جامعة حماه

كلية الزراعة

مقرَّر الأرصاد الجوية والمناخ الزراعي

المحاضرة النظرية السادسة 2018/11/14

حركة الهواء والدورة الهوائية

Air in Motion and Atmospheric circulations

إنَّ التوزيع غير المنتظم لنتائج التسخين عن اختلاف خطوط العرض في الإشعاع الشمسي (فترة التشميس)، وكذلك اختلاف امتصاصية سطح الكرة الأرضية للحرارة يؤدي إلى حركة الهواء air motions. وسوف نناقش من خلال هذا الفصل ميكانيكية تحويل الطاقة الحرارية إلى طاقة حركية Kinetic energy.

سنتعرف أولاً على انحرافات حركة الهواء التي تنشأ عن الحركة العامة الكوكبية Planetary motion أو ما يسمى بالرياح الأولية Primary winds. يتبع الغلاف الجوي جملة الكرة الأرضية في حركاتها عبر الفراغ الكوني، وهو يدور أيضاً مع الكرة الأرضية من الغرب إلى الشرق. وهكذا يتحرك الهواء في خط الاستواء شرقاً بسرعة أكثر من 1600 كم/ساعة، بينما يتحرك بنصف السرعة شرقاً في خط العرض 60 درجة، وفي القطبين تكون سرعة الهواء شرقاً تساوي الصفر لأنَّ الأرض تتحرك بنفس السرعة الشرقية وهذه الحركات غير مرئية بوساطة المراقب الأرضي. إذاً الرياح Winds هي حركات الهواء المتصلة بالأرض.

والخلاصة يمكن القول: أنَّ الهواء المحيط بسطح الكرة الأرضية يمثل الوسط الذي تحدث فيه جميع ظواهر الأرصاد الجوية. ويعتبر هذا العنصر المناخي أهم بكثير من مسببه الضغط الجوي. حيث تعمل حركة الهواء على تقارب الاختلافات الكائنة على سطح الأرض من حرارة ورطوبة وضغط، ولذلك فإنَّها تعتبر كمنظم هام ورئيسي في الجو. ويطلق اصطلاح الرياح على الحركة الأفقية للهواء أو القريبة منها تمييزاً عن الحركة الرأسية التي يطلق عليها اسم تيارات هوائية Currents والتي لها أهميتها الخاصة في تكوين بعض السحب، وتعتبر الحركة الرأسية قليلة إذا ما قورنت بحركة الرياح.

1- القوى الأساسية في الغلاف الجوي Principal forces in the atmosphere:

وفقاً لقانون نيوتن الأول (قانون العطالة أو القصور الذاتي): من أجل تغيير حالة جسم ما يجب أن يطبق عليه قوة غير متوازنة. وبحسب قانون نيوتن الثاني (القوة تحتاج إلى تسريع كتلة الجسم m) ويعطى بالعلاقة التالية: **F = ma**

حيث a: التسارع (معدل تغير السرعة). وهناك نوعان من القوة التي تؤثّر على الغلاف الجوي:

1- قوى موجودة (كائنة) بصرف النظر عن حالة حركة الهواء.

2- قوى تنشأ فقط بعد وجود الحركة.

يُقصد بالنوع الأول أنَّ أصل القوى الأساسية بدون الحركة، وهي قوى التحريك الأساسية التي تنتج بوساطة الجاذبية الأرضية والضغط. والنوع الثاني من القوى هو قوة الاحتكاك friction أو "drag"، وقوة كوريوليس Coriolis force.

2- القوى المحركة-الجاذبية الأرضية والضغط الجوي:

لكي نفهم سبب القوى التي تسرع أو تبطّئ الهواء، ونفهم توازن القوى التي تنضم مع تيارات الهواء المستمر لابدَّ أن تؤخذ بعين الاعتبار قوى حزم الهواء " parcel " الصغيرة. فمثلاً، إذا كان لدينا وزن صغير أو كبير من الهواء (غرام واحد)، فنجد أنَّ محصلة جميع القوى على هذه الحزمة من الهواء تتمثل بتسارعها وحركتها. ولندرس تمثيل القوى على هذه الحزمة من الهواء في الاتجاه العمودي.

آ-تمثيل القوى بالاتجاه العمودي:

تدل جاذبية الأرض gravity أو قوة الجذب Fg على التوجّه دائماً نحو مركز الأرض.

$$Fg = Mg$$

حيث: M كتلة حزمة الهواء.

g تسارع الجاذبية الأرضية وتساوي 9.8 م/ ثا.

ينتج عن الجاذبية الأرضية تسارع نحو الأسفل على حزم الهواء، فإذا لم تكن هذه الحزم متوازنة بوساطة قوى صاعدة (نحو الأعلى) فتتجه الحزم نحو الأسفل بسرعة (هبوطاً). وإذا لم يتغير معدل الهواء إلى الأعلى وإلى الأسفل فيجب أن يكون هناك قوة أخرى تشير إلى الأعلى تعتمد على توازن الجاذبية الأرضية. وهذه القوة هي المكون العامودي لقوة تدرج الضغط الجوي Pressure gradient force التي ترتبط مع الانخفاض الكبير لضغط الهواء مع الارتفاع.

ب- قوة تدرج الضغط في الاتجاه الأفقي:

يحدث الضغط في الاتجاه العمودي على الرغم من الاختلاف السريع للضغط مع المسافة. ويتغيَّر الضغط أيضاً في الاتجاه الأفقي، وهذه التغيرات الصغيرة نسبياً هامة جداً في نشوء الحركات الجوية بسبب وجود توازن في الجاذبية الأرضية.

ولكي نمثل تدرجات الضغط الأفقي على خريطة الطقس يجب أن يكون الضغط ممثلاً بيانياً على سطح ثابت الارتفاع. وإنَّ أكثر خرائط الطقس شيوعاً هي خرائط الضغط على مستوى البحر. وبما أن معظم النقاط على الأرض ليست على مستوى البحر فإنه من الضروري أن نحسب الضغط في كل محطة من محطات الطقس التي يمكن تواجدها إذا كان ارتفاع تلك المحطة يُختزل إلى مستوى البحر. وتدعى هذه العملية بتخفيض reducing الضغط السطحي والفعلي لمستوى ضغط البحر.

3- القوى التي تنشأ بعد حركة الهواء (القوى التي تتحكم بحركة الهواء):

3-1- تأثير دوران الأرض The Effect of the Earth`s Rotation:

إنَّ قوة الانحراف المفترضة تقدّم تفسيراً لتأثير دوران الأرض المعروف بقوة كوريوليس Coriolis force المسماة باسم الرياضي الفرنسي الذي شرحها لأول مرة بشكل رياضي. وهكذا لا تعتمد أهمية التسارع على خط العرض فقط (الحد الأعظمي عند القطبين وصفر عند خط الاستواء) ولكن يتناسب مع سرعة الجسيم أيضاً. إنه يعمل دائماً بزاوية 90° درجة مع الريح. وعلى الرغم من أن قوة كوريوليس صغيرة فإنها هامة في جريان الهواء أفقياً، لأن قبل كل شيء قوة تدرج الضغط الأفقي هي ضعيفة نسبياً، وثانياً يجتاز الهواء مسافات كبيرة حيث يكون هاماً جداً في المعدل الكبير للتدفق كتلك التي تتعلق بالأنظمة التي تؤثّر على الطقس فوق آلاف الأميال، لكنها ذات أهمية قليلة جداً في الرياح المحلية على معدَّل صغير. والشيء نفسه يحدث في تأثيرها على أي جسم يتحرك بحرية فوق سطح الأرض. ويجب أن يطبَّق التصحيح على سلاح المدفعية البعيدة المدى، ولكن ليس له تأثير ظاهر على مسار القذيفة. وإن تيارات المحيط تتأثر بشكل ملحوظ ويمكن تقديرها.

وإن قوة كوريوليس تصبح نافذة المفعول حالما يكون للجسيم حركة. وبالنسبة لحزم الهواء المتحركة بعيداً عن خط الاستواء فإن قوة كوريوليس تحرف الهواء باستمرار نحو اليمين (في نصف الكرة الشمالي) أو إلى اليسار (في نصف الكرة الجنوبي)، ويمكن أن نعتقد بهذه القوة الظاهرة كحقيقة طالما نحن على علاقة بحركة الهواء القريب من سطح الأرض.

ويكون تأثير الاحتكاك صغيراً في الارتفاعات أكثر من 1 كم أو القريبة من سطح الأرض. ويوجد التوازن الأقرب بين تدرج الضغط الأفقي الموجَّه نحو الضغط المنخفض على يسار اتجاه الحركة وقوة كوريوليس الموجهة. نستنتج مما سبق أنَّ دوران الأرض حول محورها يسبب انحرافاً في حركة الرياح، وتُسمَّى القوة التي تسبب هذا الانحراف قوة كوريوليس.

وبما أنَّ دوران الأرض هو من الغرب إلى الشرق فإنَّ اتجاه الدوران في نصف الكرة الشمالي يكون في عكس اتجاه عقارب الساعة، واتجاه الدوران في نصف الكرة الجنوبي يكون في اتجاه عقارب الساعة ولذا فإنَّ انحراف الرياح يكون مع اتجاه حركة عقارب الساعة في نصف الكرة الشمالي وعكس اتجاه حركة عقارب الساعة في نصف الكرة الجنوبي. ومن الملاحظ أن هذه القوة تعمل فقط في التأثير على اتجاه الريح دون التأثير في سرعة هذه الرياح، بينما يؤثر في هذه السرعة قوة تدرج الضغط الجوي وقوى الاحتكاك بصورة كبيرة.

3-2- المسارات المنحنية والدوامات Curved paths and vortices:

وإنَّ الرياح التي تنتج من هذا التوازن بتدفق منحن أو دائري تسمى تدرج الرياح gradient wind. وفي حالة الضغط المنخفض تتجه قوة تدرج الضغط إلى الداخل نحو المركز المنخفض وإلى يسار اتجاه الحركة. وتتجه قوة كوريوليس نحو يمين اتجاه الحركة. ومقدار قوة تدرج الضغط في هذه الحالة يتجاوز قوة كوريوليس، وصافي الفرق هو القوة الجابذة التي تتطلب حالة الهواء لينعطف ويجري حول الخط المنخفض المماثل لخطوط الضغط المتساوية الدائرية.

وفي حالة التدفق حول الضغط العالي الدائري فإنَّ قوة تدرج الضغط تتجه خارجاً بعيداً عن مركز الضغط العالي. وتتجه قوة كوريوليس إلى يمين التدفق، وتتجاوز قوة تدرج الضغط. وبالتالي الفرق = القوة الجابذة المطلوبة إلى انحناء الهواء مثل تدفقه حول الضغط العالي.

يطبق مفهوم تدرج الضغط على مختلف الدوامات في الغلاف الجوي. فأضخم الدوامات هي الأعاصير والأعاصير المضادة ذات الحجم الكبير (السينوبية) حيث يكون معظم الطقس منتجاً في خطوط العرض الوسطى. وإنَّ فقط السيكلون والأنتيسيكلون متغير لكن 2000–3000 كم هي قيم نموذجية. وبصورة نموذجية لا تتجاوز سرعة الرياح حول السيكلون والأنتيسيكلون قرب سطح الأرض 70 كم/ساعة. والأصغر في الحجم (متوسط القطر حوالي 700 كم) والأكثر تخريباً وإتلافاً هي السيكلون الاستوائي tropical cyclone أو الإعصار المصحوب بالأمطار والرعد والبرق Hurricane. والحد الأقصى لسرعة الرياح Hurricane عند السطح أكثر من 200 كم/ساعة أحياناً. وأصغر الدوامات، لكن الواحدة مع معظم القوة، والتخريم الكامل هو الزوبعة tornado. الدورة القوية لهذه الدوامة ضيقة بصورة طبيعية بقطر 1 كم أو أقل، لكن سرعة الرياح فيها يمكن أن تبلغ 300 كم/ساعة (200 ميل/ساعة).

وإنَّ الأعاصير الاستوائية وخارج الاستوائية تكون كبيرة بشكل كاف ولهذا السبب تتأثر بدوران الأرض. وتكون رياحها دائماً أعاصيرية حول مركز الضغط المنخفض. وإن الزوابع الصغيرة (وكل شبيه مائي وأعاصير الماء) هي صغيرة أيضاً تتأثر بقوة كوريوليس، وتلاحظ رياح الأعاصير المضادة في هذه العواصف. وبسبب القوة الجابذة المنتجة بوساطة قوة تدرج الضغط في الدورات حوالي المنخفضات وكذلك لا يوجد حد أقصى أو أدنى نظري لحجم قوة تدرج الضغط، وتكون سرعة الرياح حول المنخفضات غير محددة تقريباً. ومن ناحية ثانية حول المرتفعات فإن قوى التوازن تكون مثل القوة الجابذة يجب أن تنتج بوساطة تجاوز قوة كوريوليس فوق قوة تدرج الضغط. وهكذا التدفق المتوازن حول المرتفعات يحدث فقط بأحجام كبيرة. وحتى القوة الجابذة المطلوبة لقطر معطى يتناقص كمربع سرعة الرياح، بينما قوة كوريوليس تتناقص فقط كقوة أولى لسرعة الرياح، والتدفق المتوازن حول الضغط المرتفع يمكن أن يحدث في الضغط المنخفض النسبي لسرعة الرياح.

وبالتالي يمكن القول بأنه كلما زاد الفرق في الضغط بين نقطتين على سطح زاد التدرج الأفقي له، وبالتالي زادت القوة العاملة على هذا الهواء وازدادت سرعة تحركه. حيث تكون حركة الرياح من الضغط المرتفع إلى الضغط المنخفض متعامدة على خطوط الضغط المتساوية.

3–3– الاحتكاك Friction:

النتيجة الحاصلة من قوة تدرج الضغط الأفقي وقوة كوريوليس والاحتكاك تحدد الدورة حول مركز الضغط المنخفض الدائري ومركز الضغط العالي الدائري قرب سطح الأرض. وتضم نماذج التدفق مناطق الضغط الجوي المنخفض (أعاصير) ومناطق الضغط الجوي المرتفع (أعاصير مضادة) قرب سطح الأرض في نصفي الكرة الأرضية الشمالي والجنوبي.

يشاهد الهواء في نصف الكرة الشمالي يلتف حلزونياً باتجاه معاكس لاتجاه عقارب الساعة داخل الإعصار ويلتف باتجاه عقارب الساعة خارج الإعصار المضاد. أما في نصف الكرة الجنوبي يلتف داخلياً باتجاه عقارب الساعة في الإعصار وخارجياً باتجاه معاكس لعقارب الساعة في الإعصار المضاد. أما في المواقع المتقاربة للضغط الجوي المرتفع والمنخفض فيمكن أن يحدد من اتجاه الرياح الملاحظ في نقطة ما باستخدام قانون بويس بالوت Buys Ballot: إذا توجَّهت بظهرك مع اتجاه الرياح فإن الضغط الجوي المنخفض يكون إلى يسارك والضغط الجوي المرتفع إلى يمينك (في نصف الكرة الشمالي).

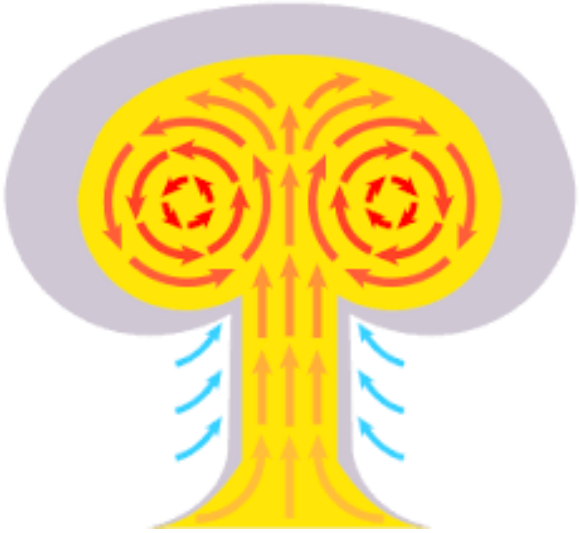
نخلص مما سبق أنَّ الهواء المتحرك يتعرض كما تتعرض السوائل أثناء تحركها لقوة ناتجة عن ملامسة السطوح المحيطة بها يطلق عليها اسم قوة الاحتكاك Frictional force، ولذا فإنَّ الهواء الملامس لسطح الأرض يتأثَّر باحتكاك سطح الأرض مما يجعل سرعته أقل من سرعة الهواء الأعلى منه. وكلما زادت خشونة السطح Surface roughness نقصت سرعة الهواء الملامس له، وكلما بعدنا عن السطح إلى أعلى نقص مفعول هذه القوة حيث ينعدم تأثيرها عند ارتفاع 600 متر تقريباً. وبما أن خشونة الأرض اليابسة أعلى بكثير من خشونة سطح البحار، نظراً لوجود التلال والوديان والعمران، فإنَّ سطح البحار يخفّض من سرعة الرياح بحوالي 10% فقط بينما تخفض القارات من سرعة الرياح بنسبة أعلى بكثير.

في الأعاصير المضادة، يكون الهواء هابطاً مع رياح متباعدة Divergence عن السطح، بينما في الأعاصير يكون الهواء صاعداً مع رياح متقاربة Convergence من السطح.

4- الحركة العمودية وعلاقتها بالغيوم Vertical Motion and its Relation to clouds:

كما رأينا أن اختلافات درجة الحرارة فوق الكرة الأرضية يؤدي إلى دورات حرارية تساهم في الحركات الأفقية والرأسية. لأنَّ الدور الهام للحركة الشاقولية (الرأسية) تسبّب في إحداث الطقس، ودراسات عديدة حول كيفية تأثير الحركة الرأسية في تشكل الغيوم.

تنتج انزياحات الهواء الرأسية Vertical displaments of air عن أسباب ديناميكية وعن التسارع الرأسي المرتبط بقابلية الطفو في الماء buoyancy. وأحد الأسباب الديناميكية هو الجبال التي تعمل كحواجز لتدفق الهواء الأفقي Horizontal air flow التي تجبره إلى الصعود بموازاة الجهة التي تهب منها الريح وتهبط على الجوانب المحجوبة عن الريح. وعلى نطاق واسع هناك سبب آخر ومهم للحركة العمودية هو تباعد divergence وتقارب convergence تيارات الهواء Air currents التي تدور حول دوامات whirls مراكز الضغوط المنخفضة ومراكز الضغوط المرتفعة الضخمة في الغلاف الجوي. وتلتف تيارات الهواء الحلزونية الداخلية من المستويات المنخفضة للأعاصير وتلتقي عند نقطة واحدة، أي تتحرك من الأسفل إلى المركز. بعد ذلك يحجز النطاق الأفقي بوساطة حجم الهواء الذي يجب أن يتناقص مع مرور الوقت ويجب أن يزداد العمق العمودي. ولنتصور عموداً من الهواء له حدود واضحة في هذا الشكل وتيارات (دفق) الهواء التي تتحرك حلزونياً نحو الداخل من المركز (الشكل رقم1)، فالجزء الأساسي الداخلي من التدفق يسبب تقلص المقطع العرضي للمساحة (التقارب convergence). وبما أن مقدار الكتلة المحتواة في أسطوانة تخيلية يجب أن يبقى



الشكل رقم(1) دوامات الهواء

ثابتاً والدفق يجب أن يزداد في عمق الأسطوانة فينتج عن ذلك أن الهواء يجب أن يتحرك إلى الأعلى داخل العمود من الأسفل عدة كيلو مترات من مراكز الضغط المرتفع. وخارجياً إن تدفق الهواء في كل مكان سوف يؤثر في تمدد المقطع العرضي الأفقي للعمود (تباعد divergence) حيث التقلص الرأسي يكون مطلوباً لحفظ الثابت الحجمي الكلي. وفي مستويات حوالي 6 إلى 7 كم يحدث التقارب الأفقي فوق الأعاصير المضادة السطحية بينما يحدث التباعد فوق الأعاصير السطحية.

وفي غياب التأثيرات الأخرى تسيطر مراكز الضغوط المنخفضة فوق المناطق التي تميل إلى تشكل الغيوم وسقوط الأمطار والثلوج، وبينما تسيطر مراكز الضغوط المرتفعة عندما يكون الجو صافياً خالياً من الغيوم، وفي هذه الحالة يسود الضباب غالباً.

مما سبق يمكن القول بأن حركة الهواء الرأسية تأخذ عدة مسميات حسب اتجاه الحركة والمساحة التي تغطيها، فمثلاً تسمى حركة الهواء الرأسية من أعلى إلى أسفل – تغطي مساحات كبيرة– بهبوط الهواء (Subsidence)، بينما تسمى حركة الهواء الصاعدة إلى أعلى –تغطي مساحات كبيرة نسبياً– بتيارات الحمل (Convection Currents)، أما حركة الهواء الصاعدة والهابطة والتي تغطي مساحة رأسية محدودة فتسمى بالحركة الاضطرابية للهواء (Air Turbulence).

5– الاستقرار العمودي وعلاقته بالحركة العمودية والغيوم

:Vertical stability and its relation to vertical motion and clouds

ذكرنا سابقاً عند دراسة ميزات التربوسفير أن الحمل الحراري convection يحفظ هذه الطبقة السفلى بشكل معتدل ويخلط الهواء بصورة جيدة، بخلاف طبقة الستراتوسفير حيث لا يوجد خلط للغازات بشكل كبير. ومع ذلك فإن معدل درجة الحرارة في التربوسفير منتظم عمودياً لكن نوعاً ما ينخفض بمعدل 6.5° م/كم. ومن

الواضح أنَّ طبقة الهواء الممزوجة بشكل جيد لا تتضمن درجة حرارة واحدة ثابتة عمودياً بشكل مطلق. والسبب في ذلك يتعلق بتغيرات الضغط التي تلاقي حزم الهواء أثناء الانزياحات displacements.

6- الاستقرار العمودي Vertical stability:

إنَّ قدرة الجو على تشكيل وإبقاء تيارت الهواء العمودية يعتمد على استقرار الغلاف الجوي. واستقرار الجو stable هو الحالة التي تكون فيها قوى الطفو buoyancy forces توازن الإزاحة العمودية لحزم الهواء من مستواها الأصلي. وحالة عدم الاستقرار unstable توجد عندما تكون قوى الطفو ترفع أو تحرض الإزاحة العمودية لحزم الهواء. أما الحالة المحايدة فتوجد عندما لا يوازن الانزياح العمودي أيَّاً من محرضات قوى الطفو.

وتعتمد قابلية طفو حزمة الهواء على كثافتها المتصلة بكثافة البيئة المحيطة بالمستوى نفسه. وإذا كانت حزمة الهواء أثقل من محيطها الوسطي في المستوى نفسه فإنها سوف تهبط. وإذا كانت أخف فإنها سوف ترتفع (تصعد). وإذا كانت الكثافة نفسها كمحيطها فإن قوة ارخميدس لا تتجه إلى الهبوط أو الصعود.

رأينا سابقا من خلال مناقشة عمليات واقع ثبات الحرارة بأن حرارة جزء من الهواء تستبدل شاقولياً بتغيرات ذات نسبة ثابتة وهي درجة مئوية واحدة لكل مئة متر ارتفاعاً هذا إذا لم تتغير حالة الهواء أو لم تنتقل إلى شكل آخر وفي نسبة ما أقل إن وجدت حالة تكثيف أو تبخر. إذن وبوضوح، إذا وجد قسم من الهواء المستبدل شاقولياً أدفأ أو أبرد من محيطه في أي نقطة خاصة على طول طريقه فإنه سيعتمد على التوزيع الشاقولي للحرارة الجوية المحيطة. وإن معدل النسبة التي تتناقص من خلالها الحرارة شاقولياً في الجو تسمى بمعدل التغير (الهبوط) Lapse rate. ومعدل التغير في التروبوسفير يساوي 6.5° م/1 كم، ولكن هذه النسبة المتناقصة الفعلية عند أي نقطة معطاة يمكن ان تتفاوت بشكل كبير عن قيمة هذا المعدل وهي النسبة المتناقصة التي تحدد استقرار الجو. وسوف نوضح ثلاث حالات هامة للاستقرار الجوي من خلال ثلاث نسب متناقصة افتراضية مبينة في عمليات رصد على ارتفاعات مختلفة (المظاهر الجانبية للحرارة الشاقولية) هذه الحالات هي A.B.C وفي الشكل (20-6) يعتمد استقرار الجو على علاقة معدل التغير الفعلي للتناقص الذاتي الجاف والتناقص الذاتي الرطب لمعدل التغير.

7- نقل الحرارة المختلف differential heat transport: إذا حل الهواء الساخن محل الهواء في الطبقة العليا تحمله الرياح ويسمى (حركة هواء أفقية ساخنة warm advection) بينما في الأجزاء السفلية يدخل هواء بارد (حركة هواء أفقية باردة cold advection) يعني أن استقرار الطبقة سوف يزداد. وعلى العكس هواء أبرد يدخل في المستويات العالية برفقة هواء أسخن قرب أسفل الطبقة وهذا يعني أن عدم الاستقرار في الطبقة يزداد (خلخلة).

8- تسخين السطح أو تبريده surface heating or cooling:

يمكن أن يحدث هذا بإحدى الطريقتين:

1- يحدث عندما يتحرك الهواء فوق السطح والذي يكون إما أبرد أو أسخن من نفسه، فمثلاً هواء يتحرك من المحيط فوق منطقة ساخنة قد يسبب كثيراً من عدم الاستقرار (خلخلة مناخية يشكل وابلاً من المطر) ففي الشتاء ينطلق هواء ساخن من خليج المكسيك باتجاه الشمال نحو وسط وشرق الولايات المتحدة. أحياناً يبرد كفاية بوساطة السطح البارد ليشكل سحباً واسعة من الضباب وطبقات منخفضة من السحب الرمادية

2- عندما يفقد الهواء أو يكتسب حرارة من خلال الإشعاع فإن الهواء المتلاقي معه على السطح سوف يبرد أو يسخن. تبريد الهواء قرب السطح في ليلة صافية هادئة يؤدي وبشكل متلاحق لتشكيل درجة حرارة معاكسة – انقلاب حراري inversion (أي طبقة ازدياد الحرارة مع الارتفاع).

9- الاستقرار والغيوم Stability and clouds:

تساهم الغيوم الركامية بعدم الاستقرار وبالحركة العمودية القوية. وإن صعود الحمل الحراري للهواء في الغيوم الكبيرة يبدو أنها تحدث انفجارات أو فقاعات (بالونات) كتلك التي تتشكل في الماء أثناء الغليان فكل فقاعة متتالية لها أبعاد تصل إلى بضعة كيلومترات أفقياً وبضعة مئات أمتار عمودياً ويستمر ارتفاع الفقاعة عبر الغلاف الجوي وبما أنَّ الغلاف الجوي يكون مختلطاً بهواء أكثر جفافاً فتفقد الفقاعات صفاتها بهذه الطريقة.

السحب الركامية قد تتشكل وتختفي تدريجياً وربما تحل سحب جديدة محلها. والرياح الأفقية قد تحمل كل فقاعة نحو الأسفل من نقطة السطح حيث كانت قد تشكلت. والتدفق الاضطرابي القوي يتحرك ليسبب الحت السريع.

أعمدة الهواء الصاعد تسمى أحياناً مطبات جوية Thermals. فقائد الطائرة الشراعية يتعلم كيف يبحث عن مسارات خارج هذه المطبات. فعند ذلك يبقى الطيار ضمن حدود المطب ولهذا يمكن أن يرتفع إلى الأعلى حيث كل شيء حول المطب يحتوي تدفقاً هابطاً مكافئاً من الهواء.

نخلص مما سبق إلى أن الاستقرار Stability يعبر عن توازن الهواء في الجو الأرضي، فإذا ما دفعنا كتلة هوائية في هذا الجو المستقر بالاتجاه الرأسي الصاعد أو النازل بمؤثر ما فإنه لابد لها أن تعود لوضعها الأصلي بعد زوال المؤثر. وبذلك يتميز الجو المستقر بأنه خال من التيارات الصاعدة أو الهابطة ومن الاضطرابات الجوية.

وهكذا عندما تتحرك الكتل الهوائية لتثبت فوق سطح أبرد منها فإن هواءها في طبقته السفلى يبرد ويبقى ملامساً لهذا السطح ولا تحدث اضطرابات فيها فيقال عن هذه الحالة استقرار الكتلة الهوائية.

تنخفض درجة الحرارة الذاتية لكتلة الهواء عند ارتفاعها إلى أعلى تبعاً للتدرج الذاتي للهواء وبذلك تكون درجة الحرارة أقل من درجة حرارة الهواء المقابل لها على المستوى نفسه أي أن كثافتها أكبر، وهذا يعيدها إلى مكانتها الأولى بتأثير ثقلها.

وتزداد درجة الحرارة الذاتية لكتلة الهواء عند انخفاضها إلى الأسفل وبذلك تكون درجة حرارتها أكبر من درجة حرارة الهواء المحيط بها، وبمعنى آخر تكون كثافتها أقل مما يضطرها إلى الارتفاع ثانية لتعود إلى وضعها الأصلي.

وهكذا يتم الاستقرار في الهواء الجاف أو المشبع، إذا كان انخفاض درجة الحرارة الذاتية " الادياباتيكية " أكبر من الانخفاض الحقيقي لدرجة حرارة الهواء الجوي سواء بلغ نقطة الندى الخاصة أم لم يبلغها وفي جميع المراحل تكون جزيئات الهواء أعلى من الهواء المحيط. وبذلك فإن الجزيئات المتباعدة عن وضع الاتزان تعود إليه من جديد لتحقيق الجو المستقر.

وإذا كان معدل انخفاض درجة الحرارة مع الارتفاع منطبقاً على خط التبريد الذاتي " الادياباتيكي " للهواء الجاف أو موازياً له فإن أي تغيير لجزء من كتلته إلى أعلى أو إلى أسفل تجعلها تبقى في مكانها لأن درجة حرارتها في هذه الحالة مساوية لدرجة حرارة الهواء الجوي المحيط بها. وتمثل هذه الحالة الاستقرار المحايد وهذا الشيء نفسه ينطبق على حالات الهواء المشبع.

ويساعد الجو المستقر في الهواء الرطب على نشوء الضباب والغيوم الطبقية والهطول المطري بصورة رذاذ أو مطر مستمر أو ثلج. أما في حالة الهواء الجاف فإنه يقلل من وضوح الرؤية بجوار سطح الأرض بسبب تركيز الغبار والأتربة والدخان والرمال المعلقة في هذه الطبقة.

عندما لا تعود كتلة الهواء الجوي المزاحة من مكانها تحت تأثير قوة ما إلى وضعها الأصلي تنشأ حالة عدم الاستقرار Unitability، التي ترافقها تيارات صاعدة وهابطة واضطراب في الجو وتبقى هذه الكتلة بمثل هذه الحالة من التنقل إلى أن تجد الوضعية التي تتوازن فيها مع الهواء الجوي المحيط بها.

ويفسر ذلك تصاعد الكتلة وارتفاعها فوق مستواها الأصلي الذي كانت فيه مما يؤدي إلى تبريدها تبعاً للتدرج الذاتي للهواء الجاف وبذلك نلاحظ أن كثافتها في نقطة ما (فوق هذا المستوى) تكون أقل من كثافة الهواء الجوي المحيط بها وعلى هذا الأساس فإنَّها تتابع مسيرتها بالارتفاع لخفة وزنها ولا تتوقف إلا في الموضع الذي تصبح فيه درجة حرارتها معادلة لدرجة حرارة الهواء المحيط. ويحدث الشيء نفسه وقت نزولها عن المستوى الأصلي الذي كانت فيه مما يؤدي إلى زيادة درجة حرارتها (تبعاً للتدرج الذاتي للهواء الجاف) وتكون درجة حرارتها أبرد من درجة حرارة الهواء المحيط (تحت هذا المستوى) فلا تعود لوضعيتها الأصلية وتستمر بالهبوط إلى أن تصل إلى الموضع الذي تتعادل فيه مع درجة حرارته وذلك على سطح الأرض وتنطبق الحالات نفسها على الهواء المشبع.

وأهم العوامل الجوية المساعدة على نشوء حالة عدم الاستقرار:

1- زيادة التسخين الحراري لسطح الأرض في النهار بتأثير الإشعاع الشمسي وتشكل الرياح.

2- في حالة عبور هواء بارد فوق أرض دافئة.

3- في طبقات الجو العليا وقت عبور كتلة هوائية باردة فوق كتلة هوائية ساخنة.

4- في وجود الهواء الساخن ودفعه أمام مقدمة الجبهات الباردة.

5- استقطاب الرياح وتجمعها إذ ينشأ عن ذلك تيارات هوائية صاعدة.

وفي حالة الهواء الرطب تتسبب حالة عدم الاستقرار في نشوء: الغيوم الركامية والغيوم الركامية المزنية والعواصف الرعدية والهطول المطري أو الثلجي بشكل زخات. وفي حالة الهواء الجاف: وجود غبار ورمال وأتربة معلقة في الجو تبعاً لحالة سطح الأرض.

10- الدورة الهوائية العامة والرياح الموسمية The general circulation and monsoons:

يوجد تشابه بين المحرك الحراري والغلاف الجوي، ويمكن أن يشار إلى هذا التشابه بطريقة أخرى. حيث أن محرك السيارة يعمل من خلال دوران العجلات والدولاب المسنن من أحجام مختلفة، وكلما كان الدولاب المسنن أكبر تطلب قوة أكبر لتحريكه، والشيء نفسه في الغلاف الجوي فالقدرة الحركية الكلية للغلاف الجوي مجزأة بين دورات من أبعاد مختلفة وبالتالي كمية القدرة في الجو تتطلب أن تستهل وتحتفظ بنموذج الدوران. والجزء الأكبر يتناسب مباشرة مع كتلة الهواء المترافقة مع الدورة.

إنَّ نظام الرياح الذي يحتوي أضخم كتلة هواء يسمى بالدورة الهوائية العامةGeneral circulation، والتي تتحرك بوساطة الطاقة الآتية من الشمس. وهذا النظام ينقل الهواء من المناطق الاستوائية باتجاه القطبين ويحتفظ بتدفق عودة الهواء البارد من القطب إلى خطوط العرض المدارية. وهي تحدد الطراز الخارجي لمناخ الأرض. وضمن هذا التدفق العالمي ذي الحجم الكبير تنطمر الدورة الهوائية الأصغر. وهذه الدورات الهوائية الأصغر هي اضطرابات التدفق عالمي النطاق (الانتشار) وهي مسؤولة عن الزوال والاختلافات قصيرة المدى في الظروف الجوية، يعني ذلك أنها مسؤولة عن الطقس. وسوف ندرس هنا بنية وأسباب الأحجام المختلفة لنماذج الدورات الجوية مبتدئين بالحجم الأكبر.

10-1- الدورة الهوائية العامة:

تنتج الدورة العامة للهواء الجوي عن اختلاف الضغط الجوي السائد حول خطوط العرض المختلفة للكرة الأرضية. والمحيطات لها دور أساسي في نشوء هذه الدورة وخاصة المحيطات المدارية، وهناك عوامل عديدة تتحكم في دورة الغلاف الجوي العامة وتحدد مظاهرها وتضبط آليتها أهمها طاقة الشمس الإشعاعية الحرارية ودورة الأرض حول محورها.

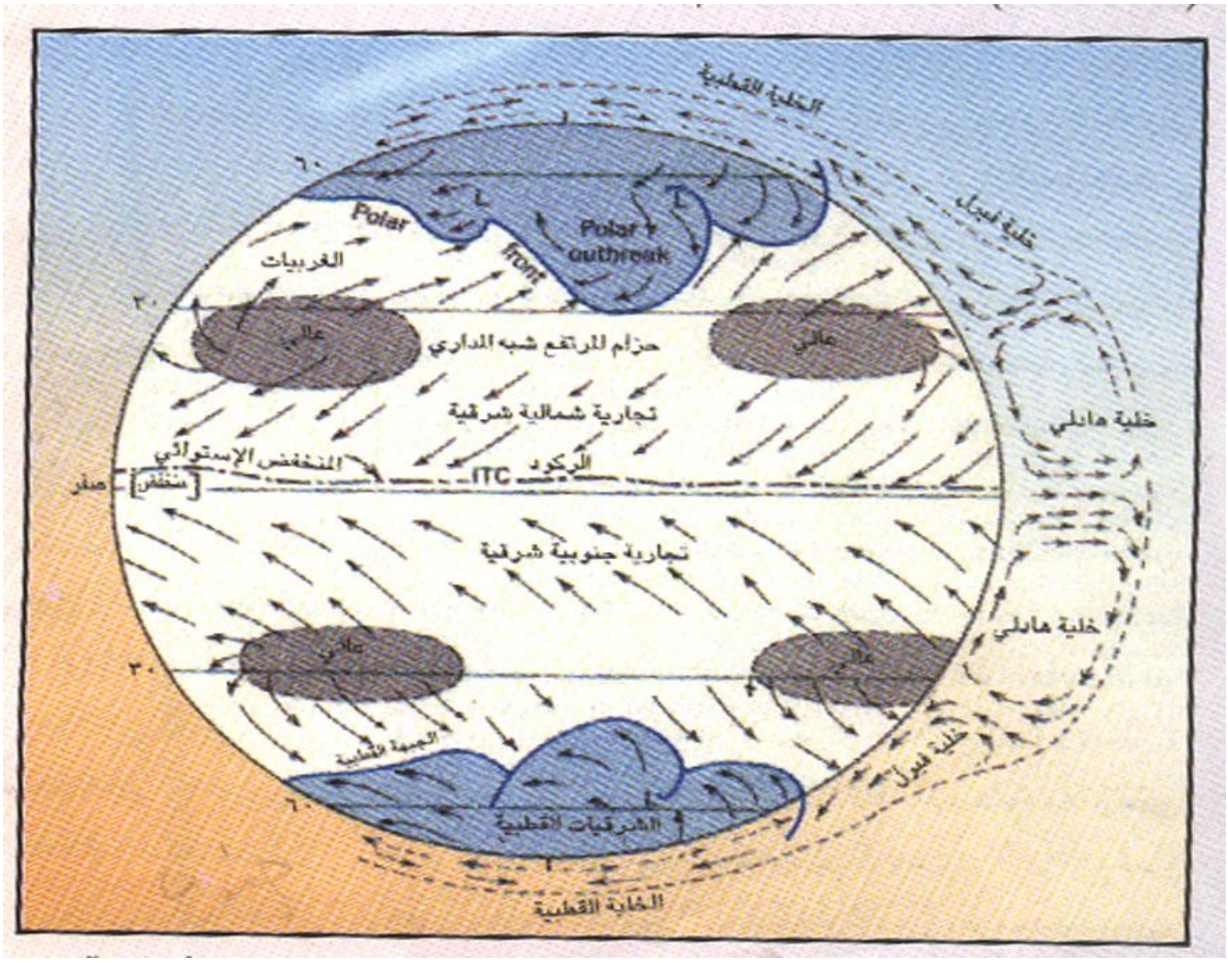
إذن فالدورة الهوائية في الغلاف الجوي هي جريان هوائي متوسط الزمن فوق كامل الكرة الأرضية. وتتحدد عن طريق متوسط قياسات الريح لفترات طويلة من الزمن (20 سنة أو أكثر عادة). وتعزى الاختلافات الفصلية في الدورات الهوائية العامة إلى دوران الأرض حول الشمس، والمتوسط يكون أحياناً بصورة مختلفة (منفصلة) لكل فصل من السنة. وعلى أية حال، يؤدي هذا المتوسط طويل المدى إلى إهمال الدورات الهوائية الأصغر، ويفسر ذلك في بداية هذا الفصل.

وإذا فرضنا أن الكرة الأرضية لا تدور فسطح الأرض يكون متجانساً، والطاقة الشمسية في خط الاستواء سوف تسبب في صعود الهواء وتدفقه نحو القطبين. وإذا نقل الهواء نحو القطبين فيعني ذلك أن الهواء الدافئ يهبط نحو السطح، ولكن تجمع دائرة خط الطول (أو خط الزوال) سوف يجبر الهواء على التراكم عالياً قبل

وصوله القطب. وهذه التأثيرات سوف تسبب رجوع الدورات الهوائية قرب سطح الأرض من المناطق القطبية إلى خط الاستواء.

عملياً وهذا النموذج من الدورة الهوائية الحرارية البسيطة بين القطبين وخط الاستواء يتحول بصورة كبيرة بوساطة دوران الأرض والخواص غير المتماثلة لسطح الأرض. ويوجد بدلاً من دورة هوائية مفردة من خط الاستواء إلى القطب في كل من نصفي الكرة الأرضية ثلاث دورات نطاقية (خطوط العرض)، ويوجد أيضاً اختلافات هامة لخطوط الطول حول نصفي الكرة الأرضية. إذاً يمكن تقسيم دورة الغلاف الجوي العامة في كل من نصفي الكرة الأرضية إلى ثلاث خلايا (دورات) رئيسية مترابطة مع بعضها البعض، لكن لكل منها آلية حركية مميزة تسود على نطاق واسع من درجات العرض على سطح الأرض.

وإنَّ صورة الدورة الهوائية العامة يمكن أن توضح أو تبسط إلى حد ما بوساطة متوسط قياسات الريح على طول كل خط عرض، وهكذا تهمل اختلافات خطوط الطول والشكل (2) تمثيل بياني أو تخطيطي للنتائج.



الشكل رقم(2) الدورة الهوائية العامة

ويوضّح التدفق الأفقي على سطح الأرض في مركز الرسم البياني: حيث محصلة الدورة الهوائية لخطوط الطول – على السطح وفي الأعلى – ترسم حول محيط الدائرة. والجزء الأساسي للتدفق على طول خطوط الطول (شمال/ جنوب) لديه سرعة بالمتوسط أقل من عشر التي على طول دوائر خطوط العرض (غرب / شرق)، وهذا يدل على أهمية تأثير قوة كوريوليس على هذه الأحجام الكبيرة.

ويهبط جزء من الهواء مرة ثانية قرب السطح عند خط العرض 30 درجة شمالاً وجنوباً، وهذه منطقة عروض الخيل horse latitudes (وسبب تسميتها بذلك هو أن المراكب الشراعية الإسبانية التي تنقل الخيول إلى أمريكا تتوقف أحياناً في هذه المناطق لسكون الرياح حيث ترمى كثير من الحيوانات في البحر لنقص الطعام). وبصورة عامة يكون الهواء هابطاً في هذه المناطق وبالتالي تقل الغيوم والتكاثف، ونجد معظم صحاري العالم الضخمة في هذه المناطق. (مثل الصحراء الكبرى وصحارى شبه الجزيرة العربية وصحارى أمريكا الشمالية والجنوبية وصحراء ناميبيا في جنوب أفريقيا والصحارى الأسترالية وصحراء تار في أسيا.

ويوجد بين منطقة الركود وعروض الخيل نطاقات أو أحزمة واسعة حيث جزء من هواء خط الاستواء الأصلي مبرد بوساطة المسافة التي يقطعها نحو الشمال ويجفف خارجياً بوساطة هبوطه إلى السطح، ويعود مرة ثانية إلى المنطقة الاستوائية. ومع ذلك لا يتدفق الهواء مباشرة نحو الجنوب ولكن ينحرف بوساطة قوة كوريوليس، وكذلك الرياح تتحرك نحو الشمال الشرقي في نصف الكرة الشمالي ومن الجنوب الشرقي في نصف الكرة الجنوبي.

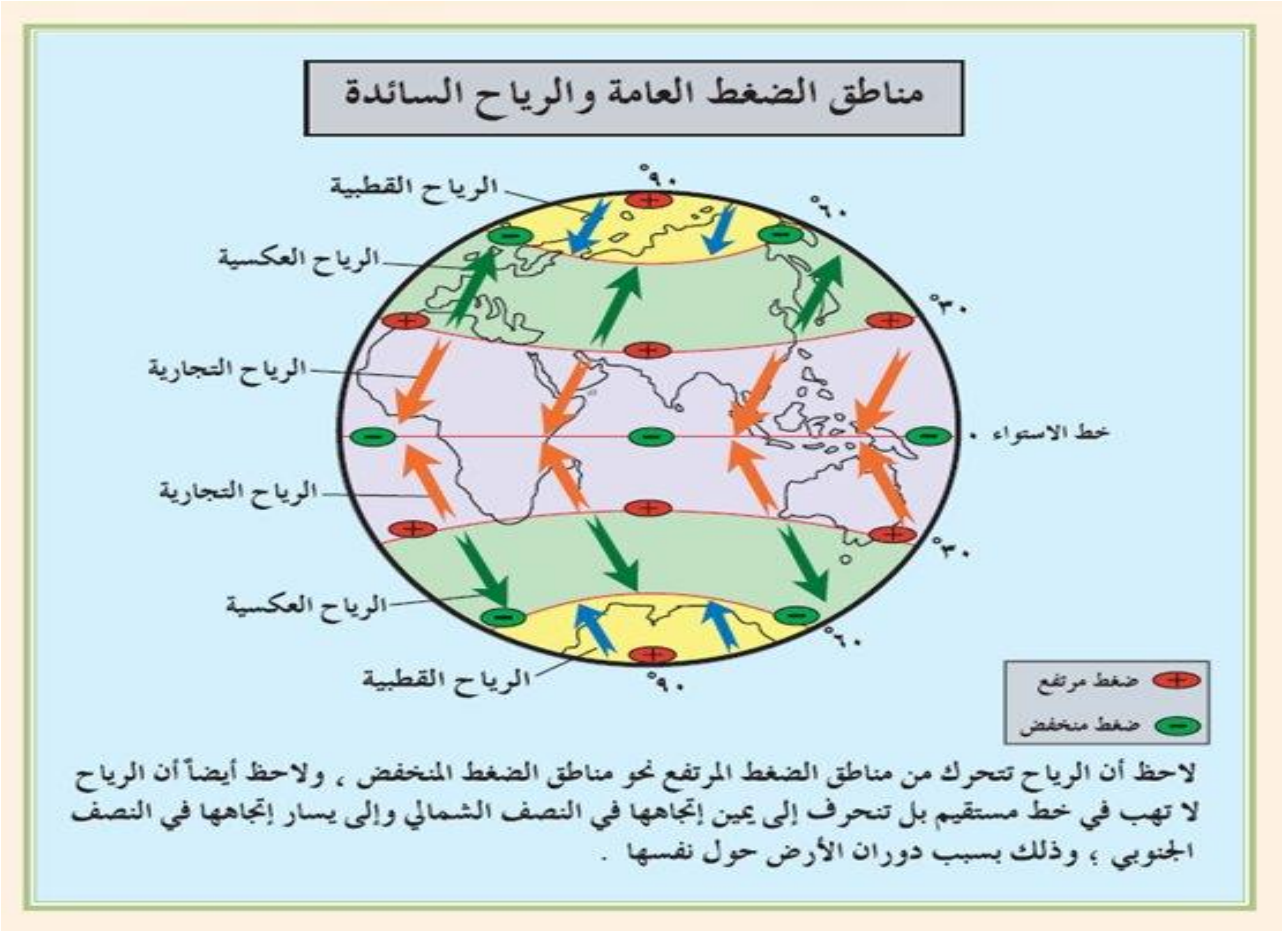
ويوجد على نحو لافت للنظر رياح تجارية دائمة (مستمرة) trade winds وتسمى أيضاً رياح الأليزة وهذه الرياح ساد اسمها بسبب الدور الهام الذي تقوم به في فتح العالم الجديد (الأمريكتان الشمالية والجنوبية) New World عندما كانت السفن الكبيرة تعتمد على المراكب الشراعية.

ويتحرك جزء من الهواء الهابط في عروض الخيل نحو القطبين في المستويات المنخفضة ولكن التدفق ينحرف بوساطة قوة كوريوليس والرياح لديها جزء غربي. وهذه تكون الرياح الغربية السائدة prevailing westerlies. وكانت السفن الشراعية تتزود بالقوة المحركة (كالماء والبخار) من أجل المراكب التي ترجع من أمريكا الشمالية إلى أوربا. ويصل الهواء الساخن المتحرك نحو القطب خطوط العرض من 40 إلى 60 درجة وهو يواجه تدفقاً بارداً من القطب. ونتيجة هذه المواجهة – الحد – معروف بالجبهة القطبية front polar، وهي تتشكل بين كتلتين هوائيتين. حيث الكتلة الهوائية الساخنة المجبرة للارتفاع فوق الكتلة الهوائية الباردة، ويعود الهواء الهابط من القطب وجزء من الهواء الساخن في المستويات العالية إلى خط الاستواء.

إنَّ الرياح المتجهة نحو القطب في الجبهة القطبية هي الرياح الشرقية القطبية (الشرقيات القطبية) polar easterlies . كما هو واضح في الشكل رقم(3) الذي يوضح مناطق الضغط والرياح السائدة وهذه الرياح تحمل هواء القطب الشمالي والقطب الجنوبي البارد من المناطق القطبية إلى الجبهة القطبية. حيث تكون دافئة بوساطة التسخين الحراري من السطح الأدفأ من الأسفل (وأيضاً في العواصف الرعدية بوساطة المزج مع الهواء الأدفأ على الجانب الآخر من الجبهة). ويرتفع الهواء ويعود إلى القطبين كتدفق غربي عالياً.

ومن هذا الوصف للدورة الهوائية العامة في الغلاف الجوي نرى أنه توجد منطقتان رئيسيتان لصعود الهواء: في المنطقة الاستوائية، وفي مناطق الجبهة القطبية. ويعتقد أن المناطق الأساسية للهطول موجودة هنا. وهذه المناطق هي مناطق الهواء الهابط – في عروض الخيل وقرب القطبين. حيث يكون الهطول قليلاً نسبياً هنا.

ونلاحظ أن الصحاري الرئيسية في العالم توجد في عروض الخيل حيث الهطول في المناطق القطبية قليل جداً، وبسبب النسبة المنخفضة جداً للتبخر في المناطق القطبية يبقى الجليد على الأرض لفترات طويلة من الزمن.



الشكل رقم(3) مناطق الضغط العمة والرياح السائدة

وهذه بعض الملاحظات حول كيف الدورة الهوائية تتغير فوق سطح الأرض خلال العام:

- إن حزام الضغط العالي تحت المداري المرتبط بتراكم الهواء في عروض الخيل غير مستمر حول كل من نصفي الكرة الأرضية في الشتاء أو في الصيف. ولكن على الأصح ينقطع ضمن تجاويف أو فجوات فوق المحيط الأطلسي والمحيط الهادي. ويظهر بوضوح هذان التجويفان في الصيف بصورة خاصة ويحل محلها درجات مختلفة من خطوط العرض إلى نقطة أبعد نحو الشمال صيفاً بدل الشتاء.
- بما أن الرياح تهب باتجاه عقارب الساعة حول الضغط المرتفع في نصف الكرة الشمالي فالحد الخارجي الشرقي لكل تجويف يكون تحت تدفق التبريد النسبي والتدفق الشمالي الجاف. وهكذا فإن المناطق الساحلية لجنوب غرب شمال أمريكا وأوروبا تتميز بشكل عام بصيف صحو خال من الأمطار. وبعيداً عن الشاطئ لهذه المناطق (مع شمال أفريقيا) تكون أغلب الصحاري. والحد الخارجي الغربي لكل لتجويف الضغط المرتفع يكون مرتبطاً بتدفق هواء دافئ رطب من المناطق الاستوائية. وفقاً لذلك فإن المواقع مثل جنوب شرق الولايات المتحدة

الأمريكية وكذلك هاواي والفليبين وجنوب شرق آسيا تكون دافئة بشكل نموذجي مع رطوبة عالية وزخات مطر صيفية متكررة.

وبسبب المحيطات في نصف الكرة الشمالي فإن درجة الحرارة تتأثر بشكل قليل بالتقلبات الناشئة عن التدفقات القارية. وهكذا نماذج الضغط وبسبب الرياح ذات الأحجام الكبيرة تكون أكثر تناسقاً (تماثلاً) حول القطب في نصف الكرة الجنوبي منه في نصف الكرة الشمالي. وخلافاً لذلك فإنَّ المستوى العلوي للتدفق متشابه لأنه بشكل دائم يتجه من الغرب في منطقة خط العرض 30 درجة وحتى القطب. وعلى الرغم من وجود تيارات نفاثة وهذا أمر مسلم به فإن هذه التيارات لم تلاحظ في الواقع حتى عام 1946 عندما واجهت طائرة عسكرية على ارتفاع عال رياحاً قوية غير متوقعة ولم تستطع أن تتقدم كثيراً. إذاً التيارات النفاثة هي عبارة عن أحزمة ضيقة من الرياح السريعة جداً التي تتلوى كالأنهار العظيمة حول كل من نصفي الكرة الأرضية عند ارتفاعات تتراوح 4–5 كم إلى فوق طبقة التربوبوز. ويتراوح عرض مراكز هذه الأنهار الهوائية بحدود 100 كم وعمق 2–3 كم، وتتدفق بسرعة 150 كم في الساعة، وهي أسرع من الهواء على جانبي هذه التيارات. وموقع وكثافة التيارات النفاثة يتغير من يوم لآخر خلال العام. ولكن ترتبط هذه التيارات مع مناطق تغير درجة الحرارة الأفقية الكبير، ولذلك هي تتبع بشدة تذبذب مكان الجبهة القطبية وقوتها. وبالإضافة إلى التيارات النفاثة في المناطق القطبية الموجودة بين خطي عرض 35 و60 درجة، يوجد كذلك تيارات نفاثة شبه استوائية تحدث في خطوط العرض على ارتفاعات عالية من 9 إلى 13 كم، وهذه التيارات النفاثة شبه الاستوائية لا تتموج فوق مستوى خطوط العرض كما تتموج التيارات النفاثة في المناطق القطبية.

الخلاصة: توصف دورة الغلاف الجوي العامة بأنها معدل طويل الأمد لكل حركات الهواء والرياح على سطح الأرض يتحدد من خلال التحليل الإحصائي والمشاهدة المستمرة لجريان الرياح العالمي، وهناك عوامل عدة تتحكم في دورة الغلاف الجوي، وتحدد مظاهرها من أهمها طاقة الشمس الإشعاعية الحرارية، ودورة الأرض حول محورها والذي ينجم عنها قوتان تؤثر الأولى في اتجاه الرياح (قوة أو تسارع كوريوليس) بينما تؤثر الثانية في سرعة جريانها (قوة الاحتكاك).

وتقسم دورة الغلاف الجوي العامة في كل من نصفي الكرة الأرضية **إلى ثلاث خلايا (دورات) رئيسية مترابطة مع بعضها البعض(انظر الشكل رقم2 السابق)**، لكل منها آلية حركية مميزة تسود على نطاق واسع من درجات العرض على سطح الأرض، وتتمثل هذه الخلايا في خلية هادلي وتقع بين درجتي عرض 30 درجة شمالاً وجنوباً وسطياً، والخلية القطبية وتقع بين درجتي العرض60 درجة و90 درجة شمالاً وجنوباً وسطياً، وتشبه دورة هادلي إلا أنها تجري على مقياس أصغر، وخلية فيريل ويطلق عليها خلية العروض الوسطى.

1- خلية هادلي: بسب سقوط أشعة الشمس عمودية على العروض الوسطى الاستوائية تكون زاوية ارتفاع الشمس فوقها كبيرة جداً وبالتالي تكتسب مقداراً عظيماً من الطاقة الشمسية الإشعاعية الحرارية(التشمس) .

- يتحوَّل قسم منها إلى طاقة حرارية محسوسة تسخّن سطح الأرض والهواء، ويتحول القسم الآخر إلى طاقة حرارية كامنة تستخدم في تبخير الماء. يتمدد الهواء أثناء الارتفاع بسبب انخفاض الضغط وتتحول طاقته الحرارية المحسوسة إلى طاقة كامنة فيبرد كظمياً.
- وعندما يصل إلى مستوى التكاثف الرفعي يشكل سحباً كثيفة عميقة ضخمة تؤدَّي إلى هطول أمطار غزيرة مصحوبة بعواصف رعدية قوية.
- وعندما يتكثف بخار الماء فإن طاقته الحرارية الكامنة تتحرر لتتحول إلى طاقة حرارية محسوسة تعمل على تسخين الهواء من جديد مما يؤدي إلى ارتفاعه إلى مستوى أعلى فتزداد طاقته الكامنة أكثر. يستغرق الهواء حوالي 3 أسابيع ليهبط من ارتفاع 12 كم إلى ارتفاع 3 كم فتتحول طاقته الكامنة تدريجياً إلى طاقة حرارية محسوسة تسخن الهواء كظمياً (ذاتياً) فيصبح جافاً ومُجففاً- يمتص الرطوبة الجوية- فتنعدم الغيوم، وتظل السماء صافية دائماً مما يساعد على ازدياد درجة الحرارة على سطح الأرض.
- وتسود فوق العروض شبه المدارية حالات من الاستقرار الجوي والانقلاب الحراري تجهض حركات الهواء السطحية الصاعدة بالرغم من ارتفاع درجة حرارته، وتمنع الضغوط المرتفعة دخول الهواء إلى هذه العروض، لذلك تتمركز حول درجتي العرض 30 شمالاً وجنوباً الصحارى الرئيسة في العالم وأشدها جفافاً وتطرفاً واتساعاً مثل الصحراء الكبرى.
- من جانب آخر تسود فوق سطح المحيطات شبه المدارية رياح هادئة بسبب ضعف تدرج الضغط في مساحات الضغوط المرتفعة.
- وفي الماضي كانت هذه المناطق من المحيطات سبباً في حبس السفن الشراعية عدة اسابيع فيها فتنفذ مؤنها مما يضطر البحارة إلى إلقاء بعض حمولتهم وقتل احصنتهم من أجل الطعام أو إلقائها في مياه المحيط لتخفيف حمولة السفن. لذلك عرفت هذه العروض شبه المدارية بعروض الخيل.

2- **الدورة القطبية:** يسود فوق كل من القطبين ضغط منخفض. تتحلق حوله التيارات الهوائية الغربية العلوية، التي ما تلبث أن تهبط خلاله إلى سطح الأرض وتتشكَّل فوقها طبقة انقلاب حراري تعزل العروض القطبية عن التغيرات التي تحصل في الغلاف الجوي الحر فوقها.

وتتضافر البرودة الشديدة مع الحركات الهوائية الهابطة مشكلة ضغطاً مرتفعاً على السطح تنطلق منه رياح سطحية قطبية باردة نحو العروض الوسطى والدنيا. تدفع هذه الرياح (الشرقية القطبية) في مقدمتها جبهة باردة تعرف بالجبهة القطبية تفصل بينها وبين الرياح المدارية الدافئة المتجهة عبر العروض الوسطى إلى العروض العليا والقطبية. ويتشكَّل على طول هذه الجبهة نطاق من الضغط المنخفض يعرف بالضغط المنخفض شبه القطبي عند دائرة 60 شمالاً وجنوباً وسطياً.

3- دورة فيريل: تهب الرياح عبر العروض الوسطى من أطراف الضغوط المرتفعة شبه المدارية متجمعة إلى العروض العليا والقطبية على كافة المستويات السطحية والعالية متجهة بعزمها الزاوي، فتزداد سرعتها عندما تعبر دوائر العرض التي تصغر باتجاه القطبين. وما أن تتحرك هذه الرياح مسافة قصيرة، حتى تحرفها قوة كوريوليس نحو يمينها في النصف الشمالي ونحو يسارها في النصف الجنوبي.

وبسبب انعدام قوة الاحتكاك في طبقات الجو العالية، تهب الرياح العلوية مشكلة رياحاً نطاقية تتجه من الغرب إلى الشرق تعرف بالغربيات العلوية. أمَّا على سطح الأرض تعرف بالغربيات السائدة.

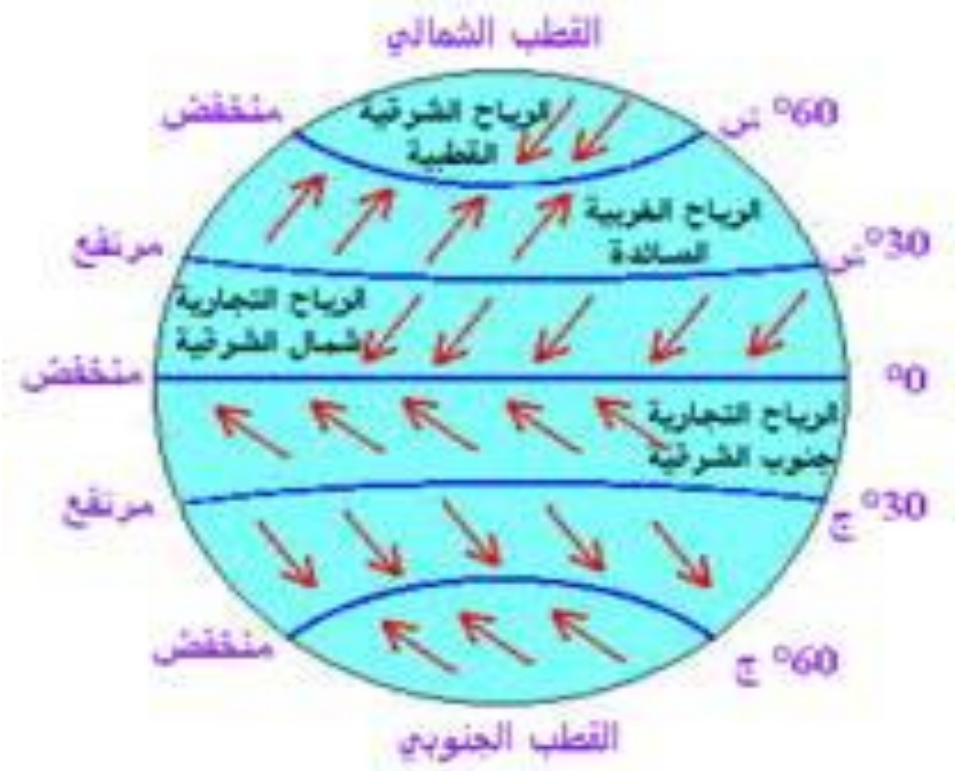
يمكن تصنيف الرياح حسب فترة هبوبها، ومدى انتشارها إلى:

- رياح دائمة – رياح موسمية – رياح محلية – رياح يومية

1- الرياح الدائمة:

هي الرياح التي تهب من أحزمة الضغط المرتفع الرئيسة وتتميز باستمرار هبوبها على مدار السنة ومنها:

- الرياح التجارية – الغربيات الاستوائية–غربيات العروض الوسطى– الشرقيات القطبية (كما في الشكل رقم 4)



الشكل رقم (4) أنواع الرياح الدائمة

1-1- الرياح التجارية(الأليزة):

هي رياح مداومة تهم بالأخص الطبقات السفلى من الغلاف الجوي فوق مناطق بالغة الاتساع وتهب من المرتفعات الجوية دون المدارية باتجاه المناطق الاستوائية.

والاتجاه السائد للرياح التجارية في نصف الكرة الشمالي هو الشمال الشرقي أما في نصف الكرة الجنوبي فاتجاهها السائد هو الجنوب الشرقي. يلتقي نوعي الرياح بالقرب من خط الاستواء في نطاق تقارب ذو رياح ساكنة أو خفيفة وشريط من سحب الحمل. ويسمى هذا النطاق بنطاق التقارب بين المدارين.

تعتبر الرياح التجارية أهم العناصر المتدخلة في الدورة الجوية، حيث تقوم بتجميع الطاقة من سطح البحار ونقلها باتجاه خط الاستواء و تتحكم في مناخ قرابة نصف سطح الكرة الأرضية.

1-2-الغربيات الإستوائية:

هي عبارة عن رياح غربية خفيفة السرعة، ينحصر مجال هبوبها بين خط الاستواء الفلكي ومركز الضغط المنخفض الاستوائي الذي يكون إلى الشمال من خط الاستواء في فصل الصيف الشمالي، وإلى الجنوب منه في فصل الصيف الجنوبي.

ويمكن القول: إنَّ الغربيات الاستوائية هي أصلاً رياح تجارية قادمة من الحواف المواجهة لخط الاستواء من حجيرات الضغط المرتفع شبه المداري.

في فصل الصيف تأخذ الرياح التجارية العابرة لخط الاستواء من الجنوب وجهة جنوبية غربية بعد عبورها خط الاستواء متوجهة نحو مركز أخدود الضغط المنخفض الاستوائي، أمَّا في فصل الشتاء فينعكس الأمر، إذ تأخذ الرياح الشمالية الشرقية بعد عبورها خط الاستواء اتجاهاً شمالياً غربياً، وهكذا نجد هناك رياحاً غربية

1-3-غربيات العروض الوسطى:

هي تلك الرياح التي تهب بوجه عام من الاتجاه الجنوبي الغربي في العروض الوسطى من نصف الكرة الشمالي، ومن الاتجاه الشمالي الغربي في العروض الوسطى من نصف الكرة الجنوبي، ومصدر تلك الرياح حجيرات الضغط المرتفع شبه المداري، وتتصف تلك الرياح بتغيرات كبيرة في اتجاهها وسرعتها، وغالباً ما يصاحبها ضغط مضطرب.

1-4- الشرقيات القطبية:

إنَّ الرياح المتجهة نحو القطب في الجبهة القطبية هي الرياح الشرقية القطبية (الشرقيات القطبية) polar easterlies. وهذه الرياح تحمل هواء القطب الشمالي والقطب الجنوبي البارد من المناطق القطبية إلى الجبهة القطبية. حيث تكون دافئة بوساطة التسخين الحراري من السطح الأدفأ من الأسفل (وأيضاً في العواصف الرعدية بوساطة المزج مع الهواء الأدفأ على الجانب الآخر من الجبهة).

ويرتفع الهواء ويعود إلى القطبين كتدفق غربي عالياً.

2- الرياح الموسمية Monsoons:

تعتبر الرياح الموسمية كمثال على الحجم الكبير للدورة الحرارية. وأصل هذه التسمية من العربية وتعني فصل وتنسب إلى دورة الرياح لأنها فصلية بالصفات. خلال الشتاء عندما تكون اليابسة أبرد من المحيطات يتدفق الهواء من اليابسة أما في الصيف فتكون اليابسة أسخن من المحيطات فيتدفق الهواء نحو الداخل.

وخلال الخريف والشتاء تبرد اليابسة عند خطوط العرض الوسطى أسرع من المحيطات المحيطة بها. فيهبط الهواء البارد فوق اليابسة وينتشر مندفعاً من الضغط المرتفع فوق اليابسة إلى الضغط المنخفض فوق المحيطات. وبسبب قوة كوريوليس تتدفق الرياح خارجاً بشكل أعاصير مضادة. وفي الربيع والصيف تسخن اليابسة أسرع من المحيطات ويصبح الهواء فوق اليابسة أسخن من الهواء فوق المحيطات، وبالتالي يرتفع الهواء الأسخن ويندفع الهواء البارد الرطب فوق المحيطات إلى الداخل باتجاه اليابسة مكتسباً تدفقاً إعصارياً بسبب قوة كوريوليس.

معظم الرياح الموسمية تتشكل على أراضي آسيا الواسعة. حيث يتحدد مناخ جنوب آسيا المحمي من الشمال بجبال الهيمالايا بوساطة الرياح الموسمية. وفي الصيف تخلف الرياح الجنوبية فوق شمال المحيط الهندي أغزر الأمطار في العالم وأيضاً في جنوب منحدرات الهيمالايا. أما في الشتاء فتكون الرياح الشمالية المسيطرة جافة وتهطل أمطار قليلة. وإن بداية ودوام الرياح الموسمية الصيفية هو دليل أكيد على وجود الزراعة في جنوب آسيا. حيث يختلف التوزيع الجغرافي والكثافة واستمرار الرياح من سنة إلى أخرى، وكذلك يستمر عدم إمكانية التنبؤ الجوي بأي حال من الأحوال.

ومن ناحية أخرى نجد أن الرياح الموسمية في شمال أمريكا هي تدفق الهواء المداري نحو الشمال فوق الأراضي العالية الجافة لجنوب غرب الولايات المتحدة بصورة عادية ز وهذا الهواء غير المستقر يرتفع فوق الجبال ويؤدي إلى عواصف رعدية وفيضانات مفاجئة غالباً في هذه الأقاليم.

3- الرياح المحلية: تهب على مناطق معينة من العالم حسب نظام ثابت وخلال فترة زمنية قصيرة ومنها:

- رياح مرافقة للمنخفضات الجوية – رياح الخماسين (مصر) – السيركو (الجزائر) – السموم (سورية) – المسترال (فرنسا) – رياح الفوهن – رياح الكاتاباتيك

3-1- رياح الخماسين: هي رياح صحراوية حارة محملة بالغبار المعلق والأتربة من الصحراء وتكون أمام المنخفضات الجوية التي تمر على الساحل المصري في الربيع. يتغير اتجاهها تبعاً للانخفاضات ويرافق الطقس الخماسيني تقلبات سريعة في الحرارة والرطوبة حيث ترتفع درجة الحرارة وقد تصل إلى 58 درجة مئوية وتهبط الرطوبة النسبية في الهواء. وتؤثّر رياح الخماسين على صحة المواطنين وتنقل الأمراض والحشرات والآفات التي تصيب المزروعات أيضاً.

3-2- السموم أو رياح السموم: هي رياح عنيفة حارة إذ قد تتجاوز حرارتها 54°، وهي كذلك جافة حيث أن رطوبة الهواء تقل عن 10 بالمائة، تتحرك هذه الرياح في قالب دوائر رملية حاملة معها حبات الرمل. تهب رياح السموم على فلسطين والأردن وسوريا وصحاري الجزيرة العربية. كما أنَّ مصر تتعرض لريح السموم خاصة خلال فصلي الربيع والصيف، وهي أقوى من رياح الخماسين غير أنها لا تدوم طويلا.

3-3- رياح الفوهن Fohn winds: وهي رياح منحدرات سفلية تحدث في مناطق جبلية عديدة. وهي ريح دافئة وجافة جداً وشاذة تظهر أحياناً على طول المنحدرات المحجوبة عن الريح في السلاسل الجبلية. وتنشأ رياح الفوهن عندما تتوجه الرياح السائدة عكس الجبل في الهواء الرطب.

وإنَّ صعود الهواء مجبراً إلى الأعلى على السفح الجنوبي للجبال يؤدّي إلى تشكيل غيوم كثيفة وهطول جبلي غزير أحياناً، وعند صعود الهواء بعد فترة من الزمن حتى يصل قمة الجبل يبرد هذا الهواء بمعدل التناقص الذاتي الرطب (حوالي 6° م/كم) وقد تسبب رياح الفوهن زيادة رفع درجة الحرارة حتى 12 درجة مئوية فتذوب الثلوج وتحدث الحرائق والفيضانات، وتساعد على نضج الفاكهة والمحاصيل والخضار في الوديان ومدة هذه الرياح تتراوح 30-40 يوماً.

3-4- رياح الكاتاباتيك Katabatic Winds: يطلق على الرياح المنحدرة من الأسفل ذات طابع التفريغ اسم رياح الكاتاباتيك أو الرياح الهابطة. معظم هذه الرياح ضعيفة ولا تتجاوز سرعتها عادة 10 كم / ساعة، وهي خطرة فعلياً بسبب تفريغ الهواء البارد في الوادي الذي يؤدي إلى خفض درجات الحرارة الليلية في الوادي أكثر من على سفوح الجبال.

4- الرياح يومية:

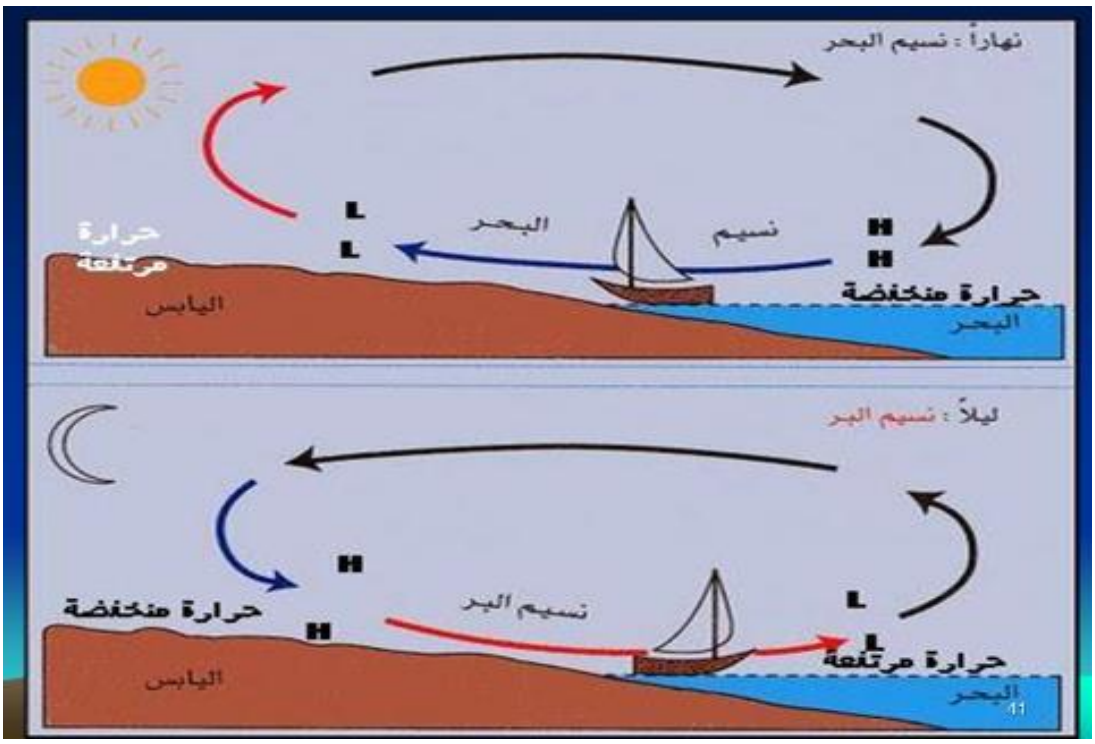
أ- نسيم البحر: هو نسمات من الرياح الرطبة المنعشة تهب من البحر الى اليابسة نهارا. ويستمر نسيم البحر ثلاث ساعات أو أربعاً ويبدأ بعد شروق الشمس لأن الهواء فوق اليابسة يسخن بسرعة أكثر من الهواء فوق الماء (الشكل رقم5).

ب- نسيم البر: هو نسمات من الرياح الجافة تهب من اليابس الى البحر ليلا. ويبدأ نسيم البر بصورة طبيعية أضعف بكثير من نظيره النهاري ويصل ذروته عند الساعة 10 أو 11 مساءً مع اقتراب شروق الشمس.

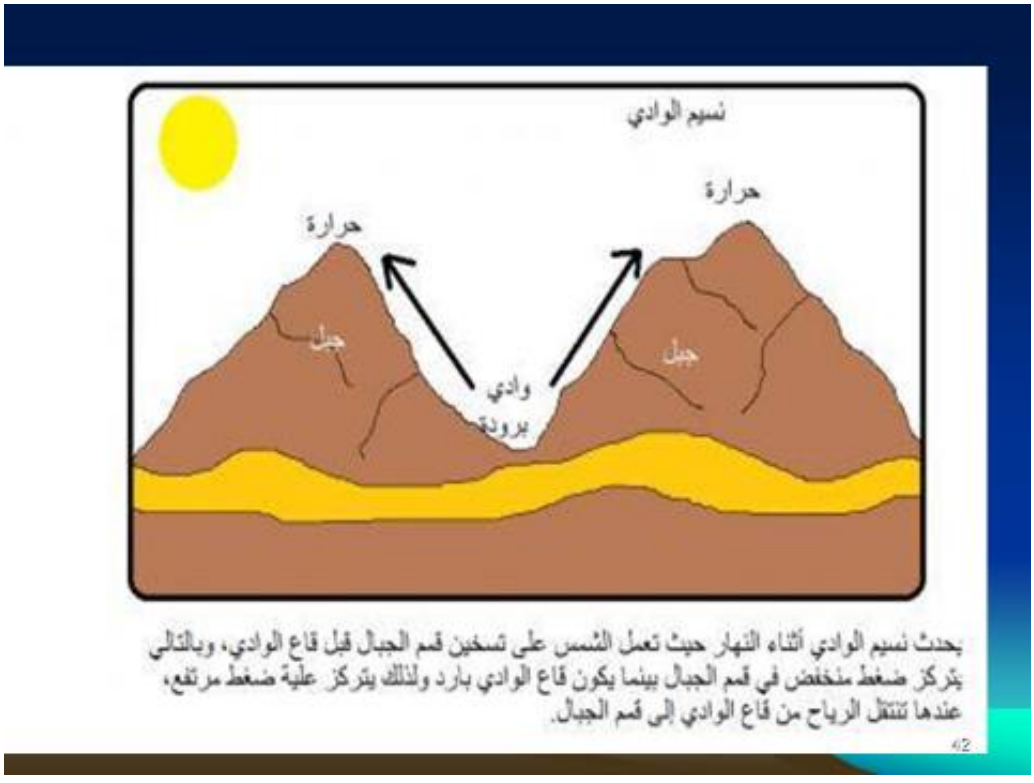
ج. نسيم الجبل: هو نسمات من الهواء تهب من قمم الجبال وسفوحها باتجاه المناطق المنخفضة والأودية ليلا، بعد منتصف الليل.

د. نسيم الوادي: هو عبارة عن نسمات من الهواء تهب من المناطق المنخفضة والأودية نهارا نحو السفوح والقمم الجبلية، بعد شروق الشمس بعدة ساعات (الشكل رقم6).

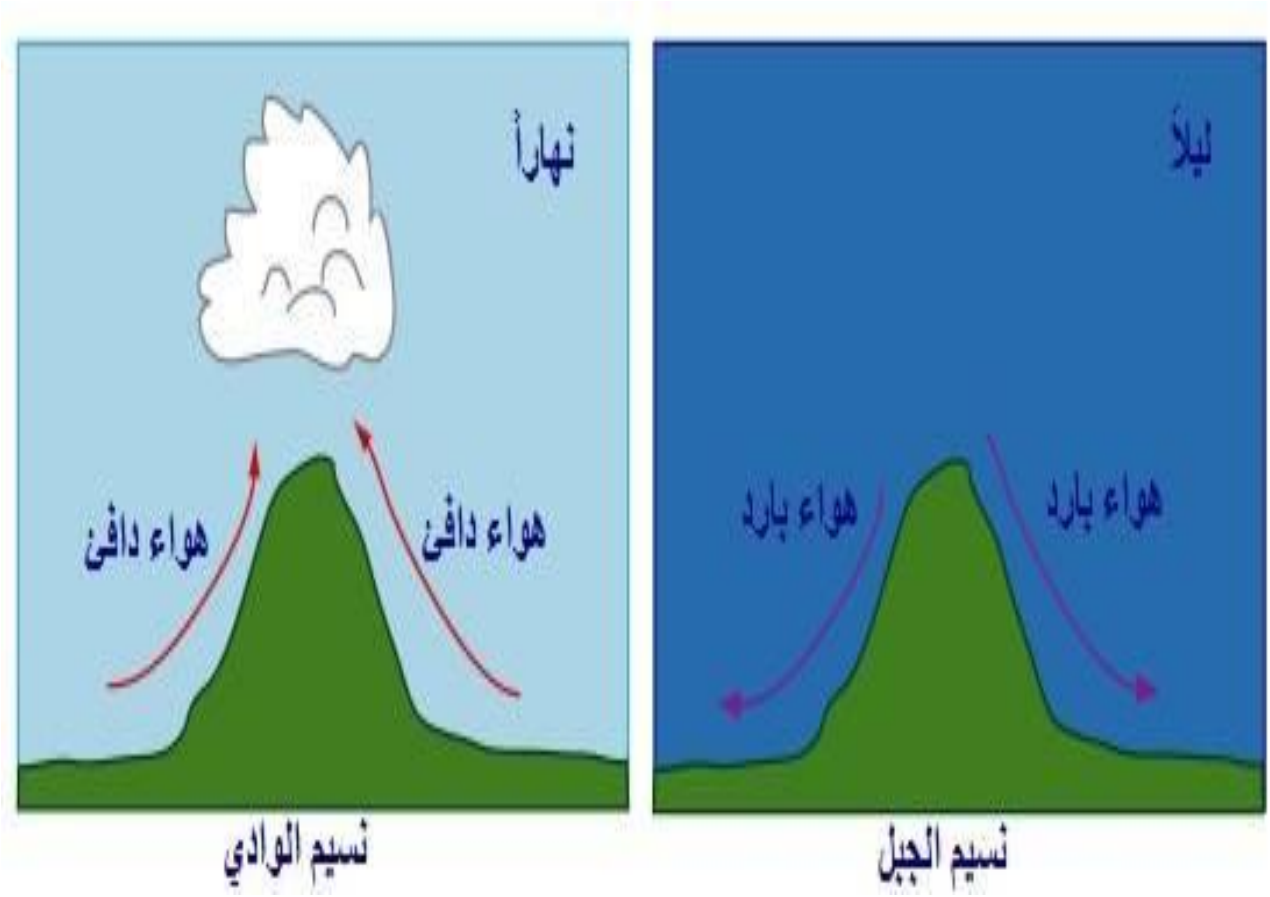
تنشأ دورة الجبل والوادي (الشكل رقم7) لأن الهواء الذي يلامس المنحدر هو إما أدفأ وأقل كثافة (نهاراً) أو أبرد وأكثف (ليلاً) من الهواء فوق الوادي على الارتفاع نفسه. ونتيجة لذلك يصعد الهواء أثناء النهار ويهبط ليلاً. وطبعاً تعتمد شدة التدفق والاتجاه المحدد في أي نقطة على درجة الانحدار وشكل الوادي. وتظهر رياح الجبل والوادي بشكل جيد في عرض وعمق الوديان. إنّ التيارات الهوائية الصاعدة على طول المنحدرات الجبلية هي ظاهرة مألوفة لكل متسلقي الجبال. وتؤدي الغيوم الركامية وزخات المطر من فوق القمم الصاعدة إلى تمدد الهواء بشكل كبير حيث يكون عمق هذه التيارات الصاعدة فوق المنحدرات بين 100 و200 متر عادة.



الشكل رقم (5) نسيم البحر والبر



الشكل رقم(6) نسيم الوادي



الشكل رقم(7) نسيم الجبل والوادي

- **مراكز الضغوط المنخفضة (الأعاصير) ومراكز الضغوط المرتفعة (الأعاصير المضادة):**

إنَّ دوامات الإعصار والإعصار المضاد التي تتحرك بالاتجاه الشرقي العام حول كل من نصفي الكرة الأرضية ويسود على التدفق فوق أكثر الكرة الأرضية بين حوالي 30 درجة و75 درجة خط عرض. كما ذكرنا سابقاً إنهما ناقلان مميزان أكثر للحرارة والقوة الدافعة بين المناطق القريبة من خط الاستواء والمناطق البعيدة عنه عن التدفق الجنوبي الوسطي (جنوب – شمال) للدورة الهوائية العامة. وإن هذا النقل المؤثر يحدث لأن الرياح الجنوبية حول الأعاصير الشرقية شبه الدائرية تحمل هواءً دافئاً باتجاه الشمال بينما الغربية شبه الدائرية فإن الرياح الشمالية تنقل هواءً بارداً باتجاه الجنوب. وتحدث الدورة المعاكسة حول الأعاصير المضادة لذلك فإن نظام كلا الضغطين يفعل فعله كمبادل حراري فعال بين المناطق القريبة من خط الاستواء والبعيدة عنه.

وإنَّ الدوامات الأعاصيرية cyclonic whirls هي عواصف storms خطوط العرض الوسطى، وهذه الدوامات تنتج تكاثفاً مطرياً كبيراً في خط الاستواء المعتدل. وإن الهواء يدور حول مراكز ضغطها المنخفض باتجاه معاكس لدوران عقارب الساعة في نصف الكرة الشمالي، وباتجاه موافق لدوران عقارب الساعة في نصف الكرة الجنوبي. إن الكتل الهوائية الضخمة التي تدور حولها هي عموماً كتل متغايرة الخواص مع اعتبارنا للحرارة والرطوبة كونها قد أتت من مناطق جغرافية مختلفة ونتيجة لذلك يتوضَّع هناك نقل حاد تفضل الهواء الدافئ

الرطب عن الكتل الباردة والجافة. وإن أنظمة هذه العواصف تذهب عبر مسيرة معقدة والتي يتم مناقشتها بتفاصيل أكثر في هذا الفصل.

الرياح في دورات الأعاصير المضادة تهب باتجاه عقارب الساعة حول مراكز ضغطها العالية في نصف الكرة الشمالي وعكس عقارب الساعة في نصف الكرة الجنوبي. وخلال هذه الدوامات يخمد الهواء ببطء بمعدل 10–15 سم / ثا ويسود طقس صاف خال من الغيوم بشكل عام. إن كتل الهواء التي تم تشكلها منها هي بشكل عام متجانسة مع اعتبارنا لدرجة الحرارة والرطوبة.

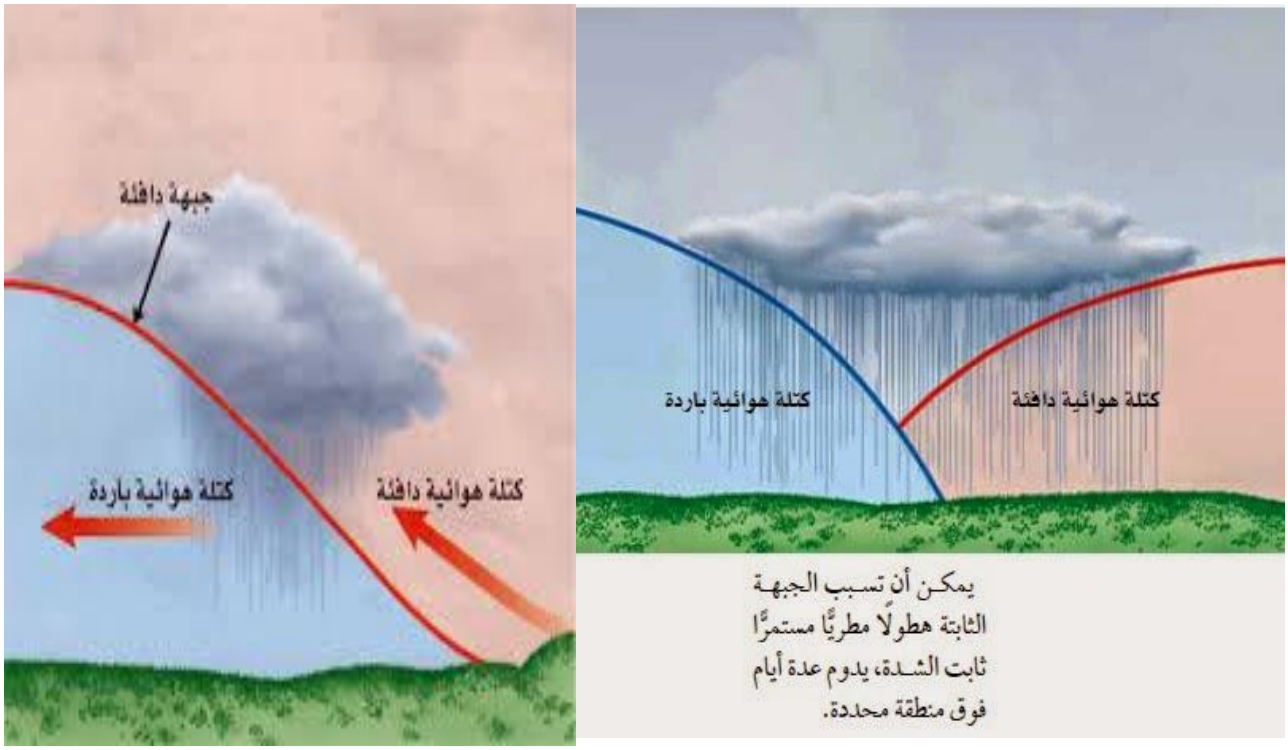
– الكتل الهوائية Air masses:

إن كتلة الهواء هي كثافة ضخمة من الهواء تمتد فوق آلاف الكيلومترات والتي من خلالها تتغير درجة الحرارة والرطوبة بشكل تدريجي أفقياً، أي لا يوجد تغيرات أفقية حادة في درجة الحرارة والرطوبة. ويمكن تعريف الكتل الهوائية بأنها قسم ضخم من الهواء المتجانس –أفقياً– في صفاته الحرارية والرطوبية في كل مستوياته من سطح الأرض وحتى قمته.

تتشكل الكتل الهوائية (الشكل رقم 8) بشكل أساسي خلال تدفق الإعصار المضاد لأحزمة الضغط المرتفع القطبية وشبه الاستوائية. ويدور الهواء في هذه الأنظمة ببطء فوق السطوح ذات الخواص المتماثلة إلى حد ما، وتكتسب بشكل تدريجي خصائص الحرارة والرطوبة الممثلة لهذه السطوح. مثال ذلك، يكتسب الهواء الذي يتدفق حول الإعصار المضاد الأطلنطي شبه الدائم الدفء والرطوبة بسرعة كبيرة للأجسام المائية كالبحر الكاريبي وخليج المكسيك. والكتل الهوائية الباردة كتلك التي تتشكل فوق السطوح المجمدة لكندا الشمالية وسيبيريا في الشتاء فإنها تأخذ وقتاً أطول لتتشكل ولكن تحت الظروف الراكدة بعض الشيء للتجانس الأفقي يمكن أن توجد في 3 كم أو 4 كم عمق.

تصنف الكتل الهوائية وفقاً لمكان المنشأ (إقليم المصدر) إلى كتل هوائية قطبية أو مدارية وكتل هوائية بحرية أو قارية. وإن الكتل الهوائية التي تؤثر على طقس أمريكا الشمالية هي قارية قطبية (cP) وقطبية بحرية (mP) ومدارية بحرية (mT)، وإن منشأ كتل الهواء القارية القطبية هو شمالي كندا. وفي الشتاء الكتل الهوائية cP جافة ومستقرة قبل أن تتحرك خارجاً ولكن عندما تتحرك جنوباً فوق الولايات المتحدة فإنها تسخن من الأسفل، ويتناقص استقرارها. وإن الجزء الذي يعبر البحيرات الضخمة يرفع الرطوبة بشكل متزايد التي تنتج وابلاً من الثلوج على طول الشواطئ الشرقية للبحيرات وفي جبال Appalachian. وإن هواء cP يمكن أن يتغلغل في مستوى الجبال روكي Rocky.

إنَّ الهواء البحري المداري الذي يؤثر في الولايات المتحدة شرقاً من جبال روكي يأتي بشكل عام من خليج المكسيك. وفي الشتاء يتسلل الهواء البحري القطبي خارجاً من المحيط الهادي والذي هو مسؤول بشكل كبير عن الأمطار الشتوية في الساحل الغربي للولايات المتحدة. مثل هذا الهواء ينفذ إلى الشريط الساحلي ومن ثم جبال روكي، ويسبب الانتقال القسري أمطاراً غزيرة وثلوجاً فوق هذه الحدود.



الشكل رقم (8) الكتل الهوائية

وبعد أن تترك الكتل الهوائية منطقة المنشأ يمكن تمييزها بشكل أكثر وذلك بعلاقتها الحرارية بالسطح الذي تعبر فوقه. ونقول عن كتلة هوائية أنها باردة إذا كانت أبرد من السطح السفلي ودافئة إذا كانت أدفأ من السطح وكتلة الهواء الباردة يتم تسخينها من الأسفل ولذلك سيزداد معدل الهبوط (التغير) بينما ستفقد كتلة الهواء الدافئة حرارة السطح السفلي ويتناقص معدل التغير (تصبح أكثر استقراراً).

تتأثر سورية بنوعين من الكتل الهوائية:

1-كتل هوائية شمالية قادمة من شمال البحر المتوسط.

2-كتل هوائية جنوبية قادمة من جنوب البحر المتوسط.

وكليتهما تكون قارية أو محيطية. تؤثّر هذه الكتل في مناخ سورية كثيراً فعندما تسيطر كتل باردة تسود البرودة وعندما تسيطر كتل دافئة تسيطر الحرارة. وقد تأتينا كتل هوائية قطبية المنشأ إذا كانت رطبة تجلب معها موجات الثلوج وإنَّ هذه الكتل إذا عبرت البحر المتوسط فإنَّها تكتسب صفات البحر المتوسط وتشكّل (كتلة هوائية متوسطية).

- الجبهات Fronts:

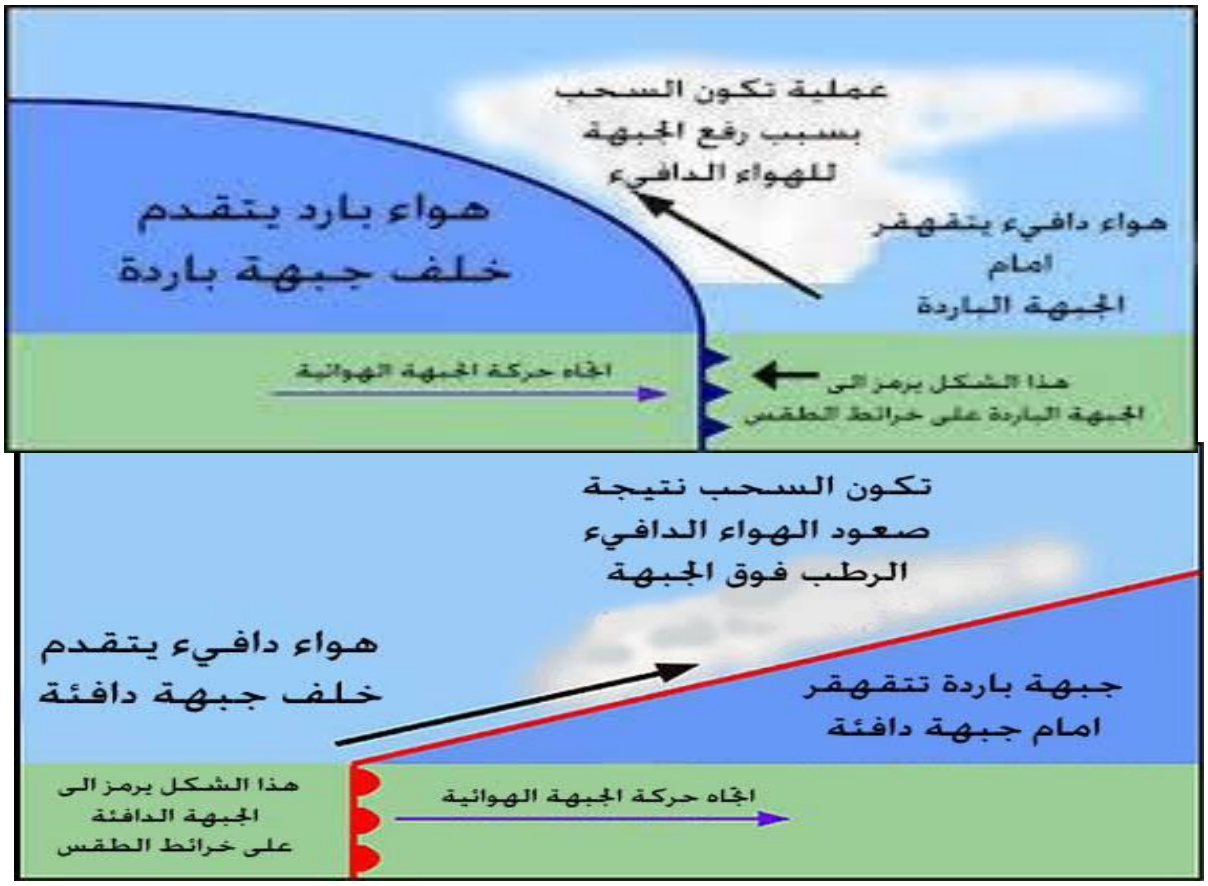
يوجد تباين حاد في درجة الحرارة والرطوبة على الحد الذي يفصل الكتل الهوائية المختلفة. ويدعى هذا الحد boundary الذي عنده تصطدم الكتل الهوائية بالمنطقة الجبهية أو أكثر شيوعاً يعرف بالجبهة front (الشكل رقم 9) ومصطلح الجبهة ابتكره علماء الأرصاد الجوية النرويج، وهم أول من وضع نظرية الجبهة القطبية خلال الحرب العالمية الأولى لأن تقلب الحد مع الانفجارات الدورية للطقس على طوله نبههم إلى خط القتال الأوربي

الطويل مع نشاطه المتقطع. وتُعَرف الجبهة الهوائية (Air Front) على أنَّها " الحد أو النطاق الانتقالي (Transition Zone) الفاصل بين كتل هوائية مختلفة الكثافة".

وتنحدر الجبهة التي تفصل كتلتين هوائيتين نحو الأعلى فوق الهواء الكثيف والبارد، والشكل (6-27) يوضح ذلك من خلال مقطع متصالب عمودي نموذجي لجبهة باردة، ونلاحظ أن الحجم العمودي متضخم بشكل كبير. والانحدار الوسطي للجبهات هو حوالي 1: 150 فقط والمدى من قليل الانحدار 1: 250 إلى شديد الانحدار 1: 50.

وإنَّ عرض الجبهة (منطقة انتقال بين الكتل الهوائية) يكون حوالي 50-100 كم عادة، ولكن مقياس المسافات الذي نعتبره مثل العرض يكون متقارباً إلى حد بعيد بثخانة الخط المنحدر المؤدي إلى خريطة الطقس.

إنّ الحد بين الكتل الهوائية الدافئة والباردة يجب أن يتحدر دائماً نحو الأعلى فوق الهواء البارد، وهذا يكون بسبب أن الهواء البارد أكثف من المادة السائلة. ولنفترض أن مادتين سائلتين مثل الماء والزيت بجانب بعضهما يفصل بينهما حاجز. فإذا نزعنا هذا الحاجز فإن السائل الأثقل وهو الماء سوف ينزلق تحت الزيت. والآن الهواء الدافئ الذي يتحرك مقابل (ضد) انحشار الهواء البارد أو الانحشار الذي يدفع إلى أسفل الهواء الدافئ فسوف يجبر على الانتقال أو الصعود. وبحالة أخرى التبريد الناشئ عن التمدد أو التوسع يمكن أن يؤدي إلى التكاثف condensation والهطول precipition فوق السطح الجبهي.



الشكل رقم(9) الجبهات الهوائية

ويعتمد نموذج الطقس المرافق لمرور جبهة باردة على شدة الجبهة أي سرعتها، ويبدأ استقرار الهواء عالياً وكثيراً ما يوجد على طول الحد الأمامي للجبهة غيوم ركامية ضخمة ووابل من المطر. وأحياناً وبصورة خاصة في الغرب الأوسط خلال الربيع تسبق الجبهة رياح شديدة مصحوبة عادة بمطر أو ثلج، ولكن في حالة أخرى تنتشر الغيوم المزنية الطبقية والأمطار فوق المنطقة حوالي 75–100 كم. وبعد مرور الجبهة تنحرف الرياح بشدة ويبدأ الضغط بالارتفاع، وخلال فترة قصيرة يصحو الطقس خلف الجبهة وتبدأ درجة الحرارة بالانخفاض وتتحسن الرؤية بشكل جيد.

الخلاصة:

إنَّ الرياح هي هواء متحرك وقد تهب ببطء شديد حتى أنه يصعب الشعور بها، وقد تهب بسرعات متفاوتة يمكن أن تزيد على 300 كم/سا، كما في حالة الأعاصير العنيفة والمدمرة.

تحرك الرياح الشديدة أمواج البحار فتجعلها عاتية، وعالية مما يشكل خطراً على السفن، كما أنها تحرك الرمال فتنقلها من مكان لآخر مما قد يصاحبه تأثيرات سلبية على البيئة، كذلك تؤثر الرياح في رطوبة الجو وبرودته حسب الخصائص المناخية للأماكن التي تهب منها وتحمل السحب المحملة بالمطر إلى مسافات بعيدة

تتأثر حركة الرياح وسرعتها بعوامل عدة من أهمها الاختلافات في توزيع الضغط الجوي الناتج عن التسخين – بالإشعاع المنبعث من الشمس– غير المتساوي لسطح الأرض، فتتحرك الرياح من مناطق الضغط المرتفع ذات الهواء البارد إلى مناطق الضغط المنخفض ذات الهواء الساخن نسبياً ذلك لأن الهواء الساخن يتمدد وتقل كثافته فيصعد إلى أعلى فيحل محله الهواء البارد ذو الكثافة العالية. وبسبب دوران الأرض حول نفسها فإن الرياح لا تهب من مناطق الضغط المرتفع إلى مناطق الضغط المنخفض بخطوط مستقيمة بل تنحرف عن اتجاهها الأصلي، ولذلك تميل الرياح التجارية شمال خط الاستواء إلى جهة اليمين عن اتجاهها الأصلي وتتجه نحو الجنوب الغربي، وتميل الرياح التجارية جنوب خط الاستواء إلى جهة اليسار فتتجه نحو الشمال الغربي.

الرياح السائدة في سوريا: هي رياح غربية وهذا يساعد على تلطيف مناخ المناطق الغربية من سوريا. والتي تتأثر بالبحر الأسود فالمناطق الغربية أقل تباين حراري (أي المدى الحراري بين الليل والنهار) يكون أقل من المناطق المجاورة وهذا الأثر يظهر أمام الفتحات التضريسية أيضاً.

تؤثّر الرياح الشرقية على المناخ وتعدّ من الكوارث الطبيعية التي تصيب المنطقة لأنها تؤثّر سلباً على الزراعة.

انتهت المحاضرة

– المرجع: المناخ والأرصاد الزراعية (جامعة البعث) لـ: د. حسن شهاب و د. هيثم أحمد
– بعض المعطيات والصور والمخططات من شبكة الانترنت