

Pluies extrêmes en Catalogne

Influence orographique et caractéristiques synoptiques

Maria del Carmen LLASAT (1), Manuel PUIGCERVER (2)

RÉSUMÉ

Cet article aborde les influences d'une part orographiques, et d'autre part météorologiques (instabilité convective pour l'essentiel), sur la distribution spatiale des pluies ayant engendré des inondations catastrophiques en Catalogne depuis 1940. A l'échelle synoptique, les situations sont très semblables pour la plupart des épisodes, mais les facteurs mentionnés ci-dessus, ainsi que ceux de méso-échelle, sont décisifs en ce qui concerne la localisation des maximums pluviométriques.

MOTS CLÉS : Inondation — Instabilité — Crues — Effet de l'orographie — Catalogne.

ABSTRACT

EXTREME RAINSTORMS IN CATALONIA. OROGRAPHIC EFFECT AND SYNOPTIC CHARACTERISTICS

Rainstorms giving rise to catastrophic floods in Catalonia after 1940 are examined, particular attention being paid to the spatial distribution of rainfall as related to the geographical features and to the meteorological conditions involved. Although synoptic-scale situations are rather similar for the most of them, meso-scale and topographical maxima.

KEY WORDS : Flooding — Instability — Floods — Orographical effects — Catalonia.

RESUMEN

LLUVIAS EXTREMAS EN CATALUÑA. INFLUENCIA DE LA OROGRAFÍA Y CARACTERÍSTICAS SINÓPTICAS

Se consideran las inundaciones catastróficas registradas en Cataluña desde 1940 mencionando especialmente la influencia de la orografía y de la inestabilidad convectiva en la distribución espacial de las lluvias. Las configuraciones sinópticas son muy semejantes en la mayoría de los episodios, pero los factores ya mencionados así como los de mesoescala son decisivos en cuanto a la localización de los máximos pluviométricos.

PALABRAS CLAVE : Inundación — Inestabilidad — Crecidas — Efecto de la orografía — Cataluña.

1. INTRODUCTION

De fortes précipitations convectives se produisent fréquemment sur la côte méditerranéenne espagnole en automne à la tombée du jour.

Les hauteurs maximales précipitées atteintes en 24 heures dépassent souvent les 150 mm et peuvent parfois atteindre les 250 mm. L'épisode peut varier de quelques heures (septembre 1962) à presque une semaine (octobre 1987). Au cours des 25 dernières années, neuf épisodes ont été enregistrés en Catalogne, dont cinq entre 1982 et 1988 (CAILLEAU et SANTURETTE, 1983 ; PUIGDEFABREGAS, 1983, LLASAT, 1987 ; LLASAT et RODRIGUEZ, 1991).

(1) Département d'astronomie et de météorologie, Université de Barcelone Avda. diagonal 647, E-08028 Barcelone, Espagne.
(2) Académie royale des sciences et des arts, Rambla de los Estudios 115, E-08002 Barcelone, Espagne.

2. LOCALISATION GÉOGRAPHIQUE ET OROGRAPHIE DE LA CATALOGNE

Située au nord-est de la Péninsule Ibérique, la Catalogne est caractérisée par une orographie accidentée (fig. 1), marquée principalement par trois chaînes de montagnes (littorale, pré-littorale et pyrénéenne) et deux dépressions (littorale et centrale). La côte, ainsi que les chaînes littorale et pré-littorale ont généralement une orientation sud-ouest nord-est. Bien que le massif pyrénéen soit globalement orienté ouest/est, une grande partie de ses chaînes et de ses contreforts sont parallèles à la côte méditerranéenne. Ces facteurs géographiques sont déterminants en ce qui concerne le déclenchement et la distribution spatiale des pluies.

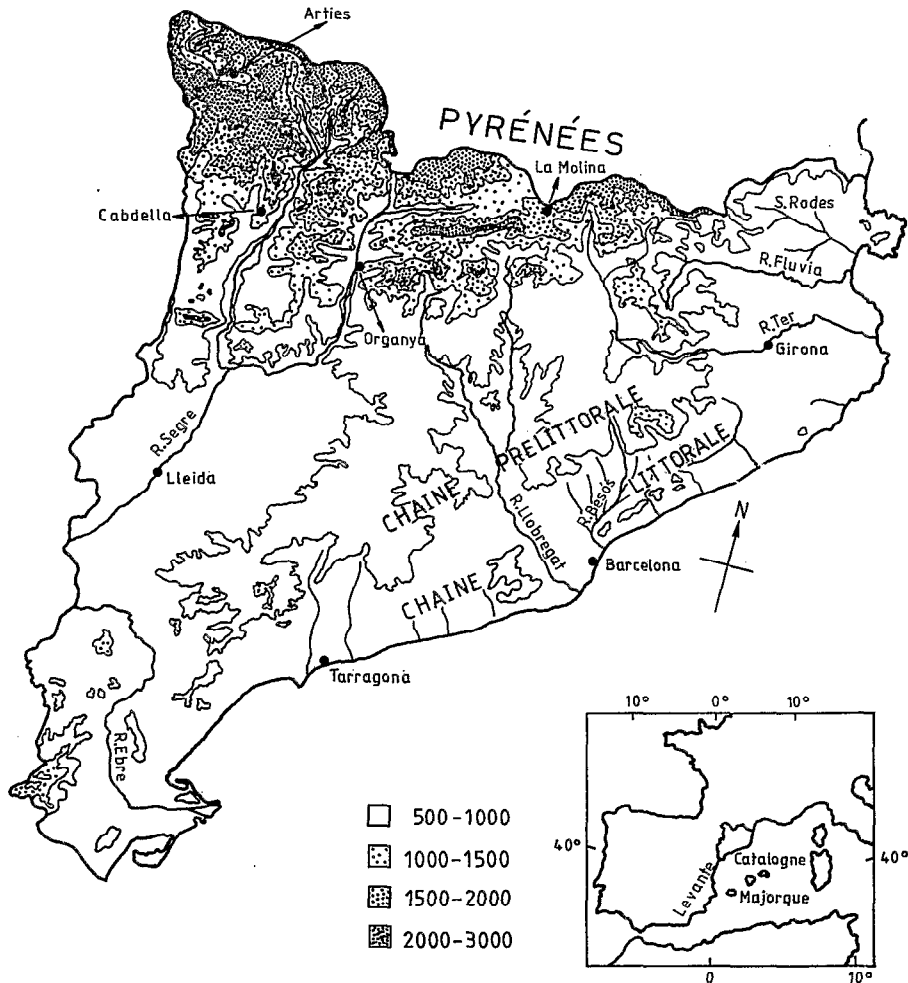


FIG. 1. — Carte de la Catalogne avec quelques caractéristiques orographiques et le réseau fluvial. On a indiqué la situation des postes mentionnés dans le texte.

3. INSTABILITÉ PAR SOULÈVEMENT EN BLOC

On sait qu'une particule d'air s'élève soit lorsqu'elle est plus chaude que l'environnement, soit encore lorsqu'elle doit franchir un obstacle (par exemple, une chaîne de montagne). Dans ce dernier cas, l'analyse de la stabilité de la stratification doit prendre en compte un soulèvement en bloc puisque c'est toute la couche d'air qui s'élève. La réponse de la masse d'air à ce type de soulèvement peut être très diverse selon ses caractéristiques ; les cas les plus

favorables pour la production de cumulonimbus sont ceux où il y a instabilité en air saturé, instabilité absolue ou instabilité convective.

Le dernier cas est le plus intéressant pour l'influence de l'orographie sur le déclenchement et la distribution spatiale des pluies extrêmes ; il est aussi le plus courant. Suite généralement à un soulèvement orographique, une couche qui était stable avant la saturation devient instable une fois saturée ; il y a alors une formation de cumulonimbus de grande portée verticale (fig. 2). Selon la vigueur des mouvements convectifs, il pourra y avoir formation d'orages multicellulaires, voire même supercellulaires. Une question importante se pose alors : quel est le soulèvement minimal nécessaire pour avoir saturation et donc instabilité ?

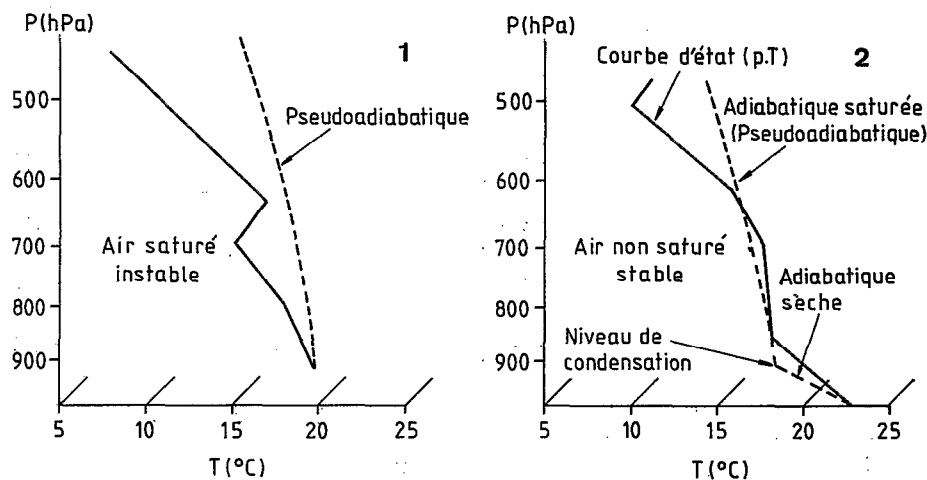
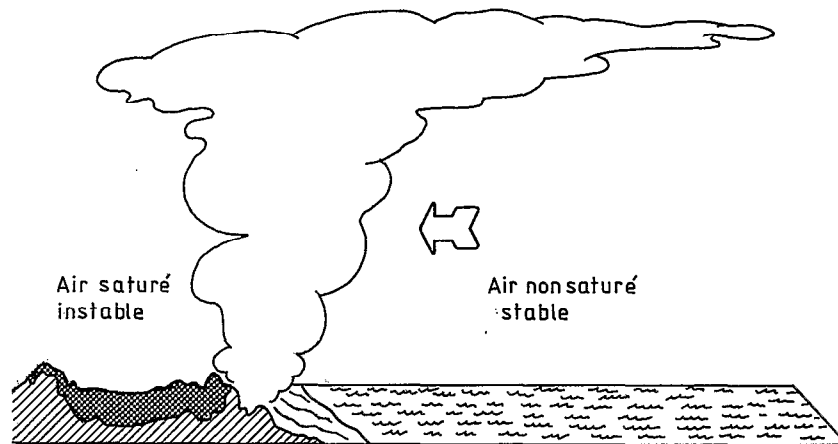


FIG. 2. — 1) Courbe d'état représentative de la masse d'air située sur la mer, au sud-est de la Catalogne.
2) Aspect de la courbe d'état de la masse d'air antérieure lorsqu'elle atteint les premiers contreforts montagneux et subit un soulèvement en bloc de 700 m. H est l'altitude (en m).

La réponse dépend bien entendu des caractéristiques initiales de la couche :

a) Si celle-ci présente une instabilité conditionnelle avant le soulèvement (c'est-à-dire si elle était instable pour l'air saturé), il suffit de l'élever jusqu'au niveau de condensation.

Le soulèvement nécessaire est donc

$$Z = \frac{\Delta T}{\gamma - \Gamma} \quad (1)$$

avec

- ΔT : différence entre la température du thermomètre sec et celle du thermomètre mouillé,
- γ : coefficient de refroidissement par élévation adiabatique (couramment appelé « gradient adiabatique de température ») = 0.98 K/hm
- Γ : coefficient de refroidissement par élévation adiabatique saturée, dont l'expression est :

$$\Gamma = \gamma \frac{p + \frac{\varepsilon L}{r_s T}}{p + \frac{r_s}{c_p} \left(\frac{\varepsilon L}{r_s T} \right)^2 E} \quad (2)$$

- c_p : chaleur spécifique à pression constante de l'air sec
 - E : tension de la vapeur d'eau saturante
 - ε : rapport de la constante spécifique de l'air sec r , à celle de la vapeur d'eau, r_v ; il vaut approximativement 5/3
 - L : chaleur de vaporisation de l'eau
 - p : pression
 - r_s : constante spécifique de l'air sec (c'est-à-dire, constante universelle des gaz divisée par la « masse moléculaire » de l'air sec)
 - T : température de l'air
- b) si la couche était stable aussi bien pour l'air sec que pour l'air humide, il faudrait que la base de la couche se sature au préalable et qu'ensuite elle devienne instable. Dans ce cas on obtient l'expression

$$Z = \frac{\gamma - \alpha}{\gamma - \Gamma} \delta \quad (3)$$

avec :

- α : gradient géométrique vertical de température
- δ : épaisseur de la couche

Les formules précédentes montrent le rôle primordial de l'altitude des montagnes sur le déclenchement des pluies intenses : si l'altitude Z dans (1) ou (3) est modérée, les fortes précipitations auront lieu sur les chaînes côtières l'élévation par convergence due au passage de la mer à la terre pouvant même parfois suffire. En revanche si l'altitude Z est importante, la masse d'air devra arriver jusqu'aux contreforts ou au massif pyrénéen.

4. QUELQUES ÉLÉMENTS SUR LES INONDATIONS CATASTROPHIQUES

4.1. DÉFINITION

On parle ici d'inondation « catastrophique » lorsque l'ensemble des conditions suivantes est vérifié :

- la hauteur cumulée des précipitations sur l'épisode est égale ou supérieure à 200 mm à au moins une station de la zone d'étude ;
- la hauteur maximale précipitée en 24 h est supérieure ou égale à 100 mm sur une zone dont la surface est supérieure ou égale à 2 000 km² ;
- un ou plusieurs fleuves débordent ;
- il y a d'importantes pertes matérielles et, généralement, pertes humaines.

4.2. DESCRIPTION DES ÉVÉNEMENTS RETENUS

Le tableau I présente les inondations en Catalogne de 1960 à aujourd'hui : la hauteur précipitée maximale cumulée sur l'épisode, la hauteur précipitée maximale en 24 h, (valeur locale) ainsi que le nombre de morts, sont récapitulés pour chacun des événements retenus. Puisque ces inondations ont été souvent attribuées à la présence d'une goutte d'air froid en altitude (LLASAT et PUIGCERVER, 1990), on indique aussi dans chaque cas si une telle situation météorologique a été ou non observée. Remarquons que ces épisodes peuvent s'étendre aussi au sud de la France (cas des événements de 1940, 1977, 1982, 1986, 1987).

TABLEAU I
Inondations en Catalogne depuis 1940

Date	Place	Pluie maximale cumulée (mm)	Pluie maximale dans 24 h (mm)	Nombre de morts	Présence de goutte d'air froid
17-19/X/40	Pyrénées Orient.	866.5	352*	-	NON
25/IX/62	Littoral	250	250	815	NON
10-12/X/70	Pyrénées Orient	255	230	-	OUI
20-23/IX/71	Littoral	401	370	19	OUI
18, 19/X/77	Girona, Roussillon	385	276	0	NON
6-8/XI/82	Pyrénées	610	408	>14	NON
6-8/XI/83	Littoral	347	220		NON
30-2/X/86	Pyrénées,	350	119		OUI
30-5/X/87	Catalogne, Valencia				
	Mallorque	397	209	14	NON
12/XI/88	Catalogne, Valencia	220	213	11	NON

* On parle de 758 mm à Amélie-les-Bains.

Un autre élément mis en évidence par ce tableau est que les inondations les plus graves ne sont pas nécessairement celles engendrées par les abats pluvieux les plus importants : cela dépend essentiellement de la localisation de la zone affectée et des intensités maximales enregistrées.

Quelle est la cause de ces épisodes ? Des études détaillées (LLASAT, 1987 ; LLASAT et RODRIGUEZ, 1991) ont montré qu'il s'agit de cas extrêmes d'instabilité convective liée à certains facteurs locaux (interaction terre-mer, orographie) ou à des facteurs de mésoéchelle (LLASAT *et al.*, 1989). Ce point de vue météorologique est détaillé dans le paragraphe suivant.

5. LES CHAMPS PLUVIOMÉTRIQUES

5.1. LES DONNÉES UTILISÉES

La distribution spatiale de la pluie pendant ces épisodes a pu être établie grâce aux renseignements quotidiens des stations de la Météorologie nationale espagnole, aux enregistrements pluviographiques et, depuis 1987, aux données horaires des stations automatiques du réseau du Service d'agriculture de Catalogne (fig. 3).

5.2. DISTRIBUTION DE LA PLUIE EN MONTAGNE. EFFET DE L'OROGRAPHIE

L'absence de site de radiosondage en Catalogne nous oblige à faire appel à celui de Palma (Majorque, Baléares). Ce sondage n'est bien sûr pas identique à celui que l'on obtiendrait en Catalogne, mais la masse d'air dont on mesure les caractéristiques se déplace généralement vers la Catalogne (paragr. 7). Cela permet, en outre, de se faire une idée au préalable de la distribution possible des pluies.

Le tableau II donne les soulèvements minimaux nécessaires pour déclencher l'instabilisation pour quelques épisodes, ainsi que la configuration d'échelle synoptique qui les a engendrés. Du fait qu'il n'y a pas eu de radiosondages entre 1940 et 1970, les soulèvements n'ont pas pu être calculés pour les épisodes relatifs à cette période. Par ailleurs, pour les épisodes de 1971 et de 1986 la configuration synoptique était différente (une goutte d'air froid créait un courant de SE) et les radiosondages de Palma étaient peu représentatifs.

On peut distinguer les épisodes de type A, qui affectent surtout la côte (fig. 4) ou de type B, qui intéressent les Pyrénées et ses contreforts (fig. 5). Quelques épisodes appartiennent à une catégorie intermédiaire qu'on appellera type AB (fig. 6).



FIG. 3. — Localisation des postes pluviométriques utilisés dans tous les épisodes (.) et de ceux qui ont été installés par le service de l'Agriculture après 1987 (+).

TABLEAU II
Soulèvements minimums nécessaires pour l'instabilisation des couches d'air en cas d'instabilité convective

Date	TU	Type	Configuration synoptique	Couche qui peut s'instabiliser (hPa)	Soulèvement maximum pour instabilisation (m)	Soulèvement moyen pondéré (m)
17/10/40	-	B				
25/9/62	00	A	I	Surface-700	1390	700
20/9/71	00	AB	II	Surface-739	1340	1050
19/10/77	12	AB	I	Surface-700	510	320
				700-640	950	950
7/11/82	00	B	I	Surface-774	1300	950
				700-619	1550	1550
7/11/83	12	A	I	Surface-700	1530	880
				700-563	1740	680
30/9/86	12	AB	II	Surface-700	590	320
3/10/87	12	A	I	Surface-700	718	470
				700-455	154	120
12/11/88	12	A	I	Surface-700	328	220
				700-608	220	160

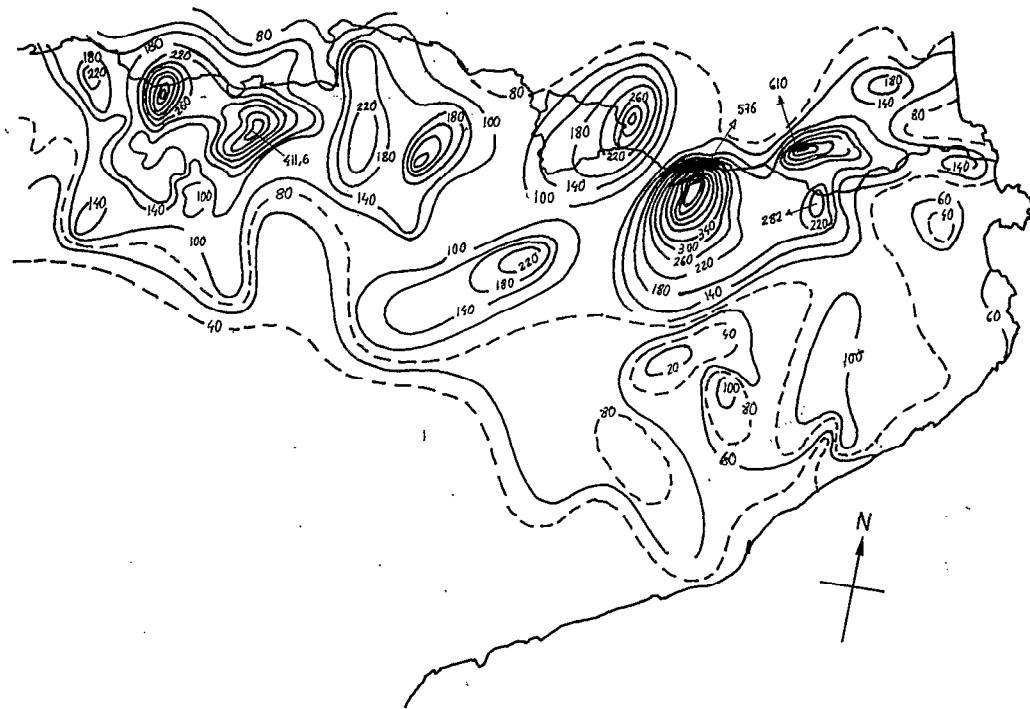


FIG. 4. — Exemple de distribution de la pluie dans un épisode de type A (septembre 1962).

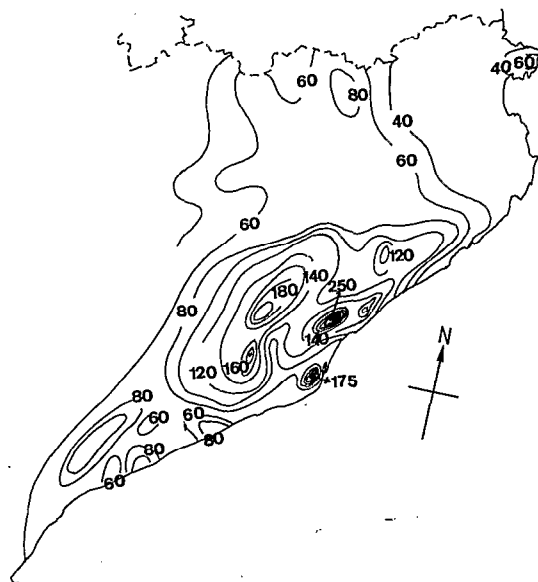


FIG. 5. — Exemple de distribution de la pluie dans un épisode de type B (novembre 1982).

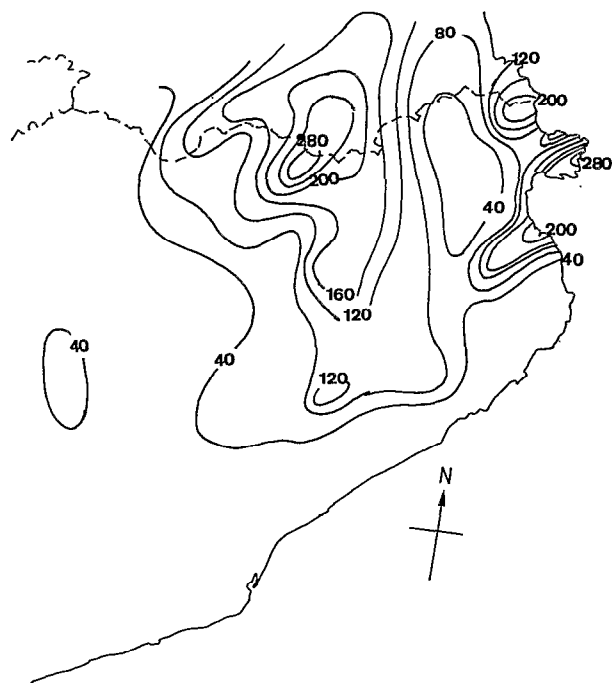


FIG. 6. — Exemple de distribution de la pluie dans un épisode de type AB (octobre 1977).

Dans la figure 7 on remarque que les zones où la hauteur précipitée cumulée sur l'épisode dépasse 200 mm se trouvent le plus souvent sur la partie la plus orientale des Pyrénées ainsi que sur quelques points des chaînes Littorale et Prélittorale, près de Barcelone. Ces dernières correspondent à des soulèvements minimums inférieurs à 900 m ; les pluies les plus importantes ont lieu sur les premiers contreforts, situés à quelques 25 km de la côte et d'altitude maximale comprise entre 500 et 1 000 m. D'autre part, les vallées des fleuves Llobregat et Besos agissant comme des canalisations d'air humide dans la basse troposphère, les plus fortes pluies ont lieu au pied des contreforts montagneux.

Il semble, que, outre l'instabilité convective, l'action simultanée des trois facteurs géographiques suivants est décisive dans la formation des noyaux pluvieux les plus importants : la distance à la mer, l'orientation des chaînes de montagnes et l'altitude des cimes les plus proches.

Quelques épisodes appartenant aux différents types (A, B et AB) sont présentés ci-après afin d'illustrer ces points.

Épisodes de type A

Dans l'épisode de 1962 (tabl. II), le soulèvement minimum moyen nécessaire pour la couche comprise entre la surface et le niveau 700 hPa était de 700 m. Cependant, le soulèvement minimum pour avoir instabilisation d'une couche de quelques 900 m située près du sol était à peu près de 450 m ; ainsi, l'action conjuguée d'une colline comme le Tibidabo (située à 7,5 km de la mer et de 414 m d'altitude) et du passage mer/terre, a pu suffire à déclencher cette instabilité.

Dans l'épisode de 1987, le radiosondage du 3 octobre indique instabilité de l'air saturé au voisinage du sol à 00 TU et de l'instabilité absolue à 12 TU, pour cette raison les pluies se sont déjà développées sur la mer. De même, l'instabilité convective s'étend jusqu'au niveau 400 hPa (tabl. II) ; les cumulonimbus se sont donc renforcés à leur arrivée sur la côte.

Épisodes de type B

Ces épisodes sont généralement les plus pluvieux, avec des précipitations cumulées moyennes supérieures à 400 m. En ce qui concerne l'épisode de 1982, de nombreux renseignements à notre disposition nous ont permis de l'étudier en détail. Bien que des pluies importantes aient été enregistrées sur la chaîne Prélittorale, les pluies maximales

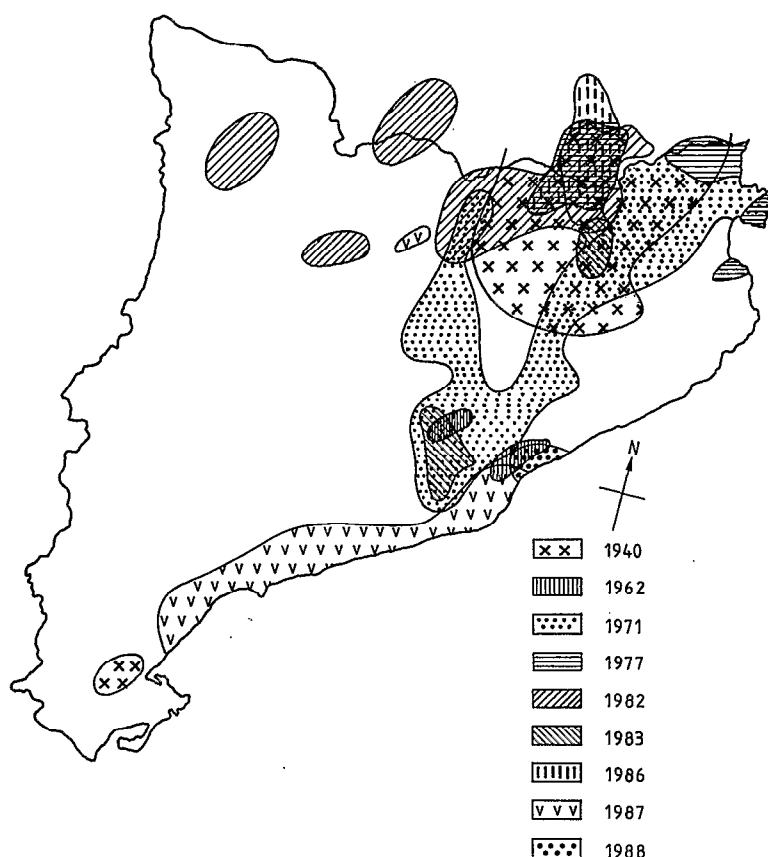


FIG. 7. — Zones dans lesquelles les hauteurs précipitées cumulées sur les différents épisodes ont dépassé 200 mm.

ont été recueillies dans les Pyrénées, à La Molina (556 mm) et à Py (610 mm) ; les hauteurs précipitées les plus importantes en 24 heures (408 mm) ont été recueillies à Ossejà et à Vallcebollère. De même, en France, les pluies se sont étendues aux régions du Gard, de l'Hérault, de la Lozère et de l'Ardèche. Sur le massif de l'Aigoual on a enregistré 548,5 mm en trois jours.

Le tableau III suggère une relation entre les hauteurs maximales de pluie, l'altitude des stations et des montagnes les plus proches, l'orientation des chaînes de montagnes et la distance à la mer. Une régression simple a été établie entre la pluie cumulée en 24 heures y (mm) et l'altitude z (m) :

$$y = 0,11 z + 22,72 \quad r = 0,8 \quad (4)$$

TABLEAU III

Hauteurs précipitées enregistrées entre le 6 et le 8 novembre 1982 sur quelques stations, en relation avec l'altitude des stations, l'altitude des montagnes les plus proches et la distance à la mer

Precipitation cumulée 6-8 (mm)	Nom station (km)	Distance à la mer (m)	Altitude (m)	Nom du pic	Altitude (m)
610	Py	70	1040	Canigou	2784
555.8	La Molina	100	1704	Tossa	2531
323	Cabdella	150	1270	Pessó	2790
233	Organyà	120	540	Espies	1519
142	Arties	190	1185	Bony Gorós	2173

La distribution des pluies a peu varié pendant les deux jours de l'épisode (fig. 8 et 9) et on a observé la formation de nombreux orages multicellulaires avec peu de mouvement de translation qui, sur un pas de temps de 24 heures, donnent une répartition spatiale des noyaux pluvieux très caractéristique. Ces noyaux ont une forme à peu près elliptique, le grand axe étant orienté sud-ouest/nord-est ou sud/nord.

Par ailleurs, le gradient moyen de précipitation (variation de la quantité de pluie en fonction de la distance dans une direction E/W) est presque toujours plus grand dans la partie nord, à cause de l'effet des montagnes : on a ainsi

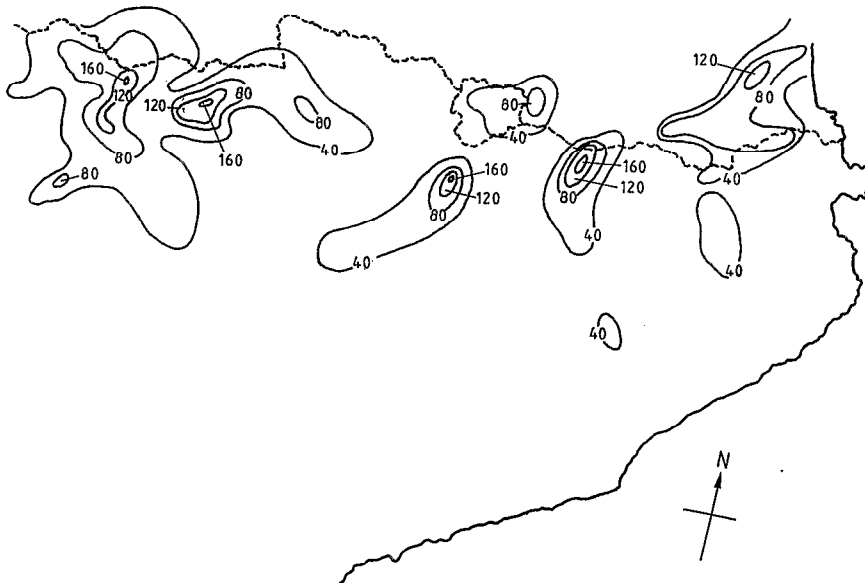


FIG. 8. — Isohyètes du 6 novembre 1982 (précipitation cumulée entre 7 h/7 h).

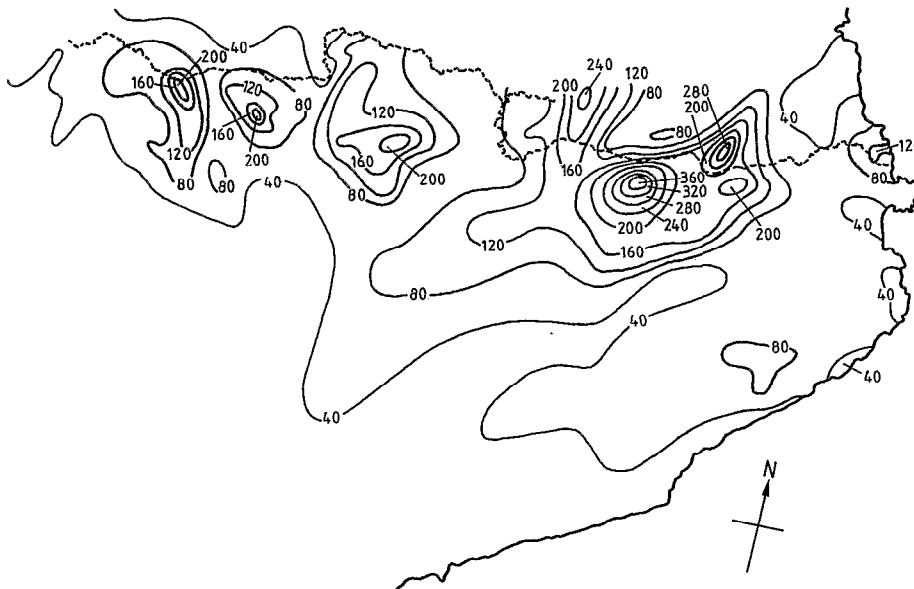


FIG. 9. — Isohyètes du 7 novembre 1982.

pu estimer un gradient allant jusqu'à 5,8 mm/km en 24 heures. Une relation linéaire a été établie entre la précipitation maximale, R_m (mm/24 h), et le diamètre équivalent (km) du noyau pluviométrique respectif, D (isohyète fermée de pluie journalière égale à 100 mm).

$$R_m = 10,46 D + 29,10 \quad r = 0,86 \quad (7)$$

Les caractéristiques mentionnées sont retrouvées dans l'épisode de 1940, pour lequel l'information (pluviométrique et météorologique) n'a malheureusement pas été aussi abondante.

Épisodes du type AB

Dans ce type d'épisode, des précipitations importantes sont enregistrées aussi bien sur la côte que sur les Pyrénées, ou sur les zones intermédiaires. Le 19 octobre 1977, l'action des montagnes côtières a suffi à faire développer des cumulonimbus et à déclencher les pluies. Le fait qu'au nord de la Catalogne l'incidence ait été du sud-est justifie qu'il a à peine plu sur le versant sous le vent de la « sierra » de Rodes, au Cap de Creus, exposé au nord. Par ailleurs, des précipitations supérieures à 200 mm ont été enregistrées dans les Pyrénées orientales le 18 octobre ; les soulèvements minimaux nécessaires pour déclencher l'instabilisation étaient alors supérieurs à 1 000 m. C'est pourquoi l'épisode a été classé AB, puisque les deux situations A et B s'étaient produites simultanément.

D'autre part, entre le 20 et le 23 septembre 1971, des pluies de 200 mm = 200 litres/m² ont été enregistrées sur la côte ainsi qu'à l'intérieur ; elles étaient dues à la présence d'un air froid à l'intérieur de la Catalogne qui a contribué à une grande instabilisation de l'air relativement chaud et très humide provenant de la Méditerranée.

6. LES CRUES

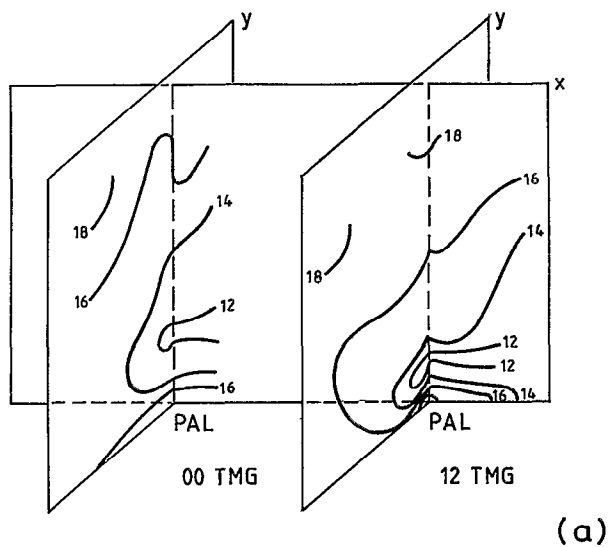
Les plus fortes crues semblent liées aux inondations de type B, ce qui ne veut pas dire qu'elles soient les plus dangereuses comme nous l'avons vu. Lors de l'épisode de 1940, les crues les plus importantes ont été constatées sur les fleuves Fluvià et Ter ; le courant a été tel que les débitmètres enregistreurs ont été emportés. Mais les plus forts débits ont été enregistrés sur le Fresser et le Ter (VIDAL, 1987), avec des débits de pointes de 2 875 et 2 350 m³/s, respectivement (les moyennes pour le mois d'octobre sont de 4,4 et 14,6 m³/s). Pendant l'épisode de 1982 (NOVOA, 1985), les crues les plus fortes ont été enregistrées le 8 novembre, avec un débit maximal de 600 m³/s pour le fleuve Cardoner à Manresa et de 3 200 m³/s sur le Segre à Lleida.

Concernant les pluies de 1971 (AB), le débit maximal a été enregistré sur le Llobregat, avec 3 080 m³/s à Martorell et une hauteur de 10 à 12 m au-dessus du niveau normal. A ce même endroit, pendant l'épisode de 1962 (A), le débit du Llobregat fût de 1 550 m³/s, et celui du Besos de 1 870 m³/s mais l'événement a été si rapide que le nombre de morts et de blessés a été supérieur à 1 000.

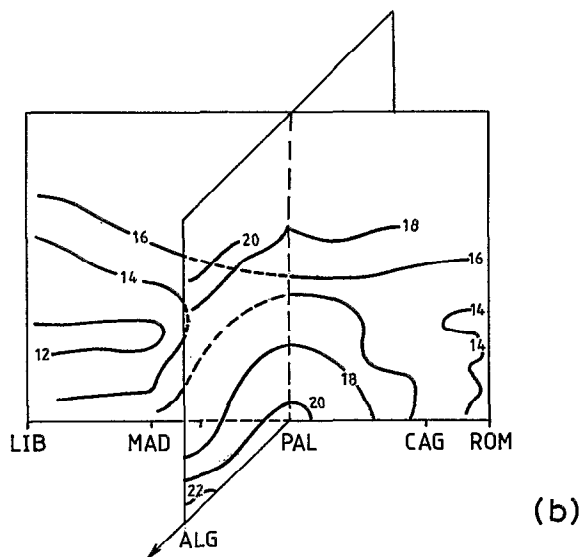
7. CARACTÉRISTIQUES MÉTÉOROLOGIQUES PRINCIPALES

7.1. ANALYSE DE LA STRUCTURE VERTICALE

À partir de la connaissance des radiosondages de Nîmes, Lyon, Ajaccio, La Coruna, Madrid, Gibraltar, Paris, Lisbonne, Murcia, Cagliari, Rome et Alger, on a pu construire une représentation en trois dimensions (fig. 10) des isoplètes de la température pseudopotentielle du thermomètre mouillé (voir annexe pour la définition). Cette température est presque invariante pour la majorité des processus atmosphériques sans changement de masse d'air (condensation et évaporation, évolutions adiabatiques sèches ou saturées, etc.) ; elle est donc bien adaptée pour caractériser une masse d'air. Compte tenu du fait que plus le gradient de température pseudopotentielle est grand, plus l'instabilité potentielle est importante, on voit que celle-ci est très grande sur Majorque, particulièrement dans la basse troposphère, où se produit la confluence de l'air le plus humide et de l'air le plus chaud. Dans la troposphère moyenne, on trouve une entrée plus ou moins forte de l'air sec et parfois froid. On verra que cette distribution, qui concorde bien avec la situation synoptique décrite dans le paragraphe 7.2, mène au déclenchement de l'instabilité convective par soulèvement en bloc.



(a)



(b)

FIG. 10. — Coupe verticale de la troposphère sur Palma de Majorque (PAL) avec les isoplètes de la température pseudopotentielle du thermomètre mouillé.
 a) Épisode du 7 novembre 1982. Les valeurs correspondent à l'air le plus chaud et le plus humide ;
 b) épisode du 4 octobre 1987, LIB=Lisbonne, MAD = Madrid, CAG = Cagliari, ROM = Rome, ALG = Alger.

Afin de caractériser cette classe d'instabilité, on a essayé d'appliquer quelques indices d'instabilité (voir annexe) bien connus (SHOWALTER, 1953 ; GEORGE, 1960 ; FUJITA *et al.* 1970 ; MILLER, 1972).

L'application à notre étude a montré que les plus simples, tels que le « lifted index » LI et une version modifiée du KI, sont ceux qui conviennent le mieux alors que d'autres indices, plus compliqués, donnent des résultats médiocres. La raison est qu'ils ont été conçus pour les Etats-Unis, où les conditions méditerranéennes sont rarement rencontrées. Cependant, même dans le cas des « bons » indices, les valeurs absolues pour des phénomènes violents sont ici beaucoup plus petites que celles que l'on a trouvé là.

7.2. SITUATION SYNOPTIQUE

L'advection d'air chaud et humide dans les basses couches provient du sud parce que la péninsule est soumise à une circulation nettement cyclonique due à la présence d'un anticyclone sur l'Europe Centrale et d'un thalweg (situation I), ou à la présence d'une goutte d'air froid qui s'étend entre 850 et 200 hPa à l'ouest ou au sud-ouest de la Catalogne (situation II). La circulation de sud-ouest entre les îles Baléares et la Catalogne favorise des vents perpendiculaires à la ligne côtière et aux chaînes de montagnes (fig. 11), ce qui provoque le soulèvement des masses. À remarquer qu'il n'y a pas de rapport entre la configuration synoptique de type I ou II et la distribution de pluies appartenant à l'un des types A, B ou AB. L'épisode d'octobre 1977, présenté dans la fig. 12, est un exemple typique de situation I. On observe une advection d'air chaud et humide marquée sur la Catalogne. Concernant l'épisode de septembre 1971 (fig. 13), l'anticyclone sur l'Europe Centrale continue à être présent bien qu'il crée une circulation est, mais la configuration « Ω » en altitude a été remplacée par une goutte d'air froid. Celle-ci, cependant, donne lieu à une circulation de SW semblable à celle engendrée par la présence d'un thalweg.

La situation anticyclonique dominant les jours précédant l'événement ainsi que les hautes températures permettent une forte alimentation en vapeur d'eau de la masse d'air méditerranéenne (fig. 14). Dans la moyenne et la haute troposphère, cette alimentation provient habituellement de l'entrée d'air atlantique (la bifurcation ou l'ondulation

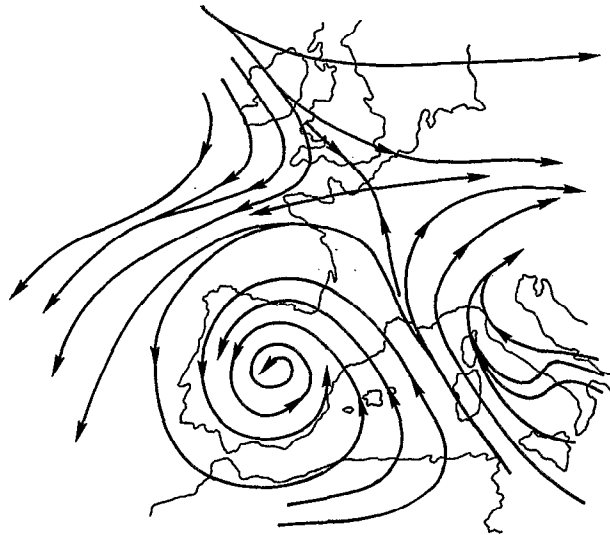


FIG. 11. — Lignes de courant du 20 septembre 1971 au niveau 850 hPa.

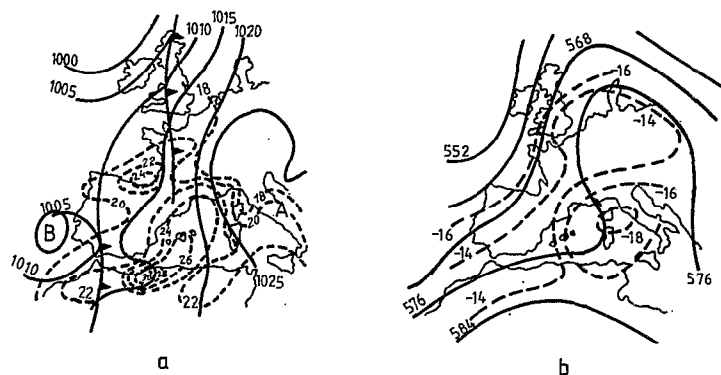


FIG. 12. — Analyses du 19 octobre 1977 à 00 TU. a) Surface ; b) 500 hPa. Les courbes tiretées sont isothermes.

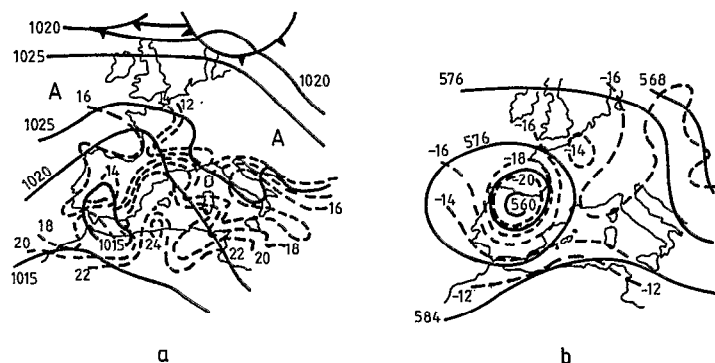


FIG. 13. — Analyse du 21 septembre 1977 à 00 TU. a) Surface b) 500 HpA. Les courbes tiretées sont isothermes.

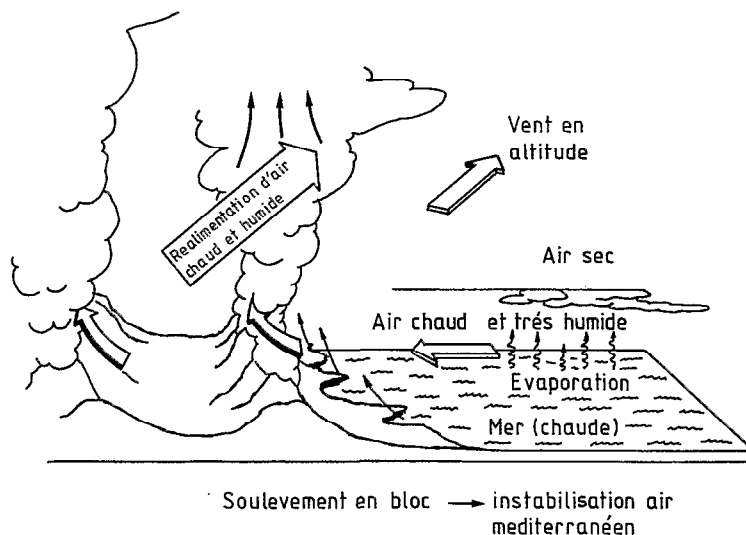


FIG. 14. — Aspects météorologiques les plus fréquents dans les épisodes ayant engendré des inondations en Catalogne.

du courant jet est fréquente) et/ou de l'entrée sur la Méditerranée occidentale d'une branche du jet sous-tropical. Le développement le plus actif des nuages a lieu lorsque ces deux phénomènes se produisent simultanément (THEPENIER et CRUETTE, 1981). La couche d'air sec que l'on trouve parfois est due à la présence d'air africain qui ne s'est humidifié que dans ses couches inférieures lors de la traversée de la Méditerranée ou bien aux restes de l'inversion de subsidence anticyclonique (dans certains cas on peut parfaitement les distinguer). La présence d'air froid dans la troposphère moyenne et haute n'est donc pas nécessaire (ce qui, d'autre part, diminuerait la masse d'eau précipitable), et lorsqu'elle a été observée au-dessus de la Catalogne, il s'agit de résidus d'une invasion du nord qui a à peine touché la Méditerranée. Bien qu'il y ait souvent pénétration d'air froid sur l'ouest et le centre de la péninsule, sous les conditions synoptiques décrites, les fortes pluies de Catalogne ont lieu en présence d'air chaud ; elles cessent souvent avec l'entrée d'un front froid venu de l'ouest.

8. CONCLUSION ET DISCUSSION

Après avoir examiné différents types de pluies extrêmes enregistrées en Catalogne, le concept « d'inondations catastrophiques » a été défini conventionnellement afin de classer une partie des différents événements pluvieux. Selon cette définition, on ne peut pas considérer comme inondations catastrophiques des épisodes tels que celui du 8 octobre 1985, dont la pluie maximale cumulée enregistrée sur l'évènement a été de 153 mm, même si il a affecté presque tout

le littoral catalan, ni celui du 14 octobre 1986, avec une hauteur maximale sur l'épisode de 206 mm mais avec une étendue inférieure à 2 000 km², ni encore celui de septembre 1991 dont on a déjà parlé. Ceci signifie simplement que ces épisodes doivent être classés dans une autre catégorie, comme, par exemple, des « pluies torrentielles ».

Les zones où les précipitations cumulées pendant l'épisode dépassent 200 mm se trouvent le plus souvent sur la partie la plus orientale des Pyrénées ainsi que sur quelques points de la chaîne Littorale et de la Pré-littorale, près de Barcelone.

Les précipitations cumulées sur l'épisode sont généralement plus importantes dans des épisodes de type B, ce qui démontre la forte influence de l'orographie. On a souligné que l'action simultanée de trois facteurs est décisive lors de la formation des noyaux pluvieux les plus importants : la distance à la mer, l'orientation des chaînes de montagnes et l'altitude des sommets les plus proches.

Les inondations les plus catastrophiques sont globalement celles de types A et AB, parce que la majeure partie de la population, des industries, de l'horticulture et des cultures fruitières se trouvent dans la plaine littorale et dans le pré-littoral. D'autre part, ce sont aussi les épisodes les plus fréquents.

En revanche, les crues les plus fortes sont engendrées par des précipitations de type B. Les fleuves les plus affectés sont le Ter et le Fluvià dans leur cours supérieur, le Besos et Llobregat dans leurs cours inférieur, même si, en 1982 le Llobregat a été touché dans sa globalité.

Lorsqu'on compare ces résultats avec ceux d'études antérieures, on peut avancer que la situation météorologique commune à tous les épisodes est très proche de celle énoncée dans le modèle de « grandes crues méditerranéennes » proposé par GAZELLE (1982), de celle des « situations d'automne a.1 » d'AULLO (1984) ou de la catégorie A de MANDON (1985). Il est difficile de les cerner dans les types proposés par MADDOX et ses collaborateurs pour les grandes inondations des États-Unis et du Canada (MADDOX *et al.*, 1979 ; GRICE et MADDOX, 1983 ; BELVILLE et STEWART 1983 ; CANOVA et MADDOX, 1980), bien que certaines caractéristiques qu'ils ont décrites doivent être prises en considération. Si on se réfère à la classification de MILLER (1972), notre cas semblerait se situer entre les types A et D.

REMERCIEMENTS

Cette étude a été développée dans le cadre du pôle Amhy du programme Friend relevant du PHI de l'Unesco et du projet « Flood Hazard control by multisensors storm tracking in Mediterranean areas » (contract n. EV5V-CT92-0167) de la CEE. Nous remercions l'Instituto nacional de meteorologia (Espagne) et M. André BOUTIN, chef du Centre météorologique des Pyrénées Orientales (France), pour les renseignements fournis, Madame Rose-Marie VIVES qui a rendu notre français plus intelligible ainsi que M. F. VILARDELL du Servei Científico-Tècnic de Delineació de l'Universitat de Barcelone, pour les figures. On doit aussi remercier nos réviseurs, tout particulièrement Mlle I. DESUROSNE, pour ses précieuses suggestions.

Manuscrit accepté par le Comité de rédaction le 10 mars 1993

BIBLIOGRAPHIE

- AULLO (G.), 1984. — *Précipitations exceptionnelles dans les Pyrénées orientales*. École nationale de la météorologie. Thèse de troisième année, France, 126 p.
- CAILLEAU (C.) and SANTURETTE (P.), 1983. — *Tempête des 6, 7 et 8 novembre 1982*. Note de Travail du Service Météorologique Métropolitain, n° 10. Ministère des Transports. Direction de la Météorologie.
- CANOVA (F.) et MADDOX (R.A.), 1980. — Meteorological Characteristics of Western United States Flash Floods. « Preprints second Conf. on Flash Floods (Atlanta) ». *Amer. Met. Soc.*, Boston : 75-81.
- FUJITA (T.T.), BRADBURY (D.L.) et VAN THULLENAR, 1970. — Palm Sunday Tornadoes of April 11, 1965. *Mon. Wea. rev.*, 98 : 26-29.
- GAZELLE (F.), 1982. — Averses exceptionnelles sur l'extrême sud du Massif Central. *Trav. Lab. Geogr. Phys. Appl.*, 6 : 3-38. France.
- GEORGE (J.J.), 1960. — Weather Forecasting for Aeronautics. *Academic Press* : 4009-4014.
- GRICE (G.K.) et MADDOX (R.A.), 1983. — Synoptic Characteristics of Heavy Rainfall Events in South Texas. Preprints, Fifth Conf. on Hydrometeorology (Tulsa). *Amer. Met. Soc.*, Boston : 149-155.
- LLASAT (M.C.), 1987. — *Episodios de lluvias copiosas en Cataluña : génesis, evolución y factores coadyuvantes*. Publicacions de la Universitat de Barcelona, 40, 543 p.
- LLASAT (M.C.), JANSÀ (A.) et RAMIS (C.), 1989. — Synoptic, Mesoscale and Satellite Study of the Floods in Catalonian Region during October 1987. In report on the third Session of the Steering Group on Mediterranean Cyclones Study Project. *WMO TD-298* : 95-101.

- LLASAT (M.C.) et PUIGCERVER (M.), 1990. — Cold Air Pools over Europe. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 42 : 171-177.
- LLASAT (M.C.) et RODRIGUEZ (R.), 1991. — Extreme Rainfall Events in Catalonia. The case of 12 novembre 1988. *Natural Hazards*, 5 : 133-151.
- MANDON (S.), 1985. — *Comparaison d'épisodes pluvieux intenses sur le Sud-Est et des situations analogues au sens de la circulation générale. Recherche de variables discriminantes.* École nationale de météorologie, Grenoble
- MADDOX (R.A.), CHAPPELL (C.F.) et HOXIT (L.R.), 1979. — Synoptic and Meso- α Scale of Flash Floods Events. *Bull. Amer. met. Soc.*, 60, 2 : 115-123.
- MILLER (R.C.), 1972. — *Notes on Analysis and Severe Storm Forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central.* AFGWC Tech. Rep. 200. Air Weather Service. Us Air Force, 102 p.
- NOVOA (M.), 1985 — Las Avenidas en Cataluña. *Tecnología del Agua.* Año V, 19 : 43-57.
- PUIGDEFABREGAS (C), 1983. — *Efectes geomorfològics dels aiguats del Novembre de 1982.* Publicacions del Servei Geològic de Catalunya. Informe 1, 237 p.
- SHOWALTER (A.K.), 1953. — A Stability index for Thunderstorm forecasting. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 34 : 250-252.
- THEPENIER (R.M.) et CRUETTE (D.), 1981. — Formation of cloud bands associated with the American Subtropical Jet Stream and their interaction with midlatitude synoptic disturbances reaching Europe. *Month. Weather Rev.*, 109: 2 209-2 220.
- THEPENIER (R.M.), CRUETTE (D.), NOYALET (A.) et TRIGAUX (M.), 1979. — Renforcement des systèmes nuageux par rencontre avec des bandes nuageuses d'origine subtropicale. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 289 : 181-184.
- VIDAL (J.M.), 1987. — Las intensas lluvias de octubre de 1940 en Cataluña. *Mem. Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona.* XLVII, 5 : 155-167.

ANNEXE

Dans cette annexe on définit quelques termes météorologiques qui peuvent être peu familiers pour le lecteur.

INSTABILITÉ

En météorologie on peut parler d'instabilité au sens hydrostatique ou au sens hydrodynamique. Le deuxième cas n'a pas de rapport avec le problème traité dans cet article ; tout ce qui suit porte donc sur l'instabilité hydrostatique.

Instabilité hydrostatique en général

Lorsqu'une particule, initialement en équilibre au niveau p_0 , est forcée de s'élever jusqu'au niveau p_1 , trois cas peuvent se présenter :

- a) La température de l'air ambiant T' est supérieure à celle T de la particule ; celle-ci est alors plus dense que l'air ambiant et a tendance à revenir au niveau initial ; on dit alors que la stratification est *stable* ou qu'il y a *stabilité*.
- b) La température de l'air ambiant T' est inférieure à celle T de la particule ; celle-ci est alors moins dense que l'air ambiant et a tendance à continuer à s'éloigner de sa position initiale. La stratification est alors *instable* (c'est-à-dire qu'il y a *instabilité*).
- c) Les températures T et T' de la particule et de l'air à son niveau d'arrivée sont toujours égales ; la particule demeure à ce niveau et la stratification est *indifférente*. Or, le caractère de la stratification peut varier selon les conditions dans lesquelles se trouve la particule. Si celle-ci est humide, elle peut se saturer pendant la montée ; elle refroidit alors moins vite que si elle était sèche, car la vapeur d'eau condensée donne sa chaleur de condensation à la particule. La stratification instable est donc plus difficile dans l'air saturé que dans l'air sec.

Lorsqu'il y a une instabilité aussi bien dans le cas d'air sec que dans le cas d'air saturé, on dit (pas très correctement) qu'il y a *instabilité absolue*.

Instabilité convective

Ce cas, très important en pratique, arrive lorsque à la suite d'une élévation forcée en bloc d'une masse d'air (par exemple, si celle-ci doit franchir une montagne) initialement non saturée et stable, la masse se sature et devient instable après saturation. Des nuages convectifs de grande portée (grands cumulus, cumulonimbus) se développent alors et entraînent de fortes averses, des orages. Il existe des techniques pour identifier cette classe d'instabilité sur un diagramme thermodynamique (par exemple, le 761) si on possède le radiosondage.

INDICES D'INSTABILITÉ

L'évaluation quantitative de l'instabilité revient à mesurer des aires sur un émagramme (761 ou autre, ou les aires représentent des énergies). C'est un procédé lent et ennuyeux ; le prévisionniste n'a en général pas le temps de l'appliquer. Les indices d'instabilité ont donc été conçus pour juger du risque des phénomènes convectifs violents du ou des radiosondages.

Brièvement, il s'agit d'affecter un numéro indiquant le risque de fortes averses ou des orages ; les indices les plus simples sont obtenus en retranchant à la température de l'air observée à 500 hPa celle qu'une particule aurait si elle avait été élevée par voie adiabatique sèche depuis la couche humide proche du sol jusqu'à son niveau de condensation et ensuite par voie adiabatique saturée jusqu'au niveau 500 hPa. Les conditions initiales de la particule (notamment sa pression et son humidité) et quelques autres détails constituent les principales différences entre les divers indices. Un indice négatif signifie donc que la particule, après avoir été soulevée, est plus chaude (c'est-à-dire, moins dense) que l'environnement et que l'ascension continuera. C'est le cas d'instabilité hydrostatique.

L'indice de SHOWALTER part du niveau 850 hPa. Le LI (« Lifted Index ») part d'un point situé à 25 hPa sur le sol dont la température et le point de rosée sont les valeurs moyennes dans la couche 50 hPa la plus proche du sol. L'indice de FAWBUSH et MILLER (FMI) préfère partir du point moyen de la couche humide, définie comme étant celle dont l'humidité relative est égale ou supérieure à 65 %. D'autres indices, comme le « K » ou le « Total des totaux », comportent une estimation du gradient vertical de température et de la teneur en vapeur d'eau de l'air à 850 hPa. Enfin, un indice plus compliqué est le Sweat (Severe WEATHER) Index, où l'on a incorporé la vitesse du vent à 500 et 850 hPa ainsi qu'une indication du cisaillement du vent entre ces niveaux.

Il existe une échelle numérique pour chaque indice qui établit l'équivalence entre la valeur de l'indice et la probabilité de phénomènes convectifs violents.

ISOPLÈTES

Ce sont des équiscalaires, c'est-à-dire des courbes de valeur constante d'une magnitude scalaire quelconque. Les isothermes, isobares et isentropiques sont toutes des isoplètes. Mais pour éviter des noms compliqués, comme se serait le cas pour la température pseudopotentielle du thermomètre mouillé, on a pris l'habitude de dire : « isoplètes de telle ou telle magnitude ».

ORAGES MULTICELLULAIRES ET SUPERCELLULAIRES

Les orages se développent dans les nuages cumulonimbus, de grande portée verticale ; les éclairs et la foudre en sont caractéristiques. Dans le cycle de vie d'un orage on peut distinguer trois phases : le développement, la maturité (lorsque la pluie commence et atteint sa plus grande intensité, accompagnée parfois de grêle et de fortes rafales de vent) et la phase de dissipation, dans laquelle les averses s'affaiblissent et pour finalement cesser.

Cela s'applique à une cellule convective (c'est-à-dire à un seul nuage orageux). Le plus souvent l'orage est composé de plusieurs cellules convectives (*orages multicellulaires*) dont l'étendue horizontale est de 30 à 50 km. Chaque cellule se développe à partir d'une « cellule mère » vers la fin de la phase de développement de celle-ci, et atteint sa maturité lorsque la mère atteint sa phase de dissipation. A son tour, la cellule fille donne lieu à une nouvelle cellule, et ainsi de suite. Un orage pluricellulaire peut développer quelque 30 cellules pendant sa vie, qui est donc beaucoup plus longue que celle d'une cellule individuelle (celle-ci peut être de quelque 50 minutes).

Un *orage supercellulaire* est un événement plus rare qui arrive parfois dans la phase de maturité d'un orage multicellulaire. Il s'agit ici d'un groupement d'orages multicellulaires avec une circulation intérieure très organisée. L'enclume visible peut s'étendre sur 100 à 300 km. Ces orages donnent des échos très caractéristiques pour le radar et ils sont de longue durée.

TEMPÉRATURE PSEUDOPOTENTIELLE DU THERMOMÈTRE MOUILLÉ

Considérons une particule d'air humide à la température T et à la pression p avec un rapport de mélange r_w . Élevons cette particule jusqu'à son point de condensation C (point situé à l'intersection de l'adiabatique sèche passant par le point représentatif de la particule avec l'équisaturée (ligne de rapport de mélange saturant constant) de cote r_w). Si l'on ramène la particule ainsi saturée au niveau 1 000 hPa de façon à ce qu'elle reste toujours saturée, c'est-à-dire, le long de la pseudo-adiabatique (ou « adiabatique saturée ») qui passe par le point de condensation C , la température θ_w qu'elle atteint à son arrivée au niveau 1 000 hPa s'appelle *température pseudo potentielle du thermomètre mouillé*.

Cette température jouit de la propriété de rester constante quelle que soit l'évolution subie par la particule dans l'atmosphère : elle est invariante pour des évolutions adiabatiques sèches ou saturées, pour des évaporations et des condensations. C'est pour cela que cette température est utilisée pour discriminer les différentes masses d'air, car des masses d'air physiquement différentes ont nécessairement des températures pseudopotentielles du thermomètre mouillé différentes. Le changement de masse d'air est le seul processus qui peut l'altérer.