Tempêtes hivernales des latitudes tempérées : théories et prévisions

Gwendal Rivière⁽¹⁾ (griviere@lmd.ens.fr) et Philippe Arbogast⁽²⁾ (philippe.arbogast@meteo.fr)

(1) Laboratoire de Météorologie Dynamique, IPSL, UMR 8539 (CNRS/École polytechnique/ENS Paris/Sorbonne Université/PSL Research University),
24 rue Lhomond, 75231 Paris Cedex 05

(2) Centre National de Recherches Météorologiques, UMR 3589 (Météo France/CNRS),
42 av. G. Coriolis, 31057 Toulouse Cedex 1

De nombreuses zones d'ombre demeurent encore sur notre connaissance de la dynamique des tempêtes hivernales, et ce, malgré une demande sociétale toujours accrue pour améliorer leur prévision à courte échéance ou encore pour estimer leur évolution dans le climat futur.

L'article commence par une explication du mécanisme principal permettant le développement d'une tempête, et par un rappel des caractéristiques des dernières tempêtes ayant touché la France. Dans une seconde partie, on présente les problèmes de prévisibilité liés aux incertitudes sur les conditions initiales, et les différentes stratégies employées par les centres opérationnels de prévision du temps pour prendre en compte ces incertitudes.

Les termes suivis d'un astérisque sont définis dans le glossaire, p. 9.

Les dépressions et anticyclones qui se succèdent aux latitudes tempérées sont des perturbations atmosphériques dont les périodes sont inférieures à la semaine et les échelles spatiales de l'ordre de quelques milliers de kilomètres. Ces perturbations sont plus intenses en hiver et responsables de la formation de phénomènes météorologiques extrêmes comme les tempêtes. Elles jouent également un rôle déterminant dans la circulation générale de l'atmosphère et le climat. Leur dynamique a été étudiée de manière intensive depuis des décennies mais certains aspects sont encore mal connus, notamment leur évolution dans le cadre du changement climatique. Enfin, la prévision météorologique de ces perturbations et, plus particulièrement, des tempêtes hivernales constitue plus que jamais un défi majeur.

Cycle d'évolution des tempêtes : description et théories

Le cycle de vie des dépressions des latitudes tempérées est généralement décomposé en plusieurs étapes qui sont illustrées sur la figure 1. Celle-ci présente le cas de la tempête Klaus qui a frappé le sud-ouest de la France et le nord de l'Espagne le 24 janvier 2009, en créant des rafales de vent dépassant les 200 km/h. La phase d'initiation est celle qui aboutit à l'apparition d'un nouveau noyau de vorticités* dans les basses couches de la troposphère (en rouge, en bas à gauche de la figure 1a). Elle s'opère dans une zone de forts contrastes thermiques (zones où les bandes colorées se resserrent), proche de la position du Gulf Stream. Ensuite, vient la phase dite de maturation

1. Évolution temporelle de la tempête Klaus (22-24 janvier 2009) dans l'Atlantique Nord (côtes marquées en rouge), caractérisée par l'interaction entre un tourbillon d'altitude (région de basse tropopause indiquée en mauve, qui fluctue autour de 8 km d'altitude en hiver) et un tourbillon de basses couches (indiqué en rouge par une forte vorticités) dans un environnement à forts contrastes thermiques, comme le montre la carte de la température à 1000 hPa (plages colorées, intervalle : 5°C). Les images (a), (b) et (c) représentent des situations instantanées séparées de 12 heures. Données : ERA-Interim.

Un garage sous les peupliers arrachés par la tempête Klaus, à Pomarez dans le département des Landes (40), le 24 janvier 2009.

(fig. 1b), durant laquelle la vorticité des basses couches s'intensifie conjointement avec une anomalie tourbillonnaire d'altitude, située plus à l'ouest et marquée par l'abaissement de la tropopause (nappe mauve), surface de séparation entre la stratosphère et la troposphère. Cette phase se termine lorsque l'anomalie de surface atteint son maximum de vorticité, et se caractérise généralement par une position de l'anomalie d'altitude à l'aplomb de celle des basses couches, comme le montre la figure 1c. Enfin, la phase de décroissance s'ensuit, essentiellement par effets dissipatifs dus à la friction lorsque le système dépressionnaire atteint les terres.

Même si, dès le 19^e siècle, les scientifiques s'intéressent de plus en plus aux systèmes dépressionnaires des latitudes tempérées, il faut attendre le milieu du 20^e siècle pour voir émerger une vision unifiée et physiquement cohérente de la cyclogenèse*. La description qui suit permet de comprendre qualitativement l'interaction entre perturbations infinitésimales, telle que l'ont pensé les théoriciens comme Eady ou Charney à travers l'instabilité dite barocline*. Mais elle permet également de comprendre l'interaction entre anomalies d'amplitude finie en présence d'un cisaillement vertical de vent, telle que l'ont conceptualisé les scientifiques plus proches des observations comme Bjerknes, Sutcliffe, Pettersen et Kleinschmidt. Elle est donc en quelque sorte le résultat de l'influence de ces deux écoles de pensée, mais digérée par toute une génération de scientifiques depuis.

Une variable clé en météorologie est la vorticité potentielle* (PV pour Potential Vorticity), initialement introduite par Ertel

2. Schéma classique de l'interaction barocline entre une anomalie positive de vorticité située en haut de la troposphère (anomalie froide en bleu) et une anomalie positive de vorticité en surface (anomalie chaude en rouge) dans un environnement caractérisé par un cisaillement vertical de vent $U(z)$ (flèches noires). Ox, Oy, Oz représentent respectivement les orientations ouest-est, équateur-pôle, basses-hautes altitudes. La distance entre les deux plans horizontaux est d'environ 8 km, tandis que l'extension de chaque coupe horizontale est de l'ordre de quelques milliers de kilomètres. Les deux tourbillons étant cycloniques (tournant en sens inverse des aiguilles d'une montre), cela crée une dépression en leurs centres.

en 1942. L'interprétation de l'interaction barocline en termes de PV, qui a été initiée en grande partie par l'école anglaise (Hoskins et coauteurs) dans les années 1970-1980, est illustrée sur la figure 2. Elle est particulièrement adéquate et synthétique.

Le moteur de l'instabilité ou interaction barocline provient principalement du gradient de température entre les pôles et l'équateur ($-\partial T/\partial y$) ou encore du cisail-

ment vertical de vent zonal* ($\partial u/\partial z$), ce qui est la même chose puisque ces deux quantités sont directement reliées *via* la relation du vent thermique*. Cette relation permet de comprendre que les contrastes thermiques entre l'équateur et les pôles sont à l'origine des vents d'ouest, qui augmentent avec l'altitude et forment ainsi les courants-jets* de la haute troposphère. Ainsi, la figure 2 montre-t-elle la coexistence entre une variation de température dans

>>>

Ce mécanisme fait intervenir des interactions non linéaires entre diverses anomalies. Le schéma de la figure 2 nous a montré que le décalage longitudinal entre deux anomalies cycloniques permettait leur renforcement mutuel. Il s'avère que l'anomalie cyclonique d'altitude n'est pas isolée et que plus à l'est se trouve une anomalie anticyclonique, comme le montre la carte de la figure E1a correspondant au cas de la tempête Xynthia (voir les zones rouges et bleues dans la partie centrale de la carte). C'est ce dipôle cyclone-anticyclone en haute troposphère, centré au-dessus de la dépression de surface, qui engendre des vents en surface orientés perpendiculairement à l'axe du courant-jet (flèches noires) et ainsi déplace la dépression de surface à travers cet axe.

Pour déterminer quels sont les paramètres qui contrôlent le mécanisme précédent, et s'assurer qu'il est suffisant pour expliquer ce déplacement transverse à l'axe du courant-jet, nous avons mis en place des simulations numériques avec un modèle très simple. Celui-ci ne comprend que deux couches de fluide de densité différente, et l'état du fluide à l'instant initial est composé d'un courant-jet similaire à celui de Xynthia et d'anomalies placées au sud du jet. Durant la simulation, le dipôle d'altitude se met en place au-dessus de la dépression de surface, et les vents associés déplacent celle-ci en direction du courant-jet (figure E1b). On remarque également que la vorticité de surface (contours noirs), étirée et en forme de S, reproduit assez bien la forme de Xynthia. Des études récentes ont montré que le déplacement transverse à l'axe du jet est plus marqué quand le courant-jet est plus fort ou encore en présence de dégagement de chaleur latente lors de la condensation de la vapeur d'eau.

E1. Traversée de l'axe du courant-jet par une tempête.

(a) Le cas de la tempête Xynthia repérée par les contours noirs de vorticité près de la surface (850 hPa). L'axe du courant-jet près de la tropopause est un trait rouge épais, les anomalies de PV proches de la tropopause (300 hPa) sont en plages colorées (cycloniques en rouge et anticycloniques en bleu) et les flèches représentent le vent en surface créé par la présence des anomalies d'altitude. Le trait noir épais représente la trajectoire de la tempête sur 30 heures avant traversée de l'axe du jet.

(b) Mêmes variables météorologiques, dans le cas d'une modélisation très simplifiée d'une tempête.

>>>

la basse troposphère et un courant-jet d'altitude. La figure 2 schématise bien la situation de la tempête hivernale Klaus lors de son creusement rapide (fig. 1b), avec la présence d'un tourbillon d'altitude cyclonique qui dévie le courant-jet d'altitude et se trouve à l'ouest par rapport au tourbillon cyclonique de basses couches. Ce décalage longitudinal entre les deux anomalies est crucial pour leur renforcement mutuel. En effet, le tourbillon cyclonique d'altitude crée des vents du sud vers le nord au niveau du centre du tourbillon de surface (flèche bleue en tirets). Ce vent va permettre de transporter de la température chaude de l'environnement situé plus au sud vers le centre du tourbillon de basse troposphère et va ainsi le renforcer puisqu'un tourbillon cyclonique en surface

est déjà une anomalie chaude. Similairement, le tourbillon de basse troposphère crée au niveau de l'anomalie d'altitude des vents orientés du nord au sud qui vont apporter de la vorticité potentielle de l'environnement situé au nord, ce qui va renforcer le tourbillon d'altitude. Ainsi, les deux anomalies se renforcent mutuellement. Lorsque le tourbillon d'altitude se place à l'aplomb du tourbillon de surface (fig. 1c), les deux anomalies ne se renforcent plus. En effet, dans ce cas, le vent induit par les tourbillons d'altitude, qui va du sud au nord, ne se trouve plus au centre de l'anomalie du bas et donc il n'y a plus de transport de chaleur vers le centre de l'anomalie du bas et donc plus de renforcement. On retrouve ainsi un résultat classique des instabilités à

écoulements parallèles cisailés : il y a croissance des perturbations lorsque la pente des lignes de courant des perturbations est dans le sens contraire du cisaillement du vent (cf. la ligne discontinue noire et la courbe noire reliant les flèches noires de la figure 2, qui penchent dans le sens contraire). On retient enfin que les tempêtes se creusent en extrayant l'énergie potentielle disponible de leur environnement, qui est d'autant plus forte que les gradients thermiques le sont. Ceci est favorisé par la présence des contrastes thermiques terre-océan, mais aussi par celle de courants océaniques comme le Gulf Stream.

Même si l'interaction barocline domine lors de la phase de maturation, il n'en reste pas moins vrai qu'elle ne se produit pas de

3. Tempête Klaus : influence d'une modification manuelle de la tropopause dynamique superposée à la mesure de la vapeur d'eau par le canal $6,2 \mu\text{m}$ de Meteosat. Les zones claires et sombres correspondent respectivement à de fortes et faibles quantités de vapeur d'eau sur la colonne atmosphérique. Les courbes de niveau de la tropopause (surface mauve de la figure 1) le 23 janvier 2009 à 12 UTC, obtenues dans l'état initial du modèle numérique de prévision, sont représentées en bleu en dessous de 6000 m. Les courbes de niveau modifiées manuellement pour tenir compte des quantités de vapeur d'eau mesurées sont en rouge. Les valeurs d'altitude sont indiquées en décimètres.

manière constante dans le temps et que d'autres interactions peuvent se greffer et la moduler. Par exemple, la campagne d'observation FASTEX (Fronts and Atlantic Storm-Track EXperiment) qui a eu lieu en 1997 a montré que de nombreuses dépressions pouvaient connaître plusieurs phases de croissance et de décroissance au cours de leur évolution, notamment celles qui traversaient le courant-jet de son côté chaud à son côté froid. Similairement, il s'avère que les dernières tempêtes en date qui ont frappé la France (Noël 1999, Klaus en janvier 2009 ou encore Xynthia en février 2010) se sont toutes renforcées en traversant l'axe du courant-jet. En prenant en compte toutes les fortes dépressions traversant l'Atlantique, on peut également montrer qu'environ la moitié d'entre elles ont connu cette phase particulière de traversée de l'axe du courant-jet. Il a donc été important d'approfondir cette dynamique de traversée de jet par les dépressions. Ainsi, les expériences numériques très simples telles que celles exposées dans l'encadré 1, permettent d'expliquer plusieurs aspects observés dans la réalité : (i) le fait que les trajectoires des dépressions tendent à croiser le courant-jet du sud au nord (dans l'hémisphère nord), (ii) l'existence de plusieurs phases de croissance et de décroissance au sein d'une dépression mature et (iii) la réintensification d'une dépression après la traversée du jet.

Prévisibilité des tempêtes

La prévision des tempêtes s'appuie largement sur des modèles globaux d'atmosphère. Une représentation simplifiée des processus sous-maille*, notamment les échanges de chaleur liés au cycle de l'eau, complète les équations de la dynamique. Les états initiaux sont élaborés à partir d'observations de nature très différentes. L'impossibilité de déterminer un état initial parfait combinée au caractère chaotique de l'atmosphère, sans oublier les erreurs dues à la connaissance imparfaite des mécanismes en jeu aux échelles inférieures aux dimensions de la maille, conduit à une prévisibilité limitée.

Les prévisionnistes de Météo-France ou d'autres services de prévision nationaux exercent leur expertise, notamment par l'analyse critique des prévisions des modèles déterministes. Puisque le développement d'une tempête résulte généralement de l'interaction d'un tourbillon de surface et d'un tourbillon d'altitude et que ce dernier peut être indirectement observé par les images prises par des capteurs à bord de satellites géostationnaires, il est possible, dans un premier temps, de faire une analyse critique de la représentation des précurseurs dans les conditions initiales des modèles numériques de prévision puis, dans un second temps, de proposer une stratégie de correction avant relance de la prévision.

La présence d'un tourbillon d'altitude s'accompagne d'un abaissement de la tropopause, comme on l'a vu plus haut. Celle-ci, située à une altitude comprise approximativement entre 10 et 15 km aux latitudes tempérées, pénètre alors jusqu'à des altitudes plus basses (entre 4 et 7 km). Localement, les masses d'air sont plus chargées en ozone et moins riches en vapeur d'eau que les masses d'air environnantes. Par ailleurs, la présence de mouvements verticaux contribue également à la redistribution de la vapeur d'eau et à l'apparition de nuages dans les courants ascendants. Par conséquent, la restitution des quantités de vapeur d'eau et d'ozone à partir de mesures satellitaires donne indirectement accès à la cartographie de la vorticit potentielle. La figure 3 montre dans quelle mesure on a pu modifier manuellement la carte de la distribution initiale de la vorticit potentielle 24 heures avant que la tempte Klaus n'atteigne les ctes de l'Aquitaine le 24 janvier 2009. L'observation de la vapeur d'eau de moyenne troposphre a rvl que l'amplitude du tourbillon d'altitude tait probablement sous-estime dans les conditions initiales. On a procd alors la modification manuelle, ou plutt la souris, de l'altitude d'une surface de vorticit potentielle fixe. Ce mode d'action permet de modifier toutes les variables du modle numrique, puisque la vorticit potentielle dtermine les champs de vent, temprature, etc., *via* la rsolution d'un problme inverse. Dans le cas prsent, il est remarquable de constater que plusieurs prvisionnistes mis *a posteriori* face ce cas d'tude ont t conduits prendre la mme dcision et apporter des corrections l'tat initial proches les unes des autres et ce, malgr le caractre intrinsquement empirique de la mthode. L'amlioration de la prvision (fig. 4) de la position et de l'intensit du phnomne est galement quasi systmatique, confirmant la robustesse de l'approche.

Les incertitudes inhrentes la dtermination des conditions initiales, ainsi que la reprsentation des processus sous-maille, rendent la prvision des temptes particulirement ardue. Paradoxalement, mesure que les prvisions s'amliorent, il appart que la bonne approche consiste prvoir une densit de probabilit de l'tat de l'atmosphre plutt que l'tat de l'atmosphre lui-mme. crire un systme d'quations pour la fonction de densit de

>>>

Le présent encadré illustre la sensibilité aux conditions initiales et la mise en place d'une prévision d'ensemble dans un cadre simplifié. Plu et Arbogast (2005), en utilisant un modèle idéalisé, ont montré comment les incertitudes sur la position et l'amplitude de précurseurs à la cyclogénèse se situant en altitude et à la surface pouvaient conduire à une relative diversité des scénarios de cyclogénèse. Ainsi, la prise en compte de ces incertitudes a permis de définir un ensemble de 30 états initiaux différents, dont l'évolution s'avère échantillonner correctement la densité de probabilité obtenue à partir d'un ensemble de prévisions de Monte-Carlo contenant 2000 réalisations différentes du même modèle.

On voit que la densité de probabilité pour cet ensemble de Monte-Carlo (fig. E2e) prend localement un aspect bimodal après 96 heures d'intégration du modèle. Deux scénarios émergent avec un premier scénario « anticyclonique » (la vorticité négative dans le carré de la figure E2b) et un second scénario « cyclonique » (uniquement de la vorticité positive dans le carré de la figure E2d). La différence entre ces deux scénarios est très peu visible après 12 h d'intégration (figures E2a et E2c), ce qui montre bien la croissance dans le temps des erreurs liées aux incertitudes sur les conditions initiales. L'aspect bimodal de la distribution de Monte-Carlo est bien reproduit par la prévision d'ensemble effectuée avec les 30 états initiaux reposant sur les incertitudes des précurseurs de la cyclogénèse (fig. E2f) (voir le texte principal pour plus de détails).

E2. Deux scénarios de développement, et densité de probabilité (pdf) de l'ensemble.

Les vignettes (a) à (d) représentent des coupes horizontales de vorticité relative au niveau du sol sur un domaine s'étendant jusqu'à 16 000 km en longitude et 8000 km en latitude, respectivement. Les valeurs positives de la vorticité relative sont en rose, tandis que les valeurs négatives sont en bleu. Chaque scénario est pris à deux instants. Le scénario « anticyclonique » dans la boîte verte est présenté en (a) et (b), et le scénario « cyclonique » en (c) et (d). La pdf de la vorticité relative sur la zone à l'intérieur du carré obtenue par l'expérience de Monte-Carlo est en (e). La pdf de l'ensemble des 30 simulations obtenues à partir de perturbations des précurseurs de la cyclogénèse est en (f).

>>>

probabilité ou même quelques moments de cette dernière est complexe, le résoudre numériquement est inenvisageable. Il est possible de contourner cette difficulté en discrétisant les fonctions de densité de probabilité en lançant de multiples simulations du modèle de prévision avec des états initiaux légèrement différents (prévision dite d'ensemble). La méthode de Monte Carlo consiste à construire les états initiaux différents à partir de perturbations aléatoires. Cependant, son coût numérique devient rapidement prohibitif lorsque le nombre de degrés de liberté dépasse la centaine. La prévision d'ensemble telle qu'elle est implémentée dans les centres de prévisions permet d'atteindre le but recherché pour un coût numérique maîtrisé, grâce à un guidage astucieux des perturbations des conditions initiales réduisant la taille de l'échantillonnage. Diverses stratégies de perturbations des conditions initiales ont alors été mises en place dans le but d'échantillonner la distribution de probabilité de manière satisfaisante à partir de quelques dizaines de perturbations seulement. Une des approches consiste à projeter les perturbations initiales sur un ensemble de structures maximisant la croissance des erreurs sur un intervalle de temps fini, sous l'hypothèse souvent trop simplificatrice d'évolution linéaire des erreurs. D'autres types de perturbations ont été développés, prenant mieux en compte les non-linéarités ou encore les incertitudes inhérentes au processus d'assimilation des observations. L'encadré 2 montre, dans le contexte du développement d'une tempête idéalisée, comment la prévision d'ensemble peut être mise en œuvre.

Aujourd'hui, les centres de prévision numérique du temps météorologique dans le monde développent, et font tourner, des ensembles de quelques dizaines de simulations chaque jour, qui intègrent à la fois les incertitudes initiales et celles liées aux équations du modèle. Dans le but d'enrichir la dimension probabiliste de ses prévisions, Météo-France s'est doté d'un système global de 35 simulations, s'étalant chacune sur 102 heures. Ce système se révèle particulièrement utile pour prévoir le risque de survenue d'un phénomène dangereux, tel qu'une tempête ou des précipitations intenses.

4. Impact de la modification des conditions initiales sur le vent prévu à 09 UTC le 24 janvier 2009, aux points où le vent est observé (en m/s).
 À gauche : prévision opérationnelle démarrée le 23 janvier 2009 à 12 UTC. Au milieu : observations du vent moyen (moyenné sur une dizaine de minutes) à 09 UTC le 24 janvier 2009, obtenues à partir du réseau de stations de Météo-France dans le sud-ouest de la France.
 À droite : prévision après modification des conditions initiales le 23 janvier 2009 à 12 UTC. L'amélioration concerne notamment l'Aude, ainsi que les départements situés le long de la Garonne.

Conclusion

L'un des objectifs du présent article était de montrer que pour mieux comprendre la dynamique des tempêtes hivernales et améliorer leur prévision, il est nécessaire de suivre plusieurs approches en parallèle. Les résultats numériques-théoriques obtenus dans un contexte fortement idéalisé complètent utilement les observations et les résultats de simulations de modèles atmosphériques sophistiqués, comme ceux utilisés pour la prévision opérationnelle du temps. Par le passé, ces diverses approches étaient trop souvent abordées séparément, ce qui a abouti dans certains cas à un manque de réalisme et dans d'autres à une difficulté d'interprétation. ■

Ont également participé aux travaux présentés dans cet article : J.-B. Gilet, A. Joly, G. Lapeyre, K. Maynard, L. Oruba, M. Plu.

Pour en savoir plus

- L. Oruba, G. Lapeyre, G. Rivière, "On the poleward motion of midlatitude cyclones in a baroclinic meandering jet", *J. Atmos. Sci.*, **70** (2013) 2629-2649.
- G. Rivière, P. Arbogast, G. Lapeyre, K. Maynard, "A potential vorticity perspective on the motion of a midlatitude winter storm", *Geo. Res. Lett.*, **39** (2012) L12808.
- M. Plu et P. Arbogast, "A cyclogenesis evolving into two distinct scenarios and its implications for short-term ensemble forecasting", *Mon. Wea. Rev.*, **133** (2005) 2016-2029.
- Site de projet de la campagne de mesure sur l'Atlantique Nord en 2016, appelée NAWDEX : North Atlantic Waveguide and Downstream Impact Experiment", www.nawdex.org/, , , ,

Glossaire

Barocline : se dit d'un écoulement pour lequel les gradients de pression et de densité ne sont pas colinéaires. Cela correspond également à un mouvement horizontal qui dépend de la coordonnée verticale.

Courants-jets de la haute troposphère : en anglais *jet-stream*, ils représentent des tubes de maximum de vent situés à 8-10 km d'altitude, qui peuvent onduler et s'intensifier.

Cyclogenèse : apparition d'une nouvelle dépression qui peut se mesurer par l'apparition d'un minimum local de pression ou d'un maximum local de vorticité relative.

Processus sous-maille : dans les modèles de prévision numérique du temps, les variables météorologiques telles que le vent ou la température sont définies sur une « maille », c'est-à-dire une grille à trois dimensions. Pour les modèles globaux, les points de la grille sont horizontalement espacés d'une dizaine de kilomètres, tandis que pour les modèles régionaux ils sont espacés d'environ 1 km. Les processus qui se produisent à plus fine échelle que les points adjacents sur cette grille sont dits « sous-maille ». Il s'agit, par exemple, de la turbulence ou de la microphysique des nuages, qui sont pris en compte sur la maille du modèle via ce qu'on appelle une paramétrisation.

Relation du vent thermique : relation bien connue en météorologie, qui permet de calculer la variation du vent horizontal entre deux altitudes à partir des variations horizontales de la température. Cette relation n'est valide que pour des échelles suffisamment grandes (milliers de kilomètres).

Vent zonal : composante du vent allant d'ouest en est.

Vorticité relative : rotationnel du champ de vitesse du fluide projeté le long de la verticale à la surface de la Terre. Cette quantité (unité : s^{-1}) mesure la vitesse de rotation par rapport à un point fixe situé sur la Terre. À taille fixe, plus une dépression est creuse plus sa vorticité relative est élevée. Dans l'hémisphère nord, si la vorticité relative est positive, c'est un cyclone ; si elle est négative, c'est un anticyclone.

Vorticité potentielle : c'est la somme de la vorticité relative et de la rotation terrestre, pondérée par la stratification du fluide. Elle possède deux propriétés remarquables : c'est une quantité conservée d'un point de vue lagrangien, en l'absence de processus diabatiques comme le frottement ou les transitions de phase de l'eau ; c'est aussi une quantité à partir de laquelle les autres variables météorologiques comme le vent ou la température peuvent être déduites. L'unité standard est $m^2.s^{-1}.K.kg^{-1}$, mais une unité de vorticité potentielle (1 PVU) est définie comme $10^{-6} m^2.s^{-1}.K.kg^{-1}$.