

Projet Cyprim, partie I : Cyclogenèses et précipitations intenses en région méditerranéenne : origines et caractéristiques. - Cyclogenesis and heavy precipitations in the Mediterranean area: origins and characteristics.

Brice Boudevillain, S. Argence, Chantal Claud, Véronique Ducrocq, Bruno Joly, Alain Joly, D. Lambert, Olivier Nuissier, Matthieu Plu, Didier Ricard, et al.

▶ **To cite this version:**

Brice Boudevillain, S. Argence, Chantal Claud, Véronique Ducrocq, Bruno Joly, et al.. Projet Cyprim, partie I : Cyclogenèses et précipitations intenses en région méditerranéenne : origines et caractéristiques. - Cyclogenesis and heavy precipitations in the Mediterranean area: origins and characteristics.. La Météorologie, 2009, 66, pp.18-28. 10.4267/2042/28828 . insu-00448250

HAL Id: insu-00448250
https://insu.hal.science/insu-00448250

Submitted on 12 Mar 2021

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Distributed under a Creative Commons Attribution - NoDerivatives 4.0 International License

Projet Cyprim, partie I

Cyclogenèses et précipitations intenses en région méditerranéenne : origines et caractéristiques

Brice Boudevillain[1], Sébastien Argence[2], Chantal Claud[3], Véronique Ducrocq[4], Bruno Joly[4], Alain Joly[4], Dominique Lambert[2], Olivier Nuissier[4], Matthieu Plu[4], Didier Ricard[4], Philippe Arbogast[4], Alexis Berne[5], Jean-Pierre Chaboureau[2], Benoît Chapon[1], Fabien Crépin[4], Guy Delrieu[1], Erik Doerflinger[6], Beatriz M. Funatsu[3], Pierre-Emmanuel Kirstetter[1], Frédéric Masson[7], Karine Maynard[4], Evelyne Richard[2], Emilia Sanchez[8], Laurent Terray[8] et Andrea Walpersdorf[9]

(1) Laboratoire des transferts en hydrologie et environnement (LTHE), université de Grenoble - CNRS - BP 53 - 38041 Grenoble Cedex 9
brice.boudevillain@bvra.ujf-grenoble.fr
(2) Laboratoire d'aérologie (LA), université de Toulouse - CNRS
(3) Laboratoire de météorologie dynamique (LMD), Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL) - CNRS - École polytechnique
(4) Groupe d'étude de l'atmosphère météorologique (Game), Météo-France - CNRS
(5) École polytechnique fédérale de Lausanne
(6) Géosciences Montpellier, université de Montpellier - CNRS
(7) Institut de physique du globe de Strasbourg, université de Strasbourg - CNRS
(8) Centre européen de recherche et de formation avancée en calcul scientifique (Cerfacs) - CNRS
(9) Laboratoire de géophysique interne et de tectonophysique (LGIT), université de Grenoble - CNRS

Résumé

Le premier volet du projet Cyprim vise à mieux identifier les précurseurs des cyclogenèses et des précipitations intenses en région méditerranéenne. Cet article en présente les principaux résultats. Il est question des ingrédients météorologiques à l'origine de ces systèmes, de la grande à la mésoéchelle, des causes des fortes intensités, localisations et parfois stationnarité des précipitations associées. Le cœur de l'article présente des méthodes d'identification des anomalies de tourbillon potentiel liées à l'occurrence d'événements précipitants intenses et dresse une climatologie de ces anomalies. Les perspectives d'exploitation de cette information pour améliorer la qualité des prévisions sont évoquées.

Abstract

Cyclogenesis and heavy precipitations in the Mediterranean area: origins and characteristics

The first part of the CYPRIM project (Cyclogenesis and intense precipitations in the Mediterranean region) aims at a better identification of the precursor structures of cyclogenesis and heavy precipitation in the Mediterranean region. This article presents the main results. It mentions the meteorological ingredients from which these systems originate from the large to the mesoscale, the reasons for large intensities, the localization and sometimes stationarity of the associated precipitations. The heart of the article shows methods for identifiying potential vorticity anomalies involved in the occurrence of heavy precipitation events and sets up a climatology of these anomalies. The perspectives of the usefulness of this information for improving forecast quality are discussed.

Les régions du pourtour méditerranéen sont régulièrement soumises à des épisodes de vents violents et de pluies intenses. Associés à une topographie accidentée, ils peuvent engendrer des crues éclairs dévastatrices (Ricard, 2005). L'un des événements les plus récents en France, en septembre 2002 dans le Gard, a causé la mort de plus de vingt personnes et occasionné plus d'un milliard d'euros de dégâts (Huet et al., 2003).

Cet article, premier volet d'une série de trois destinée à présenter les principaux résultats du projet Cyprim (Cyclogenèses et précipitations intenses en région méditerranéenne), a pour ambition de caractériser à différentes échelles ces événements intenses ainsi que leurs signes précurseurs. Nous commencerons par caractériser ces épisodes d'un point de vue climatologique. Puis, nous verrons, à travers les résultats du projet, les environnements météorologiques où évoluent cyclogenèses et précipitations en allant de l'échelle synoptique à la mésoechelle.

Une des originalités de l'étude présentée est l'analyse des structures cohérentes d'altitudes liées à l'occurrence de pluies intenses. Des méthodes nouvelles ont été développées pour les identifier, les caractériser et tirer parti de leur observation pour améliorer la prévision.

Ce premier article sur le projet Cyprim se termine par une analyse de trois situations récentes visant à expliquer pourquoi certains systèmes précipitants restent stationnaires et engendrent des crues catastrophiques.

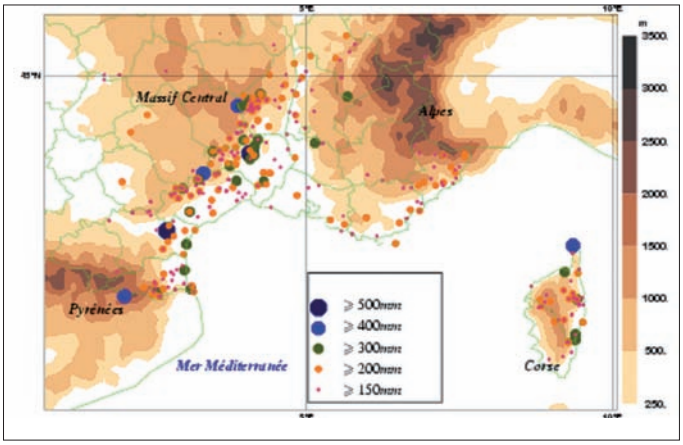


Figure 1 - Localisation du maximum de précipitations sur le sud-est de la France pour les jours pluvieux dont le cumul quotidien de précipitations a atteint au moins 150 mm pour la période 1967-2006. La valeur atteinte par le maximum de cumul quotidien de précipitations est indiquée à l'aide des différents symboles colorés. Le relief est également indiqué en échelle de tons marron.

Caractérisations des événements de pluie intense

Une première façon de caractériser les événements de précipitations intenses consiste à recenser tous les événements de forte pluie qui ont affecté le sud-est de la France au cours de la période 1967-2006. La figure 1 montre la localisation du maximum de précipitations quotidiennes pour lesquelles au moins une station pluviométrique du réseau climatologique d'État de Météo-France a atteint un cumul d'au moins 150 mm/j. Ces maxima de pluie sont principalement observés sur les contreforts est et sud des reliefs (des Pyrénées, du Massif central, des Alpes et de la Corse) autour de la période automnale (entre septembre et décembre) avec un pic durant le mois d'octobre (figure 2).

En moyenne sur les quarante années, entre le 15 août et le 31 décembre, on dénombre entre sept et huit jours avec des précipitations quotidiennes supérieures à 150 mm (figure 2), et trois à quatre jours avec des précipitations au-dessus de 200 mm. Deux événements paroxysmiques de plus de 500 mm/j ont été observés : dans l'Aude les 12-13 novembre 1999 (Ducrocq et al., 2003) et dans le Gard les 8-9 septembre 2002 (Delrieu et al., 2005). Une étude plus détaillée a été menée sur la période des cinq dernières années (2002-2006) qui comprend vingt-trois jours pour lesquels le cumul pluviométrique journalier a dépassé 200 mm. La durée moyenne des événements a été étudiée à l'aide des données d'impacts de foudre Météorage, des données de réflectivités des radars du réseau Aramis[1] et des pluviomètres à la fréquence horaire de Météo-France.

Il en ressort que la durée moyenne des événements de pluie intense est de vingt-neuf heures, la phase de déclenchement des systèmes précipitants se produisant de préférence dans l'après-midi et la phase de dissipation dans la deuxième partie de la nuit.

Une étude mettant en œuvre des outils géostatistiques (Berne et al., 2009) a permis de faire ressortir certaines caractéristiques des champs de pluies observés à partir du radar de Bollène du réseau Aramis. Deux cas sont ici étudiés : l'événement des 8-9 septembre 2002 dans le Gard (système convectif de méso-échelle, cumul maximal observé : 700 mm) et celui du 24 novembre 2002 sur les Cévennes et le Vivarais (événement cévenol plus « classique », cumul maximal observé : 150 mm).

Pour différents stades d'évolution de ces deux événements, la figure 3 montre la structure spatiale moyenne des champs de pluie dépassant l'intensité de 10 mm/h sur des durées de 5, 15, 30 et 60 minutes. On remarque que les structures sont très différentes selon les types de systèmes précipitants, notamment en termes d'orientation, forme et taille. Par exemple, pour l'événement des 8-9 septembre 2002, la taille est sensible à la durée de cumul choisie et au stade de développement du système précipitant, alors qu'elle évolue bien moins pour le système précipitant du 24 novembre 2002. Ces différences dans la structure moyenne peuvent être reliées à la différence dans l'intensité de la convection : la convection profonde lors du 8-9 septembre génère des cellules intenses qui ont une durée de vie relativement longue et qui sont advectées par le champ de vent (illustrée par l'augmentation de la taille avec la durée d'intégration), alors que la convection peu profonde lors du 24 novembre génère des cellules d'une durée de vie moins longue pour lesquelles l'advection n'a pas d'influence significative (illustrée par le fait que la taille change peu avec la durée d'intégration).

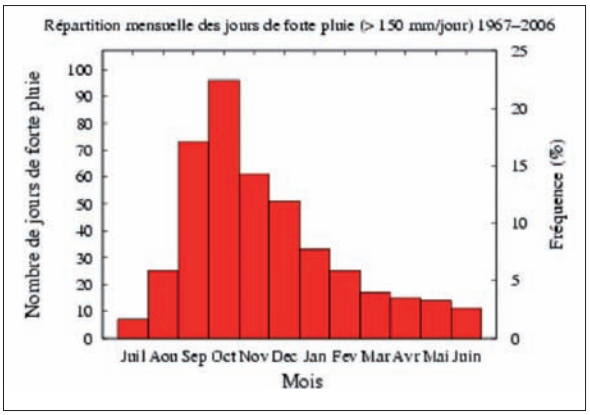


Figure 2 - Distribution mensuelle (nombre de jours et fréquence) des jours de forte pluie (supérieure ou égale à 150 mm/j) sur le sud-est de la France pour la période 1967-2006.

Environnements synoptiques

Les épisodes de pluies intenses se produisent généralement dans un contexte météorologique de grande échelle particulier. Nous avons cherché à caractériser ce contexte de grande échelle de manière objective et systématique. L'approche utilisée s'inspire des nombreuses études en régimes de temps qui ont été faites sur le bassin Atlantique (Vautard, 1990) et dans lesquelles des outils de classification automatique sont utilisés pour décrire les structures fréquentes de la variabilité synoptique de basse fréquence au sein d'un domaine d'intérêt.

Une étude préliminaire où la classification a été appliquée au champ de géopotentiel à 500 hPa issu de la réanalyse ERA40 (Uppala et al., 2005), sur un domaine méditerranéen, a montré l'existence de sept régimes de temps sur la période propice aux épisodes méditerranéens, de septembre à décembre (Joly et al., 2005). Quatre d'entre eux sont associés aux événements de pluie intense. Malheureusement, ce type d'étude donne plus d'information sur les régimes fréquents, où en général il ne se produit pas d'événements extrêmes, que sur un type unique d'environnement de grande échelle qui y serait propice.

(1) Aramis : Application radar à la météorologie infrasynoptique (réseau français de radars pour la surveillance des précipitations).

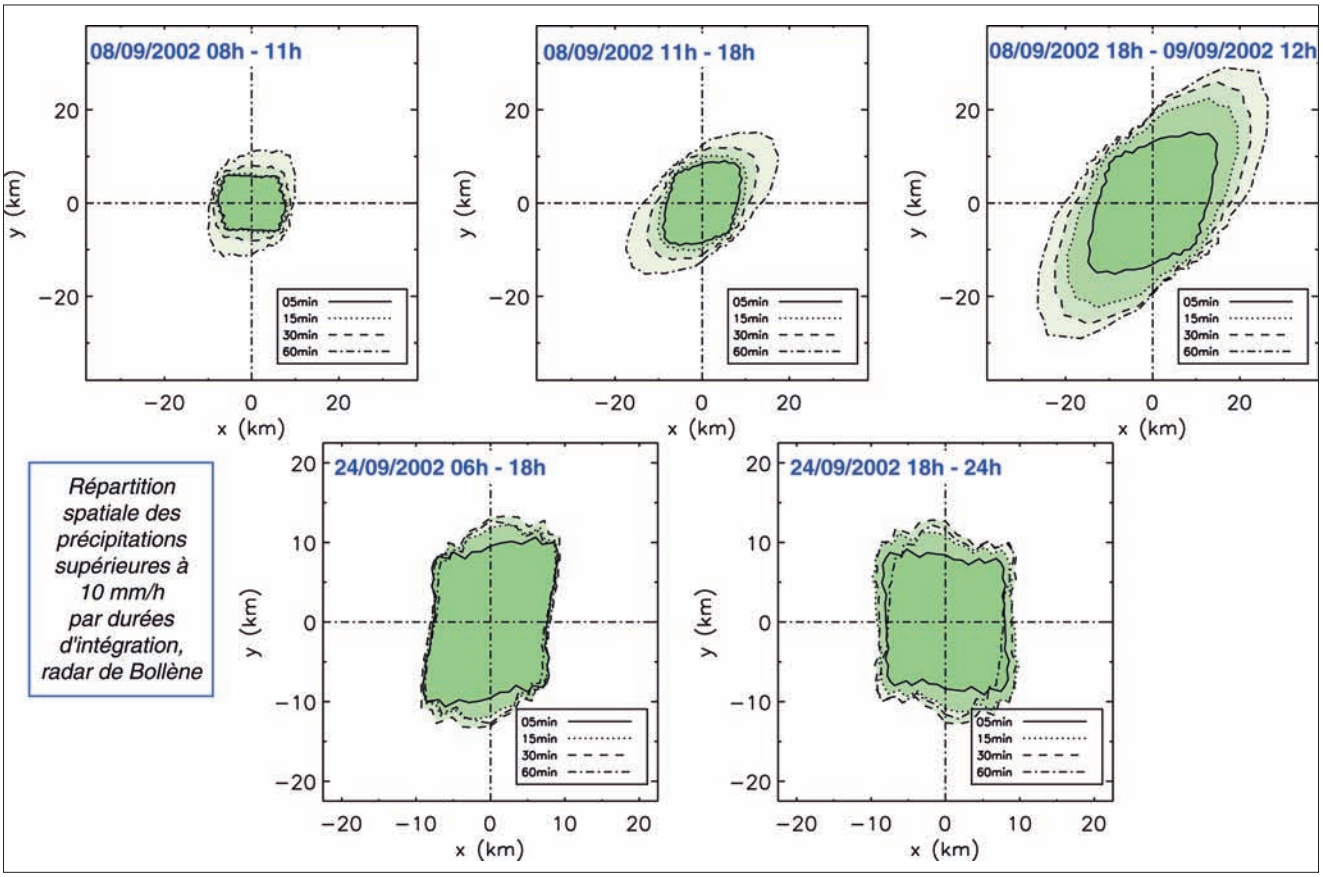


Figure 3 - Structure spatiale moyenne des champs de pluie au sol à différents stades d'évolution des événements des 8-9 septembre 2002 (a, b, c) et 24 novembre 2002 (d, e) pour un seuil d'intensité de 10 mm/h et pour des cumuls pris sur 5, 15, 30 et 60 minutes. L'axe des abscisses représente l'extension spatiale moyenne des précipitations selon la direction est-ouest ; celui des ordonnées, selon la direction nord-sud.

C'est pourquoi une autre approche, reposant toujours sur des outils de classification statistique garants de la robustesse, de l'objectivité et de la significativité des classes détectées, a été directement appliquée à un jeu de jours pluvieux choisis parmi les événements de pluie intense sur le sud de la France. L'approche d'identification systématique a été conçue et validée sur la période 1960-2001, en s'appuyant délibérément sur des paramètres observés que l'on va maintenant décrire.

L'échantillon est composé des réanalyses ERA40 pour les paramètres dynamiques et des séries pluviométriques du réseau climatologique d'État, géré par Météo-France, pour définir les différentes catégories de jours pluvieux. Pour chacune

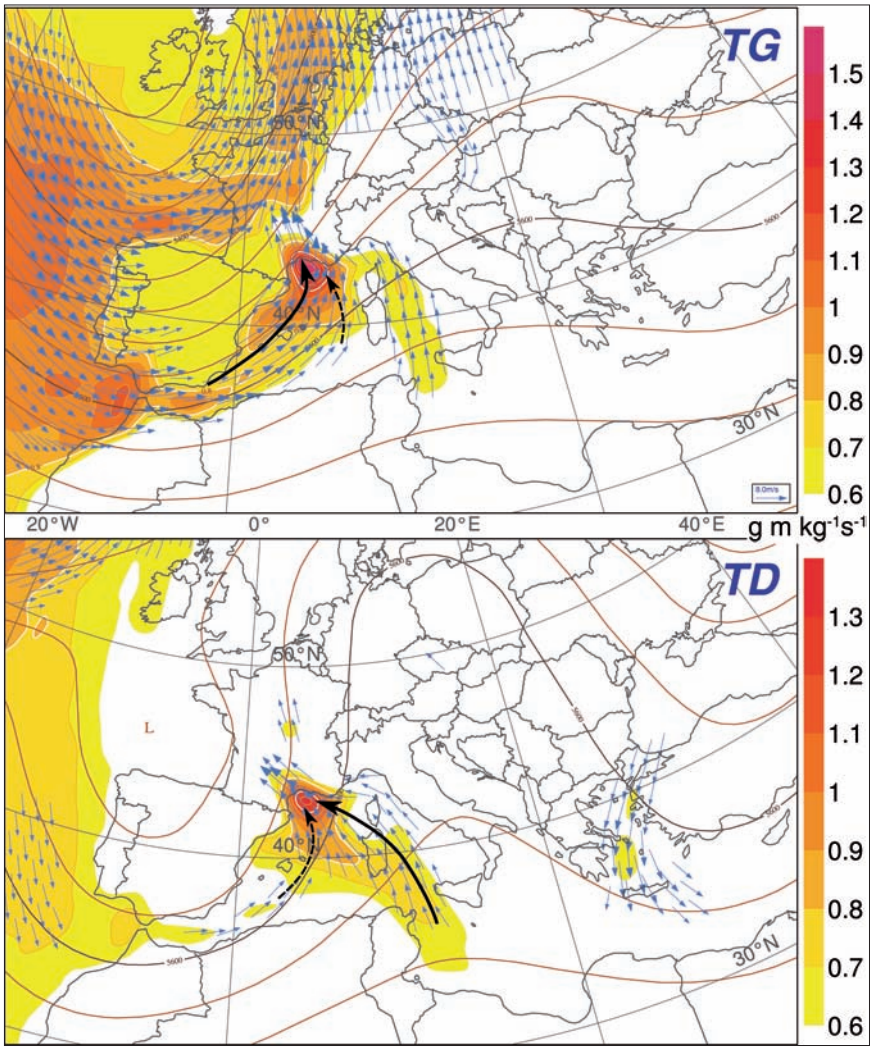


Figure 4 - Composites pour les épisodes méditerranéens appartenant aux classes Thalweg de Gascogne (TG) et Thalweg Dorsale (TD). Géopotentiel à 500 hPa (isolignes rouges, int. 40 dam) ; flux d'humidité à 925 hPa (plages de couleur, supérieur à 0,6 $g.kg^{-1}.m.s^{-1}$, intervalle : 0,1 $g.kg^{-1}.m.s^{-1}$) ; vent à 925 hPa (supérieur à 5 $m.s^{-1}$, flèches bleues). Illustration des deux situations types de grande échelle associées aux épisodes méditerranéens de septembre à décembre des années 1960 à 2001, les flèches noires désignent les alimentations en anomalies de flux d'humidité sur la zone.

des séries de pluie des 1 271 stations du réseau pluviométrique et en utilisant un critère de dépassement d'un quantile choisi, il est possible d'isoler la partie extrême de la distribution. Ainsi, un jeu de 1 210 événements pluvieux significatifs a été constitué pour des valeurs de quantiles dépassant Q97 % (quantile 97 %) et un autre jeu a été défini regroupant les 212 cas les plus intenses correspondant à des quantiles au-delà de Q99 %.

À l'instar de la détermination de régimes, on emploie comme méthode de classification automatique celle des nuées dynamiques selon une forme dérivée du travail de Michelangeli et al. (1995). La réanalyse ERA40 est utilisée pour l'information synoptique et sous-synoptique, dans sa plus grande profondeur temporelle disponible, c'est-à-dire de 1960 à 2001 pour la période septembre-décembre, soit un total de 41 automnes. On l'applique au champ de géopotentiel à 500 hPa filtré pour ne garder que le signal de basse fréquence des 1 210 jours identifiés comme événements pluvieux significatifs.

L'algorithme produit quatre classes représentatives de ces jours particuliers. Trois d'entre elles contiennent des épisodes intenses, et surtout deux se trouvent associées aux événements les plus intenses de façon étroite, en contenant plus de 70 %. On retrouve ces deux classes dans l'étude menée par Sanchez-Gomez et al (2008). Pour illustrer les caractéristiques d'une classe, on calcule la moyenne d'un champ (appelé **composite**) pour les jours (ou un sous-ensemble de jours) de la classe.

Le composite de géopotentiel à 500 hPa pour le sous-ensemble des cas extrêmes compris dans la première des deux classes montre la présence d'un thalweg assez intense à l'ouest du domaine, suivi en aval du flux par une dorsale de courbure modérée (figure 4). Cette première classe est nommée **classe Thalweg de Gascogne (TG)**.

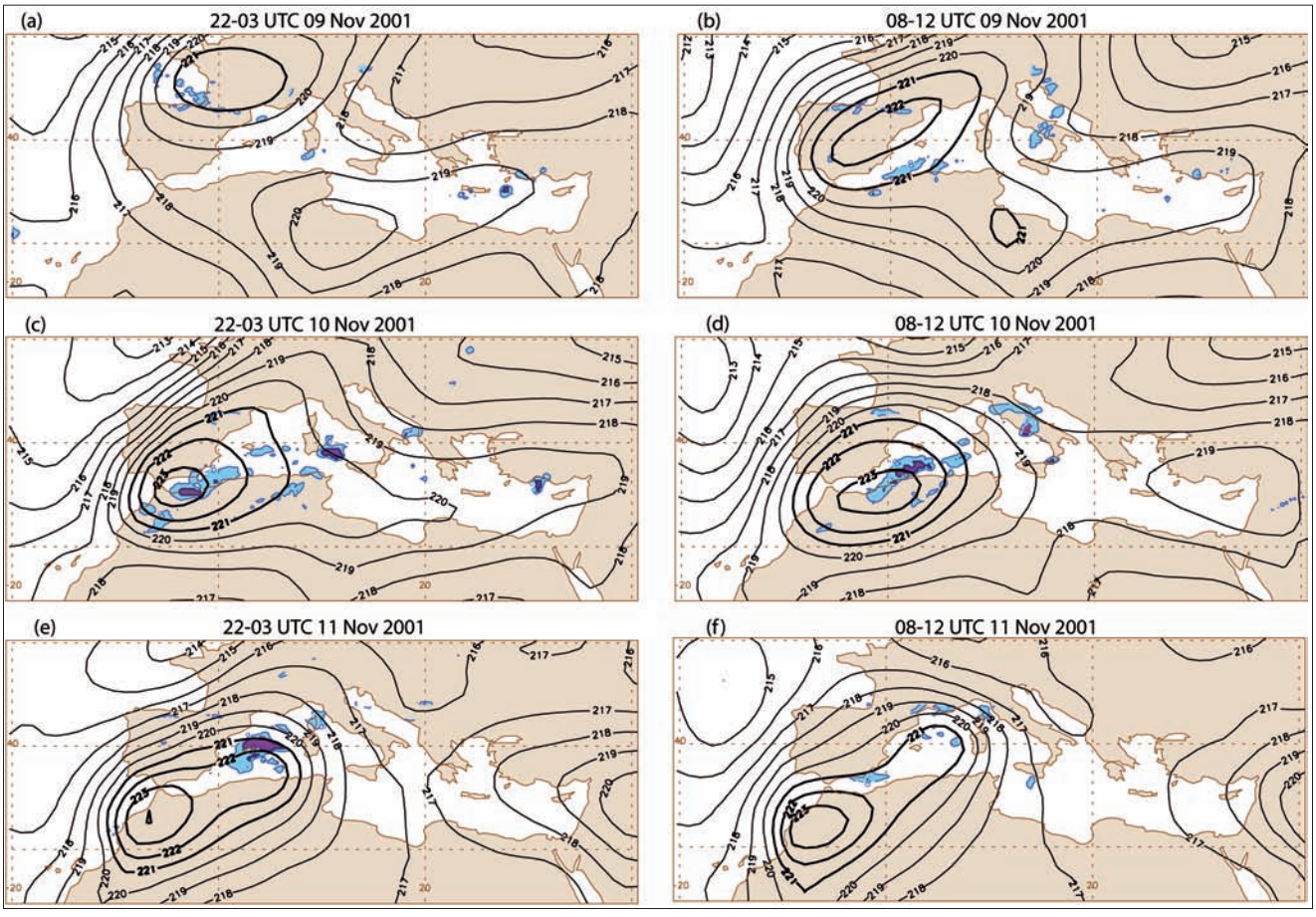
Pour la seconde classe, on observe aussi une circulation cyclonique qui pousse à la formation de gouttes froides sur la péninsule Ibérique. En outre, la dorsale sur le continent européen se présente comme nettement plus intense : on nomme cette **classe Thalweg Dorsale (TD)**. Par construction, ces structures existent dans le géopotentiel, seul champ vu par la méthode de classification. N'existe-t-elle que dans ce champ ?

Rien n'empêche, en effet, de calculer des composites d'autres champs pour ces mêmes classes. Mais rien n'assure non plus d'obtenir des composites structurés sur ces autres champs. Il apparaît donc remarquable d'obtenir aussi des composites de champs dans les basses couches bien organisés au sein de ces classes. C'est le signe qu'il y a des circulations 3D complexes dotées de vrais liens dynamiques entre les niveaux, et non seulement une organisation du géopotentiel.

Les deux classes TG et TD révèlent ainsi la présence d'un fort jet de basse couche humide alimentant le golfe du Lion. Dans le cas de la classe TG, l'alimentation dominante remonte du détroit de Gibraltar. Pour TD, la forte dorsale conditionne un jet de basses couches orienté plus au sud-est advectant de l'air humide et instable provenant de la partie orientale de la mer Méditerranée. On peut noter que ces flux de basses couches, parfois vus comme des attributs de mésoéchelle, apparaissent bien dans la réanalyse ERA40, qui décrit l'atmosphère au-delà de la seule échelle synoptique.

Pour la partie des épisodes qui n'entrent pas dans ces classes caractéristiques, il se peut que la variété des processus, de plus

Figure 5 - Températures de brillance du canal Amsu 8 (isolignes en gras, température supérieure à 221 K) et détection des zones de pluies modérées (en bleu) et convectives (en violet) pour la tempête d'Alger du 9-11 novembre 2001.



petite échelle en particulier, soit plus importante au point qu'il soit difficile d'en dessiner une signature commune.

Tourbillons ou anomalies d'altitude

Les environnements synoptiques montrent combien le flux d'altitude (seul utilisé dans le classement) conditionne l'écoulement à d'autres niveaux (comme les basses couches). Cela conduit à poursuivre l'exploration de l'importance des structures en altitude, en particulier la composante de plus petite échelle.

On sait que les cyclogenèses apparaissent, pour leur part, liées à des intrusions stratosphériques et à des anomalies (ou structures cohérentes) en altitude du tourbillon potentiel. Ce sont des structures marquées et localisées dans l'espace qu'il est possible de suivre au cours du temps. Deux méthodes sont ici présentées pour identifier ces anomalies. L'analyse de leurs évolutions, en termes de changement de position, de forme et d'amplitude, a ensuite permis d'étudier l'importance du lien entre le champ de tourbillon potentiel et les précipitations associées.

Climatologie des anomalies d'altitude à partir d'observations satellitaires

La première approche consiste à utiliser les observations fournies par les satellites météorologiques de type sondeur vertical. Le sondeur Amsu (Advanced Microwave Sounding Unit), à bord des satellites *Noaa* depuis la fin 1998, fournit des observations avec une résolution spatiale allant de 48 à 16 km au nadir suivant les canaux et une bonne résolution verticale. En outre, il possède des canaux à 183 GHz très sensibles aux précipitations. Cela en fait donc un instrument bien adapté à l'étude des systèmes précipitants en Méditerranée et de leurs liens avec la situation en altitude.

Une nouvelle méthode d'identification des intrusions stratosphériques à partir de Amsu a été développée. Elle repose sur l'idée que ces intrusions, du fait de leur origine, sont associées à des températures plus élevées que leur environnement immédiat (Claud et al., 1993 ; Fourrié et al., 2000 et 2003). La méthode a été testée sur des cas de précipitations intenses : tempête d'Alger des 9-10 novembre 2001, inondations dans le Gard des 8-9 septembre 2002, crues historiques du Rhône des 1-3 décembre 2003 et tempêtes sur l'Hérault des 5-9 septembre 2005. Ces études suggèrent que le canal 8 d'Amsu, dont le maximum de fonction de poids présente un pic vers 200 hPa (c'est-à-dire à un niveau proche de la tropopause en région méditerranéenne), permet de détecter les intrusions stratosphériques, alors que la différence des canaux 7 et 5 informe sur leur profondeur.

Un travail a été mené sur la détection des précipitations à partir d'Amsu pour ces cas d'études : des comparaisons avec des observations pluviométriques de l'OHM-CV (Observatoire hydrométéorologique méditerranéen Cévennes-Vivarais) et/ou des SQR (Séries quotidiennes de référence) de Météo-France ont en particulier été réalisées. Différentes combinaisons de canaux conduisent à la détection ciblée de forts taux de pluies par rapport à des précipitations plus normales.

L'interprétation des résultats en termes de liens entre structure d'altitude et précipitations montre que les événements les plus précipitants sont associés aux anomalies du canal 8 d'Amsu les plus fortes. Ce résultat est illustré pour la tempête des 9-11 novembre 2001 qui a touché les côtes nord-africaines et plus précisément la région d'Alger (figure 5). Dès le 9 novembre au matin, une structure d'altitude est observée au-dessus de la France, alors qu'une région de précipitations non convectives apparaît au sud (figure 5a). Les figures suivantes montrent une intensification et un déplacement vers le sud-est du thalweg d'altitude, de même qu'une région étendue de précipitations convectives en aval (figure 5b) ou en coïncidence avec le thalweg d'altitude (figures 5c, 5d). Le temps passant, la structure d'altitude va progressivement diminuer d'intensité, et les pluies, notamment de type convectif, vont également se réduire (figures 5e, 5f) (Funatsu et al., 2007).

À partir des observations Amsu couvrant la période 2001-2006, une climatologie des intrusions stratosphériques et des systèmes fortement précipitants associés a été établie. Les données d'un seul satellite (*Noaa-16*) ont été considérées afin d'éviter l'existence de biais qui pourraient être liés à des différences intersatellites. On découpe la région en quatre sous-domaines géographiques. Pour chacun d'eux, la variabilité interannuelle des intrusions et de leur taille ainsi que leur association à des précipitations (modérées ou convectives) ont été étudiées (figure 6).

Dans la figure 6, on voit que le nombre d'intrusions présente une forte dépendance saisonnière : les intrusions sont plus fréquentes de novembre à mars sur

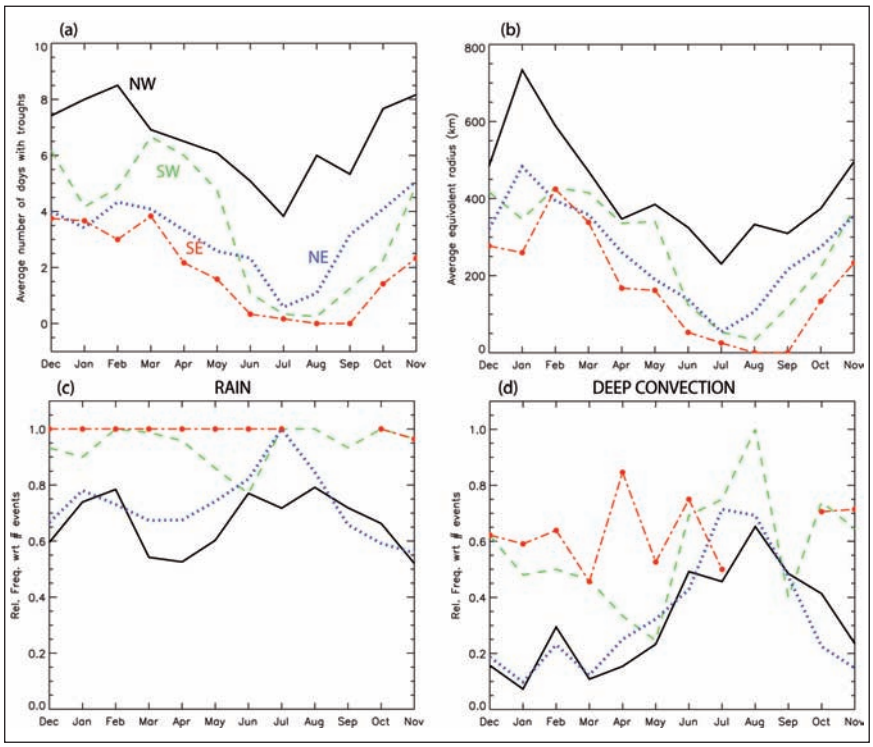


Figure 6 - (a) Nombre moyen de jours pendant lesquels des intrusions stratosphériques ont été observées pour les quatre zones géographiques considérées (NW [40-48° N, 10W-18° E], SW [30-40° N, 10° W-18° E], NE [10-48° N, 18-40° E], SE [30-40° N, 18-40° E]) pendant la période 2001-2006, en fonction du mois ; (b) Taille équivalente de l'intrusion ; (c) Pourcentage de cas pour lesquels une intrusion a été détectée et accompagnée de précipitations ; (d) Pourcentage de cas pour lesquels une intrusion a été détectée et accompagnée de convection.

tout le bassin méditerranéen (figure 6a). Les intrusions sont également de plus grande taille en hiver qu'en été (figure 6b). La fréquence des précipitations associées est différente suivant que l'on considère des précipitations modérées ou intenses. La fréquence des précipitations modérées présente peu de variation suivant les saisons : 60 % des cas où une intrusion a été détectée (figure 6c), atteignant même 100 % dans le sud-est du bassin méditerranéen. En revanche, la fréquence des précipitations intenses (associées aux intrusions) présente une variation saisonnière marquée, plus importante pendant l'été, ainsi qu'une variation géographique : plus élevée dans la région sud-ouest du bassin que dans les autres (figure 6d).

La variabilité interannuelle du nombre des intrusions et de la fréquence relative des précipitations associées est plus forte au nord du bassin et pendant l'hiver. Pendant cette saison, le nombre d'intrusions est lié à la circulation à moyenne échelle et notamment à l'Oscillation Nord-Atlantique (moins d'intrusions au nord et davantage au sud en phase positive). La localisation des précipitations est plus concentrée en aval des intrusions, principalement pour ce qui concerne les précipitations intenses. Ces résultats se sont montrés robustes aux tests de sensibilité aux choix de valeurs d'amplitude minimale pour la détection des intrusions (Funatsu et al., 2008).

Climatologie des anomalies de tourbillon potentiel à partir de réanalyses

La seconde approche consiste à extraire les structures cohérentes à partir des réanalyses de la façon la plus objective possible. À cette fin, on utilise des bases d'ondelettes orthogonales. Elles permettent la définition d'un algorithme objectif d'extraction des anomalies de tourbillon potentiel à partir de champs tirés de la réanalyse ERA40. L'idée exploitée dans l'algorithme d'extraction est qu'une anomalie de tourbillon potentiel peut être définie par un ensemble de coefficients d'ondelettes d'une même base. On trouvera les détails de cette méthode originale dans Plu et al. (2008). L'algorithme en ondelettes a été appliqué aux champs de tourbillon potentiel de la réanalyse ERA40 pour les jours de pluies les plus intenses sur le pourtour méditerranéen français (quantile 99 %, évoqué dans la partie « Environnements synoptiques ») afin de caractériser de façon climatologique les anomalies associées à ces épisodes.

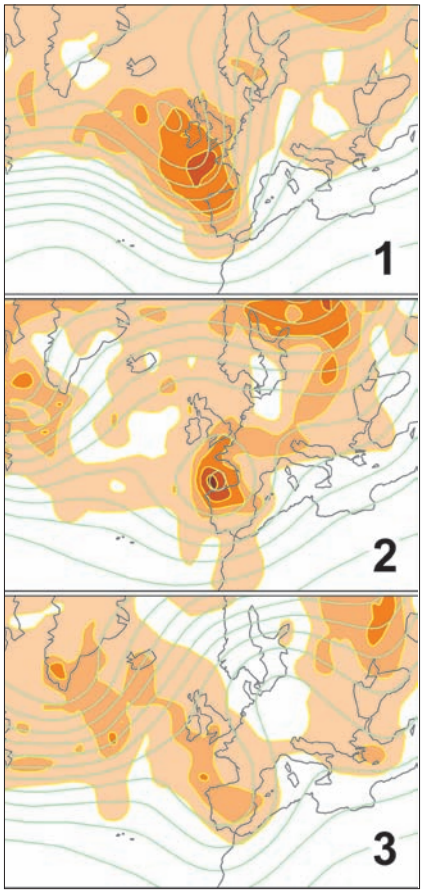


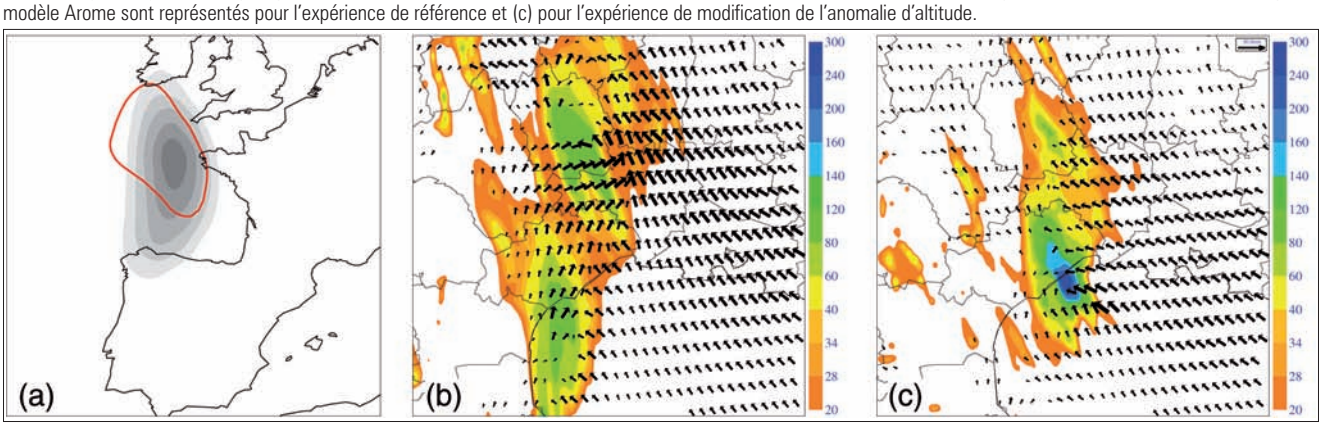
Figure 7 - Cartes de densité de présence des anomalies de tourbillon potentiel au niveau d'altitude de la surface de température potentielle 330 K (plages de couleur orangée, intervalle des isolignes 0,1 anomalie/jour) et géopotentiel au niveau de la moyenne troposphère 500 hPa (intervalle 50 mgp), pour les trois classes de champs synoptiques associés aux précipitations intenses identifiées dans la partie « Environnements synoptiques ». Dans cette figure, la classe TG est notée classe 1, la classe TD est notée classe 3. Une valeur de densité en un point donne le nombre moyen d'anomalies présentes en ce point sur l'ensemble des situations d'une classe. On remarque que les champs de densité d'anomalies correspondent bien aux champs de géopotentiel.

La figure 7 montre des cartes de densité d'occurrence d'anomalies de tourbillon potentiel, calculées ici sur la surface isentrope 330 K assimilée à la tropopause dynamique. Pour les classes associées aux épisodes intenses identifiées plus haut (trois classes sur quatre), les jours de précipitations fortes se caractérisent par un maximum de présence d'anomalies dans le golfe de Gascogne. On observe de plus que les densités d'anomalies sont différentes selon la classe. Pour la classe 1 (correspondant à la classe TG citée précédemment), les anomalies sont assez dispersées le long d'un axe Islande-Gibraltar, qui correspond au thalweg observé dans le champ de géopotentiel. La classe 2, la moins liée à des épisodes intenses, présente au contraire une concentration importante d'anomalies autour du sud du golfe de Gascogne, bien corrélée au minimum de la dépression locale.

Influence des structures d'altitude sur les précipitations

Nous avons donc vu que les événements de fortes pluies automnales présentent souvent une anomalie d'altitude de tourbillon potentiel évoluant lentement au voisinage de la zone de précipitation. Afin d'étudier plus précisément

Figure 8 - (a) Tourbillon potentiel à 300 hPa le 6 septembre 2005 à 0 h UTC, pour l'expérience de référence (zones grisées) et l'expérience avec suppression de l'anomalie d'altitude (isoligne rouge). (b) Les précipitations cumulées sur six heures (le 06-09-05 de 9 h UTC à 15 h UTC) et les vents à 850 hPa pour le 06-09-05 à 12 UTC simulés par le modèle Arome sont représentés pour l'expérience de référence et (c) pour l'expérience de modification de l'anomalie d'altitude.



le gain sur les prévisions de précipitations que l'on peut attendre, nous avons procédé en deux étapes.

Dans une première étape, on quantifie l'action de ces structures cohérentes du tourbillon potentiel dans un modèle résolvant explicitement les phénomènes convectifs en modifiant ces structures (position, extension, intensité ; voir Arbogast, 2002) dans les conditions initiales du modèle coupleur de grande échelle. Le champ de tourbillon potentiel est ensuite traduit en champs initiaux de température et de vent à partir de l'algorithme d'inversion du tourbillon potentiel (Arbogast et al., 2008).

Sur le cas des inondations du Gard en septembre 2005, la localisation de la structure générale des fortes précipitations prévues dans ce cas par le modèle à maille de l'ordre de 2 km de Météo-France, Arome, paraît particulièrement sensible aux perturbations initiales. Lorsque la structure cohérente d'altitude est présente (cette structure est représentée en couleurs grisées sur la figure 8a) et se déplace vers l'est, elle influence la circulation dans les niveaux inférieurs en provoquant une rotation des vents de secteurs sud à sud-ouest (figure 8b). Cette rotation des vents favorise l'advection de l'air humide en provenance de la mer sur le continent. La suppression de l'anomalie d'altitude (figure 8c) entraîne une diminution et une modification de l'orientation du vent de basses couches conduisant à un déplacement de la zone de convergence de basses couches ; les précipitations prennent alors un caractère plus stationnaire.

Si le rôle dominant du relief et de l'écoulement de basses couches garantit une bonne prévisibilité de l'allure générale du champ de précipitations, les structures de tourbillon potentiel situées un peu en amont influencent de façon indéniable l'organisation de ce vent de basses couches, elles modulent la position et l'intensité du jet de basses couches ainsi que sa persistance. Elles ont, par là, un impact sur la prévision des structures précipitantes de mésoéchelle.

Ce résultat démontrant la sensibilité de la convection organisée à la présence d'une structure cohérente d'altitude confirme les résultats déjà obtenus sur ce sujet et permet d'aller plus loin.

Dans une seconde étape, on a tenté d'évaluer le gain en qualité de prévision des précipitations que l'on peut obtenir par une amélioration de la représentation des structures cohérentes d'altitude dans les conditions initiales. La méthodologie employée consiste à définir ces perturbations en comparant des champs de tourbillon potentiel dérivés du modèle et des images satellites obtenues dans le canal vapeur d'eau de *Meteosat 7*. Ce canal étant principalement sensible à la température et à l'humidité au voisinage de la tropopause dynamique (entre 300 hPa et 500 hPa environ), il est possible, sous certaines conditions, de relier les structures sèches (respectivement humides) de l'imagerie satellite à des anomalies positives (respectivement négatives) de tourbillon potentiel. Ainsi, en cas de contradiction entre l'analyse et l'observation par satellite, il est possible d'en déduire des corrections que l'on applique au champ de tourbillon potentiel.

Sur le cas des inondations d'Alger survenues dans la matinée du 10 novembre 2001 (environ 130 mm de pluies en six heures), la pertinence des corrections a été évaluée au moyen de simulations du modèle à mésoéchelle non-hydrostatique, Méso-NH, (maille de 10 km ; Lafore et al., 1998) initialisées avec des analyses du modèle Arpège, modifiées ou non par inversion de tourbillon potentiel. Les corrections de tourbillon potentiel ont été déterminées à partir des images de *Meteosat*. La figure 9a illustre un exemple de correction de précurseur d'altitude. Dans l'analyse opérationnelle d'Arpège du 9 novembre 2001 à 12h UTC, l'emplacement du maximum de tourbillon potentiel ne correspond pas à celui du maximum de température de brillance observé au-dessus du Portugal. Après correction, le noyau de maximum de tourbillon potentiel est déplacé de quelques dizaines de kilomètres au sud-ouest ; la nouvelle analyse est en meilleur accord avec l'observation. L'impact des modifications apporte une double amélioration des prévisions : la prévision quantitative des précipitations durant la période critique

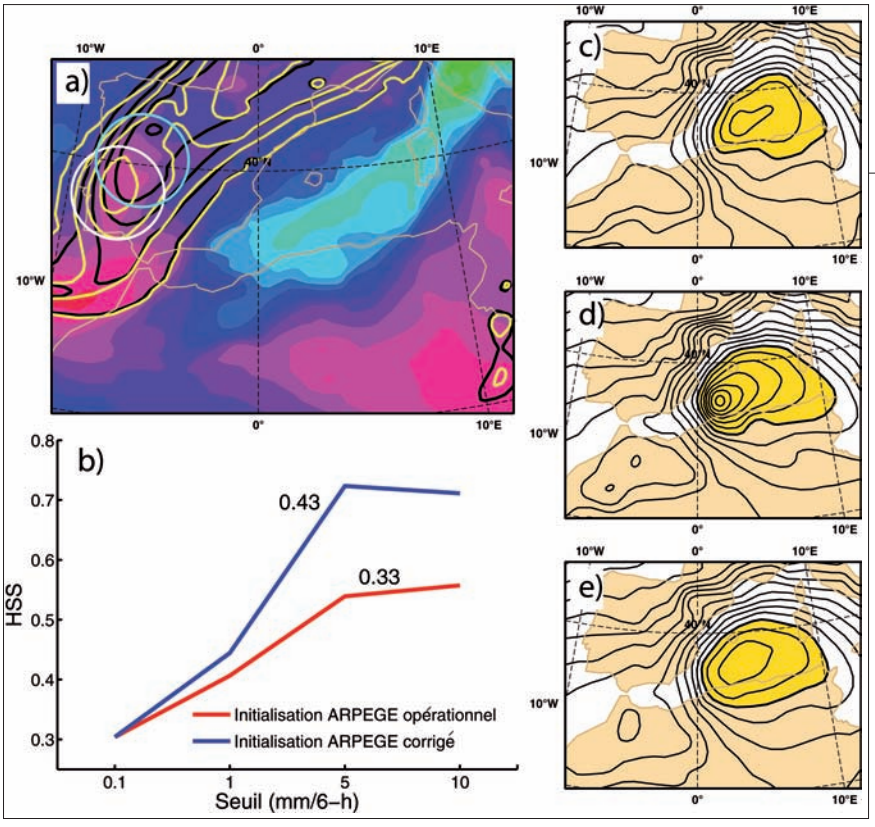


Figure 9 - (a) Résultats d'une expérience de correction de tourbillon potentiel. À gauche : températures de brillance observées dans le canal vapeur d'eau de *Meteosat 7* (K, zones sèches en rouge et humides en bleu-vert) le 9 novembre 2001 à 12 h UTC et tourbillon potentiel à 350 hPa (PVU) à la même date pour l'analyse opérationnelle Arpège (traits noirs) et l'analyse dont l'anomalie d'altitude a été corrigée (traits jaunes). La correction a consisté à déplacer le noyau de tourbillon potentiel élevé repéré par le cercle bleu dans la zone repérée par le cercle blanc ; (b) Heidke Skill Score (HSS) calculé selon différents seuils par comparaison entre relevés pluviométriques et simulations Méso-NH (la simulation est d'autant meilleure que le HSS tend vers 1). Le chiffre au-dessus de chaque courbe indique la corrélation entre observations et simulations. Les calculs statistiques sont effectués sur la période de pluies allant de 6 h UTC à 12 h UTC le 10 novembre 2001. À droite : pression réduite au niveau de la mer (hPa, tous les 2 hPa, colorée sous 1 000 hPa) le 11 novembre 2001 à 0 h UTC de : (c) l'analyse de vérification Arpège ; (d) la simulation initialisée avec l'analyse opérationnelle du 9 novembre 2001 à 12 h UTC et (e) celle démarrant à partir de l'état initial corrigé. Au vu des figures (b), (c), (d) et (e), il est clair que la modification apportée à l'état initial a un impact positif sur la prévision des pluies et de la tempête.

qui correspond aux inondations d'Alger d'une part (figure 9b), la prévision de la tempête en termes de pression au niveau de la mer d'autre part. En effet, la forte dépression qui figure dans la simulation avec état initial corrigé (figure 9e) est en accord avec l'analyse de vérification d'Arpège (figure 9c). La simulation initialisée avec l'analyse opérationnelle produit de son côté une dépression bien trop creuse (figure 9d) (Argence et al., 2006 et 2008).

Laissons ici la dynamique d'altitude plutôt d'échelle synoptique et concentrons maintenant notre attention sur les éléments de mésoéchelle propres aux situations de pluies intenses.

Environnement de mésoéchelle

L'environnement de basses couches à mésoéchelle associé à ces événements a été parallèlement documenté à l'aide d'analyses d'échelle fine réalisées pour un ensemble représentatif de situations de fortes pluies. L'étude a porté sur tous les épisodes avec un cumul quotidien observé de plus de 150 mm qui ont affecté le sud de la France au cours d'une période de cinq ans entre le 15 août et le 31 décembre. On en dénombre quarante entre 2002 et 2006. La durée de vie de ces systèmes précipitants ainsi que leur phase de formation, de maturité et de dissipation sont déterminées à l'aide des données horaires de précipitations et d'impact de foudre. Pour chacun des cas, des analyses à la résolution de 9,6 km ont été réalisées à l'aide du système d'assimilation 3D-Var du modèle Aladin. Les données analysées proviennent du réseau de données de surface le plus dense possible, des radiosondages et de données satellitaires (l'imageur Seviri et le diffusiomètre Quikscat à partir de 2005) ; l'ébauche est fournie par une prévision à six heures du modèle Aladin. Ces analyses ont été réalisées toutes les six heures au long du cycle de vie du système précipitant. Elles fournissent au total un jeu de trois cent vingt-neuf situations (Ricard et al., 2008).

Afin de documenter l'évolution de paramètres clés lors de ces épisodes de pluie intense (instabilité, flux d'humidité, conditions synoptiques, intensité et direction du jet de basses couches et autres), des analyses composites ont ensuite été réalisées en moyennant ces paramètres calculés à partir des analyses 3D-Var Aladin pour l'ensemble des cas ou pour des sous-ensembles de cas sélectionnés en fonction de la localisation des fortes pluies (Languedoc-Roussillon, Cévennes-Vivarais, Alpes du Sud, Corse). Ces analyses composites sont aussi produites pour les différentes phases des systèmes fortement précipitants (déclenchement, maturité, dissipation).

Grâce à ces analyses, on met ainsi en évidence des ingrédients communs pour l'environnement de ces systèmes précipitants : on retrouve une configuration synoptique de type thalweg-dorsale évoluant assez lentement avec un flux de sud-ouest divergent en altitude, un flux de basses couches orienté vers la région cible où se produisent les fortes précipitations ; on note de plus des sources d'instabilité et d'humidité localisées en amont sur mer, transportées par des jets de basses couches, une forte convergence d'humidité près de la région cible.

Les événements les plus intenses (plus de 200 mm/j) sont associés à une plus grande instabilité ou à des flux d'humidité plus intenses. La localisation des précipitations est corrélée à l'orientation du flux de basses couches et aux conditions synoptiques.

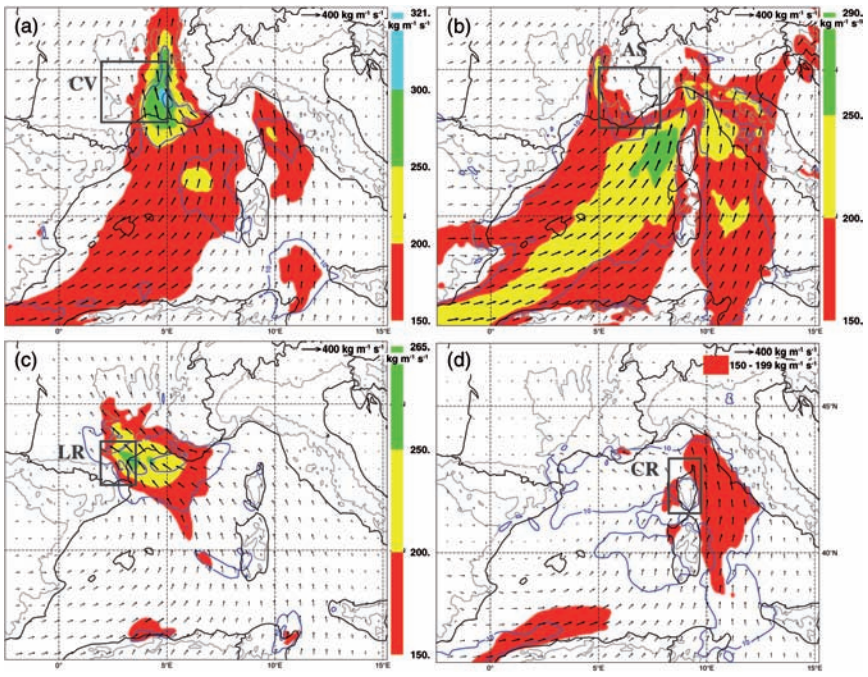
Ainsi, la figure 10a montre que les épisodes qui affectent les Cévennes sont alimentés par un flux de basses couches de sud en provenance de la mer Méditerranée ; le jet de basses couches dévié par les Alpes prend une composante est avant de pénétrer dans la vallée du Rhône, concentrant de fortes valeurs de vapeur d'eau au pied des reliefs des Cévennes.

Pour les événements affectant les Alpes du Sud (figure 10b), l'orientation du flux de basses couches est différente, c'est un flux de sud-ouest provenant de la Méditerranée et orienté vers les Alpes du Sud et le golfe de Gênes, associé à des jets de basses couches plus rapides. Une zone dépressionnaire située aux alentours des îles Baléares induit un flux de sud-est lors des événements qui affectent la région du Languedoc-Roussillon (figure 10c).

Les conditions synoptiques sont assez similaires pour les événements affectant la Corse, dans ce cas, le flux de basses couches provient du sud avec une légère composante est (figure 10d), les valeurs d'instabilité de basses couches localisées en amont sur mer sont très fortes pour ce dernier composite (non illustré).

L'environnement de mésoéchelle associé aux événements fortement précipitants a été caractérisé plus en détail en termes d'humidité de l'air en exploitant les mesures GPS. Ces études montrent une forte corrélation entre les contenus en vapeur d'eau et les fortes précipitations ainsi que l'importance de l'intensité du flux d'humidité de basses couches (voir encadré page suivante).

Figure 10 - Analyses composites de l'environnement associé aux événements précipitants (plus de 150 mm/ j) durant leur phase de maturité : (a) Flux d'humidité intégré entre 1 000 et 700 hPa (flèches et en échelle de couleurs tous les 50 kg.s.m^{-1}) et module du vent à 925 hPa (contours tous les 5 m/s au-dessus de 10 m/s, en lignes bleues) présentées pour tous les événements de pluie intense ayant affecté la région des Cévennes ; (b) des Alpes du Sud ; (c) du Languedoc-Roussillon et (d) de la Corse , la zone cible est indiquée par une boîte (CV, AS, LR, CR).



Caractérisation du contenu en eau de l'atmosphère au moyen des mesures GPS, application aux cas de fortes pluies

Conçues à l'origine pour des applications de navigation et de positionnement, les mesures des stations GPS au sol possèdent aussi un contenu météorologique informatif (Doerflinger, 2001). En effet, le contenu en vapeur d'eau intégré sur la verticale (IWV en anglais) peut être déduit des délais zénithaux totaux (ZTD) fournis par le post-traitement des observations GPS. Ces retards lors de la propagation du signal entre le satellite et la station réceptrice au sol sont liés à la réfraction due à l'atmosphère et en particulier à la vapeur d'eau (Bevis et al., 1992).

Le réseau régional des stations GPS localisées sur le pourtour méditerranéen permet grâce à sa forte résolution de caractériser la variabilité spatio-temporelle de l'humidité troposphérique, paramètre clé dans la formation des systèmes précipitants. Ce réseau a été renforcé chaque automne entre 2002 et 2007 (figure 11) par des capteurs temporaires dans le cadre des campagnes de l'Observatoire hydrométéorologique méditerranéen Cévennes-Vivarais (OHM-CV, Delrieu et al., 2005). On a ainsi pu étudier l'évolution du contenu intégré en vapeur d'eau avec une forte résolution spatio-temporelle lors d'épisodes fortement précipitants ou de manière plus statistique sur plusieurs saisons automnales.

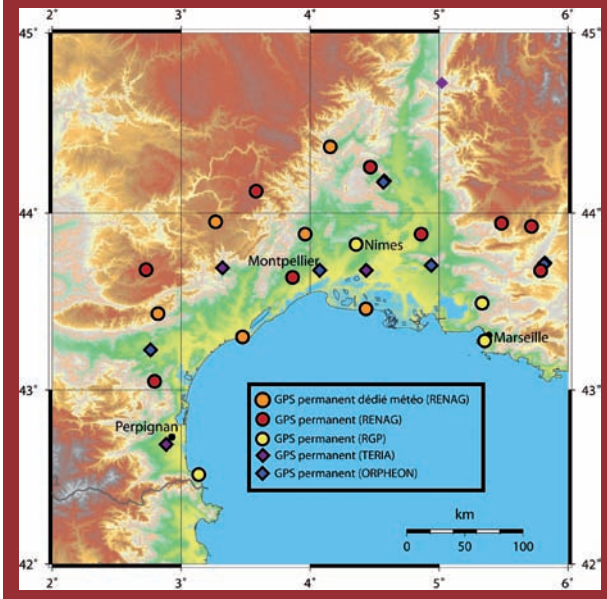


Figure 11 - Réseau GPS utilisé lors des campagnes OHM-CV réalisées lors des automnes de 2003 à 2006. Il est constitué de stations temporaires installées par l'OHM-CV et de stations permanentes du Renag (réseau national GPS des laboratoires et organismes de recherche) et du RGP (réseau GPS de l'IGN).

Ainsi, dans le cadre du projet Cyprim, nous avons mis en relation les IWV déduits des observations des stations GPS du pourtour méditerranéen de la France avec les précipitations mesurées par les pluviomètres sélectionnés dans une zone de 50 à 100 km entourant chaque station GPS. L'étude statistique a porté sur quatre périodes propices aux fortes précipitations (15 août-31 décembre) de 2001 à 2004. Le signal saisonnier sur les données d'IWV a été au préalable soustrait et les journées des périodes d'étude ont été distribuées en quatre classes selon la pluviométrie quotidienne observée : pas de précipitations, précipitations faibles (0-50 mm), précipitations modérées (50-100 mm) et précipitations intenses (>100 mm). Les quantités de précipitations et les valeurs d'IWV sont clairement corrélées, avec notamment les plus fortes anomalies d'IWV associées à la classe de précipitations intenses. En estimant un flux d'humidité de basses couches à partir de ces données GPS et des données de vent à 10 mètres (Lauvaux, 2005), on montre également que les jours avec les plus fortes pluies sont associés aux flux d'humidité de basses couches les plus intenses, comme l'indique la figure 12 pour la station GPS de Châteaurenard (Bouches-du-Rhône).

L'intégralité des données des campagnes GPS de l'OHM-CV de 2002 à 2007 fait actuellement l'objet d'un retraitement homogène pour poursuivre l'étude statistique présentée ici. Par ailleurs, depuis 2008, les stations temporairement déployées dans le cadre des campagnes de l'OHM-CV ont été pérennisées au sein du service d'observation Renag de l'Institut national des sciences de l'univers (Insu), permettant ainsi un suivi continu à méso-échelle et sur le long terme du contenu en vapeur d'eau en région méditerranéenne.

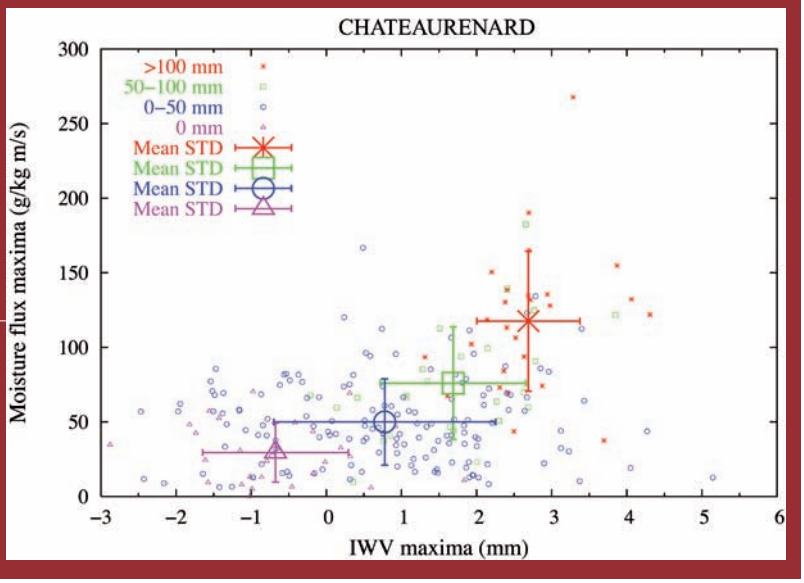


Figure 12 - Maximum sur vingt-quatre heures du flux d'humidité de basses couches (en dessous de 1 000 m) en fonction du maximum sur vingt-quatre heures du contenu intégré en vapeur d'eau (pour lesquels le cycle saisonnier est soustrait) pour la station GPS de Châteaurenard (Bouches-du-Rhône) et pour les quatre classes de précipitations quotidiennes (période : 15 août - 31 décembre, 2002-2003). Les flux sont estimés à partir des IWV et du vent à 10 mètres mesuré à la station météorologique la plus proche. Les moyennes et les écarts types sont indiqués pour les quatre classes de précipitations.

Situations favorisant la stationnarité des précipitations

Un certain nombre d'événements de pluies intenses se distinguent par leur stationnarité, qui entraîne alors de forts cumuls de pluie sur place et par conséquent des crues importantes. Pour progresser dans l'identification et la compréhension des processus atmosphériques associés à ces événements stationnaires, le modèle Méso-NH à la résolution de 2,5 km a été utilisé comme laboratoire numérique.

On s'appuie sur trois cas déjà examinés : les crues éclairs extrêmes du Gard en septembre 2002 et de l'Aude en novembre 1999 ainsi qu'un autre cas plus typique de système convectif quasi stationnaire sur la région Cévennes-Vivarais en 1995. On met en œuvre de nouveaux moyens comme des rétrotrajectoires et

des études de sensibilité. Cela conduit à mettre en évidence les liens étroits qui existent entre la localisation et la structure spatiale de ces systèmes d'une part, la topographie spécifique de la région et le flux humide et instable de basses couches d'autre part (Ducrocq et al., 2008 ; Nuissier et al., 2008).

La figure 13 synthétise tous ces mécanismes et ingrédients météorologiques. Dans un contexte de plus grande échelle propice (identifié dans les parties précédentes comme un flux de sud divergent en altitude sur la région, un flux convergent de composante sud à est, chaud et humide dans les basses couches venant buter sur le Massif central, une évolution lente et autres), le forçage orographique est l'un des facteurs de plus petite échelle qui explique, dans les cas cévenols typiques, la formation continue de nouvelles cellules orageuses au-dessus des mêmes régions. Cette formation procède du soulèvement, de la condensation et du déclenchement de l'instabilité convective. En plus, dans des situations comme celle du Gard de 2002, un autre forçage peut intervenir comme le soulèvement de l'air chaud et humide par un dôme d'air froid engendré par l'évaporation des précipitations en basses couches, donc produit par le système convectif lui-même. Ces processus directement liés à la dynamique interne des cellules orageuses permettent d'expliquer, pour le cas du Gard de 2002, la localisation inhabituelle des fortes précipitations bien à l'avant des contreforts des Cévennes.

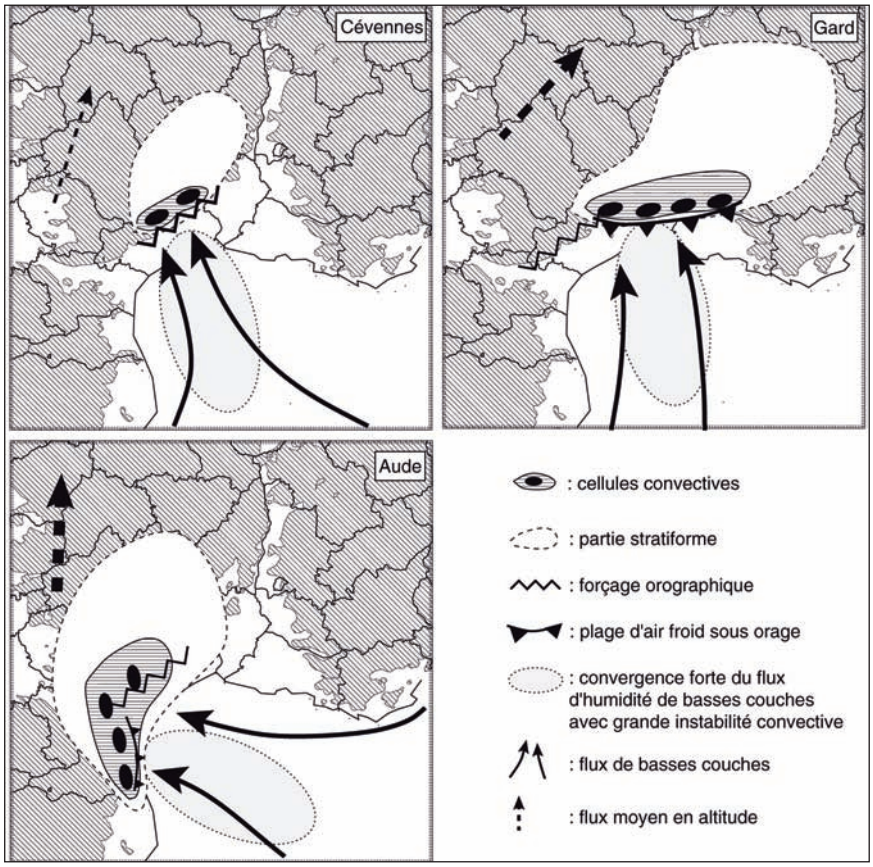


Figure 13 - Schémas conceptuels des différents mécanismes et ingrédients météorologiques expliquant la formation et le caractère stationnaire de l'épisode de pluie intense des Cévennes (13-14 octobre 1995) et des catastrophes du Gard (8-9 septembre 2002) et de l'Aude (12-13 novembre 1999).

Conclusion

Ce premier volet du projet Cyprim tente de mieux cerner les éléments météorologiques précurseurs caractéristiques d'événements de pluies intenses sur les régions méditerranéennes. En France, ces événements se produisent principalement sur les contreforts sud-est des massifs montagneux pendant la période automnale.

Des approches parfois profondément différentes dans leurs méthodes ou leurs sources de données conduisent sur nombre d'aspects à une convergence de vues significative. Parmi les éléments communs ainsi mis en évidence, du synoptique à la mésoéchelle, on peut citer : la présence d'un thalweg profond sur l'Europe de l'Ouest associé à une zone de forte baroclinie avec ou sans blocage à l'est, une situation à grande échelle d'évolution lente, des flux divergents en altitude, des flux convergents dans les basses couches avec apport d'humidité et d'instabilité depuis la mer. Il a également été mis en avant le lien entre la localisation des fortes précipitations avec les conditions synoptiques, mais aussi l'orientation des flux de basses couches. Ces méthodes précisent et renforcent des critères voisins identifiés par les prévisionnistes qui doivent anticiper ces situations. La stationnarité de certains systèmes a été étudiée pour plusieurs cas, en particulier pour les deux événements paroxysmiques de l'Aude en 1999 et du Gard en 2002. La localisation et la structure spatiale des précipitations est ainsi expliquée par l'interaction entre le flux de basses couches humide et instable et la topographie (Massif central, mais aussi Alpes et Pyrénées). Ces interactions se complexifient dans le cas du Gard avec le refroidissement sous orage. Ce mécanisme additionnel est conditionné par l'humidité de la masse d'air.

La caractérisation et le rôle des structures cohérentes d'altitude liées aux fortes précipitations ont aussi fait l'objet d'études. Des méthodes ont été développées pour les identifier par l'observation satellitaire ou par l'exploitation de la réanalyse ERA40. Elles ont permis de dresser une climatologie des anomalies de tourbillon potentiel décrivant leur variabilité interannuelle, leur taille et leur association avec les fortes précipitations. Une forte sensibilité de la localisation et de l'intensité des précipitations simulées à la présence d'une anomalie de tourbillon potentiel est apparue au moins sur le cas des inondations d'Alger en novembre 2001 et sur le cas du Gard des 5-6 septembre 2005. Ces travaux introduisent dans le projet la notion de prévisibilité. Celle-ci, ainsi que les besoins en observation associés, est l'objet d'un deuxième article. Le troisième et dernier article de la série sur le projet Cyprim traitera du possible impact du changement climatique sur les épisodes de précipitations intenses sur le bassin méditerranéen. Il exploite quelques propriétés mises en évidence ici.

Remerciements

Le projet Cyprim était soutenu par le programme d'actions concertées incitatives du Fonds national de la science « Aléas et changements globaux » du ministère de l'Enseignement et de la Recherche. Les auteurs remercient les différents relecteurs pour les améliorations apportées au texte.

Bibliographie

Arbogast P., 2002 : L'inversion du tourbillon potentiel : un outil pour comprendre le creusement des dépressions. *La Météorologie*, 8e série, 38, 19-29.

Arbogast P., K. Maynard et **F. Crépin**, 2008 : Ertel potential vorticity inversion using a digital filter initialization method. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 134 (634), 1287-1296, DOI: 10.1002/qj.283.

Argence S., D. Lambert, E. Richard, N. Söhne, J.-P. Chaboureau, F. Crépin et **P. Arbogast**, 2006 : High resolution numerical study of the Algiers 2001 flash flood: sensitivity to the upper-level potential vorticity anomaly. *Adv. Geosci.,* 7, 251-257, URL : http://www.adv-geosci.net/7/251/2006/.

Argence S., D. Lambert, E. Richard, J.-P. Chaboureau et **N. Söhne**, 2008 : Impact of initial conditions uncertainties on the predictability of heavy rainfall in the Mediterranean: A case study. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 134, 1775-1788, DOI: 10.1002/qj.314.

Berne A., G. Delrieu et **B. Boudevillain**, 2009 : Spatial structure and variability of intense Mediterranean precipitation. *Adv. Water Resour.*, 32, 1031-1042, DOI: 10.1016/j.advwatres.2008.11.008.

Bevis M., S. Businger, T. A. Herring, C. Rocken, R. A. Anthes et **R. W. Ware**, 1992 : GPS Meteorology: Remote sensing of atmospheric water vapor using the Global Positionning System. *J. Geophys. Res.*, 97 (D14), 15, 787-801.

Claud C., N. M. Mognard, K. B. Katsaros, A. Chedin et **N. A. Scott**, 1993 : Satellite observations of a polar low over the Norwegian Sea by SSM/I, GEOSAT and TOVS. *J. Geophys. Res.*, 98 (C8), 14487-14506, DOI: 10.1029/93JC00650.

Delrieu G., V. Ducrocq, E. Gaume, J. Nicol, O. Payrastre, E. Yates, P.-E. Kirstetter, H. Andrieu, P. A. Ayral, C. Bouvier, J. D. Creutin, M. Livet, A. Anquetin, M. Lang, L. Neppel, C. Obled, J. Parent-du-Chatelet, G. M. Saulnier, A. Walpersdorf et **W. Wobrock**, 2005 : The catastrophic flash-flood event of 8-9 September 2002 in the Gard region, France: a first case study for the Cévennes-Vivarais Mediterranean Hydro-meteorological Observatory. *J. Hydrometeor.*, 6, 34-52, DOI: 10.1175/JHM-400.1.

Doerflinger E., 2001: Les applications météorologiques du système de positionnement satellitaire GPS. *La Météorologie*, 8e série, 34, 21-37.

Ducrocq V., G. Aullo et **P. Santurette**, 2003 : Les précipitations intenses et les inondations des 12 et 13 novembre 1999 sur le sud de la France. *La Météorologie*, 8e série, 42, 18-27.

Ducrocq V., O. Nuissier, D. Ricard, C. Lebeaupin et **T. Thouvenin**, 2008 : A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. II: Mesoscale triggering and stationarity factors. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 134, 131-145, DOI: 10.1002/qj.199.

Fourrié N., C. Claud, J. Donnadille, J.-P. Cammas, B. Pouponneau et **N. A. Scott**, 2000 : The use of TOVS observations for the identification of tropopause-level thermal anomalies. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 126 (B), 1473-1494, DOI: 10.1002/qj.49712656513.

Fourrié N., C. Claud et **A. Chedin**, 2003 : Depiction of upper-level precursors of the December 1999 storms from TOVS observations. *Weather and Forecasting*, 18 (3), 417-430, DOI: 10.1175/1520-0434(2003)18<417:DOULPO>2.0.CO;2.

Funatsu B. M., C. Claud et **J.-P. Chaboureau**, 2007 : Potential of Advanced Microwave Sounding Unit to identify precipitating systems and associated upper-level features in the Mediterranean region: Case studies. *J. Geophys. Res.*, 112, D17113, DOI: 10.1029/2006JD008297.

Funatsu B. M., C. Claud et **J.-P. Chaboureau**, 2008 : A 6-year AMSU-based climatology of stratospheric intrusions and associated precipitation distribution in the Mediterranean region. *J. Geophys. Res.*, 113, D15120, DOI: 10.1029/2008JD009918.

Huet P., X. Martin, J.-L. Prime, P. Foin, C. Laurain et **P. Cannard**, 2003 : *Retour d'expérience des crues de septembre 2002 dans les départements du Gard, de l'Hérault, du Vaucluse, des Bouches-du-Rhône, de l'Ardèche et de la Drôme. Rapport consolidé après phase contradictoire*. La Documentation française. Ministère de l'Écologie et du Développement durable. 133 p.

Joly B., E. Sanchez-Gomez, A. Joly et **P. Raynaud**, 2005 : *Large scale environments for high impact weather in the Mediterranean*. 7e Conférence Plinius, 5-7 octobre 2005, Rethymnon, Crète, Grèce.

Lafore J-P., J. Stein, N. Asencio, P. Bougeault, V. Ducrocq, J. Duron, C. Fischer, P. Héreil, P. Mascart, V. Masson, J. P. Pinty, J. L. Redelsperger, E. Richard et **J. Vilà-Guerau de Arellano**, 1998 : The Meso-NH Atmospheric Simulation System Part I: Adiabatic formulation and control simulations. *Ann. Geophys.*, 16, 90-109.

Lauvaux T., 2005 : *Caractérisation de la vapeur d'eau intégrée par GPS associée aux événements de pluie intense en Méditerranée*. Rapport de stage de Master 2 Océan, atmosphère et surfaces continentales. École nationale de la météorologie et université Paul-Sabatier Toulouse III, 60 p.

Michelangeli P. A., R. Vautard et **B. Legras**, 1995 : Weather regimes: recurrence and quasi stationarity. *J. Atmos. Sci.*, 52 (8), 1237-1256.

Nuissier O., V. Ducrocq, D. Ricard, C. Lebeaupin et **S. Anquetin**, 2008 : A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. I: Numerical framework and synoptic ingredients. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 134, 111-130, DOI: 10.1002/qj.200.

Plu M., P. Arbogast et **A. Joly**, 2008 : A wavelet representation of synoptic-scale coherent structures. *J. Atmos. Sci.*, 65(10), 3116-3138, DOI: 10.1175/2008JAS2618.1.

Ricard D., 2005 : Modélisation à haute résolution des pluies intenses dans les Cévennes : le système convectif des 13 et 14 octobre 1995. *La Météorologie*, 8e série, 48, 28-38.

Ricard D., V. Ducrocq et **L. Auger**, 2008 : *Composite analyses of the mesoscale environment associated with Mediterranean heavy precipitating events. 2nd Hymex workshop, 2-4 June 2008*. École polytechnique, Palaiseau, France.

Sanchez-Gomez E., L. Terray et **B. Joly**, 2008 : Intra-seasonal atmospheric variability and extreme precipitation events in the European-Mediterranean region. *Geophys. Res. Lett.*, 35, L15708, DOI: 10.1029/2008GL034515.

Uppala S. M, P. W. Kallberg, A. J. Simmons, U. Andrae, V. Da Costa Bechtold, M. Fiorino, J. K. Gibson, J. Haseler, A. Hernandez, G. A. Kelly, X. Li, K. Onogi, S. Saarinen, N. Sokka, R. P. Allan, E. Andersson, K. Arpe, M. A. Balmaseda, A. C. M. Beljaars, L. Van De Berg, J. Bidlot, N. Bormann, S. Caires, F. Chevallier, A. Dethof, M. Dragosavac, M. Fisher, M. Fuentes, S. Hagemann, E. Hólm, B. J. Hoskins, L. Isaksen, P. A. E. M. Janssen, R. Jenne, A. P. Mcnally, J.-F. Mahfouf, J.-J. Morcrette, N. A. Rayner, R. W. Saunders, P. Simon, A. Sterl, K. E. Trenberth, A. Untch, D. Vasiljevic, P. Viterbo et **J. Woollen**, 2005 : The ERA-40 re-analysis. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 131, 2961-3012, DOI: 10.1256/qj.04.176.

Vautard R., 1990 : Multiple Weather Regimes over the North Atlantic: Analysis of Precursors and Successors. *Mon. Wea. Rev.*, 118, 2056–2081, DOI: 10.1175/1520-0493(1990)118<2056:MWROTN>2.0.CO;2.