

ANALYSE DE LA TORNADE DE ELGIN 15 JUILLET 1996

AUTEUR : Pierre Vaillancourt

Environnement Canada

BSME, Montréal

Note technique, Région du Québec, 99N-002

SITUATION SYNOPTIQUE	2
Surface :.....	2
Altitude :.....	2
850 mb :.....	2
250 mb :.....	3
700 mb :.....	4
500 mb :.....	4
Analyse du téphigramme :.....	5
Prévisions numériques.....	7
Résumé	9
LES ÉVÉNEMENTS ET LEUR DÉTECTION	10
Radar utilisé.....	10
Les événements	10
Vue rapprochée.....	11
Résumé du radar	14
CONCLUSION	15
BIBLIOGRAPHIE	16
ANNEXE	17
Outil d'analyse : Téphigrammes	17
Critères radars :	19

SITUATION SYNOPTIQUE

Surface :

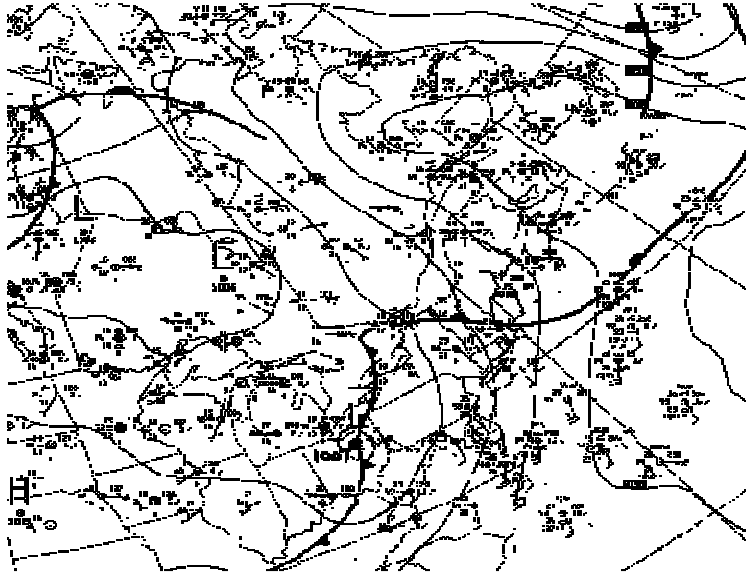


Figure 1: Analyse de surface de 12 TU le 15 juillet 1996

Un système dépressionnaire assez lâche recouvre l'Ontario alors qu'un secteur chaud maritime recouvre le secteur juste au sud-ouest de Montréal. Dans ce secteur chaud, on a des points de rosée de 20 à 23 degrés alors qu'ils sont de 17 au nord de ce secteur.

On remarque également une petite dépression en formation juste au sud du lac Érié à 1007 mb. Les vents sont légers et cycloniques sur l'Ontario et le sud-ouest du Québec mais la circulation est un peu plus organisée près de la dépression.

Les observations montrent que la couverture de nuages bas et de brume ne se brise que lorsqu'on arrive au sud-ouest des Grands Lacs (Mid-West américain).

Altitude :

850 mb :

On observe un jet de bas niveau de 40 noeuds dans le secteur chaud qui est juste au sud-ouest de Montréal. Son axe va de Ottawa vers Washington, D.C. On s'attend donc à une convergence significative entre ce jet et le front froid maritime.

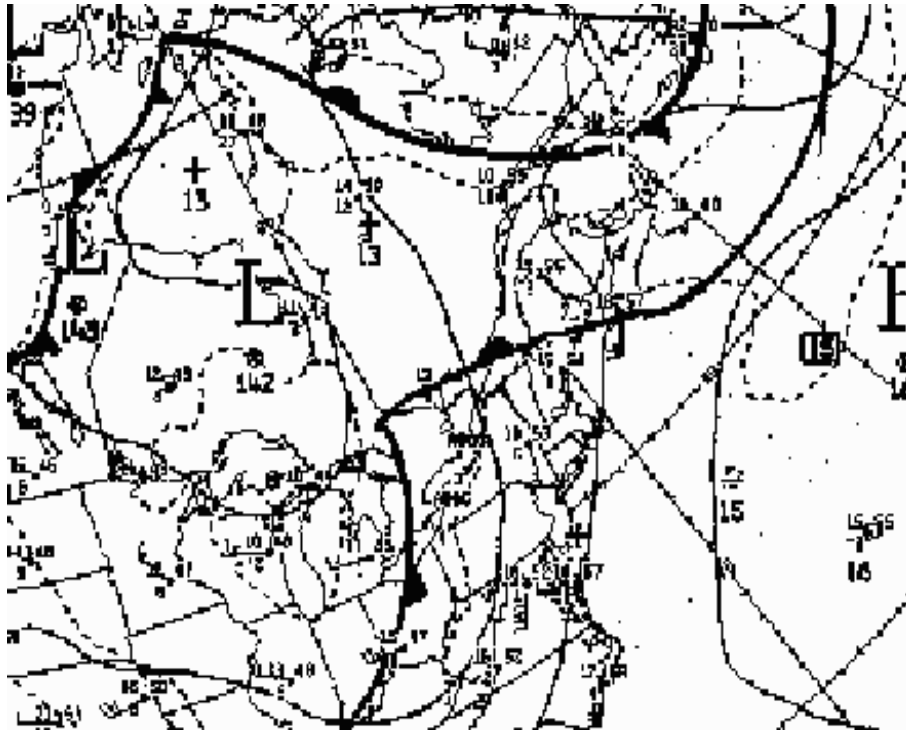


Figure 2: Carte de 850 mb avec fronts analysés à 12 TU le 15 juillet 1996

250 mb :

Un courant-jet de 100 noeuds du sud-ouest est associé avec le secteur chaud maritime. Le coeur du jet se situe au-dessus du lac Érié. Le front froid maritime et la dépression de surface se situent sous la sortie gauche du courant-jet. Ce dernier permet donc un soulèvement synoptique le long de ces deux entités.

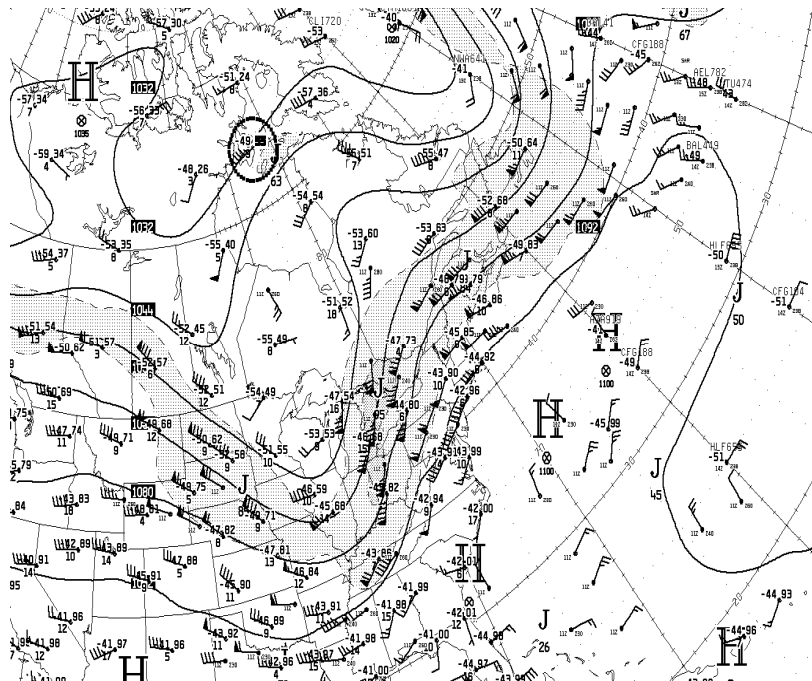


Figure 3: Vents d'altitude (250 mb) à 12 TU le 15 juillet 1996

700 mb :

On voit un assèchement dans les niveaux moyens au sud-ouest du front froid avec une dépression du point de rosée de 10 degrés et plus dans le Mid-West américain.

Cet assèchement correspond bien avec le dégagement noté à la surface. Le refroidissement associé à cet assèchement est favorable à la déstabilisation de la masse d'air.

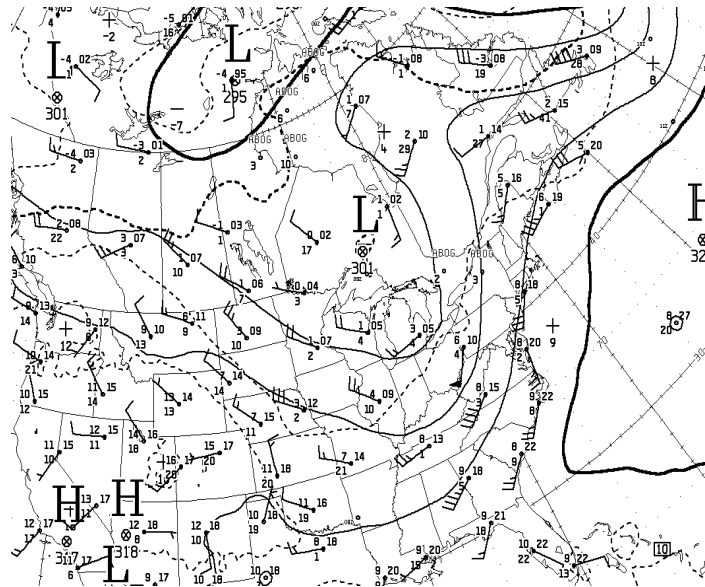


Figure 4: Vents et températures de 700 mb à 12 TU le 15 juillet 1996

500 mb :

On note que la circulation est assez verticale à 500 mb avec pratiquement aucun décalage entre le centre de basse pression et celui de basse température. Il était donc peu probable qu'un développement explosif du système de surface se produise bien que la position du courant-jet à 250 mb soit favorable.

Cependant, nous voyons une onde courte dans la base du creux, en plein sous la sortie gauche du courant-jet. Ceci nous donne un autre déclencheur synoptique pour la convection qui s'organisera probablement près de la dépression de surface.

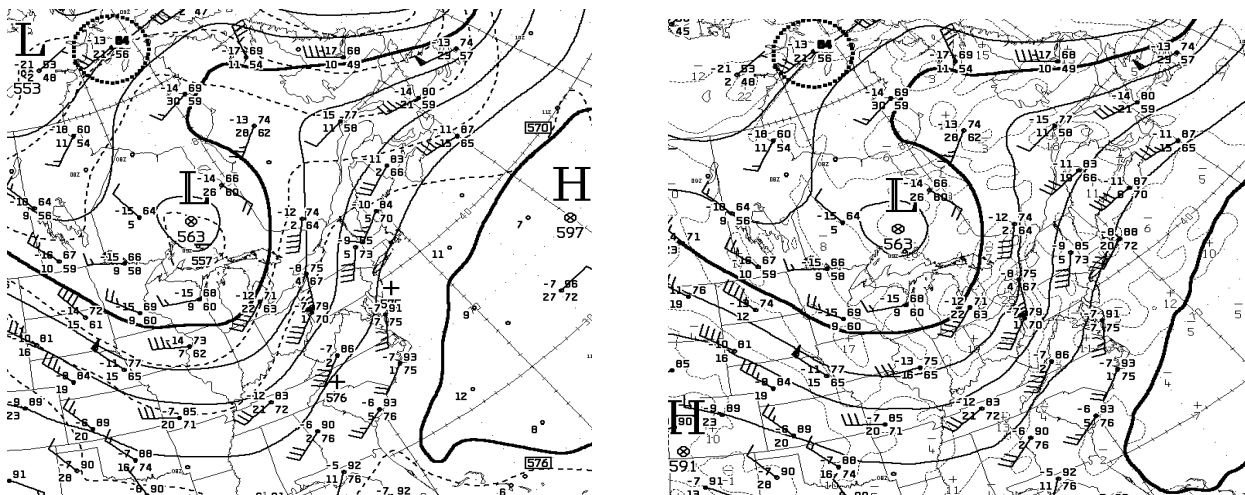


Figure 5: Cartes de 500mb : vents, tourbillon et épaisseurs 1000-500 mb à 12 TU le 15 juillet 1996

Analyse du téphigramme :

Sondage	Énergie (J/kg)	Cisaillement (x 10 ⁻³ /s)	SRH* (0-2km)	SRH (0-3km)	EHI**	Eau précipitable (mm)	Δθ _e (°C)	SSI	Lifted Index
KBUF	502	10	219	240	0.69	54	13	83	-0.7

* SRH = Hélicité Relative

** EHI = Indice Énergie-Hélicité

Le téphigramme de Buffalo (KBUF) est le plus représentatif de la masse d'air dans le secteur maritime. On peut remarquer (Figure 6) qu'il est saturé sur une bonne partie de l'atmosphère. La ligne rouge pâle représente la particule soulevée avec la température (21) et le point de rosée (20) notés au moment de la tornade d'Elgin. On obtient ainsi un CB/TCU de sommet de 6-7 km (25-30,000 pieds).

La zone ombrée représente la faible énergie hydrostatique de cette particule, soit 502 J/kg, et le cisaillement associé à l'odographe qui est quand même assez élevé, soit 10⁻²/s et dextrogyre. La Figure 7 montre l'analyse des vents selon le radar Doppler de McGill. On voit que l'odographe de KBUF correspond bien à la masse d'air qui est passée à Elgin (sud-ouest de Montréal).

Le SSI de 83 résultant de ce sondage est bien sous le seuil violent de 100. L'hélicité relative est cependant assez élevé à 219, ce qui correspond à un potentiel de tornade F0-F1. L'indice Énergie-Hélicité (EHI), quant à lui, est très faible parce que l'énergie disponible est minimale.

Finalement, l'eau précipitable est importante à 54 mm mais le risque de rafales descendantes est marginal avec un Δθ_e 13.

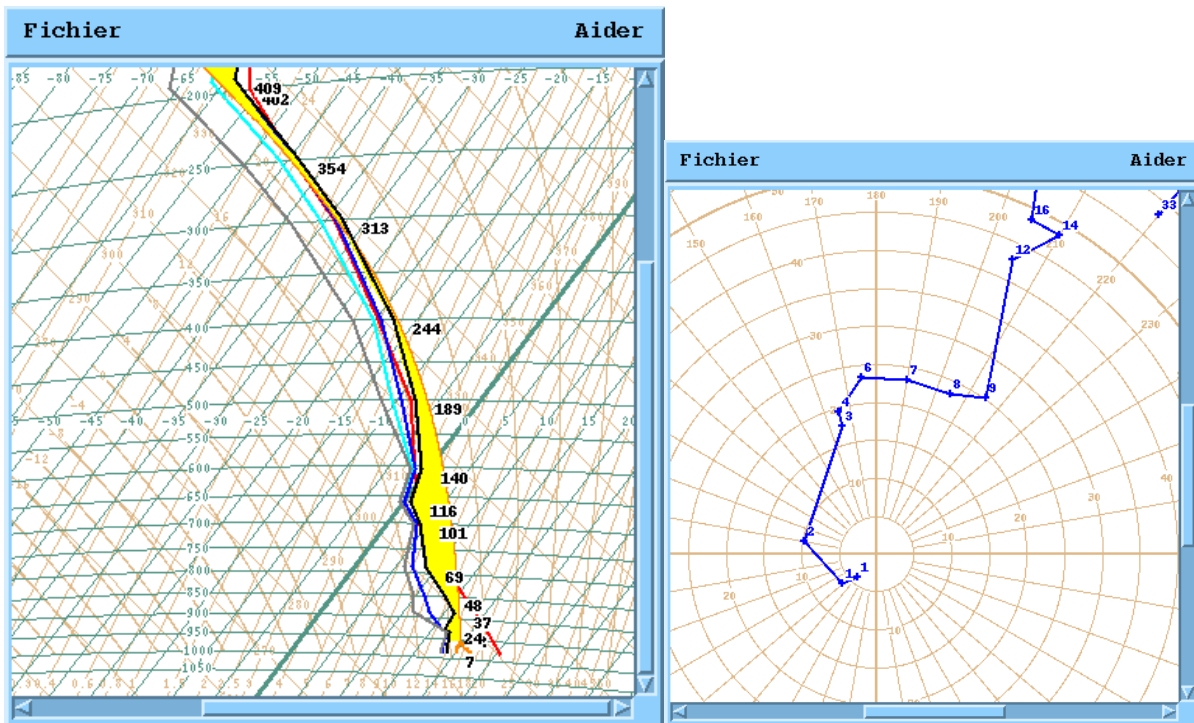


Figure 6: Téphigramme et odographe de KBUF à 12 TU

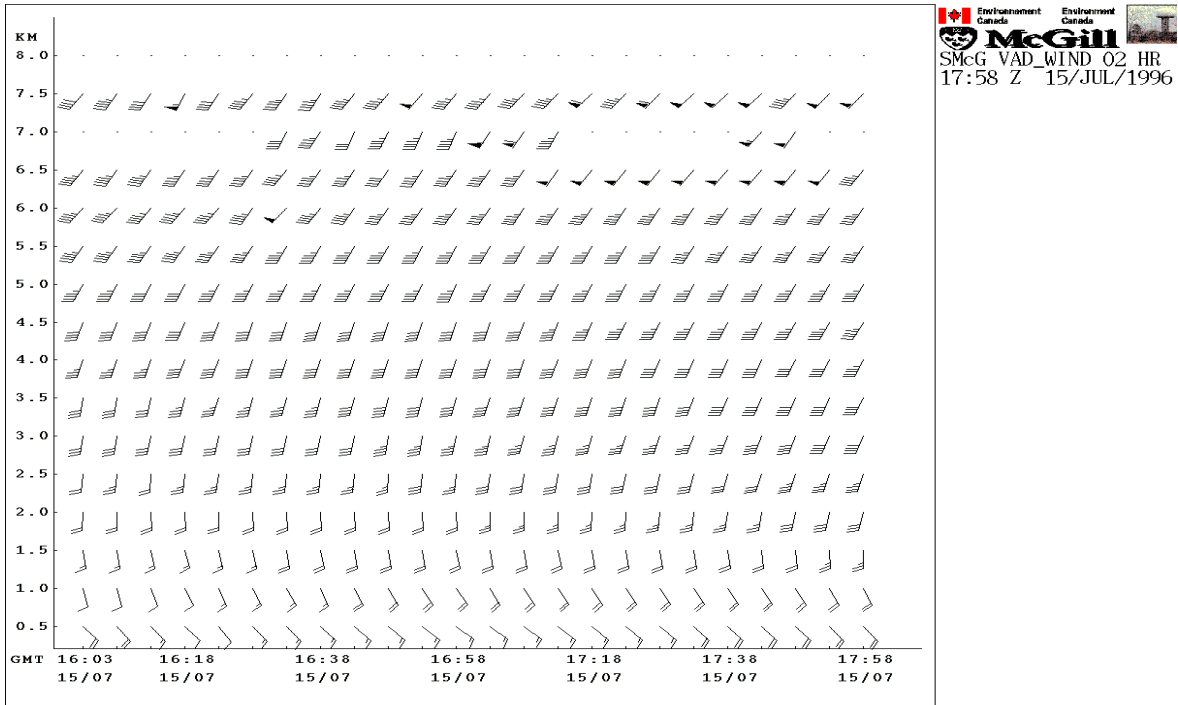


Figure 7: Analyse des vents selon le radar Doppler (VAD)

Prévisions numériques

Le modèle numérique REF disponible ce jour-là montrait bien un déplacement des éléments déclencheurs et thermodynamiques vers le sud-ouest du Québec. La Figure 8 montre le déplacement prévu de la dépression du lac Érié vers Montréal à 00 TU le 16, soit 12 heures après l'analyse initiale et 6 heures après la tornade. On voit que les épaisseurs 1000-500 mb recouvrent tout le sud-ouest du Québec. Donc le secteur chaud maritime devait entrer sur ce dernier endroit.

La Figure 10 montre que le courant-jet et le jet de bas niveau devaient se déplacer vers au-dessus du sud-ouest québécois. La zone critique de soulèvement causés par ces deux items et le front froid maritime doit couvrir à 18 TU la zone où la tornade s'est produite.

La Figure 9 montre que l'eau précipitable est de 35 mm et plus au même moment et que l'indice de soulèvement(LI) est négatif, signe de convection. Sur la Figure 11, on peut voir que l'Hélicité prévue à 18 TU est bien de l'ordre de 150 sur la région de Montréal, soit le niveau nécessaire à la formation d'un faible tornade.

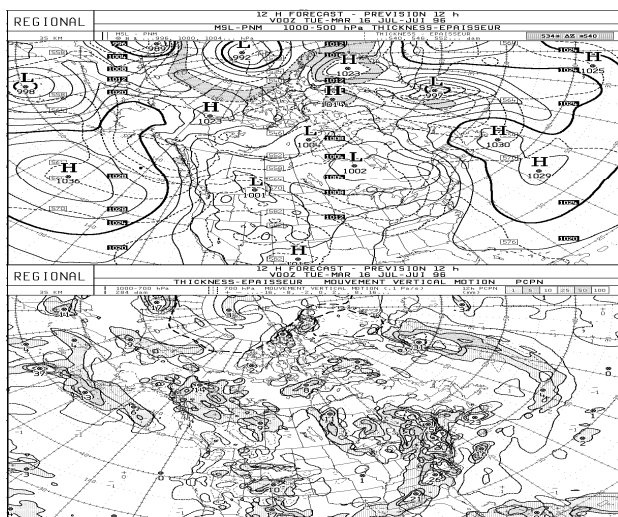


Figure 8: Prévision de la pression de surface pour 00 TU le 16/07/96 et prévision d'accumulation de pluie des 12 heures précédentes

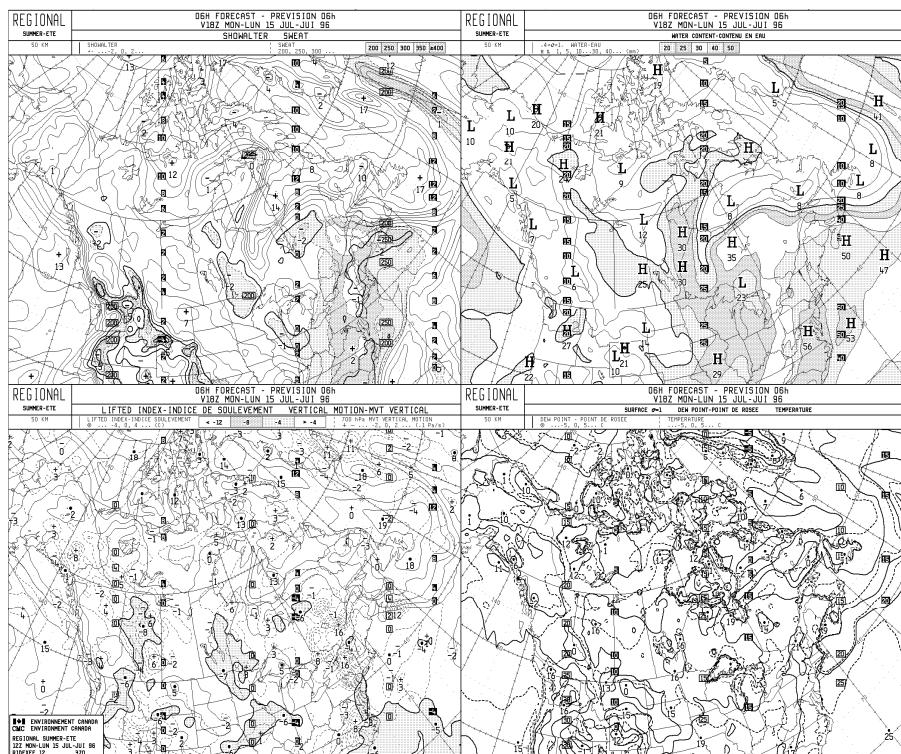


Figure 9: Prévision de l'eau précipitable et de l'indice de soulèvement du modèle REF de 12 TU le 15/07/96 valide à 18 TU

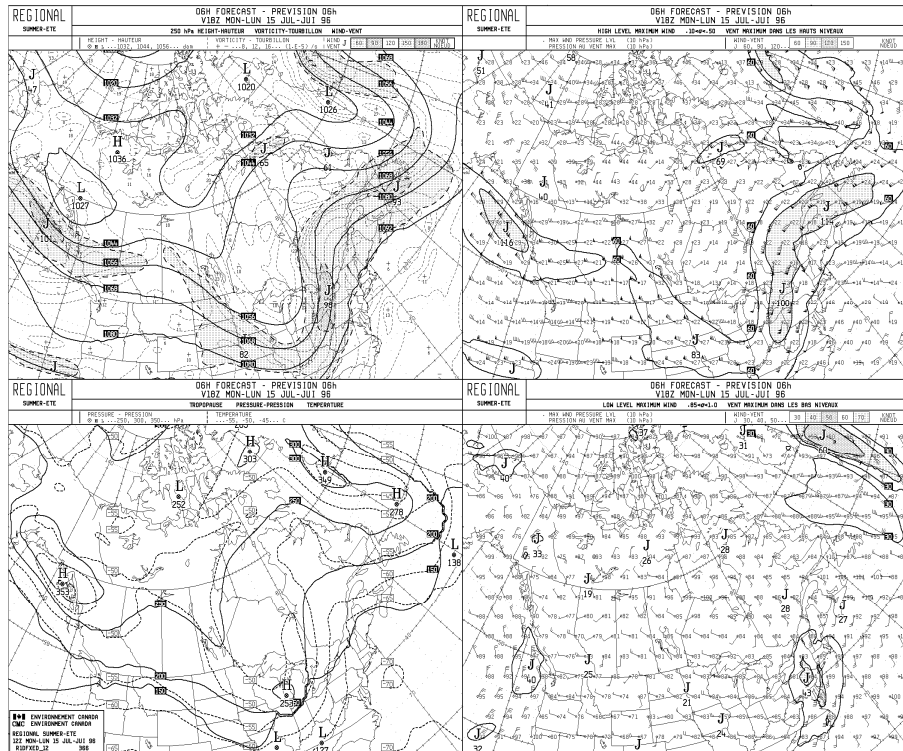


Figure 10: Prévision des vents de haut et bas niveaux à partir du modèle REF de 12 TU le 15/07/96 pour 18 TU

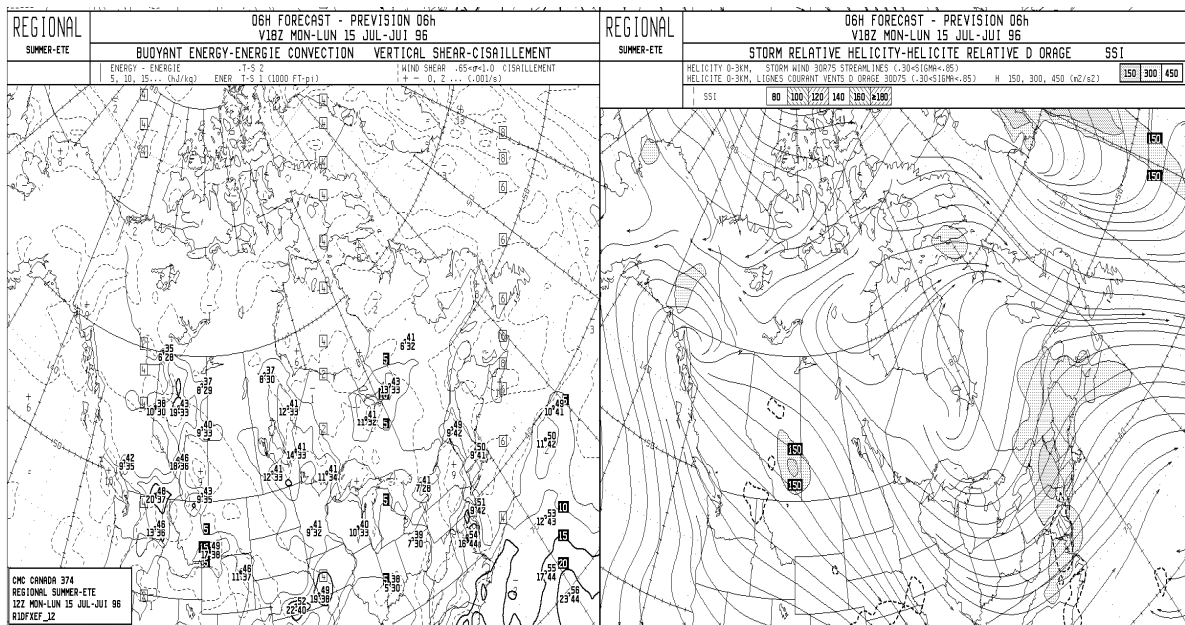


Figure 11: Prévision de l'énergie hydrostatique, du cisaillement et de l'hélicité à partir du modèle REF de 12 TU le 15/07/96 pour 18 TU.

Résumé

En résumé, du point de vue synoptique, l'extrême sud-ouest du Québec est passée dans un secteur chaud maritime au cours de la matinée du 15 juillet 1996 avec $T=22$ et $T_d=20$. En avant du front froid de ce secteur, on a une jet de bas niveau de 40 noeuds, la sortie gauche du courant-jet et le front était soutenu par une faible onde courte. Donc on avait plusieurs déclencheurs de convection en conjonction au-dessus de la région de Montréal à 18 TU.

Du point de vue de la masse d'air, le téphigramme de Buffalo (KBUF) montrait peu d'énergie hydrostatique disponible (500 j/kg) mais un cisaillement dextrogyre moyen ce qui mène à un SSI de 83, soit sous le seuil de 100 pour du temps violent. Cependant, l'analyse et la projection de l'hélicité donnait une possibilité de tornade F0-F1 si le cisaillement pouvait être couplé à un certain vent descendant de l'orage.

LES ÉVÉNEMENTS ET LEUR DÉTECTION

Radar utilisé

La région de Montréal est couverte par un radar de longueur d'onde de 10 cm (bande S) qui est également Doppler. On obtient donc les réflectivités à l'intérieur de 240 km du radar et les vitesses radiales à l'intérieur de 120 km de ce dernier.

Le système RAPID (Radar Analysis, Processing and Interactive Display), développé par l'université McGill est utilisé pour traiter les données radar. Ce système comprend plusieurs algorithmes pour la détection du temps sévère estival : détection de surplombs, calcul de la quantité d'eau précipitable contenu dans le nuage (VIL), estimation de la rafale maximale associée avec un orage, détection des circulations mésocycloniques et analyse du cisaillement dans les bas niveaux.

Les événements

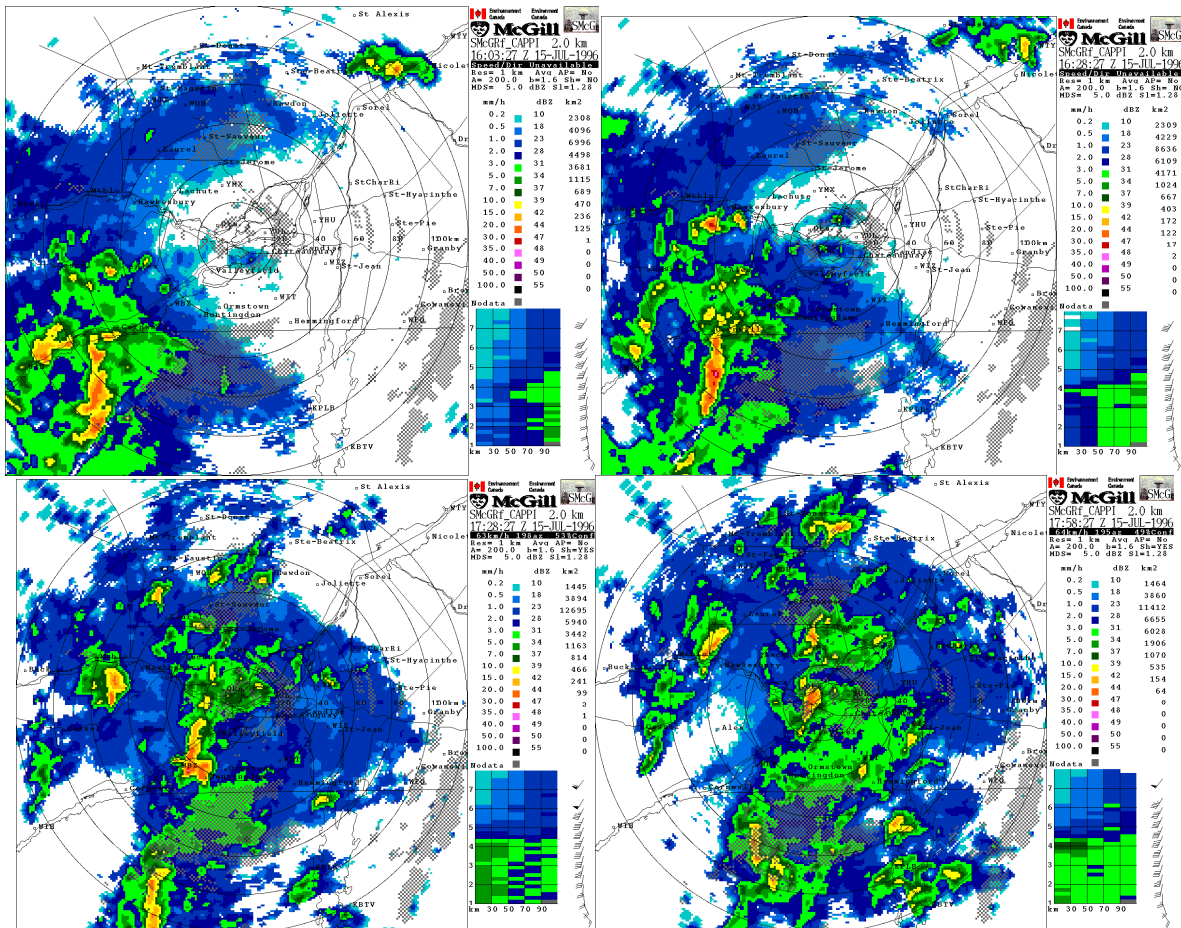


Figure 12: CAPPI à 2 km d'altitude de 1603 à 1758 TU (12h03 à 13h58 HAE). Mouvement de la ligne d'orage du sud-ouest vers le nord-est. Virgule caractéristique dans la section sud de la ligne à 1605TU et 1728 TU.

Une ligne d'orage s'est formée sur l'État de New-York en matinée le 15 juillet (Figure 12). La ligne venait de 200 degrés à 63 km/h ce qui fait que son déplacement vers l'est était assez lent. Elle n'est donc arrivée à la frontière Ontario/New-York/Québec que vers 1700 TU.

À 1728 TU, les orages passaient à Elgin (40 km sud-ouest de Montréal) y causant des dommages attribuable à une tornade de force F2 (vents de 180 à 250 km/h). Par la suite, la ligne s'est effritée en arrivant sur l'île de Montréal (1800 TU) sans causer plus de dommages.

Vue rapprochée

- Un zoom (Figure 13) sur la région au sud-ouest de Montréal montre qu'à 1653 TU, la cellule la plus intense de la ligne d'orage se trouvait près de Messina, NY (KMSS). À 1708 TU, on commence à voir que cette cellule prend la forme d'un écho en virgule généralement significatif d'un assèchement dans les bas niveaux causé par un courant descendant dans un nuage tornadique. À 1728 TU, la virgule est devenu de direction ouest-est et les intensités commencent à faiblir sur l'image radar. Cette signature radar est déjà devenu très faible dès 1738 TU, soit seulement 10 minutes plus tard.
- La Figure 14 montre la sortie Doppler pour la même période. À 1653 TU, on voit une zone où le changement est linéaire dans les vents (dans le coin gauche en bas: ligne jaune marquant des vents qui s'éloigne du radar et secteur bleu marquant des vents qui s'approchent du radar) ce qui correspond à un cisaillement linéaire des vents le long d'une ligne d'orage.

À 1713 TU, le cisaillement s'est concentré sur une zone assez circulaire avec un doublet de vitesses en forme de virgule caractéristique d'une circulation mésocyclonique. Cette virgule correspond à la virgule noté antérieurement sur les images de réflectivité. Cette circulation est de faible extension verticale ce qui fait qu'elle n'a été déclaré mésocyclone qu'à partir de 1718 TU.

À 1728 TU, le moment de la tornade, on voit un mésocyclone bien développé et détecté (carré violet) qui se dissipera après 1738 TU.

- La Figure 15 montre une coupe à travers la cellule qui a causé la tornade. Les deux images du haut montrent le CAPPI à 2 km et le PPI Doppler à 0.9 degré. Les deux images du bas montrent le résultat de la coupe faite de A à B sur l'image du CAPPI. La première coupe est celle des réflectivités à travers l'orage et celle du bas est une coupe sur les vitesses radiales.

On peut voir que l'orage était de faible extension verticale soit 7 à 8 km (environ 25, 0000 pieds) mais qu'il y a une pente dans son coeur de précipitation (50 dBZ à son maximum) et on note même un surplomb d'intensité de 47 km à 2.5 km d'altitude (voûte d'échos faible ou WER). Comme on s'attend en général à ce qu'une tornade soit associée avec un orage supercellulaire de forte extension verticale (10 km ou plus) et que le surplomb soit au-dessus de 7 km, le logiciel RAPID n'a pas signalé de surplomb.

Sur la coupe verticale Doppler, on voit le doublet de vitesses jaune/bleu qui va de la surface à 2.4 km au centre de la coupe (les zones violacées sont des vitesses non dépliés à ne pas prendre en compte). On voit donc que le mésocyclone ne s'étendait que sous 2.4 km juste avant la tornade. C'était là le maximum de son extension verticale.

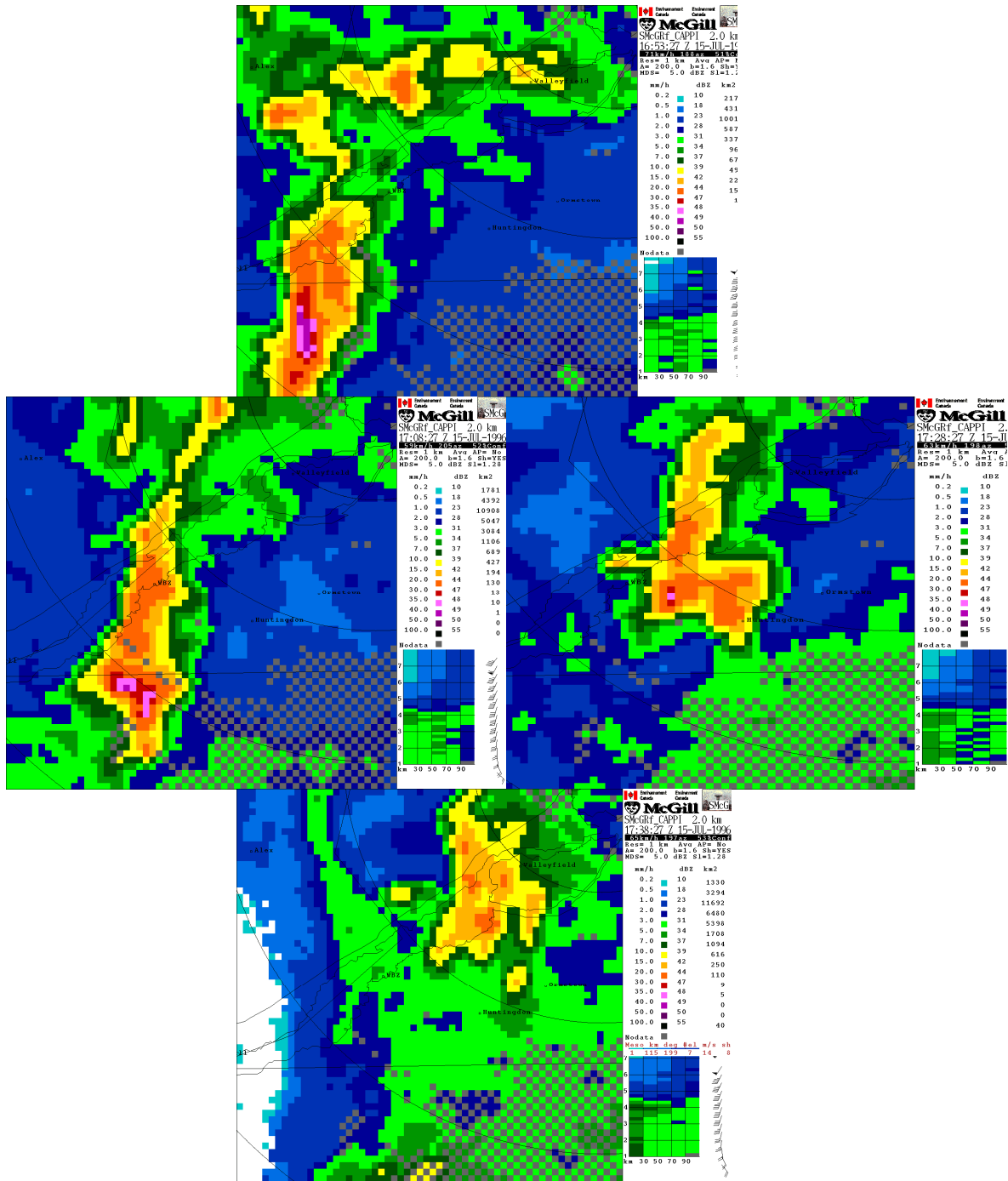


Figure 13: Zoom sur la cellule tornadique. On voit bien la signature en forme de virgule se former à 1708 TU (13h08 HAE) et se dissiper après 1728 TU (13h28 HAE)

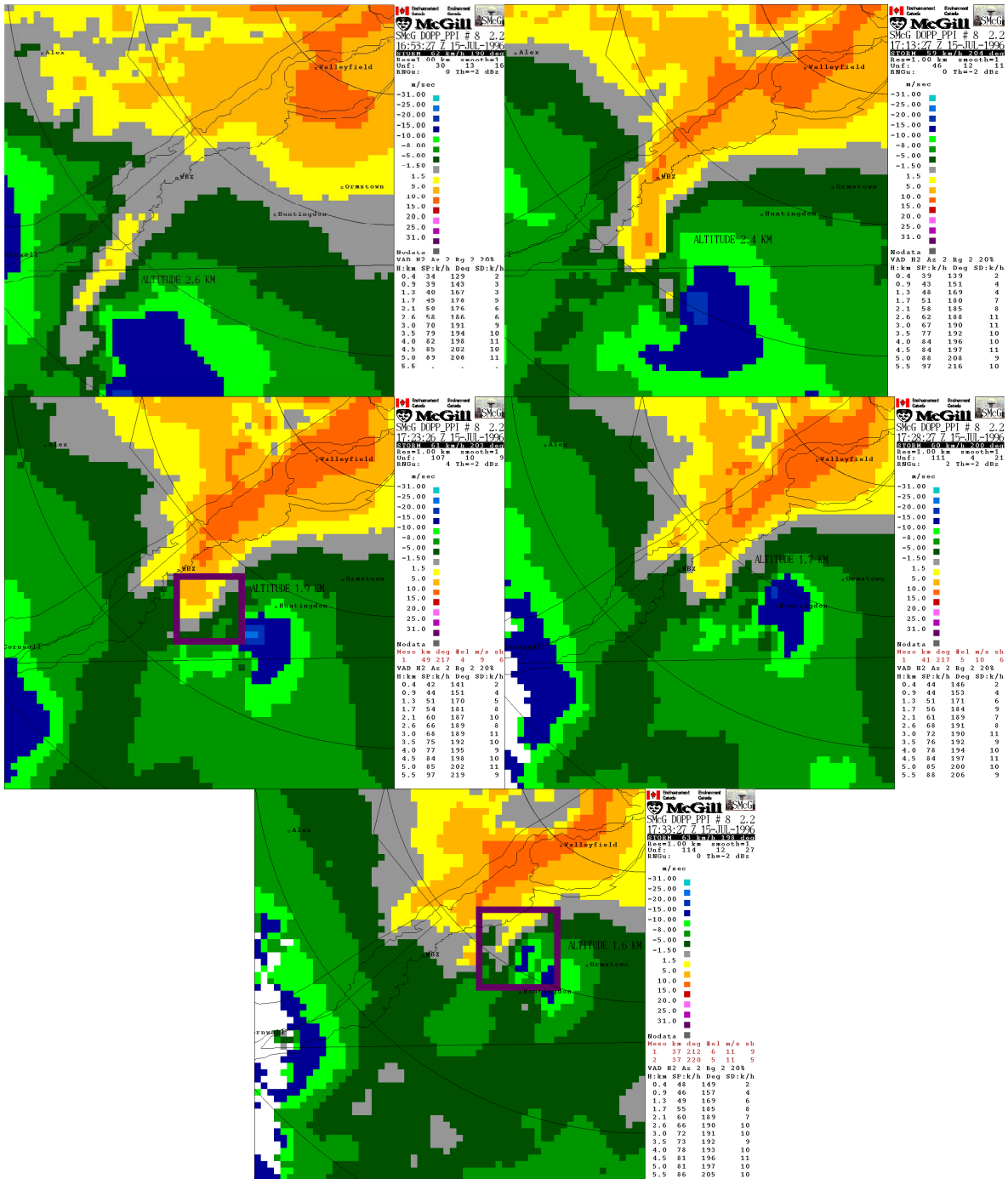


Figure 14: Sortie Doppler avec angle de 0,5 degrés. Formation du mésocyclone entre 1653 et 1715 TU (12h53 et 13h15 HAE). Dissipation graduelle après 1730 TU (13h30 HAE). La hauteur de la circulation est écrite près de celle-ci et baisse de 2.6 à 1.6 km durant la vie du mésocyclone.

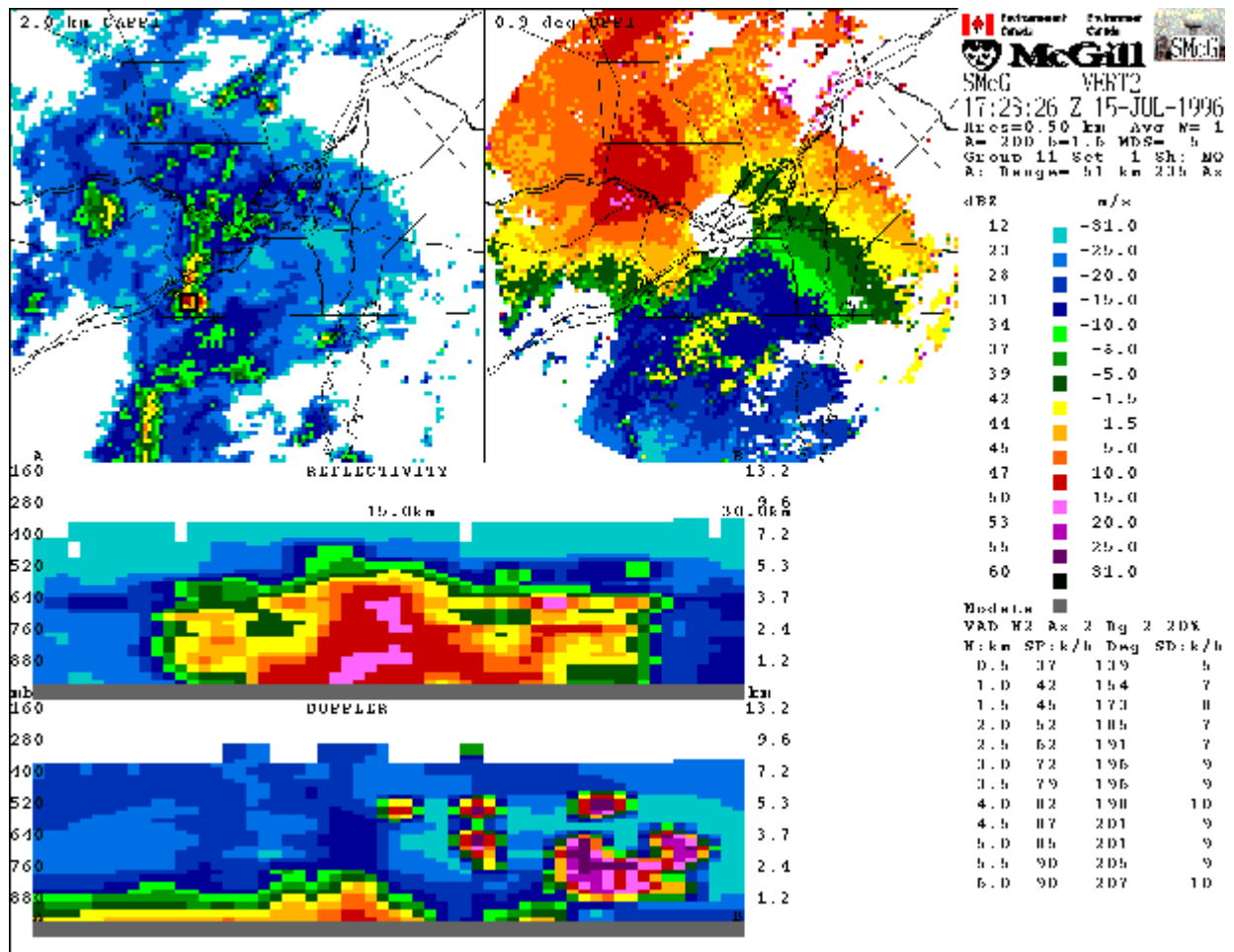


Figure 15: Coupe des réflectivités et des vitesses radiales à 1723 TU à travers la cellule tornadique selon un axe AB qui passe à travers le doublet de vitesse du mésocyclone. À noter, l'échelle d'affiche des coupes est linéaire selon la pression (échelle à gauche), ce qui exagère les détails à bas niveau (échelle de droite en hauteur kilométrique).

Résumé du radar

La coupe verticale à travers la cellule tornadique montre que la faible extension verticale de cet orage est loin de satisfaire aux critères habituels d'une cellule tornadique. Le sommet des orages est de 7 à 8 km et la voûte d'écho faible, associé avec le courant ascendant, est à moins de 3 km d'altitude. Dans les circonstances, la détection du surplomb ne s'est pas produite automatiquement. Ce cas ressemble à ce qui est appelé « mini-supercellule » ou « supercellule à sommet bas » (voir articles par Grant, par Green et par Wicker) dans la littérature.

De telles cellules ont les caractéristiques de supercellules mais à plus petite échelle. Leur détection est difficile parce que ce ne sont pas toutes les cellules avec un surplomb à bas niveau qui produiront des tornades ou autres dommages. De plus, seulement quelques coups de foudre ont été signalés avec cette ligne d'orage ce qui n'est pas caractéristique d'une ligne très active. Si on abaisse le niveau auquel on détecte un surplomb, on risque d'avoir un pourcentage élevé de fausses alertes.

Les CAPPI de réflectivité de bas niveau montrèrent cependant la formation d'une signature caractéristique de tornade à partir de 1700 TU. Les données Doppler confirmèrent la signature en virgule notée sur les CAPPI de réflectivité mais la détection du mésocyclone n'est venu qu'avec un préavis de 10 minutes à cause de la faible extension verticale de ce dernier.

CONCLUSION

La situation synoptique et les caractéristiques thermodynamiques de la masse d'air qui sont entrés sur le sud-ouest du Québec le 15 juillet 1996 au matin donnaient à penser à un potentiel marginal de temps violent. La détection des orages qui se sont formés dans ce secteur montrent que l'on a eu affaire à une ligne d'orage non supercellulaires mais avec certaines caractéristiques de ces derniers (surplomb mais à bas niveau, échos en forme de virgule et mésocyclone).

Le fait que l'on ait eu affaire à une ligne d'orages plutôt qu'à une cellule unique est possiblement l'élément qui a permis la tornade. En effet, les fronts de rafales de plusieurs cellules ont peut-être permis de concentrer la rotation du courant descendant dans la cellule principale bien que celle-ci fût peu importante.

Ce cas illustre que lorsqu'on a une situation où le cisaillement est assez important, sans avoir beaucoup d'énergie hydrostatique, et qu'une ligne bien organisée d'orages se forme, on doit régulièrement faire des coupes à travers ceux-ci. S'ils montrent le développement d'une voûte d'échos faibles, même à bas niveau, ils devraient faire l'objet d'une attention plus particulière.

Dans ce cas, la formation d'un écho en forme de virgule dans les réflectivités à 2km a été un signe avant-coureur de la tornade et correspond à une signature classique. Cependant, dans d'autres cas (St-Émile, 1998) de « mini-supercellules », cette signature n'a pas été détectable.

Finalement, les données Doppler ont très bien montrés la rotation dans le nuage. Comme ils sont indépendants de la forme des échos de réflectivité, ils sont donc essentiels pour la détection des tornades causés par de tels orages à faible extension verticale.

BIBLIOGRAPHIE

- Burgess D.W. et al. 1991, «Characteristics of mesocyclones detected during a NEXRAD test». Preprints, 25th Int'l Conference on Radar Meteorology, Norman Oklahoma, AMS p. 39-42
- Grant B. and R. Prentice, 1996, «Mesocyclonic characteristics of mini supercell thunderstorms». NOAA home page paper //www.osf.noaa.gov/otb/papers
- Green D.G. and Haro J.A. 1996, « Interaction between two very small mini-supercells : the 13 February 1995 East Mesa Tornado », 28th Int'l Conference on Radar Meteorology, Austin, Texas, AMS p457-458
- Rasmussen E. N. and R. B. Whilhemsson 1983, « Relationship between storm characteristics and 1200 GMT hodograph, low level shear and stability», 13th Conf. on Severe Local Storm, AMS
- Turcotte V. et al. «Étude de cas de temps violents au Québec », Note technique Région du Québec 87N-001
- Wicker L.J. and Cantrell L. « The role of vertical buoyancy distributions in miniature Supercells », 18th Severe Local Storm Conference, AMS, p.225-229

ANNEXE

Outil d'analyse : Téphigrammes

On utilise au Québec le programme **STRATUS** pour calculer les indices de sévérité des orages.

- Énergie hydrostatique de convection (CAPE ou ÉH)

L'énergie hydrostatique de convection est l'aire positive entre la particule et l'environnement sur un téphigramme lorsque la particule entre en convection après avoir atteint le niveau de convection libre (NCL ou LFC). Ce niveau est atteint soit par réchauffement et humidification des bas niveaux, soit par refroidissement et assèchement des niveaux moyens.

$$CAPE = \int_{LFC}^{EQUILIBRIUM} g \frac{(\theta_{ENV} - \theta_{PARCEL})}{\theta_{ENV}} DZ \quad (\text{in J/Kg})$$

L'ÉH est directement relié à la vitesse maximale du courant ascendant que subira la particule en convection par :

$$V_{max} = \sqrt{2 \times CAPE}$$

- Inhibition de la convection (CIN ou IC)

Le CIN est l'énergie négative qu'on doit ajouter dans la basse atmosphère pour permettre à la particule d'attendre le niveau de convection libre (NCL ou LFC). Il s'agit de l'aire sur le téphigramme entre la particule et l'environnement entre le sol et une inversion de température à plus haut niveau.

$$CIN = \int_{SURFACE}^{LFC} g \frac{(\theta_{PARCEL} - \theta_{ENV})}{\theta_{ENV}} DZ \quad (\text{in J/Kg})$$

- SSI (Severe Storm Index)

Une étude par Rasmussen et Wilhemson¹ et autre faite au Centre Météorologique du Québec montrent que les orages violents nécessitent un mélange d'ÉH et de cisaillement.

$$SSI = 100 \times [2 + 0.276(\ln \text{SHEAR}(0-6\text{KM})) + 2.011 \times 10^{-4} \times \text{CAPE}]$$

Qu'on interprète ainsi:

- SSI < 95 pas de temps violent
- 95 < SSI < 100 orages violents possibles
- SSI > 100 orages violents prévus
- SSI > 120 orages violents prévus avec risque de tornades si le Cisaillement est élevé

- Hélicité Relative (RH)

¹ E. N. Rasmussen and R. B. Wilhemson, 1983 "Relationship between storm characteristics and 1200 GMT hodograph, low level shear and stability". 13th Conf. on Severe Local Storm, AMS

Les tornades sont dues à la convection du tourbillon horizontal en tourbillon vertical par soulèvement dû à un creux, un front ou un fort courant ascendant dans un orage. Pour calculer ce transfert, on utilise l'hélicité relative :

$$RH = \int_{SURFACE}^{Z=h} (\vec{V}_{STORM} - \vec{V}_{ENVIRONMENT}) \cdot \hat{k} \times \frac{dV_{ENV}}{dZ}$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \text{Horizontal Vorticity} = \hat{k} \times \frac{dV_{ENV}}{dZ} \\ \vec{V}_{STORM} = \text{Storm motion} \\ \vec{V}_{ENVIRONMENT} = \text{Environmental winds} \end{array} \right.$$

Ce terme est calculé avec l'odographe sous 3 km. La vitesse de déplacement des orages est généralement \vec{V}_{STORM} : 70% du vent moyen sous 6 km à 30 degrés de ce vent. STATUS utilise automatiquement ce déplacement mais on peut entrer des valeurs réelles manuellement pour voir le changement que ça donne sur le calcul de l'hélicité.

Les valeurs de RH sont:

- RH de 150 à 299... Tornades de force F0 à F1 possibles
 - RH de 300 à 449... Tornades de force F2 à F3 possibles
 - RH de 450 et plus... Tornades de force F4 and F5 possibles
- Index d'énergie-hélicité (EHI)

L'hélicité et l'EH disponibles pour un orage peuvent être reliés l'un à l'autre pour donner un index de prédiction de tornade. Cet index est plus fiable que RHI car il tient compte non seulement de la transformation de la rotation dû au cisaillement des vents de l'environnement mais également de la force du courant ascendant produit par l'EH.

Le EHI est calculé dans les 2 premiers km de l'atmosphère, là où le cisaillement est maximum :

$$EHI = \frac{RH(0-2KM) \times CAPE}{160000}$$

$$\left\{ \begin{array}{l} 5 > EHI > 1 \quad \text{Tornadoes F1 to F3 Possible} \\ EHI > 5 \quad \text{Tornadoes F4 or More} \end{array} \right.$$

- Micro-rafales humides

Quand l'environnement est sec et frais aux niveaux moyens et que cet air peut être aspiré dans l'orage, il se trouve à être plus froid que le nuage convectif et aura un θ_c plus faible. Cet air se retrouvera donc en instabilité négative et se mettra à descendre créant un courant descendant donc le maximum peut être : $V_{max} = \sqrt{2 \times CAPE}$.

Un façon rapide d'évaluer le potentiel de rafales descendantes est de calculer la différence de θ_c entre la particule et la zone la plus sèche au niveaux moyens :

- $\theta_c < 13$ pas de rafales violentes
 - $13 < \theta_c < 19$ rafales fortes possibles (30-45 noeuds)
 - $\theta_c > 19$ rafales violentes (50 noeuds et plus)
- Pluie torrentielle soudaine

Le potentiel pour des pluies torrentielles sous un orage est directement proportionnel à la quantité d'eau précipitable dans l'atmosphère tel que calculé sur le téphigramme par:

$$PCPTW = \int_{SURFACE}^{TOP\ OF\ CLOUD} W dP \quad (\text{in mm/m}^3) \quad \begin{cases} W \text{ is mixing ratio} \\ P \text{ is pressure} \end{cases}$$

Avec SSI >100 et PCPTW > 30 mm... pluie torrentielle probable.

Critères radars :

- Surplombs:

Dans une cellule orageuse violente on retrouve un fort courant ascendant. L'air chaud et humide dans ce courant se condensera à une altitude plus élevée que l'environnement ce qui créera un coeur de forte réflectivité en altitude au-dessus d'une voûte d'écho faibles (WER). Par expérience, il a été déterminé que si un coeur de 50 dBZ ou plus se forme au-dessus de 7 km avec un tel surplomb, on est en présence d'une supercellule potentiellement violente.

Si en plus, la voûte est entièrement entourée d'échos plus forts à un niveau plus bas que le surplomb (BWER), le risque de temps violent est presque de 100% car ça signifie que le courant ascendant est particulièrement fort et stable.

- Circulations mésocycloniques:

Une circulation cyclonique à méso échelle (quelques km seulement) est associée au transfert de rotation horizontale en rotation verticale. Des études montrent que dans 90% des cas où un mésocyclone est détecté il y a des dégâts par le vent sous cet orage et que dans 50% de ces cas, il y a une tornade.

- Cisaillement dans les bas niveaux:

Un courant descendant se dissipe en éventail en arrivant au sol et on peut analyser le cisaillement ainsi produit sur un Doppler.

- Contenu en eau liquide (Vertical Integrated Liquid Content ou VIL) et Rafale maximale (GUST):

La sommation des réflectivités selon la verticale sur un radar peut être transformé en eau précipitable contenu dans le nuage par :

$$VIL \text{ (Kg/m}^2\text{)} = \sum Z^{0.7} \text{ (dBZ of Réflectivité)}$$

Quand cet eau tombera, elle poussera l'air sous elle vers le sol, générant une rafale descendante qu'on peut estimer par :

$$\text{Max GUST (m/s)} = [(20.6 \times VIL) - (3.1 \times \text{sommet}^2)]^{1/2}$$