varios de los parámetros siguientes:

- El desarrollo espacio-temporal de la inundación. Este tipo de mapas reflejan las superficies inundadas en episodios anteriores, las potencialmente inundables, la permanencia de las aguas o los tiempos de los hidrogramas (fig. 39).
- Severidad del fenómeno. La información en este caso se refiere a la profundidad y/o la velocidad de la lámina de agua, la carga de sedimentos, etc.
- Procesos geomorfológicos, basados en los efectos que tienen las aguas sobre la zona inundable, que permiten deducir las zonas geomorfológicamente activas (fig. 40).
- Condiciones hidrológico-hidráulicas, basadas en la estimación de calados según los diferentes caudales generados mediante modelos hidráulicos.

2. **Mapas de exposición y vulnerabilidad.** Tratan de representar la situación y permanencia de los elementos de riesgo, ya sean personas, bienes o servicios, así como su fragilidad intrínseca ante la peligrosidad de las inundaciones. Destacan las siguientes cartografías:

- Mapas de situación de elementos en riesgo, consignando por separado las personas (expresadas en número) de los bienes y servicios (reflejadas en coste económico).
- Mapa de permanencia temporal de los elementos en riesgo, que reflejan especialmente aquellos que tienen elevada movilidad espacial o temporal (personas, vehículos, servicios, etc.).
- Mapa de vulnerabilidad de los elementos en riesgo. Reflejan la fragilidad de cada sector ante la inundación. En ocasiones se delimitan áreas con valores de parámetros físicos críticos para la integridad de las personas o de los servicios, como un calado o una velocidad de las aguas determinadas.

3. **Mapas integrados de riesgo.** En este caso se realizan mapas que integran algunos de los parámetros explicados anteriormente. A pesar de que no existe unanimidad en los criterios, consideramos que los más interesantes son aquellos que consideran los estudios geomorfológicos, social-históricos e hidrológicos-hidráulicos y, por tanto, son fruto de la colaboración interdisciplinar.

A pesar de que su elaboración no responde específicamente a los criterios señalados, cabe destacar dentro de este grupo los mapas de riesgos de inundaciones de aplicaciones a protección civil, que requieren la delimitación de tres zonas:

- Zona A, con alto riesgo.

- A-1 con riesgo alto frecuente (T=50).
- A-2, con alto riesgo ocasionas (T=100).
- A-3, de riesgo ocasional (T=500).
- o Zona B de riesgo significativo, la avenida T=100 años produciría impactos en viviendas aisladas o la de período superior, daños significativos en instalaciones y servicios.
- o Zona C, de riesgo bajo; la avenida T=500 produciría daños en viviendas aisladas o pequeños daños en viviendas aisladas o pequeños daños en instalaciones y servicios.

### 10.3. LA CARTOGRAFIA DEL PATRICOVA, UN EJEMPLO DE MAPAS DE RIESGO DE INUNDACIÓN.

En el País Valenciano existe el Plan de Acción Territorial de carácter sectorial sobre prevención del riesgo de inundación en la Comunidad valenciana (ver módulos posteriores), en el que se incluye un mapa de riesgo de inundación a escala 1/80.000. A modo de ejemplo en la figura 41 se adjunta una hoja de este mapa.

Para su realización, se utilizaron los siguientes parámetros:

- El modelo geomorfológico, por el que se identifican los procesos y las formas inundables, y se reconstruyen las zonas inundadas en episodios previos.
- El modelo hidrológico-hidráulico, con el cálculo de la magnitud y los períodos de retorno.
- La vulnerabilidad, que cuantifica el valor de los daños producidos por una inundación de magnitud dada y en este trabajo se expresa en función de calado.

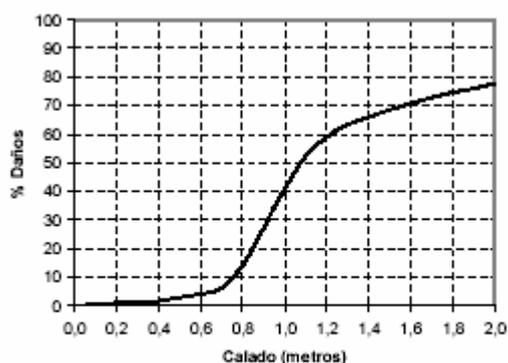
Por lo que se refiere a los niveles de **frecuencia**, se distinguieron los 3 siguientes:

- Alta, que se corresponde con el de las zonas sometidas a inundaciones con periodo de retorno inferior a 25 años (probabilidad anual del 4%).
- Media, para periodos de retorno entre 25 y 100 años (probabilidades anuales entre el 1 y el 4 %).
- Baja, para periodos de retorno de 100 a 500 años (probabilidades anuales entre el 0,2 y el 1%).

Los niveles adoptados para la discretización del **calado** fueron los 2 siguientes:

- Bajos, cuando el nivel general esperado en la zona es inferior a 80 cm. Se considera que conlleva pérdidas de menor cuantía y que las medidas a adoptar son más sencillas.
- Altos, para calados por encima de 80 cm. Suponen daños de gran importancia.

El calado fue la variable adoptada como representativa de la magnitud de la avenida, puesto que es el factor más importante y de más sencilla estimación. Como regla general, el porcentaje de daños es pequeño si los calados son inferiores a 70-80 cm, valor a partir del cual se disparan hasta calados de 1,20 m, desde donde vuelven a crecer lentamente.



*Evolución del porcentaje de daños en función del calado máximo para un uso genérico.*

La combinación de la frecuencia y del calado permite plasmar 6 diferentes niveles de riesgo:

*Niveles de RIESGO*

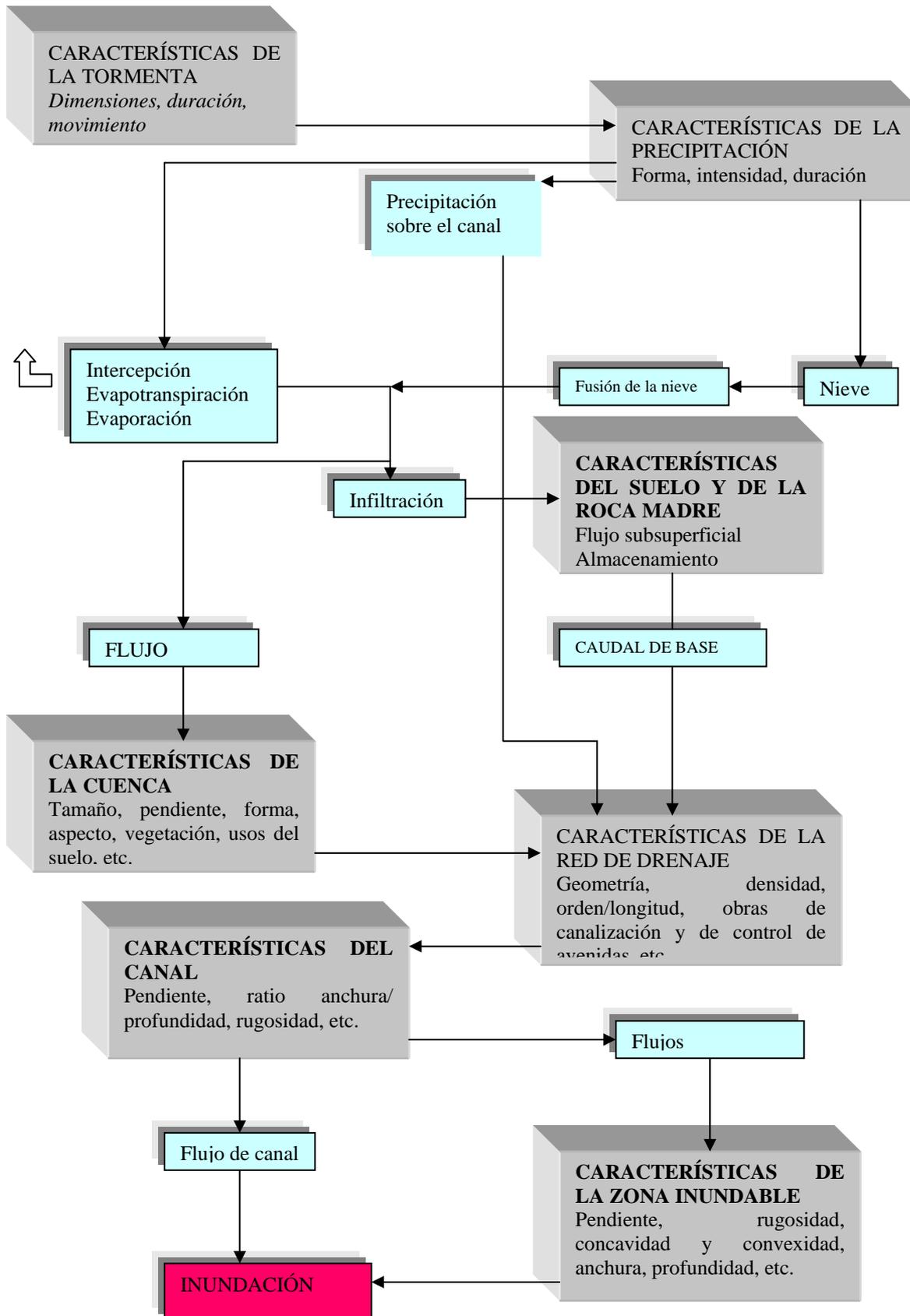
<i>Niveles de CALADO</i>	<i>Niveles de FRECUENCIA</i>		
	<i>Baja</i> <i>100 a 500 años</i>	<i>Media</i> <i>25 a 100 años</i>	<i>Alta</i> <i>&lt; 25 años</i>
<i>Bajo (&lt; 80 cm.)</i>	6 (BAJO)	4 (MEDIO)	3 (MEDIO)
<i>Alto (&gt; 80 cm.)</i>	5 (BAJO)	2 (ALTO)	1 (ALTO)

Además, en el mapa se especifica si el suelo es o no urbanizable y las actuaciones estructurales recomendadas (letras mayúsculas, como, por ejemplo, ECC19) en zonas puntuales (encauzamientos, puentes, etc.).

## BIBLIOGRAFÍA.

- **Ayala Carcedo, F. J. (2002):** Estrategias y medidas de mitigación del riesgo de inundaciones. En: Ayala Carcedo, F. J.; Olcina Cantos, J. (coords.) (2002): *Riesgos naturales*. Ed. Ariel Ciencia, cf. pp. 977-994, 1512 pp.
- **Camarasa Belmonte, A.; Segura Beltrán, F. S. (2001):** Crecidas en ramblas mediterráneas. *Estudios Geográficos*, LXII, 649-673.
- **Carmona, P.; Segura Beltrán, F. S. (1989):** "La inundación de la Ribera del Xúquer en noviembre de 1987". *Cuadernos de Geografía*, 46, 97-106.
- **Díez Herrero, A.; Pujadas, J. (2002):** Mapas de riesgos de inundaciones. En: Ayala Carcedo, F. J.; Olcina Cantos, J. (coords.) (2002): *Riesgos naturales*. Ed. Ariel Ciencia, cf. pp. 997-1009, 1512 pp.
- **Gregory, K. J.; Walling, D. E. (1973):** Drainage basin: form and process. Edward Arnold, London, 458 pp.
- **Martínez de Azagra, A.; Navarro Hevia, J. (1996):** Hidrología forestal. Valladolid, Servicio de Publicaciones de la Universidad de Valladolid, 286 pp.
- Pedraza Gilsanz, J. (1996): Geomorfología. Principios, métodos y aplicaciones. Ed. Rueda, Madrid, 413 pp.
- **Plan de Acción Territorial de carácter sectorial sobre prevención del Riesgo de Inundación en la Comunidad Valenciana (2000) (PATRICOVA).** Direcció General d'Urbanisme i Ordenació Territorial. COPUT, València.
- **Pujadas Ferrer, J. (2002):** Las inundaciones en España: impacto económico y gestión del riesgo. En: Ayala Carcedo, F. J.; Olcina Cantos, J. (coords.) (2002): *Riesgos naturales*. Ed. Ariel Ciencia, cf. pp. 879-888, 1512 pp.
- **Segura, F. S.; Carmona González, P. (1999):** Las inundaciones en la Plana de Gandia: formas y procesos. *Cuadernos de Geografía*, 65/66, 45-60.
- **Segura Beltrán, F. S. (2000):** Inundaciones de ramblas y barrancos en las tierras valencianas (1980-1999). *Serie Geográfica*, 27-47.
- **Segura Beltrán, F. S. (2001):** Evolución urbana e inundaciones en Castelló. *Cuadernos de Geografía*, 69-70, 253-278.
- **Segura Beltrán, F. S. (2000):** Model d'inundacions en ventalls al.luvials: el cas de les planes costanres valencianes. *Cuadernos de Geografía*, 73/74, 207-231.
- **Tarback, E. J.; Lugtens, F. K. (2000):** *Ciencias de la Tierra. Una introducción a la Geología Física*. Prentice Hall, Madrid, 563 pp.

CUADRO 1. FACTORES QUE INTERVIENEN EN LA GÉNESIS DE LAS CRECIDAS E INUNDACIONES



CUADRO 2 Clasificación de las formas fluviales asociadas a las crecidas y avenidas, atendiendo a su aejmición en el patrón (trazado en planta), perfil longitudinal y/o sección transversal

Plano		Mesoforma	Microforma y/o acción			
X-Y		Canales rectos	Canales por rectificación (disminución índice S)			
		Canales meandriiformes	Canales de paredes onduladas			
			Arcos de meandro movidos debido a...	Extensión		
				Rotación		
				Traslación		
Arcos de meandro abandonados por...	Variación de $\lambda$					
Canales de avulsión	Acortamiento	Estrangulamiento (corta)				
		Canales entrelazados	Canales de alto entrelazamiento (aumento índice B)			
		Canales anastomosados	Canales de alto anastomosamiento (aumento de B y S)			
P E R F I L		Uniforme	Lechos planos			
		Irregular	Rápidos			
			Escalones			
		Pozas	Pozas y vados	Pozas a pie de cascada		
			Pozas escalonadas			
Y-Z  S E C I Ó N  T R A N S V E R S A L	F O R M A S	Macroformas (> Dm)	Canales internos o interiores			
			Cañones			
			Ensanchamiento de bancos de orilla			
	M E S O F O R M A S	> m	Pulidos y facetados	Superficies pulidas		
			Sobreexcavaciones	Bloques facetados		
				Semilunares		
	Marmitas de gigante y hoyas de erosión					
	E R O S I V E S	M I C R O F O R M A S	< dm	Superficies armadas		
				Acanaladuras		
				Microfacetas		
				Formas transversas		
				Marcas en flauta		
				Cavidades de arranque		
				Microestrías		
				Micromarmitas		
Escarpes erosivos						
Rizaduras						
F O R M A S	< dm	Depósito lineal (marcas de nivel)	Líneas de limo adheridas			
			Bandas de flotantes			
		Grietas de desecación				
D E S I C I O N A L E S	M E S O F O R M A S Y M A C R O F O R M A S	> dm y macroformas (> Dm)	Barras y bancos	Laterales	Longitudinales	
					De meandro (punto)	
				Medias y diagonales	Longitudinales	
				Transversales		
			Obstáculo	Semilunares pre-		
				Pendiente tras-		
			Diques naturales	Lineales		
			Dunas y megarizaduras	Digitados		
				Cresta recta		
			Cresta ondulada			
Mantos y láminas						
Lóbulos, derrames y cordones	En abanico					
	Elongados					
Abanicos y conos	Confluencia de tributarios					
	Desembocadura					

### 3. RIESGOS SÍSMICOS: TERREMOTOS Y MAREMOTOS.

#### 1. INTRODUCCIÓN.

##### 1.1. SISMOLOGÍA PASADO Y PRESENTE.

Desde la más remota antigüedad, el hombre ha sentido curiosidad por conocer y comprender el mundo que le rodeaba y siempre ha estado preocupado por imponer un orden en la gran diversidad de hechos y fenómenos que observaba. El fenómeno sísmico, es decir, la ocurrencia de terremotos, no pasó, por tanto, desapercibido para el ser humano, que desde siempre buscó la manera de interpretar por qué el suelo, que tan firme parecía, se movía bajo sus pies periódicamente.

La ignorancia de los hombres unida a su superstición y la incapacidad para explicar estos hechos dio rienda suelta a su imaginación, dando lugar a numerosos mitos y leyendas. Para muchas culturas estos mitos sobre las causas que producían los terremotos eran tan variados como originales.

Para los hindúes, había ocho enormes elefantes que sostenían la Tierra, cada vez que uno de ellos se cansaba y agitaba un poco su cabeza se producía un terremoto.

Para algunos pueblos de África, la Tierra era una criatura viva, que al igual que los humanos, padecía de las mismas enfermedades. A veces, una enfermedad hacía que la Tierra sufriera de fiebre y escalofríos, de forma que los terremotos estarían provocados por dichos temblores.

Para algunos pueblos centroeuropeos, el mundo descansaba sobre los pilares divinos de la fe, la esperanza y la caridad. En aquellos momentos en los que los actos de los humanos debilitaban alguno de esos pilares, entonces la Tierra temblaba produciéndose un terremoto.

Para algunas comunidades indias del sur de California, en el principio de los tiempos la Tierra sólo estaba cubierta de agua, pero el Gran Espíritu decidió crear una tierra hermosa con lagos y ríos y que estuviera sostenida por un grupo de tortugas sobre sus espaldas. Cada vez que las tortugas discutían, unas y otras se movían en diferentes direcciones, por lo que la Tierra se agitaba y se rompía. Al ser muy pesada la carga que soportaban este movimiento cesaba rápidamente y no volvía a iniciarse hasta que comenzaba otra discusión entre las tortugas.

Quizás una de las leyendas más elaboradas es la aportada por los japoneses. En su cultura los japoneses atribuyen la ocurrencia de terremotos con la existencia de unos peces subterráneos gigantes, "*namazu*", similares a una anguila. El dios Kashima ordenaba a un semidios llamado el *daimyojin* o *daimojin* que vigilara al *namazu* para evitar su movimiento, y que si éste se movía le incrustara como castigo una gran piedra en la cabeza. Así, cada vez que el pez se movía se producía un terremoto que era interrumpido al aplicar el castigo. Es posible contemplar numerosos grabados ([http://www.fcs-net.com/biddled/myths\\_legend.htm](http://www.fcs-net.com/biddled/myths_legend.htm)) en los que se alude al *namazu* y al castigo que recibe por el *daimyojin* cuando se ha movido, lo cual trata de servir de escarmiento para el resto de los *namazus*. Cada una de estas pinturas representa un terremoto histórico de Japón.

Montessus de Ballore (1851-1923), a quien tanto debe la historia de la Sismología ha dejado plasmado en un folleto sobre la Ciencia de los temblores lo que los autores griegos y latinos han dejado escrito. Entre estos destacan: Aristóteles (384-322 a. de C.), Lucrecio (98-

55 a. de C.), Séneca (3 a. de C. - 65 d. C.), Plinio el Viejo (23 - 79 d. C.), Apuleyo (120-163 d. C.) y Amiano Marcelino (330 - 400 d. C.), etc.

En la cultura occidental los griegos proponían al dios Atlas y sus movimientos como factor responsable. Posteriormente, y a partir de observaciones, comenzaron a distinguir entre terremotos volcánicos, que se producían por la lucha de gigantes prisioneros, de los tectónicos cuyo responsable era Atlas, que sostenía la Tierra sobre su espalda y Poseidón, dios del mar, que también hacía temblar la tierra.

Los filósofos griegos elaboraron también muchas teorías igual de erróneas que las leyendas primitivas. Los filósofos de la escuela Jónica como Tales de Mileto (640-560 a. de C.), Anaximandro (610-547 a. de C.) y Anaxímenes (546-528 a. de C.) profundizaron en el estudio de los sismos. El primero en proponer una teoría sobre este fenómeno fue Tales de Mileto en el siglo VI a. de C. Tales propuso un modelo esférico de la Tierra, con continentes delgados flotando sobre un gran mar. La agitación furiosa de este mar era, por tanto, la explicación para la ocurrencia de un terremoto.

En la obra de Aristoteles (384-322 a. de C.) "*Meteorológica y De Mundo*" se decía que los terremotos se producían por los vientos o exhalaciones de la evaporación producida por el calor del sol o por el fuego del interior de la Tierra. Esto ocurría al soplar el viento externo hacia el interior, por lo que Aristóteles afirma: "*Los lugares cuyo subsuelo es poroso reciben más sacudidas debido a la gran cantidad de viento que absorbe*". De esta forma, al tratar de escapar los vientos de las cuevas subterráneas en que se hallaban enterrados, se producían los terremotos. La influencia que Aristóteles ha tenido en Sismología ha sido una de las que más han perdurado, en comparación con teorías formuladas por él en otros aspectos de la ciencia. Tanto Séneca como Estrabón (58 a. de C. 21 d. C.) admiten la preferencia de los terremotos por las zonas costeras y aluden a la teoría del aire para su interpretación. En cualquier caso las teorías aristotélicas tuvieron gran transcendencia hasta que se alcanzó el Renacimiento. Finalmente, Tito Lucrecio Caro (98-55 a. de C.) expone una clasificación de sismos por desprendimientos, oscilatorios o de fluctuación, ondulatorios y explosivos, que guarda grandes analogía con la clasificación moderna.

La concepción medieval del fenómeno sísmico se hallaba íntimamente ligada a la fatalidad que rodeaba dicha época. El mundo medieval era un mundo de oscuridad, lleno de injusticia y violencia, en el que las brujas, los hechiceros y otros seres diabólicos estaban presentes en la mente y en la vida de todas las personas. No es de extrañar pues, que en este mundo, la explicación más razonable para la existencia tanto de terremotos como de otros desastres naturales fuera la acción divina, que castigaba de esta forma, a la humanidad pecadora.

Resulta prácticamente imposible establecer una fecha exacta para el cambio de mentalidad de la Edad Media a la Edad Moderna, ya que este hecho no se produjo de una manera súbita sino que fue el resultado de un lento proceso y diferente para las diversas partes del mundo. Con la llegada de una nueva generación de pensadores: los humanistas, se establecieron las bases para el inicio del estudio de la naturaleza mediante la metodología científica y que desembocaría en el pensamiento moderno.

En 1682, J. B. Van Helmont, alquimista, físico y químico dio una explicación pseudo-científica de la relación entre los gases y los terremotos. Sin embargo, aún recurre a la existencia de un ángel vengador que tras golpear el aire con su espada comunicaba sus vibraciones a la Tierra produciendo así las sacudidas sísmicas.

Con la entrada del siglo de las Luces (siglo XVIII), pensadores como Newton, Descartes y Bacon hacen avanzar asombrosamente la Física, las Matemáticas, la Química y la Astronomía. Por primera vez se expone, sin lugar a dudas, que es posible explicar cualquier fenómeno natural sin tener que recurrir a la acción divina.

El terremoto de 1755 ó terremoto de Lisboa hizo que surgieran de nuevo muchas especulaciones acerca del castigo divino y los vicios humanos pero también llevó a que muchos pensadores como Kant, Voltaire, Rousseau, fray Benito Jerónimo de Feijoo, entre otros, dieran sus respectivas explicaciones. Algunos quisieron encontrar una relación entre los fenómenos eléctricos (rayos, tormentas, electricidad estática...), y los terremotos, sin embargo, fueron los investigadores John Winthrop (1714-1779) y John Michell (1724-1793) los que daban los primeros pasos para establecer la nueva ciencia de la Sismología. El primero buscaba una analogía entre las erupciones volcánicas y los eventos sísmicos, mientras que el segundo relacionaba el vapor de agua producido al llegar el agua cerca del fuego subterráneo de la Tierra con los terremotos. Además, ambos expusieron la necesidad de desarrollar una instrumentación capaz de registrar las dos direcciones del movimiento (horizontal y vertical) que se observaban al ocurrir un terremoto y sentaron las bases necesarias para la determinación del epicentro (proyección vertical en superficie del punto de ruptura). Así, Michell (1760) definía los terremotos en la siguiente forma : “ *Los terremotos son ondas causadas por el movimiento de masas rocosas situadas a muchos kilómetros de profundidad*”. Estas ondas generadas por rotura o flexión de las rocas necesitaban, por tanto, de aparatos adecuados que las midieran y calibraran adecuadamente.

Durante todo el siglo XVIII la interpretación del fenómeno sísmico se hallaba claramente enfocada desde tres perspectivas diferentes:

Las teorías eléctricas en las que se relacionaban los fenómenos eléctricos y magnéticos con los terremotos. Así, Stuckeley (1687-1765) fue el verdadero promotor de estas ideas, siendo excedido por aquellos que, conduciendo la hipótesis hasta su más extremas consecuencias, pretendían extraer del suelo su fluido eléctrico, procurándole una expulsión fácil, a fin de destruir la causa y anular, por tanto, sus terribles efectos.

En segundo lugar, estaban las teorías químicas o explosivas que directamente relacionaban la fluidez del núcleo central de la Tierra con los fenómenos volcánicos y estos, a su vez, con los terremotos. En realidad, una comparación de la distribución geográfica de unos y otros, prácticamente confirmaba esta teoría, por lo que los términos Volcanes y Terremotos solían ir siempre juntos. No obstante, explosiones volcánicas como la de Montaña Pelada en 1902, sin ningún tipo de movimiento sísmico previo, ponían en evidencia dicha teoría.

Finalmente estaban las teorías neptunianas, que relacionaban las infiltraciones del agua de mar en la corteza con la ocurrencia de terremotos. Una vez que dicha agua llegaba a ponerse en contacto con el magma interno se producían violentas evaporaciones que agitaban la corteza terrestre.

El terremoto de Lisboa de 1755 supone una inflexión en el avance en el conocimiento de los mecanismos de generación de un terremoto. A partir de esta fecha, el interés por su estudio se hace universal y de una manera sistemática se empiezan a estudiar sus causas y efectos.

La idea de que los terremotos representaban una reacción elástica a un fenómeno de generación de esfuerzos (fuerzas tectónicas) fue propuesta por primera vez por Hooke en su “*A Discourse on the causes of earthquakes*” publicado en 1705. En el siglo XIX, los primeros

sismólogos modernos como Mallet (1810-1881) y Milne (1880-1913) empiezan a mostrar interés por localizar el punto o zona del interior de la Tierra donde se produce el evento sísmico y buscar una relación con las fracturas existentes en la corteza terrestre (fallas). Lyell (1868) consideró que los terremotos eran un agente importante en el dinamismo de la Tierra, al observar las fracturaciones y cambios en la elevación del terreno que estos producían. A pesar de ser el primero en describir cuidadosamente las fracturas y deformaciones producidas por varios terremotos, al igual que sus contemporáneos Mallet y Milne, aún creían que la causa inmediata de los terremotos era de origen térmico, bien debida a actividad volcánica, o a expansión o contracción térmica.

La primera conexión clara entre los terremotos, las fallas y los procesos tectónicos fue hecha por G. K. Gilbert (1884), basándose para ello en las observaciones de los efectos del terremoto de Owens Valley en 1872 en California, en la extensa zona de ruptura en la falla de San Andrés (más de 300 km) y en una gran cantidad de medidas geodésicas. Con toda la anterior información, Reid (1910) propuso el primer modelo mecánico de como se producía la fractura, en esencia, vigente hoy en día y conocido como *Teoría del Rebote Elástico*.

## 1.2. SISMOLOGÍA E INGENIERÍA SÍSMICA.

Dentro de una aproximación más tradicional la sismología se define en un sentido más amplio, como la ciencia del estudio de los terremotos. El análisis de las ondas sísmicas forma una parte muy importante de la sismología, pero no su totalidad. Bolt (1978) considera como tareas de los sismólogos el estudio de todos los aspectos de los terremotos, incluyendo sus causas, ocurrencia y propiedades. Para Bullen (1947), es evidente que el estudio de los terremotos pertenece a muchos campos de conocimiento tales como física, química, geología e ingeniería. Por esta razón, Madariaga y Perrier (1991) y muchos otros autores consideran a la sismología como una ciencia multidisciplinar.

Dos partes de la sismología con un marcado carácter multidisciplinar son la evaluación del riesgo sísmico y los trabajos hacia la predicción de terremotos. En el primer caso, la interacción de los sismólogos con los geólogos e ingenieros es esencial para poder estimar correctamente la peligrosidad sísmica, el movimiento esperado del suelo, las condiciones locales, la zonación sísmica, y la respuesta de las estructuras y construcciones. En el segundo caso, muchos de los fenómenos predictores (señales electromagnéticas, cambios en la resistividad, emisiones de radón y cambios en medidas geodésicas) no están directamente relacionados con las ondas sísmicas. Finalmente, no debemos olvidar que los desastres naturales afectan a las vidas humanas. Dependiendo de una correcta estimación del riesgo sísmico y la adecuación del diseño y construcción de edificaciones, los daños debidos a terremotos, especialmente la pérdida de vidas humanas, puede variar mucho.

La sismología puede dividirse en dos disciplinas: sismología en el sentido estricto, e ingeniería sísmica. La sismología trata la ocurrencia de terremotos y los fenómenos relacionados y se basa principalmente en la aplicación de los principios de la mecánica a un medio continuo y de la teoría de la elasticidad. Como ya hemos mencionado sus dos partes más importantes son la generación de terremotos y las vibraciones y la propagación de las ondas sísmicas dentro de la Tierra. De la observación de estas vibraciones junto con otros tipos de datos, se deriva nuestro conocimiento acerca de la naturaleza de los terremotos, la estructura del interior de la Tierra y sus características dinámicas.

La ingeniería sísmica es una ciencia aplicada que trata como el movimiento producido por un terremoto afecta a las construcciones y otras estructuras creadas por el hombre. Comenzando por la caracterización del desplazamiento del suelo, la velocidad y la

aceleración, la ingeniería sísmica trata de considerar sus efectos en las estructuras y busca los diseños capaces de resistir tales movimientos. Puesto que el diseño de estructuras antisísmicas incrementa los costos de construcción, es necesario llevar a cabo una evaluación fiable del movimiento esperado del suelo para un emplazamiento dado. Esta tarea incluye la consideración de muchos factores tales como la ocurrencia de terremotos próximos al emplazamiento, el mecanismo de sus fuentes, la atenuación de la onda sísmica, las condiciones del suelo, y la vulnerabilidad de las estructuras. La completa evaluación del riesgo sísmico implica el análisis estadístico de todos estos factores y requiere la colaboración de sismólogos, ingenieros y geólogos.

### 1.3. PELIGROSIDAD, VULNERABILIDAD Y RIESGO SÍSMICO.

Existe un claro confusionismo entre los conceptos de Riesgo Sísmico y de Peligrosidad Sísmica, que es conveniente aclarar antes de seguir con el desarrollo de este capítulo.

Si adoptamos la definición dada por la UNESCO (1980) del Riesgo Sísmico, éste vendrá dado como:

$$\text{RIESGO SÍSMICO} = \text{PELIGROSIDAD} * \text{VULNERABILIDAD} * \text{COSTE}$$

Esta expresión engloba los diferentes puntos de vista que se observan en la problemática de la evaluación del *Riesgo Sísmico* (*Seismic Risk*) en la literatura anglosajona).

La *Peligrosidad Sísmica* (*Seismic Hazard*) se define como la probabilidad de que el valor de un cierto parámetro que mide el movimiento del suelo, (por ejemplo, aceleración, intensidad, etc.), sea superado en un determinado periodo de tiempo, también llamado periodo de exposición. Por ejemplo, equivaldría a decir que hay una probabilidad del 10% de que no se produzca un terremoto de intensidad superior a grado VIII (MSK) en Torreveja en un periodo de exposición de 50 años, o bien que la probabilidad anual de que ocurra un terremoto de las mismas características anteriores es de 0.2%.

La *Vulnerabilidad*, por otra parte, se considera como el grado de daño de cierto elemento (principalmente referido a las construcciones) expuesto a riesgo como consecuencia de la ocurrencia de un terremoto de un tamaño determinado. Por ejemplo, equivaldría a decir que un 30% de las edificaciones construidas con hormigón armado sufrirían daños graves si se produjera un terremoto de grado VIII en una determinada ciudad.

El *Coste* comprende el gasto económico que conllevaría la sustitución o restauración de los elementos dañados tras la ocurrencia del evento. Por ejemplo, equivaldría a decir la cantidad en pesetas (o Euros) que serían necesarios para reparar todos los daños sufridos en dicha ciudad por el terremoto de grado VIII considerado anteriormente.

Estas tres variables convolucionadas, es decir, interrelacionando la información de cada una de ellas, nos darían el Riesgo Sísmico de una determinada zona desde un punto de vista económico.

Para aclarar los conceptos anteriores presentamos los siguientes ejemplos:

En primer lugar, supongamos un territorio con una alta peligrosidad sísmica, es decir, con gran probabilidad de que ocurran terremotos catastróficos, pero que no está poblado, por ejemplo, un desierto, el mar, etc. En este punto existirá, como hemos dicho, una gran

peligrosidad sísmica pero la vulnerabilidad y el coste serán muy bajos y, por tanto, también el Riesgo Sísmico.

En segundo lugar, supongamos un territorio con alta peligrosidad sísmica, con una gran densidad de población y con construcciones que no tienen en cuenta características antisísmicas. En este punto existirá tanto una alta peligrosidad sísmica como alta vulnerabilidad y coste, por lo tanto, será un territorio de alto Riesgo Sísmico.

Por último consideramos una zona con alta peligrosidad, con una gran densidad de población pero cuyas construcciones han sido diseñadas siguiendo normas sismorresistentes. En este punto existirá una alta peligrosidad sísmica pero su vulnerabilidad será mínima y, por lo tanto, será un territorio de menor Riesgo Sísmico.

## 2. CARACTERÍSTICAS DE FENÓMENO SÍSMICO.

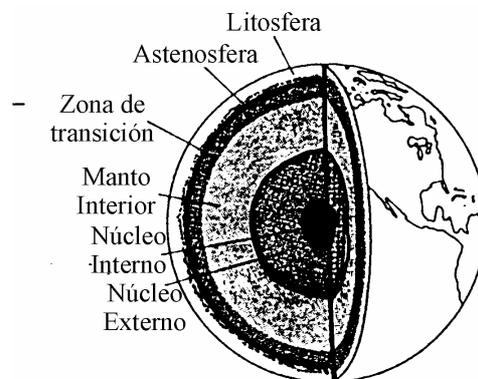


Figura 1. Estructura del interior de la Tierra

### 2.1. MECANISMO DE LOS TERREMOTOS.

Fue Reid (1910) quien propuso el primer modelo de mecanismo de los terremotos, este modelo aun se encuentra vigente hoy en día y es conocido como *Teoría del Rebote Elástico*. Con anterioridad a la explicación de esta teoría es necesario describir brevemente la estructura del interior de la Tierra vista desde el punto de vista de la interpretación del fenómeno sísmico. Así, a grandes rasgos, la constitución del interior de la tierra la podemos considerar dividida en tres capas: corteza, manto y núcleo. Dentro de ellas es posible hacer una mayor subdivisión en función de sus propiedades (Figura 1):

- **La litosfera**, capa relativamente rígida que comprende la corteza terrestre y parte del manto superior, con espesor entre 70 y 150 km y que se puede considerar compuesta por bloques flotando sobre un material de carácter viscoso (astenosfera).

- **La astenosfera**, parte débil y plástica correspondiente al manto superior, que está situada bajo la litosfera, en la que el material está en estado de semifusión.

- **Zona de transición**, que comprende desde los 300 a los 700 km de profundidad y se caracteriza porque la presión y la temperatura son lo suficientemente elevados como para que los minerales sufran transformaciones inducidas por dicha presión y propiedades físicas como la densidad y la velocidad de las ondas elásticas aumentan rápidamente con la profundidad.

- **El manto**, que se encuentra inmediatamente por encima del núcleo, y se extiende desde pocos kilómetros de profundidad bajo la superficie terrestre (unos 35 km debajo de los

océanos) en la discontinuidad de Mohorovicic hasta los 2.900 km de profundidad en la discontinuidad de Gutenberg. El manto representa el 83% del volumen total de la Tierra y el 65% de su masa. La densidad de los materiales del manto, deducida de la velocidad de propagación de las ondas sísmicas, oscila entre  $3.5 \text{ g/cm}^3$  en las zonas más superficiales y  $5 \text{ ó } 6 \text{ g/cm}^3$  en las zonas más profundas. Se supone que los materiales componentes del manto son rocas ricas en olivino y piroxenos, semejantes a las peridotitas

.- **El núcleo**, que se extiende desde los 2.900 km de profundidad (discontinuidad de Gutenberg) hasta el centro de la Tierra; representa aproximadamente el 14% del volumen total del globo terrestre y el 31-32% de su masa. Los materiales constituyentes del núcleo deben de ser muy densos (densidades entre  $10,5 \text{ g/cm}^3$  y  $13,6 \text{ g/cm}^3$ ), y se les supone de constitución esencialmente metálica, más en concreto férrica, con cantidades menores de níquel y mucho menores de silicio, azufre y carbono (estos dos últimos en forma de sulfuros y carburos metálicos).

El comportamiento sísmico del núcleo terrestre, y más concretamente la existencia de una discontinuidad sísmica a unos 5.100 km de profundidad, permite dividirlo en dos partes: el *núcleo externo* (desde los 2.900 hasta los 5.100 km de profundidad), que se comporta como un fluido (según ciertos autores, sus materiales estarían en estado de fusión), ya que no transmite las ondas sísmicas secundarias, y el *núcleo interno* (desde los 5.100 km de profundidad al centro de la Tierra), de comportamiento sólido.

Teniendo en cuenta la anterior interpretación, en resumen, la teoría del rebote elástico para explicar los terremotos se puede exponer de la siguiente manera:

La litosfera está compuesta por una serie de bloques cuyo movimiento se asimilaría al de trozos de galletas en una taza de chocolate espeso. Supongamos dos de estos bloques y que están separados por una zona de contacto (límite de placas). A medida que las fuerzas tectónicas están actuando lentamente sobre ellos, se van produciendo unas deformaciones elásticas, lo cual conlleva a una acumulación de energía elástica. Cuando esta energía supera la resistencia del material que compone los bloques, es decir, su coeficiente de rigidez, se produce una ruptura entre ambos. Esta ruptura da lugar a un desplazamiento relativo de un bloque con respecto a otro, de forma que se produzca una relajación de la energía acumulada. Esta relajación llevará, por tanto, a la liberación de la energía elástica acumulada por la acción de las fuerzas tectónicas que han actuado durante decenas, centenas o miles de años, súbitamente en un terremoto, cuya duración suele ser del orden de decenas de segundos.

Este proceso de relajación de energética se lleva a cabo por medio de la generación de calor, debido al rozamiento del deslizamiento de un bloque sobre otro y por medio de la generación de ondas elásticas, debido al rebote de las orillas adyacentes de la falla donde se ha producido la ruptura.

Otros ejemplos que nos pueden servir para comprender el proceso de esta ruptura podrían ser los siguientes:

.- Imaginemos que estamos tirando de una goma elástica por ambos extremos. Poco a poco dicha goma elástica va acumulando energía hasta que llega un punto en que alcanza su límite elástico. Si, en este momento, seguimos aumentando su energía entonces la goma elástica se rompe y toda la energía acumulada se libera bruscamente.

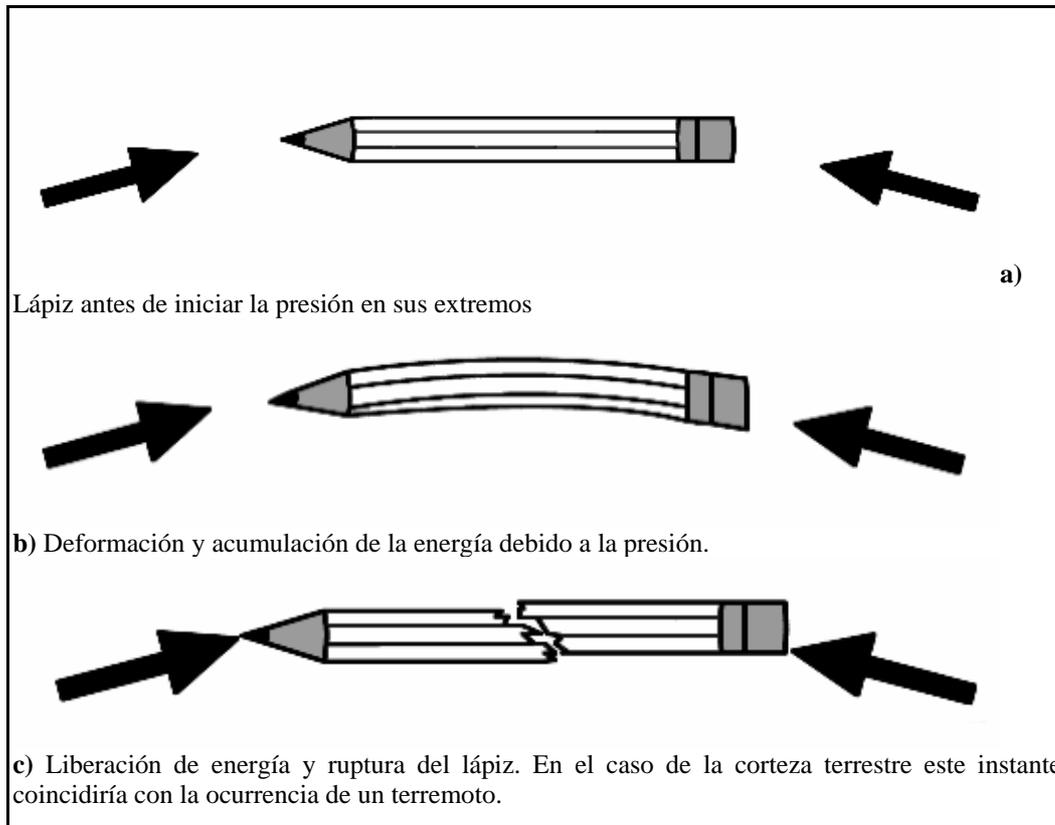
.- Imaginemos ahora un lápiz o regla de plástico que estamos presionando en ambos extremos (Figura 2a). Al igual que ocurría antes, el lápiz se irá deformando y acumulando

energía (Figura 2b) hasta que sobrepasemos su coeficiente de rigidez, momento en el cual, el lápiz se romperá, liberará la energía acumulada y quedarán sus partes desplazadas (Figura 2c).

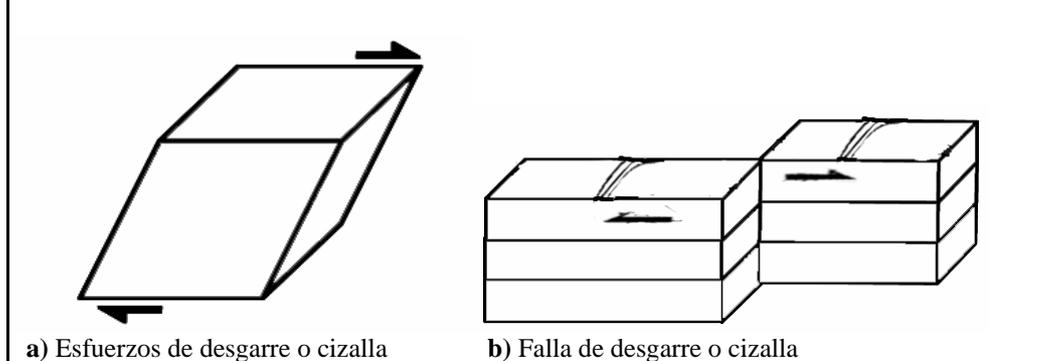
Las fuerzas tectónicas, que son las causantes de los procesos de deformación en el interior de la Tierra, manifiestan su efecto sobre los materiales en un cambio de forma y/o volumen. Éstas se pueden clasificar en función de la dirección de las fuerzas que actúan sobre los bloques. Así si los esfuerzos son horizontales se produce un movimiento relativo en la horizontal de un bloque respecto a otro, dando lugar a un desplazamiento en la horizontal.

Este tipo de esfuerzos se conocen como esfuerzos de desgarre o cizalla (Figura 3a) y las fallas asociadas serán, por tanto, fallas de desgarre o cizalla (Figura 3b).

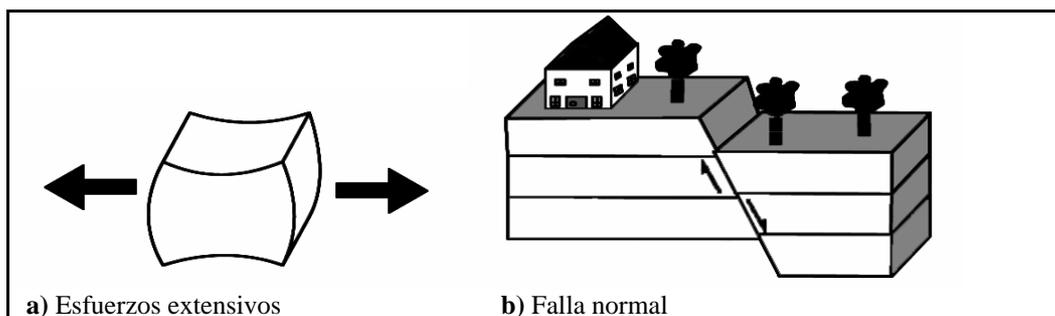
Si los esfuerzos son de carácter extensivo (Figura 4a) el movimiento es de caída de un bloque respecto al otro dando lugar a fallas normales (Figura 4b) y, por último, si los esfuerzos son de carácter compresivo (Figura 5a) ocurrirá que un bloque se levanta sobre el otro dando lugar a fracturas de carácter inverso (Figura 5b).



**Figura 2.** Ejemplo de acumulación y liberación energética. (<http://scign.jpl.nasa.gov/learn/eq1.htm>)



**Figura 3.** Esfuerzos y fracturas de desgarre o cizalla. (<http://scign.jpl.nasa.gov/learn/plate5.htm> y <http://scign.jpl.nasa.gov/learn/plate6.htm>).



**Figura 4.** Esfuerzos y fracturas de carácter extensivo. (<http://scign.jpl.nasa.gov/learn/plate5.htm> y <http://scign.jpl.nasa.gov/learn/plate6.htm>).

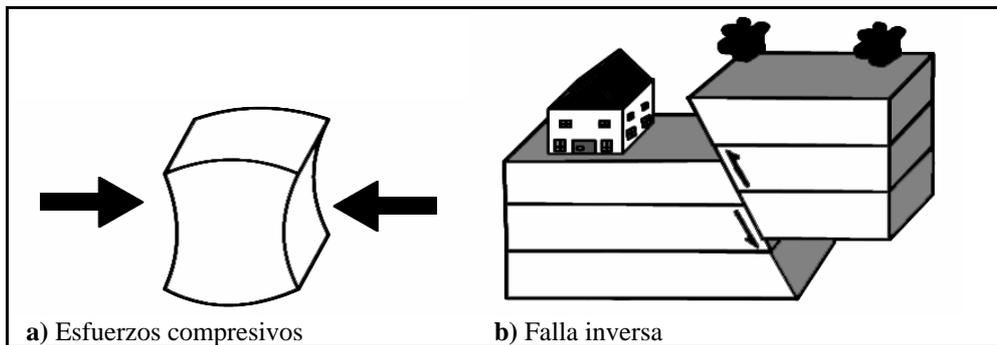


Figura 5. Esfuerzos y fracturas de carácter compresivo.

(<http://scign.jpl.nasa.gov/learn/plate5.htm> y <http://scign.jpl.nasa.gov/learn/plate6.htm> ).

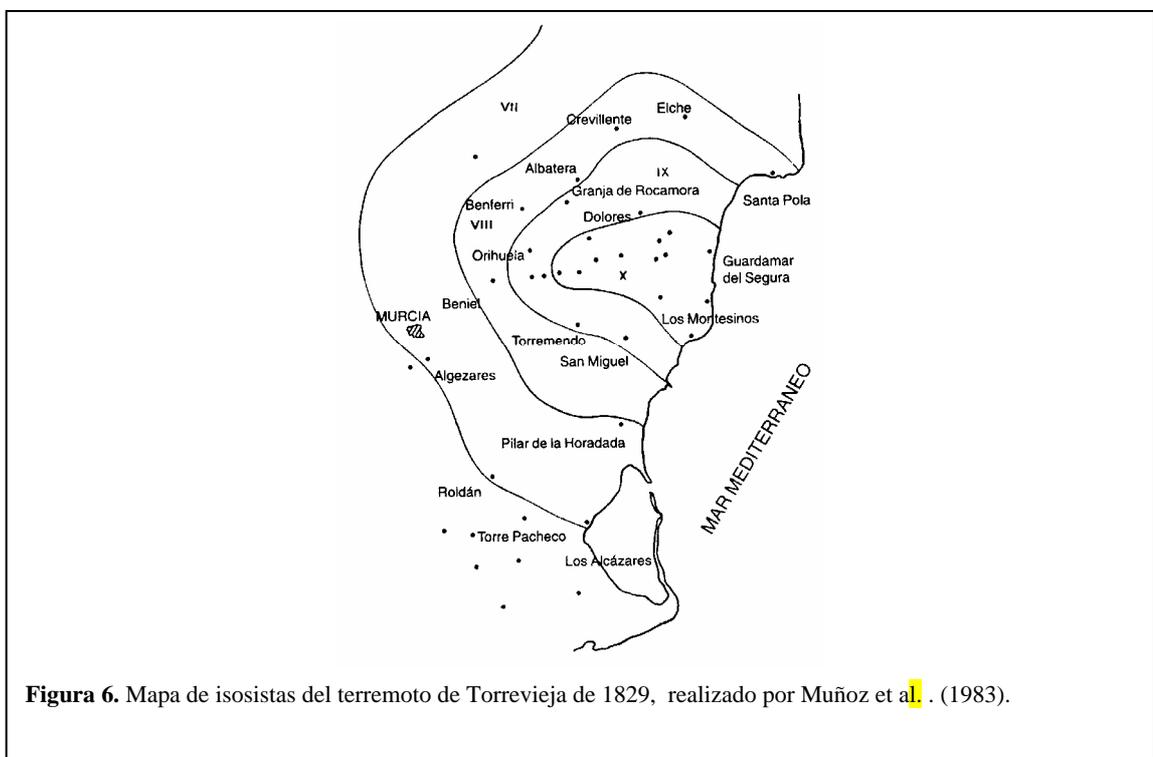


Figura 6. Mapa de isosistas del terremoto de Torrevieja de 1829, realizado por Muñoz et al. (1983).

El anterior proceso que hemos expuesto de una forma resumida es una idealización del proceso que se da realmente. En realidad, una vez que se inicia el proceso de ruptura, debido a que la acumulación de deformación en un punto de la litosfera (hipocentro) ha superado el coeficiente de rigidez del material, ésta se propaga en todas direcciones del plano de falla.

El borde de la ruptura no se propaga de forma uniforme. Más bien su progreso es espasmódico e irregular, debido a que las propiedades de las rocas en la litosfera terrestre dependen de su posición y de la sobrecarga de presión que disminuye conforme nos acercamos a la superficie. De esta manera, el frente de ruptura puede llegar incluso a detenerse, produciéndose en este momento una redistribución de los esfuerzos, pudiendo comenzar de nuevo a moverse rápidamente para alcanzar la ruptura por uno u otro de sus lados. En aquellos casos en los que la ruptura alcance la superficie (raramente suele ocurrir), se observa la aparición de una traza de la falla en la superficie. La ruptura continuará hasta

que se llegue a una zona en que la roca no esté lo suficientemente deformada para permitir que su extensión continúe. Después de la detención de la ruptura los márgenes adyacentes de las fallas habrán retrocedido a una posición menos deformada.

Por otra parte, esta disipación energética no se produce de una sola vez, sino que su ocurrencia es función tanto de la distribución de esfuerzos existente como de las características del material de la litosfera. Así, Mogi 1963 realiza una clasificación de las ocurrencias en tres tipos:

Tipo I: Se dan en aquellos materiales con propiedades muy homogéneas, en los que la liberación energética se produce en el momento en que los esfuerzos acumulados superan la resistencia de las rocas. En este momento se produce el terremoto de mayor tamaño y que se denomina *terremoto principal*. Tras este evento se suceden una serie de terremotos de menor tamaño (*réplicas*) debidos al reajuste de los esfuerzos en la zona que ocupan los bloques que se han desplazado tras el terremoto principal. Un ejemplo de terremoto de este tipo es el terremoto de Nuevo Madrid de 1811.

Tipo II: Se dan en aquellos materiales en los que existe una cierta heterogeneidad. Debido a esto, antes de la ocurrencia del terremoto principal se producen terremotos de pequeño tamaño cuyo número aumenta rápidamente y que se denominan *terremotos premonitorios*. Se trata, por tanto, de un proceso de relajación de esfuerzos por medio de pequeños terremotos, debido a la diferencia en la resistencia de los materiales, antes de que se produzca el terremoto principal. Tras el terremoto principal también suelen observarse réplicas. Los terremotos producidos en la falla de San Andrés y en los contactos entre placas se ajustan a este tipo.

Tipo III: Si los materiales son muy heterogéneos y la distribución de esfuerzos en la región no son uniformes y se hallan poco concentrados, se producen numerosos terremotos de diferente tamaño entre los que no es posible reconocer cuál es el terremoto principal. A esta serie de eventos sísmicos se le conoce como enjambre y en zonas tales como la Vega Baja de la provincia de Alicante suelen ser muy frecuentes.

## 2.2. LOCALIZACIÓN ESPACIAL Y TEMPORAL.

Las primeras determinaciones de la localización espacial del terremoto se hacían usando los mapas de isosistas (Figura 6), que se basan en la extensión del terremoto, distribución y extensión de los daños. El mapa está formado por isolíneas, que son las líneas que unen los puntos en donde se ha sentido el terremoto con la misma intensidad. Con la llegada de la moderna instrumentación, las ondas sísmicas comenzaron a registrarse en papel (sismogramas), de manera que con la extensión por todo el mundo de numerosos observatorios sismológicos empezaron a desarrollarse los métodos gráficos para la determinación de los epicentros (proyección vertical del foco del terremoto en la superficie de la Tierra). El método consistía en dibujar sobre un mapa círculos con centro en cada estación y de radio las distancias recorridas por las ondas P. El punto de intersección de estos círculos coincidía con el epicentro del terremoto. Para realizar el proceso se necesitaba al menos que tres estaciones diferentes hubieran registrado un sismograma del terremoto.

Los métodos numéricos para la localización hipocentral empezaron a desarrollarse en 1919 por L. Geiger y por V. Inglada en 1926, sin embargo, estos métodos no tuvieron auge hasta el desarrollo de los ordenadores que eran las herramientas necesarias para llevar a cabo los cálculos numéricos con la suficiente rapidez. Aunque el número de algoritmos empleados para la localización de los eventos, hoy en día, son muy numerosos, la mayoría de ellos se basan en un ajuste de mínimos cuadrados de los tiempos de llegada de las ondas P y S,

observados en un cierto número de estaciones. Esta es la razón por la que es tan importante disponer de un tiempo universal en todas las estaciones y conocer un modelo de corteza terrestre aproximado a la realidad, es decir, el espesor de las diferentes capas y las velocidades de propagación de las ondas en cada una de ellas.

### 2.3. TAMAÑO DEL TERREMOTO: INTENSIDAD Y MAGNITUD

A la hora de definir el tamaño de un terremoto, esto suele hacerse por dos parámetros con significados bien diferentes. El primero de ellos, por motivos históricos, es la Intensidad del terremoto y que se trata de un parámetro cualitativo puesto que nace para asignar tamaño a aquellos terremotos que sucedieron en una época en la que la falta de instrumentos hacía imposible su cuantificación. El segundo de ellos es la Magnitud, que se trata de una medida instrumental y cuantitativa.

La intensidad de un terremoto se define como el efecto que dicho terremoto tiene en el entorno en que sucede, es decir, como lo sienten las personas, qué daños produce en las estructuras y como afecta al paisaje. En definitiva se trata de una medida cualitativa y, por tanto, subjetiva de la fuerza en la zona epicentral.

Inicialmente, fueron Rossi y Forel en 1883, los que propusieron la primera escala dividida en diez grados y que fue modificada por Mercalli en 1902. Esta última sirvió de base a las que existen en la actualidad y que son: la Mercalli Modificada (MM) propuesta por Wood y Newmann (1931) y Richter (1958) de amplio uso en América y la propuesta por Medvedev (1962), Sponheuer y Karnik (1964) (MSK) y que ha sido la aceptada en Europa desde 1967. Ambas poseen doce grados de intensidad. En 1992, la escala MSK fue actualizada y se denominó EMS-92, volviendo a ser actualizada en 1998 (EMS-98) y siendo ésta la utilizada en Europa en la actualidad (Tabla 1).

<b>Intensidad EMS</b>	<b>Definición</b>	<b>Descripción típica de efectos observados (resumida)</b>
I	No sentido	No sentido ni aún en las circunstancias más favorables.
II	Poco sentido	Sentido sólo por algunas personas en reposo.
III	Débil	Sentido por algunas personas en el interior de los edificios. Las personas descansando en la cama...
IV	Observado Ampliamente	Sentido en el interior de las casas por muchas personas y por pocas en el exterior. Algunas...
V	Fuerte	Sentido en el interior de las casas por muchas personas y por pocas en el exterior. Algunas...
VI	Ligeramente Dañino	Mucha gente se asusta y corre hacia el exterior. Muchas casas sufren daño no estructural...
VII	Dañino	La mayoría de la gente se asusta y corre fuera de sus casas. Los muebles se agitan y caen la mayoría...
VIII	Muy Dañino	A la mayoría de la gente le cuesta quedarse en pie. Muchas casas tienen grandes fisuras en las paredes...
IX	Destructor	Pánico general. Muchas construcciones colapsan. Incluso las construcciones recientes muestran...
X	Muy Destructor	Muchas de las construcciones recientes colapsan.
XI	Devastador	La mayoría de las construcciones colapsan, incluso las construidas con diseño sismorresistente.
XII	Completamente Devastador	Casi todas las construcciones son destruidas.

**Tabla 1** Escala Macrosísmica Europea (EMS-98) resumida.

La magnitud de un terremoto nos indica la energía de tipo elástico que se ha liberado en el foco. Hay que señalar que en la actualidad no existe un acuerdo absoluto entre la manera de medir este parámetro, lo que lleva a la existencia de numerosas escalas. En nuestro país la magnitud viene asignada según la escala  $M_L$ , o magnitud local (Richter).

La extensión de la definición de magnitud a terremotos lejanos (telesismos) (distancia mayor de 600 km) se hizo por Gutenberg-Richter entre 1936 y 1956. Se definieron dos escalas en términos del movimiento del suelo registrado, una para ondas internas (generalmente ondas P) denominada  $m_b$  y medida en función del máximo de la amplitud de las ondas internas y su periodo y la otra para ondas superficiales (ondas Rayleigh) denominada  $M_s$ , en cuya medida se usa el máximo de amplitud de la onda.

Kanamori (1977) y Hanks y Kanamori (1979) proponen otra escala de magnitud basada en el valor de la energía liberada en el foco o momento sísmico y que se denomina magnitud de momento sísmico o  $M_w$ . Dicho momento sísmico se determina a partir del espectro de amplitudes para bajas frecuencias. Esta es la única escala que es válida para todo el rango de valores, puesto que las demás sufren saturación cuando la magnitud del terremoto es muy grande.

Para hacernos una idea de la liberación energética que supone la ocurrencia de un terremoto podemos usar la relación propuesta por Richter en 1958 para relacionar la magnitud con la energía. Así un terremoto de magnitud 5.5 en la escala Richter es equivalente a una energía de  $10^{20}$  ergios, es decir, unas diez veces el potencial de la primera bomba atómica. Un aumento en la escala de magnitudes de una unidad representa 30 veces el aumento de energía liberada, es decir, que un terremoto de magnitud 6.5 liberaría una energía aproximada a 300 bombas atómicas. Una energía muy próxima a la liberada en las pruebas nucleares de las islas Bikini.

La escala de magnitud no posee límite inferior ni superior aunque el límite superior en cierta forma viene determinado por la resistencia de las rocas en el interior de la Tierra. En este siglo han sido dos los terremotos registrados con mayor magnitud registrada. El primero sucedió al sur de Chile en 1960 con una magnitud momento de 9.5, que causó más de 5.700 muertos y el segundo sucedió en Alaska en 1964 con una magnitud momento de 9.2 y que causó 131 muertos y un gran tsunami en la bahía de Prince William.

### **3. PROPAGACIÓN DE ENERGÍA A PARTIR DEL FOCO.**

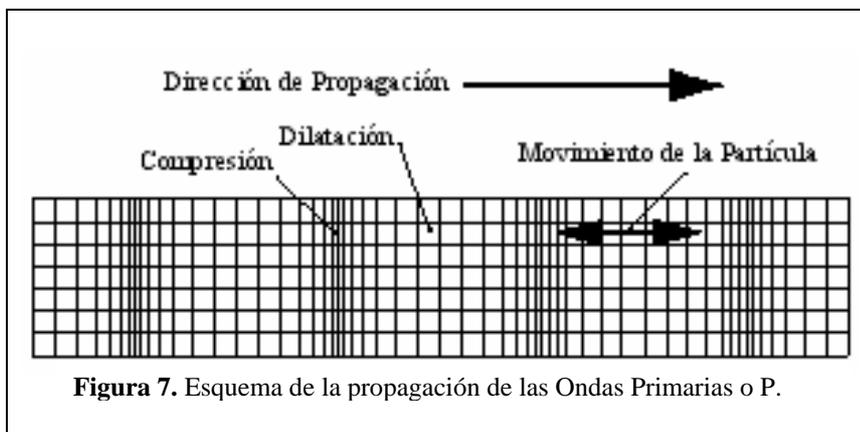
Ya hemos mencionado que la mayor parte de la energía liberada en el proceso de ruptura, que tiene lugar en el foco de un terremoto, debida a la relajación de los esfuerzos, es energía de tipo elástico. La propagación de esta energía tanto por el interior, como por la superficie de la Tierra es en forma de ondas sísmicas. El efecto es parcialmente similar al ocurrido cuando lanzamos una piedra en un estanque.

Hay dos clases de ondas sísmicas. Las ondas internas, que a su vez se dividen en ondas primarias u ondas P y ondas secundarias u ondas S, y las ondas superficiales, que se dividen en ondas Rayleigh y ondas Love. Las ondas internas o de volumen se transmiten a través del interior de la Tierra, emergiendo a la superficie libre, mientras que las ondas superficiales se propagan en zonas de discontinuidad en el interior de la Tierra y por la superficie de la Tierra, puesto que están debidas a proceso de acoplamiento de energía en superficies de discontinuidad.

Ya hemos mencionado que dentro de las ondas internas podemos distinguir dos tipos de ondas diferentes:

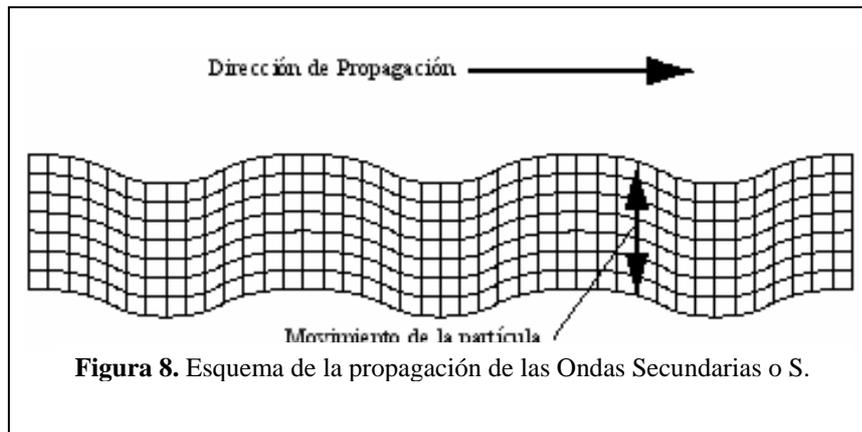
### 3.1. LAS ONDAS PRIMARIAS U ONDAS P

Son ondas longitudinales (Figura 7), por lo que el movimiento de vibración de las partículas es en la dirección de propagación de la onda, semejante a las ondas sonoras, de forma que la roca se comprime y dilata con el paso de la onda. Estas ondas dañan de menor forma a las estructuras ya que las hacen vibrar principalmente en la dirección vertical. Además, conviene mencionar, que puesto que su naturaleza es muy semejante a la de las ondas de sonido, cuando esta onda emerge desde el interior de la Tierra a su superficie, una fracción de esta puede transmitirse a la atmósfera como onda sonora, audible para los animales y, en ocasiones, cuando su frecuencia está dentro del rango percibido por los humanos, para las personas. También, a veces en el foco del terremoto se producen ondas sonoras, diferentes a las ondas P, que se propagan mucho más rápidamente que éstas y son percibidas por los animales y las personas. Sin embargo, esto sólo ocurre cuando el foco es muy superficial. Por este motivo a veces se dice que se ha oído llegar al terremoto.



### 3.2. LAS ONDAS SECUNDARIAS U ONDAS S

Son ondas transversales (Figura 8), es decir, el movimiento de vibración de la partícula es perpendicular a la dirección de propagación de las ondas. Su velocidad es menor que la de las ondas primarias, por lo que siempre llegan tras ellas. Este tipo de ondas no se propagan a través de los fluidos, por lo que no pueden propagarse por los océanos y lagos, ni tampoco por el núcleo interno de la Tierra, cuyas características físicas son muy próximas al comportamiento de los fluidos.

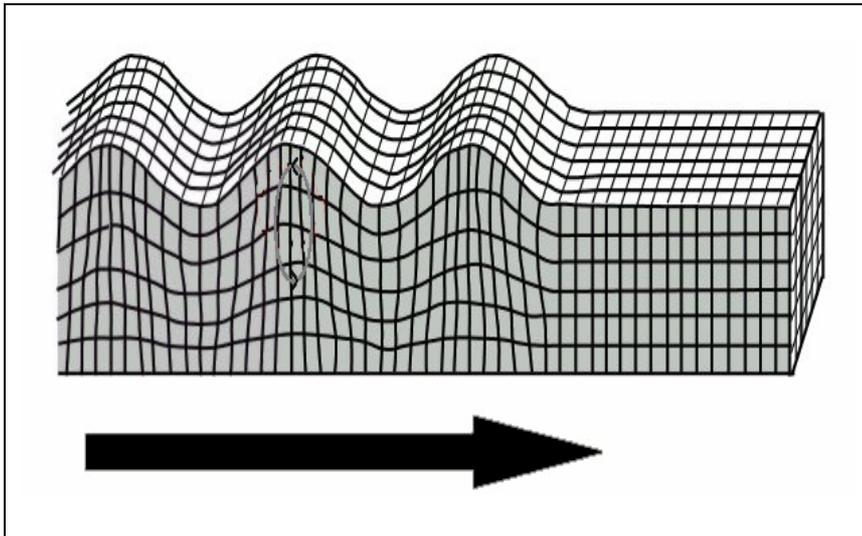


Las velocidades de las ondas P y S dependen de las características del material por el que se propagan (densidad, propiedades elásticas, etc.). En todos los terremotos, la primera onda en sentirse es la onda P. El efecto es muy parecido al de una onda sonora que retumba y hace vibrar los cristales. Algunos segundos después, llega la onda S con su movimiento transversal a la dirección de propagación y que, por tanto, hace vibrar la superficie del suelo principalmente en la dirección horizontal. Este tipo de movimiento causa un daño considerable a las estructuras que se hallan en emplazadas en esa posición.

Anteriormente comentamos como las ondas superficiales sólo se propagaban por la superficie libre de la Tierra o por las superficies de discontinuidad de la litosfera terrestre y que estas se dividían en dos tipos diferentes:

### 3.3. LAS ONDAS RAYLEIGH

Son consecuencia de la propagación de las ondas al incidir sobre una superficie libre de esfuerzos como la superficie de la Tierra. Fueron propuestas por Lord Rayleigh en 1885. En cuanto a propiedades importantes de este tipo de ondas tenemos que su amplitud es menor conforme se propaga en superficies de discontinuidad más profundas, su velocidad de propagación es menor que la de las ondas S y los desplazamientos que producen están contenidos en su plano de incidencia, perturbando a las partículas a su paso, horizontal y verticalmente. El movimiento que describen las partículas es una elipse contenida en el plano vertical a la dirección de propagación de la onda y girando en el sentido retrógrado del avance (Figura 9). Rayleigh destacó la importancia de este tipo de ondas en los terremotos, puesto que este movimiento de vaivén causa un gran daño en las estructuras.

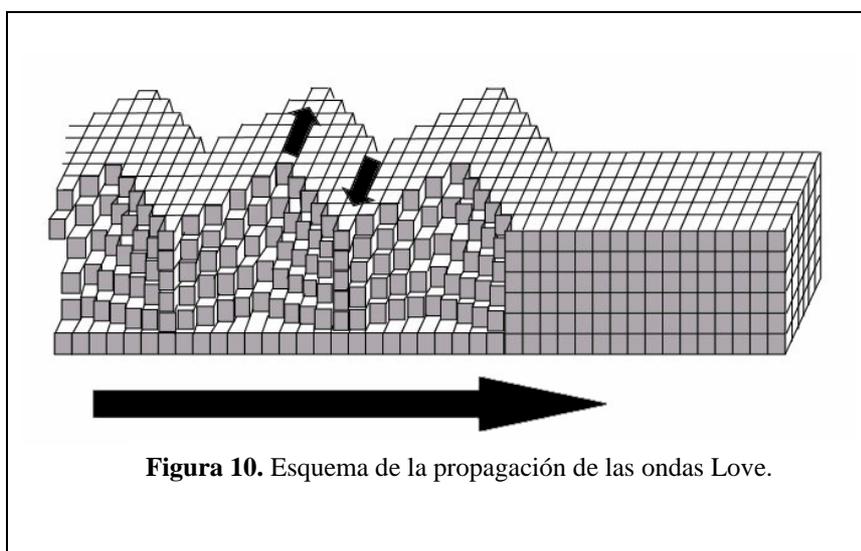


**Figura 9.** Esquema de la propagación de las ondas Rayleigh.

### 3.4. LAS ONDAS LOVE

Se producen por un fenómeno de transmisión por la litosfera terrestre. En 1911, Love explicó este fenómeno de transmisión desarrollando la teoría de propagación de ondas superficiales de componente transversal, en una capa (litosfera) sobre un medio semiinfinito de diferentes propiedades elásticas. Además, presentó también el efecto que produce esta capa sobre las ondas Rayleigh.

El movimiento de este tipo de ondas es muy parecido al de las ondas S y no tiene ningún desplazamiento vertical, por lo que su detección sólo es posible usando sensores de movimiento horizontal y nunca vertical. Así el movimiento del suelo será de un lado a otro respecto de un plano horizontal paralelo (Figura 10). Estas ondas producen una sacudida en los cimientos de las estructuras por lo que son, junto con las de Rayleigh, las que más daños producen.



**Figura 10.** Esquema de la propagación de las ondas Love.

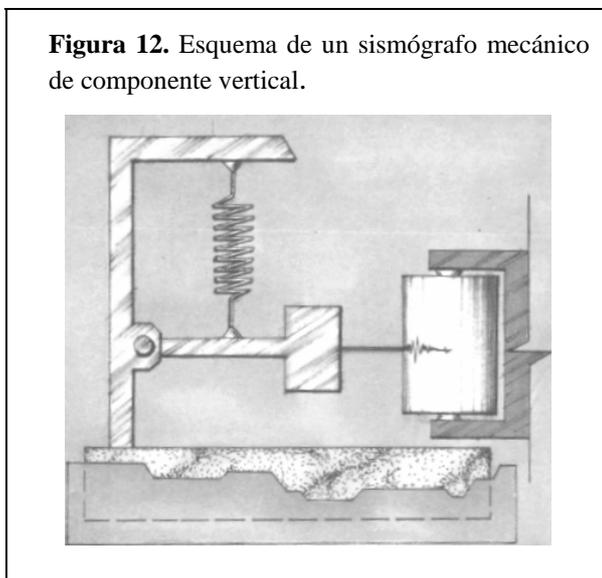
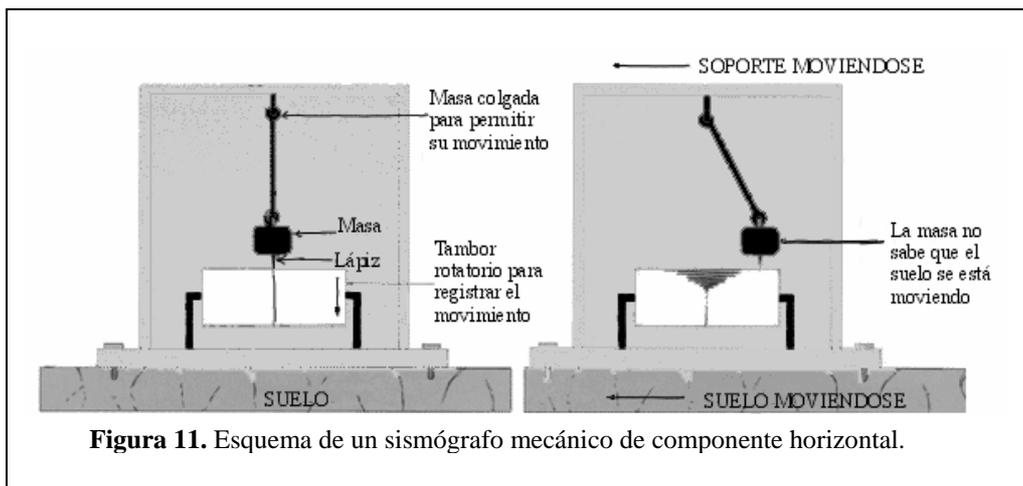
La velocidad de las ondas Love es mayor que la de las ondas Rayleigh, aunque, en cualquier caso, la velocidad de las ondas superficiales es menor que la de las ondas internas. Por otra parte, para las ondas Rayleigh sí que es posible una propagación a medios fluidos, tales como lagos, debido a su componente vertical, sin embargo, esto no ocurre con las ondas Love que sólo afectan a la superficie del agua con un movimiento de agitación en la horizontal. Así en los lagos y bahías, el agua puede moverse de un lado a otro como si agitáramos un tanque lleno de agua.

### 3.5. INSTRUMENTACIÓN SÍSMICA.

El primer aparato del que se tiene conocimiento como registrador de las ocurrencias de un terremoto fue inventado por el astrónomo y matemático chino Chang Heng en el año 132, y el lo bautizó como una *veleta de terremotos*.

Este constaba de un jarrón que tenía ocho dragones y cada uno de ellos tenía una bola de bronce en su boca en equilibrio inestable. En cualquier momento en que se produjera el más leve temblor, un mecanismo dentro del dragón abriría una de las bocas dejando caer la bola de bronce, haciendo, además, ruido para alertar de que se había producido un terremoto. La persona encargada de esta vigilancia podía decir, sin más que mirar que boca del dragón estaba vacía, cuál era la dirección de la que provenía el terremoto. Se trataba, por tanto, de un sismoscopio.

A mediados del siglo XIX empezaron a diseñarse los primeros sismógrafos mecánicos de registro continuo, con señales de tiempo sobre un tambor de papel ahumado. El esquema básico de todos los sismógrafos se basa en el principio de inercia y en función de este podemos resumir sus componentes en (Figura 11 y 12): una masa, relativamente grande, de aproximadamente 1 kg, suspendida de un muelle que se halla unido a un bastidor homogéneo, fijado al suelo, y un sistema de amortiguamiento del péndulo para separar los pulsos sísmicos. Cuando se produce un terremoto, el suelo se desplaza respecto de la masa debido a su inercia. De esta forma, se puede medir el movimiento relativo del suelo respecto a la masa. Estos movimientos detectados mediante transductores y convenientemente amplificados se registran en función del tiempo. Por tanto, lo que queda registrado no es el movimiento real del suelo sino el movimiento relativo del suelo respecto de la masa. El movimiento real puede restituirse a partir del relativo una vez que se conozcan las características físicas del péndulo (sismógrafo), la constante elástica del muelle y la constante de amortiguación. Dependiendo del tipo de movimiento al que es sensible el péndulo (desplazamiento, velocidad y aceleración) se tienen los tres tipos principales de instrumentos sísmicos.

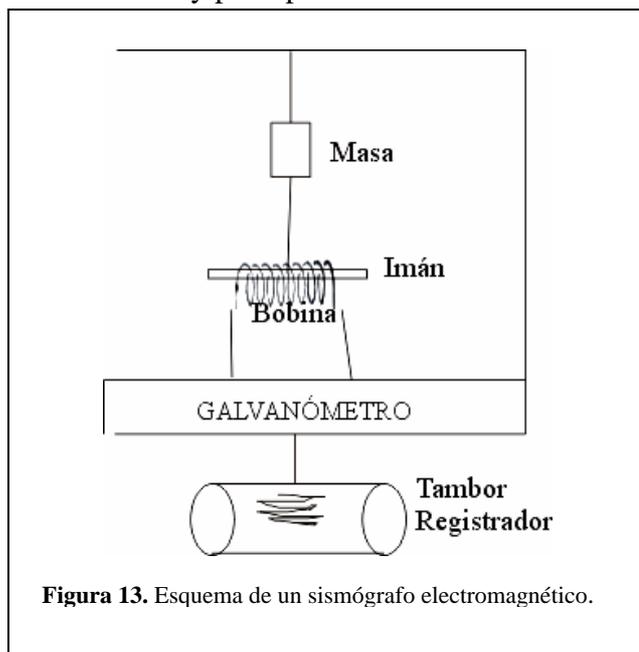


Con el avance de la tecnología se trató de buscar sistemas que logaran una amplificación tal que permitiera registrar la mayor parte del movimiento sísmico. Los primeros sistemas diseñados con este fin eran complejos conjuntos de varillas con los que se logró una amplificación de la señal de hasta 200 veces la inicial o por sistemas de sucesivas reflexiones de un rayo de luz, como el sismómetro de Wood-Anderson, construido en 1922 y que logró una amplificación de la señal de hasta 2.800 veces.

El avance en la Física del electromagnetismo hizo que este tipo de fenómenos se pudieran utilizar en la construcción de sismógrafos. En esencia, el sismógrafo electromagnético consiste en añadir a la masa de inercia una bobina dentro de un campo magnético creado por un imán (Figura 13). El movimiento del suelo hará que la bobina se mueva con respecto al imán y, por tanto, se genere una fuerza electromotriz. Esta señal electromagnética lleva recogida toda la información del evento en sus correspondientes voltajes. La señal una vez amplificada puede ser modulada para que pueda enviarse vía radio o teléfono a la central de registro. En la actualidad también se utiliza un convertidor analógico/digital antes del amplificador para poder disponer del registro sísmico en forma digital. Hoy en día es posible amplificar la señal del suelo hasta millones de veces, dependiendo de las condiciones de ruido cultural de la zona donde el sensor se encuentre instalado.

Finalmente la tecnología más avanzada son los registradores de 24 bits reales, combinados con sensores electrónicos, denominados registradores VBB (Very Broad Band). Este tipo de instrumentos equivale a una estación sísmica completa, es decir, con sensores de periodo largo para sismos globales y regionales (lejanos a la estación) y de periodo corto para sismos locales (próximos a la estación).

Otros instrumentos muy utilizados hoy en día son los acelerógrafos. Estos instrumentos se utilizan para registrar movimientos fuertes cerca del epicentro del terremoto y no registran en continuo sino que sólo disparan cuando el movimiento de terreno es fuerte. La gran ventaja que tienen estos equipos es que una vez obtenido el acelerograma (curvas aceleración-tiempo) se puede obtener por sucesiva integración la velocidad y el desplazamiento, mientras que con los sismogramas (curvas velocidad-tiempo) sólo podríamos obtener el desplazamiento puesto que la aceleración que se obtendría por diferenciación nos da un resultado muy poco preciso.



Finalmente, para la interpretación sísmológica es necesario llevar un control muy riguroso del tiempo por lo que todas las estaciones suelen llevar relojes de cuarzo de una precisión de  $10^{-4}$  segundos por día y para evitar posibles fallos se actualizan con las señales horarias proporcionadas por el sistema de navegación GPS.

### 3.6. REDES SÍSMICAS.

A comienzo de los años 60, EE.UU., lanzó un programa de implantación de una red mundial de observatorios sísmológicos, con una instrumentación homogénea que permitiese una cobertura lo más amplia posible de todas las áreas sísmicas de la Tierra. Esta red se conoce con el nombre de WWSSN (World Wide Standardized Seismographic Network) o red mundial de estaciones estándar. Actualmente está constituida por 180 observatorios equipados con sismógrafos electromagnéticos de registros de corto y largo período de tres componentes en papel fotográfico (Figura 1.24). En España se encuentran dos observatorios en actividad: los de Málaga y Toledo; y dos inactivas para datos de la red que son los de Alicante y Ebro. Con posterioridad a esta red se instalaron otras de largo período y alta ganancia en registro digital.

En 1984 un total de 26 universidades se unieron formando la agrupación IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology) con el objetivo de desarrollar, implementar y mantener una moderna red sísmica digital. Hoy en día este organismo está formado por 91 instituciones y uno de sus principales programas es la actualización de la WWSSN por la GSN (Global Seismic Network) o red sísmica global. La GSN nació cuando se consideró que la WWSSN estaba obsoleta y perdía apoyo para mantenimiento y operatividad. El objetivo de la GSN es desplegar uniformemente una red de 128 estaciones sísmicas permanentes

Numerosas redes internacionales como IRIS USGS, IRIS IDA, GEOFON, Pacific21, NCDSN, MedNet, BGR, BFO, USNSN, BDSN están afiliadas a IRIS GSN. Las estaciones IRIS GSN registran en continuo datos sísmicos de estaciones de banda ancha (VBB) a 0.1, 1, 20 ó 100 muestras por segundo.

Las primeras inquietudes acerca de la sismología instrumental en España nacen a finales del siglo XIX. El terremoto de Andalucía de 1884 constituye el detonante que llevó a una tendencia a la instalación de sismógrafos en España.

El primer sismógrafo propiamente dicho (anteriormente se constatan algunos sismoscopios) aparece en 1887 que fue traído por un vapor inglés al Observatorio de San Fernando. (Cádiz). Se trataba de un conjunto formado por unos péndulos verticales y horizontales Ewing. El sismógrafo no registraba en modo continuo sino que un sismoscopio actuaba como disparador. En 1889 llega de nuevo a este observatorio el segundo sismógrafo de nuestro país. Se trataba de un péndulo horizontal Milne, que ya registraba en modo continuo. A partir de esta fecha el observatorio de San Fernando empieza a publicar el boletín regular español de observaciones con sismógrafos.

Con la entrada del siglo XX llega una revolución en la adquisición e instalación de instrumentación sísmica en nuestro país. La Compañía de Jesús contribuye a la creación de los observatorios de Cartuja (1902) en Granada y de Ebro (1904) en Roquetes (Tarragona). Con posterioridad la Academia de las Ciencias y Artes de Barcelona se introduce en el mundo de la sismología con la creación del observatorio Fabra (1906) en Barcelona. Finalmente es en 1909 cuando el estado español decide crear la primera red sísmica española con la puesta en marcha de los observatorios de Toledo (1909), Almería (1911), Málaga (1913) y Alicante (1914).

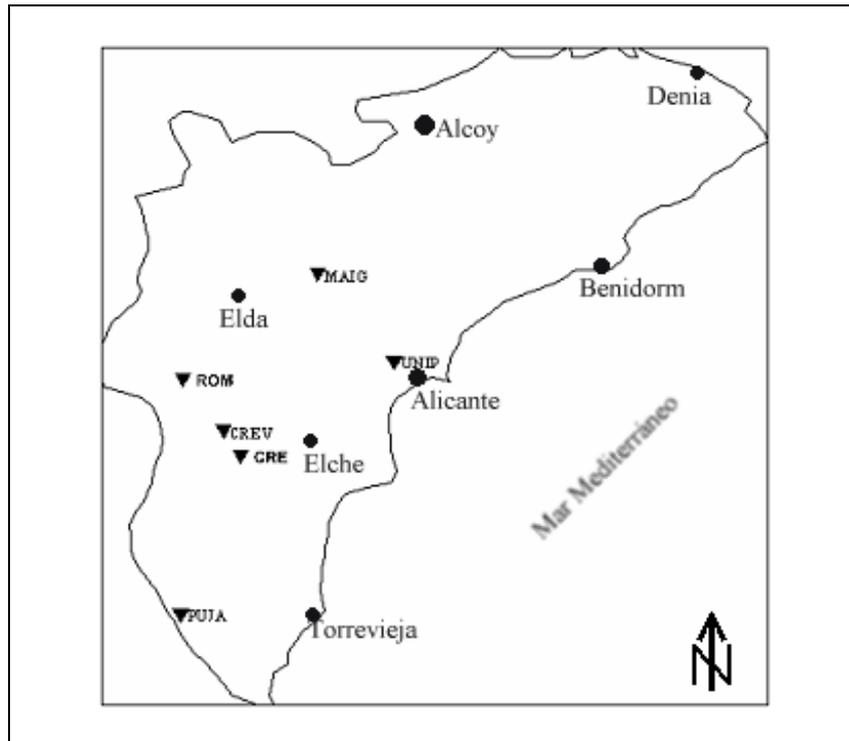
En el caso de la red sísmica nacional los instrumentos en el momento de su fundación consistían en sismógrafos Vicentini y Bosch-Omori. En los años veinte se produjo una modernización de los aparatos mediante la adquisición de instrumentos Mainka y Weichert, continuando en Toledo con la adquisición de nuevo instrumental. La guerra civil hace que el proceso de renovación de equipos se detenga y sólo se trate de mantener en óptimas condiciones el existente. A partir de los años 50, la red sísmica nacional vuelve a expandirse de nuevo con las nuevas estaciones de Logroño y Tenerife, con la construcción de varios sismógrafos de tipo Victoria y con la reanudación del registro sísmico en el Observatorio de San Fernando, que había sido detenido en 1945 por problemas en los asentamientos de los sismógrafos.

La red sísmica nacional, responsable de la alerta sísmica en nuestro país ha iniciado en el año 2000 la actualización de la instrumentación para instalar la nueva red sísmica digital nacional que tendrá 54 estaciones de banda ancha (VBB), 44 estaciones conectadas en tiempo real (32 vía satélite y 12 vía telefónica) y 10 conectables por interrogación telefónica. La localización de las estaciones de la Red Sísmica Digital Española (RSDE) se puede ver en la dirección:

*(<http://www.geo.ign.es/servidor/sismo/red/reddi/millon.jpg>).*

Como ya hemos mencionada juntamente con la Red Sísmica Nacional se fueron formando diversas redes sísmicas regionales que complementaban a la anterior. No fue, sin embargo, hasta los años 80 cuando estas redes regionales alcanzan plena configuración como la del Servei Geologic de Catalunya (ICC), la del Observatorio de San Fernando, la del Observatorio de Cartuja (Granada) y la Universidad de Almería, la del Observatorio del Ebro, etc. En este sentido y habiendo sido en el pasado la ciudad de Alicante pionera en la instalación de instrumentación sísmica y poseyendo una gran tradición en el estudio de muchos de los aspectos relacionados con los fenómenos sísmicos, como se puede deducir de los trabajos y aportaciones de Rey Pastor y Vicente Inglada, en 1990 la Universidad de Alicante inicia los trámites para instalar una red telemétrica de microsismicidad.

Este proceso se alcanzó en 1993 con la firma de un convenio entre dicha institución y la Diputación Provincial de Alicante, que se mantiene hasta la actualidad y que ha llevado a que en la actualidad se disponga de 5 estaciones analógicas (MAIG, CREV, PUJA, UNIV, y UNIP) de corto periodo y 1 componente, una de las cuales (UNIV) ha sido desactivada por razones de ruido en el emplazamiento, dos estaciones digitales (ROM y CRE) de tres componentes (Figura 1.28) y dos acelerógrafos. Recientemente y con la intención de entrar de lleno en la red sísmica global (GSN) dentro de la red GEOFON, se ha adquirido una estación de banda ancha (VBB).



**Figura 1.28.** Situación actual de la Red Sísmica de la Provincia de Alicante (URSPA).

El análisis actualizado de la operatividad del sistema, indica la detección completa de eventos de magnitudes Richter con magnitud superior o igual a 1.2 (Jáuregui, 1997), ocurridos en un ámbito geográfico de aproximadamente 10.000 km<sup>2</sup>, que comprende la mayor parte del territorio de la provincia y zona marítima adyacente, y su localización con márgenes de error estadísticos, del orden de 500 metros para terremotos en la Vega Baja del Segura, zona óptima de localización de acuerdo con el diseño del dispositivo.

## 4. DISTRIBUCIÓN ESPACIAL Y TEMPORAL DE LOS TERREMOTOS.

### 4.1. DISTRIBUCIÓN ESPACIAL A ESCALA MUNDIAL. TECTÓNICA DE PLACAS

La proliferación en el desarrollo e instalación de las redes sísmicas, tanto en el ámbito global como regional, hizo posible en poco tiempo tener datos de la localización espacial de los terremotos en el ámbito mundial. Si observamos la Figura 14, podemos comprobar que esta distribución no es, de ninguna manera, aleatoria sino que se corresponde con unas determinadas alineaciones, que esquemáticamente pueden resumirse en las siguientes zonas activas:

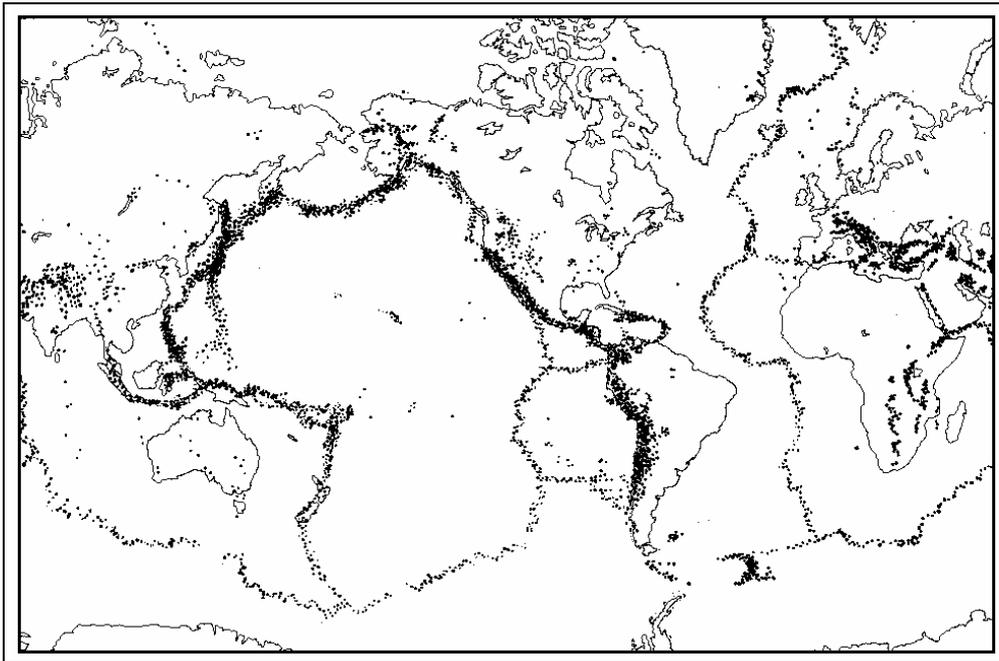


Figura 14. Distribución espacial de la sismicidad en el mundo.

El cinturón Circum-Pacífico, que rodea dicho océano y que está formado principalmente por los terremotos que se dan al Oeste de Alaska, California y Nevada, México, América Central, y la cordillera andina desde Colombia hasta el sur de Chile.

La zona Mediterráneo-Himalaya, que se extiende desde las islas Azores hasta la costa del continente asiático. A esta región pertenecen los terremotos que se dan en el sur de España, norte de África, Grecia, Turquía, Persia, el Himalaya, el norte de la India y China.

La zona de cordilleras oceánicas submarinas, entre las que conviene destacar la centro-Atlántica, que divide de norte a sur este océano, las del Índico y las del Pacífico, frente a la costa oriental de América del Sur. Los terremotos que ocurren en esta zona suelen tener un foco superficial y una magnitud media.

Esta distribución de la sismicidad global llevó a que a mediados de 1960 se produjera una verdadera revolución en la interpretación de la dinámica de la Tierra, debido a la aceptación de la teoría de la tectónica de placas. Según esta teoría, la litosfera está formada por un conjunto de bloques, cuyo espesor alcanza hasta, aproximadamente, los 80 km, y que se denominan placas. Estas placas se mueven sobre un material de carácter plástico y en estado de semifusión, que forma una capa inferior a la litosfera denominada astenosfera; un efecto parecido al del movimiento de una galleta sobre chocolate caliente. La velocidad de su

movimiento varía de uno a diez cm/año. Así, en la actualidad se acepta la división de la litosfera en seis placas principales (Figura 15) que son: la placa Africana, la Americana, la Antártica, la Australo-Índica, la Euroasiática y la del Pacífico. Por otra parte existe placas de menor tamaño como la Arábica, la Caribeña, la Cocos, la de Carolina, la Filipina, la de Irán, la Nazca y la de Anatolia. Además, se admite la existencia de placas de aún menor tamaño, denominadas subplacas o microplacas como es el caso de la subplaca Ibérica.

De esta forma, son en las zonas de contacto entre las diferentes placas y subplacas donde se produce la mayor actividad tectónica, principal responsable de la ocurrencia de los terremotos. En estas regiones existen tres formas diferentes de interacción entre las placas:

.- En primer lugar, existen zonas en las que las placas deslizan de forma horizontal, una con respecto a la otra, sin que se produzca ningún fenómeno de creación o destrucción de litosfera, esto es, lo que se conoce como **margen de fractura o contacto de deslizamiento** (Figura 16). La falla de San Andrés en California y la de Anatolia en Turquía son de este tipo. En estas fallas los terremotos suelen ser superficiales y sus magnitudes pueden llegar a ser muy altas.

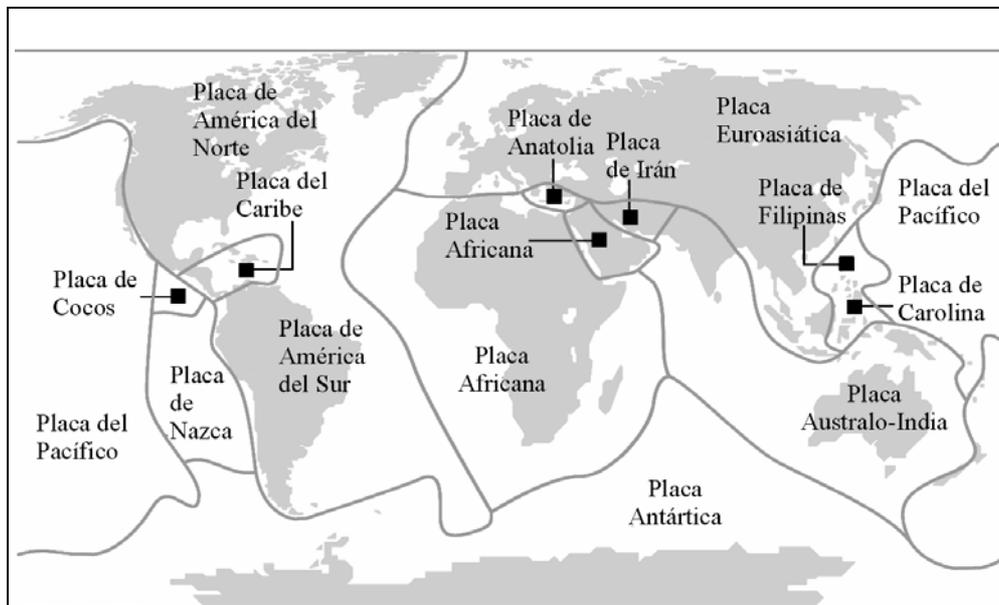
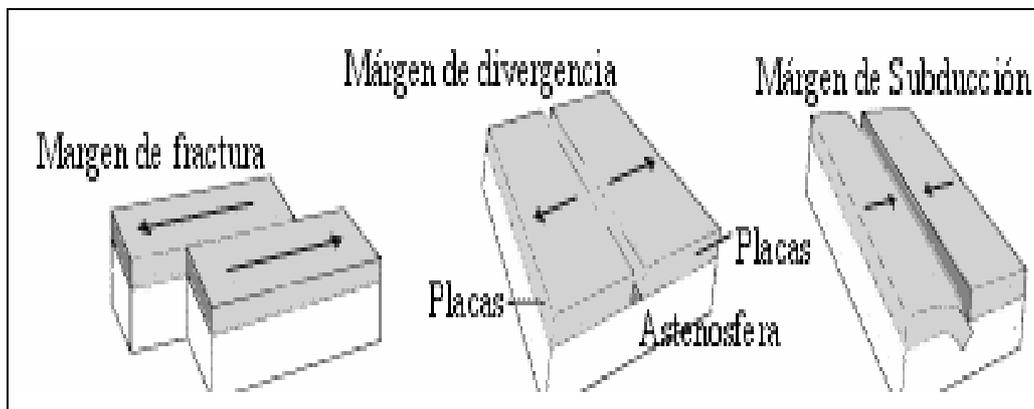


Figura 15. Distribución global de las principales placas tectónicas.

Por otra parte, existen regiones de contacto en los que se está formando nueva litosfera de carácter oceánico, lo que se conoce como **márgenes de divergencia o extensión** (Figura 16). Es decir, mediante este proceso las placas se separan unas de otras. Aquí los terremotos ocurren a poca profundidad, es decir, son superficiales, y se encuentran asociados a cordilleras oceánicas.

Finalmente hay otras zonas en las que se produce la destrucción de litosfera debido a que una placa se hunde bajo la otra (subducción), esto se denomina **margen de convergencia o subducción** (Figura 16). Estos márgenes producen en algunos casos, zonas de arcos de islas, como las que se extienden desde las Aleutianas hasta Fiji-tonga en el Pacífico y en otras grandes cordilleras como los Andes, Himalaya y Alpes. Los márgenes del Pacífico, y el que existe entre Eurasia y África, son de este tipo. Los terremotos que se dan en estas zonas

pueden ser tanto superficiales como profundos, llegando su foco a veces a tener más de 600 km de profundidad y sus magnitudes pueden llegar a ser muy altas.



**Figura 16.** Esquema de los diferentes mecanismos de contacto entre placas litosféricas.

Aunque la mayoría de la sismicidad se halla contenida en este tipo de márgenes, a veces se dan también terremotos de gran magnitud en el interior de las placas, como sucedió con los acaecidos en el interior de China (13 de febrero de 1918,  $M_W = 7.3$ ) y en el Centro y costa oriental de América del Norte (Nuevo Madrid, 7 de febrero de 1812,  $M_W = 7.9$ ). A este tipo de terremotos se le denomina intraplaca, en contraposición a los que suceden en los bordes de placas que suelen denominarse interplaca.

En la Tabla 2 hemos recopilado los 10 terremotos de mayor tamaño sucedidos en el mundo desde el año 1900.

Localización	Fecha (Año-mes-día)	Magnitud
Chile	1960-05-22	9.5 $M_W$
Prince William Sound, Alaska	1964-03-22	9.2 $M_W$
Andreanof Islands, Islas Aleutianas	1957-03-09	9.1 $M_W$
Kamchatka	1952-11-04	9.0 $M_W$
Próximo a la costa de Ecuador	1906-01-31	8.8 $M_W$
Rat Islands, Islas Aleutianas	1965-02-04	8.7 $M_W$
Frontera entre India y China	1950-08-15	8.6 $M_W$
Kamchatka	1923-02-03	8.5 $M_W$
Mar de Banda, Indonesia	1938-02-01	8.5 $M_W$
Kuril Islands	1963-10-13	8.5 $M_W$

**Tabla 2.** Terremotos de mayor tamaño del siglo XX (National Earthquake Information Center, United States Geological Survey).

#### 4.2. DISTRIBUCIÓN ESPACIAL- TEMPORAL EN LA PENÍNSULA IBÉRICA Y EL CONTACTO DE PLACAS IBERO-MAGREBÍ.

El conocimiento de parte de la sismicidad en la Península Ibérica, ocurrida cuando aún no existía instrumentación sísmica (sismicidad histórica), es el fruto de los muchos trabajos de investigación realizados usando todo tipo de documentos (actas de Ayuntamiento, periódicos, cartas personales, crónicas de ciudades y pueblos...), que contuvieran indicios de información referente a la ocurrencia de alguna catástrofe de origen sísmico. El resultado de estas investigaciones se ha visto plasmada en diferentes catálogos sísmicos (verdaderas bases de datos que recopilan toda la información que caracteriza a los terremotos). En 1982, Julio

Mézcua y José Manuel Martínez Solares, del Instituto Geográfico Nacional realizaron un análisis detallado de toda la documentación sísmica anterior, dando la mayor homogeneidad posible, y publicaron así el catálogo sísmico oficial, que es el que se utiliza hoy en día. Este catálogo está sometido a continua revisión en función de los nuevos documentos que se aportan continuamente.

El primer terremoto del que se tiene conocimiento ocurrió en el año 880 a. de C., y fue registrado en Olot (Gerona). J. J. Moreira de Mendoça lo relata en Galbis, 1932):

Sin embargo, en esta primera época es muy difícil caracterizar a los terremotos, debido a la insuficiencia documental existente. Podemos decir que es aproximadamente a partir del año 1350 cuando podemos considerar que los grandes eventos se encuentran suficientemente caracterizados.

En cuanto a la distribución espacial de la sismicidad han sido numerosos los trabajos que relacionan la sismicidad espacial con la sismotectónica (Buform et al., 1995). Se observa (Figura 17) que no se distribuye de forma lineal, sino que se extiende por una amplia zona que rodea y contiene, por el Norte, a la Península Ibérica y abarca por el sur, un sector del Océano Atlántico, casi todo Marruecos y el norte de Argelia y Túnez. Además, aunque la mayor parte de la sismicidad es de tipo superficial (foco a una profundidad menor de 30 km), hay presencia de terremotos intermedios (profundidad focal entre 30 km y 180 km), en el sur de la Península Ibérica, Mar de Alborán y norte de Marruecos, y que parece estar conectada con una posible subducción bajo la subplaca Ibérica y Africana, de una subplaca que contendría al Mar de Alborán y debido al proceso de convergencia entre las placas Ibérica y Africana. En la actualidad, dicha convergencia para tener una dirección NW-SE, en el sector de Alborán y es la principal responsable de toda la sismicidad del Sur y Sureste peninsular.

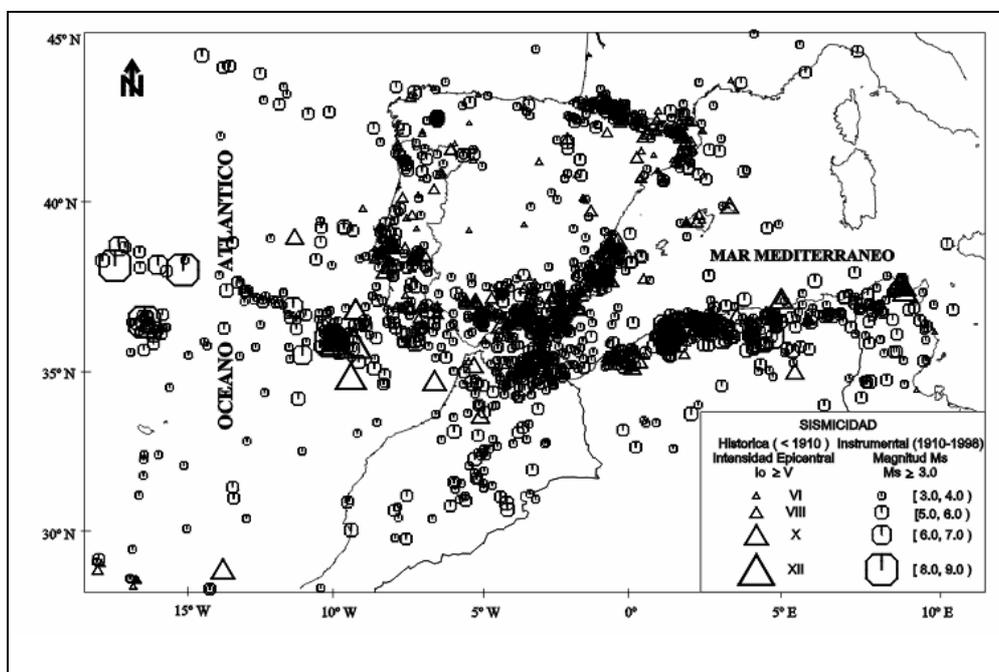


Figura 17. Distribución espacial en la Península Ibérica y áreas colindantes a partir del año 1300.

### 4.3. SISMICIDAD HISTÓRICA E INSTRUMENTAL EN LA COMUNIDAD AUTÓNOMA VALENCIANA

Los trabajos de sismicidad del Sureste de la Península Ibérica fueron iniciados por Rey Pastor (1944, 1951) y continuados hasta nuestros días por diferentes autores, siendo los más recientes los trabajos de Rodríguez de la Torre (1980, 1984, 1991), Bisbal (1984) y Giner (1996), entre otros.

A pesar de los claros indicios de terremotos destructivos deducidos de estudios de paleosismicidad realizados en la Comunidad Autónoma Valenciana, es sólo en los últimos dos mil cuatrocientos años cuando empezamos a tener constancia histórica de que la zona de la C.A.V., ha sufrido terremotos destructivos. El primero de ellos ocurrido en el siglo IV A. de C. Por desgracia a este terremoto no se le ha podido asignar intensidad ya que, hasta el momento, ningún investigador ha sido capaz de evaluarla por falta de datos. Lo mismo ocurre para otros dos terremotos de los siglos IV y III a. de C., asignados ambos al sureste de España.

El primer terremoto con suficiente información para llevar a cabo una evaluación de su intensidad ocurrió en la zona de Orihuela en 1048. Este terremoto fue catalogado de intensidad VIII - IX, sin embargo, a partir de los datos existentes, no está clara esta asignación. Lo mismo ocurre con el terremoto de Onteniente de 1258.

A partir del terremoto de Tabernes de 1396, parecen existir los datos suficientes para considerar fiables las asignaciones de intensidad de los terremotos. Por tanto, y aunque en el catálogo sísmico las primeras noticias documentales de ocurrencia de seísmos aparecen en el siglo IV a. de C., no suele considerarse preciso el catálogo más que a partir de 1396.

Para hacernos una idea de los terremotos de mayor tamaño acaecidos en esta época, presentamos en la Tabla 3 aquellos terremotos que han superado o igualado el grado VIII de intensidad, en la C.A.V., o áreas colindantes.

Localidad	Fecha	Intensidad	Longitud	Latitud	Fuente
Tabernes	18/12/1396	IX	0° 15.0W	39° 10.0	IGN
Orihuela	10/10/1482	VIII	0° 55.0W	38° 5.0	Bisbal
Orihuela	--/--/1484	VIII	0° 55.0W	38° 5.0	Bisbal
Vera	09/11/1518	VIII	1° 52.0W	37° 13.0	IGN
Játiva	--/11/1519	VIII	0° 28.0W	38° 59.0	IGN
Guardamar del S.	--/--/1523	VIII	0° 38.0W	38° 59.0	IGN
Concentaina	29/08/1547	VIII	0° 48.0W	38° 48.0	Bisbal
Lorca	30/01/1579	VIII	1° 42.0W	37° 42.0	IGN
Oliva	26/12/1598	VIII	0° 7.0W	38° 55.0	Bisbal
Alcoy	02/12/1620	VIII	0° 27.0W	38° 42.0	IGN
Alcoy	26/06/1644	VIII	0° 24.0W	38° 42.0	Bisbal
Ademuz	07/06/1656	VIII	1° 14.0W	40° 5.0	IGN
Orihuela	15/01/1673	VIII	0° 54.0W	38° 6.0	Bisbal
Lorca	28/08/1674	VIII	1° 42.0W	37° 42.0	IGN
Lorca	29/08/1674	VIII	1° 42.0W	37° 42.0	IGN
Enguera	23/03/1748	IX	0° 39.0W	39° 0.0	IGN
Enguera	02/04/1748	VIII	0° 39.0W	38° 0.0	IGN
Torrevieja	21/03/1829	X	0° 42.0W	38° 0.0	IGN
Cotillas	21/03/1911	VIII	1° 13.0W	38° 1.0	IGN
Lorqui	03/04/1911	VIII	1° 12.0W	38° 6.0	IGN

**Tabla 3.** Terremotos más importantes acaecidos en la C.A.V., y áreas colindantes.

El terremoto de Torrevieja de 1829 se trata de un conjunto de terremotos acaecidos entre 1828 y 1829, cuyo mayor evento ocurrió el 20 de marzo de 1829, y que representan el suceso sísmico más destructivo acaecido en la C.A.V.

La amplia repercusión que en el ámbito nacional tuvo este sismo provocó que Fernando VII se interesara personalmente por el suceso. En consecuencia ordenó al Secretario de Estado que enviara técnicos a la zona siniestrada, para que analizaran la situación y realizaran una evaluación de los daños causados. Se nombró para tal fin al ingeniero de Caminos, Canales y Puertos, José Agustín de Larramendi, que enseguida se desplazó a la localidad de Alicante, elaborando un informe muy completo sobre el estado en que había quedado la zona afectada por la serie sísmica. En la Tabla 4 presentamos parte de estos datos.

Al mismo tiempo propuso las líneas maestras de su pensamiento sobre la nueva ordenación del territorio, que debía primar en la recuperación urbanística de la comarca, teniendo en cuenta el diseño antisísmico tanto de las construcciones como en la ordenación del territorio. Una información más exhaustiva sobre esta cuestión aparece en el libro "*La catástrofe sísmica de 1829 y sus repercusiones*" (Canales et al., 1999).

La honda impresión que este terremoto causó en los vecinos de la Vega Baja del río Segura se pone de manifiesto en la imagen inserta en la novela anónima "*Los terremotos de Orihuela o Henrique y Florentina: Historia gráfica*", plenamente encuadrada en la corriente literaria de aquella época y publicada en Valencia el año del siniestro.

También, el impacto del terremoto influyó en el comportamiento espiritual de los vecinos del territorio, poniéndose de manifiesto la necesidad de buscar una nueva vía de refugio espiritual. La figura de San Emigdio, obispo y mártir, cubrió el vacío existente como abogado contra los temblores de tierra.

PUEBLOS	CASAS		MUERTOS	HERIDOS
	Asoladas	Quebradas		
Rojales	319	81	30	34
Guardamar	397	132	8	14
Benejúzar	257	-	80	50
Torrevieja	534	-	32	67
Formentera	78	-	12	16
Daya Nueva	29	6	2	1
Daya Vieja	1	14	5	1
Almoradí	388	69	192	150
San	59	76	1	3
Fulgencio	32	274	1	-
Callosa	2	14	-	-
Jacarilla	11	22	-	-
Bigastro	71	18	-	-
Benijófar	5	38	2	6
Rafal	668	1358	19	30
Orihuela	29	267	5	4
Dolores	20	17	-	1
Benferri				

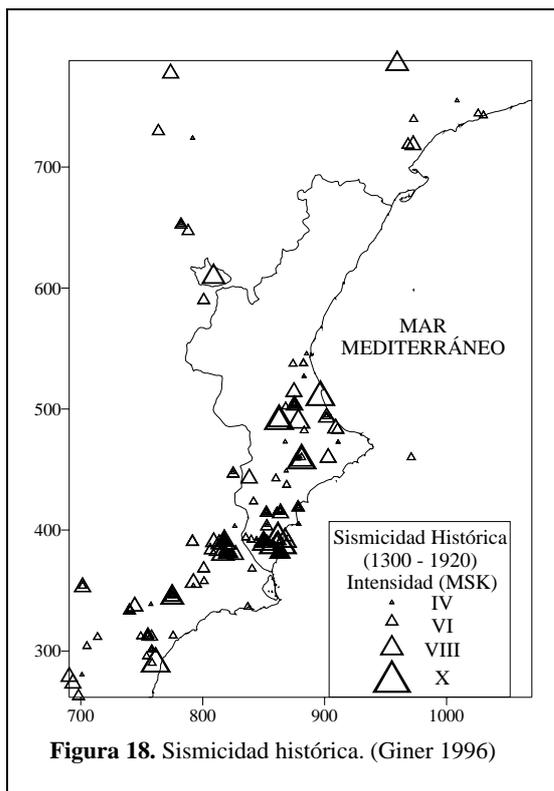


Figura 18. Sismicidad histórica. (Giner 1996)

de septiembre.

Finalmente en la Figura18 presentamos un mapa con la sismicidad histórica ocurrida en la C.A.V., a partir de la cual y usando la información relativa a la sismicidad instrumental propondremos posteriormente unas hipótesis de agrupamientos o zonas de mayor actividad sísmica y de alineaciones o direcciones preferentes.

El inicio de la época instrumental debe situar en el momento de la primera instalación de instrumentos de registro sísmico. Por tanto, esta fecha variará de unas regiones a otras. En el año 1914 tiene lugar la instalación del primer instrumento sísmico, como comentamos en el capítulo anterior, por el Instituto Geográfico y Catastral (IGC), en el paseo de Campoamor, que en aquella época se encontraba situado en las afueras de Alicante, por lo que era considerado un sitio adecuado para su instalación. Tras sustituir los instrumentos iniciales en 1924 por un Mainka y un Weichert de componente vertical, estos aparatos fueron sustituidos en 1958 por los sismógrafos Askania tipo Hiller. Hoy en día no se encuentran en servicio.

Consideraremos a efectos prácticos que la época instrumental comienza a partir del año 1919, año a partir del cual la mayoría de los terremotos de magnitud  $m_b > 4.0$ , que ocurren dentro del la C.A.V., son registrados instrumentalmente.

En la Tabla 5 presentamos aquellos terremotos registrados durante la época instrumental en la C.A.V., y con magnitud  $m_b \geq 4.5$ . También hemos incluido la serie sísmica de 1919 por considerarla de interés.

**Tabla 4.** Datos sobre los efectos del terremoto de Torrevieja de 1829. (Rodríguez de la Torre 1984 *Terremotos Alicantinos*).

La devoción a este obispo se convierte en un hecho recurrente cada vez que en la comarca se constatan temblores de tierra de pequeña o gran intensidad. En la actualidad, Almoradí es la única población que perpetua íntegramente, desde los años que siguieron al terremoto, el espíritu de la devoción a San Emigdio, patrón de los terremotos. Por ello, cada 21 de marzo los vecinos se dan cita en el acto litúrgico y posterior rogativa a San Emigdio, para, al igual que entonces implorar, la protección del santo ante posibles terremotos, cuya imagen es transportada por costaleros de Protección Civil.

La otra fiesta que arranca también del seísmo y que es propia de la misma localidad es el Cristo de las Campanas, al que se le conmemora todos los años el último domingo

Localidad	Fecha	Longitud	LATITUD	Intensidad	mb
Jacarilla	10/09/1919	0° 50.0W	38° 5.0	VIII	5.2
Jacarilla	10/09/1919	0° 50.0W	38° 5.0	VII	5.1
Lúcar	05/03/1932	2° 27.0W	37° 25.0	VII	4.8
Cieza	13/06/1936	1° 25.0W	38° 14.0	IV	4.5
Mogente	30/12/1937	0° 40.0W	38° 48.0	V	4.7
Enguera	12/12/1938	0° 41.0W	38° 59.0	V	4.5
Onteniente	01/07/1945	0° 35.0W	38° 48.0	VII	4.8
Cehegín	23/06/1948	1° 45.0W	38° 8.5	VIII	5.0
Used	28/09/1953	1° 35.0W	41° 8.0	VII	4.7
Mediterráneo	21/12/1957	1° 34.0W	36° 52.4	VII	4.6
Elda	05/02/1958	0° 44.1W	38° 27.5	VI	4.7
Lubrín	11/02/1962	2° 6.4W	37° 14.0	IV	4.8
Caniles	05/11/1962	2° 39.0W	37° 22.0	IV	4.7
Galera	09/06/1964	2° 34.0W	37° 44.2	VIII	4.8
Golfo de V.	09/12/1968	0° 13.0W	39° 20.7	V	4.5
Portaloa	16/03/1972	2° 14.7W	37° 25.2	VII	4.8
Mediterráneo	28/07/1975	0° 38.4E	38° 38.3	III	4.5
Mediterráneo	05/03/1981	0° 12.9E	38° 29.6	V	4.9
Sierra Alhamilla	13/09/1984	2° 23.9W	37° 2.7	V	5.0
Sierra Alhamilla	13/09/1984	2° 23.9W	37° 2.7	V	4.8
Mula	02/02/1999	1° 29.4W	38° 6.6	V	4.8

**Tabla 5.** Terremotos ocurridos en la C.A.V., y áreas colindantes con magnitud  $mb \geq 4.5$  y durante la época instrumental.

## 5. EFECTOS DE LOS TERREMOTOS.

### 5.1. INTRODUCCIÓN.

En este capítulo vamos a desarrollar cuales son los efectos que los terremotos tienen sobre la superficie de la tierra y cuales son los daños asociados a ellos. De esta forma, y teniendo en cuenta el mecanismo de generación de terremotos habremos de distinguir entre aquellos efectos debidos a la propia ruptura de la litosfera cuando se genera el evento sísmico, y que denominaremos efectos primarios, y aquellos que son debidos a la propagación de las ondas generadas por el terremoto, y que denominaremos efectos secundarios.

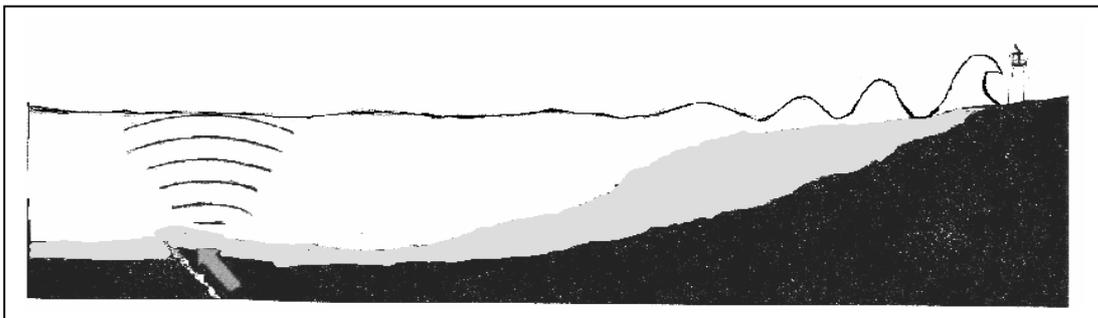
### 5.2. EFECTOS PRIMARIOS.

Uno de los efectos que pocas veces se observa pero que siempre está en la mente de cualquiera de nosotros, es la formación de fracturas o fallas sobre el terreno. La mayoría de nosotros piensa que al producirse un terremoto el suelo bajo nuestros pies se abre y que podemos caer dentro de las grietas. En la realidad, en muy pocas ocasiones aparecen efectos de estas características, debido a que normalmente el foco del terremoto se encuentra a una cierta profundidad y, por tanto, la fractura que se produce nunca llega hasta la superficie. Únicamente en aquellos lugares en los que los seísmos tienen un foco muy superficial y su magnitud es lo suficientemente grande, como, por ejemplo, en las zonas sísmicas de California o Alaska, donde se producen numerosos terremotos con magnitud mayor o igual que 7.0 y profundidad focal menor de 30 km, se han podido observar rupturas de este tipo. El ejemplo más relevante hasta el momento es la ruptura de más de 300 km en la falla de San Andrés (California), debido al terremoto de Owens Valley en 1872.

Así, es lógico también pensar que ha de existir una relación entre el tamaño de la ruptura de la falla con el tamaño del terremoto, es decir, su magnitud. De esta forma, en

ciertas áreas ha sido posible llevar a cabo una relación empírica entre la longitud de una falla que se observa en el campo y la máxima magnitud que puede generar dicha falla o a la inversa, es decir, dado un evento de una determinada magnitud poder determinar la longitud de ruptura que lo ha generado. A modo de ejemplo, se ha determinado que los recientes terremotos de Adra (23/12/1993,  $m_b = 5.0$ ) y Los Ángeles (17/01/1994,  $m_b = 6.6$ ) han sido generados por rupturas de 2 y 26.7 km respectivamente.

Otro fenómeno, consecuencia directa de la ruptura producida en el foco por el terremoto, es la generación de un conjunto de olas de gran tamaño o *maremoto*, también llamado "*tsunami*". Si tenemos en cuenta que el 70% de la superficie del planeta está cubierta por agua, es lógico pensar que en ella se haya detectado gran parte de la actividad sísmica. Cuando estos terremotos se producen muy alejados de las costas, las consecuencias directas en la población son prácticamente imperceptible por la larga distancia, sin embargo, cuando el movimiento de los bloques es lo suficientemente violento, puede generarse una onda en el agua que según va acercándose a la costa se va haciendo cada vez mayor, como se observa en la Figura 19.



**Figura 19.** Mecanismo de generación de un tsunami

En un maremoto se produce un conjunto de olas de gran tamaño que se propagan por todo el océano a partir del lugar donde ha ocurrido el terremoto. Estas ondas afectan a toda la columna de agua (unos 5.000 metros o más de profundidad en océano abierto) y, por tanto, su presencia queda más disimulada conforme el fondo sea más profundo. Sin embargo, cuando dichas ondas se acercan a la costa, donde la profundidad desciende drásticamente, la altura de las olas pueden llegar a alcanzar hasta 40 m. De esta manera, tras producirse un terremoto de gran tamaño en alta mar y generar un tsunami, un pescador alejado de la costa únicamente notaría un ligero balanceo del barco, mientras que la flota amarrada en puerto y las edificaciones cercanas al mar serían arrasadas por una ola de gigantescas dimensiones.

La experiencia vivida sobre estos fenómenos nos dice que antes de su llegada, el oleaje del mar se hace cada vez mayor, pudiendo observarse hasta olas de 2 m, para que seguidamente el mar comience a retirarse y pueda llegar a bajar (en la vertical) hasta 2 ó 3 metros en los casos más excepcionales. Tras esta bajada del nivel de mar llegarían las terribles olas gigantes que pueden llegar a penetrar incluso por la desembocadura de los ríos llegando hasta áreas distantes.

En la mayoría de las ocasiones es el maremoto el que produce más daño, puesto que la vibración del terremoto queda atenuada con la distancia. En nuestro país uno de los maremotos más destructivos fue el acaecido el 1 de noviembre de 1755, debido a un terremoto cuyo foco se debió situar en el océano Atlántico, frente a las costas del cabo de San

Vicente, al sur de Portugal. La sacudida del terremoto se hizo notar especialmente en la ciudad de Lisboa, donde se sintió aproximadamente a las 9 horas 52 minutos, hora local. En ese momento los habitantes, atemorizados por el evento sísmico huyeron de sus casas para refugiarse en el puerto y en la desembocadura del río Tajo.

Transcurrido un cierto tiempo después de producirse el terremoto llegó el maremoto, con olas de hasta 15 metros de altura. Se estima que el número de ahogados ascendió a más de 60.000 personas. Este maremoto afectó a toda la costa Atlántica española y africana y penetró por Gibraltar en el Mediterráneo, llegándose incluso a notar en la costa atlántica norteamericana y el Mar del Norte. Entre Cádiz y Huelva se estima que hubo un total de 1.214 ahogados. En Cádiz el maremoto llegó 75 minutos después de haberse sentido el terremoto en la ciudad, inundando algunos barrios y durando hasta la media noche. Los efectos del maremoto también fueron importantes en el norte de Marruecos, aunque se produjeron más víctimas por la acción directa del evento sísmico que por la repentina subida del mar.

También conviene señalar que los maremotos pueden generarse por explosiones volcánicas, como es el caso de la explosión del volcán Krakatoa en 1833, que hizo desaparecer a la isla del mismo nombre y generó un enorme maremoto con olas de 35 metros. Además, provocó la desaparición de 165 pueblos, situados en islas próximas a la que tenía el volcán y se estima que más de 36.000 personas murieron ahogadas. También los grandes deslizamientos submarinos y la caída de grandes meteoritos pueden llegar a provocar maremotos.

Por último, actualmente los sistemas de vigilancia de actividad sísmica distribuidos en todo el mundo, permiten conocer el momento de llegada de las grandes olas a las costas. En muchos casos, con 2 ó 3 horas de antelación.

### **5.3. EFECTOS SECUNDARIOS.**

Como mencionamos anteriormente presentamos a continuación aquellos efectos consecuencia del terremoto, cuya causa es la propagación de la onda que dicho terremoto ha generado.

. *Compactación y Subsistencia.* Al igual que cuando hemos llenado un saco con material suelto y al agitarlo unas cuantas veces observamos como dicho material se asienta disminuyendo el volumen encerrado en el saco, la sacudida del terreno provocada por un terremoto puede hacer que las partículas que constituyen el suelo se reajusten, con la consiguiente disminución de volumen y, por tanto, aumento de la densidad debido a una disminución de la porosidad. Este fenómeno se denomina compactación e implica un movimiento relativo de las partículas. Además, será tanto más importante cuanto menos agua exista en los poros del material.

Por tanto, el grado de compactación final del suelo dependerá, entre otros factores, de la porosidad inicial del medio y del tamaño del terremoto, (es decir, de la amplitud de las ondas sísmicas). Este fenómeno es producido por las ondas S y las superficiales, puesto que sacuden horizontalmente el medio, actuando como un compactador natural altamente eficiente.

Experimentalmente, este fenómeno se puede reproducir llenando de tierra un tiesto en el que queramos plantar una flor. Una vez lleno sacudimos horizontalmente el tiesto y observamos como la tierra se ha asentado un poco, con lo que podremos añadir más.

El cambio de volumen que se produce en la compactación es muy peligroso cuando el desnivel con respecto al nivel inicial es significativo, puesto que producirá daños graves e irreversibles en aquellas estructuras situadas en dicho asentamiento.

La experiencia nos ha demostrado que este fenómeno no es, por suerte, muy frecuente y se limita a materiales aluviales (secos) muy poco compactados, o a materiales de relleno antrópicos, es decir, relleno de antiguas canteras, de lagunas, áreas reclamadas al mar, antiguas escombreras, etc.

*Licuefacción.* La licuefacción es el proceso por el cual un sedimento de tipo granular (fundamentalmente arenas y arenas finas con algo de limos, y con baja proporción de arcillas), que esté saturado en agua, es decir, posea más agua de la que el material es capaz de asimilar, y que se ve sometido a una fuerte sacudida sísmica, puede llegar a perder su resistencia, es decir, dejar de comportarse como un sólido y empieza a comportarse como un fluido denso.

Durante la licuefacción la presión intersticial contrarresta el cambio de volumen del material y se genera un movimiento del agua existente en el material. Esta agua no puede moverse hacia abajo puesto que en ese sentido también existe agua, mientras que los movimientos horizontales están muy limitados por la permeabilidad del material, por lo que el sentido de este flujo de agua es hacia arriba, arrastrando el material consigo.

Los efectos de este fenómeno son obvios si recordamos que los edificios se asientan sobre suelo que "resiste" su peso. Si el suelo deja de comportarse como un sólido, entonces será incapaz de sostener cualquier tipo de cimentación y por ello el edificio colapsará sobre sus cimientos.

A simple vista este es un fenómeno que se produce en numerosas ocasiones. Si nos acercamos a la orilla del mar y observamos lo que ocurre al retirarse el agua de una ola, vemos como la arena burbujea. La causa es que la ola produce una pequeña vibración que afecta a la arena, la cual está muy saturada y muy suelta como consecuencia del continuo arrastre del agua. En definitiva se está produciendo una pequeña licuefacción.

En la C.A.V., tenemos bastantes referencias a fenómenos de este tipo, sobre todo durante el terremoto de Torrevieja de 1829. Así recordamos expresiones como: " *fueron abundantes los manantiales de los que manaban aguas arenosas*", "*se formaron respiraderos*", etc. Todo ello son citas refiriéndose a fenómenos de licuefacción (Rodríguez de la Torre, 1984).

*Deslizamientos y desprendimientos.* Estos fenómenos aparecen sobre todo en aquellas áreas en las que existen situaciones de inestabilidad en condiciones estáticas, ya que teniendo en cuenta el efecto de vibración que los terremotos causan sobre el entorno al que afectan, es lógico pensar que este es uno de los efectos más frecuentes que van a ocurrir. En la superficie terrestre es bastante común observar la presencia de rocas sueltas o volúmenes de suelo y roca en situación de equilibrio inestable. Por tanto, la vibración producida por la llegada de las ondas sísmicas es el elemento responsable de que dicho equilibrio se rompa y se inicie un proceso dinámico, es decir, un deslizamiento o un desprendimiento.

Como ejemplo de estos fenómenos podemos citar el que afectó al pueblo de Güevejar (Granada) durante el terremoto de Lisboa de 1755 y el que se produjo en la misma población debido al terremoto de Andalucía de 1884. Tras el primero de los terremotos se produjo un deslizamiento en la ladera sobre la que se asentaba el pueblo. Dicho deslizamiento afectó únicamente a algunas casas, sin embargo, cuando se produjo el terremoto de Andalucía, este

deslizamiento volvió a reactivarse llegando a afectar a todo el pueblo. Cuando se decidió la reconstrucción del pueblo se llevó a cabo en la ladera opuesta de la montaña, puesto que allí las pendientes eran menores, por lo tanto, la probabilidad de que se produjeran nuevos deslizamientos era muy pequeña.

*Amplificación de la señal por el suelo.* Aunque este tipo de fenómenos se había venido observando desde hacía bastante tiempo sólo en los últimos años, gracias al potente desarrollo de cálculo de nuestros días, se ha llegado a comprender.

En numerosas ocasiones, cuando observamos los daños producidos por un terremoto no deja de llamarnos la atención como hay zonas en las que la sacudida parece haber sido muy violenta y, sin embargo, a unos centenares de metros o unos pocos kilómetros los efectos han sido prácticamente despreciables. Actualmente se puede afirmar que estas diferencias son debidas a características propias del suelo y a su diferente comportamiento mecánico en cada punto. Por otra parte, se ha demostrado como la propia geometría de las formaciones geológicas puede llegar a influir de forma significativa en la amplificación de la señal sísmica.

La amplificación de la señal sísmica es uno de los efectos que puede estar provocada por la presencia de relieves topográficos o bien por la presencia de materiales con determinadas propiedades mecánicas.

En el primer caso, si la topografía es de alto relieve (forma aproximadamente convexa), como podría ser una colina, las ondas incidentes son reflejadas de una ladera a otra, de forma que la energía no llega a transmitirse a áreas adyacentes y la colina queda vibrando hasta la total atenuación de las ondas. A la inversa ocurriría si dicha topografía es de bajorrelieve (forma aproximadamente cóncava), como podría ser un valle. En este caso la señal sísmica tiende a amortiguarse rápidamente.

En el segundo caso, las propiedades físicas de los materiales en los que se está propagando la onda sísmica son tales que ésta queda atrapada en su seno, algo así como cuando una corriente de agua circula por un canal. En el caso de las ondas sísmicas esto hace que los estratos, o conjunto de capas que forman dicho material entren en resonancia, amplificándose determinadas frecuencias. Este fenómeno es muy peligroso cuando las frecuencias que se amplifican llegan a coincidir con la frecuencia de vibración del edificio puesto que entonces la estructura entrará también en resonancia y los daños en la estructura aumentarán significativamente. Para hacernos una idea imaginemos un pelotón de soldados que entran desfilando en un puente, una vez que la frecuencia de vibración del puente coincide con la de la vibración producida por la marcha acompasada de los soldados, el puente entrará en resonancia aumentando la amplitud de su vibración. Esta es la razón por la que se recomienda romper la formación en las marchas de soldados cuando van a cruzar un puente.

Este fenómeno suele darse con más facilidad cuando el material está saturado en agua, tiene baja densidad y se encuentra en estado de baja compactación. Si, además, las capas que hay bajo este material tienen propiedades muy diferentes de las de él, el efecto se ve favorecido aún más.

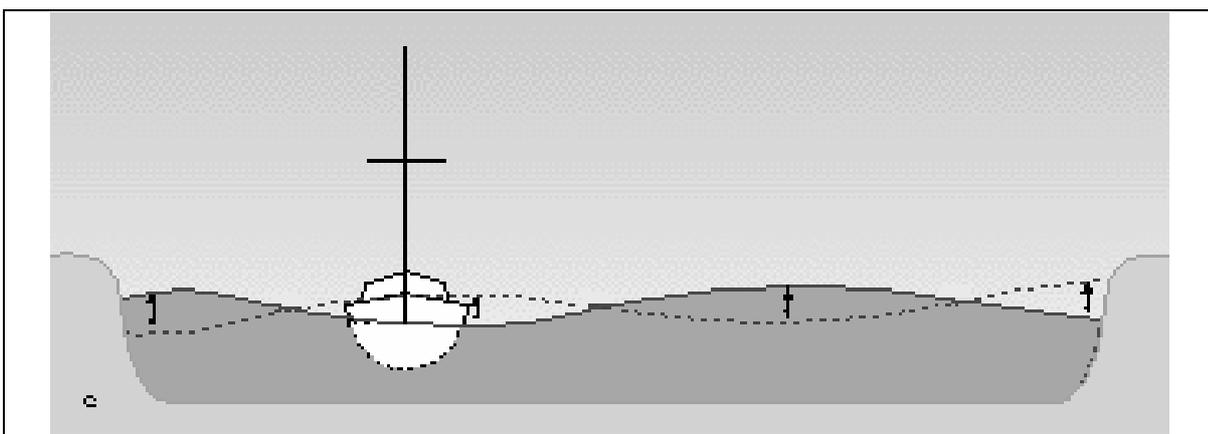
Un ejemplo notable de este tipo de fenómenos se produjo durante el terremoto de Michoacán en México el 19 de septiembre de 1985 con magnitud  $M_W$  de 6.9. El foco del terremoto se localizó en el Pacífico y próximo a la costa mexicana. Las ciudades costeras próximas al foco sufrieron los efectos de esta sacudida, sin embargo, paradójicamente fue México D. F., situado a casi 400 km del foco, la ciudad más afectada por el evento. En este caso parecen haber confluído numerosos factores tanto geológicos como mecánicos,

comprobandose la gran influencia que los materiales sobre los que se asienta la ciudad tuvieron en la amplificación de la señal y el consiguiente aumento de los daños.

México D. F., fue construido sobre un lago que fue desecado por el hombre y cuyo fondo está compuesto por arcillas y cenizas volcánicas. Estos materiales tienen unas propiedades mecánicas, como son su densidad y su resistencia al corte muy bajas. Por otra parte, dichos materiales se asientan sobre una formación de basaltos cuyas propiedades son extremadamente diferentes. Por tanto, el fenómeno de encerramiento de la señal sísmica en la cuenca sobre la que descansa la ciudad de México fue muy significativo, haciendo que todas las ondas que llegaban a dicha cuenca quedaran atrapadas en su interior, de forma que al poco tiempo toda la ciudad entera se hallaba vibrando como si fuera una campana. Las consecuencias se juzgan rápidamente con sólo echar un vistazo a los datos: miles de edificios destruidos, centenares de heridos y muertos y una ciudad que quedó en el caos durante muchos meses.

En cualquier caso, no es necesario que nos encontremos con cuencas cerradas o relieves topográficos para que la señal se amplifique. Los valles de los ríos son también áreas especialmente "favorables" para la ocurrencia de estos fenómenos. Las causas son las mismas: presencia de materiales cuyas características mecánicas son mucho más bajas que la de los materiales que se encuentran bajo ellos, produciéndose, por tanto, un fuerte contraste entre ambos materiales. Un ejemplo común lo tenemos dentro de nuestra Comunidad Valenciana ya que durante el terremoto de Torrevieja de 1829 los mayores daños se produjeron en ambas márgenes del río Segura.

*Seiches.* Un seiche es una ola o conjunto de olas que se forman en estanques, presas, lagos, etc., como consecuencia de la llegada de las ondas sísmicas procedentes de un terremoto, a diferencia del maremoto cuyo origen se halla en el proceso de ruptura de la litosfera (Figura 20). Los efectos, por tanto, son similares a los que causaría un maremoto salvo la lógica diferencia en el tamaño de las olas y la magnitud de los daños causados. Conviene señalar que este tipo de fenómenos también se producen debido a grandes tormentas, deslizamientos, etc.



**Figura 20.** Ejemplo de seiche creado en un lago.

Es interesante llamar la atención a que existe constancia de que tras el terremoto de Lisboa de 1755, se produjo este fenómeno en diferentes lagos de nuestro país, en los que no fue sentido el terremoto, a más de 1.200 km de distancia, e incluso fue observado este

fenómeno en varios lagos de los Alpes, Amsterdam, Utrecht (Holanda) y Finlandia (Martínez Solares, 2001).

Efectos de las infraestructuras humanas *En numerosas ocasiones hay fenómenos indirectos al terremoto cuyos efectos son igual de destructivos o más que la propia vibración debida a las ondas sísmicas. Estos fenómenos vienen producidos por la propia infraestructura que el hombre ha desarrollado en su entorno, como podrían ser las conducciones de agua corriente, la electricidad, el gas ciudad, etc.*

Cuando se produce un terremoto ocurre en muchas ocasiones que las conducciones del gas se rompen y entonces cualquier pequeña chispa puede producir un incendio. Además, los tendidos eléctricos al sufrir fuertes sacudidas pueden caer al suelo, con el consiguiente riesgo para la población; las conducciones de agua se rompen produciéndose inundaciones y dejando sin suministro a la ciudad favoreciendo la propagación de los incendios, etc.

Una de las conducciones que llevaba agua del Lago San Andrés hasta San Francisco fue destruida dejando la ciudad sin suministro de agua. El fuego, que se inició rápidamente tras el terremoto, se extendió rápidamente por toda la ciudad debido a que no había agua para poder controlarlo.

También la interrupción de otros servicios como el sanitario, la electricidad, etc., puede llevar a plantear serias dificultades para la supervivencia en estas ciudades siendo común que enseguida aparezcan enfermedades contagiosas por falta de higiene.

Los terremotos han sido temidos por ser uno de los riesgos naturales que más daños causan. Ellos nos siguen recordando que la naturaleza puede golpearnos sin previo aviso y, en cuestión de segundos, dejar tras de sí una estela de muerte y destrucción. Por tanto, es importante que cada persona y comunidad tome las acciones pertinentes para proteger su vida y su propiedad.

Aunque los terremotos, actualmente, no pueden ser predichos, la ciencia y la ingeniería actual nos proporcionan herramientas que pueden ser usadas para reducir los daños. La ciencia puede ahora identificar, con bastante precisión, donde hay más probabilidad de que se produzcan terremotos, la energía que se va a generar y los mecanismos de propagación poniendo de manifiesto los lugares de posibles amplificaciones. La ingeniería proporciona las técnicas de construcción y diseño con las cuales los edificios y otras estructuras puedan resistir las tremendas fuerzas que estos eventos producen. Por tanto, los esfuerzos se encaminan hacia la prevención.

Como ya hemos visto en capítulos anteriores la C.A.V., es una región en la que hemos convivido día a día con el fenómeno sísmico y en la que en determinadas ocasiones se ha padecido terremotos de carácter destructor. Este hecho hace que sea importante que cada uno de nosotros tome conciencia de las medidas que se han de tomar en este tipo de zonas puesto que, en la actualidad, es imposible predecir cuando volverá a ocurrir el siguiente terremoto. Con esta perspectiva, la prevención, el conocimiento del fenómeno y de cómo actuar en una situación de este tipo sin duda nos ayudará a mantener la calma y evitar poner en peligro nuestra vida y la de los demás.

A continuación expondremos, como ejemplo, las medidas que se han de tomar en países con sismicidad elevada, para que sirva de guía orientativa a regiones como la nuestra en la que la sismicidad es de tipo moderado y, por tanto, la probabilidad de que se produzcan terremotos catastróficos es mucho menor.

#### **5.4. MEDIDAS A TOMAR EN ZONAS SÍSMICAS. ANTES, DURANTE Y DESPUÉS DEL EVENTO.**

La manera en que usted, su familia y su vivienda puedan salir mejor librados de un terremoto generalmente está relacionada con la preparación inicial que se tenga. Así es importante que se elabore un plan de emergencia en el que tanto usted, como los demás miembros de su familia y vecinos, sepan lo que deben hacer:

*En todo caso antes de un terremoto sería muy importante que, en su hogar y comunidad, se tomaran las siguientes medidas:*

**1.-** Prepare un paquete de emergencia que contenga alimentos, agua y otros suministros, tales como una linterna de pilas, una radio portátil, silbato, un pequeño extintor, baterías de repuesto, botiquín de primeros auxilios y ropa.

**2.-** Conozca los lugares seguros de cada habitación, por ejemplo, debajo de mesas o escritorios pesados, los marcos de las puertas más interiores y/o los pilares maestros de la vivienda.

**3.-** Conozca cuales son los lugares peligrosos de su vivienda: cerca de ventanas, espejos, objetos pesados colgantes, chimeneas, muebles altos que no estén asegurados a la pared, etc., y evite el situar objetos pesados en los estantes superiores de los muebles.

**4.-** Haga simulacros para que usted y su familia conozcan los lugares seguros de su casa.

**5.-** Decida cómo y en que lugar se reunirán sus familiares en caso de que ocurra un terremoto y se encuentren separados.

**6.-** Insista en que todos los miembros de su familia y especialmente los niños sigan, en todo momento, las pautas, que en el lugar en que se encuentre, le indique el personal responsable.

**7.-** Aprenda primeros auxilios para en caso necesario poder asistir tanto a sus familiares como a sus propios vecinos.

**8.-** Aprenda y enseñe a todos los miembros de su hogar cómo cerrar los suministros de gas, agua y electricidad, en los primeros momentos en que se produce la catástrofe.

**9.-** Examine las chimeneas, el techo, las paredes y los cimientos para determinar su estabilidad.

**10.-** Afiance a la pared su calentador de agua y los aparatos electrodomésticos grandes, así como los muebles altos y pesados, las plantas colgantes, los espejos y los cuadros grandes, especialmente los que estén cerca de las camas.

**11.-** Mantenga los objetos frágiles y pesados, así como los líquidos inflamables o peligrosos, tales como pinturas, insecticidas en aerosol y productos de limpieza en gabinetes bien asegurados a la pared o en los anaqueles más bajos.

**12.-** Organícese con sus vecinos para que sean autosuficientes después de un terremoto.

*De igual forma ha de asegurarse que en su empresa o lugar de trabajo se toman las siguientes medidas:*

**1.-** Preparar y regularmente actualizar planes de emergencia sísmica.

2.- Impartir programas de entrenamiento actualizado en planes de emergencia, primeros auxilios, búsqueda y rescate, uso del extintor de incendios y estimación de daños.

3.- Realizar simulacros de actuación ante el evento sísmico.

4.- Localizar las áreas más seguras del edificio, determinar rutas primarias y secundarias para proceder a la evacuación del edificio tras el terremoto y establecer los procedimientos para llevar a cabo dicha evacuación.

5.- Enseñar al personal sobre los efectos de los terremotos.

6.- Asegurar y anclar todo el material de oficina que considere que puede ser peligroso para su seguridad en caso de producirse el terremoto.

Finalmente asegúrese de que en el colegio al que asisten sus hijos se toman medidas similares a las comentadas anteriormente y, en especial se enseña a los alumnos a:

1.- Agacharse, cubrirse y agarrarse usando mesas y pupitres resistentes. Si en la zona en la que están no hay mesas, instruirles en que se agachen y se cubran la cabeza con los brazos, asegurándose que tengan protegida la nuca.

2.- Discutir, conocer y reflexionar sobre el fenómeno sísmico. El conocimiento de él, unido a los simulacros de emergencia harán que los niños conserven la calma y se evite el pánico en las clases.

**Durante un terremoto.** El consejo más importante que se ha de seguir durante la ocurrencia de un terremoto es el de mantener la calma y tratar de transmitirla a los demás. La mayoría de las heridas que se producen tanto en este, como en cualquier otro fenómeno que conlleve un riesgo para la vida, son debidas al pánico general que se desata.

*En cualquier caso es muy conveniente que, además, se tomen las siguientes medidas:*

1.- Si se está dentro de un edificio protegerse debajo de una mesa o mueble fuerte, o bien bajo el marco de una puerta o apoyarse en una pared cerca del centro del edificio.

2.- No tratar de salir o entrar al edificio. La precipitación de salir o entrar es la responsable de muchas de las heridas.

3.- Mantenerse lejos de ventanas, muebles u otro mobiliario inestable, cuya caída pueda llegar a dañarnos. En caso de estar fuera del edificio no acercarse a los cables eléctricos, cornisas, balcones, etc., y caminar hasta un área abierta alejada de árboles, construcciones, señales de tráfico, líneas eléctricas y edificios.

4.- No usar velas, ni cerillas, ni tratar de encender ningún tipo de interruptor o llama.

5.- Si está en el interior de un coche en movimiento, parar y quedarse dentro hasta que el temblor haya pasado.

6.- En su local de trabajo o en el colegio siga los planes de emergencia que se hayan preparado y practicado.

**Después de un terremoto.** Al igual que antes, sigue siendo muy importante que mantenga la calma y evalúe rápidamente el estado de la situación en que se encuentra usted y su alrededor. Esté preparado porque normalmente tras un terremoto importante suelen producirse réplicas de menor tamaño y piense en lo que hacer si se produce una de estas réplicas.

*De igual forma asegúrese de que lleva a cabo los siguientes pasos:*

**1.-** Ayudar en los casos en que sea posible a las personas heridas o atrapadas. Aplique los primeros auxilios si los conoce y no mueva a los heridos graves a menos que se hallen en grave peligro de sufrir mayores heridas.

**2.-** Escuchar en una radio a baterías o pilas (nunca use la corriente eléctrica, al menos en los primeros momentos), las noticias que los servicios de emergencia difundirán y tratar de seguir sus indicaciones.

**3.-** Ayudar especialmente a las personas más necesitadas: niños, ancianos, personas con discapacidades, etc.

**4.-** Permanecer fuera de los edificios dañados y si se halla dentro de uno no asomarse a los balcones o ventanas, puesto que puede llegar a producirse un desprendimiento. Asegúrese de que no hay ningún escape de gas y en caso de que note un fuerte olor o algún ruido, abra rápidamente una ventana y salga del edificio. En cualquier caso no trate nunca de encender ningún interruptor ni de calentar ningún alimento y cierre las llaves de gas y electricidad.

**5.-** En caso de que algún cortocircuito haya producido algún pequeño incendio trate de apagarlo con un extintor.

**6.-** Use el teléfono sólo para llamadas de emergencia para evitar el colapso de las líneas, ya que éstas deben de estar a plena disposición de los servicios de emergencia.

**7.-** Si está atrapado en un edificio, intente salir por algún hueco o utilice un silbato para llamar la atención y pedir ayuda. En cualquier caso no pierda la calma y recuerde que los servicios de emergencia están trabajando para rescatar a todo el mundo lo más rápidamente posible.

**8.-** En la escuela, hospital o lugar de trabajo siga los planes de emergencia allí establecidos y siga las indicaciones del personal de las mismas.

Finalmente conviene recordar que tras un terremoto es muy común que aparezcan reacciones de ansiedad y estrés emocional, por lo que en los días posteriores puede ocurrir que tanto nosotros como alguno de nuestros familiares o vecinos necesite recibir apoyo psicológico. Si sus hijos manifiestan síntomas de preocupación como pérdida de apetito, insomnio, miedo a que se repita el terremoto o a quedarse solo, etc., escúchelo y tranquilícele. Si dichos síntomas no remiten será necesario acudir a un profesional.

## **6. RIESGO SÍSMICO.**

### **6.1. INTRODUCCIÓN.**

El progresivo desarrollo socioeconómico producido en numerosas áreas de los países más desarrollados, ha llevado a éstos a prestar especial atención a la planificación territorial y urbanística, con idea de mitigar en lo posible los efectos de los riesgos naturales a los que estos se pueden ver sometidos. Entre los diferentes riesgos naturales, los países mediterráneos hacen especial hincapié en la consideración del riesgo sísmico, principalmente como consecuencia de la ubicación de dichos países en el límite de contacto entre las placas Africana y Euroasiática. Este contacto de placas produce, además, terremotos destructores en diversas áreas como ya vimos en capítulos anteriores.

En el caso concreto de la Península Ibérica, la Comunidad Autónoma Valenciana ocupa uno de los lugares preponderantes dentro de las áreas que han sufrido los daños de los terremotos. Baste para ello recordar los terremotos de Tabernes (1396), Alcoy (1944), Enguera (1748) y Torrevieja (1829).

Aunque han sido los terremotos catastróficos los que han impulsado la realización de regulaciones enfocadas a la mitigación del riesgo sísmico (normativas sismorresistentes), esta necesidad no surgió en nuestro país hasta mediados del siglo pasado, si bien es verdad que los terremotos destructores acaecidos en nuestro país dieron lugar a las primeras recomendaciones o propuestas de aplicación a la construcción.

Así, José Agustín de Larramendi publicó en 1829 unas normas generales de construcción, incluidas al final del trabajo que realizó sobre el terremoto de Torrevieja y de igual forma, en la Gaceta Oficial en 1885 se publicaron unas normas generales de construcción que se incorporaron al informe de la Comisión Española para el estudio del terremoto de Andalucía (25 de diciembre de 1884). Estas recomendaciones no eran entonces de carácter obligatorio.

En 1962 se publicó una orden ministerial de la Presidencia de Gobierno por la que se creaba una Comisión Interministerial encargada de redactar unas Normas Sismorresistentes. Este mismo año el Ministerio de Obras Públicas inició la puesta en vigor de "Instrucción para proyecto, construcción y explotación de grandes presas", que habría de cumplirse obligatoriamente en todas las grandes presas y que se fue perfeccionando hasta 1964.

La primera normativa sismorresistente se denominó P.G.S-1 y se aprobó en 1968, esta normativa no llegó a publicarse en su totalidad y fue sustituida en 1974 por la P.D.S-1, año en que se creó la "Comisión Permanente de Normas Sismorresistentes" y que sería la encargada de revisar la Norma cada 5 años. Así en 1994, se aprueba la NCSE-94, que es la normativa sismorresistente vigente en nuestro país para aquellas construcciones que iniciaron su promoción antes del 2002. El 11 de octubre del 2002 se publicó la Norma Sismorresistente NCSE-2002 para todas aquellas construcciones posteriores y cuyo objetivo es proporcionar criterios para la consideración de la acción sísmica en el proyecto, construcción, reforma y conservación de aquellas edificaciones y obras a las que le sea aplicable. La finalidad última de estos criterios es la de evitar la pérdida de vidas humanas y reducir el daño y el coste económico que puedan ocasionar los terremotos futuros.

La norma obliga a la utilización de los mapas de peligrosidad sísmica publicados por el Instituto Geográfico Nacional, para la consideración de la peligrosidad sísmica en un área determinada, sin embargo, en la Directriz Básica de Planificación de Protección Civil ante el Riesgo Sísmico, se apunta que el órgano competente en materia de Protección Civil de la correspondiente Comunidad Autónoma puede considerar necesario efectuar evaluaciones de la peligrosidad sísmica más detalladas. Así, por ejemplo, en la C.A.V., la Unidad de Registro Sísmico de la Universidad de Alicante ha llevado a cabo una reevaluación de la peligrosidad sísmica en aquellas áreas donde son previsibles seísmos de una intensidad mayor o igual a VI para un periodo de retorno de 500 años.

Una vez definido el concepto de riesgo sísmico en la lección primera, pasemos a continuación a desarrollar los métodos para determinar su evaluación a, partir de los factores de que se compone.

## **6.2. EVALUACIÓN DE LA PELIGROSIDAD SÍSMICA. MÉTODOS.**

La evaluación de la peligrosidad sísmica de una forma sistemática puede considerarse que empieza a principios de los años sesenta, fomentada fundamentalmente por los estudios de seguridad sísmica, exigidos en la construcción de centrales nucleares y basados teóricamente en trabajos de predicción en investigaciones meteorológicas e hidrológicas.

Las aproximaciones al cálculo de la peligrosidad sísmica se han venido realizando, principalmente, mediante dos metodologías: la determinista y la probabilista. La primera de ellas considera que la historia sísmica dentro de una región, es decir, todos los terremotos que han sucedido, se van a repetir de la misma forma con el paso del tiempo. La segunda de ellas se basa en la obtención, en función de los datos existentes (historia sísmica) e información sismotectónica, una función de distribución de probabilidad de recurrencia de terremotos, es decir, un modelo matemático que sea capaz de asignar una probabilidad de que en un lugar determinado se produzca un terremoto de cierto tamaño, en un periodo de tiempo dado.

El objetivo de estos métodos será obtener la peligrosidad sísmica para un emplazamiento dado y, en ambos casos, si suponemos que sobre dicho emplazamiento está afectando la sismicidad de una región de influencia global y homogénea, entonces se denominará *metodología no zonificada*. Por otra parte, si consideramos que la sismicidad que afecta al emplazamiento es debida a diferentes zonas, caracterizadas bien como fallas o como pequeñas regiones en las que los terremotos que se generan tienen una distribución diferente, entonces se denominará *metodología zonificada*.

En 1966 Epstein y Lomnitz fueron los primeros en llevar a cabo una evaluación de la peligrosidad sísmica por la metodología probabilística no zonificada. En aquellos países en los que la historia sísmica, es decir, los catálogos de terremotos, era lo suficientemente extensa en el tiempo, esta ha sido la metodología preferida. Por otra parte, fue Cornell en 1968 el que dio el primer paso en el desarrollo de la metodología probabilística zonificada y su aportación constituye la base de todos los trabajos desarrollados posteriormente.

En el ámbito nacional los primeros trabajos sobre este tema se centraron en los proyectos antisísmicos de las centrales nucleares y de las grandes presas hidrológicas.

El trabajo más importante sobre peligrosidad sísmica usando la metodología probabilística en nuestro país fue llevado a cabo por Martín Martín en 1984. Dicho autor usó tanto la metodología zonificada como la no zonificada. Es de destacar que para la Comunidad Autónoma Valenciana los trabajos más significativos son los aportados por: Bisbal en 1984, donde destaca el estudio de la sismicidad histórica, mediante el que se introducen nuevos terremotos que se tienen en cuenta en los cálculos de la peligrosidad sísmica; Giner en 1996 que introdujo la metodología del árbol lógico (con más de 300 ramas) en la peligrosidad sísmica en nuestra comunidad y por último Molina en 1998, que lleva a cabo el primer análisis de peligrosidad sísmica mediante la aceleración del suelo.

En estos trabajos se tienen en cuenta la historia sísmica existente y dan como resultado una probabilidad de que se supere un determinado valor del movimiento del suelo en el emplazamiento para un periodo de tiempo. Sin embargo, hay veces que dependiendo de la geología del lugar donde está situado el emplazamiento, el suelo se comportará de manera bien diferente para la llegada de una misma onda procedente del mismo terremoto. En este sentido surgieron los primeros trabajos de microzonificación sísmica, en los que las tendencias mundiales venían impuestas por los americanos y los japoneses.

Los primeros trabajos realizados en España son los de microzonificación sísmica de la Vega de Granada, realizados por Chacón et al. (1988). En la zona de la Vega Baja del Río Segura podemos destacar los trabajos de Iberguen (1986), Giner et al. (1992) y Delgado (1997). Estos trabajos utilizan metodologías sobre correlación amplificación-edad del terreno y las propiedades geotécnicas e hidrológicas de las capas más superficiales. En este sentido e introduciendo, además, las características topográficas cabe destacar la memoria del IGME (198?) sobre el término municipal de Alcoy y el trabajo desarrollado por la Unidad de

Registro Sísmico de la provincia de Alicante donde se presentan la primera cartografía de microzonificación sísmica en la C.A.V., usando un sistema de información geográfica (GIS).

En resumen cuando el sismólogo quiere llevar a cabo una evaluación de la peligrosidad sísmica ha de seguir los siguientes pasos:

1. Obtención de un modelo de generación de terremotos que sirva como base para el posterior análisis de la ocurrencia de dichos eventos. Así tras llevar a cabo un análisis de la sismicidad existente y de la geología de la zona, proponer un modelo de fuentes o zonas sísmicas o una función de probabilidad que represente la generación en el tiempo y en el espacio de la ocurrencia de terremotos.

2. Obtención de un modelo de atenuación de las ondas sísmicas, es decir, una vez que se produce el terremoto en una localización dada saber por medio de una función matemática cual va a ser el valor del movimiento del suelo, debido a dicho evento, en el emplazamiento que se está evaluando.

3. Elección de un modelo de cálculo, es decir, un programa de computación acorde con la metodología que se halla seleccionado y que nos proporcione los resultados buscados.

4. Análisis de incertidumbres de los resultados, donde para poder obtener una estimación de los límites de error de nuestros resultados, llevamos a cabo un número de evaluaciones de la peligrosidad sísmica para el mismo emplazamiento variando los parámetros de entrada e incluso la metodología de evaluación. El gran número de soluciones que se obtendrá de esta manera, permitirá realizar un análisis estadístico y establecer así cual es el valor esperado de la solución y cuales son sus límites de error.

### **6.3. EVALUACIÓN DE LA VULNERABILIDAD SÍSMICA. MÉTODOS.**

Otro de los aspectos importantes a la hora de evaluar el riesgo sísmico es, como ya mencionamos, la evaluación de la vulnerabilidad sísmica. Esta es de sumo interés para las administraciones, que deben elaborar los planes de emergencia y las políticas o protocolos de actuación en caso de catástrofes naturales. En definitiva, se trata de que dando por supuesto la ocurrencia de un evento sísmico de las características especificadas en la evaluación de la peligrosidad sísmica, se obtenga cual sería el grado y clase de daño esperado en cada edificación, de acuerdo con sus características constructivas.

Por lo tanto, las administraciones públicas han de disponer de un conjunto de herramientas y técnicas de trabajo con vistas a su evaluación, tanto en lo que respecta a los diferentes núcleos de población posiblemente afectados, como a las construcciones civiles de interés general, como puentes, nudos de comunicaciones, servicios públicos, acuartelamientos, centros de decisión, etc.

El primer paso en cualquier investigación encaminada a la evaluación de la vulnerabilidad sísmica será la obtención de las matrices de probabilidad de daños. Estas matrices son funciones matemáticas que relacionarán el movimiento del suelo en un determinado emplazamiento debido al terremoto (normalmente la intensidad) con la probabilidad de que dicha intensidad produzca un determinado grado de daño en la estructura.

Normalmente esta matriz de daños es característica de cada zona puesto que las condiciones locales de los emplazamientos y la tipología de construcción varían de un país a otro. Sin embargo, para obtener una matriz de daños lo suficientemente completa para poder caracterizar totalmente la vulnerabilidad, es necesario que se tenga información sobre daños

de terremotos de gran tamaño, puesto que así se pueden correlacionar más grados de intensidad con los grados de daños respectivos.

En nuestro país, por ejemplo, esto no es aún posible puesto que los últimos terremotos catastróficos de los que se posee información son el terremoto de Torre Vieja de 1829 y el de Arenas del Rey de 1884. En ambos casos no se dispone de información instrumental sobre el terremoto y la tipología de la construcción es totalmente diferente de la que se tiene en la actualidad.

Por este motivo, es necesario recurrir a terremotos ocurridos en otras regiones con características sismotectónicas y de construcción similares a las nuestras para poder extraer datos y obtener la matriz de daños.

Así, imaginemos que en un país como Italia se produce un terremoto de magnitud  $M_s$  de 6.9 cuya intensidad en el epicentro se ha considerado como IX. Si consideramos que la región donde se ha producido el evento tiene características similares a las de nuestro país, dicho terremoto sería válido para obtener la matriz de daños. Para ello se han de seguir los siguientes pasos:

**1.-** A partir de encuestas recopilar el número de edificaciones afectadas y el grado de daño que han sufrido, detallado municipio por municipio.

**2.-** Clasificar las estructuras por tipologías, es decir, en función del tipo de material que ha sido utilizado para su construcción. En este sentido la escala EMS-98 recoge una clasificación de las estructuras en cinco tipologías o clases de vulnerabilidad que hemos recopilado en la Tabla 6 y define cinco grados de daños para dichas estructuras que se pueden ver en (<http://www.geo.ign.es/servidor/sismo/cnis/emsescala.html>). **3.-** Con la información anterior relacionada con la intensidad sentida en cada una de las estructuras se procede a ajustar dichos datos a una distribución discreta de probabilidad, usualmente la distribución binomial. Una vez obtenidos los parámetros de la distribución podremos obtener la probabilidad de que se observe, por ejemplo, el grado de daño 2 para una intensidad de grado VI en una estructura cuya tipología o clase de vulnerabilidad es A.

**4.-** Finalmente sumando las anteriores probabilidades para todas las tipologías y para un mismo grado de daño y una misma intensidad podremos obtener el porcentaje de edificaciones que, por ejemplo, van a sufrir un grado de daño 2 para una intensidad de grado VI en el área afectada y para todas las tipologías.

Tipo de Estructura		Clase de Vulnerabilidad					
		A	B	C	D	E	F
Fábrica	Piedra suelta o canto rodado	X					
	Adobe (ladrillos de tierra)	X	x				
	Mampostería	x	X				
	Sillería		x	X	x		
	Sin armar, de ladrillo o bloques	x	X	x			
	Sin armar, con forjados de HA		x	X	x		
	Armada o confinada			x	X	x	

Hormigón Armado (HA)	Estructura sin diseño sismorresistente (DSR)	x	x	X	x		
	Estructura con nivel medio de DSR		x	x	x	x	
	Estructura con nivel alto de DSR			x	x	X	x
	Muros sin DSR		x	X	x		
	Muros con nivel medio de DSR			x	X	x	
	Muros con nivel alto de DSR				x	X	x
Acero	Estructuras de Acero			x	x	X	x
Madera	Estructuras de Madera		x	x	X	x	

**Tabla 6.** Clasificación de las estructuras en clases de vulnerabilidad según la escala EMS-98 (X: Clase más probable; x: casos menos probables).

Finalmente para la estimación de las pérdidas económicas provocadas por el daño físico de los edificios se utiliza una expresión conocida como Índice de Daños Económico y que se define como la razón entre el coste de reparación del daño y el coste de reposición. En la mayoría de las ocasiones estas pérdidas se expresan como porcentaje del Producto Interior Bruto (PIB) de la provincia a la que pertenece cada municipio.

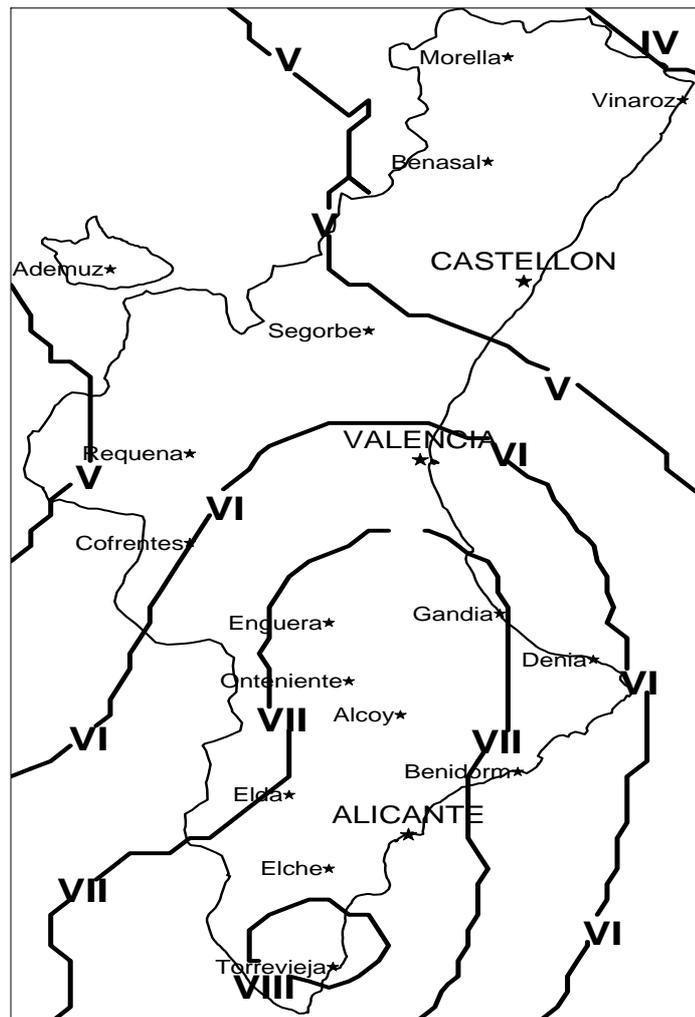
#### 6.4. MAPA DE PELIGROSIDAD SÍSMICA DE LA CAV.

Como ya mencionamos en apartados anteriores han sido mucho los autores que han llevado a cabo estimaciones de la peligrosidad sísmica que comprendieran a parte o toda la C.A.V. En nuestro caso nos centraremos en la evaluación más reciente, que es fue fruto de la tesis doctoral de Giner (1996), y publicada en Giner et al. (2002) y en la que se aplicó la metodología del árbol lógico.

Estos trabajos de investigación constituían una síntesis entre los métodos probabilísticos zonificados y no zonificados, en los que se hizo variar los parámetros de entrada necesarios para la evaluación de la peligrosidad sísmica de forma que para cada emplazamiento se obtuvieran 330 soluciones independientes, lo que permitía tomar como resultado más probable el valor medio de dichas soluciones y como incertidumbre su desviación estándar. La evaluación se realizó para toda la C.A.V., que fue dividida en una rejilla de 5 X 5 km, usando el centro de cada cuadrícula de la rejilla como emplazamiento para el cálculo de la peligrosidad sísmica. En total fueron evaluados 2.412 emplazamientos.

En la figura 21 presentamos el mapa de peligrosidad sísmica obtenido por los anteriores autores para la C.A.V. En ella se representa la intensidad que se espera en cada uno de los emplazamientos de la C.A.V., en un periodo de tiempo de 50 años y con una probabilidad de ser superada del 10%. Esto es, equivalente a un periodo de retorno de 500 años. Como podemos observar la peligrosidad sísmica aumenta de Norte a Sur de la Comunidad, obteniéndose los mayores valores en el sur de la provincia de Alicante, zona que, como ya dijimos, padeció el terremoto de Torrevieja de 1829.

En 1999 el anterior mapa fue actualizado por la Unidad de Registro Sísmico de la Provincia de Alicante, para tener en cuenta los efectos que la geología local tenía en la intensidad esperada. Dicho trabajo fue fruto de un proyecto de investigación financiado por la Excma. Diputación Provincial de Alicante.



**Figura 21.** Intensidad esperada en la C.A.V., en un periodo de tiempo de 50 años con una probabilidad de ser superada del 10% (periodo de retorno de 500 años). Giner 1996.

Para tener en cuenta los efectos locales, siguiendo a Medvedev (1965), se clasificó la litología (tipos de suelo) de la C.A.V., en cinco grupos cada uno de los cuales afectaba a la intensidad esperada bien aumentándola o disminuyéndola una cierta cantidad. Una vez obtenido el mapa de intensidad esperada modificada por las condiciones del suelo, se usó una correlación para expresar todos los resultados en valores de aceleración pico (PGA), puesto que es una medida mucho más interesante desde el punto de vista del diseño estructural que la intensidad.

## 7. REFERENCIAS

- BISBAL CERVELLÓ, L. (1984): Estudio de la distribución de intensidades sísmicas en el ámbito valenciano. Su incidencia en las obras públicas. *Tesis Doctoral*, Universidad Politécnica de Valencia.
- CANALES MARTÍNEZ, G.; CALVO GARCÍA-TORNEL, F.; MELIS MAYNAR, A.; DELGADO MARCHAL, J.; CRESPO RODRÍGUEZ, F. MERLOS MARTÍNEZ, A., LÓPEZ CASADO, C. y GINER CATURLA, J. J. (1999). La catástrofe sísmica de 1829 y sus repercusiones. Ed. Pictografía, S. L., Murcia.
- DELGADO, J. (1997). Zonificación Sísmica de la vega baja del río Segura: Análisis de la respuesta del suelo. *Tesis Doctoral*, Universidad de Alicante.
- GALBIS RODRÍGUEZ, J. (1932). Catálogo sísmico de la zona comprendida entre los meridianos 5°E y 20°W de Greenwich y los paralelos 45° y 20°N. *Instituto Geográfico Nacional, Madrid*, Tomo I.
- GINER CATURLA, J. J. (1996). Sismicidad y Peligrosidad Sísmica en la Comunidad Autónoma Valenciana. Análisis de Incertidumbres. *Tesis Doctoral*, Universidad de Granada, Vol. I, II y III.
- GINER, J. J.; LÓPEZ CASADO, C.; PELÁEZ, J. A., PEINADO, M. A. and DELGADO, J. (1992): Seismic microzonation of Torrevieja (Southwest of Spain). *Proceedings of the Tenth World Conference on Earthquake Engineering. 19-24 July 1992*. Madrid Spain. Pág. 6259-6264.
- GINER, J. J.; S. MOLINA; P. JÁUREGUI and J. DELGADO (2002). Mixing methodologies in the seismic hazard assessment via a logic tree procedure: An application for Eastern Spain. *Natural Hazards*, **25**, 59-81, 2002.
- JÁUREGUI ESLAVA, P. (1997). Redes Sísmica locales. Evaluación y optimización de la red sísmica local de la Universidad de Alicante. *Tesis Doctoral*, Universidad de Alicante.
- MARTÍN MARTÍN, A. J. (1984). Riesgo Sísmico en la Península Ibérica. *Tesis Doctoral*. Talleres del Instituto Geográfico Nacional. Tomo I y II.
- MARTÍNEZ-DÍAZ, J. J.; HERNÁNDEZ-ENRILE, J. L.; ALFARO, P. y ESTÉVEZ, A. (2000). Neotectónica y tectónica activa en la Cordillera Bética oriental (sectores de Lorca-Totana y Bajo-Segura). En: *Itinerarios geológicos por la provincia de Alicante y limítrofes* (Ed. Excma. Diputación Provincial de Alicante), 75-88.
- MARTÍNEZ GUEVARA, J. B. (1985). Sismicidad histórica de la región de Murcia. *IX Coloquio de Geógrafos Españoles*. Murcia.
- MARTÍNEZ SOLARES, J. M. (2001). Los terremotos históricos más destructivos y la sismicidad actual en España. En: *Riesgo Sísmico*.

*Prevención y Seguro*, Ed. Consorcio de Compensación de Seguros, Madrid, 103-118.

- MARTÍNEZ SOLARES, J. M. (2001). Los efectos en España del terremoto de Lisboa (1 de noviembre de 1755). *Monografía 19. Dirección general del Instituto Geográfico Nacional*, Madrid.
- MÉZCUA J. y MARTÍNEZ SOLARES, J. M. (1983). Sismicidad del área ibero-mogrebí. *Publicación 203 del Instituto Geográfico Nacional*.
- MOLINA PALACIOS, S. (1998). Sismotectónica y Peligrosidad Sísmica del área de contacto entre Iberia y África. *Tesis Doctoral*. Universidad de Granada.
- RODRÍGUEZ DE LA TORRE, F. (1980). Catálogo sísmico de la actual provincia de Alicante (hasta finales del siglo XVIII). *Instituto de Estudios Alicantino*, n.º 30, Excma. Diputación Provincial de Alicante.
- RODRÍGUEZ DE LA TORRE, F. (1984). Los terremotos Alicantinos de 1829. *Instituto de Estudios Alicantinos*, n.º 30, Excma. Diputación Provincial de Alicante.
- UDÍAS, A. y MÉZCUA, J. (1997). Fundamentos de Geofísica. *Alianza Editorial*, Madrid.
- UNESCO (1980). Terremotos. Evaluación y mitigación de su peligrosidad. *Ed. Blume*, Barcelona.
- ENLACES A WEBS CON INFORMACIÓN SOBRE TERREMOTOS:

### **Redes Sísmicas:**

<http://www.iris.washington.edu/> : The IRIS Consortium.

<http://orfeus.knmi.nl/> : Observatories and Research Facilities for EUropean Seismology.

<http://www.gfz-potsdam.de/geofon/> : Centro de datos sísmicos GEOFON.

<http://www.geo.ign.es/>: Red Sísmica Nacional.

<http://www.ua.es/ursua> . : Red Sísmica de la Provincia de Alicante.

<http://www.ugr.es/iag/iag.html>: Red Sísmica de Andalucía.

<http://www.icc.es/> : Red Sísmica de Cataluña.

<http://www.armada.mde.es/enlaces/observat/content0.htm> : Real Observatorio de la Armada.

<http://www.ucm.es/info/Geofis/> : Universidad Complutense de Madrid (Geofísica).

<http://www.readysoft.es/observebre/> : Observatorio del Ebro.

### **Divulgación:**

<http://www.dip-alicante.es/ursua/index.html>

<http://www.angelfire.com/nt/terremotos/>

<http://cse.ssl.berkeley.edu/lessons/indiv/davis/hs/QuakesEng3.html>

<http://sciign.jpl.nasa.gov/learn>

<http://www.seismolinks.com/educational.htm>

<http://www.johnmartin.com/eqprep.htm>

<http://www.es.ucsc.edu/~es10/fieldtripEarthQ/EarthQWelcome.html>

<http://geopubs.wr.usgs.gov>

<http://www.earthquake.com>

<http://seismo.ethz.ch/seismosurf/seismobig.html>



## 4. RIESGOS VOLCÁNICOS.

### 1. INTRODUCCIÓN

De todos los desastres naturales, las erupciones volcánicas provocan el 2% de las pérdidas totales a escala planetaria. De los 700 volcanes potencialmente peligrosos que hay en el mundo, cada año entran en erupción unos 50, aunque la población potencialmente expuesta a este riesgo es un 10%. Los volcanes potencialmente activos son aquellos que tienen un registro de erupciones históricas, aunque también lo son aquellos que tienen evidencias de erupciones en los últimos 10.000 años. Durante los últimos 10.000 años, unos 1300 volcanes han entrado en erupción alrededor del mundo. En el siglo XX, las tres erupciones catastróficas que ha habido en la región del Caribe (Soufrière en St. Vincent, Mont Pelée en la Martinica y Santa María en Guatemala), junto con la del Nevado del Ruiz (Colombia) han provocado 67.000 muertos, el 75% del total registrado por actividad volcánica.

### 2. EL MAGMA Y LA LAVA

El magma es una roca fundida que contiene cristales en suspensión y gases disueltos, principalmente vapor de agua, que están confinados dentro del magma por la presión de las rocas circundantes. Los magmas se originan en el interior de la Tierra cuando se funden rocas sólidas de la corteza y del manto superior. El magma sale a la superficie terrestre a través de los volcanes, formaciones que adoptan diversas morfologías en función de los diferentes tipos de erupción (fig. 1).

Cuando se forma el magma y asciende hacia la superficie, es menos denso que las rocas que lo rodean y produce una erupción volcánica. El magma que alcanza la superficie de la Tierra se denomina lava. Las rocas ígneas formadas durante las **explosiones volcánicas** se denominan **rocas extrusivas o volcánicas**. No obstante, a veces, los magmas se solidifican antes de llegar a la superficie y entonces en profundidad se forma un tipo de **rocas ígneas** que se denomina **intrusivas** o plutónicas (cuadro 1).

Las características y las propiedades del magma tienen una singular importancia en el tipo y la explosividad de las erupciones volcánicas. La composición, los gases disueltos, la temperatura y la viscosidad son parámetros fundamentales a la hora de definir los procesos eruptivos volcánicos.

**Composición.** El magma se compone de iones móviles de silicio, oxígeno, aluminio, potasio, calcio, sodio, hierro y magnesio. La combinación de estos elementos forma óxidos, entre los que destaca por su abundancia el óxido de silicio ( $\text{SiO}_2$ ). Los tres tipos más comunes de magma son **el basáltico, el andesítico y el riolítico**. El primer tipo contiene un 50% de  $\text{SiO}_2$ , el segundo un 60% y el tercero un 70% (cuadro 1). El 80% de los magmas producidos por las erupciones volcánicas son de tipo basáltico, mientras que los andesíticos y riolíticos sólo suponen el 10% del total. Los volcanes hawaianos, como el Mauna Loa son basálticos; el Mount St. Helens (Washington), el Pinatubo y el Krakatoa son andesíticos, mientras que los volcanes del Yellowstone National Park son riolíticos.

**Gases disueltos.** Los principales gases disueltos en el magma son el vapor de agua y el dióxido de carbono, que juntos suponen un 98% del total. Otros gases de menor importancia son el nitrógeno, el cloro, azufre y argón.

**Temperatura.** La temperatura del magma oscila entre 800 y 1200°, aunque en algunos casos se supone que puede superar los 1400 °C. Las rocas graníticas de la superficie se funden

a unos 750° C, mientras que las basálticas alcanzan su punto de fusión con temperaturas superiores a los 1000° C.

**Viscosidad.** Se define como el grado de resistencia al flujo que tiene una determinada sustancia. La viscosidad de un magma depende de su temperatura, composición y del contenido de gas disuelto. Los magmas más ricos en silicatos (riolíticos) son siempre más viscosos que los basálticos, con un contenido inferior de silicatos; los magmas andesíticos tienen una viscosidad intermedia (cuadro 1). Por otra parte, cuando más elevada es la temperatura y mayor el contenido de gas disuelto, la viscosidad es menor y el magma fluye con mayor rapidez.

**La presión.** El magma es menos denso que las rocas sólidas de las que procede, por lo que una vez formado, ejerce una presión sobre las rocas que lo aprisionan. Esta presión es proporcional a la profundidad y controla la cantidad de gas que un magma puede disolver: más gas a altas presiones y menos gas con presiones bajas.

Cuadro 1. Tipos de rocas volcánicas, de rocas intrusivas, contenido en silicatos, viscosidad y temperatura de fusión de los tres grandes tipos de magma, tendencia formar piroclastos y tipos de volcán.

Roca volcánica y tipo de lava	Tipo de roca intrusiva o plutónica	Contenido en silicatos	Viscosidad relativa	Temperatura de fusión (°C)	Tendencia a formar elementos piroclásticos	Forma volcánica
Basalto	Gabro	50%	baja	1400	Poca	Volcanes en escudo Llanuras basálticas Conos de ceniza
Andesita	Diorita	60%	Intermedia	1100	Intermedia	Conos compuestos
Riolita	Granito	70%	alta	800	Elevada	Domos volcánicos Coladas piroclásticas

Dependiendo de la viscosidad y de los gases disueltos, las erupciones son más o menos explosivas. Las **no explosivas** se asocian a los magmas con menor viscosidad y con menor contenido de gases disueltos, mientras que las explosivas son las más viscosas y con mayor contenido de gases disueltos. Así, los magmas basálticos suelen dar erupciones menos explosivas que los riolíticos y andesíticos.

Los magmas basálticos, muy fluidos, permiten que los gases en expansión migren hacia arriba y escapen por la chimenea con relativa facilidad. Conforme escapan, los gases pueden impulsar la lava incandescente a centenares de metros en el aire, produciendo fuentes de lava. Aunque espectaculares, dichas fuentes son fundamentalmente inocuas y no suelen ir asociadas con episodios explosivos importantes. Este tipo de explosiones son las que se producen en Hawaii.

En el otro extremo los magmas muy viscosos expulsan de manera **explosiva** chorros de gases calientes cargados de cenizas que forman nubes verticales con gran fuerza ascensional que se extienden a miles de km en la atmósfera. Antes de una erupción explosiva, la parte superior de un cuerpo magmático tiende a enriquecerse en gases disueltos. Conforme este magma asciende por la chimenea volcánica hacia la superficie esos gases empiezan a reunirse en forma de diminutas burbujas. A una cierta altura del conducto esta mezcla se transforma en un chorro gaseoso que contiene diminutos fragmentos de vidrio, que son expulsados del volcán de manera explosiva. Ejemplos de este tipo de erupción son la del Pinatubo de Filipinas (1991) y el Mount Saint Helens (1980).

### 3. MATERIALES EXPULSADOS DURANTE UNA ERUPCIÓN

Durante una erupción volcánica, se expulsan gran cantidad de lava, gases y rocas piroclásticas, cuyas características conviene conocer.

**Coladas de lava.** Debido a su bajo contenido en sílice, las lavas basálticas suelen ser muy fluidas y se mueven a velocidades relativamente altas (en el Mauna Loa se han medido velocidades de 64 km/h). Por el contrario, las lavas ricas en sílice poseen un movimiento muy lento, que a veces casi no se percibe.

Cuando se solidifican las lavas basálticas fluidas del tipo hawaiano suelen formar una corteza lisa que se arruga a medida que la lava situada debajo de la superficie, todavía fundida sigue avanzando. Estas lavas se conocen con el nombre de **lavas cordadas** (fig. 2 A) y recuerdan a las hebras trenzadas de las cuerdas. Otro tipo de lava basáltica, denominada **aa** (fig. 2B) tienen una superficie de bloques ásperos y desiguales con bordes afilados y rugosidades. Son coladas que avanzan a velocidades entre 5 y 50 m/h y los gases que escapan fragmentan la superficie fría, produciendo numerosos huecos y agudas rugosidades en la lava que se solidifica. Conforme avanza el interior fundido, la corteza exterior se va rompiendo, lo que proporciona a la colada el aspecto de una masa de cascotes de lava que avanzan.

Las coladas de lava solidificadas suelen contener túneles que antes fueron los conductos horizontales por donde se transportaba la lava desde la chimenea hasta el frente de la colada. Estas cavidades se desarrollan en el interior de una colada donde las temperaturas se mantienen elevadas durante bastante tiempo después que se solidifica la lava superficial. En estas condiciones la lava fundida del interior de los conductos continua su movimiento hacia delante dejando atrás cavidades semejantes a cavernas, denominadas **tubos de lava** (fig. 2C).

Cuando la lava penetra en el océano o las erupciones se producen en una cuenca oceánica, las zonas superiores de las coladas se enfrían rápidamente. Sin embargo, la lava puede moverse hacia delante rompiendo la superficie endurecida. Este proceso ocurre una y otra vez, generando coladas de lava compuestas por estructuras alargadas que se parecen a grandes almohadas apiladas unas sobre las otras, denominadas **lavas almohadilladas**.

**Gases.** Las emisiones de gases volcánicos están en el origen de la atmósfera de la Tierra. La porción gaseosa de la mayoría de los magmas constituye del 1 al 6% del peso total, siendo la mayor parte vapor de agua. Así las muestras tomadas en erupciones hawaianas indican la siguiente composición: 70% de vapor de agua, 15 % de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), 5% de nitrógeno, 5% de dióxido de azufre y cantidades menores de cloro, hidrógeno y argón. Además de impulsar el magma desde el interior de los volcanes, los gases desempeñan un papel importante en la creación del conducto que conecta la cámara magmática con la superficie. En primer lugar, el intenso calor del cuerpo magmático rompe la roca que está por

encima; a continuación, las ráfagas de gases calientes y a gran presión amplían las fracturas de la roca y desarrollan un camino hacia la superficie. Una vez completado este pasadizo, los gases calientes junto con los fragmentos de roca que arrastran, erosionan sus paredes rebajando las irregularidades y ensanchando el conducto, dándole una sección circular. Después de una fase eruptiva, la tubería volcánica se obtura con magma solidificado y antes de la siguiente erupción, una nueva ráfaga de gases explosivos debe limpiar de nuevo el conducto.

**Materiales piroclásticos.** Cuando se expulsa lava basáltica, los gases disueltos escapan con bastante libertad y continuidad. Esos gases impulsan gotas incandescentes de lava a grandes alturas. Una parte de este material expulsado puede caer cerca de la chimenea y construir una estructura en forma de cono, mientras que las partículas más pequeñas son arrastradas a grandes distancias por el viento. Por el contrario los magmas viscosos están muy cargados de gases, que tras su liberación se expanden miles de veces, lanzando rocas pulverizadas, lava y fragmentos de vidrio volcánico desde la chimenea. Las partículas producidas en ambos casos se denominan **material piroclástico** (= "fragmentos de fuego"), cuyo tamaño oscila entre un polvo muy fino (inferior a 0'063 mm de diámetro) y cenizas volcánicas del tamaño de la arena (inferior a 2 mm de diámetro) y fragmentos que pesan más de una tonelada. En algunas ocasiones se utiliza el término **tefra**, para designar aquellas partículas formadas por material no consolidados en el momento de la erupción, agrupando bajo este nombre a las bombas, el *lapilli* y las cenizas volcánicas. Por el contrario se utiliza la expresión rocas piroclásticas para designar el material que sale del volcán ya consolidado (bloques, etc.)

Las partículas de **ceniza y polvo** se producen a partir de los magmas viscosos, que contienen gran cantidad de gases. Éstos, cuando salen al exterior se expanden rápidamente generando una especie de espuma que se rompe en fragmentos vítreos muy finos. Las capas de este material y los depósitos de ceniza a veces cubren extensas superficies. A veces la lava espumosa es expulsada como **pumita**, un material que tiene tantos agujeros que flota en el agua.

Los piroclastos del tamaño de una nuez se denominan *lapilli* y las del tamaño de un guisante, **escorias**. Las partículas mayores que los *lapillis* se denominan **bloques**, cuando están compuestas de lava endurecida y **bombas**, cuando son expulsadas como lava incandescente.

#### 4. TIPOS DE ERUPCIONES VOLCÁNICAS

Las clasificaciones de las erupciones volcánicas son muchas, dependiendo del factor considerado. Una de las más utilizadas es la de Walker (1973), basada en dos parámetros: F, porcentaje de tefra menor que 1 mm y D, área encerrada dentro de la isopaca (=línea de igual espesor o profundidad) que representa el 1% del espesor máximo de esa clase de tefra. Modificaciones posteriores de Self y Sparks (1978) llevaron a la clasificación de la figura 3, a la que hay que sumar la formación de calderas como otro mecanismo productor de erupciones muy catastróficas.

Las columnas eruptivas de los volcanes pueden comportarse de dos maneras diferentes: ascienden de manera convectiva hasta elevarse a gran altura donde se expanden como un champiñón, o colapsan a baja o media altura dando origen a las coladas piroclásticas calientes (o nubes ardientes) que descienden ladera abajo a gran velocidad.

A continuación se van a considerar los diferentes tipos de erupciones (fig. 3).

**Erupciones hawaianas.** Son características de magmas fluidos de composición basáltica propios de las islas Hawai. Son erupciones de lavas muy fluidos y pobres en gases, por tanto poco explosivas (fig. 4 A). Las coladas suelen construir un edificio volcánico de pendientes suaves y forma de escudo. También son características las emisiones a través de fisuras a grandes distancias del cono. Su peligrosidad está en el avance de las lavas y los daños que provocan están asociados a los incendios y a la destrucción de las infraestructuras. Ex.: los volcanes de las islas Hawai, como el Kilauea y el Mauna Loa.

**Erupciones estrombolianas.** Tienen características intermedias entre las hawaianas y las plinianas (fig. 4 B). El magma (basáltico y fluido) asciende de manera lenta y mezclado con grandes burbujas, produciéndose explosiones intermitentes y separadas en el tiempo. No suelen generar columnas convectivas y los piroclastos se distribuyen en un radio de pocos km alrededor del conducto. Se forman conos y sus erupciones son de baja peligrosidad. Ejemplo. El volcán Estrómboli (Italia), el Paracutín y el Heimaey (Islandia).

**Erupciones vulcanianas.** Son erupciones de mediana explosividad provocadas al destaponarse conductos volcánicos obstruidos por lavas o domos de erupciones anteriores (fig. 4 C). Las explosiones se producen a intervalos de pocos minutos a horas. Son comunes en volcanes de emiten magmas de composición intermedia (andesíticos o andesítico-basáltico). A veces se considera un subtipo de las erupciones surtseyanas. Los fragmentos emitidos llegan a alcanzar velocidades de 400 m/s, dentro de columnas eruptivas que no suelen sobrepasar los 10 km de altura. En ocasiones se producen colapsos de las columnas que producen pequeñas coladas piroclásticas. Son erupciones de baja peligrosidad, aunque pueden enviar bombas o bloques a gran distancia. Ejemplo: el Vulcano.

**Erupciones plinianas.** Son ricas en gases, los cuales provocan, al disolverse en el magma, su fragmentación en piroclastos del tipo piedra pómez y cenizas (fig. 4D). Esta mezcla emerge por la boca del volcán como un chorro turbulento con velocidades de ascenso muy rápidas. Son erupciones de alto riesgo, ya que las columnas con forma de champiñón alcanzan la estratosfera y ocasionan una importante lluvia de cenizas en un radio muy elevado. Comúnmente estas erupciones están asociadas a la formación de calderas de diámetros del orden de 20 km. Estas erupciones suelen producirse con magmas silíceos de alta viscosidad (riolíticos). De este tipo fue la erupción del Vesubio (79 a. C) que enterró Pompeya y Herculano y mató a Plinio el Viejo, el tío de Plinio el Joven que describió por primera vez el fenómeno (de ahí el nombre). La columna eruptiva se elevó entre 27 y 33 km y se mantuvo activa durante unas 19 horas. (Recientemente TVE1 emitió una película sobre Pompeya, donde se explicaba muy bien el fenómeno). Ejemplos: Vesubio, Krakatoa, Mount Mazama y Pinatubo.

**Erupciones surtseyanas o freatomagmáticas.** Este término fue propuesto por Walker y Croasdale (1972) para designar erupciones explosivas en las que el magma interacciona con grandes cantidades de agua del mar. El nombre procede de la erupción del Surtsey, al sur de Islandia, que dio origen a una nueva isla en 1963. La actividad se caracterizó por numerosas explosiones discretas que generan grandes nubes blancas de vapor de agua mezcladas con nubes negras de piroclastos, de grano fino formados por pequeñas esquiras de vidrio. Ejemplos: Surtsey y Taal.

**Erupciones de coladas piroclásticas (ultrapliniana o peleanas).** Son erupciones explosivas producidas en ocasiones por el colapso de columnas plinianas (fig. 4 E). Sin embargo, la mayoría del material emitido lo hace en forma de columna piroclástica generada por la inestabilidad que aparece en las partes bajas de la columna eruptiva. Provocan la

aparición de una densa nube de gases y material sólido que se expande a gran velocidad alrededor de la boca del volcán, desde donde desciende por las laderas arrasando todo lo que encuentra a su paso, llegando hasta los 100 km de distancia y a velocidades de 200 km/h. Este fenómeno se conoce también con el nombre de nubes ardientes o avalanchas incandescentes. Son las erupciones explosivas que causan mayor destrucción y pérdida de vidas humanas, por lo que su peligrosidad es muy elevada. En 1902 una nube ardiente procedente del Mont Pelée, en la Martinica destruyó la ciudad de San Pedro en menos de 5 minutos, muriendo casi 28.000 personas.

**Erupciones hidrovolcánicas o freáticas.** Además de las erupciones vulcanianas y plinianas, en las que parece probada la intervención del agua en el proceso eruptivo, hay otras de naturaleza exclusivamente freática o con muy poca aportación de material ígneo que están inducidas por un ascenso magmático. Son explosiones de vapor producidas por encima de la masa magmática que van asociadas a la devastación por la formación de coladas de fango (mudflows) y por la deflagración. Así sucedió en la explosión de mayo de 1980 en el Saint Helens, que devastó grandes superficies de bosque. Ejemplos: Lassen Peak y Arenal.

**Calderas.** No se pueden considerar como un tipo específico de vulcanismo, aunque son fenómenos extraordinarios que rara vez se presentan a escala humana (fig. 5). Se estima que en el último millón de años se han producido unas diez calderas, de tamaños variables que oscilan desde pocos km hasta varias decenas de km y se producen por colapso o subsidencia. Este fenómeno se origina cuando una cámara magmática, a 4-5 km de la superficie, se vacía rápidamente y su techo colapsa por gravedad. Previo al colapso, la superficie del terreno se abomba por efecto del ascenso magmático. Las erupciones que las provocan suelen ser de tipo pliniano y pueden arrojar coladas, nubes de tefra y coladas piroclásticas. A veces estas calderas son ocupadas por lagos. Ejemplo: Yellowstone, Caldera de Taburiente en Canarias.

## 5. PELIGROS ASOCIADOS A ERUPCIONES VOLCÁNICAS.

Las erupciones volcánicas generan peligros asociados a los diferentes procesos que en ellas se producen. En el cuadro 2, se puede encontrar una clasificación de los peligros primarios y secundarios que provocan las erupciones volcánicas.

Cuadro 2.

PELIGROS PRIMARIOS	PELIGROS SECUNDARIOS
Terremotos premonitorios	Lahares
Flujos de productos volcánicos (lava, flujos piroclásticos, flujos de derrubios, gases tóxicos)	Flujos de derrubios de tipo secundario
Cenizas volcánicas	Colapsos y terremotos
Caida de productos volcánicos (cenizas, bombas, lapilli, bloques, etc.)	Inundaciones
Explosiones (freáticas, laterales, etc.)	Tsunamis
	Lluvia ácida
	Ondas de choque
	Hambres y enfermedades

**Coladas de lava y domos.** Los peligros mayores de este tipo de procesos se producen por enterramiento, presión e incendio (fig. 6 A). Su extensión es muy mala de predecir y los mecanismos defensivos consisten en la construcción de barreras y canales para desviar el flujo o arrojar chorros de agua para acelerar su enfriamiento y consolidación. En algunos volcanes la actividad eruptiva se produce lentamente por lo que aparecen domos lávicos que crecen hasta alcanzar tamaños considerables. Entonces se puede producir el colapso del domo y pueden formarse coladas piroclásticas.

**Caída y proyección balística de piroclastos.** La deposición de los piroclastos puede realizarse por simple caída gravitatoria o por proyección balística y cubren grandes áreas que oscilan entre cientos y más de 1 millón de km<sup>2</sup>. Los daños que ocasionan se pueden producir por cuatro causas: impacto directo de un fragmento balístico, suspensión en la atmósfera o en las aguas; enterramiento por acumulación de material y contaminación por gases, ácidos o sales asociados con la erupción. Las partículas en suspensión provocan problemas respiratorios en personas y animales y afectan al funcionamiento de motores y máquinas, por lo que suelen complicar las tareas de evacuación. Los daños producidos por enterramiento son importantes porque provocan el colapso de los tejados, la caída de las líneas de comunicación y la destrucción de los cultivos. Un ejemplo de este tipo de sucesos se hizo patente en la erupción del Pinatubo (Filipinas) en 1991. La lluvia de cenizas obligó a la evacuación de gran número de personas y su concentración en la atmósfera provocó cambios climáticos, siendo el verano de 1992 más frío de lo normal.

**Corrientes de piroclastos.** En este grupo se incluyen fenómenos similares originados por diversos procesos volcánicos (fig. 6 B). Todos ellos tienen en común que están compuestas por una mezcla de gases y fragmentos rocosos que se desplazan a gran velocidad, muchas veces a ras de suelo. En este grupo se incluyen las coladas piroclásticas o nubes ardientes formadas por una masa caliente (entre 300 y 800 °C) de rocas y gases que se mueven a velocidades entre 10 y cientos de m/s. Se producen en volcanes compuestos andesíticos y en las calderas riolíticas. Son muy peligrosas porque producen daños por asfixia, enterramiento, incendios e impactos indirectos y a veces, en volcanes con cumbres nevadas, producen deshielos que generan lahares.

Dentro de este grupo se incluyen también las explosiones laterales dirigidas, que se producen por la repentina despresurización del sistema magmático o hidrotermal que se encuentra dentro del volcán o por un brusco deslizamiento de ladera. En la erupción del Saint Helens en 1980, una superficie de 500-600 km<sup>2</sup> fue arrasada por este tipo de fenómeno.

**Lahares y coladas de fango (*mudflow*).** El término lahar se utiliza para denominar flujos calientes o fríos compuestos por una mezcla de rocas que han sido movilizadas por el agua (de lluvia o de deshielo) en las laderas y cumbres de los volcanes. La movilización por el agua de los depósitos piroclásticos en el Nevado del Ruiz (1985) provocó una colada de barro que se canalizó por los barrancos hasta llegar al valle donde sepultó la ciudad de Armero provocando 30.000 muertos. Las propiedades de los lahares están controladas por el tamaño del grano de los fragmentos rocosos y el contenido de agua, aunque siempre tienen una alta viscosidad y densidad. Si la cantidad de agua aumenta se habla de coladas de barro o incluso de inundaciones.

**Emanaciones de gases.** Su efecto está relacionado con su concentración, que suele disminuir con la distancia al centro de emisión. Los efectos quedan restringidos a un radio de acción de unos 10 km. Por su parte, los compuestos de azufre, cloro o flúor reaccionan con el agua y se convierten en ácidos venenosos para personas y animales o, dependiendo de la

concentración, para los metales de las infraestructuras. El CO y el CO<sub>2</sub> son gases inodoros e incoloros que se acumulan en las zonas deprimidas ocasionando la muerte por asfixia de personas y animales.

**Colapsos estructurales.** Las estructuras de colapso se producen por causas múltiples: acumulación inestable de materiales volcánicos, deformaciones internas causadas por intrusiones (ascenso de cámaras magmáticas, diques, etc.), fallas, deslizamientos de ladera, etc. Como consecuencia del colapso se producen caídas de rocas o avalanchas de derrubios, que acontecen de forma inesperada y ocurren con mucha rapidez. Las avalanchas de derrubios entierran y destruyen todo lo que encuentran sin canalizarse por la red hidrográfica, alterando gravemente la topografía.

**Terremotos de origen volcánico.** Se producen por la fracturación que produce el desplazamiento del magma, las explosiones volcánicas interiores o los movimientos de masa a gran escala. Los dos primeros tipos son superficiales y rara vez superan magnitudes de 5. Aunque el riesgo de estos temblores de origen volcánico es pequeño pueden desestabilizar el volcán y producir otro tipo de fenómenos asociados.

**Tsunamis.** Son ondas de agua de largo período o trenes de ondas que se generan por el repentino desplazamiento de masas de agua. A lo largo de la historia, los tsunamis de origen volcánico han producido gran cantidad de víctimas como en el caso de la erupción del Krakatoa, en 1883, cuando se produjo una tsunami de 35 m de altura, que mató a más de 30.000 personas.

**Ondas de choque.** Son provocadas por las explosiones violentas de los volcanes, Producen roturas de cristales y caídas de muros en los edificios cercanos al volcan pudiendo producir heridos o muertos.

## 6. LOCALIZACIÓN DE LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA A ESCALA PLANETARIA

La distribución de la actividad ígnea a lo largo del planeta no es aleatoria, sino que muestra el mismo modelo que los terremotos y se ajustan a las placas tectónicas terrestres (ver capítulo de terremotos). De hecho los volcanes se localizan en las dorsales oceánicas (por donde se expanden los continentes), en las fosas oceánicas (zona de subducción) y dentro de las mismas placas. Además, se ha observado que los volcanes que expulsan lavas de composición granítica o andesítica están confinados en los márgenes continentales, mientras que los magmas de composición basáltica se localizan en las dorsales oceánicas (fig. 7).

La actividad volcánica en las **dorsales oceánicas** (fig. 8) se produce porque al separarse las placas de la litosfera, disminuye la presión, y a su vez, la temperatura de fusión de las rocas del manto. La fusión parcial de esos materiales del manto produce grandes cantidades de magma basáltico que asciende para llenar las grietas recién formadas entre las placas divergentes. A veces las acumulaciones basálticas son lo suficientemente importantes para emerger sobre el mar y así se forman islas.

En las **zonas de subducción** (fig. 8) la corteza oceánica hidratada se dobla y desciende hacia el interior del manto. Conforme la placa se hunde, los volátiles son expulsados de la corteza oceánica y migran hacia arriba. A una profundidad de 100 a 150 km estos fluido ricos en agua reducen el punto de fusión de las rocas del manto, produciendo su fusión parcial. Este proceso genera magma basáltico y a veces magma andesítico. Cuando se acumula suficiente cantidad de magma, éste migra en dirección ascendente, produciendo una cadena de volcanes a lo largo de la zona de subducción, denominada arco de islas volcánicas, que se generan a

una distancia entre 200 y 300 km de la fosa, como por ejemplo sucede con las Aleutianas, la Tonga y las Marianas.

Cuando la subducción se produce debajo de un continente, el magma incorpora mayor cantidad de sílice y se convierte en magma andesítico o granítico. Los Andes son un arco volcánico continental, que ha tenido este tipo de origen. Muchos volcanes se localizan en el denominado anillo de fuego del Pacífico, donde se produce la subducción del suelo oceánico del Pacífico. Los volcanes de la cordillera Cascade del NW de los USA, incluyendo el Saint Helens, son de este tipo.

También se puede producir actividad ígnea **intraplaca** (fig. 8). La explicación de este tipo de vulcanismo es difícil de establecer, aunque se cree que son las plumas caliente del manto que se generan en el límite núcleo-manto. Una vez alcanzada la corteza, estas estructuras se expanden, produciendo regiones volcánicas que se extienden hasta centenares de km, denominadas **puntos calientes**. Un ejemplo de este tipo son las Islas Hawai o la región de Yellowstone.

## 7. LOS SISTEMAS DE VIGILANCIA DE LAS ERUPCIONES VOLCÁNICAS.

En el mundo en la actualidad existen unos 170 volcanes activos en los que se investiga y se hace una labor de vigilancia. La investigación esta dirigida a detectar reservorios de magma bajo el volcán, analizar su configuración y sus características. El conocimiento de la estructura interna del volcán, para detectar los caminos de ascenso del magma y las cavidades donde se puede concentrar, así como el análisis de las propiedades físicas de las rocas y las condiciones hidrológicas del terreno son fundamentales para realizar una prevención efectiva.

La vigilancia de los volcanes se realiza mediante la instalación de una red instrumental que controla los parámetros físicos que acompañan este tipo de fenómenos. La instrumentalización comprende la instalación de diferentes redes de sensores para realizar las siguientes tareas:

- **observaciones sismológicas**, que a partir de una red sísmica, detectan los temblores profundos que se producen, lo que permite deducir el movimiento del magma.
- **Observaciones geodésicas**. La presión ejercida por el ascenso magmático provoca siempre alteraciones en la topografía del edificio volcánico que pueden ser observadas y medidas. Entre las diferentes técnicas utilizadas se contempla las siguientes:  
Nivelación de precisión. Mide los cambios de altura en los suelos.
- **Inclinometría**. Mide la deformación de los terrenos.
- **Mareógrafos**. Si un volcán se encuentra en áreas costeras, la observación de las mareas puede ayudar a detectar erupciones y también son útiles para la detección de erupciones submarinas.
- **Observaciones geotérmicas**. Las anomalías térmicas (fumarolas, géiseres) en los volcanes suelen relacionarse con períodos eruptivos o posteruptivos. Su evaluación se realiza por la temperatura superficial y el flujo térmico.

- **Observaciones gravimétricas.** Esta técnica permite establecer observaciones de la estructura profunda del volcán basándose en los contrastes de densidad que tienen los materiales del edificio volcánico.
- **Observaciones geoelectricas y geomagnéticas** Las anomalías de la conductividad hidráulica y del magnetismo de los materiales pueden ser medidas y utilizadas en las labores de predicción.
- **Observaciones geoquímicas de los gases.** El análisis de los gases emitidos por los volcanes y las manifestaciones asociadas son difíciles de realizar dada su peligrosidad; por ello es un campo en el que se está avanzando muy poco a poco.

## 8. BIBLIOGRAFÍA

- Ancochea, E.; Barrera, J. L. (2002): "La peligrosidad volcánica", en Ayala-Carcedo, F. J. y Olcina Cantos, J. (coords.): *Riesgos naturales*, Ariel, Barcelona, cf. Pp. 265-285.
- Murck, B. W.; Skinner, B. J.; Porter, S. C. (1996): *Dangerous Earth. An introduction to geologic hazards*. Wiley & Sons, New York, 300 pp.
- Tarbuck, E. J.; Lutgens, F. K. (1999): *Ciencias de la Tierra*. Prentice Hall, Madrid, 563 pp.
- Strahler, A. N. (1992): *Geología Física*. Ed. Omega, Barcelona, 629 pp.



## 5. RIESGOS POR MOVIMIENTOS DEL TERRENO.

### 1.INTRODUCCIÓN. IMPORTANCIA SOCIOECONÓMICA.

¿Por qué estudiar los Riesgos por Movimientos del Terreno en un curso destinado a la protección civil y gestión de emergencias? ¿Son tan importantes? Los movimientos del terreno se cuentan entre los procesos naturales que generan cuantiosos daños a personas, economías y medio ambiente. La rotura del terreno, y el subsiguiente movimiento ladera abajo de la parte desgajada, es quizá un riesgo natural menos espectacular que otros (vulcanismo, terremotos, inundaciones o tornados), pero que sigue provocando cuantiosas pérdidas de bienes e incluso de vidas, a pesar de que con los conocimientos actuales, se puedan prevenir y sobre todo mitigar mucho sus daños.

Los avances tecnológicos, el crecimiento económico y el aumento del tiempo de ocio parejo a la reducción de la jornada laboral en las sociedades de los países ricos, han propiciado y permitido la ocupación y urbanización de todo tipo de territorio. La expansión de las obras de ingeniería -vías de comunicación, presas-, y de la construcción -edificios para el ocio, segundas residencias- ha multiplicado el riesgo, elevándolo a cifras astronómicas.

Las siguientes cifras mundiales y algunos ejemplos nacionales e internacionales nos darán una idea más ajustada de su importancia.

Por lo que respecta a daños personales:

Es tarea difícil la de elaborar una estadística mundial de víctimas mortales causadas por los procesos naturales en general y por los movimientos de masa en particular, dada la dispersión de los datos, especialmente a medida que nos remontamos en el tiempo y cuanto menor fue la catástrofe. Además los agentes más usuales desencadenantes de los movimientos, -terremotos, lluvias intensas, erupciones volcánicas, ... - causan víctimas por si mismos, que nada tienen que ver con los movimientos de terreno, pero que se mezclan en los registros. Pese a las dificultades se han realizado varios intentos interesantes de contabilizar víctimas mortales. Veamos dos de ellos.

Ayala-Carcedo (1994) busca la exhaustividad por lo que se limita a las grandes catástrofes, aquellas que provocaron al menos 100 víctimas mortales. Recoge 50 sucesos desde el año 1000 en los que murieron un total de más de 280.135 personas a causa de movimientos de ladera. Fueron movimientos de muy distinto tipo, pero por orden de importancia se sitúan en primer lugar los lahares (flujos rápidos asociados a erupciones volcánicas), seguidos de las avalanchas de nieve. Estas cifras convierten el riesgo por movimiento del terreno en el tercero en cuanto a número de víctimas, tras los terremotos y las inundaciones, si bien muy por detrás de ellos (Ayala-Carcedo, 2002).

Crozier (1986), geógrafo, profesor de universidad en Nueva Zelanda, contabiliza también víctimas mortales de todo el mundo, pero sin perseguir la exhaustividad. Presenta un listado de aquellos sucesos que causaron al menos 50 muertes; de ellos 34 casos superaron las 100 víctimas mortales, y totalizan 65862 muertos en los 400 años que van desde 1584 a 1983. La gran diferencia entre estas cifras de Ayala-Carcedo y Crozier está en la no inclusión por Crozier de las avalanchas de nieve.

Las cifras por suceso oscilan mucho. Con los movimientos más destructores murieron entre decenas de miles de personas (23.000 en 1970 en Yungai, Perú) y centenas de miles (200.000 en 1920 en la provincia China de Kansu (Hansen, 1984) o 100.000 en 1920 en Huayan, China. (Ayala-Carcedo, 2002)). En Europa, el suceso más funesto reseñado por

todos los autores es el de Vaiont en el Frioul, Italia, que en 1963 mató a más de 2500 personas (Dikau *et al.*, 1996). No es el único. Se tienen noticias de otro de 1618 en Pleurs, Suiza, con 2430 muertos y de uno menos mortífero en Aberfan, Gales (Reino Unido) de 1966 con 144, la mayoría niños porque el movimiento se llevó una escuela por delante (Dikau *et al.*, 1996). (fig.1)

Entre 1990 - 1995 los movimientos del terreno han supuesto en el mundo un total de casi 8000 víctimas mortales en sucesos con al menos 10 muertos. (Ayala-Carcedo, 2002)

En España los mayores movimientos ocurren en la alta montaña alpina del norte, centro y sur: en los Pirineos (Corominas y Alonso 1984); en la parte septentrional de la Cordillera Ibérica, en la Cordillera Cantábrica y en las Béticas. El caso más mortífero fue el de Azagra, Navarra, de 1874 en el que murieron 91 personas. (Mateu, 1993). En 1955, un desprendimiento rocoso causó la muerte a 9 personas en la ciudad de Huelva. Contando las víctimas de aludes muere actualmente una media de 6 personas al año en España (Ayala-Carcedo, 2002).

Entre los costes personales el mayor es sin duda el de vidas humanas, pero las muertes no deben eclipsar a los heridos y ni a los traumatizados. Para los afectados supone un trauma psicológico el reajuste socioeconómico y emocional que toda catástrofe conlleva. Las cifras de víctimas mortales hablan por sí solas de la necesidad de evitar y mitigar el riesgo.

#### Daños económicos

Los riesgos naturales generan un impacto en la economía de los distintos países, al que los movimientos del terreno contribuyen de manera importante. La cuantía del daño depende del tipo de sociedad, de cómo ésta ocupa el territorio y del grado de prevención y mitigación que aplica. Los *costes directos* responden principalmente al impacto en los sistemas de comunicación y edificios (la reparación de la rotura), pero hay también todo un capítulo de *costes indirectos* por cese de ganancias. Estos son – por citar algunos - costes en transporte (que se ve interrumpido al quedar cortada la carretera), costes de prevención, pérdida de productividad y pérdida de recursos madereros (por degradación del suelo). En el contexto económico cobran importancia los movimientos pequeños, pues pese a que el daño causado por cada movimiento es menor, su alta frecuencia eleva mucho el coste total de retirar derrubios de la carreteras y embalses, el de construcción y reparación de muros de contención, o el de pérdida de cosecha, de pastos o de vivienda.

Los costes económicos debidos a catástrofes naturales son muy complejos de calcular, pero en la bibliografía encontramos algunas estimaciones que nos sirven para hacernos una idea de su orden de magnitud. En EEUU los costes económicos debidos a movimientos del terreno superaron los mil millones de dólares al año al menos en las pasadas décadas de los 70s y 80s (Crozier 1986). Sólo la reparación de autopistas federales y estatales supone 115 millones de dólares/año. (Ayala-Carcedo, 2002).

En España se han previsto unas pérdidas económicas por movimientos de masa, para el periodo entre 1986–2016, de 6,6 mil millones de dólares, el tercer puesto tras las inundaciones y la erosión (Ayala 1989). Posteriormente el ITGE estimó los daños directos entre 1989-1995 -midiendo el coste de estabilización- en unos 36 millones de euros (6000 millones de pesetas) al año (Ayala-Carcedo, 2002)

#### Costes ambientales

Consisten en el deterioro o pérdida de nuestros paisajes, de la vida no humana, o de nuestros recursos (fertilidad del suelo, recursos madereros). Son, por citar algunos, la

destrucción de hábitats, la alteración de los caminos del agua con creación de depresiones mal drenadas o encharcadas o el aumento de derrubios en los canales que luego influirá en la morfodinámica del canal aguas abajo.

## 2. DEFINICIÓN. TIPOS GENÉRICOS PRINCIPALES.

### 2.1 DEFINICIÓN. CONCEPTO.

'*Movimientos del terreno*' es una expresión general sinónima de 'movimientos de masa'.

Los 'movimientos de masa' son movimientos, descendentes y hacia fuera, de los materiales que componen la ladera, bajo la influencia de la gravedad.

El material geológico (roca, tierra, derrubios), que se mueve hacia abajo y hacia el exterior de la superficie, lo hace sin la ayuda del agua corriente como agente de transporte (Varnes 1978; Crozier, 1986). Es, por tanto, distinto al transporte de masa (Brunsdén 1984). Incluye básicamente lo que denominamos movimientos de ladera, en algunos casos también las subsidencias o cualquier otro movimiento sobre suelo llano. Los 'movimientos de ladera' (Varnes 1978) son "movimientos de masa restringidos a las laderas". O como dice Cruden (1991) es el "movimiento de una masa de roca, tierra o derrubios hacia abajo de una ladera". El concepto abarca movimientos discretos, esto es, claramente delimitados sobre el terreno, y movimientos lentos que afectan a extensas áreas, por ejemplo, la reptación (*creep*) lenta. Son los primeros, los movimientos de ladera discretos, los que más nos interesan.

Existen otros conceptos, todos ellos más o menos sinónimos de estos, que nos revelan el enfoque adoptado a la hora de tratar el tema. 'Inestabilidad de taludes' o 'rotura de talud' proceden del terreno de la ingeniería y suelen referirse a movimientos sobre taludes artificiales.

### 2.2 TIPOS GENÉRICOS PRINCIPALES

Antes de pasar a las clasificaciones y a la compleja multiplicación de tipos diferentes, veamos en aras de una mayor claridad, los tipos genéricos de movimientos de ladera.

Todos estos procesos impulsados por la gravedad comienzan con la rotura o la desestabilización de la ladera. El inicio y avance de la rotura se manifiesta a menudo en la aparición de grietas en el terreno (en la intersección de la superficie del terreno con la superficie de rotura o cizalla que se está creando) o en la deformación del terreno, consistente en abombamientos, pandeos. A veces el movimiento se dispara repentinamente, sin previo aviso, por ejemplo a causa de un terremoto o de la licuefacción del material. Una vez iniciado el movimiento, éste puede ser de tres tipos básicos: caída, deslizamiento y flujo, o alguna combinación entre ellos.

#### *Caída*

La caída o desprendimiento es el movimiento libre del material desde laderas extremadamente abruptas, como los acantilados. La mayor parte del trayecto se realiza por el aire. El material suele moverse en masa para luego impactar al pie, donde genera procesos secundarios. (Flageollet *et al.*, 1996).(fig. 2,3,4,5,6)

#### *Vuelco*

Consiste en una rotación hacia delante de una masa de roca, derrubios o suelo sobre un pivote o bisagra en la ladera (Dikau *et al.*, 1996). Puede acabar en caída o deslizamiento, pero

la forma de movimiento es de inclinarse sin colapso (Varnes 1978). También denominado desplome en el caso en que el material sea derrubios o suelo. (fig. 7,8)

#### *Deslizamiento*

Se trata del movimiento del material a lo largo de una superficie de cizalla (corte) reconocible. Según el tipo de superficie los deslizamientos se subdividen en rotacionales y planares. (fig. 13,15)

*Deslizamiento rotacional* es un movimiento rotacional sobre una superficie de cizalla con forma circular o de cuchara. (Buma *et al.*, 1996) (fig. 9,10,11,12)

*Deslizamiento traslacional o deslizamiento de bloques* es una rotura no circular que implica un movimiento traslacional sobre una superficie de deslizamiento cercana a plana. (Ibsen *et al.*, 1996) (fig. 14)

#### Extensión lateral

Se refiere al movimiento de extensión lateral de una roca cohesiva o masa de suelo, sobre una masa de material mas blando subyacente, en el que la superficie de cizalla basal suele no estar bien definida. Es un tipo de movimiento todavía poco conocido. (Pasuto *et al.*, 1996) (Buma *et al.*, 1996) (fig. 16,17)

#### *Flujo*

Es un movimiento en el que las partículas individuales de material viajan separadas dentro de la masa que se mueve. En física un flujo es la deformación continua e irreversible de un material en respuesta a la aplicación de una presión. Hay flujos de derrubios, (Corominas *et al.*, 1996) de suelo (que se denominan coladas de fango) (Schrott *et al.*, 1996). (fig. 18, 19, 20, 21, 22, 23)

#### Finalmente están los Complejos

Combinación de los otros, cuando el movimiento inicial se transforma en uno de otro tipo. Ejemplo: avalancha de rocas (fig.24,25,26)

Y los Compuestos cuando dos diferentes tipos de movimiento concurren al mismo tiempo en un mismo suceso.

### **3. CLASIFICACIONES.**

La terminología y las clasificaciones son imprescindibles en cualquier trabajo si queremos entender y ser entendidos plenamente; constituyen la base del lenguaje entre científicos, técnicos y usuarios en general. El amplio rango de tamaños y de velocidades de los movimientos, la gran variedad de formas, requieren un sistema de descripción y catalogación para que los informes de un observador sean perfectamente comprendidos por los otros. Al mismo tiempo esa variedad dificulta la tarea. De hecho, en el campo de los movimientos de ladera existen múltiples sistemas de clasificación, y desgraciadamente no se ha alcanzado aún el consenso, aunque se tiende cada vez más a converger en los sucesivos intentos por alcanzar un sistema general útil para múltiples objetivos.

Una fuente de problemas es la terminología empleada, que si bien se asemeja mucho en todas las clasificaciones, de momento aún no se ha conseguido que un mismo término signifique siempre lo mismo. Incluso puede darse el caso que un mismo término signifique algo completamente distinto en una y otra taxonomías. Por tanto, cuando nos enfrentamos con

un trabajo, por ejemplo una cartografía o un informe, es importante averiguar el sistema que emplea.

Hay múltiples propuestas de clasificación, porque los criterios utilizados cambian o porque los autores persiguieron distintos objetivos. Como en cualquier otra disciplina, conforme se fue avanzando en el conocimiento de los movimientos, se fueron modificando los criterios taxonómicos, pasándose de unos iniciales más evidentes a otros que se ajustan mejor al nuevo nivel de conocimientos. Mientras no contemos con una clasificación general útil a múltiples finalidades -equivalente pongamos por caso, a la de las plantas o de los suelos- deberemos averiguar el propósito con que fueron creadas las disponibles y escoger la que más se ajuste a nuestras necesidades. Los fines de una clasificación pueden ser, según Crozier (1986), pasivos -como el uso potencial del suelo o la evaluación de la actividad geomórfica - o activos - como servir de base para un análisis de estabilidad que deberá decidir el control, la prevención o el evitar destinar ese suelo a determinados usos. Campbell (1951), por ejemplo, que perseguía una evaluación grosera de la amenaza que los movimientos suponían para la degradación del suelo, desarrolló un sistema sencillo, con criterios geomorfológicos y de profundidad del material afectado. No nos serviría para una evaluación general del riesgo. Pero cada vez más se han utilizado criterios que han resultado en clasificaciones útiles para la prevención del riesgo.

Algunas de las clasificaciones generales más notables son las de Sharpe (1938), Zaruba y Mencl (1969), Varnes (1958, 1978) (fig. 27, 28), Hutchinson (1988), EPOCH (1993) (fig. 29). En España, son interesantes los trabajos sobre taxonomía de García Yagüe (1966) y sobre terminología de Corominas y García Yagüe (1997). Hutchinson (1978, 1988) y Varnes (1958, 1978) trabajaron durante años en sus respectivos sistemas taxonómicos aportando mucha pericia y experiencia propias y sus trabajos, junto al de Epoch (1993), constituyen las principales clasificaciones generales en uso. Todas ellas utilizan el tipo de movimiento (mecanismo) como criterio clave para establecer los grupos principales. Para la subdivisión en subgrupos utilizan como criterio el tipo de material: Varnes de una forma algo rígida (roca, derrubios, suelo); Hutchinson (1988) de forma que sea útil al ingeniero que se plantea un análisis de estabilidad. La clasificación de Hutchinson (1988) es de las más completas y utiliza cuatro criterios fundamentales: morfología, mecanismo del proceso, tipo de material y tasa de movimiento. EPOCH (1991-1993), la clasificación europea, es simple y apropiada para las condiciones europeas. Para crear los grupos principales utiliza como criterio el mecanismo de corte y distingue los siguientes grupos ya vistos: caída, vuelco, deslizamiento (rotacional), deslizamiento (traslacional), extensión lateral, flujo y complejo.

Una clasificación muy interesante en lengua castellana, en la onda de estos autores y criterios, es la de Ayala-Carcedo (2002) (fig. 30a-30e), de consulta obligatoria para este curso. Al igual que Varnes (1978) incluye los movimientos lentos de extensión superficial, sin superficie de rotura, como la reptación. Utiliza como criterio principal el tipo de movimiento (totalmente aéreo, parcialmente aéreos, deslizamientos, reptación, flujos o coladas) y dedica un apartado especial a los movimientos complejos (sucesivos: binarios, ternarios, simultáneos: extensión lateral) y otro a los movimientos de ladera volcánicos. Acompaña la clasificación de útiles dibujos ilustrativos.

La clasificación de Varnes (1978) es fácil de aplicar. Las de Hutchinson (1988) y Ayala-Carcedo (2002) son importantes para trabajos cartográficos o inventarios destinados a un análisis de estabilidad. La de EPOCH (1993) es indicada para un reconocimiento básico de los movimientos de ladera en Europa.

Por último, un tema muy importante en este contexto, es el de la severidad. La severidad depende directamente de la energía que se transmite a través del movimiento y ésta a su vez del tamaño de la masa que se desplaza y de la velocidad que lleva. El Working Party del World Landslide Inventory de 1995 siguiendo a Varnes (1978) realizó una clasificación de la Severidad basada sólo en la velocidad y que reproduce Ayala-Carcedo (2002). Veámosla:

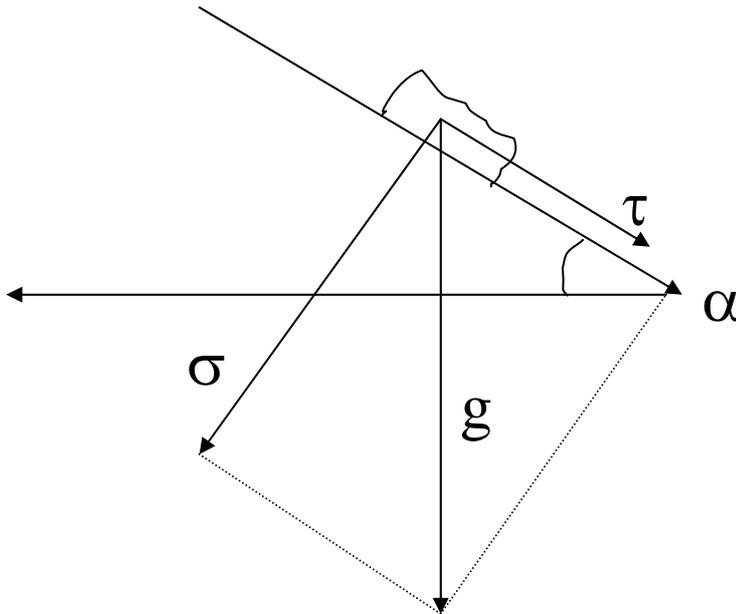
## ESCALA DE SEVERIDAD EN FUNCIÓN DE LA VELOCIDAD

Límites		
5 m/s	Extremadamente rápida	Catástrofe de violencia mayor; edificaciones expuestas totalmente destruidas, numerosas víctimas mortales bien por el impacto, bien por el material desplazado o bien por la disgregación de la masa desplazada.
3 m/min	Muy rápida	Algunas víctimas mortales, porque la velocidad es demasiado grande para permitir la huida; destrucción mayor.
1,8 m/h	Rápida	Huida y evacuación posibles; destrucción de estructuras y bienes.
1,6 m/año	Lenta	Carreteras y estructuras invulnerables pueden mantenerse con trabajos frecuentes y importantes si el movimiento no dura demasiado y si los movimientos diferenciales en los márgenes del movimiento se distribuyen por una amplia zona.
0,65 m/año	Muy lenta	Algunas estructuras permanentes no sufren daño, o si lo sufren, pueden ser reparadas
	Extremadamente lenta	Sin daños a estructuras bien construidas.

Fuente: Working Party/World Landslide Inventory, 1995 (en Ayala-Carcedo, 2002)

## 4. CAUSAS DE ROTURA DEL TERRENO. ESTABILIDAD DE TALUDES.

### 4.1. CONSIDERACIONES PREVIAS. ESTABILIDAD DE TALUDES.



Toda ladera está sometida a la fuerza de la gravedad ( $g$ ) que se dirige verticalmente hacia el centro de la Tierra. El efecto de la gravedad depende de la pendiente. Como el movimiento del terreno, a grandes rasgos, es paralelo a la superficie de la ladera, podemos descomponer la fuerza de la gravedad en dos vectores: uno paralelo a la superficie ( $\tau$ ) (tau) y otro perpendicular a la misma ( $\sigma$ ) (sigma), ambos perpendiculares entre sí. El vector paralelo a la superficie de la ladera y dirigido ladera abajo impulsará al movimiento en ese sentido. La fuerza perpendicular a la superficie será neutralizada por el material. Cuando  $\tau$  es suficientemente grande conduce a la rotura (=cizalla) y al movimiento ladera abajo. En una pared vertical toda la fuerza de la gravedad se convierte en esfuerzo cortante; en una superficie horizontal, en esfuerzo normal a la superficie, que quedará neutralizado. Ahora bien, si todos los puntos de una ladera se ven impulsados ladera abajo, en mayor o menor medida, por la componente  $\tau$  (esfuerzo de corte) de la fuerza de la gravedad, ¿por qué en unas laderas se producen movimientos del terreno y en otras no?

Inherentes a todo material existen fuerzas de resistencia al corte que impiden su desintegración. Dichas fuerzas se deben a la relación existente entre las partículas que constituyen el material. Los parámetros de resistencia identificables en el material geológico (roca, derrubios, suelo) son la fricción y la cohesión. Lo que permite que se forme una pendiente en material suelto no cohesivo es la fricción (o rozamiento) entre los granos (las partículas), por ejemplo, la pendiente que se forma cuando se amontona arena seca en la playa o en un reloj de arena. La fricción depende de la forma del grano (mayor fricción cuanto más anguloso sea el grano) y de la forma de sedimentación (menor fricción cuanto mas suelto esté el sedimento). El ángulo de pendiente bajo el cual los materiales sueltos se ponen en

movimiento recibe el nombre de ángulo de fricción  $\phi$  (phi). Si la ladera tiene un ángulo de pendiente mayor al ángulo de fricción se romperá, se formarán movimientos del terreno, como por ejemplo, sobre una duna.

En material no suelto, cohesivo, a la resistencia debida al rozamiento entre los granos se añade la debida a la cohesión  $c$ . La cohesión es la unión entre partículas conseguida de alguna forma (cemento natural, fuerzas de atracción de tipo electromagnético, etc.). Tiene que ver con la composición de la roca o material.

Todos estos parámetros, el esfuerzo de corte  $s$ , el esfuerzo normal  $\sigma$ , el ángulo de fricción interna,  $\phi$ , y la cohesión  $c$ , fueron puestos en relación por el físico e ingeniero francés C.-A. Coulomb en 1776,

$$\text{Ley de Coulomb} \quad [ s = \sigma \tan \phi + c ]$$

La cohesión  $c$  y la fricción  $\phi$  son constantes del material y se pueden determinar de manera experimental en un laboratorio de mecánica de suelos.

Si una ladera se rompe quiere decir que las fuerzas impulsoras del movimiento (esfuerzo de corte, componente de la fuerza de la gravedad) han superado las fuerzas resistentes inherentes al material (la fricción que aumenta con la fuerza normal, esto es con la compactación, y la cohesión). Por eso en un análisis de estabilidad de laderas interesa mucho averiguar cual es esa relación. En principio es interesante la relación en cualquier punto, pero en toda ladera hay una o varias superficies internas en las que la relación resistencia/esfuerzo de corte es menor. Esa (o esas) superficie(s) será(n) la(s) superficie(s) de corte o rotura potencial(es), e interesará(n) especialmente en un análisis de estabilidad.

El cociente entre los parámetros de resistencia/fuerzas impulsoras expresados como esfuerzos o tensiones recibe el nombre de factor de seguridad ( $F_s$ ). Esto es

$$F_s = \frac{\text{resistencia}}{\text{esfuerzo de corte}}$$

(Un esfuerzo o tensión es la fuerza expresada por unidad de superficie: el cociente entre la fuerza y la superficie sobre la que actúa).

En el momento en que el esfuerzo de corte supera las tensiones de resistencia, el  $F_s < 1$ , se produce el movimiento. Si  $F_s > 1$  la ladera es estable o marginalmente estable. Marginalmente estable significa que aun siendo  $F_s > 1$  no se aparta mucho de ese valor 1 y es fácil que algún aporte de energía externo a la ladera, como el provocado por un terremoto o una lluvia intensa, pueda ocasionar la rotura.

Pero el que una ladera sea estable o inestable no depende sólo de las propiedades del material que la constituye, sino también de las propiedades geométricas de la ladera, esto es, su pendiente  $\alpha$  y su altura  $H$  (diferencia de altitud entre cima y pie). Una ladera cuya pendiente sea menor o igual al ángulo de fricción interna del material, permanece estable sea cual sea su altura  $H$ . Cuando la pendiente de la ladera es mayor que el ángulo de fricción interna, la estabilidad depende de la cohesión. Como la cohesión puede cambiar con el tiempo, porque la meteorización del material hace disminuir su resistencia, la ladera puede comenzar siendo estable y con el tiempo volverse inestable.

Este planteamiento mecánico del problema, desarrollado por los ingenieros, es un buen marco para entender de forma cualitativa las causas de los movimientos de ladera. Todos

aquellos factores que incrementen los esfuerzos de corte o aquellos que disminuyan la resistencia del material pueden en un momento dado disparar el movimiento; serán los factores desencadenantes. Previamente habrán actuado a lo largo del tiempo los factores condicionantes, que habrán ido debilitando el terreno. Los factores condicionantes son procesos de meteorización que van rebajando el  $F_s$  hasta la franja marginalmente estable.

#### **4.2. FACTORES CONDICIONANTES Y/O DESENCADENANTES DE ROTURAS DEL TERRENO.**

Enumeramos a continuación los principales factores que pueden alterar las fuerzas impulsoras del movimiento y la resistencia del material y provocar la rotura. Son los factores condicionantes y/o desencadenantes de los movimientos del terreno, las causas de rotura o de inicio.

##### ***4.2.1. Factores que actúan principalmente sobre las fuerzas impulsoras:***

- Sobrecarga de la ladera por construcción de edificios, piscinas, depósito de escombros, etc. No siempre tiene consecuencias desestabilizadoras, depende de la relación de fuerzas y de la geometría de la ladera.
- Descalce del talud o erosión en la base de la ladera. Puede deberse a la acción humana, como sería el desmonte para la construcción de un camino o carretera, o a procesos naturales, como la erosión por abrasión de las olas al pie de un acantilado o la de un río al pie de la ladera o la erosión intersticial del agua freática al aflorar al pie de una pared rocosa. Mediante la práctica de descalce se altera la geometría de la ladera. Ejemplo: la construcción de la autopista A7 al pie del Monte Rabat, Font d'en Carròs, descalzó la ladera que más tarde deslizó destruyendo la autopista, de ahí que se construyera una variante (fig. 11)
- Incidencia de lluvias abundantes y lluvias torrenciales. El agua empapa el terreno incrementando su peso, rellena las grietas generando una presión (efecto de cuña) que tiende a ensancharlas; además se produce una transferencia de energía de la lluvia al terreno, que impulsa el movimiento.
- Fusión de las nieves. Actúa en el sentido de sobrecargar el terreno a la vez que el agua intersticial disminuye la fricción entre los granos y con ello la resistencia.
- Erupciones volcánicas en zonas nevadas. El calor de la lava funde bruscamente la nieve que se mezcla con las cenizas volcánicas en la superficie del cono y desencadena flujos de barro catastróficos. Constituyen un tipo muy especial de proceso, el *lahar*.

##### ***4.2.2. Factores que actúan principalmente sobre la resistencia***

- El incremento de la presión del agua intersticial (agua en los poros) del material ocasionado por lluvias abundantes y persistentes, fusión primaveral o filtraciones disminuye la resistencia. Se hace crítico cuando el nivel freático asciende por encima de una potencial superficie de rotura.
- Vibraciones del terreno que destruyen el contacto partícula a partícula del material. Pueden ser efecto de terremotos o resultar de la acción humana (tráfico denso de camiones, maquinaria pesada, etc.) Hay casos especiales,

como el de las arcillas sensibles, en los que un sismo puede provocar que un material sólido se transforme en fluido y salga disparado de la ladera (licuefacción).

- Actuaciones en grietas abiertas que tiendan a acelerar su apertura total, como por ejemplo, su uso para vertidos sólidos o líquidos. Las grietas en materiales plásticos se dilatan al secarse y se contraen con la humedad y la basura impide su cierre parcial en la estación húmeda al realizar una acción de cuña, con lo que se apresura la apertura. El vertido líquido puede ejercer una presión que tienda a agrandarla hasta provocar la rotura.
- Los desmontes, implican la eliminación de un soporte lateral al material adyacente y conllevan su descompresión y meteorización, que resulta en una pérdida de resistencia.
- La destrucción de la vegetación por tala, incendio, roturación etc. puede actuar en ambos sentidos, estabilizando y desestabilizando la ladera. Con frecuencia favorece los flujos del suelo y del material meteorizado por encima de la roca madre intacta, al disminuir la resistencia conferida al material a través de las raíces de las plantas.

## 5. CONSECUENCIAS. EL PROCESO.

Tras completarse la separación del bloque o masa del resto de la ladera o al disminuir bruscamente la resistencia del material se inicia el movimiento ladera abajo. Este puede ser rápido o lento y el alcance o trayecto total (*run out*) puede variar mucho. Los procesos más peligrosos, los de mayor Severidad son los rápidos de gran alcance: los aludes de rocas o avalanchas, los desprendimientos, desplomes, deslizamientos traslacionales, flujos de rocas y corrientes de derrubios.

Los movimientos de caída libre (fig. 2,3,4,5,6) y los vuelcos (fig. 7,8) pueden implicar el desmoronamiento de la roca, rodamiento, rebote, y flujos en la ladera en el trayecto de la caída. Puede acarrear fluidización, licuefacción, flujo de materiales granulosos no cohesivos y generación de calor.

Los deslizamientos rotacionales suelen ser lentos y el sector de la base se deforma de manera compleja; puede abombarse, fluir, reptar. Las obras afectadas (autopistas, construcciones, vías de comunicación en general, etc.) son destruidas ante la imposibilidad de frenar el movimiento. Los deslizamientos también pueden desarrollar un movimiento retrocedente en cabecera, esto es, el escarpe de la cicatriz puede ascender por la ladera, debido al descalce del material situado ladera arriba. (fig.9,10,11,12)

Los deslizamientos compuestos no-rotacionales suelen ir acompañados del desarrollo de un graben o fosa en cabecera y una rotura de tipo diferente al pie.(fig. 14, 15)

Los deslizamientos traslacionales suelen desarrollar un desplazamiento total (*run out*) complejo tras desintegrarse el bloque o la masa deslizante, semejante al de las caídas y los flujos. (fig.14)

La extensión lateral puede desencadenarse repentinamente en arcillas sensibles. Este material fino cuaternario de origen fluvio-glaciar, sin compactar y por tanto de baja cohesión tiene propensión a licuarse con una vibración repentina, como por ejemplo, una sacudida sísmica, que genere un aumento repentino de la presión del agua intersticial. Este tipo de arcillas se encuentra en lo que fue, en algún momento del cuaternario, borde del casquete

polar en Canadá o Alaska, por ejemplo. La ladera se abre en bloques y se agrieta o resquebraja. Si se produce la licuefacción toda la ladera se expande (incluso con pendientes muy bajas) bien como un flujo de arcilla totalmente colapsada o con bloques 'flotantes' y fosas. (fig. 16,17)

El flujo acarreará un desplazamiento complejo a partir de la fuente. Puede ser catastrófico. El material se mueve en capas o lóbulos que implican mecanismos viscosos o fluidos. (fig. 18, 19,20,21,22,23)

Los flujos de rocas (la deformación lenta y profunda de una vertiente rocosa) pueden consistir en una lenta reptación debida a la fuerza de la gravedad o en estadios tempranos de deslizamiento. No muestran más deformación que un abombamiento al pie. A veces este movimiento puede implicar vuelco.

Así pues, en los movimientos de caída libre el bloque alcanza una velocidad que depende de su energía potencial inicial, esto es, de la altura de caída. La energía potencial se transforma con el movimiento en energía cinética y de ella dependerán la cantidad de rebotes y la rodadura. En el caso de los deslizamientos (especialmente los rotacionales) la prosecución del movimiento depende de la energía que sobró de la que sirvió para su desencadenamiento (que llegó a través de lluvias intensas o de terremotos o por la disminución de la resistencia del material) y de la pérdida de resistencia del material al alterarse con el movimiento. Pero el movimiento se va frenando con el rozamiento de la masa deslizante contra la ladera sobre la que se desplaza. Los deslizamientos traslacionales son inestables por naturaleza y tanto la velocidad máxima que alcanzan, como el desplazamiento total, son mayores que en los rotacionales. Son por tanto más peligrosos, tienen mayor Severidad. Cuando nos encontramos con movimientos activos es importante prever la velocidad de desplazamiento. Se han encontrado relaciones entre la velocidad y la lluvia y la fusión de la nieve (Ayala-Carcedo, 2002). En los movimientos de tipo avalancha el aire se comprime y el agua se vaporiza lo que contribuye a disminuir la viscosidad de la masa que llega a adquirir tal energía cinética y velocidad que puede llegar a superar obstáculos, a moverse contra pendiente. Por regla general, salvo excepción los movimientos tienden a desplazarse por las vaguadas de las laderas. Es importante conocer los trayectos para la colocación de vallas y para tomar medidas de prevención. En el caso de caídas con rebote, las vallas deberán colocarse a ser posible ladera abajo de la zona de rebote y a la distancia del origen donde el movimiento ya ha comenzado a frenarse.

## **6. MÉTODOS DE RECONOCIMIENTO. DETECCIÓN EN EL CAMPO Y EN FOTO AÉREA.**

Normalmente se utiliza el análisis estereoscópico de fotos aéreas combinado con el chequeo sobre el terreno para el reconocimiento de los movimientos de masa, su tipología y grado de actividad. Se requieren conocimientos de geomorfología (tabla de excel). En el caso de grandes movimientos puede sernos muy útil un levantamiento topográfico de detalle, esto es, escala 1:5.000 o 1:10.000, o incluso 1:25.000, según el tamaño del movimiento. En ocasiones la disposición de las curvas de nivel refleja mejor que la foto aérea la presencia de un gran deslizamiento antiguo, o de una antigua avalancha de rocas (fig. 10, 15, 26). Lo característico es que las curvas se junten en el escarpe de la cicatriz, indicando su fuerte pendiente y se separen ladera abajo, indicando la menor pendiente. También es frecuente que en ese punto la base de la ladera sobresalga respecto a las vecinas, reflejando la masa desplazada. El perfil longitudinal presenta una forma cóncavo-convexa.



Para la identificación de los movimientos en el campo o sobre la foto aérea nos fijamos en una serie de características morfológicas de las laderas, en la red de drenaje, en la cubierta edáfica y vegetal, que son las huellas dejadas por los distintos movimientos y que indican su grado de actividad. Se pueden ver en la siguiente tabla:

### **Algunas de las características utilizadas para el reconocimiento de deslizamientos (según Crozier, 1986; en Brunsden, 1984)**

---

En los Depósitos:

1. Crestas transversales en cabecera. Crestas longitudinales en el trayecto. Crestas concéntricas al pie,  
transversales a la morfología.
2. Fracturas transversales y radiales en el pie. Cizallas en los márgenes. Agrietamiento al estilo glaciar en  
las rupturas de pendiente.
3. Extensión al pie. Valles parcial o totalmente bloqueados. Ríos desviados.
4. Materiales de origen local pero desplazados aguas abajo del afloramiento. Pueden incluir bloques de  
estratigrafía intacta; estratigrafía repetida ladera abajo.

Movimiento activo:

1. Escarpes y fracturas poseen bordes afilados y éstas están abiertas.
2. Las unidades principales muestran fracturación secundaria y crestas debidas a la presión.
3. Las superficies están pulidas y muestran estrías de aspecto fresco.
4. Drenaje desorganizado, encharcamientos.
5. No desarrollo de suelo y sólo vegetación de crecimiento rápido.
6. Considerable diferencia de forma, rugosidad, textura, vegetación, entre las superficies movidas y las no afectadas.
7. Vegetación inclinada.

Movimiento inactivo:

1. Escarpes y fracturas meteorizadas y confusas, grietas rellenas.
2. No roturas secundarias o crestas de presión (a menudo atenuadas)
3. Superficies meteorizadas, vegetadas.
4. Drenaje organizado, pero puede tener un patrón irregular y depresiones rellenas repentinamente.
5. Cubierta edáfica y superficie bien vegetada o cultivada.
6. Dificultad para distinguir los límites y las texturas salvo sobre foto aérea.
7. Renovado crecimiento de los árboles y crecimiento vertical de árboles post-movimiento.

---

## 7. CARTOGRAFÍA GEOMORFOLÓGICA. CARTOGRAFÍA DE RIESGO.

La cartografía es la herramienta que contiene la información fundamental para el diseño de medidas de mitigación del riesgo. El conocer el proceso de elaboración nos ayudará a comprender lo que expresa. La manera ideal de abordar la tarea de elaborar una cartografía de riesgos sería seguir 5 pasos:

1. identificar los factores de desestabilización externos (factores condicionantes y/o desencadenantes). Esos factores serían el descalce o la zapa basal debida a la abrasión del oleaje o a la corriente fluvial; la eficiencia del sistema de drenaje para evacuar el agua de un territorio y que no se encharque; la frecuencia y magnitud de los factores desencadenantes (lluvias, deshielo, etc.); ciertas situaciones sinópticas (ejemplo, gota fría); la actividad sísmica; ciertas prácticas de uso del suelo)
2. identificar la sensibilidad o susceptibilidad del terreno (la respuesta del terreno a valores críticos de actividad de los factores externos; en definitiva, es una expresión de la resistencia del terreno). Se trata de recoger factores de estabilidad inherentes a la roca. Interesa la densidad de fisuración, el grado de apertura de las fisuras, las grietas de tracción, el sentido de inclinación de las capas geológicas en función de la pendiente de la ladera, la presencia de estratos competentes (duros) sobre estratos incompetentes (blandos), el grado de meteorización, la resistencia a la compresión, la presencia de movimientos antiguos, el grado de actividad de los mismos; la profundidad de la regolita, etc. Por ejemplo,

factor	potencialmente estable	potencialmente inestable
densidad de fisuración	baja	muy alta
grado de apertura de las fisuras	escaso	amplio
grietas de tracción	ausentes	presentes
ángulo de inclinación de los planos estructurales respecto a la pendiente de la ladera	mayor	menor

3. integrar 1 – la frecuencia de los valores críticos de los factores de desestabilización externos con 2 – la sensibilidad del terreno, para obtener una medida de la probabilidad de ocurrencia de movimientos del terreno. Dicho de otra manera, integrar los factores condicionantes y/o desencadenantes de movimientos con la información sobre la resistencia del terreno.
4. Establecer una evaluación del peligro por movimientos del terreno, con los llamados mapas de peligrosidad. Estos mapas combinan la probabilidad de que ocurran movimientos con las características de los mismos (velocidad, profundidad, volumen y zona de influencia). En definitiva, combina probabilidad con severidad, o dicho de otra forma la frecuencia de los movimientos con su magnitud. Es decir, los mapas de peligrosidad contienen la dimensión temporal.

Se puede llegar a esa misma información cartografiando movimientos preexistentes bien clasificados (ya que se conoce la severidad de cada tipo) e indicando su frecuencia y su magnitud. El mapa de peligrosidad es la principal contribución científica a la mitigación de los problemas causados por movimientos del terreno. En su información pueden basar sus decisiones planificadores, gestores de recursos o ingenieros de caminos.

5. Establecer el mapa de riesgo de movimientos del terreno (es una combinación del peligro potencial de movimiento del terreno con el daño potencial a personas, economías y medio ambiente). Se obtiene superponiendo un mapa de usos del suelo al mapa de peligrosidad. Conociendo el daño producido por los distintos tipos de sucesos se puede lograr una apreciación de los costes y beneficios de las medidas a tomar. También son útiles para controlar el desarrollo territorial y el uso del suelo. Se pueden establecer zonas o unidades de uso no restringido, uso restringido, áreas a evitar o áreas de uso cualificado en las que o bien se necesita más investigación detallada sobre la estabilidad o bien deban tomarse medidas de protección.

Estos pasos propuestos por Crozier (1986) son imposibles de dar con el nivel de conocimientos actuales (se desconoce, por ejemplo, la resistencia del terreno y su variación en cada punto o la situación y oscilación del nivel freático). La cartografía ideal del riesgo por movimientos del terreno tal y como propone Crozier es compleja por la gran variedad de tipos de movimientos y por la gran cantidad y variedad de factores implicados en el desencadenamiento de cada tipo. Por ello normalmente se realizan cartografías mucho más sencillas que o bien son mapas geomorfológicos de los movimientos del terreno, o una forma sencilla de cartografía que recibe el nombre de mapa de susceptibilidad, pero que tiene carácter orientativo.

i) el *mapa geomorfológico* es una cartografía directa de los movimientos (su forma, material, procesos) (fig. 31,32,34): contiene escarpes de cicatrices, abombamientos, masas deslizadas, lenguas de flujo, campos de bloques etc.. Es importante que incluya datos cronológicos o de edad (movimientos antiguos y recientes) y grado de actividad (relicto, durmiente, activo) para su utilidad como mapa de peligrosidad. Pero todo esto lo convierte en un documento bastante complejo y de difícil lectura, que además contiene información no necesariamente relevante para todos los profesionales implicados en la gestión del riesgo. Por ejemplo, los ingenieros-geólogos desean conocer detalles exactos pero los planificadores preferirán una clara imagen de las zonas. Se puede construir mapas sintéticos de zonas, derivados de los geomorfológicos analíticos, que sirvan a los propósitos de los planificadores. Buenos ejemplos son la cartografía de Grindelwald, Suiza (Kienholz, 1977) (fig. 32) o la cartografía geomorfológica checa (Mahr y Malgot, 1978) (fig.31). Las limitaciones que presenta son las del cartógrafo, su experiencia a la hora de interpretar lo que ve. Es una cartografía a gran escala, lenta de hacer y comparativamente cara, porque implica trabajo de campo.

ii) El *mapa de susceptibilidad* es una cartografía indirecta. No se cartografía el movimiento en sí -el efecto-, sino los factores causales del movimiento, -las causas. Obtenemos zonas más o menos (o nada) propensas a la rotura o a alojar los derrubios procedentes de los movimientos del terreno (fig. 34). En este sentido Ayala-Carcedo (2002) distingue entre *mapas de susceptibilidad a la rotura* y *mapas de susceptibilidad al alcance*. Valentini (1967) definió la susceptibilidad que él llamó propensión, como el porcentaje deslizado en cada formación litológica combinado con otro factor condicionante, la pendiente. Es un método vigente que utiliza la técnica de superposición de mapas. Por ejemplo: 1. factor litología, se cartografían clases de resistencia mecánica de los materiales (hay tablas estandarizadas) pongamos por caso 3 clases: resistencia muy débil, débil y moderadamente débil. 2. Se cartografían clases de pendiente, por ejemplo 3: <10%; 10-40% y >40%. 3. Se combinan ambos valores (superponiendo los dos mapas) y se obtiene una clasificación del peligro en función de esos dos parámetros de 4 clases: bajo-nulo, medio, alto y muy alto (Sancho Marcén, 1997) (fig. 33). Esta cartografía debería enriquecerse con el resultado de la cartografía geomorfológica. Así pues el mapa final se obtendría por superposición de estos tres mapas previos y tras una importante labor de síntesis.

Esta cartografía sencilla de susceptibilidad tiene un carácter meramente orientativo. En ella la información de mayor fiabilidad son las zonas movidas. Permite una rápida evaluación del riesgo en grandes áreas. En planificación sirve para hacerse una idea general del tipo de uso que se puede asignar a cada zona, pero no es adecuada para tomar decisiones de calificación del suelo. Para decidir, por ejemplo, si la construcción es factible o no en una parcela concreta en una zona potencialmente inestable hay que emplear técnicas de prospección ingenieriles (análisis de resistencia del terreno), porque las variaciones espaciales de la estabilidad son grandes. Es una cartografía más rápida y barata de elaborar.

Los mapas de peligrosidad y los mapas de riesgo (fig.34) deben ir más allá. Los primeros deben expresar la probabilidad de que se produzca el suceso de una determinada magnitud. Los mapas de riesgo contemplan también la vulnerabilidad de un área y deben expresar la probabilidad de que se produzca un daño de una determinada magnitud. La probabilidad se puede establecer mediante un análisis de magnitud-frecuencia de los distintos tipos de procesos, para lo que se necesita información temporal a obtener con métodos de datación. Se obtiene entonces la frecuencia con que se produce un suceso de un determinado tamaño y a partir de ahí se calcula la probabilidad de que se repita en un determinado lapso de

tiempo. También se puede acceder a la probabilidad a través de las causas. Por ejemplo cuando se trata de movimientos que han sido desencadenados por un determinado tipo de lluvia, se estudia la frecuencia de dichas lluvias y a partir de ahí se establece la probabilidad de que se repitan.

El desarrollo de los SIG (Sistemas de Información Geográfica), basados en la técnica de superposición de mapas, y de la cartografía automática ha impulsado la cartografía de riesgos.

## **8. CONCLUSIONES. PREVENCIÓN, PLANIFICACIÓN, GESTIÓN.**

A diferencia de otros riesgos naturales, en el caso de los movimientos del terreno es casi siempre posible y fácil prevenir el lugar de peligro, pero imposible conocer el momento de arranque. Sólo en los grandes movimientos monitorizados (en los que se está llevando a cabo un seguimiento de la deformación con instrumentos de medición) puede determinarse con antelación el momento de rotura o reactivación, a través de la reptación pre-rotura (un tipo de deformación que se puede medir). Por estos motivos la actitud más correcta frente a los movimientos de ladera es la de evitar siempre que sea posible las localizaciones de riesgo, huir de las zonas con problemas de inestabilidad de taludes y para ello la sociedad debe hacer uso de los instrumentos de planificación y ordenación territorial a su alcance.

De hecho, la ordenación del territorio responde a un intento de integrar la planificación socioeconómica con la física. Busca la mejor localización de los usos del suelo respetando las propiedades del medio y evitando someter las actividades a riesgos innecesarios. Por lo tanto, tendrá en cuenta el grado de vulnerabilidad de cada actividad frente a los distintos tipos de movimiento antes de proceder a su localización (ejemplos de alta vulnerabilidad, central nuclear/avalancha; uso agrícola/pequeños deslizamientos de suelo muy frecuentes). Pero es imposible erradicar completamente el riesgo y de hecho todas las sociedades conviven con un mayor o menor grado de riesgo, a veces porque la localización es previa al conocimiento del peligro, otras porque no hay alternativa económicamente viable. En ese caso, las medidas de protección suelen ser de tipo ingenieril, como construcción de muros de contención, de vallas y redes para contener y frenar el material desplazado, construcción de cimientos resistentes a los empujes, etc.

Es importante que la sociedad conozca y decida, a través de sus políticos, de los agentes sociales, del movimiento ciudadano, etc. el grado de riesgo que desea asumir y ponga los medios para protegerse en caso de que sobrevenga. Cuanto más informada esté la sociedad, más capacitada estará para defenderse, de ahí la importancia de las campañas informativas y de la difusión del conocimiento.

Por último está la gestión de la catástrofe y la protección civil. Para que esta sea óptima es importante una buena preparación previa, para

- Conocer los puntos débiles del territorio
- Conocer la información disponible, especialmente la cartográfica, y saber interpretarla en sus justos términos
- Conocer las principales fuentes de información (universidades, centros de investigación, institutos cartográficos, geológicos, etc.). Los movimientos del terreno son estudiados por ingenieros, geólogos y geógrafos, principalmente.
- Reconocer los factores y situaciones desencadenantes. Por ejemplo, en el caso valenciano los principales factores desencadenantes de los movimientos de

masa son las lluvias torrenciales comúnmente asociadas a los temporales de levante (gota fría). Muy por detrás de ellas, pero quizá de efectos más catastróficos, se sitúan los sismos.

- Prever los puntos de posibles cortes de carreteras, ferrocarril, etc. y tener preparadas rutas y medios de transporte alternativos o medios de abastecimiento a poblaciones que puedan quedar aisladas. Como en el País Valenciano los movimientos del terreno con frecuencia sobrevienen a la vez que las inundaciones, tratar ambos riesgos conjuntamente en temas de vías alternativas de evacuación o abastecimiento, para evitar improvisaciones de última hora.
- En caso de viviendas amenazadas, conocer el tipo de movimiento y el tiempo del que se dispondrá para la evacuación de personas y bienes.
- En Parques Naturales o zonas de afluencia de excursionistas señalar los puntos de mayor peligro (ejemplo, cañones, zonas abruptas de montaña con historia de inestabilidades) y/o restringir el acceso en momentos de alto peligro.
- Por último, como el riesgo de movimientos del terreno evoluciona con el tiempo por la propia dinámica del proceso y por la creciente urbanización del territorio y se crean nuevas zonas de riesgo, es importante actualizar periódicamente la información.

## 9. BIBLIOGRAFÍA.

### 9.1 REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ayala-Carcedo,F.J. (1994) Socioeconomic impacts and vulnerability resulting from slope movements, en Corominas y Georgakakos (eds.) *Proceedings of the US-Spain Workshop on Natural Hazards*, Iowa University, pp. 235-254
- Ayala-Carcedo,F.J. y Olcina Cantos,J. (coord) (2002) *Riesgos naturales* Ed. Ariel, Barcelona, 1512 pp.
- Brunsten,D. (1984) Mudslides In Brunsten,D. & Prior,D.B. (eds) *Slope Instability*, Wiley, Chichester etc., 363-418
- Buma,J. & T. van Asch (1996) Slide (rotational) In Dikau,R., Brunsten,D., Schrott,L. y M-L. Ibsen (1996) *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*, Wiley, Chichester, etc. 43-61
- Buma,J. & T. van Asch (1996) Soil (Debris) Spreading In Dikau,R., Brunsten,D., Schrott,L. y M-L. Ibsen (1996) *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*, Wiley, Chichester, etc. 137-148
- Campbell, D.A. (1951) Types of erosion prevalent in New Zealand *Association Internationale d'Hydrologie Scientifique, Assemblee Generale de Bruxelles*, Tome II: 82-95
- Corominas,J. y Garcia Yague,A. (1997) Terminología de los movimientos de ladera, en Corominas (ed) IV Symposium nacional de taludes y laderas inestables, Granada, pp.1051-1072
- Corominas,J., Remondo,J., Farias,P. Estevao,M., Zézere,J., Díaz de Terán,J., Dikau,R., Schrott,L., Moya,J. & A.González Debris Flow In Dikau,R., Brunsten,D., Schrott,L. y M-L. Ibsen (1996) *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*, Wiley, Chichester, etc. 161-180
- Crozier, M.J. (ed) (1986) *Landslides. Causes, Consequences & Environment*, Croom Helm, London etc., 252 pp.
- Dikau,R., Brunsten,D., Schrott,L. y M-L. Ibsen (1996) *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*, Wiley, Chichester, etc. 161-180
- Dikau,R., Schrott,L. & M.Dehn (1996) Topple en : Dikau,R., Brunsten,D., Schrott,L. y M-L. Ibsen (1996) *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*, Wiley, Chichester, etc. 29-41
- EPOCH (European Community Programme) (1993) *Temporal Occurrence and Forecasting of Landslides in the European Community*, (Ed. J.C. Flageollet, 3 vols. Contract No 90 0025
- Flageollet,J.C. y D. Weber (1996) Fall en : Dikau,R., Brunsten,D., Schrott,L. y M-L. Ibsen (1996) *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*, Wiley, Chichester, etc. 13-28
- Hansen, A (1984) Landslide hazard analysis en: Brunsten ,D. & D.B. Prior (eds.) *Slope Instability*, Wiley, Chichester,etc. pp. 523-595.

- Hutchinson,J.N. (1988) General Report: Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology In Bonnerd,C. (ed) *Landslides, Proceed.5<sup>th</sup> Int. Symp. Lands., Lausanne, vol.1, 3-35*
- Ibsen,M-L., Brunsten,D., Bromhead,E. & A.Collison (1996) Block Slide In Dikau,R., Brunsten,D., Schrott,L. y M-L. Ibsen (1996) *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*, Wiley, Chichester, etc. 64-77
- Kienholz,H. (1977) Kombinierte Geomorphologische Gefahrenkarte 1:10.000 von Grindelwald, *Catena*, 3, 265-294.
- Kienholz,H. (1978) Maps of Geomorphology and Natural Hazards of Grindelwald, Switzerland, scale 1:10.000, *Arctic and Alpine Res.*, 10, 169-184.
- Mahr,T. y Malgot,J. (1978) Zoning maps for regional and urban development based on slope stability, Proc. 3rd Int. Conf. Int. Assoc. Engng Geol., Section 1, 1, 124-137.
- Mateu,J. (1993) Riesgos naturales y protección del medio ambiente en: Méndez, R. y F.Molinero (coord) *Geografía de España*, Ed. Ariel, Barcelona, pp.254-321.
- Pasuto,A. & M.Soldati (1996) Rock Spreading In Dikau,R., Brunsten,D., Schrott,L. y M-L. Ibsen (1996) *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*, Wiley, Chichester, etc. 122-136
- Sancho Marcén,C. (1997) Los mapas de riesgos en Peña Monné,J.L. (ed) *Cartografía geomorfológica básica y aplicada*, Geoforma, Logroño, pp.181-200
- Schrott,L.,Dikau,D. & Brunsten,D. (1996) Soil Flow (Mudflow) In Dikau,R., Brunsten,D., Schrott,L. y M-L. Ibsen (1996) *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*, Wiley, Chichester, etc. 181-187
- Sharpe,CFS (1938) *Landslides and related phenomena*, Pageant, New Jersey.
- Valentini,G. (1967) Un modello estatico nello studio della franosità del quadro morfologico, geológico e geotécnico nella media valle del F. Fortore, *Geologia Applicata e Idrogeologia*, II, Bari.
- Varnes, D.J. (1978) Slope movements : type and processes. In *Landslides Analysis and Control* (Eds R.L. Schuster and R.J. Krizek). Transp. Res. Board, Spec. Rep. **176**, 11-33.
- Varnes,D.J. (1958) Landslide types and processes, In Eckel, E.B. (ed) *Landslides and Engineering Practice*, Highway Research Board Special Report 29, MAS-NRC Publication 544: 20-47.
- Zaruba,Q. y Mencl,V. (1969) *Landslides and their control*, Elsevier/Academia, Praga.

## 9.2 BIBLIOGRAFÍA EN CASTELLANO

- Ayala-Carcedo,F.J. y Olcina Cantos,J. (coord) (2002) Riesgos naturales Ed. Ariel, Barcelona, 1512 pp.
- Corominas, J y Alonso, E. (1984) Inestabilidad de laderas en los Pirineos, Jornadas Inestabilidad de laderas en los Pirineos Barcelona, ETSI Caminos, etc., Univ. Polit. Barc.

- Corominas, J. (ed) (1989) Estabilidad de taludes y laderas naturales, Soc. Esp. Geom, Monografía nº3, 1-31 y 81-97.
- Corominas,J. y Garcia Yagüe,A. (1997) Terminología de los movimientos de ladera, en Corominas (ed) IV Symposium nacional de taludes y laderas inestables, Granada, pp.1051-1072
- Rodríguez,JM., Ayala-Carcedo,FJ., Prieto,C.y Durán,JJ (1987) El deslizamiento de Los Olivares (Granada) de abril de 1986, ITGE, 57p.
- Sancho Marcén,C. (1997) Los mapas de riesgos en Peña Monné,J.L. (ed) Cartografía geomorfológica básica y aplicada, Geofoma, Logroño, pp.181-200

## 6. RIESGOS METEOROLÓGICOS.

### 1. INTRODUCCIÓN.

Se considera fenómeno meteorológico adverso a todo evento atmosférico capaz de producir, directa o indirectamente, daños a las personas o daños materiales de consideración. En sentido menos restringido, también puede considerarse como tal cualquier fenómeno susceptible de alterar la actividad humana de forma significativa en un ámbito espacial determinado.

En consecuencia, pueden resultar adversas, por sí mismas, aquellas situaciones en las que algunas variables meteorológicas alcanzan valores extremos. Por otra parte, pueden ser también potencialmente adversas aquellas situaciones susceptibles de favorecer el desencadenamiento de otras adversidades, aunque éstas no tengan, intrínsecamente, carácter meteorológico. Es incluso posible que una situación que, normalmente, no sería considerada adversa, suponga un grave contratiempo, en el caso en que concurran otras circunstancias imprevisibles. Es lo que sucede, por ejemplo, cuando acaecen determinadas catástrofes naturales o cuando se producen ciertos accidentes como consecuencia de la actividad humana.

Como reflexión general sobre la cuestión, parece fuera de toda duda, aunque al mismo tiempo resulte paradójico, que a medida que la actividad humana se tecnifica y adquiere un mayor grado de complejidad, se hace también más sensible ante las adversidades meteorológicas. Ello ha supuesto que la demanda de información meteorológica especializada, enfocada a la adopción de medidas de prevención contra dichas adversidades, se halle en continuo aumento.

### 2. HISTORIA RECIENTE.

La necesidad de un sistema de prevención de riesgos meteorológicos se vio impulsada por dos episodios ocurridos a principio de los años 80: la inundación de la Ribera del Júcar en octubre de 1982, con la destrucción de la presa de Tous (Figura 1), y las inundaciones en el País Vasco en agosto de 1983.

Como consecuencia, el Instituto Nacional de Meteorología acometió la tarea de modificar su estructura e implantó en 1987 los Grupos de Predicción y Vigilancia meteorológica, para proporcionar cobertura permanente a las tareas de prevención de riesgo de fenómenos adversos, así como a la predicción y vigilancia aeronáutica, marítima, etc.

A partir de 1988 se implantó el plan "*PREVIMET Mediterráneo*", que abarcaba temporalmente el centro del otoño (del 15 de septiembre al 15 de noviembre), para dar una cobertura intensiva de vigilancia meteorológica al riesgo de lluvias intensas en el Mediterráneo en otoño. La campaña de dicho plan en 1989 se vio desbordada en el calendario por episodios de lluvias intensas que comenzaron a principios de septiembre y finalizaron en diciembre, lo que obligó a dilatar la duración de la campaña y a iniciarla el 25 de agosto a partir de 1990. En paralelo, se implantó la campaña "*PREVIMET Nevadas*" en invierno, para prevenir las situaciones de nevadas intensas en todo el territorio.



Figura 1.- Carcaixent (Ribera Alta del Júcar) el 21 de octubre de 1982, al día siguiente de la destrucción de la presa de Tous, cuando las aguas ya estaban descendiendo.

Aprovechando los avances que en los últimos años han experimentado las técnicas de predicción meteorológica, el Instituto Nacional de Meteorología puso en marcha en 1996, en estrecha colaboración con los organismos responsables de Protección Civil, el Plan Nacional de Predicción y Vigilancia de Fenómenos Meteorológicos Adversos, que intenta resolver de forma estable el problema de la vigilancia "integral" (todo fenómeno adverso, toda época del año, todo el territorio), de forma que pueda darse respuesta eficaz a las variadas situaciones que puedan plantearse. Por tanto, a partir de la implantación de dicho plan deja de haber unas épocas del año específicas y unas zonas geográficas dedicadas a cada fenómeno, y todo el año y todo el territorio son susceptibles de vigilancia permanente para todo tipo de fenómeno, con la excepción de fenómenos específicos de imposible ocurrencia en determinadas zonas geográficas.

Este Plan es de aplicación efectiva en la casi totalidad del territorio estatal. Ahora bien, alguna Comunidad Autónoma, como es el caso de Cataluña, ha implantado su propio Servicio Meteorológico, al que se han transferido las competencias en materia de alerta a los organismos de Protección Civil, autonómicos en este caso. Otras Comunidades, como Galicia, han creado servicios meteorológicos paralelos al INM. Y los destinatarios de estas alertas meteorológicas, como se explica en otros módulos de este curso, son en unas Comunidades Autónomas los organismos dependientes de la Dirección General de Protección Civil del Gobierno central, y en otras los Centros de Emergencias de las Comunidades Autónomas.

A continuación se desarrollan los fenómenos meteorológicos adversos, con sus umbrales correspondientes, y la actuación que se genera desde el Instituto Nacional de Meteorología. Igualmente, se comentan las explicaciones necesarias respecto al léxico y glosario meteorológico a utilizar y su significado. Se explicarán asimismo los criterios y

umbrales que aplica el Servei Meteorològic de Catalunya, y el sistema básico de alerta meteorológica de un organismo de probada eficacia, como es el servicio meteorológico francés.

### **3. FENÓMENOS METEOROLÓGICOS A CONSIDERAR.**

Los fenómenos meteorológicos adversos figuran entre las circunstancias que, al nivel que se considere (mundial o español) ocasionan mayores pérdidas económicas y humanas. Evidentemente, hay ciertos fenómenos que acaparan el protagonismo de estos riesgos, y quizá entre ellos destacan las lluvias intensas y las consiguientes inundaciones. Otros fenómenos, como las nevadas, vientos fuertes, temporales marítimos, etcétera, también merecen ser tenidos en cuenta a la hora de implantar un sistema completo y riguroso de vigilancia y alerta meteorológica. Incluso hay que tomar en cuenta otros fenómenos de incidencia más local o menos espectaculares, pero también susceptibles de tener consecuencias sobre la economía o sobre la vida de las personas.

En consecuencia, el Plan de Fenómenos Meteorológicos Adversos pretende realizar un tratamiento lo más exhaustivo posible de estas circunstancias. En dicho Plan, se consideran Fenómenos Meteorológicos Adversos, superados ciertos umbrales, las situaciones relacionadas con:

- Lluvias.
- Nevadas.
- Vientos.
- Tormentas.
- Olas de frío.
- Olas de calor.
- Viento y oleaje en la mar, en zonas costeras.
- Galernas en el Cantábrico.
- Deshielos.
- Nieblas.
- Polvo en suspensión en Canarias.
- Rissagues en Baleares.
- Aludes en montaña.

Como puede verse, están incluidas aquellas adversidades que tienen un origen intrínsecamente meteorológico, así como aquellas otras que no tienen un carácter propiamente meteorológico, sino que corresponden a sucesos cuya ocurrencia está ligada habitualmente a determinados factores meteorológicos, como, por ejemplo, los aludes.

En esta relación se encuentran tanto fenómenos que pueden presentarse en cualquier punto del territorio como otros que acontecen solamente en determinados ámbitos regionales.

Por su parte, el Servei Meteorològic de Catalunya ciñe sus avisos a los siguientes fenómenos:

- Lluvia.

Nieve.

Viento.

Oleaje en el mar.

Olas de frío.

Olas de calor.

Méteo France ciñe sus avisos, en lo fundamental, a los siguientes fenómenos:

Lluvia.

Nieve y hielo en la carretera.

Viento.

Tormentas.

Aludes.

#### 4. VALORES UMBRALES Y NIVELES DE ALERTA.

Los umbrales de adversidad se establecen atendiendo a la posibilidad de que se produzcan daños a las personas o daños materiales de consideración, tanto directa como indirectamente, en el caso de que la intensidad de los fenómenos supere ciertos valores. En algunos casos se fijan como umbrales de adversidad aquellos valores que, de ser superados, sean susceptibles de provocar la alteración de la vida ciudadana, de forma significativa, en una zona geográfica determinada.

Se tiene en cuenta, en cualquier caso, que fenómenos atmosféricos de características similares pueden tener consecuencias muy distintas según la zona geográfica en la que ocurran, lo que ha dado lugar a establecer los umbrales de acuerdo con la zona a estudiar.

En el sistema del **Instituto Nacional de Meteorología**, los diferentes valores umbrales considerados pueden ser diferentes, según que el fenómeno se pronostique a:

-Medio plazo (con una antelación de dos días), con umbrales más altos, ya que se refiere a la predicción de fenómenos muy intensos que justifiquen la emisión del aviso con tanta antelación, aumentando el riesgo de falsa alarma.

-Corto, muy corto plazo u observados.

No obstante, en la mayoría de ocasiones los umbrales coinciden. La difusión de boletines de medio plazo se debería restringir a aquellos casos en que la gravedad y seguridad del pronóstico así lo aconsejaran, lo que por un lado permitiría tomar medidas con más antelación, pero cuidando de evitar falsas alarmas.

Este Plan no considera diversos niveles de adversidad al establecer los umbrales. Son los responsables de Protección Civil los que, a la vista de la información disponible, establecen el nivel correspondiente de Preemergencia o Emergencia. Pero esto no fue así en años recientes, ni es así en los otros organismos aquí analizados.

Así, por ejemplo, en los primeros años de implantación de los planes *PREVIMET* de prevención de lluvias **intensas**, se establecieron tres tipos de alerta:

L.- Para situaciones de riesgo Local.

G.- Para situaciones de riesgo General, las más peligrosas.

M.- Para situaciones de lluvia moderada persistente, que podía dar problemas hidrológicos.

El **Servei Meteorològic de Catalunya** establece dos niveles de umbral (Nivel 1 y Nivel 2) para cada tipo de fenómeno, dando lugar a protocolos de actuación diferentes según se prevea alcanzar uno o el otro. Asimismo, en sus boletines indica si el fenómeno es *possible* —con probabilidad inferior al 30%—, *probable* —con probabilidad entre el 30 y el 70%— o *muy probable* —con probabilidad superior al 70%—. La unidad territorial de tratamiento es la comarca, y es así como se elaboran los mapas de alerta de riesgo. (Ver Anexo 1).

Vamos a desarrollar los procedimientos implantados por **Météo France**. El organismo francés, como sucede en otros países (como Estados Unidos), es la autoridad que directamente difunde esta información, sin el escalón intermedio de las instancias de Protección Civil. Por otra parte, el carácter fuertemente centralizado del Estado francés no da lugar a ninguna transferencia a organismos ajenos al responsable estatal. Se aplica un código de colores que implica, para cada fenómeno vigilado, un nivel de no-riesgo y tres niveles de riesgo (ver Anexo 2), cada uno de los cuales significan unas propuestas de conducta a la población:

**Verde.**- Ninguna vigilancia particular. Ausencia de riesgo.

**Amarillo.**- Se aconseja estar atento si se practican actividades sensibles a los riesgos meteorológicos. Se trata de fenómenos habituales en la región pero ocasionalmente peligrosos. Se aconseja estar al tanto de la evolución meteorológica.

**Naranja.**- Se aconseja ser muy vigilante, estar al corriente de la evolución meteorológica y seguir los consejos emitidos por los poderes públicos.

**Rojo.**- Se impone una vigilancia absoluta. Se prevén fenómenos meteorológicos peligrosos de intensidad excepcional. Se debe estar regularmente al corriente de la información meteorológica y seguir fielmente los consejos o consignas emitidos por los poderes públicos.

En el caso de estos dos últimos colores, se emiten boletines excepcionales de seguimiento.

## 5. DIFUSIÓN DE BOLETINES DE FENÓMENOS ADVERSOS.

En primera instancia, son las unidades correspondientes del Instituto Nacional de Meteorología (INM) las que elaboran y emiten los boletines de Fenómenos Meteorológicos Adversos. Los organismos correspondientes de Protección Civil reemiten dichos boletines, la mayoría de las veces con nulo valor añadido y restando el protagonismo que legítimamente le correspondería al Instituto Nacional de Meteorología.

Los Boletines de fenómenos meteorológicos adversos a medio plazo serán confeccionados en el Centro Nacional de Predicción del INM, con sede en Madrid, que los transmite por una parte a todos los Grupos de Predicción y Vigilancia regionales afectados, para que desde éstos se haga la difusión que proceda a los usuarios regionales que se haya establecido con anterioridad para cada adversidad.

Los Boletines de fenómenos meteorológicos adversos a corto, muy corto plazo y observados serán confeccionados por los Grupos de Predicción y Vigilancia correspondientes, que los transmitirán por una parte al Centro Nacional de Predicción, y por otro a los usuarios regionales. Caso de haber algún aviso de fenómeno adverso abierto, dichos boletines se

actualizan dos veces al día: a las 10 y a las 19 horas oficiales; aunque se pueden emitir boletines de actualización o fin de episodio en cualquier momento que se considere oportuno.

Al margen de los boletines o informaciones, El Centro Nacional de Predicción o los Grupos de Predicción y Vigilancia atienden cualquier consulta telefónica procedente de Protección Civil, suministrándole las aclaraciones necesarias sobre los boletines emitidos o ampliándole la información sobre la situación atmosférica y su evolución prevista. Asimismo, el CNP o el GPV pueden solicitar de Protección Civil aclaración o posible ampliación de la información de retorno.

Los Grupos de Predicción y Vigilancia regionales del INM, y las Comunidades Autónomas de los que son responsables, son los siguientes (Figura 2):

- A Coruña:** Galicia.
- Santander:** Asturias, Cantabria y País Vasco.
- Valladolid:** Castilla-León.
- Zaragoza:** Aragón, Navarra y Rioja.
- Barcelona:** Cataluña.
- Valencia:** Comunidad Valenciana y Murcia.
- Madrid:** Madrid y Castilla-La Mancha.
- Sevilla:** Andalucía Occidental (Sevilla, Córdoba, Cádiz y Huelva), Extremadura y Ceuta.
- Málaga:** Andalucía Oriental (Jaén, Málaga, Granada y Almería) y Melilla.
- Palma de Mallorca:** Islas Baleares.
- Las Palmas:** Islas Canarias.

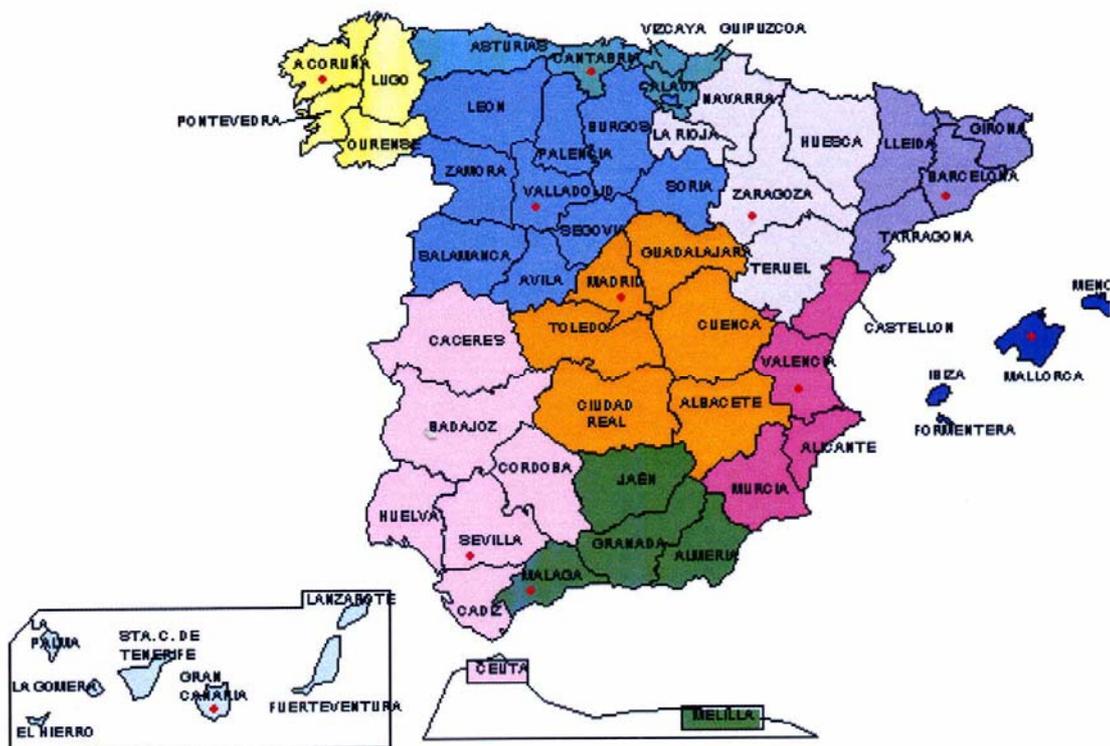


Figura 2.- Sede de los Grupos de Predicción y Vigilancia del Instituto Nacional de Meteorología y su área de responsabilidad.

La transferencia de competencias a determinadas Comunidades Autónomas se ha efectuado en ocasiones sin transferir el personal correspondiente, con lo que en dichos casos se han duplicado estructuras, con el consiguiente derroche de recursos. Es el caso, por ejemplo, de Cataluña, donde la responsabilidad de los Avisos de Fenómenos Adversos a los organismos autonómicos corresponde al Servei Meteorològic de Catalunya (SMC), con umbrales en ocasiones distintos a los del INM; el Grupo de Predicción y Vigilancia de Barcelona del INM elabora en paralelo sus correspondientes Avisos, coincidentes o no con los del SMC, y los difunde estatalmente a través de la red del INM, pero son los del SMC los que dan lugar a las acciones preventivas de la Protección Civil catalana.

## 6. FENÓMENOS ADVERSOS Y UMBRALES POR COMUNIDADES.

Se relacionan a continuación los distintos fenómenos susceptibles de dar lugar a alertas meteorológicas, y los umbrales de aviso según el Plan de Fenómenos Adversos del Instituto Nacional de Meteorología. En cada apartado se hará también mención a los umbrales correspondientes para el Servei Meteorològic de Catalunya, y en algunos casos se mencionará el tratamiento que Méteo France da al fenómeno.

### 6.1. LLUVIA.

La lluvia intensa se puede considerar como el fenómeno meteorológico *estrella*, por su incidencia sobre la población y la economía y por la aureola de catástrofe asociada a las inundaciones. Es el fenómeno a cuya predicción y vigilancia más esfuerzos se dedican en los sistemas de alerta meteorológica. Sistemas como las redes de radares meteorológicos están exclusivamente dedicados a su vigilancia.

Se considera *precipitación* como un hidrometeoro compuesto por un agregado de partículas acuosas, líquidas o sólidas, cristalizadas o amorfas, que caen desde una nube o un grupo de nubes y que alcanzan el suelo.

Se distinguen los siguientes tipos de precipitación líquida:

**Llovizna:** Precipitación de partículas de agua líquida en forma de gotas numerosas de diámetro menor que 0,5 mm.

**Lluvia:** Precipitación de partículas de agua líquida en forma de gotas de diámetro mayor que 0,5 mm, o bien más pequeñas pero muy dispersas.

**Chubasco:** Precipitación, frecuentemente fuerte y de corta vida, que cae desde nubes convectivas; las gotas o partículas sólidas en los chubascos son usualmente mayores que los elementos correspondientes a otros tipos de precipitación. Se caracterizan por su comienzo y final repentinos, y generalmente por grandes y rápidos cambios de intensidad.

La precipitación se mide en milímetros de altura, equivalentes a litros por metro cuadrado; aunque es más popular esta última unidad, el milímetro es la unidad usada en los ámbitos profesionales.

Los términos de intensidad son los siguientes:

**Débiles:** Intensidad menor de 2 milímetros por hora.

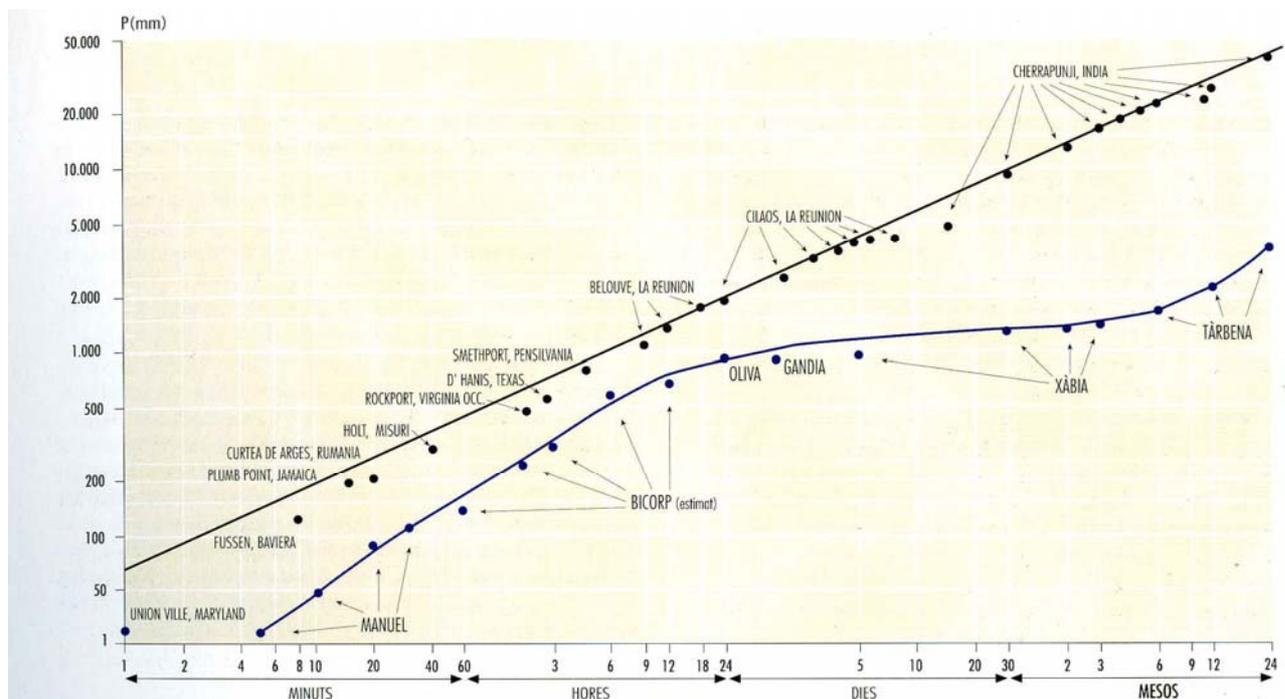
**Moderadas:** Intensidad entre 2 y 15 milímetros por hora. Como se observa, el umbral superior multiplica por 7,5 al inferior, por lo que las *lluvias moderadas* abarcan desde precipitaciones bastante débiles hasta otras de intensidad considerable.

**Fuertes:** Intensidad entre 15 y 30 milímetros por hora.

**Muy fuertes:** Intensidad entre 30 y 60 milímetros por hora.

**Torrenciales:** Intensidades mayores de 60 milímetros por hora.

La lluvia intensa se puede producir en cualquier lugar, pero su frecuencia es mucho mayor en las proximidades del litoral y, esencialmente, en el entorno mediterráneo. Así, umbrales como el de 100 milímetros en 24 horas, que se alcanzan con relativa frecuencia en sectores, por ejemplo, de la Comunidad Valenciana, no se han registrado en las series disponibles de muchas zonas del interior peninsular. Como valores extremos medidos, se han superado los 120 milímetros en una hora (Manuel, Valencia, 5 de julio de 1993), y se han medido más de 800 milímetros en doce horas (Gandia, 3 de noviembre de 1987).



**Figura 3.-** Récords mundiales de precipitación (según Barry y Chorley), y records en la Comunidad Valenciana (Armengot y Pérez Cueva, 1994).

Al situar sobre coordenadas logarítmicas los máximos mundiales de precipitación, se alinean aproximándose a una recta (Figura 3). Si en paralelo se sitúan los récords de la España mediterránea (la Comunidad Valenciana en este caso), se observa cómo la máxima aproximación entre ambas funciones se produce en torno a las 12-24 horas. Ello es debido a la gran eficiencia de los Sistemas Convectivos de Mesoescala, responsables de las máximas precipitaciones en nuestro entorno (que se aproximan a los 1.000 milímetros en menos de 24 horas), responsables de los mayores episodios de inundación en nuestro entorno.

Los **umbrales de lluvia** se establecen, según el Plan de Fenómenos Adversos del Instituto Nacional de Meteorología, a dos niveles:

-**Lluvia en una hora**, definiendo esencialmente las intensidades muy fuertes que pueden ocasionar daños *in situ*, en el mismo lugar donde cae. Los problemas en ciudades y vías de comunicación provienen habitualmente de estas intensidades súbitas.

Tanto para medio plazo como para corto plazo, el umbral para todo el territorio estatal es de 30 milímetros en una hora (lluvia muy fuerte).

El Servei Meteorològic de Catalunya adopta otra escala temporal: los 30 minutos. Para este período, establece el Nivel 1 de alerta si se prevén 20 milímetros, y el Nivel 2 si se espera que se puedan alcanzar los 40 milímetros.

-**Lluvia acumulada en doce horas**, que puede dar lugar a problemas de tipo hidrológico, con riesgo de avenidas aguas abajo. Dicho período, en efecto, es coherente con el período de concentración de aguas en los sistemas fluviales medios de España.

Los umbrales coinciden en los avisos de medio y corto plazo, pero son diferentes según las Comunidades Autónomas, e incluso provincias, afectadas:

100 milímetros en la Comunidad Valenciana.

80 milímetros en la Comunidad de Murcia, en las provincias de Girona, Barcelona y Tarragona (Cataluña) y en el sur de la provincia de Cádiz (Andalucía).

60 milímetros en el resto de España.

El **Servei Meteorològic de Catalunya** eleva las cantidades adoptadas como umbral por el INM para dicha comunidad, pero estableciendo el período de referencia en 24 horas. Así, para establecer el Nivel 1 se debe prever la acumulación de 100 milímetros en un día, mientras que para alcanzar el Nivel 2 se deben esperar 200 milímetros en 24 horas.

Estos umbrales, aun pareciendo altos, se superan todos los años varias veces en diversas zonas de nuestro territorio. Así, en la Comunidad Valenciana el umbral de 100 milímetros en 24 horas se alcanza unos 10 días al año en algún punto de su territorio. La implantación de los Sistemas Automáticos de Información Hidrológica (SAIH) de las Confederaciones Hidrográficas proporcionan una información muy valiosa en tiempo real de las lluvias instantáneas y acumuladas; lamentablemente, pocos Grupos de Predicción y Vigilancia disponen de dicha información en directo. La estimación de la lluvia a partir de los datos de los radares aporta una importante información cualitativa, pero puede dar lugar a importantes errores cuantitativos.

Cuando se establece el nivel naranja de riesgo de lluvia fuerte, **Météo France** aconseja informarse antes de emprender un desplazamiento y ser vigilante, y evitar la red secundaria de carreteras; asimismo, ser prudente ya que las condiciones de circulación pueden ser difíciles; si se habita en una zona habitualmente inundable, se aconseja tomar las precauciones usuales.

Si se decreta nivel rojo de alerta, se aconseja directamente quedarse en casa y evitar todo desplazamiento; no entrar en ningún caso, ni a pie ni en coche, en una zona cubierta de agua; y tomar todas las precauciones para la salvaguardia de los bienes frente a la posible subida del nivel del agua, incluso en las zonas raramente afectadas por las inundaciones.

## 6.2. NIEVE.

Es la precipitación de cristales de hielo en su mayoría ramificada (a veces en forma de estrella). Genera problemas de visibilidad cuando cae, y problemas de comunicaciones cuando cuaja sobre caminos, vías y carreteras; asimismo, su peso sobre las techumbres puede derrumbar especialmente las de naves industriales o agrícolas; hay que tener en cuenta que una nevada equivalente a 100 litros por metro cuadrado de lluvia genera un sobrepeso de 100 kg por metro cuadrado.

La nieve se mide como milímetros, o litros por metro cuadrado, del equivalente de agua, (es decir, de nieve fundida). Otra forma de medirla sería la altura de la nieve caída, pero es más incierta. Con la nieve recién caída, la equivalencia es de 1 cm de nieve por 1 mm de agua equivalente.

Los términos de intensidad utilizados son los siguientes:

**Débiles:** Los copos son normalmente pequeños y dispersos. Con viento en calma el espesor de la cubierta de nieve aumenta en una cantidad no superior a 0,5 cm en una hora.

**Moderadas:** Normalmente consisten en copos de mayor tamaño, cayendo con suficiente densidad como para disminuir la visibilidad sustancialmente. La cubierta de nieve aumenta en una proporción de hasta 4 cm en una hora.

**Fuertes:** Reducen la visibilidad a un valor bajo y aumenta la cubierta de nieve en proporción que excede los 4 cm en una hora.

Como se aprecia, la nieve es un fenómeno muy *escandaloso*, ya que se considera como fuerte una intensidad que, en el caso de lluvia equivalente (4 litros por metro cuadrado en una hora) nos situaría en el sector inferior de la lluvia moderada.

En cuanto al hielo en la carretera, supone un peligro extremo de accidente. Si la calzada está muy fría, incluso con temperatura del aire ligeramente por encima de 0 grados, la lluvia que cae puede transformarse instantáneamente en hielo. Asimismo, la escarcha en la vegetación en los lados de la carretera es peligrosa. En las umbrías, el riesgo se puede extender a bien entrado el día, incluso con tiempo soleado.

Respecto a los **umbrales** establecidos por el **Instituto Nacional de Meteorología** para considerarla fenómeno adverso, la nieve está muy vinculada a la altitud, ya que el descenso de temperaturas asociado a las mayores altitudes aumenta mucho su frecuencia conforme ascendemos. Es por ello que los umbrales son más rigurosos en las cotas más bajas, donde las estructuras estarán menos preparadas; por otra parte, en cotas superiores a 1.200 metros no se consideran avisos de nieve ya que se la considera habitual. Asimismo, hay que resaltar que aunque la definición de intensidades alude a la hora como unidad temporal, los umbrales están definidos para períodos de 24 horas.

-Para las zonas comprendidas **entre el nivel del mar y los 200 metros** de altitud:

Nieve que cubra el suelo, correspondiendo a una precipitación equivalente de al menos 2 litros por metro cuadrado en 24 horas (el espesor de la nevada acumulada será como mínimo de 2 cm). Para estas cotas en que la nieve no es habitual, se supone que la más mínima capa ya puede provocar colapsos importantes.

-Para las zonas comprendidas **entre 200 y 800 metros** de altitud:

Nieve que cubra el suelo, correspondiendo a una precipitación equivalente de más de 5 litros por metro cuadrado en 24 horas (el espesor de la nevada acumulada será superior a los 5 cm).

-Para las zonas del país **entre 800 y 1.200 metros** de altitud:

Nieve que cubra el suelo, correspondiendo a una precipitación equivalente de más de 10 litros por metro cuadrado en 24 horas (el espesor de la nevada será superior a los 10 cm).

El **Servei Meteorològic de Catalunya** refiere los umbrales al espesor de nieve caída (difícil de evaluar, ya que el viento la acumula de forma irregular, y su densidad también puede variar una vez caída). De este modo, establece los siguientes umbrales:

Para el nivel 1, basta la previsión de nieve cuajada en el suelo para cotas situadas por debajo de 600 metros. Entre 600 y 800 metros, se requerirían 5 centímetros de altura. Por encima de 800 metros, se requieren 20 centímetros de altura para emitir el aviso. Como se ve, es menos exigente que el criterio del INM para cotas bajas, y más exigente para cotas altas.

Para el nivel 2, se requiere un grosor de 5 centímetros hasta los 400 metros de altitud; 20 centímetros entre los 400 y 800 metros; y 50 centímetros por encima de los 800 metros.

A pesar de las proclamas de cambio climático, en diciembre de 2001 se registró en Cataluña una nevada histórica, la mayor de las últimas décadas, que puso a prueba los dispositivos de alerta.

**Méteo France** da los siguientes consejos para el caso de alerta por nieve o hielo:

Si se declara nivel naranja, se aconseja ser muy prudente y vigilante y sólo viajar si es realmente necesario, acomodándose a las condiciones de circulación; respetar las restricciones de circulación y los desvíos; y prever un equipamiento mínimo para el caso de una inmovilización prolongada.

En caso de nivel rojo, se aconseja permanecer en casa y no emprender ningún desplazamiento; si es necesario desplazarse, se debe señalar la salida y el destino a la gente allegada; dotarse de equipamientos especiales y de material en caso de inmovilización prolongada; y no abandonar el vehículo más que a solicitud de los equipos de emergencia.

### 6.3. VIENTO.

Es el movimiento del aire con relación a la superficie terrestre. En su predicción ha de figurar tanto la dirección como la velocidad. La fuerza del viento es proporcional al cuadrado de su velocidad, con lo que sus efectos destructivos aumentan considerablemente al incrementarse la velocidad. Hay que distinguir entre velocidad media y velocidad de las rachas; las rachas, o desviaciones transitorias de la velocidad del viento respecto a su valor medio, son expresión de la irregularidad de la velocidad del viento junto al suelo, y se miden mediante el *coeficiente de rafagosidad*; dicho coeficiente es mayor cuanto más rugoso es el terreno.

La **dirección** se especifica según la rosa de vientos de ocho direcciones:

Norte, Noreste, Este, Sureste, Sur, Suroeste, Oeste, Noroeste.

Si se alude a intervalos de 90 grados, se habla de componentes Norte, Sur, Este y Oeste. A pesar de lo extendido de su uso, es incorrecto usar el término *componente* para los rumbos intermedios (ejemplo: no se debe decir *componente Suroeste*, sino simplemente *Suroeste*).

La **velocidad** se mide en las siguientes unidades:

**Kilómetro por hora.**

**Metro por segundo.** 1 m/s = 3,6 km/h.

**Nudo (kt).** 1 kt = 1 milla marina por hora = 1,853 km/h.

La predicción de velocidad se hace de sus valores medios (entendidos como media en diez minutos), pero algunas veces se debe hacer referencia a los valores de velocidad instantánea (generalmente máximos), ya que son las rachas las que normalmente definen más el poder destructivo del viento; la persistencia de velocidades altas también puede incrementar los daños. Asimismo, si va acompañado de lluvia pueden incrementarse los problemas, ya que el reblandecimiento y aumento de peso de determinadas construcciones y estructuras puede hacerlas más vulnerables.

Los términos de intensidad respecto a la velocidad, expresada en kilómetros por hora, son los siguientes:

**Débiles:** velocidad media inferior a 20 km/h.

**Moderados:** velocidad media entre 21 y 40 km/h.

**Fuertes:** velocidad media entre 41 y 70 km/h.

**Muy fuertes:** velocidad media entre 71 y 120 km/h.

**Huracanados:** velocidad media mayor de 120 km/h.

Estos términos también se usan referidos a rachas, con expresiones como "*vientos del Noreste moderados a fuertes con rachas muy fuertes*". En general, se entiende que un viento medio con un determinado grado de intensidad siempre puede dar rachas del grado inmediatamente superior; por ejemplo, un viento medio fuerte normalmente podrá dar rachas muy fuertes.

En la práctica, la velocidad del viento junto al suelo es muy variable en función de circunstancias locales como la orografía o el verse afectada el área o no por la trayectoria de fenómenos como tormentas. Las rachas ocasionadas por las tormentas, así como los tornados (que, aunque de no excesiva magnitud, ocasionalmente también se producen en nuestro territorio) son muy imprevisibles, y la magnitud de sus efectos en períodos de apenas 5 minutos señalan en ocasiones velocidades que pueden alcanzar los 200 kilómetros por hora.

Los **umbrales de aviso** establecidos por el **Instituto Nacional de Meteorología** son los siguientes, en función de las distintas áreas geográficas:

**-90 km/h** en:

Galicia (excepto Ourense e interior de Lugo).

Asturias.

Cantabria.

País Vasco.

Navarra.

La Rioja.

Aragón.

Noreste de Girona y sur de Tarragona, en Cataluña.

Comunidad Valenciana.

Murcia.

Sur de Cádiz y todo el litoral, en Andalucía.

**-80 km/h** en:

Castilla y León.

Baleares.

**-75 km/h** en el resto:

Madrid.

Castilla-La Mancha.

Extremadura.

Andalucía (excepto sur de Cádiz y litoral).

Ourense e interior de Lugo, en Galicia.

Cataluña, excepto Noreste de Girona y Sur de Tarragona.

Ceuta y Melilla.

Islas Canarias.

Como se ve, los criterios son distintos en función de la frecuencia de vientos fuertes y de la experiencia de sus efectos en cada área.

El **Servei Meteorològic de Catalunya** señala los siguientes umbrales:

Para el Nivel 1, rachas máximas de 35 metros por segundo (126 km/h) en las comarcas del Noreste de Girona y Sur de Tarragona, afectadas respectivamente por la Tramuntana (del Norte) y el Cerç o Mestral (del Noroeste, prolongación del Cierzo del valle del Ebro). Y 25 metros por segundo (equivalentes a 90 km/h) en el resto. Como se aprecia, niveles superiores a los establecidos por el INM.

Para el Nivel 2, rachas superiores a 45 metros por segundo (equivalentes a 162 km/h) en las comarcas antes mencionadas; y superiores a 35 metros por segundo (equivalentes a 126 km/h) en el resto. Unos valores realmente elevados, y que fuera de emplazamientos excepcionales se registrarán en pocas ocasiones.

**Météo France** establece los siguientes consejos para el caso de viento fuerte:

En caso de nivel naranja, limitar los desplazamientos y comunicarlos antes de emprenderlos; protegerse de las caídas de árboles y objetos; no intervenir ni hacer reparaciones en los tejados; y asegurar los objetos expuestos al viento.

En caso de nivel rojo, se aconseja permanecer en casa y evitar toda actividad exterior; si hay necesidad de desplazarse, ser muy prudente y hacerlo por los grandes ejes de circulación; tomar las precauciones que se imponen frente a las consecuencias de un viento violento y, sobre todo, no intervenir en los tejados.

#### **6.4. TORMENTAS.**

Se define una tormenta como una o varias descargas bruscas de electricidad atmosférica que se manifiesta por su brevedad e intensidad (relámpago) o por el ruido seco o un rugido sordo (trueno). Por tanto, para que considerar que existe tormenta es condición necesaria y suficiente la existencia de aparato eléctrico.

Son **secas** si no llega precipitación al suelo, y dan lugar a un importante riesgo de incendios forestales.

Son **fuertes** cuando van acompañadas de rachas fuertes de viento, precipitación localmente fuerte o granizo superior a 1 centímetro de diámetro.

Como **umbral de aviso previsto**, se establece el de tormenta fuerte tal como se acaba de especificar.

El **umbral de aviso observado**, es decir, comunicación de tormentas no previstas de antemano, es superior, debiéndose producir al menos uno de los siguientes fenómenos en el suelo:

Precipitaciones localmente muy fuertes.

Granizo con diámetro superior a 1 centímetro.

Rachas de viento muy fuerte.

Los fenómenos asociados a las tormentas, aunque normalmente de corta duración, pueden ser extraordinariamente violentos. Las rachas de viento consecuencia del desplome del aire superior, o los tornados que se pueden formar ocasionalmente, pueden alcanzar

velocidades instantáneas enormes, del orden de 200 km/h. El granizo puede alcanzar diámetros de varios centímetros, con un gran poder destructivo. Y la lluvia puede alcanzar intensidades torrenciales en cortos períodos de tiempo.

Uno de los mayores riesgos asociados a las tormentas son los rayos. En el pasado, cuando las áreas rurales estaban más habitadas y una mayor proporción de la población trabajaba en el campo, eran la causa de la muerte de decenas de personas cada año en el conjunto de España. En la actualidad esta mortandad ha disminuido, pero están apareciendo nuevos grupos de riesgo entre las actividades ligadas a los signos de opulencia, como los jugadores de golf. Una tormenta fuerte puede dar lugar a la caída a tierra de miles de rayos, por lo que en ocasiones hay víctimas.

Respecto a las tormentas, **Méteo France** dicta los siguientes consejos para los casos de alerta:

Con nivel naranja, ser prudente, en particular en los desplazamientos y las actividades de ocio; evitar utilizar el teléfono y los aparatos eléctricos; cuando se aproxima la tormenta, poner en lugar seguro los bienes y alejarse de las zonas arboladas.

Con nivel rojo, ser muy prudente, en particular si hay necesidad de desplazarse; las condiciones de circulación pueden volverse repentinamente peligrosas. Evitar las actividades exteriores de ocio. Alejarse de zonas arboladas y asegurar los bienes. En carretera, detenerse en un lugar seguro y no dejar el vehículo.

## 6.5. OLAS DE FRÍO.

Se definen como el enfriamiento importante de aire o la invasión de aire muy frío sobre una zona extensa. Se consideran especialmente las temperaturas mínimas, cuyos valores extremos pueden dar lugar a daños en la agricultura, servicios (congelación de conducciones), comunicaciones... Asimismo, afectan a la salud y pueden poner en peligro de vida de las personas con menores recursos económicos; son conocidos los planes especiales en las grandes ciudades para proteger a los indigentes y habilitarles lugares para pernoctar que, aunque sean precarios (estaciones de Metro, por ejemplo), los protejan de la intemperie.

Conceptualmente, se producirá ola de frío está, evidentemente, en función de los valores habituales de cada zona; así, un valor de 5 grados bajo cero será perfectamente normal en ciertas zonas y catastrófico en otras.

El mecanismo habitual que da lugar a las temperaturas mínimas más bajas consta de dos fases:

-Invasión de aire ártico o polar, acompañado habitualmente de viento que impide que dicho aire se decante durante la noche; en esta primera fase, aunque la sensación de frío puede ser mayor, las temperaturas mínimas no son muy bajas.

-Posterior encalmada del viento, con lo que el aire se enfría fuertemente junto al suelo, especialmente en las zonas del terreno deprimidas, debido a la mayor densidad del aire frío.

En 24 horas, se consideran los siguientes términos de intensidad respecto a los descensos de temperatura:

**Descenso débil:** de 1 a 2 grados centígrados.

**Descenso moderado:** de 3 a 6 grados.

**Descenso notable:** de 7 a 12 grados.

**Descenso extremo:** más de 12 grados.

Para emitir aviso de ola de frío, según la norma del **Instituto Nacional de Meteorología**, se ha de cumplir un doble criterio: prever un descenso de al menos 6 grados centígrados en 24 horas, alcanzándose, además, temperaturas mínimas comprendidas entre los siguientes valores en función de las zonas geográficas:

**0 grados** en el litoral de la Península y de Baleares, Ceuta y Melilla.

**Menor de 0 grados** en las zonas con altitud entre el nivel del mar y los 200 metros.

**Menor de -5 grados** en las zonas cuya altitud se halle entre los 200 y los 800 metros.

**Inferior a -10 grados** en las zonas cuya altitud esté comprendida entre los 800 y 1.200 metros.

Para el **Servei Meteorològic de Catalunya**, se declara Nivel 1 cuando las temperaturas mínimas bajen de los 10 grados bajo cero en el interior (nivel bastante exigente en algunas zonas, y asequible en las de montaña) o de 0 grados en el litoral (lo que sucede con cierta frecuencia en Cataluña).

El Nivel 2 sólo está previsto cuando se prevean mínimas inferiores a 15 grados bajo cero en el interior; para el litoral no está previsto este nivel.

Como se aprecia, este criterio sólo atiende a los valores absolutos previstos, y no al grado de descenso térmico respecto al día previo.

## **6.6. OLAS DE CALOR.**

Son un fenómeno simétrico a las olas de frío. Afectan esencialmente a la salud de las personas. Son conocidas las consecuencias de la ola de calor europea del verano de 2003, que dio lugar a la muerte de miles de personas; las estadísticas lo reflejaron más fielmente en unos Estados que en otros, pero la realidad es que agravó las patologías de los grupos de riesgo, en especial personas mayores y/o con afecciones cardíacas o respiratorias. Actualmente se han establecidos acuerdos entre el Instituto Nacional de Meteorología y el Ministerio de Sanidad, así como con las Consejerías de Sanidad de las Comunidades Autónomas, para intentar paliar los efectos en los colectivos de riesgo.

Se define la ola de calor como un calentamiento importante del aire o invasión de aire muy caliente sobre una zona extensa. Evidentemente, el parámetro más significativo es la temperatura máxima. Aunque realmente se deben valorar conjuntamente otros datos, en especial los referidos a humedad: humedad relativa y humedad absoluta. El valor que mejor sintetiza la sensación térmica es la *temperatura del termómetro húmedo*, que hace una síntesis muy buena de las características térmicas e higrométricas del aire.

De forma análoga a los descensos térmicos, los ascensos de temperatura se definen en cuanto a su intensidad del siguiente modo, en cuanto a la variación de temperatura en 24 horas:

**Ascenso débil:** de 1 a 2 grados centígrados.

**Ascenso moderado:** de 3 a 6 grados.

**Ascenso notable:** de 7 a 12 grados.

**Ascenso extremo:** más de 12 grados.

Para la emisión de aviso de ola de calor, los criterios del **Instituto Nacional de Meteorología** son bastante variados en función de las distintas Comunidades Autónomas. Se incluyen aquí detalladas, asumiendo que no tiene mucho sentido memorizarlas dada su casuística tan variada. Nótese que en ocasiones se alude a las temperaturas mínimas.

En las siguientes Comunidades Autónomas, el criterio es de ascenso de las temperaturas en **6 grados centígrados o más en 24 horas**, debiendo, además, concurrir las siguientes circunstancias durante dos días o más:

**En Galicia:**

En Ourense y sur de Lugo, temperatura máxima superior a 40 grados.

En el resto del interior, máxima superior a 38 grados.

En el litoral de las Rías Bajas, máxima superior a 35 grados.

En el resto del litoral, máximas superior a 33 grados.

**En Castilla y León:**

En junio y septiembre, máxima superior a 34 grados.

En julio y agosto, máxima superior a 37 grados.

**En Madrid y Castilla-La Mancha** (al menos un día):

Por debajo de 800 metros, temperatura máxima superior a 40 grados o mínima superior a 25 grados.

Entre 800 y 1.200 metros, temperatura máxima superior a 37 grados o mínima superior a 23 grados.

Por encima de 1.200 metros, temperatura máxima superior a 35 grados o mínima superior a 21 grados.

**En Murcia** (al menos un día):

Temperatura máxima superior a 40 grados.

**En Andalucía, Ceuta y Melilla:**

Temperatura máxima superior a 40 grados.

En las siguientes Comunidades Autónomas, la casuística es la siguiente:

**En Canarias:**

En el litoral, máxima igual o superior a 35 grados, con ascenso de al menos 4 grados en 24 horas.

En el interior, máxima igual o superior a 40 grados, con ascenso de 6 grados en 24 horas.

**En Extremadura:**

Durante dos días, máxima superior a 42 grados o mínima igual o superior a 24 grados.

Durante un día mínimo, máxima igual o superior a 40 grados si se ha producido un ascenso de 4 grados en 24 horas.

**En Aragón, Navarra y La Rioja:**

En el Pirineo, Somontano pirenaico y vertiente cantábrica navarra: Durante dos días o más, máxima superior a 36 grados.

En el sistema Ibérico y su Somontano: Durante dos días o más, máximas superiores a 38 grados.

En el resto: Durante dos días o más, máximas superiores a 40 grados.

**En Asturias, Cantabria, País Vasco, Comunidad Valenciana, Baleares y Cataluña** no está de momento definido este fenómeno en el Plan General de Avisos Meteorológicos.

Como se aprecia, los criterios establecidos de momento para definir las olas de calor son muy variados y difíciles de sintetizar. Al parecer, la normativa en este caso ha ido de lo particular a lo general y no como en el resto de los fenómenos, en que ha primado la generalización.

El **Servei Meteorològic de Catalunya** señala como umbrales las siguientes temperaturas máximas previstas, en principio para un solo día:

Para el Nivel 1, más de 40 grados en el interior y más de 35 grados en el litoral.

Para el Nivel 2, más de 45 grados en el interior, valor realmente extremado.

#### **6.7. VIENTO Y OLEAJE EN LA MAR, EN ZONAS COSTERAS.**

Es otro de los riesgos meteorológicos que hay que prever. Debido al menor rozamiento sobre el mar que sobre tierra, el viento sobre aquél sopla con mayor intensidad y de un modo más continuo (con menor rafagosidad). El viento en el mar crea problemas en un doble sentido:

-Por los daños y problemas que crea su acción directa.

-Por el oleaje que provoca.

Para la medición del viento en el mar se usa la *escala de Beaufort*, en recuerdo del almirante británico de dicho nombre que la creó en el siglo XIX. Dicha escala señala los tramos de fuerza del viento en nudos, unidad habitual usada en navegación. Se recuerda que el nudo (*kt* en abreviatura, del inglés *knot*) equivale a una milla marina por hora (1,853 km/h) y es en sí una medida de velocidad, por lo que la expresión "*nudo por hora*", es incorrecta, y aludiría en todo caso a una medida de aceleración. Se detalla dicha escala en la tabla 1.

Los ocho primeros grados de la escala de Beaufort se caracterizan por la ausencia de efectos destructores y pueden considerarse como fenómenos relativamente ordinarios. Los grados del 9 al 12 corresponden a fuerzas superiores a la resistencia de muchas construcciones y van acompañados por este motivo de destrozos. Hay que distinguir asimismo entre viento medio (medido en un intervalo de 10 minutos) y racha instantánea. Normalmente, un viento medio determinado da lugar a rachas uno o dos grados superiores.

GRADO	NOMBRE USUAL	VELOCIDAD EN NUDOS	VELOCIDAD EN km/h
0	Calma	0 a 1	0 a 1
1	Ventolina	1 a 3	1 a 5
2	Flojito	4 a 6	6 a 11
3	Flojo	7 a 10	12 a 19
4	Bonancible	11 a 16	20 a 28
5	Fresquito	17 a 21	29 a 38
6	Fresco	22 a 27	39 a 49
7	Frescachón	28 a 33	50 a 61
8	Temporal	34 a 40	62 a 74
9	Temporal Fuerte	41 a 47	75 a 88
10	Temporal Duro	48 a 55	89 a 102
11	Temporal muy Duro	56 a 63	103 a 117
12	Temporal Huracanado	>64	>118

Tabla 1.- Escala Beaufort de fuerza del viento.

Respecto al oleaje, hay que diferenciar dos tipos en el mismo:

-**Mar de viento:** el originado directamente por el viento que sopla en la zona. Este oleaje es fruto de tres factores:

- 1.- La fuerza del viento.
- 2.- Su duración.
- 3.- Su alcance o *fetch*, o distancia de mar sobre la que actúa el viento en cuestión.

Para que se levante la máxima altura de mar que permite un determinado viento, ha de actuar sobre una distancia suficiente y durante un tiempo suficiente.

-**Mar de fondo:** Originada en una zona alejada, por un viento no presente en la zona analizada. Es un oleaje de ondas más tendidas y espaciadas, aunque su altura puede ser grande.

La altura de las olas se mide de cresta a seno, es decir, de la altura máxima a la mínima de la onda. Para acomodar las medidas instrumentales a las observaciones visuales, se considera como altura representativa la "altura 1/3", ya que se ha comprobado que un observador experto tiende a considerar como altura representativa la del promedio entre el tercio de olas más altas, sobreestimando, por tanto, la altura respecto a la que se obtendría haciendo una media aritmética estricta. En consecuencia, las medidas instrumentales proporcionan como altura representativa esta misma "altura 1/3".

El estado de mar de viento se define según la escala que se indica en la Tabla 2, aludiendo a dicha altura representativa del oleaje.

Grado	Metros	Nombre
0	0 a 0,10	Llana
1	0,10 a 0,20	Rizada
2	0,20 a 0,50	Marejadilla
3	0,50 a 1,25	Marejada
4	1,25 a 2,50	Fuerte Marejada
5	2,50 a 4	Gruesa
6	4 a 6	Muy Gruesa
7	6 a 9	Arbolada
8	9 a 14	Montañosa
9	>14	Enorme

Tabla 2.- Escala de estado del mar de viento.

El mar de fondo se define directamente por su altura representativa en metros, indicando su dirección de procedencia.

En el ámbito español, las costas atlánticas registran oleajes bastante mayores que las mediterráneas; esencialmente, porque el *fetch* o alcance, o distancia de mar sobre la que actúa el viento, es mucho mayor. También tienen mayor incidencia las potentes borrascas atlánticas con sus fuertes vientos. Asimismo, con frecuencia llega mar de fondo provocado por temporales distantes.

Los **umbrales de aviso** adoptados por el **Instituto Nacional de Meteorología** varían según la Comunidad Autónoma considerada y según la época del año. Esto último se debe a dos factores:

-En verano normalmente viento y mar son más tranquilos, por lo que una alteración es más significativa entonces que en invierno.

-En las épocas de vacaciones el número de navegantes aumenta exponencialmente, por lo que en ciertas Comunidades Autónomas se ha decidido bajar los umbrales en dichas fechas.

Respecto al **viento en aguas costeras**, los umbrales son los siguientes:

-En las zonas **mediterráneas**, fuerza 6. En aguas de **Murcia**, de junio a septiembre, en Semana Santa y en las fiestas de primavera, el umbral baja a fuerza 5.

-En las zonas **atlánticas**, fuerza 7.

-En el área de **Tarifa** (estrecho de Gibraltar), fuerza 8 de junio a septiembre y fuerza 9 el resto del año.

Respecto al **mar de viento**, los umbrales son los siguientes:

-En general, mar **gruesa** con las siguientes excepciones:

-En Galicia y País Vasco, mar **muy gruesa**.

-En la Comunidad Valenciana, Murcia y Baleares, de junio a septiembre (y en Murcia en las fiestas antes señaladas), **fuerte marejada**.

Respecto al mar de fondo, los umbrales son los siguientes:

-En País Vasco y Andalucía, **3 metros**.

-En Galicia, Asturias, Cantabria y Canarias, **4 metros**.

-En las comunidades mediterráneas (excepto Andalucía Oriental) no se considera el mar de fondo debido a su poca frecuencia. En la práctica, cuando se estima que puede aparecer, se asimila a mar de viento y se considera el nivel de mar que resultaría en dicha escala. Por ejemplo, un mar de fondo de 3,5 metros equivaldría a mar gruesa, por lo que sería motivo de aviso.

**El Servei Meteorològic de Catalunya** tiene establecidos los siguientes umbrales:

Para el Nivel 1, fuerte marejada de mayo a septiembre, y mar gruesa de octubre a abril.

Para el Nivel 2, mar muy gruesa.

### **6.8. GALERNAS EN EL CANTÁBRICO.**

Las galernas son ráfagas súbitas y borrascosas que, en la costa septentrional de España, suelen soplar entre el Oeste y el Noroeste. Proceden del Noroeste y es un viento frío y húmedo que afecta también a las costas atlánticas de Francia.

El **Instituto Nacional de Meteorología** emite aviso de galerna, cuando se estima que hay "*condiciones favorables para las mismas*", en las comunidades cantábricas:

-Asturias.

-Cantabria.

-País Vasco.

### **6.9. DESHIELOS.**

Se producen por la fusión de la nieve o del hielo o ambos en la superficie de la tierra, por acción de factores climáticos o hidrológicos. Influye la altura de la cubierta nivosa, la de la isoterma de 0 grados y la precipitación caída en 24 horas.

En zonas al pie de sistemas montañosos que acumulan abundante nieve en invierno, suponen un riesgo de inundaciones en primavera. Son conocidas las crecidas de los afluentes pirenaicos del Ebro en dicha época. También se puede citar la altura alcanzada por las aguas en ciudades de Castilla y León en primavera por este motivo, y que atestiguan señales conmemorativas, como es el caso de Burgos.

Es precisamente en Castilla y León en la única comunidad donde está previsto dicho aviso. Se produce dicho aviso cuando concurren las siguientes circunstancias:

-Hay cubierta nivosa por debajo de 2.000 metros.

-La isoterma de 0 grados se sitúa por encima de 2.000 metros.

-Se esperan precipitaciones de agua líquida superiores a 10 milímetros en 24 horas.

### **6.10. NIEBLAS.**

Se producen por suspensión en la atmósfera de gotas muy pequeñas de agua, que reducen la visibilidad horizontal sobre la superficie terrestre a menos de 1 kilómetro. Suponen especialmente un peligro para la circulación en cualquier vehículo por tierra, mar o aire, pudiendo dar lugar al cierre de los aeropuertos por el riesgo que implica. En el mar se multiplica el riesgo de colisiones, aun estando las naves dotadas de radar que reduce el

peligro. En la conducción rodada, sobre las autopistas y autovías las nieblas están vinculadas a accidentes en cadena en los que pueden estar implicados hasta centenares de vehículos, con un número considerable de víctimas en ocasiones. Las nieblas pueden ser de varios tipos, destacando las siguientes:

**-De radiación.-** Producidas sobre las llanuras y valles por enfriamiento nocturno, con tiempo estable. En ocasiones pueden persistir durante semanas sin disiparse. Son bien conocidas por su persistencia las de los valles del Ebro y Segre, las de Castilla y León y las de Castilla-La Mancha.

**-De pendiente.-** Producidas en las zonas de montaña y de cuesta, cuando el aire al ascender condensa y forma la nube pegada a tierra. Puede afectar a las carreteras.

**-Marítimas.-** Producidas especialmente cuando circula aire cálido sobre agua más fría, con tiempo estable. Pueden ser muy espesas, dificultando considerablemente la navegación. Asimismo, dan lugar a las nieblas más densas que se registran en las tierras litorales. Son más frecuentes a finales de invierno y en primavera.

Al informar sobre las nieblas, se debe señalar si están espesándose o disipándose, o si se considera que son persistentes.

Complementariamente tenemos el fenómeno de la **cencellada**, que es un depósito de hielo **formado**, en general, por la congelación de gotitas de niebla o de nubes subfundidas, (es decir, formadas por gotas de agua líquida con temperaturas inferiores a 0 grados) sobre objetos duros, cuya superficie está a una temperatura próxima a 0 grados centígrados. Estos depósitos pueden ser gruesos en ocasiones, y pueden llegar a dañar e incluso derribar, por ejemplo, torres de tendido eléctrico.

El **Instituto Nacional de Meteorología** emite avisos de niebla en dos Comunidades Autónomas:

-En **Castilla-La Mancha**, cuando se estime que las nieblas tendrán una persistencia superior a 24 horas.

-En **Castilla y León**, cuando se prevean u observen nieblas densas y persistentes con cencellada.

### **6.11. POLVO EN SUSPENSIÓN.**

Son partículas de polvo o arena fina que permanecen en la atmósfera durante un período de tiempo apreciable y que son transportadas por el viento desde diferentes regiones de la tierra. Producen un considerable descenso de la visibilidad y pueden dar lugar a dificultades respiratorias. Se emite aviso sobre este fenómeno en las islas Canarias, donde en especial en las islas orientales se produce como consecuencia de viento fuerte del Este procedente del Sahara.

En **Canarias** se emite aviso por este fenómeno cuando la visibilidad se reduce por debajo de 3.000 metros.

### **6.12. RISSAGUES.**

La rissaga es una oscilación del nivel del mar en puertos, calas o bahías, motivada por causas meteorológicas en condiciones de resonancia. No hace falta profundizar más en este fenómeno, simplemente señalar que da lugar a ascensos y descensos repentinos del nivel del mar especialmente en puntos de la costa de las islas Baleares, y muy destacadamente en Menorca.

El punto más sensible es el puerto de Ciutadella, en dicha isla. Se emite aviso de rissaga si se considera que puede dar lugar a bruscas variaciones del nivel del mar que alcancen los 75 centímetros.

### 6.13. ALUDES EN MONTAÑA.

Un alud es una masa de nieve y de hielo que se desploma bruscamente por las laderas de una montaña y arrastra frecuentemente tierra, rocas y despojos de toda naturaleza. Pueden alcanzar una velocidad de 200 kilómetros por hora. Cada metro cúbico de nieve vieja pesa entre 200 y 500 kilogramos. Una avalancha se lo puede llevar todo a su paso.

En la escala europea de riesgo de aludes, los dos niveles superiores son los siguientes:

**-Riesgo Fuerte (nivel 4).** En la mayoría de las pendientes suficientemente propicias a los aludes, el manto nivoso está débilmente estabilizado. Se pueden desencadenar aludes incluso por sobrecargas débiles en la mayoría de las pendientes suficientemente propicias a los mismos. En ciertas situaciones son posibles numerosas salidas espontáneas de aludes de dimensiones medias y a veces grandes.

**-Riesgo Muy Fuerte (nivel 5).** Hay una inestabilidad generalizada del manto nivoso. En estas circunstancias, se esperan numerosos y grandes aludes originados espontáneamente, incluyendo zonas con pendientes poco propicias a los aludes.

Se emiten avisos de riesgo de aludes en las comunidades pirenaicas: Navarra, Aragón y Cataluña. En esta última, el aviso lo elaboran conjuntamente el **Instituto Nacional de Meteorología** y **l'Institut Cartogràfic de Catalunya**. El **umbral** de aviso es la existencia de **Riesgo Muy Fuerte (nivel 5)** de la escala.

**Météo France** da los siguientes consejos para los casos de alerta de aludes:

En caso de nivel naranja, informarse del estado de las carreteras de montaña; seguir las instrucciones y las consignas de seguridad en vigor en las estaciones de esquí y en los municipios de montaña; y consultar los boletines especializados de **Météo France**, las informaciones locales y a los profesionales de la montaña.

En caso de nivel rojo: evitar, salvo urgencia mayor, todo desplazamiento por las carreteras de montaña; comunicar los desplazamientos a la prefectura del Departamento; y respetar estrictamente las medidas de prohibición y las consignas de seguridad en vigor en las estaciones de esquí y en los municipios de montaña.

## 7. A MODO DE RESUMEN.

Los fenómenos meteorológicos extremos son causantes de grandes pérdidas materiales y humanas en el ámbito mundial. Indudablemente, su impacto es consecuencia en gran medida del nivel socio-económico de la sociedad afectada, de la importancia que se le haya dado a la ordenación del territorio, y de lo desarrolladas que estén las estructuras de protección civil. Es evidente que un ciclón de similar magnitud tiene consecuencias infinitamente más devastadoras en Bangla Desh que en el Japón, o en Haití que en Cuba, por poner dos ejemplos.

En España, sin alcanzar las magnitudes de otros entornos, está presente en mayor o menor medida toda una gama de fenómenos merecedores de vigilancia meteorológica y, llegado el caso, emisión de alertas a la población y a las instituciones públicas. Alertas que deben desembocar en la puesta en vigor de planes específicos de actuación.

De entre todos los fenómenos meteorológicos, las lluvias intensas y el correspondiente riesgo de inundaciones son los de mayor magnitud y los que mayor atención social suscitan. Requieren la creación de planes especiales para su tratamiento, y sistemas tecnológicos avanzados y específicos (radares, sistemas automáticos de información hidrológica) para su seguimiento.

Pero muchos otros fenómenos, en mayor o menor medida, requieren una predicción y vigilancia específicas, así como una emisión de alertas cuando superan ciertos umbrales. En España, es el Instituto Nacional de Meteorología (organismo dependiente del Ministerio de Medio Ambiente) el encargado de realizar esta tarea. La realiza a través del Centro Nacional de Predicción y de los Grupos de Predicción y Vigilancia regionales. Sus protocolos de actuación están regulados por el Plan Nacional de Predicción y Vigilancia de Fenómenos Meteorológicos Adversos.

Las alertas así generadas se transmiten a los organismos dependientes de la Dirección General de Protección Civil y, en su caso, a los Centros de Emergencia de aquellas Comunidades Autónomas que tienen transferidas competencias de Protección Civil. Asimismo, se transmiten a toda una serie de organismos responsables de la gestión de diversas facetas de estos procesos (Confederaciones Hidrográficas, Salvamento Marítimo...), y a los medios de comunicación.

Cataluña tiene transferidas competencias en la emisión de estas alertas, lo que da lugar a una cierta duplicidad: el Grupo de Predicción y Vigilancia de Barcelona del INM elabora sus avisos de alerta y les da difusión, pero Protección Civil de la Generalitat catalana se rige por los avisos generados por el Servei Meteorològic de Catalunya, dependiente de dicha institución, que sigue sus propios procedimientos con sus propios umbrales.

En el texto precedente se ha caracterizado someramente cada fenómeno meteorológico potencialmente adverso; se ha mostrado el tratamiento dado por el Instituto Nacional de Meteorología a cada uno de ellos, con especial atención a los umbrales desencadenantes de alertas para cada uno de ellos. Se ha contrastado dicho tratamiento con el dado por el Servei Meteorològic de Catalunya. También, para ampliar la visión sobre dichos tratamientos, se ha puesto el ejemplo del servicio meteorológico francés (Météo France), como entidad de reconocido prestigio internacional.

## 8. BIBLIOGRAFÍA.

- Armengot, R. (2002): "Las lluvias intensas en la Comunidad Valenciana". Madrid, Ministerio de Medio Ambiente.
- Bosch y Juliá, M. (1866): "*Memoria sobre la inundación del Júcar presentada al Ministerio de Fomento*". Madrid, Imprenta Nacional.
- Capel Molina, J. J. (1980): "Situaciones sinópticas típicas de lluvias torrenciales en el litoral mediterráneo español". *Anales de las Letras*. Almería, Colegio Universitario.
- Changnon, S. A. y Changnon, J. M. (1992): "Temporal Fluctuations in Weather Disasters". *Climatic Change* n.º 22.
- Elías Castillo, F. y Ruiz Beltrán, L. (1979): "*Precipitaciones máximas en España*". Madrid, ICONA.
- Font Tullot, I. (1983): "*Climatología de España y Portugal*". Madrid, INM.
- García-Dana, F. *et al.* (1982): "*Situación atmosférica causante de lluvias torrenciales durante los días 19 al 21 de octubre de 1982 en el Levante español*". Madrid, INM.
- González Quijano, P. M. (1946): "*Mapa pluviométrico de España*". Madrid, Gráficas Versal.
- Gutiérrez, J. M. y Pérez Puebla, F. (1992): "Evolución temporal de las descargas nube-tierra en las células tormentosas". *III Simposio Nacional de Predicción del INM*.
- Holton, J. R. (1990): "*Introducción a la Meteorología dinámica*". Madrid, INM.
- Instituto Nacional de Meteorología (1999). "*Las precipitaciones máximas en 24 horas y sus períodos de retorno en España. Un estudio por regiones*". Madrid, Ministerio de Medio Ambiente.
- Instituto Nacional de Meteorología (2001). "*Plan Nacional de Predicción y Vigilancia de Fenómenos Meteorológicos Adversos*".
- Jansà Clar, A. (1996): "Ciclogénesis y lluvia fuerte en el Mediterráneo, hechos, incertidumbres y problemas". *III Simposio Nacional de Predicción del INM*. Madrid, INM.
- Jansà Guardiola, J. M. (1968): "*Manual del Observador de Meteorología*", 2.ª ed. Madrid, SMN.
- Martín Vide, J. (1992): "Características extremas de la precipitación en la España mediterránea". "*Inundaciones y redes de drenaje urbano*", Barcelona, Colegio de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos.

- Pérez Cueva, A. J. (ed) (1994): "*Atlas Climático de la Comunidad Valenciana*". Valencia, COPUT.
- Rivera, A. (1990): "Las situaciones de lluvias torrenciales en el área mediterránea española y el Plan PREVIMET". *La Meteorología en el mundo iberoamericano*, n.º 2.
- Rivrain, J-C. (1994): "Orages et catastrophes, La météorologie et l'hydrologie en Méditerranée". *Atmosphère & Climat*, n.º 42/43.

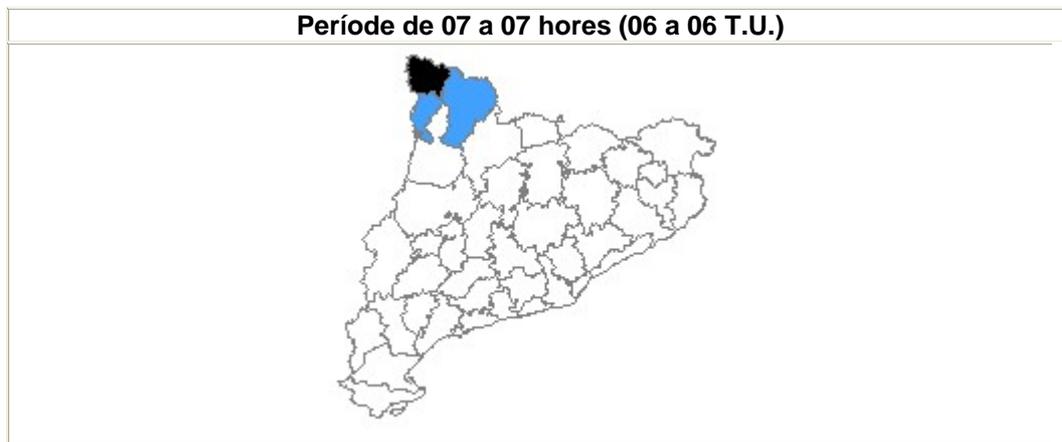
## ANEXO 1.- FORMATO DEL BOLETÍN DE AVISO DE SITUACIÓN METEOROLÓGICA DE RIESGO DEL SERVEI METEOROLÒGIC DE CATALUNYA.

AVÍS DE SITUACIÓ METEOROLÒGICA DE RISC PER NEU

**NIVELL 1**

[format text de l'avís](#)

Avís emès el dimecres 10 de novembre de 2004 a les 10:00 hores (09:00 T.U.)

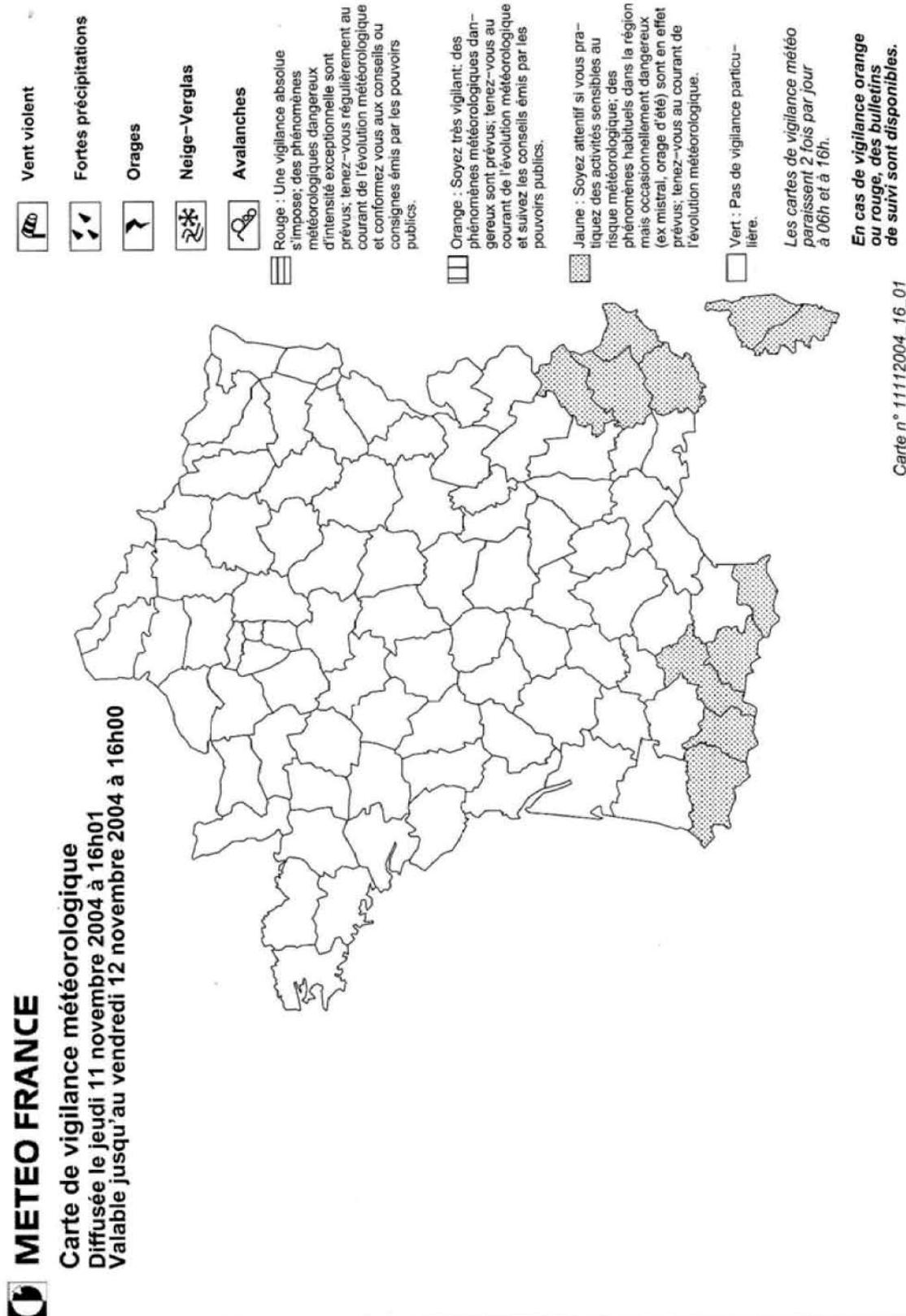


- |  |   |
|--|---|
|  <b>Molt probable</b><br>( probabilitat superior al 70% ) |  <b>Possible</b><br>( probabilitat inferior al 30% ) |
|  <b>Probable</b><br>( probabilitat entre el 30% i 70% )   |  <b>Sense avís</b>                                   |

Comentari:

ALTRES METEORS:

## ANEXO 2.- FORMATO DE LA CARTA DE VIGILANCIA METEOROLÓGICA DE MÉTEO FRANCE.



Carte n° 11112004\_16\_01