

# الشوارع السحابية في صور الأقمار الصناعية

## (Cloud Streets)

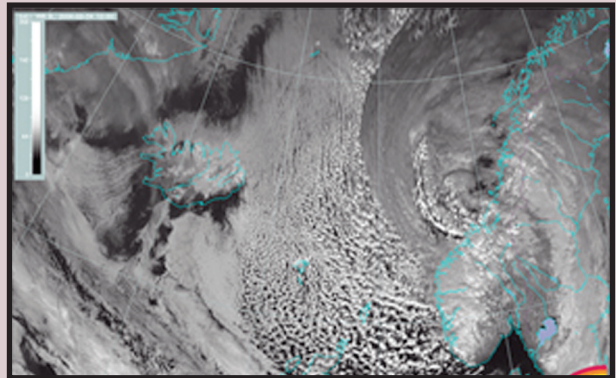
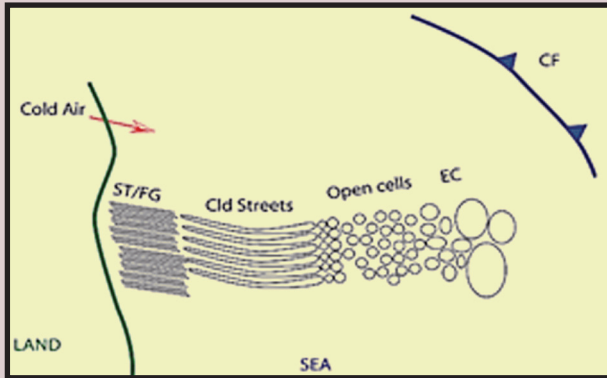


د. عبدالله عبدالرحمن عبدالله  
مدير عام تدريب الفنيين  
على الرصد الجوي



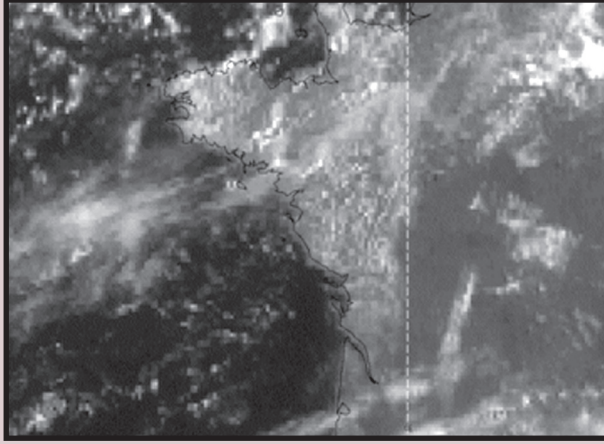
غيوم الهواء البارد هي نتيجة الحمل الحراري الضحل متوسط الحجم (عمق ١-٢ كم) ولها مظاهر مميزة: خطية وسداسية. الأول (الخطية) يسمى Cloud Streets، والذي سيتم مناقشته في هذه المقالة بشكل أكثر عمقا ويمكن اعتباره تقريبا الحمل الحراري ثنائي الأبعاد. هذا الأخير (السداسي)، الذي يطلق عليه عموما الحمل الحراري الخلوي المتوسط، يتميز بالحمل الحراري ثلاثي الأبعاد الذي يمكن تقسيمه إلى نوعين: الخلايا المفتوحة والخلايا المغلقة (وقد عرضنا في مقالة سابقة). يمكن رؤية دورة حياة متطورة من سحب الاستراتوس/ضباب البحر إلى الشوارع السحابية، خاصة فوق سطح البحر أثناء انتشار الهواء البارد من الأرض المجاورة تجاة البحر، وغالبا ما ينتهي بها الأمر كخلايا مفتوحة. (شكل - ١)

24 فبراير 2004/12.00 UTC - Meteosat - يستأجر صورة VI

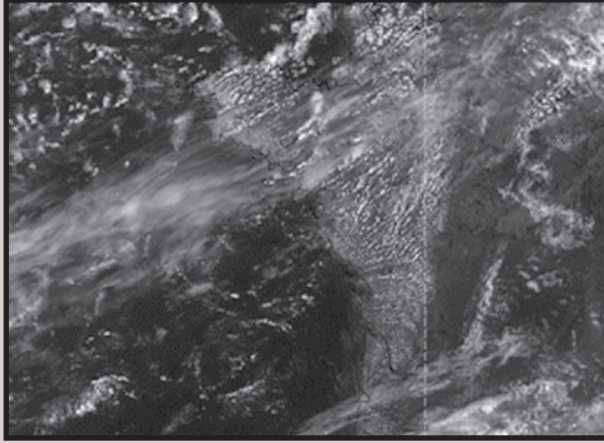


(شكل - ١)

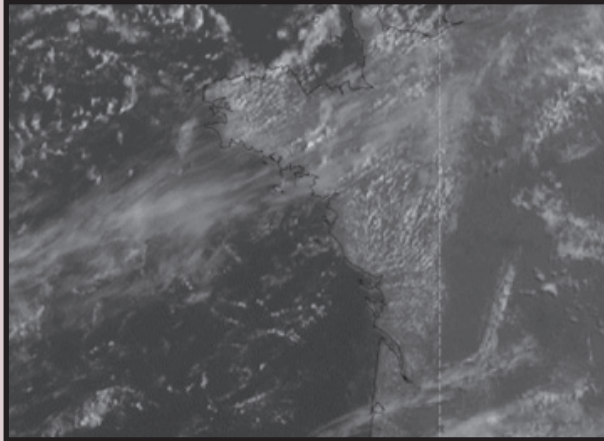
23 August 2004/11.00 UTC - Meteosat VIS



23 August 2004/11.00 UTC - NOAA Ch1 image

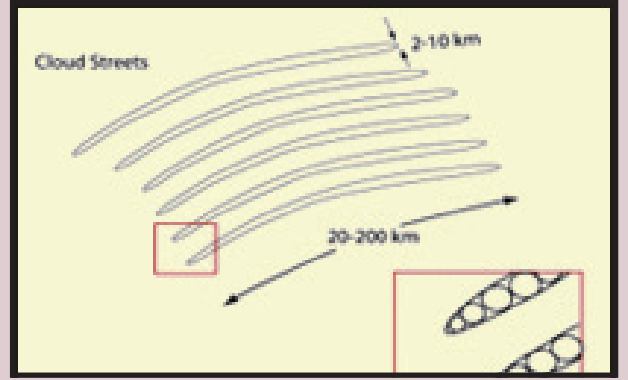


23 August 2004/11.00 UTC - Meteosat Hires VIS



في التدفق الطبيعي للهواء.

يحدث عدم استقرار الانحناء بسبب نقطة انعطاف في مركبة سرعة الرياح العموديه على نظام



(شكل - ٢)

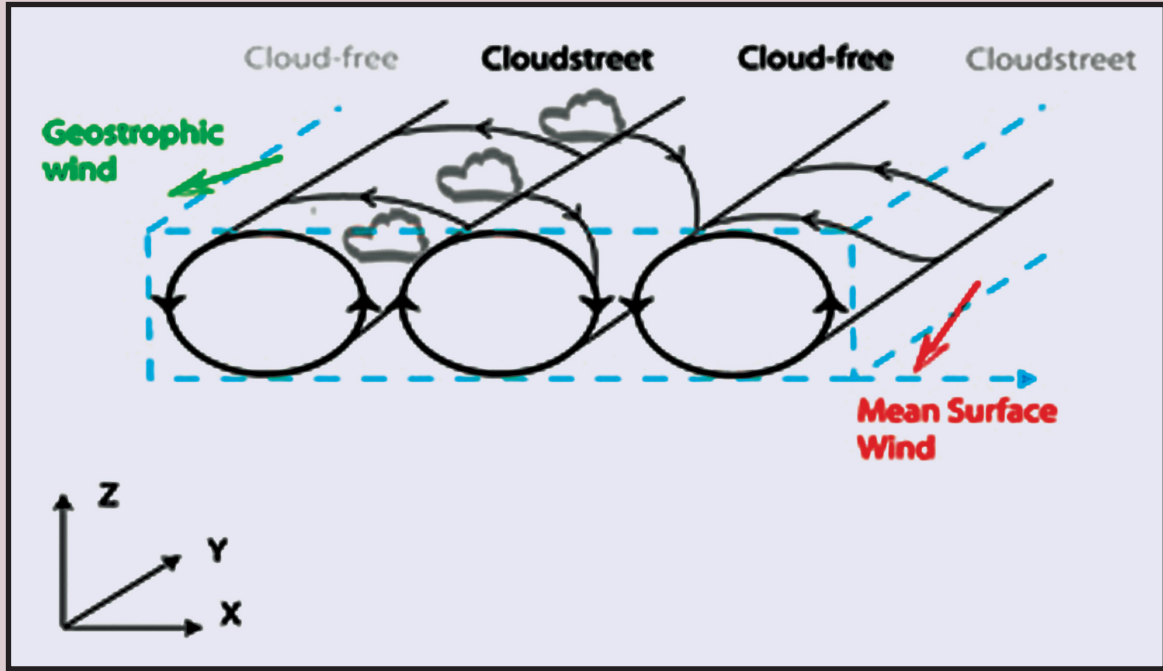
تحدث الشوارع السحابية فوق كل من أسطح المياه والأرض. تظهر صورة القمر الصناعي عدة نطاقات سحابية متوازية بطول 20-200 كم وعرض 2-10 كم (شكل - 2). خاصة فوق البحر، تصبح الشوارع أوسع كلما ابتعدنا عن الشاطئ. تتكون حزم شوارع السحب من السحب الركامية Cu فريده تصطف مثل اللؤلؤ في خطوط مستقيمة.

### الظهور في صور الأقمار الصناعية EUMETSAT:

• يمكن رؤية الشوارع السحابية في الصور المرئية VIS، ولكن بسبب ضيق المسارات إلى حد ما، لا يمكن رؤية الهيكل التفصيلي بسهولة. أما في صور الأشعة تحت الحمراء IR، لا يمكن رؤية الشوارع السحابية بسهولة لأن الحمل الحراري يقتصر فقط على المستويات المنخفضة من طبقة التروبوسفير. وكذلك في صور بخار الماء WV، لا يمكن رؤية الشوارع السحابية على الإطلاق، لنفس السبب في صور IR. في الصور المرئية عالية الدقة HiresVIS، يمكن رؤيتها بوضوح على أنها حزم سحابية بيضاء متوازية، بسبب الدقة الأفضل لتلك الصور الجديدة. (شكل - 3)

### الخلفية الفيزيائية

يمكن تفسير تنظيم السحب في صفوف متوازية من خلال وجود دوامات دورانية أفقية في الطبقة الحدية (Boundary Layer). فتتشكل السحب في الأجزاء الصاعدة من نظام الدوامات الدوارة هذه وتختفي في الأجزاء الهابطة، ينتج عنها تكوين الشوارع السحابية من خلال تطور الدوران هذا بشكل أساسي عن نوعين من عدم الاستقرار: الديناميكي (الانحناء) وعدم الاستقرار الحراري. قد تعمل كل نوع من عدم الاستقرار بشكل منفرد، ولكن بصعوبة يمكن تمييزهم من بعضهم



#### 1. الشوارع السحابية فوق البحر:

في كثير من الحالات، يمكن رؤية الشوارع السحابية أثناء غزو الهواء البارد الجاف على نطاق شامل من القارات تجاة محيط مياة مجاور دافئ نسبيا. غالبا ما يحدث هذا التدفق خلف جبهة باردة. عندما يغادر الهواء البارد الأرض أو سطح الجليد، يتم تطوره عن طريق النقل الرأسي للحرارة والرطوبة من سطح الماء للهواء البارد. سيتم تكون إنقلاب حراري ترتفع قاعدته عن سطح الماء كلما ابتعدنا عن الشاطئ. يتم تحفيز تكون الانقلاب الحراري، في كثير من الحالات، بواسطة الغزو الدوامي السالب (Negative vorticity Advection) وحركة الهبوط المتلاحق في تدفق الرياح الصاعدة لمحور الحوض (trough axis) علي مستوي 500 hPa (شكل - 5).

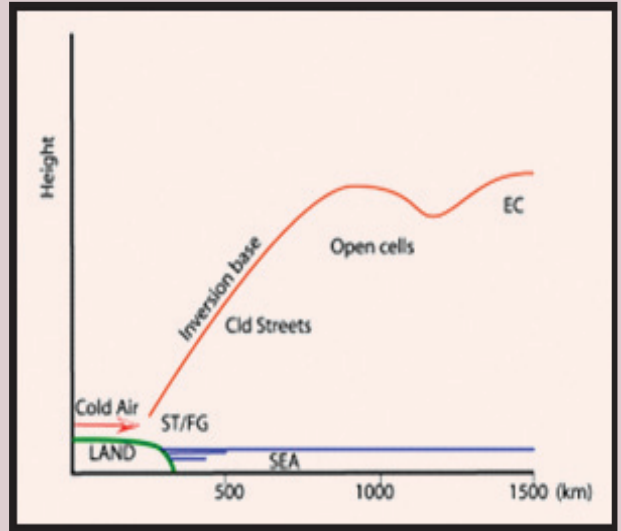
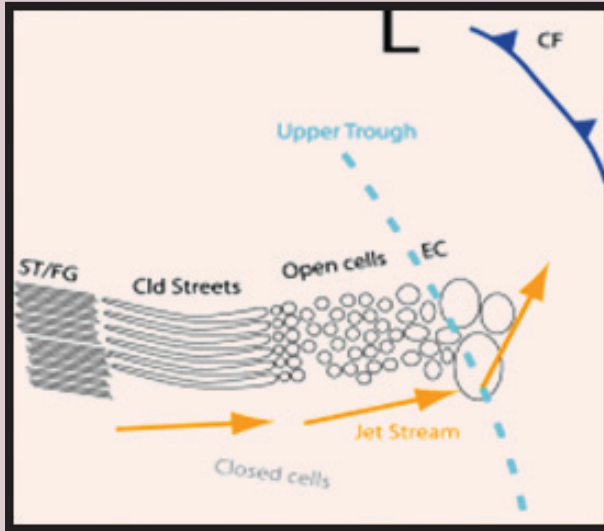
يؤدي تطور الكتلة الهوائية في النهاية إلى تكوين السحب التي تأخذ شكل شوارع السحب، وتتطور تقريبا بالتوازي مع اتجاه الرياح (شكل - 5). مع تزايد الرياح الهابطة تصبح الطبقة الغير مستقرة أعمق ويصبح التدفق أكثر لتكوين دوران سيكلوني (منخفض جوي) وتتطور الشوارع السحابية إلى خلايا مفتوحة ثلاثية الأبعاد. وبالقرب من الحوض العلوي يعزز الحمل الحراري بواسطة Positive Vorticity Advection، مما يؤدي إلى تكون السحب الركامية المعززة Enhanced Cumulus - EC.

الدوران. تحدث نقطة الانعطاف هذه بسبب مزيج من تيارات القص والتدفق البارد (Shear flow & Cold Advection). وبسبب الاحتكاك، ستتحرف الرياح في المستويات المنخفضة باتجاه عقارب الساعة كلما ارتفعنا لأعلي. بسبب ضعف تأثير الاحتكاك مع الارتفاع فتميل الرياح إلى العودة مرة أخرى عكس عقارب الساعة بسبب التدفق البارد منفرداً. نتيجة لهذا التحول في متجه الرياح مع الارتفاع، من الطبقات الدنيا إلى العليا، ينشأ نظام الدوران الثلاثي الأبعاد. (شكل - 4)

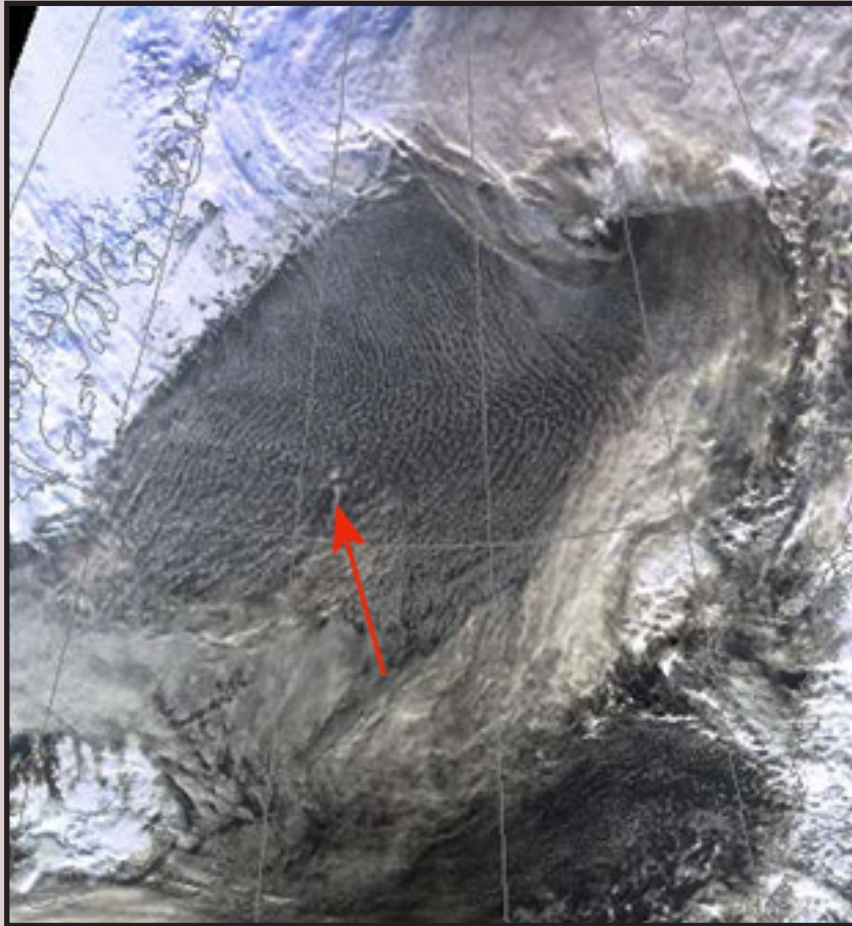
تحدث الشوارع السحابية عادة أسفل الطبقات الغير مستقره، وتحدها طبقة الإنعكاس الحراري أعلاه Inversion (عدم الاستقرار الحراري). عادة ما يتم نشوء عدم الاستقرار هذا عندما يتدفق الهواء البارد على سطح دافئ نسبيا. لذلك من المرجح أن يعمل نوعان من عدم الاستقرار معا، مما يؤدي إلى تكون دوران دوامي وتشكيل الشوارع السحابية. وجد براون (1972) أنه في ظل التقسيم الطبقي غير المستقر، يتم تعزيز عدم استقرار الانحناء بسبب عدم الاستقرار الحراري

#### البيئة السينوبتيكية وخصائصها

في الفقرات التالية، ستتم مناقشة البيئة السينوبتيكية النموذجية والخصائص الأخرى.



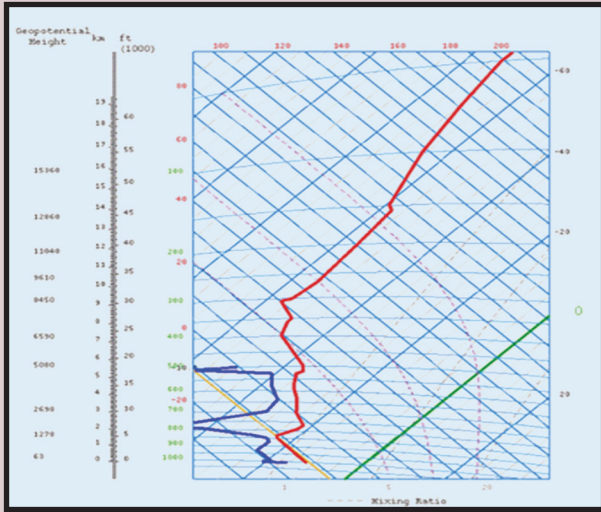
(شكل - ٥)



07 March 2003/12.04 UTC - NOAA RGB image

(شكل - ١)

غالباً ما تحدث أمثلة جيدة للشوارع السحابية فوق المحيط الأطلسي عندما يتدفق الهواء القاري البارد الجاف من جرينلاند فوق البحر الدافئ نسبياً. (شكل - 6) في tephigram يمكن ملاحظة أن أدنى 2 كم (حوالي 800-1000 هيكتوباسكال) توجد طبقات غير مستقرة. هذه الطبقة غير المستقرة يعلوها انقلاب حراري حاد. علاوة على ذلك، يمكن ملاحظة أن الرياح في الطبقة غير المستقرة تظهر تبايناً طفيفاً في الاتجاه مع الارتفاع؛ في النصف السفلي من الطبقة غير المستقرة تنحرف الرياح مع الارتفاع باتجاه عقارب الساعة، وفي النصف العلوي تعود الرياح مرة أخرى عكس عقارب الساعة. يظهر التوزيع الرأسي للرياح نقطة الانعطاف المطلوبة في مركبة الرياح العرضية، مما يسمح بتكوين دوامات دوارة تتبعها شوارع سحابية. علاوة على

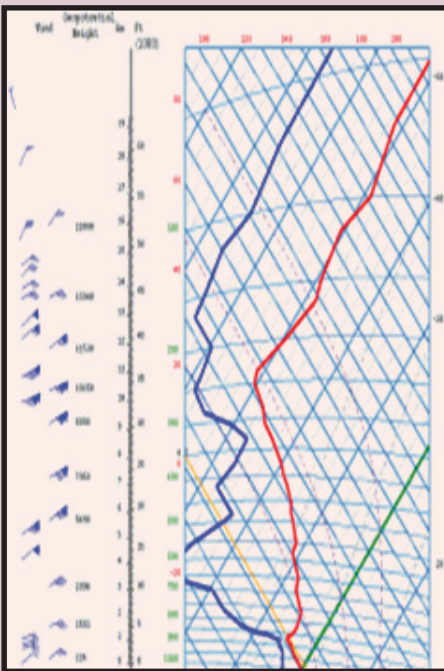


07 March 2003/12.00 UTC - Tephigram Jan Mayen

(شكل - ٧)

الطبقات الدنيا من التروبوسفير. كما يسبب ذلك المرتفع الجوي انخفاض مستوى الانقلاب الحراري اللازم لمقاومة الحمل الحراري. علاوة على ذلك، بسبب الغزو الهوائي البارد، يتحقق شرط انحراف متجه الرياح وتنتشر الشوارع السحابية. نتيجة للتباين الأكبر في خشونة التضاريس، يكون نمط الشوارع السحابية أقل انتظاماً على الأرض عنها فوق البحر. (شكل - 8 و 9)

T-gram - 19 Feb. 2004/1200 UTC



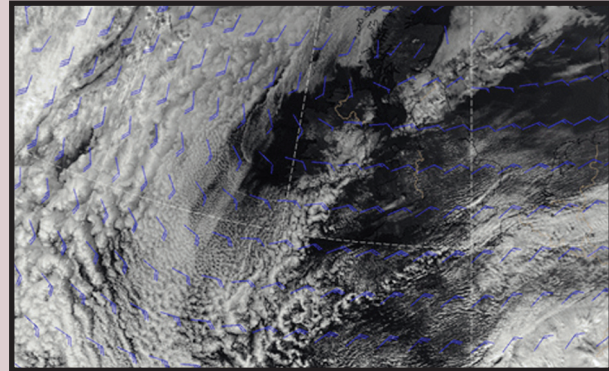
(شكل - 9)

الارتفاع (hPa)	اتجاه الريح (درجة)	سرعة الريح (Kt)
1007	٠١٠	١٧
1000	٠١٥	١٧
925	٠٢٠	٢٣
850	٣٥٠	٢٥
772	٢٩٥	٢٣
700	٢٩٥	٢٣

ذلك، يمكن أن نرى من tephigram والجدول أدناه أن سرعة الرياح ثابتة تماماً مع الارتفاع بقيمة تزيد عن 20 عقدة في منتصف الطبقة غير المستقرة.

## 2. الشوارع السحابية فوق الأرض:

تحدث الشوارع السحابية أيضاً فوق سطح الأرض. يتكرر حدوث الأمثلة لهذا النوع من الشوارع السحابية في الهواء البحري القطبي خلف الجبهات الباردة، عندما تتشكل سلسلة من امتدادات مرتفع جوي-فتسخين سطح الأرض يحفز عدم الاستقرار في



19 February 2004/12.00 UTC - NOAA Ch1 image, Surface/Geostrophic wind  
شوارع سحابية: 19 فبراير 2004/1200 UTC صورة قناة 1 من NOAA - الرياح السطحية/ الجيوسטרورية (شكل - 8)

الارتفاع (hPa)	اتجاه الريح	سرعة الريح (Kt)
1028	٠٦٠	١٢
1000	٠٦٥	٢٥
925	٠٨٠	٢٥
850	٠٧٥	٣٥
700	٠٦٥	٤٥

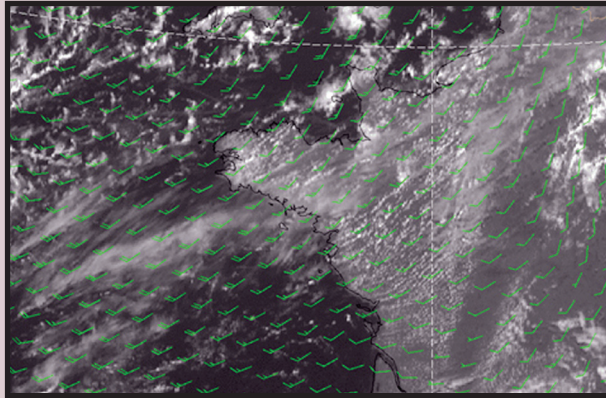
(شكل - 16 & 17)

■ غزو الهواء الأفقي لدرجة الحرارة 850/1000 hPa عادة ما تتطور الشوارع السحابية أسفل غزو طفيف للهواء الأفقي البارد cold advection، والذي يحدث غالبا خلف الجبهة الباردة. عادة ما يظهر الحد الأقصى لغزو الهواء الأفقي البارد بالقرب من منتصف الطبقة غير المستقرة. (شكل - 18 & 19 & 20 & 21)

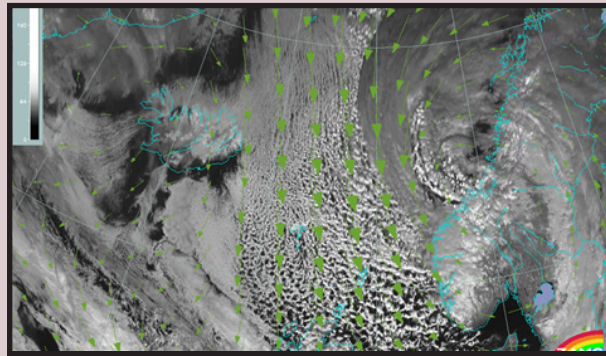
■ خطوط تساوي الارتفاعات: عادة ما تكون خطوط تساوي الارتفاعات مستقيمة إلى حد ما أو منحنية قليلا بشكل عكس السيكلون. ففي الحالات فوق البحر، تقع المنطقة الأكثر تطورا واتساعا في الشوارع السحابية تجاه التدفق الصاعد من الحوض العلوي (upper trough). (شكل - 22 & 23 & 24 & 25)

■ غزو الهواء الدواراني الأفقي السالب (NVA) علي 500 hPa: في معظم الحالات، بسبب تأثير بناء أو الاقتراب من امتداد المرتفع الجوي توجد منطقة الـ NVA.

### الرياح السطحية:



(شكل 11- شوارع سحابية فوق الأرض: 23 أغسطس 2004/2100 UTC صورة مرئية عالية الدقة، الأخضر: الرياح السطحية



(شكل - 12) شوارع سحابية فوق البحر: 24 فبراير 2004/1200 UTC صورة مرئية عالية الدقة، الأخضر: الرياح السطحية

### دلائل لاكتشاف الشوارع السحابية

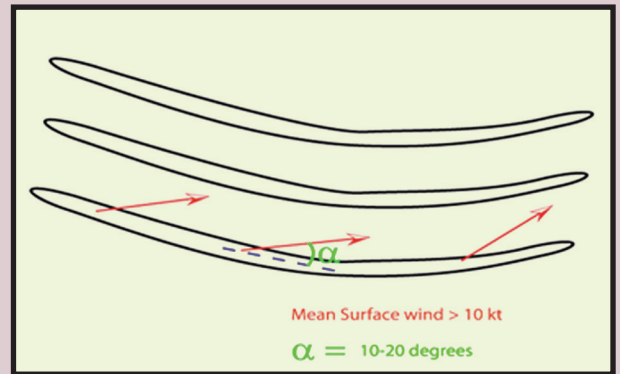
■ الرياح السطحية: يجب أن تكون الرياح السطحية معتدلة إلى شديدة، وفي جميع الحالات تكون الرياح السطحية بين 10-20 عقدة. علاوة على ذلك، تكون الرياح السطحية موازية للجانب الأيسر من الشوارع السحابية. (شكل - 10 & 11 & 12)

■ خطوط تساوي الارتفاعات 1000 هيكتوباسكال / الرياح الجيوستروفية: عادة ما تكون الرياح الجيوستروفية موازية للجانب الأيمن من الشوارع السحابية، ويمكن أيضا إظهار ذلك من خلال خطوط الارتفاعات عند مستوي 1000 هيكتوباسكال لأن الرياح الجيوستروفية موجهة بالتوازي مع خطوط الارتفاع. (شكل - 13 & 14 & 15)

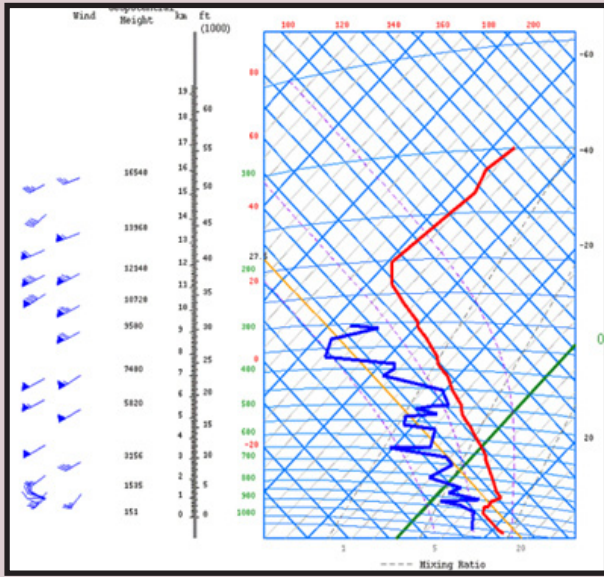
■ معدل عدم الاستقرار / معدل تناقص درجة الحرارة مع الارتفاع: في الطبقة التي تتشكل فيها الشوارع السحابية، يأخذ الشكل العام بأكمله طابع غير مستقر (شكل - 16)

■ ارتفاع الطبقة الغير مستقرة: بشكل عام، يبلغ ارتفاع عمق الطبقة غير المستقرة 1.5-2.0 كم، وعادة ما ينتهي بانقلاب حراري حاد. أفضل طريقة لتحديد ذلك هي باستخدام مخططات T- $\theta$ . (شكل - 17)

■ توزيع الرياح في الطبقة الغير مستقرة: غالبا ما يظهر اتجاه الرياح توزيعاً منحنيًا، في الجزء السفلي من الطبقة غير المستقرة يتغير اتجاه الرياح باتجاه عقارب الساعة، وبداية من المستوى المتوسط تعود الرياح مرة أخرى عكس عقارب الساعة. ومع ذلك، فإن الاختلاف في الاتجاه ليس كبيرا جدا، ولا تختلف الرياح في الطبقة غير المستقرة أكثر من 20-30 درجة. يجب أن تزيد سرعة الرياح مع الارتفاع إلى 20 عقدة كحد أقصى في الجزء الأوسط أو العلوي من طبقة الحمل الحراري. أعلي تلك المستويات قد تنخفض سرعة الرياح أو تزيد.



(شكل - 10)

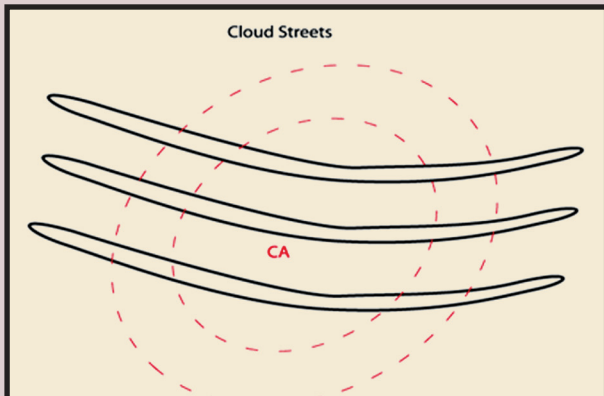


23 August /12.00 UTC - Tephigram Bordeaux

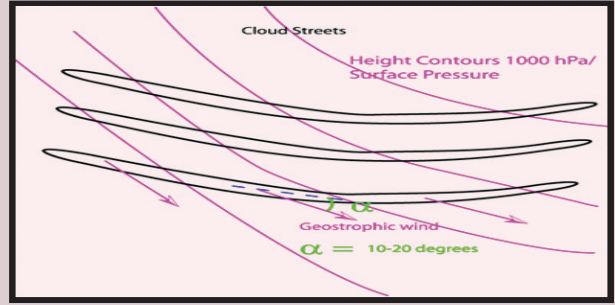
الارتفاع (hPa)	اتجاه الرياح (درجة)	سرعة الرياح (Kt)
١٠١٢	٢٨٥	١٠
١٠٠٠	٢٩٥	١١
٩٢٥	٣٠٠	١٢
٩١٠	٢٩٠	١٣
٨٩٠	٢٦٥	٢٠
٨٥٠	٢٢٠	٢٥

(شكل - 17)

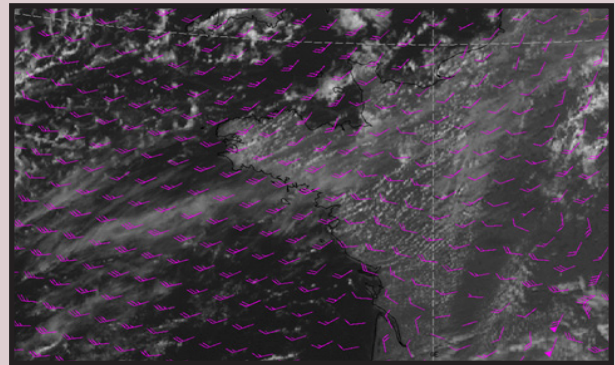
### غزو الهواء الدواراني الأفقي السالب (NVA) علي 500 hPa



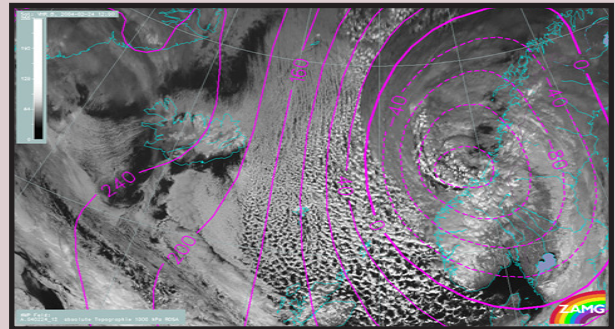
(شكل - 18)



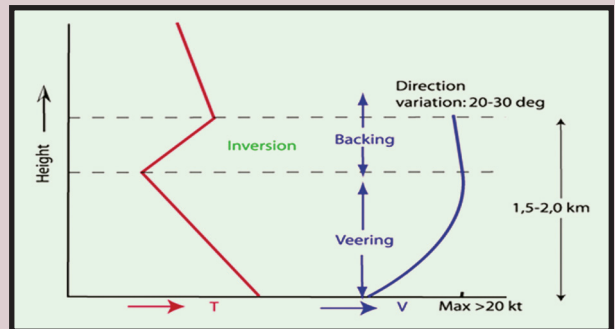
(شكل - 13)



(شكل - 14) شوارع سحابية فوق الأرض: 23 أغسطس 2004/2100 UTC صورة مرئية عالية الدقة، الأوجواني: الرياح الجيوستروفية

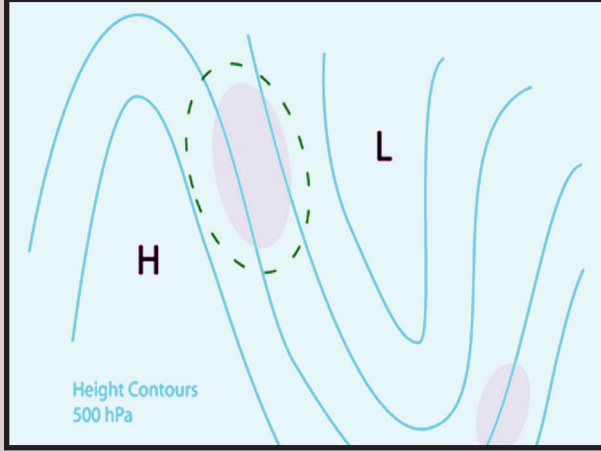


(شكل - 15) شوارع سحابية فوق البحر: 24 فبراير 2004/1200 UTC صورة مرئية عالية الدقة، الأوجواني: خطوط الارتفاعات علي مستوى 1000 hPa

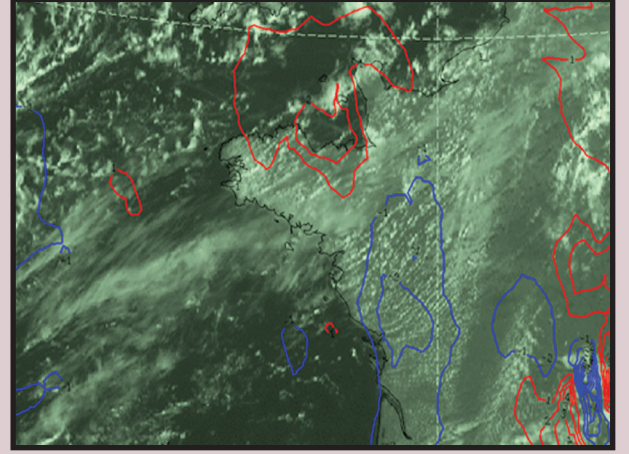


(شكل - 16)

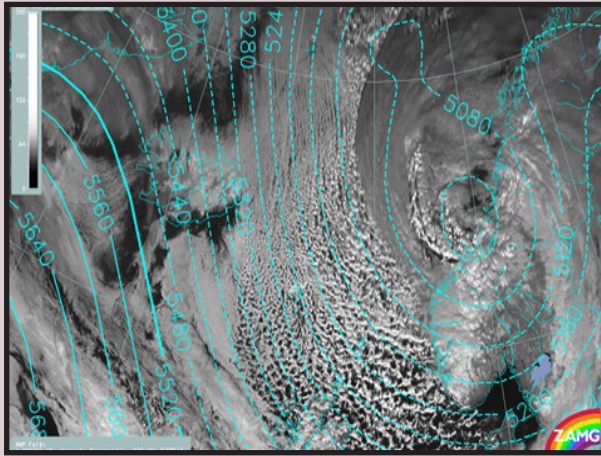
## خطوط تساوي الارتفاعات:



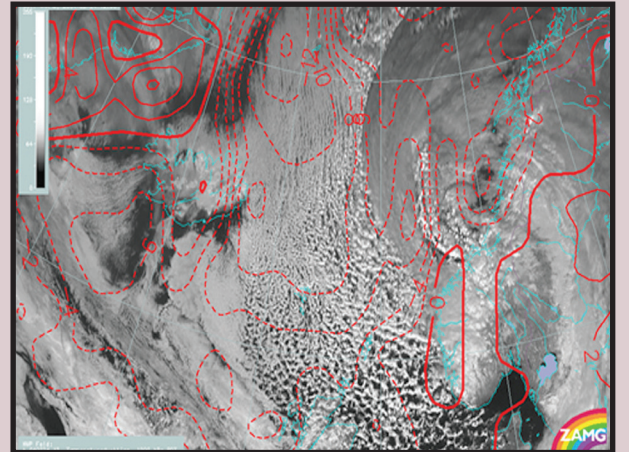
(شكل - 22)



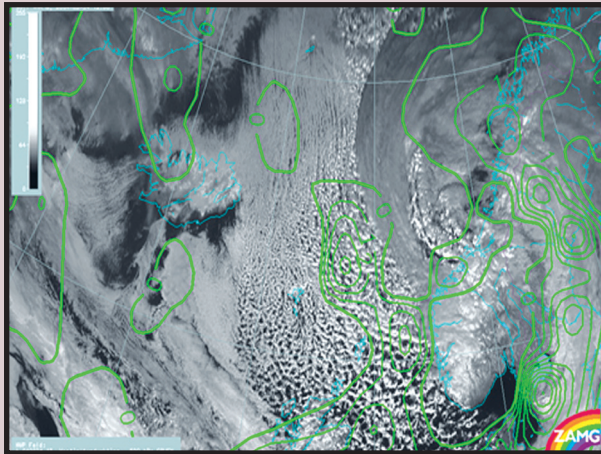
(شكل - 19) شوارع سحابية فوق الأرض: 23 أغسطس 2100/2004 UTC صورة مرئية عالية الدقة، الأزرق: غزو حراري بارد في طبقة 500-1000 hPa



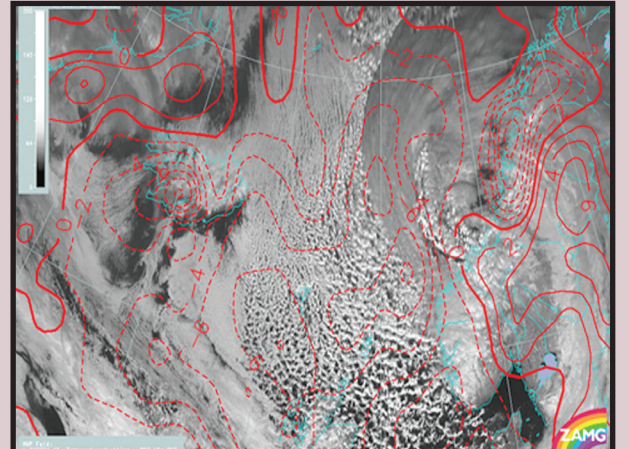
(شكل - 23) شوارع سحابية فوق البحر: 24 فبراير 1200/2004 UTC صورة مرئية عالية الدقة، السماوي: خطوط الارتفاعات علي مستوى 500 hPa



(شكل - 20) شوارع سحابية فوق البحر: 24 فبراير 1200/2004 UTC صورة مرئية عالية الدقة، الأحمر: الغزو الحراري علي مستوى 1000 hPa



(شكل - 24) شوارع سحابية فوق البحر: 24 فبراير 1200/2004 UTC صورة مرئية عالية الدقة، الأخضر: الغزو الدوامي الموجب



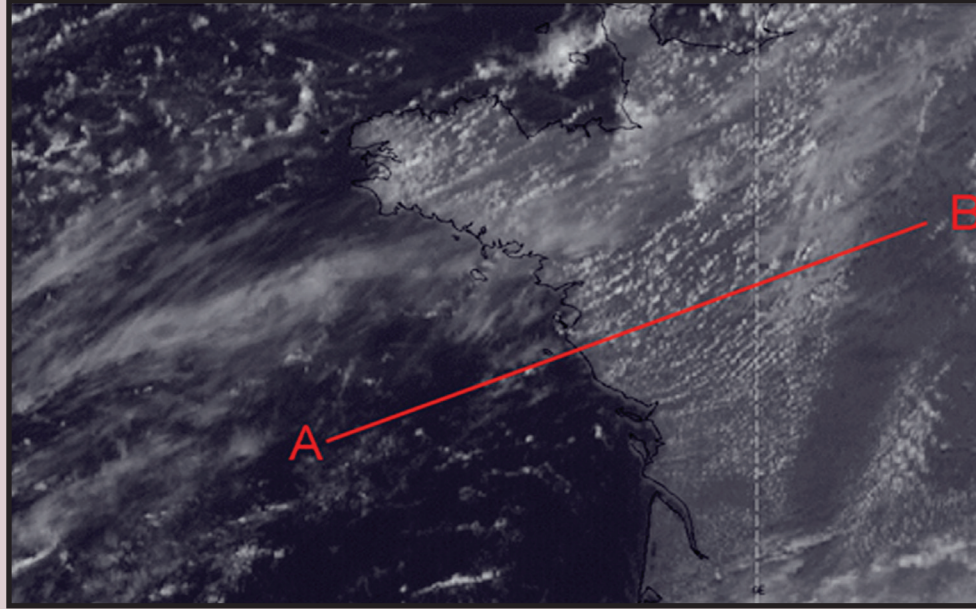
(شكل - 21) شوارع سحابية فوق البحر: 24 فبراير 1200/2004 UTC صورة مرئية عالية الدقة، الأحمر: الغزو الحراري علي مستوى 850 hPa



كيلومتر، والعمليات نفسها في نطاق micro/meso scale بدلا من الباروكليتيك على النطاق السينوبتيكي. ومع ذلك، يمكن أن تساعد المقطع العرضي الرأسي في اكتشاف البيئة السينوبتيكية التي يمكن أن تتطور فيها الشوارع السحابية. (شكل - 25 & 26)

## الشوارع السحابية - المظهر النموذجي في المقطع العرضي الرأسي

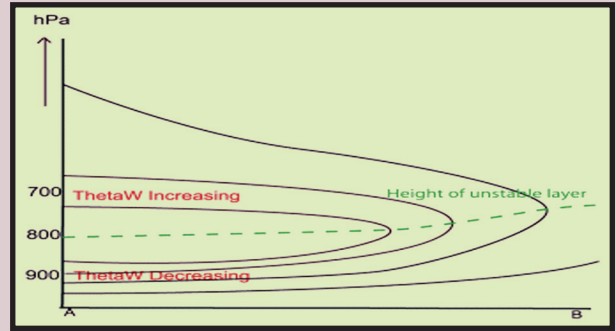
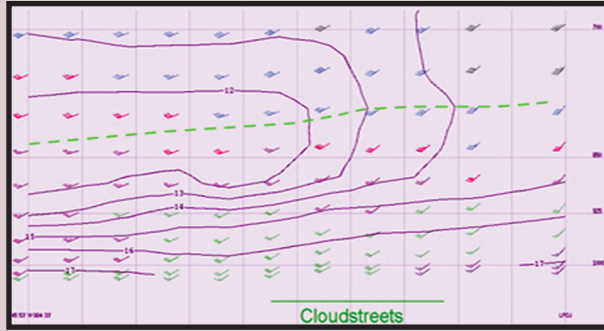
تختلف ديناميكا الشوارع السحابية بشكل عام تماما عن النماذج التصورية سألقة الذكر الموضحة في تلك المقالة. تتم معظم العمليات الأساسية في أدنى 1-2



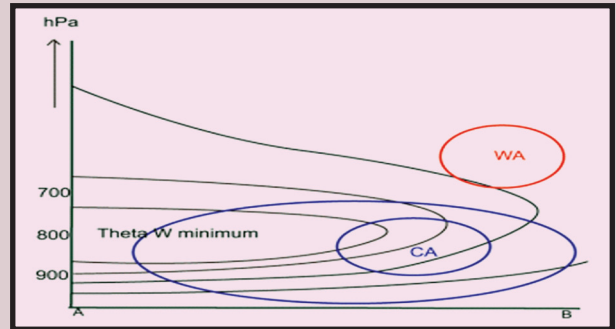
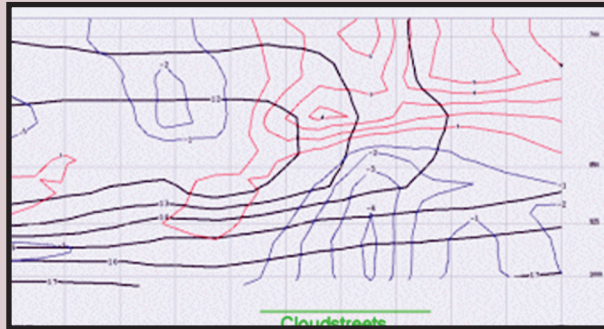
(شكل - 25)  
23 أغسطس  
2100/2004  
UTC صورة  
مرئية عالية  
الدقة: موضع  
المقطع  
العرضي  
الرأسي المشار  
إليه

23 أغسطس 2004/12.00 UTC - المقطع الرأسي

$\theta_w$

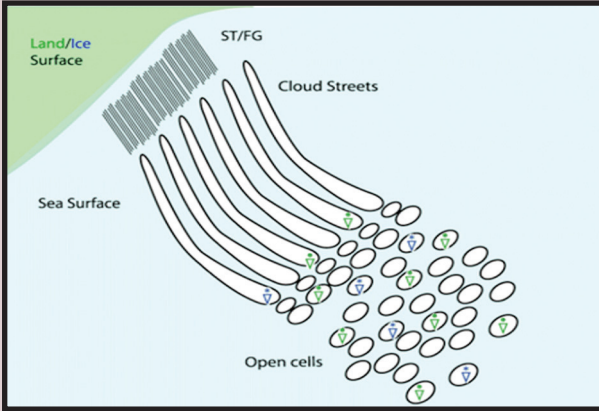
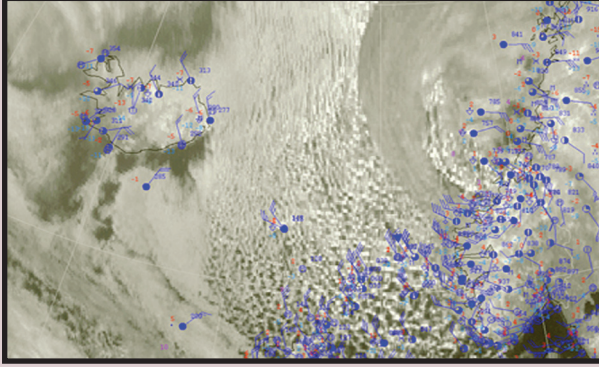


(شكل - 27) 24 فبراير 2004/12.00 UTC - صورة Meteosat 7 VIS؛ الملاحظات السطحية المتراكبة



(شكل - 26)

## حالة الطقس والظواهر الجوي



■  $\theta_w$ : يمكن اكتشاف عدم الاستقرار المقيد النموذجي بسهولة في  $\theta_w$  isentropes في المستويات الدنيا، تنخفض درجة حرارة  $\theta_w$  المحتملة مع الارتفاع، مما يشير إلى الطبقي عدم الاستقرار الطبقي. حول مستوى 800 هيكوباسكال، 2 كم تقريبا، تبدأ درجة حرارة  $\theta_w$  في الارتفاع مرة أخرى، مما يشير إلى حدوث تغيير في الإستقرار الطبقي أو الانقلاب الحراري. (شكل - 26)

■ الرياح: في الطبقة الغير المستقرة، تميل الرياح إلى الزيادة مع الارتفاع وعادة ما تظهر توزيع رأسي لانحراف قليل للرياح مع عقارب الساعة (Veer) مع الارتفاع. ومع ذلك، لا تظهر النماذج العددية دائما تباين الرياح على النطاق الصغير والتي يمكن العثور عليها من بيانات الراديوسوند.

■ درجة الحرارة: تحدث الشوارع السحابية عادة في حالة غزو الهواء البارد، خلف الجبهات الباردة في مناطق الغزو الأفقي للهواء البارد (Cold advection). يمكن العثور على الحد الأقصى من الغزو الأفقي للهواء البارد في منتصف طبقة الحمل الحراري. (شكل - 26)

## المراجع

- LILLY D. K. (1966): On the stability of the Ekman boundary flow; J. Atmos. Sci., Vol. 23, p. 481 - 494
- BROWN R. A. (1979): A secondary flow model for the planetary boundary layer; J. Atmos. Sci., Vol. 27, p. 742 - 757
- ETLING D. (1971): The stability of the Ekman boundary layer flow as influenced by thermal stratification, Contr. Atmos. Phys., Vol. 44, p. 168 - 186
- WMO, Technical Note No. 158. WMO-No. 495 (1993); Handbook of meteorological forecasting for soaring flight
- MULLER, D. (1985): On the occurrence of cloud streets over northern Germany; Quart J.R. Met. Soc. Vol 111, p. 761-772
- Atkinson, B.W., Wu Zhang, J., 1996; Mesoscale shallow convection in the atmosphere. Rev. of Geoph. 34, 403-431
- Etling, D., Brown, R.A., 1993; Roll vortices in the planetary boundary layer: a review. Bound. Lay. Meteor. 65, 215-248

العنصر	الوصف
الهطول	● عموما لا هطول للأمطار المؤثرة. ● تتطور الشوارع السحابية من تلقاء نفسها، وأحيانا إلى حمل حراري مفتوح للخلايا وتنتج زخات مطر أو ثلجية خاصة فوق البحر. على الأرض، لا يوجد عادة أي ترسب مرتبط بالشوارع السحابية ولكن في بعض الحالات يكون هناك تطوير Cb والذي عادة ما يكون مدفوعا بالتأثير الديناميكي. مثل PVA أو التدفئة النهارية.
درجة الحرارة	● لا تغيير كبير
الرياح (ما في ذلك الهبات)	● رياح سطحية معتدلة (١٠-٢٠ عقدة)