

www.arabgeographers.net/vb

حصريا على منتدى الجغرافيون العرب



المرحوم / د أحمد الشيخ

قام برفع الملف للمنتدى

مختار الحسانين

مؤسس المنتدى

العوامل المؤثرة في توزيع الإشعاع الشمسي على سطح الأرض:

حيث أن الإشعاع الشمسي الواصل إلى سطح الأرض يتأثر بعدة عوامل من أهمها ما يلي :

١- طبيعة الغلاف الغازي والمواد العالقة به ، ويتوقف ذلك على عاملين هما :

- أ- سمك طبقة الهواء التي تخترقها الأشعة الشمسية .
- ب- مقدار ما يحتويه الغلاف الجوي من المواد العالقة وخاصة بخار الماء، الذي له القدرة على امتصاص قدرًا أكبر من الأشعة تحت الحمراء عند نفاذ الإشعاع الشمسي خلال الغلاف الجوي في اتجاه الأرض ، وقدرته على عكس جزء مما امتصه من شعاع الشمس في شكل إشعاع ذاتي نحو الأرض ، مما يساعد على رفع درجات حرارة الهواء ، هذا إلى جانب ماله من قدرة على امتصاص ٩٠ ٪ من الأشعة الحرارية التي يشعها سطح الأرض ، ويعنى ذلك أن لبخار الماء في الهواء القدرة على تنظيم نفاذ كل من الإشعاعين الشمسي والأرضي ، وبالتالي يحفظ لسطح الأرض حرارته .

٢- تركيز أشعة الشمس أو الزوايا التي تصل بها أشعة الشمس إلى الأرض . نلاحظ أن شعاعاً يصل إلى سطح الأرض في زاوية مائلة تكون قوته أقل من إشعاع يصل عمودياً على سطح الأرض ، وذلك لأن الإشعاع المائل يخترق مسافة أطول في الغلاف الجوي فيفقد جزءاً أكبر من قوته ، بينما الإشعاع العمودي الذي يخترق مسافة

أقصر يفقد جزءاً أقل ، هذا فضلاً عن أن الأشعاع المائل يتوزع على مسافة أكبر من سطح الأرض فيقل تركيزه في حين أن الاشعاع العمودى يتركز فى مساحة أصغر فتزداد قوته .

٣ - طول المدة التى تسطع فيها الشمس فوق الأفق ، ويتغير ذلك تبعاً للفصول وتبعاً للموقع بالنسبة لدوائر العرض، من هذا نستنتج أن كمية الحرارة التى تكتسبها الأرض أثناء النهار الطويل أكثر مما لو كان النهار قصير ، هذا فضلاً عن أن خطوط العرض الواحدة عادة تكتسب كمية واحدة من الحرارة ، وباختلاف خطوط العرض تختلف درجات الحرارة ، هذا إذا ما تساوت الظروف الأخرى التى تؤثر فى حرارة خط العرض .

التوزيع الجغرافى للاشعاع الشمسى :

يؤثر الغلاف الجوى فى طاقة الاشعاع الشمسى بالنسبة للكورة الأرضية ، فهو يعمل على تقليل هذه الطاقة ، وأن جملة ما تكتسبه الأرض وجوها من هذه الطاقة فى السنة لا بد أن يتعادل مع جملة ما يرتد منها إلى الفضاء ، وأن هذا التعادل هو الذى يجعل للأرض ميزانية حرارية ثابتة من سنة لأخرى ، ولكن ليس معنى هذا التوازن أن تكون كل أجزاء سطح الأرض أو فى كل أيام السنة متعادلة فى مكسبها أو خسارتها للاشعاع الشمسى ، لأن توزيع هذا الاشعاع يختلف من مكان لآخر ، ومن فصل إلى آخر نتيجة لتأثره بعدة عوامل أهمها ما يلى :

١- اختلاف الألبيدو الأرضى من مكان إلى آخر ومن وقت لآخر .

٢- اختلاف البعد بين الأرض والشمس على حسب الفصول خاصة في الصيف عنه في الشتاء .

٣- اختلاف طول الليل والنهار في العروض المختلفة وفي الفصول المختلفة كما سبق ذكره .

٤- اختلاف الزاوية التي تسقط بها أشعة الشمس على سطح الأرض .

ويختلف الأليبدو الأرضي من مكان إلى آخر ومن فصل إلى آخر على حسب كمية السحب ودرجة صفاء الجو وما يغطي الأرض من غطاء نباتي أو ثلوج أو جليد .. الخ كما سيرد ذكره ، أما عن العامل الثاني فإنه يلاحظ أن الأرض تكون أبعد عن الشمس في أول يوليو بنحو ٤,٨ مليون كيلو متر عنها في أول ديسمبر ، بينما يرتبط العاملين الثالث والرابع ، بالموقع بالنسبة لدوائر العرض ارتباطاً مباشراً، ففي فصل الصيف يتزايد طول النهار على حساب طول الليل كلما اتجهنا نحو القطب حتى يصل طوله في يوم الانقلاب الصيفي (٢١ يونيو) إلى ٢٤ ساعة عند الدائرة القطبية وستة أشهر عند القطب ، وتتبدل الصورة في فصل الشتاء .

ومما تقدم نرى أن معدل الاشعاع الشمسي السنوي يبلغ أقصاه عند خط الاستواء ، ويبدأ في التناقص في الاتجاه نحو القطبين ، ويقدر أن مقدار الاشعاع الشمسي الواصل إلى الأرض عند خط الاستواء يبلغ اربعة أمثاله عند القطبين ، تتلقى المنطقة المدارية أكبر كمية من الاشعاع الشمسي الذي يصل إلى الأرض طوال العام ، ولا تظهر بين أجزاءه فروق كبيرة مع اختلاف الفصول ، بينما يصل الاشعاع الشمسي إلى ذروته في فصل الصيف في العروض الممتدة فيما بين المدارين والدائرتين القطبيتين، ويبلغ هذا الاشعاع أدنى حد له في الشتاء في نفس العروض ، أما من الدائرتين

القطبيتين وحتى نقطتي القطب فانه يوجد فائض في الأشعة في فصل الصيف الذي يطول فيه النهار وينقص هذا جدا في فصل الشتاء .

ثانياً : الإشعاع الأرضي : The Earth's Radiation :

قبل أن يصل الإشعاع الشمسي إلى الأرض يكون قد فقد نصيباً كبيراً منه في الغلاف الغازي البعيد وكذلك في الغلاف القريب من سطح الأرض – كما سبق ذكره – بواسطة الامتصاص من ناحية والانعكاس من ناحية أخرى ، فالمعروف أن سطح الأرض يمتص قدراً من أشعة الشمس التي تسقط عليه بينما يرد الباقي إلى الفضاء بتأثير الألبيدو الأرضي ، ويقوم سطح الأرض بتحويل الأشعة الشمسية التي امتصها إلى طاقة حرارية تتطلق إلى الغلاف الجوي في شكل موجات طويلة ، وبالتالي يستمد الغلاف الجوي حرارته من هذه الموجات الطويلة الصادرة من سطح الأرض في الوقت الذي لم يستطع الهواء امتصاص الموجات القصيرة المكونة لأشعة الشمس عند احتراقها له ، ولذلك يمكن القول بأن الهواء يستمد حرارته من الإشعاع الأرضي .

ويختلف الإشعاع الأرضي عن الإشعاع الشمسي في أن أشعته غير مرئية وحرارية وطويلة (يتراوح طول موجاتها ما بين ٣ إلى ٨٠ ميكرون) بينما تتفاوت أطوال موجات الإشعاع الشمسي ما بين ٠,١٧ إلى ٤,٠ ميكرون ، ويتميز كذلك الإشعاع الأرضي عن الإشعاع الشمسي بأنه يستمر طوال الأربع والعشرين ساعة (طول اليوم – ليلاً ونهاراً) في حين أن الإشعاع الشمسي يبدأ مع شروق الشمس وينتهي عند غروبها ، كما يتزايد الإشعاع الأرضي تدريجياً بعد شروق الشمس ويبلغ أقصاه بعد

الظهر (الزوال) بقليل ، ويرجع ذلك لأن الأرض تستمر محافظة على حرارتها فترة من الوقت بعد تعامد الشمس فى وقت الزوال ، بينما يأخذ الاشعاع الشمسى فى الهبوط تدريجياً بعد أن يمر وقت الزوال مباشرة ، وهذا ما يتضح من الشكل رقم (١٠) .

ثالثاً : الاشعاع الجوى : Atmosphere`s Radiation

يقصد بالاشعاع الجوى تلك الموجات الاشعاعية التى تنطلق من الغازات التى يتكون منها الغلاف الغازى وما به من المواد العالقة سواء

كانت ذرات الغبار أو ذرات بخار الماء ، ويجب أن نعرف أن المصدر الأصلي لهذا الاشعاع الجوى هو ما استمدته مكونات الغلاف الغازى من الاشعاع الشمسى (كما سبق القول)، وبعد ذلك تقوم الغازات والمواد العالقة باشعاعه مرة ثانية فى جميع الاتجاهات فى صورة اشعاعات حرارية وضوئية ، ويصل جزء من هذه الاشعاعات إلى سطح الأرض ، خاصة تلك الاشعاعات الحرارية التى تنطلق من بخار الماء وغاز ثانى أكسيد الكربون فى الغلاف الغازى ، ويوضح الجدول التالى النسب المئوية للاشعاعات التى تصل من الجو إلى سطح الأرض .

جدول رقم (٢) النسب المئوية للاشعاعات التى تصل سطح الأرض من الغلاف الجوى

المصدر	نسب الاشعاع الواصل لسطح الأرض من الغلاف الجوى
بخار الماء	من ٥٠ - ٦٥ %
ثانى أكسيد الكربون	٢٠ %
باقى الغازات والشوائب	من ١٥ - ٣٠ %

مما تقد م نلاحظ أنه توجد علاقة واضحة بين كل من الاشعاع الشمسى من ناحية وكل من الاشعاع الارضى والاشعاع الجوى من ناحية أخرى ، ويطلق اسم ألبيدو Albedo على النسبة بين مجموع الطاقة التى يعيدها سطح الأرض وجوها إلى الفضاء وبين الطاقة التى تأتيه من الشمس.

– الألبيدو الأرضي: Earth` s Albedo

يقصد بالألبيدو الأرضي قدرة كل من الأرض والجوى الكلية على رد الأشعة الشمسية إلى الفضاء دون أن يكون لها تأثير على حرارتهما ، حيث أنه من المعروف أن جزءاً كبيراً من الأشعة ينعكس إلى الفضاء بعد سقوطه على السطح العلوي للسحاب ، وكذلك بعد اصطدامها بذررات الغبار وبخار الماء العالقة بالجو ، أو تلك الأشعة التي تصل إلى سطح الأرض نفسه .

ويتكون الألبيدو الأرضي من القدرة الكلية لكل هذه الأجسام على رد الأشعة ، ولكن يتميز كل جسم منها بأن له ألبيدو خاص به ، ويمثل ألبيدو السحب أكبر ألبيدو عاكس للأشعة التي تصل إلى الغلاف الجوى للأرض حيث يعكس وحده ٤٠ ٪ من مجموع الأشعة الشمسية التي تصل إلى جو الأرض، ويأتي ألبيدو المواد العالقة في الغلاف الجوى (الغبار – بخار الماء – ثاني أكسيد الكربون) في المرتبة الثانية، حيث يعكس حوالي ١٥ ٪ من مجموع الأشعة الواصلة إلى جو الأرض ، بينما يقدر ما يعكسه ألبيدو سطح الأرض نفسه حوالي ١٠ ٪ ، أى أنه أقل من ألبيدو السحاب والمواد العالقة بالغلاف الجوى ، ويبلغ مجموع الأشعة التي تعكسها هذه الأنواع الثلاث من الألبيدو حوالي ٦٥ ٪ من مجموع الأشعة التي تصل إلى سطح الأرض .

وبالتالى فإن ما يصل من أشعة إلى سطح الأرض فعلا يمثل حوالي ٣٥ ٪ من مجموع الأشعة الواصلة إلى الغلاف الجوى للأرض بعد أن فقد

من هذه الأشعة ٦٥ ٪ من مجموعها ، ولكن هذه الكمية الواصلة فعلا إلى سطح الأرض والبالغة ٣٥ ٪ من مجموع الاشعاع الشمسى لا تنعكس جميعها إلى الغلاف الجوى بل يتوقف هذا بطبيعة الحال على غطاء سطح الأرض حيث أن كل غطاء من أغطية سطح الأرض لها قدرة مختلفة على عكس الاشعاع الشمسى وهذا ما سوف نتعرف عليه من الجدول التالى :

جدول رقم (٣) قيم الألبيدو لبعض أغطية سطح الأرض

قيمة الألبيدو ٪	غطاء السطح
٧	غابات دائمة الخضرة
١١	حقول خضراء
١٣ - ١٨	أسطح رملية
١٩	مراعى جافة
٥٥	سحب
٨٠ - ٩٠	ثلوج

ومما تقدم نلاحظ أنه توجد عملية كسب حرارى مستمرة من أشعة الشمس ، وأن هناك فى نفس الوقت عملية عكسية وهى عملية فقدان أو خسارة مستمرة للاشعاع الشمسى ناتجة عن انعكاس الحرارة وارتدادها إلى الفضاء بسبب الألبيدو الأرضى وغيره من العوامل ، ويتضح بشكل جلى أن الحرارة المكتسبة لا تتوزع توزيعاً عادلاً على جميع أجزاء سطح الأرض ، بل أن بعض الأقاليم تكسب حرارة أكثر من أقاليم أخرى بحيث يكون بها وفرة حرارية ، وينطبق هذا على الأقاليم المدارية التى يظهر فيها الوافر الحرارى كبير جداً ، بينما يكون المكسب صغير وفى بعضها الآخر

بدرجة تؤدي إلى حدوث عجز حرارى مستمر ، يظهر ذلك بوضوح فى الأقاليم القطبية ، بينما يختلف الوضع فى العروض المعتدلة التى يحدث تفاوت فى المكسب والخسارة بين الصيف والشتاء ، وفى هذه العروض عادة ما يحدث وفر حرارى فى فصل الصيف بينما يحدث هناك عجز حرارى فى فصل الشتاء .

وعلى الرغم من الاختلافات فى المكسب والخسارة بين الأقاليم بعضها البعض ، إلا أنه توجد ميزانية حرارية للأرض Earth's Heat Budget يجب أن يتعادل فيها تقريباً مجموع المكسب مع مجموع الخسارة من حرارة أشعة الشمس ، ويحدث التعادل نتيجة لوجود عديد من العناصر الجوية التى تؤدي إلى حدوث تبادل حرارى بين الأقاليم بعضها والبعض الآخر مثل حركة الرياح السطحية والعلية ، والتى تتوقف أساساً على اختلاف الضغط الجوى على سطح الأرض ، هذا إلى جانب بعض العوامل الأخرى مثل التيارات البحرية الدفيئة والباردة وغيرها.

ونتيجة لهذا التبادل فان التوازن الحرارى فى جو الأرض على مر السنين ، انما يرجع إلى أن الطاقة التى تكتسبها الأرض وجوها من الاشعاع الشمسى المباشر تردها بنفس القيمة إلى الفضاء فى صورة اشعاعات أثرية حرارية ، وعلى هذا الاساسى يمكن تفسير حدوث العصور الجليدية على سطح الأرض بأنه كان نتيجة لاختلال أصاب هذا التوازن الحرارى لسبب ما أدى إلى نقص نسبة ما يرد من الاشعاع إلى سطح الأرض أو زيادة ما يتبدد من اشعاع الأرض وجوها إلى الفضاء ، إذ أن أيهما أو كليهما مما يؤدي إلى اختلال التوازن للميزانية الحرارية

للأرض ، وبالتالي حدوث خسارة في درجة حرارة الهواء ، واحتمال حدوث الأدوار الباردة والتي تؤدي إلى سيادة الجليد على سطح الأرض .

ومن هنا نستطيع القول أن الميزانية الحرارية للأرض ظلت ثابتة تقريباً من سنة إلى أخرى باستثناء فترات الجليد ، وبهذه الكيفية وحدها ظلت حرارة جو الأرض ملائمة للحياة ، فلو فرض وكان مكسبها الحرارى أكثر دائماً من خسارتها لتزايدت بمرور الزمن حرارة سطحها وجوها بدرجة قد تؤدي إلى عدم امكان ظهور الحياة ، ولو فرض من ناحية أخرى وحدث العكس لتناقصت الحرارة بمرور الزمن ووصلت البرودة إلى حد لا يسمح بقيام الحياة .

الفصل الثالث

لجهاز الرصد الجوي لعناصر المناخ المختلفة

الفصل الثالث

أجهزة الرصد الجوى لعناصر المناخ المختلفة

أولاً: قياس درجة الحرارة :

تعتبر الحرارة هي قوة الطاقة الموجودة في أى جسم ، وبزيادة تلك الطاقة ترتفع حرارة الجسم المعرض لها ، ويعتبر عنصر الحرارة من أهم عناصر المناخ والتي تتحكم في توزيع الحياة على سطح الأرض عند توافر المياه ، كما أنه ذلك العنصر الذى ترتبط به باقى عناصر المناخ وذلك اما بطريقة مباشرة أو غير مباشرة ، فنتيجة لاختلاف درجة الحرارة على سطح الأرض من مكان لآخر ومن وقت لآخر أو من فصل لآخر ، فان هذا الاختلاف ينعكس في توزيع الضغط الجوى ، والذى يتحكم بدوره في توزيع الرياح ونظام هبوطها ، وما يرتبط بها من حركة السحاب وسقوط الأمطار أو الثلوج ، كما أن الحرارة هي التى تسبب انطلاق بعض ذرات الماء من المسطحات المائية أو من سطح التربة وأوراق النباتات فيما يعرف ببخار الماء ، والذى يتكاثف ليكون السحاب الذى يسبب التساقط أو ينتج عنه بعض أنواع التكاثف الأخرى مثل الندى والصقيع والضباب وغيرها ، وذلك عند انخفاض درجة حرارة الهواء الحامل لبخار الماء .

وبذلك نجد أن درجة الحرارة من أهم عناصر المناخ الذى يجب أن يهتم الباحثين بدراستها ليس في دراسة علم المناخ فقط ، ولكن في كثير من العلوم الأخرى المتصلة بها ، ويلزم الباحث لقياس درجة الحرارة استخدام عدة أجهزة من أهمها :

١ - الترمومتر Thermometer :

وهو جهاز بسيط يتكون من أنبوبة زجاجية ، أحد طرفيها كروى الشكل، تملأ هذه الأنبوبة بسائل ، ويستخدم لذلك الزئبق الذى يخزن فى خزان فى الطرف الكروى ومع ارتفاع درجة الحرارة يتمدد الزئبق فى داخل الأنبوبة ، ومع انخفاض درجة الحرارة ينكمش الزئبق مرة ثانية ، وقد تم تحديد ارتفاع الزئبق فى الأنبوبة على أساس أنه تم تحديد مكان درجة حرارة تجمد الماء واعتبرت هذه النقطة بالأنبوبة تمثل درجة الصفر المئوى ، كما تم تحديد ارتفاع الزئبق فى الأنبوبة عند درجة غليان الماء ، وبذلك أخذت هذه النقطة للدلالة على درجة الغليان ١٠٠ درجة مئوية ، ثم قسمت المسافة بين النقطتين إلى مائة قسم وتنقسم الترمومترات المستخدمة فى قياس درجة الحرارة إلى :

أ - الترمومتر المئوى Celsius scale :

وهو ذلك الترمومتر الذى اخترعه العالم السويدى أندرسلسيوس Anders Celsius فى عام ١٧٤٢ م ، وهو ذلك الترمومتر الذى يتدرج بين درجة الصفر المئوى الممثلة لدرجة تجمد الماء ودرجة ١٠٠ درجة مئوية أو درجة غليان الماء السابق ذكرها ، وقسمت المسافة بين الدرجتين إلى ١٠٠ قسم ، ويستخدم هذا الترمومتر فى قياس درجة الحرارة فى كل دول أوروبا عدا إنجلترا كما يستخدم فى القياس فى محطات الأرصاد المصرية (الشكل رقم ١١)

ب - الترمومتر الفهرنهيتى **Fahrenheit scale** :

وكان هذا الترمومتر أسبق فى استخدامه من الترمومتر المئوى ،
حيث اخترعه عالم الطبيعة الألمانى دانيل فهرنهيت Daniel Fahrenheit
فى عام ١٧١٠ م ، وقد حدد هذا العالم درجة التجمد فى هذا الترمومتر

بدرجة ٣٢ ° مئوية بينما كانت درجة الغليان عند ٢١٢ ° مئوية ، ويستخدم هذا الجهاز في إنجلترا ودول الكومنولث التي تتكلم اللغة الانجليزية تقريباً .

وتمثل الدرجة الفهرنهايتية $\frac{5}{9}$ من الدرجة المئوية ، وعليه فان الدرجة المئوية تساوى $\frac{9}{5}$ درجة فهرنهايت، وإذا كانت درجة الحرارة تم قياسها بأى الدرجتين وأردنا أن نحولها إلى الدرجة إلى الدرجة الأخرى كان ذلك من السهل عمله كما يلي فى المثال التالى :

مثال :

إذا كانت درجة الحرارة ١٥ ° مئوية وأردنا أن نحولها إلى درجات فهرنهايت ، فعلينا اتباع الخطوات التالية :

$$١٥ \text{ م}^\circ \times \frac{9}{5} = ٢٧ + ٣٢ = ٥٩ \text{ ف}^\circ$$

أما إذا كانت درجة الحرارة ٥٩ ° فهرنهايت ، وأردنا أن نحولها إلى درجات مئوية ، علينا اتباع الخطوات التالية :

$$٥٩ \text{ ف}^\circ - ٣٢ = \frac{5}{9} \times ٢٧ = ١٥ \text{ م}^\circ$$

إلى جانب هذين الترمومترين يوجد جهاز قياس آخر يستخدم فى قياس درجة الحرارة المطلقة Absolute Temperature فى طبقات الغلاف الجوى العليا ، ويعرف هذا المقياس بمقياس كلفن Kelvin Scale ، وقد حددت درجة التجمد فى هذا المقياس بـ ٢٧٣ ° كلفية ، بينما درجة الغليان تبلغ ٣٧٣ ° وبالتالي كان المقياس مقسم إلى ١٠٠ درجة أيضاً وعليه فان درجة الحرارة الكلفية = درجة الحرارة المئوية + ٢٧٣ ° ،

وعلى ذلك لا يختلف هذا المقياس عن الترمومتر المئوى إلا فى نقطة البداية ٢٧٣ ° ، ويتضح من الجدول التالى الفرق بين الترمومترات الثلاث .

جدول رقم (٤) أجهزة قيسا درجات الحرارة والفروق بينهما

وجه المقارنة	الفهرنهايتى	المئوى	الكلفنى
درجة الغليان	٢١٢	١٠٠	٣٧٣
درجة التجمد	٣٢	صفر	٢٧٣
الفرق	١٨٠	١٠٠	١٠٠

ج - ترمومتر النهاية العظمى: Maximum Thermometer

يتميز بوجود جزء ضيق فى الأنبوبة مجاور للفقاعة مباشرة ، يسمح هذا الجزء الضيق بمرور الزئبق من الفقاعة إلى الأنبوبة ، ولكنه لا يسمح له بالعودة من الأنبوبة إلى الفقاعة مرة أخرى ، معنى ذلك أنه مع ارتفاع درجة الحرارة ينطلق الزئبق من الفقاعة إلى الأنبوبة ليصل إلى أقصى مدى تمدد له مع أعلى درجة حرارة ، ولكنه لا يستطيع العودة إلى الفقاعة إذا انخفضت درجة الحرارة ، ويجب أن يوضع الترمومتر فى كشك الرصد بحيث تكون الفقاعة فى وضع أعلى عن الأنبوبة قليلاً ، ولإعادة الزئبق للفقاعة يطرق طرفاً خفيفاً.

د - ترمومتر النهاية الصغرى : Minimum Thermometer

يستخدم فى الأنبوبة خارج الفقاعة فى هذا الترمومتر قضيب زجاجى صغير وسائل غير الزئبق وذلك لعدة أسباب أهمها :

١- أن الزئبق يتجمد عند درجة حرارة -٣,٣٩ ° درجة مئوية .

٢- أن الزئبق متماسك وليس شفافاً فلا يمكن رؤية ما بداخله .

٣- الزئبق لا يسمح لقضيب الزجاج بالثبات بل سوف يحركه مع تمدده أو انكماشه.

وقد استخدم الكحول بدلاً من الزئبق للأسباب السابقة ، والذي عندما تنخفض درجة الحرارة ينكمش ويدخل إلى الفقاعة ويسحب معه القضيب الزجاجي نحو الفقاعة ، فإذا ما تمدد الكحول مرة ثانية مع ارتفاع الحرارة يثبت القضيب الزجاجي مكانه عند النقطة التي تسجل أخفض درجة حرارة في أثناء فترة الرصد ، ومما يساعد على ذلك أن الترمومتر توضع فقاعته في وضع أخفض عن الأنبوبة قليلاً . الشكل رقم (١٢)

٣ - الترموجراف Thermograph :

هو جهاز يسجل درجة الحرارة لمدة زمنية متصلة تبلغ أسبوعاً، وأشهر أنواعه استخداماً ذلك الترموجراف الذي يتكون من اسطوانة تملأ بسائل عادة ما يكون الزئبق مثبتة خارج الجهاز حتى يتأثر السائل بدرجة حرارة الجو، فإذا ارتفعت درجة الحرارة تمدد السائل في الاسطوانة فيتحرك المؤشر المتصل بها ليرسم خطوطاً على ورقة المربعات على الاسطوانة الدوارة ويحدث نفس الشيء عند انخفاض درجة الحرارة وانكماش السائل، وتقسم ورقة المربعات المثبتة على الاسطوانة الدوارة إلى أقسام رأسية تمثل درجة الحرارة وأفقية لتمثل أيام وساعات الأسبوع، ومع دوران الاسطوانة يرسم على الورقة خطوط تحدد درجات الحرارة في كل ساعة ويوم خلال الأسبوع ، ويمكن مقارنة هذه الدرجات المسجلة في فترة الرصد بما تم قياسه بالترموترات العادية . الشكل رقم (١٣)

كما أنه يوجد ترموجراف آخر حديث يقيس درجات الحرارة لأكثر من عنصر في وقت واحد لمدة تصل إلى سبعة أيام (أسبوع) حيث يتكون الترموجراف المزدوج من اسطوانة متصلة بذراعين، وكل ذراع ينتهى بريشة بحيث يسجل احدهما درجة حرارة الهواء والآخر درجة حرارة الماء أو التربة أو غيرهما .

التغير الرأسى فى درجة الحرارة :

تتخفص درجة الحرارة بالارتفاع، ويختلف معدل هذا الانخفاض تبعاً للحالة الجوية السائدة وتبعاً للارتفاع ويرجع ذلك للأسباب الثلاثة الرئيسية التالية :

- ١- البعد عن المصدر الرئيسى المباشر للحرارة وهو سطح الأرض والتي تمد الهواء بالحرارة .
- ٢- قلة المواد العالقة بالهواء (الغبار وبخار الماء) فكلما بعدنا عن سطح الأرض على اعتبار أنه هو المصدر الرئيسى لهذه المواد ، ويتوقف عليه قلة الاشعاع الذاتى للهواء بالارتفاع .
- ٣- تخلل الهواء كلما ارتفعنا إلى أعلى وقلة الضغط به وبالتالي تتخفص حرارته ، فالهواء كأي مادة إذا ما تعرض للضغط قلت المسافة البينية بين ذراته وجزيئاته، وبذلك زاد تصادم هذه الذرات فى غازات الهواء، وبالتالي تتولد طاقة داخلية ينشأ عنها ارتفاع حرارة العنصر أو مجموعة العناصر ، بينما يحدث العكس عند انخفاض الضغط الواقع على الهواء حيث تتباعد جسيماته ويقل

التصادم بينها، وبالتالي تقل طاقتها الداخلية وتنخفض درجة الحرارة بها .

ومما تقدم نلاحظ أن الانخفاض في درجة الحرارة بالارتفاع إنما يدل على أن سطح الأرض هو المصدر الأساسي للحرارة التي تسخن الهواء، ولو أن مصدر التسخين هو أشعة الشمس، والتي تقوم بتسخين الهواء في طبقات الجو العليا بطريق مباشر أثناء مرورها في رحلتها نحو سطح الأرض، إلا أن الهواء في طبقات الجو العليا ذو قدرة محددة على امتصاص أشعة الشمس، بينما على العكس من ذلك في طبقات الجو السفلى حيث تكثر العوالق (الغبار وبخار الماء) والتي تستطيع أن تمتص كمية أكبر من أشعة الشمس كما سبق ذكره .

يعرف معدل انخفاض الحرارة في الغلاف الجوى بالارتفاع باسم معدل التبريد الذاتى Adibtic Rate ويختلف هذا المعدل فى الهواء الجاف عنه فى الهواء المشبع ببخار الماء على النحو التالى :

الهواء الجاف —————> تتخفض به درجة الحرارة ١ ° مئوية / ١٠٠ متر ارتفاع.

الهواء الرطب —————> تتخفض به درجة الحرارة ٠.٦ ° مئوية / ١٠٠ متر ارتفاع.

ومن ثم فان معامل التبريد الذاتى للهواء الجاف أسرع من معدل التبريد الذاتى للهواء الرطب ، ويرجع انخفاض معدل درجة الحرارة بالارتفاع فى الهواء الرطب عن الجاف، إلى أنه كلما ارتفعا إلى أعلى تؤدي برودة الهواء المشبع ببخار الماء إلى تكاثف هذا البخار ، وبالتالي

انطلاق الحرارة الكامنة بين ذراته إلى الهواء مما يؤدي إلى إضافة درجات حرارة إليه من بخار الماء فتظل درجة حرارة الهواء المشبع ببخار الماء أعلى منها في الهواء الجاف .

ـ الانقلاب الحرارى :

قد يحدث فى بعض الأحيان ولظروف خاصة انقلاب حرارى فى الجو ، أى أن تزيد درجة الحرارة بالارتفاع ، وقد تحدث هذه الظاهرة بالقرب من سطح الأرض أو قد تحدث فى طبقات الجو العليا ، ولكن فى الغالب لا تحدث هذه الظاهرة حتى مستوى ارتفاع معين لا يتعدى فى معظم الحالات واحد كيلو متر فوق سطح الأرض ، ثم تعود درجة الحرارة بعد هذا المستوى فى الانخفاض مرة ثانية مع الارتفاع ، وغالبا ما تحدث ظاهرة الانقلاب الحرارة فوق الأحواض المغلقة المحاطة بالمرتفعات فى أثناء الليل ، ومن الأسباب التى تنتج عنها هذه الظاهرة ما يلى :

- ١- البرودة الشديدة التى تصيب سطح الأرض أثناء الليل ، ويرجع ذلك إلى زيادة معدلات الاشعاع الأرضى أكثر من الاشعاع الذاتى للجو .
- ٢- انسياب تيارات سطحية من الهواء البارد إلى المنطقة كما يحدث فى الأودية ليلاً عندما تنزل كميات من الهواء البارد من أعلى المرتفعات إلى بطون هذه الأودية فيما يعرف باسم نسيم الجبل .
- ٣- عندما يكون سطح الأرض فى المنطقة مكسواً بالجليد .
- ٤- تحدث هذه الظاهرة أيضاً فى الهواء الذى يعلو سطح التيارات البحرية الباردة .

هذه العوامل مجتمعة تساعد على برودة الطبقات السفلى من الهواء وانخفاض درجة حرارتها عن حرارة الطبقات التي تعلوها ، ومن أجل ذلك يحدث انقلاب حرارى بحيث تزيد درجة الحرارة كلما بعدنا عن سطح الأرض ، ولكن يحدث هذا غالباً عند مستوى محدد ، ينتهى عنده تأثير تلك الظروف وتعود الحرارة فى طبقات الجو للانخفاض كلما ارتفعنا لأعلى .

ـ التغيير الأفقى فى درجة حرارة الجو :

يقصد بالتغيير الأفقى فى حرارة الهواء اختلاف حرارته من منطقة إلى أخرى أو من مكان لآخر على سطح الأرض، ويعتبر التغيير الأفقى فى حرارة الجو أقل انتظاماً من التغيير الرأسى، وذلك لتعدد العوامل التى تؤثر فى توزيع الحرارة على أجزاء سطح الأرض المختلفة ومن هذه العوامل ما يلى :

١ - موقع المكان بالنسبة لخط العرض :

بناءً على هذا الموقع يتحدد الزاوية التى تسقط بها أشعة الشمس على سطح الأرض ،وبذلك يتم تحديد طول الليل والنهار فى الفصول المختلفة، فعند خط الاستواء تسقط الأشعة عمودية على سطح الأرض فى معظم أيام السنة، ولكن كلما اقتربنا من الدائرتين القطبيتين على كلا نصفي الكرة شمالها وجنوبها فإن هذه الأشعة تسقط مائلة جداً خصوصاً فى نصف السنة الشتوى ، بينما يقل معدل ميلها فى نصف السنة الصيفى .

٢ - الاختلاف بين الجابس والماء فى اكتساب وفقدان الأشعة :

يرجع السبب في هذا الاختلاف ما بين اليابس والماء ما يسببه من اختلاف أثر كل منهما على تباين حرارة الهواء للأسباب الآتية :

أ- يعود السبب الأساسي لهذا الاختلاف إلى ما تتميز به المياه من الطبيعة السائلة، مما يجعل حركات الماء سواء كانت الأمواج أو التيارات البحرية أو المد والجزر تعمل على إعادة توزيع الحرارة على سطوح أكبر من الماء وعدم حفظها في جزء محدد كما هو الحال في اليابس .

ب- بسبب شفافية الماء فان أشعة الشمس تستطيع أن تنفذ خلاله بسرعة ، ويؤدي ذلك إلى توزيع أشعة الشمس في طبقة سميكة من الماء بينما تتركز أشعة الشمس فوق طبقة سطحية رقيقة من اليابس .

ج - الاختلاف الواضح في الحرارة النوعية (*) لكل من اليابس والماء ، فالحرارة النوعية من اليابس تعادل ٠,٦ درجة مئوية بينما تعادل في الماء ١ ° مئوية ويعنى ذلك أن الماء يحتاج إلى كمية من الطاقة أكبر من اليابس ، ومن ثم فإن اليابس يمتص الحرارة بمعدل أسرع مما يمتصها الماء، ولذلك فان اليابس ترتفع درجة حرارته أسرع في النهار وتتنخفض في الليل، على العكس من الماء الذي يكتسب حرارته ببطء ويفقدها ببطء أيضاً.

* الحرارة النوعية : هي مقدار الطاقة اللازمة لتسخين جرام واحد من المادة بقدر درجة واحدة مئوية

د - إن صافى الاشعاع الشمسى الذى يصل إلى اليابس ويعمل على رفع حرارته يكون أكبر من الصافى الذى يصل إلى سطح الماء ويعمل على رفع حرارته، وذلك لأن سطح الماء يعكس كمية أكبر من الاشعاع لأنه سطح لامع يعكس سطح اليابس المعتم إلى جانب ما يُفقد على سطح الماء فى تبخير نسبة من الماء أكثر من اليابس ، هذا إلى جانب ما يفقد من اشعاع فوق الماء أكبر من فوق اليابس بزيادة نسبة بخار الماء فوق سطح الماء .

-توزيع الحرارة والمناطق الحرارية :

من أهم الصفات العامة للتوزيع السنوى لخطوط الحرارة المتساوية فى العالم هى أنها تتجه بصورة عامة من الغرب إلى الشرق مع خطوط العرض، ومن ثم فإن العامل الأساسى الذى يؤثر فى توزيع درجة الحرارة فوق سطح الأرض هو خطوط العرض مع بعض الفروق وتتميز خطوط الحرارة المتساوية بالصفات الآتية :

- ١- تظهر خطوط الحرارة المتساوية السنوية أكثر استقامة وأقل تعرجاً فى نصف الكرة الجنوبى عنها فى نصف الكرة الشمالى، و يرجع هذا إلى أن مظاهر السطح فى النصف الجنوبى أكثر فى تجانسها عنها فى نصف الكرة الشمالى ، ويرجع ذلك إلى قلة المساحات اليابسة بينما تزيد المساحات المائية فى نصف الكرة الجنوبى .
- ٢- تقل درجة الحرارة بصفة عامة كلما بعدنا عن خط الاستواء نحو القطبين، كما نلاحظ أن خطوط الحرارة المتساوية تتعرج فوق

القارات والمحيطات، ولكن تعرجها يزيد بصفة عامة كلما بعدنا عن خط الاستواء واتجهنا نحو القطبين نظراً للاختلاف في توزيع الحرارة بين اليابس والماء في هذا الاتجاه .

٣- تتعرج خطوط الحرارة المتساوية بصورة أوضح في نصف الكرة الشمالي حيث توجد نسبة كبيرة من اليابس عنها عن مثيلاتها في نصف الكرة الجنوبي حيث تكون السيادة للماء .

٤- يقل تعرج خطوط الحرارة المتساوية والتي توجد في العروض العليا في نصف الكرة الجنوبي حتى لا تكاد تتفق مع دوائر العرض ، ويرجع ذلك إلى قلة اليابس أو انعدامه، وبالتالي فان هذه الخطوط تمتد فوق سطح متجانس من مياه المحيط .

سجلت أعلى درجة حرارة في عين صالح في الجزائر ٥٦ ° مئوية وفي العزيزية في ليبيا ٥٨ ° مئوية، وقد ذكر رومني Rumny أن درجة حرارة الصحراء الكبرى بين الساعة الواحدة والثالثة بعد الظهر تصل إلى ٨٥ ° مئوية ولكن أقل درجة حرارة سجلت في محطة أويمكين Oimekon في شرق سيبيريا (٧٦- ٥ مئوية) .

يزيد التغير في درجات الحرارة مع الخطوط العرضية الأكثر وضوحاً في يناير عنه في يوليو وخاصة في النصف الشمالي بحيث تتقارب خطوط الحرارة المتساوية من بعضها البعض في ذلك الفصل ، وقد أثبتت الدراسات المناخية الحديثة أن المناخ لا يتمشى في كثير من الأحيان مع خطوط العرض .

ثانياً : الضغط الجوي والرياح : Atmospheric pressure and wind

أولاً: الضغط الجوي :

الضغط الجوي عبارة عن القوة الناتجة عن ضغط الهواء أو ثقله (أى وزن عمود الهواء)، ويتغير هذا الثقل من وقت لآخر وذلك لارتباطه بالحرارة ارتباطاً وثيقاً ، ولكن الانسان لا يشعر بهذا التغير كثيراً كما يشعر بتغيرات عناصر المناخ الأخرى ، أى أنه أيضاً وزن عمود الهواء فوق وحدة مساحية محددة وهى فى العادة السنتيمتر المربع .

- أجهزة قياس الضغط الجوي :

تستخدم لذلك ثلاثة أنواع من الأجهزة لقياس الضغط الجوي هى :

- ١- البارومتر الزئبقي .
- ٢- البارومتر المعدنى .
- ٣- الباروجراف .

أولاً: البارومترات الزئبقية : The Mercurial Barometers

ويوجد عدد من هذه البارومترات من أقدمها وأدقها استخداماً بارومتر تورشيلى .

١- بارومتر تورشيلى :

اخترعه تورشيلى عام ١٦٤٣ م وهو عبارة عن أنبوبة زجاجية طولها حوالى ثلاثة أقدام تملأ بالزئبق ، يتم قلب هذه الأنبوبة ووضع فتحتها فى اناء مملوء بالزئبق ، وبذلك يتدفق الزئبق من الأنبوبة فى الاناء، ويصبح ارتفاع الزئبق فى الأنبوبة معبراً عن قوة الضغط الواقع على سطح الزئبق فى الاناء ، فاذا زاد الضغط ارتفع الزئبق فى الأنبوبة

والعكس إذا قل الضغط انخفض الزيتق فى الأنبوبة (الشكل رقم ١٤) ويعتبر هذا الجهاز البسيط الأساس الذى صممت على أساسه الأجهزة الحديثة أى أنها تحسينات له .

٢- البارومتر ذو الخزان الثابت (بارومتر كيو) :

ويتكون الجهاز من أنبوبة من الزجاج وخزان محفوظين فى غلاف معدنى لحمايتهم ، ويمنع الزيتق من الانسكاب خارج الخزان بواسطة وردة جلدية ، يركب على الغلاف النحاسى ترمومتر مثبت ، وتدرج لقياس

الشكل رقم (١٤)

الضغط " ورنية " مع المسمار العلوى ، حلقات الاتزان وذراع لتثبيت الجهاز الذى يتدلى منه الشكل رقم (١٥) .

٣- بارومتر فورتن :

وهو عبارة عن خزان متحرك مكون من كيس من الجلد ويمكن ضغط الخزان من الخارج برفعه أو خفضه بواسطة مسمار محوري ، وصفر تدرج الجهاز مرتبط بسهم معدني متجه إلى أسفل ، وبما أن الضغط الجوي يختلف من وقت لآخر ، فيجب رفع أو خفض الزئبق الموجود في الخزان بواسطة المسمار المحوري حتى يلامس السهم المعدني سطح الزئبق ثم نأخذ قراءة الضغط (الشكل رقم ١٦).

الشكل رقم (١٥)

الشكل رقم (١٦) بارومتر فورتن

ثانياً : البارومتر المعدنى :

ويعرف أيضاً ببارومتر أنرويد المفرع Aneroid وهو من الأجهزة الشائعة الاستخدام لقياس الضغط ، ويتكون من صندوق معدنى قابل للتمدد والانكماش ومفرغاً كلياً أو جزئياً من الهواء ومحكم الاغلاق ، ولذلك يتأثر هذا الصندوق بتغيرات الضغط ، وقاعدة هذا الصندوق مصنوعة من معدن رقيق متموج على هيئة دوائر حتى يكون التغير الذى يسجله الضغط سهلاً وخفيفاً ويزيد من حساسيته (الشكل رقم ١٧).

وعند تغير الضغط الجوى يحدث تعديل فى وضع العلبة المعدنية والتي تتصل بذراع ، والذي يتصل بعده روافع لتكبير الحركة المتسببة من الضغط الجوى، وتنتهى الروافع بمؤشر يتحرك على مقياس مدرج بقيمة الضغط الجوى، وبداخل العلبة المعدنية زمبرك يعيد جدران العلبة الخارجية إلى وضعها فى حالة رجوع الضغط، كما أنه يمنع التصاق هذه الجدران مع بعضها ، لذا يجب مراعاة تزييت الزمبرك والجهاز حتى يكون حر الحركة ، هو سهل الاستعمال لكنه غير دقيق مثل البارومتر الزئبقى .

ثالثاً: الباروجراف: Barograph

ويستخدم الجهاز نفس فكرة جهاز البارومتر المعدنى ، وهو يشبه جهاز الترموجراف المستخدم فى قياس درجة الحرارة ، ويتركب من علبة معدنية على شكل رقائى تتصل بعدة روافع تساعد على تكبير الحركة ، ثم ذراع فى نهايته ريشة بها حبر تسجل الضغط على ورقة رسم بيانى ملفوفة على الاسطوانة الدوارة ، ولأن علبة الرقائى مفرغة من الهواء فانها تتأثر سريعاً بتغيرات الضغط الجوى ، وتوضع هذه الأجهزة المكونة للجهاز داخل صندوق مصنوع من الخشب وجوانبه من الزجاج، ويتحرك المؤشر على ورقة الرسم البيانى المقسمة إلى وحدات الضغط الجوى وإلى سبعة أجزاء يمثل كل منها يوماً من ايام الأسبوع، فاذا زاد الضغط أى ارتفع الضغط ارتفع الخط الذى ترسمه الريشة على ورقة الرسم البيانى والعكس عند انخفاض الضغط ، ومن خلال ارتفاع وانخفاض الخط يعرف مقدار الضغط لمدة أسبوع الشكل رقم (١٨).

الشكل رقم (١٨)

– وحدات قياس الضغط الجوي :

يعبر عن الضغط الجوى بوحدات هى المليمتر أو البوصة أو المليبار ، ولأن الضغط هو عبارة عن وزن عمود الهواء فوق مساحة قدرها بوصة مربعة من سطح الأرض حتى قمة الغلاف الجوى الذى يبلغ حوالى ١٤,٧ رطلاً ، ويساوى الوزن ارتفاع الزئبق داخل بارومتر تورشيلى والبالغ حوالى ٢٩,٩ بوصة أو ٧٦٠ مليمترًا إذا كان الضغط متوسط أى أن هذه القيمة تمثل متوسط الضغط الجوى ، وبالتالي إذا زاد ارتفاع الزئبق فى البارومتر دل ذلك على ارتفاع الضغط الجوى والعكس ، كما تستخدم لقياس الضغط الجوى أيضاً وحدات يشار إليها بالمليبار والبوصة تعادل ٣٤ مليبار تقريباً، وإذا كان متوسط الضغط الجوى عند سطح البحر يعادل ٢٩,٩٢ بوصة أو ٧٦٠ مليمتر فإنه يعادل حوالى ١٠١٣,٢ مليبار .

– العوامل التى تؤثر فى الضغط الجوى :

١- درجة الحرارة:

يتناسب الضغط الجوى تناسباً عكسياً مع درجة الحرارة فكلما ارتفعت درجة الحرارة زاد تمدد الهواء مما يزيد تخلله ، وبالتالي تقل كثافته ويقل وزنه وعليه يصبح ضغطاً منخفضاً والعكس، وبذلك يرتبط الضغط ارتباطاً وثيقاً بالحرارة لأنها هى السبب فى اختلاف نطاقات الضغط على سطح الأرض .

٢- كمية بخار الماء فى الهواء :

توجد كذلك علاقة عكسية بين كمية بخار الماء بالهواء وبين الضغط الجوى ، حيث أن بخار الماء أخف وزناً من الهواء فى طبقات الجو السفلى، فإذا زادت كمية بخار الماء فى الهواء ينخفض الضغط الجوى والعكس .

٣ - الارتفاع عن سطح البحر :

بما أن الضغط هو وزن عمود الهواء من سطح البحر حتى نهاية الغلاف الجوى ، ولأن الجزء السفلى من الغلاف الجوى هو أثقل أجزائه ، فإنه مع الارتفاع عن سطح الأرض يقل وزن عمود الهواء وبالتالي ينخفض الضغط الجوى.

ولتلافى بعض أخطاء أجهزة قياس الضغط الجوى يجب إتباع بعض الاحتياطات الواجب توافرها فى أجهزة قياس الضغط الجوى :

- ١- يوضع بعيداً عن أشعة الشمس المباشرة .
- ٢- يوضع بعيداً عن التيارات الهوائية وبعيداً عن الاهتزازات لذلك يجب وضعه فى وسط السفينة .
- ٣- يوضع الجهاز بعد حمله فى صندوق خاص به .
- ٤- تنظيف وتزييت جهاز البارومتر المعدنى والباروجراف من وقت لآخر .
- ٥- وضع الجهاز فى مكان تستقر فيه الحرارة .

ورغم هذه الاحتياطات إلا أنه تحدث بعض الأخطاء والتي يجب أن يتم تصحيحها عند قراءة البارومتر وذلك من خلال مجموعة من الجداول وتتمثل هذه الأخطاء فيما يلي :

أولاً : خطأ الجهاز :

ويمثل ذلك خطأ فنى ذو قيمة ثابتة نتيجة عملية التصنيع ، ويتم التعرف على هذا الخطأ بمقارنته بجهاز بارومتر معيارى (بارومتر تورشيللى) ويوضع لذلك جدول يتم الرجوع اليه عند أخذ القراءات .

ثانياً : درجة الحرارة :

يصاحب كل تغير فى درجة حرارة الهواء تغير فى كثافته نتيجة تمدده وانكماشه ، وكما سبق القول فان ذلك يؤدي إلى ارتفاع وانخفاض الزئبق فى البارومتر مع ثبات الضغط الجوى ، ومن أجل توحيد قيم الضغط الجوى فقد أخذت درجة الصفر المئوى (٣٢ ° ف) لكل البارومترات الزئبقية ، وعند هذه الدرجة تصبح كثافة الزئبق ١٣,٦ جم/سم^٣ ، ويستخدم جدول خاص بقيمة الضغط الجوى درجة الحرارة حتى نحصل على قيمة التصحيح بالمليبار (الجدول رقم ٦) ، وتضاف القيمة إلى قيمة الضغط الجوى إذا كانت درجة الحرارة أقل من صفر درجة مئوية ، بينما تطرح هذه القيمة من قيمة الضغط الجوى إذا كانت درجة الحرارة أعلى من الصفر المئوى كما هو بالجدول التالى :

جدول رقم (٥) فرق تصحيح أعشار الدرجة المئوية

أعشار الدرجة المئوية								فرق فى التصحيح
٩	٨	٧	٦	٥	٤	٣	٢	١

٠,١٤	٠,١٢	٠,١١	٠,٠٩	٠,٠٨	٠,٠٦	٠,٠٥	٠,٠٣	٠,٠٢	٠,١٥مليار
٠,١٤	٠,١٢	٠,١١	٠,٠٩	٠,٠٨	٠,٠٦	٠,٠٥	٠,٠٣	٠,٠٢	٠,١٦
٠,١٥	٠,١٣	٠,١٢	٠,١٠	٠,٠٩	٠,٠٧	٠,٠٥	٠,٠٣	٠,٠٢	٠,١٧

ويستعمل هذا التصحيح في البارومترا الزئبقية فقط ، أما البارومترا المعدنية فتستعمل معادن مختلفة لها معامل تمدد مختلف تصحيح تلقائي باختلاف درجات الحرارة .

الجدول رقم (٦)

ثالثاً : الارتفاع عن مستوى البحر :

كما سبق القول فإنه مع الارتفاع عن سطح البحر يقل وزن عمود الهواء وبالتالي ينخفض الضغط ، وقد استخدم جدول تقريبي لمعادلة نقص الضغط الجوي بالارتفاع ، ويتناقص الضغط في المتوسط بالارتفاع حيث أنه كلما ارتفعنا فوق سطح البحر حوالي ١٠٠ متر ينخفض الضغط الجوي بمقدار حوالي ١٠ ملليبار ، وعند أخذ القراءات من البارومترا الزئبقية يتم استخدام هذا الجدول التقريبي لتصحيح قراءات الضغط الجوي ، والجدول التالي نموذج لهذا الجدول التقريبي .

جدول رقم (٧) تصحيح البارومتر بالنسبة لمستوى سطح البحر

درجة الحرارة											الضغط الجوي المصحح بالملليبار	ارتفاع البارومتر عن سطح البحر
٤٠+	٣٥+	+	٢٥+	+	١٥+	+	٥+	صفر	٥-	١٠-		
التصحيح بالملليبار وعشرات الملليبار												
١,١	١,١	١,١	١,١	١,٢	١,٢	١,٢	١,٢	١,٣	١,٣	١,٣	٩٩٠-٩٤٠	١٠
١,١	١,١	١,١	١,٢	١,٢	١,٢	١,٢	١,٣	١,٣	١,٣	١,٣	١٠٤٠-٩٩٠	
٢,١	٢,١	٢,٢	٢,٣	٢,٣	٢,٤	٢,٤	٢,٤	٢,٥	٢,٥	٢,٥	١٠٠٠-٩٤٠	٢٠
٢,٣	٢,٣	٢,٣	٢,٣	٢,٣	٢,٤	٢,٥	٢,٥	٢,٦	٢,٦	٢,٧	١٠٤٠-١٠٠٠	
٣,٢	٣,٣	٣,٤	٣,٥	٣,٥	٣,٦	٣,٦	٣,٦	٣,٧	٣,٧	٣,٨	٩٧٥-٩٤٠	٣٠
٣,٣	٣,٣	٣,٤	٣,٥	٣,٥	٣,٦	٣,٧	٣,٧	٣,٨	٣,٨	٣,٩	١٠١٢-٩٧٥	
٣,٥	٣,٥	٣,٥	٣,٦	٣,٦	٣,٧	٣,٨	٣,٩	٣,٩	٤,٠	٤,١	١٠٤٠-١٠١٢	

٩	٨	٧	٦	٥	٤	٣	٢	١	الارتفاع بالمترا
١,٢	١,٠	٠,٩	٠,٨	٠,٧	٠,٥	٠,٤	٠,٣	٠,١	التصحيح بالملليبار وعشرات الملليبار

رابعاً : تصحيح عجلة الجاذبية :

يقل وزن عمود الزئبق بالبارومتر كلما ابتعدنا عن مركز الأرض ،

حيث يزيد قطر الأرض كلما اقتربنا من خط الاستواء ويقل كلما اتجهنا إلى خطوط العرض العليا، وقد صمم البارومتر على أساس أن تكون عجلة الجاذبية الأرضية ٩٨٠ سم / ثانية ، لهذا أخذ خط العرض ٤٥ شمالاً وجنوباً كمقياس، وهو يقع في منتصف المسافة بين خط الاستواء والقطبين ومقارنته بباقي العروض الأخرى لذلك تجرى العمليات الآتية :

نطرح قيمة الضغط الجوى من القيمة المأخوذة من جدول التصحيح رقم (٨) إذا كان خط العرض أقل من ٤٥ درجة ، وتضاف إلى قيمة الضغط الجوى القيمة المأخوذة من جدول التصحيحات إذا كان خط العرض أعلى من ٤٥ درجة .

مثال: على كيفية تصحيح الضغط الجوى للبارومتر الزئبقي :

سجل الضغط الجوى عند دائرة العرض ٢٠ ° وكانت درجة الحرارة ٣٠ ° مئوية ، وتم التسجيل على ارتفاع ٣٠ متراً فوق مستوى سطح البحر، فبلغ الضغط ١٠١٠,٦ ملليبار فكيف نصحح قيمة الضغط الجوى ، هذا مع العلم أن خطأ الجهاز كان ٠,٦ ملليبار .

الحل: ١- تصحيح خطأ الجهاز = ١٠١٠,٦ - ٠,٦ = ١٠١٠ ملليبار

٢ - تصحيح درجة الحرارة :

تتم من جدول تصحيح قيم الحرارة فبلغت ٤,٩٥ ملليبار

$$= ١٠١٠ - ٤,٩٥ = ١٠٠٥,٠٥ \text{ ملليبار}$$

٣ - تصحيح فارق الارتفاع عن سطح البحر :

ووجدت قيمه فى جدول تصحيح الارتفاع ٣,٤ ملليبار

$$= 1005,05 - 3,4 = 1002,65 \text{ مليار.}$$

جدول
رقم (٨)

– نطاقات الضغط الجوى الرئيسية حول الكرة الأرضية :

١ – نطاقات الضغط الجوى المنخفض : وتنقسم إلى نطاقين هما :

أ – نطاق الضغط المنخفض حول الدائرة الاستوائية ، والذي يوجد فى نطاق ما يعرف بنطاق "الرهو الاستوائى" ، وينتج عن الارتفاع الحاد فى درجات الحرارة طوال العام ، مما يؤدى إلى تصاعد تيارات الهواء إلى أعلى ، هذا إلى جانب تشبع الهواء ببخار الماء ، وتؤدى هذه العوامل إلى قلة كثافة الهواء وتخلله وبالتالي انخفاض الضغط الجوى .

ب – نطاقى الضغط المنخفض قرب الدائرتين القطبيتين الشمالية والجنوبية حول الدائرة ٦٠ ° شمالاً وجنوباً ، وينشأ نطاقى الضغط هذان بسبب النقاء الرياح القادمة من ناحية الدائرة ٣٠ ° ومن اتجاه القطب مما يؤدى إلى نشوء تيارات صاعدة ولذلك يسمى بالضغط المنخفض الديناميكي للفرقة بينه وبين الضغط المنخفض الحرارى حول خط الاستواء .

٢ – نطاقات الضغط المرتفع :

وتنقسم هذه النطاقات إلى أربعة نطاقات هى :

أ – نطاقى الضغط المرتفع حول المدارين :

يمتد هذان النطاقان فيما بين دائرتى ٣٠ ° — ٣٥ ° شمالاً وجنوباً تقريباً ، وإن كان وضعهما يتغير من عام لآخر فى نطاق يعرف باسم نطاق عروض الخيل ، ويرجع وجود هذان النطاقان إلى هبوط الهواء من طبقات الجو العليا بعد أن صعد من نطاق الرهو الاستوائى ، وعند هبوط هذا الهواء يتجه بعضه إلى منطقة الرهو

الاستوائى وبعضه ناحية دائرة العرض ٦٠ ° ش/ج ، فالهواء الذى
يتجه نحو خط الاستواء يسبب الرياح التجارية الشرقية ، والهواء
المتجه نحو الدائرة القطبية يسبب الرياح العكسية الغربية ، كما يتضح
من الشكل رقم (١٩).

الشكل رقم (١٩) التوزيع المثالي لمناطق الضغط الرئيسية

ب - نطاقى الضغط المرتفع القطبى :

يتركزان حول القطبين فى تلك المناطق التى يغطيها الجليد على مدار العام ، ويرجع وجودهما إلى الانخفاض الشديد فى درجة حرارة الهواء ، وانخفاض نسبة بخار الماء العالق بالهواء هذا إلى جانب الهواء الهابط من أعلى إلى أسفل ، وفى هذه المناطق يتحرك الهواء الهابط من أعلى الدائرتين القطبيتين فتنشأ الرياح القطبية وهى رياح شرقية أيضاً.

ومما تقدم نرى أن مناطق الضغط الرئيسية لها دور كبير فى تحريك الرياح الدائمة على سطح الكرة الأرضية متمثلة فى الرياح التجارية والرياح العكسية والقطبية .

ثانياً : الرياح : Wind

أجهزة قياس اتجاه وسرعة الرياح

١ - قياس اتجاه الرياح:

ويستخدم لتحديد اتجاه الرياح دوارة الرياح Wind Vane والتى تتركب من ذراع من حديد على شكل سهم يوجد فى مؤخرته جزء عريض مفلطح ، يثبت هذا الذراع على عمود رأسى حر الحركة ، بحيث إذا ما اصطدمت الرياح بالجزء العريض من الذراع يدور حتى يشير السهم إلى الجهة التى تأتى منها الرياح ، ولذلك تسمى الرياح باسم الجهة التى تأتى منها ، يرتكز هذا العمود الرأسى فوق عمود آخر ثابت ارتفاعه غالباً ٣ بوصة مثبت فيه أربعة أذرع يشير كل منها إلى احدى الجهات الأصلية الأربعة .

٣ - قياس سرعة الرياح :

ويستخدم لذلك عدة أجهزة منها :

أ - الأنيموميتر : Anemometer

ويعرف أحيانا بأنيموميتر روبسون Anemometer Robinson وهو عبارة عن عمود مثبت به عدد من أنصاف الكرات المعدنية ، ويتصل العمود بعداد وعندما تدور الأجزاء المعدنية بفعل الرياح يسجل العداد قراءات سرعة في فترة محددة من الزمن .

ب - الأنيموجراف : Anemograph

وهو جهاز به ريشتان احدهما تسجل سرعة الرياح والأخرى تسجل الاتجاه على اسطوانة بها ورقة تسجيل مرسوم عليها شريط متغير العرض بسبب الذبذبات المستمرة لأعلى وأسفل نتيجة للتغير في سرعة الرياح ، ويمثل الخط المتوسط متوسط سرعة الرياح .

ج - الأنيموميتر الكهربائي : Electric Anemometer

ويتركب من مولد كهربى متصل بعمود الطاسات (أو ما يشبه المروحة) بسلك، وعند دوران الطاسات أو المروحة تتحول الطاقة الحركية إلى طاقة كهربائية ، أى تولد تياراً كهربائياً تتوقف شدته على سرعة دوران الطاسات ، وينتقل التيار بأسلاك إلى فولتميتر به تدريج مصمم على أساس قراءة سرعة الرياح مباشرة بدلاً من فرق جهد التيار ، أو يظهر على شاشة كما هو الحل فى الأجهزة الالكترونية الحديثة.

ثالثاً : قياس الرطوبة الجوية : Humidity

ويجب أن نفرق بين كلا من الرطوبة المطلقة Absolute Humidity وهى تمثل كمية بخار الماء الحقيقية الموجودة فى الهواء ، وتقدر بعدد من الجرامات فى المتر المكعب من الهواء ، وتصل الرطوبة المطلقة منتهاها فى المناطق الاستوائية وتنخفض جداً عند القطبين ، كما تزداد بالقرب من المسطحات المائية وعند وجود الغطاء النباتى الكثيف .

الرطوبة النسبية Relative Humidity فهى عبارة عن نسبة بخار الماء فى الهواء ، وهذه النسبة هى عبارة عن كمية بخار الماء الفعلية فى الهواء منسوبة إلى كمية بخار الماء التى يستطيع الهواء أن يحملها تحت نفس درجة حرارته ، أو بمعنى الآخر طاقة الهواء على حمل بخار الماء ، فمثلاً إذا كان الهواء فى درجة حرارة ٢٠ ° مئوية يستطيع أن يحمل ٨ ذرات من بخار الماء فى المتر المكعب الواحد، ولكنه يحمل فعلاً ٦ ذرات فقط ، فمعنى هذا أن درجة تشبع الهواء هى ثلاثة ارباع فقط ، والرطوبة النسبية فى هذه الحالة هى $\frac{6}{8} \times 100 = 75\%$.

– أجهزة قياس الرطوبة :

١- الهيجرومتر أو السيكرومتر Psychrometer :

ويتكون هذا الجهاز من ترمومترين مملؤين بالزئبق يوضعان فى وضع رأسى على حامل يمكن تحريكه بسهولة ، ويكون الترمومتران من نوع واحد ، غير أن أحدهما تلف قطعة من القماش النظيف حول فقاعته ،

وتبلل قطعة القماش بالماء (الشكل رقم ٢٠)، ثم يترك الترمومتران فى الهواء لمدة دقيقة أو دقيقتان ثم يقرأ الترمومتران ، وتمثل قراءة الترمومتر

الشكل رقم (٢٠) الهيجرومتر

الجاف درجة حرارة الهواء العادية ، بينما قراءة الترمومتر المبلل ستكون أقل من الترمومتر الجاف ، ويرجع انخفاض درجة حرارة الترمومتر المبلل إلى تأثير فقاعة الترمومتر بعملية تبخر الماء الموجود في قطعة القماش ، وما تستنفذه عملية التبخر من حرارة يؤخذ الفرق بين درجة الحرارة العادية ودرجة الحرارة التي يعطيها الترمومتر المبلل، كأساس لتقدير الرطوبة النسبية وعن طريق استخدام جداول خاصة يمكن الحصول على رطوبة الهواء كما هو الحال في الجدول رقم (٩).

٢ - الهيجرومتر ذو الشعر: Hair Hygrometer

وهو جهاز تقوم فكرته على أساس مقدار ما يطرأ على حزمة من شعر الانسان (شعر الرأس) من تمدد أو تقلص تبعاً لتغير نسبة الرطوبة في الهواء ، فالمعروف أن شعر الإنسان يتمدد كلما زادت الرطوبة وينقلص في الهواء الجاف، ولذلك فإن الجزء المهم في هذا الجهاز هو حزمة مكونة من عدة خصلات من الشعر، ومثبت في هذه الحزمة سن ريشة يتحرك أمام مسطرة مقسمة إلى مائة قسم من صفر إلى ١٠٠ ، تدل الأقسام على الرطوبة النسبية وعندما تتغير نسبة الرطوبة يتحرك سن الريشة تبعاً لتمدد حزمة الشعر أو تقلصها ، ويدل الرقم الذي يثبت أمامه على الرطوبة النسبية (الشكل رقم ٢١).

الشكل رقم (٢١) جهاز الهيجرومتر ذو الشعر لقياس الرطوبة

ومن عيوب هذا الجهاز أن تأثير تغير الرطوبة على حزمة الشعر لا يحدث في نفس اللحظة التي يحدث فيها التغير في الهواء بل يختلف عنه قليلاً ، وهي مسألة يجب تقديرها.

٢- الهيجروجراف : Hygrograph

يعتمد هذا الجهاز على نفس الفكرة التي يعتمد عليها الهيجرومتر ذو الشعر ، وأهم فرق بينهما هو أن الهيجروجراف يسجل التغيرات التي تطرأ على الرطوبة النسبية تسجيلاً آلياً مستمراً على خريطة مقسمة تقسيماً خاصاً مقسمة إلى خطوط أفقية تبين التباين في الرطوبة وخطوط رأسية تمثل أيام الأسبوع السبعة ، تثبت هذه الخريطة على اسطوانة دوارة يلامسها سن ريشة يرسم خطوط مع دوران الاسطوانة كما هو الحال في الترموجراف والباروجراف، وتتصل الريشة بذراع متصل بشعرة تتأثر بتغير رطوبة الهواء (الشكل رقم ٢٢).

الشكل رقم (٢٢) جهاز الهيجروجراف الشعري

جدول رقم (٩) حساب الرطوبة النسبية من قراءات الترمومتر
الجاف والترمومتر المبلل بالدرجة المئوية

رابعاً : التبخر : Evaporation

ويعنى التبخر انتقال بخار الماء من سطح الأرض إلى الهواء ، وبخار الماء فى الهواء لا يمكن رؤيته بواسطة العين المجردة ، وتتوقف سرعة التبخر وكميته على درجة حرارة الهواء وعلى درجة جفافه وكذلك على مدى تحركه ، فى الأيام الحارة الجافة ذات الرياح النشطة يصبح التبخر سريعاً والعكس ، وتوجد صفات عامة لتوزيع التبخر من أهمها :

١- التبخر فوق المسطحات المائية أكثر منه فوق القارات ، لأنه فى الحالة الأولى – تتوفر كمية من المياه أكثر مما هى عليه فوق اليابس .

٢- يزداد التبخر فى العروض الاستوائية والمدارية بسبب ارتفاع الحرارة ويقل فى العروض العليا والقطبية بسبب البرودة .

وتتمثل مصادر بخار الماء فى الهواء فى المحيطات والبحار التى تغطى مساحة تبلغ حوالى ثلاثة أرباع الكرة الأرضية ، أو من خلال مسام النبات عن طريق النتح أو من خلال تنفس الانسان والحيوان أو من سطح الأرض الرطب ، وتعود هذه المياه مرة أخرى إلى سطح الأرض عن طريق التكاثف ، ويلاحظ أن حوالى نصف كمية بخار الماء فى الهواء فى الجزء الأسفل من الغلاف الغازى تحت ارتفاع ٣٥٠٠ متر .

– أجهزة قياس التبخر :

١ – مقياس بيتس :

يتركب هذا المقياس من أنبوبة زجاجية يتراوح طولها ما بين ٢٥ إلى ٣٠ سم مدرجة بالمليمتر، ويبلغ قطرها الداخلى ١ سم أحد طرفيها مقفل

وبه حلقة زجاجية يعلق فيها المقياس ، طرفها الآخر مفتوح يقفل بقرص معدنى يوضع فوق ورقة ترشيح قطرها حوالى ثلاثة أميال قطر الأنبوبة ، وتعلق الأنبوبة مقلوبة من الحلقة الزجاجية فى خطاف حامل معدنى ذو قاعدة خشبية ، ويوجد فى منتصف الحامل المعدنى ماسك ذو شعبتين تلتقان حول أنبوبة التبخر دون ملامستها وذلك حتى لا تتأرجح الأنبوبة ، إذا ما اشتدت الرياح حول كشك الأرصاد ، وتسمح ورقة الترشيح بخروج الماء من الأنبوبة وكذلك تسمح للهواء بالدخول محل الماء ، ويتم حساب الماء والتبخر من خلال الجزء الذى امتلأ بالهواء فى فترة معينة حوالى ٢٤ ساعة (شكل رقم ٢٣) ، ويزداد معدل التبخر كلما كان الجو حاراً ونسبة الرطوبة منخفضة ، حيث أن ما يخرج من الأنبوبة على ورقة الترشيح يتم تبخره .

٢- جهاز الوعاء القياسى : مقياس ويلد : Wild

يستخدم مقياس بينتش فى محطات الأرصاد ، ولكنه لا يعطى فكرة صحيحة إلى حد ما عن كمية التبخر من الأسطح المطلقة (المكشوفة) لذلك يفضل استخدام جهاز الوعاء القياسى لقياس التبخر المباشر من الأسطح المكشوفة، لما لذلك من أهمية فى الأبحاث الجومائية ذات الأهمية القصوى بالنسبة لمشاريع الري وبناء السدود .

ويتكون جهاز الوعاء القياسى لقياس التبخر — كما يتضح من الشكل رقم (٢٤) — من وعاء معدنى اسطوانى الشكل مصنوع من مادة الصلب المجلفن لتمنع تآكل الوعاء ووجود الصدأ عليه ، ويبلغ عمق الوعاء ٢٥,٤ سم من الداخل ، ويبلغ طول قطره من الداخل حوالى ١٢٠,٦٥ سم ،

ومحفور على الجدار الداخلى للوعاء على بعد يتراوح ما بين ٥ سم إلى ٧سم من الحافة العلوية للوعاء ، ويوضع الوعاء على قاعدة خشبية أفقية المستوى حتى تعزل ما بين سطح الأرض والوعاء .

الشکل رقم (۲۳) جهاز بیتش

الشكل رقم (١٨) الوعاء القياسي لقياس التبخر

ويوضع جزء آخر فى المقياس فى داخل الوعاء لتقدير ما يتم تبخيره، وهو المقياس ذو الخطاف ، وهو عبارة عن ساق قلاووظ مدرجة إلى سنتيمترات ومليمترات ، وينتهى من اسفل بخطاف ذو رأس مدبب ملتو ومتجه إلى أعلى ، ويتحرك حول المجرى الحلزوني من هذا الساق قرص دائرى (ورنية)، ويشمل السطح العلوى لهذا القرص مائة تدريج ، كما يوجد سهم يستعان به لتعيين قراءات المقياس ، ويحيط بهذا القرص حلقة دائرية ذات ثلاثة أذرع بارزة للارتكاز ، ويمكن بواسطة الورنية قياس الاختلاف فى ارتفاع مستوى سطح الماء فى الوعاء إلى أقرب ٠,٠١ من المليمتر ، إذ أن كل لفة كاملة لهذه الورنية (مائة تدريج) تقابل ارتفاع أو انخفاض الرأس المدبب لخطاف بمقدار مليمتر واحد .

ولأنه من الواجب أخذ القراءة والماء ساكن خالى من أى اهتزازات تسببها الرياح لذلك يغمس الخطاف المدبب فى بئر يسمى بئر الماء الساكن يرتكز فوق قاعدة الوعاء القياسى ، وبئر الماء الساكن عبارة عن اسطوانة مجوفة مصنوعة من مادة غير قابلة للصدأ ذات سمك بسيط ارتفاعها حوالى ٢٠ سم وطول قطرها من الخارج ٨,٧٥ سم تقريباً ، وقاعدة هذا البئر مثلثة الشكل ذات ثلاثة مسامير قلاووظ عند كل رأس من رؤوس المثلث ، وتستخدم هذه المسامير لتعديل المستوى الأفقى للحافة العليا للبئر ، ويوضع هذا البئر رأسياً وبصفة دائمة داخل الوعاء القياسى لقياس التبخر مرتكزاً على قاع الوعاء بواسطة المسامير القلاووظ للبئر، وعلى بعد ٣٠ سم من الطرف الشمالى للوعاء، ويكون ارتفاع الماء فى البئر والوعاء فى مستوى واحد .

خامساً :المطر : Rain

– طريقة تكون المطر :

إنه من المسلم لى يحدث تساقط مطرى لابد من وجود سحب، وكذلك لابد من وجود النويات التى تتجمع حولها قطرات الماء من ذرات بخار الماء فى الهواء، حتى يصبح حجم قطرات المياه من الثقل بحيث لا يستطيع الهواء حملها فتسقط على الأرض، ويتوقف سقوط المطر على حالة الثبات Stability أو عدم الثبات Instability فى الكتل الهوائية، لأنه لى تسقط الأمطار لابد وأن تكون الكتل الهوائية غير مستقرة أى تتصف بعدم الثبات، والذى يعنى أن الهواء لا يقاوم الارتفاع الرأسى أو الصعود إذا ما تعرض له، ويصبح انخفاض الحرارة فى الكتلة كبير بسبب عامل الارتفاع .

أما فى حالة الثبات فان الهواء يقاوم أى حركة رأسية ولا توجد فرصة لحدوث حركة تصعيد، ويساعد على ذلك برودة الأجزاء السفلى من الكتلة الهوائية بحيث يصبح معدل انخفاض الحرارة بالارتفاع قليل جداً، وبالتالي تتعدم فرصة سقوط المطر فى مثل هذه الحالات .

– قياس المطر :

تستخدم فى قياس كميات الأمطار عدة أجهزة أبسطها وأكثرها انتشاراً ما يلي:

١ – جهاز القياس : Raingauge

ويتركب الجهاز من اسطوانة معدنية قطرها غالبا حوالى ٢٠ سنتيمتر، وبداخلها قمع مركب فوق اناء تجميع ماء المطر كما يوجد معها مخبار مدرج لقياس الماء المتجمع ، وقد يوضع المخبار داخل الاسطوانة المعدنية بدلاً من الاناء بحيث يتجمع فيه ماء المطر مباشرة، ويوضع الجهاز دائما فى العراء ، ويدل ارتفاع الماء الذى يتجمع فى المخبار على كمية المطر التى سقطت ، ويتم حسابها إما بالمليمتر أو بالبوصات (الشكل رقم ٢٥).

الشكل رقم (٢٥) جهاز قياس المطر العادي

٣ - جهاز الدلو المائل : Tipping Bucket Gauge

وهو يعتبر جهاز معدل لجهاز القياس السابق ويتم فيه تسجيل كمية المطر الساقطة بطريقة آلية ، ويتركب الجهاز من نفس الأجزاء التي يتركب منها جهاز القياس العادي ولكنه يزيد عنه فى وجود دلو صغير أسفل الجهاز موضوع بطريقة مائلة بحيث يمكنه أن يفرغ نفسه آلياً كلما تجمع به مقدار من المطر يعادل ربع ملليمتر، وتؤدى حركته عند التفريغ إلى توصيل دائرة كهربائية، بمقتضاها يتحرك ذراع فى طرفه سن ريشة تبين به كل مرة من مرات التفريغ على لوحة خاصة، وبالتالي يمكن حساب مجموع كمية المطر التي سقطت على هذا الأساس (الشكل ٢٦).

٣ - ميزان المطر : Weighing - Type Gauge

وهذا الجهاز هو الآخر نوع مطور من جهاز القياس ، وهو مزود بميزان خاص يمكنه أن يزن بطريقة آلية أى كمية مطر يستقبلها الجهاز ، ويسجل الوزن بطريقة آلية كذلك على لوحة خاصة بواسطة سن ريشة مثبت فى نهايتها ذراع يتحرك تبعاً للوزن الذى يبينه الميزان (الشكل رقم ٢٧).

٤ - جهاز تسجيل المطر : Recording Raingauges

ويتكون الجهاز من حوض فوقه قمع لجمع ماء المطر ، كما يوجد داخل الحوض عوامة تنتهى بمؤشر فى طرفه ريشة بها حبر ترسم على ورقة رسم بيانى ملفوفة حول اسطوانة دوارة ، وعندما يرتفع الماء فى الحوض ترتفع العوامة وتنتقل الحركة إلى الذراع والريشة وتسجل كمية

الشكل (٢٦) جهاز
قياس المطر ذو الدلو المائل

الشكل رقم (٢٧) ميزان المطر

المطر على ورقة الرسم البياني، كما يوجد بالحوض صنوبر خاص لتعديل الماء الموجود في الاناء لتبدأ الريشة التسجيل من خط الصفر (الشكل ٢٨).

الشكل رقم (٢٧) جهاز تسجيل المطر المبسط

— مشكلات قياس المطر :

على الرغم من التطورات التي طرأت على أجهزة قياس المطر وغيرها من أجهزة قياس العناصر المناخية فإن قياس المطر بالذات مازال معرضاً لبعض الأخطاء الناجمة عن أسباب مختلفة ، فقد تحدث بعض الأخطاء نتيجة لعدم دقة القراءات أو عمليات القياس التي يقوم بها الراصد نفسه ، كما أن بعضها قد يحدث بسبب أى خلل فى أجهزة التسجيل ، أو بسبب نوعية الجهاز المستخدم أو بسبب عدم وضعه فى الموضع الصحيح ، ويكفى أن نعلم أنه حتى الآن لا يوجد نوع قياس موحد للجهاز التقليدى لقياس المطر ، ولا يوجد اتفاق بين كل مرصد العالم على حجمه أو المواصفات المطلوبة لتركيبه ، ولهذا فإن مقارنة البيانات المستمدة من أجهزة القياس المستخدمة فى البلاد المختلفة لا تكون فى كثير من الأحيان دقيقة بالدرجة المطلوبة ، ولمعالجة هذه المشكلة فقد ابتكرت منظمة الأرصاد الجوية الدولية International Meterological Organisation جهازاً قياسياً لتصحيح قراءات الأجهزة المستخدمة فى مختلف الدول ، وقد ظهر أن الفروق بين هذه الأجهزة وبين قراءات المقياس الدولى تتراوح ما بين ٥ ٪ إلى ١٥ ٪ .

وليس هناك ارتفاع واحد لتثبيت جهاز قياس المطر عن سطح الأرض ، ومازال تحديد الارتفاع الأمثل مختلفاً عليه حتى الآن ، فعلى الرغم من أن كمية المطر المطلوب حسابها فعلاً هى الكمية التى تصل إلى سطح الأرض نفسه، فإن القياس على هذا المستوى لن يكون دقيقاً من الناحية العملية ، لأن المياه التى تتجمع فى الجهاز فى هذه الحالة مقصورة

على مياه المطر التي تسقط فوقه مباشرة بل ستضاف اليها كميات لا يستهان بها من المياه التي تتبعثر نحوه من الأرض المجاورة عند سقوط المطر عليها .

ومن ناحية أخرى فان وضع الجهاز فى مستوى أعلى من سطح الأرض يؤدى إلى اعتراض الرياح وحدوث دوامات بها مما يؤدى إلى زيادة سرعتها ودفعها لنقاط المطر الساقطة بعيداً عن الجهاز ، وذلك بالأخص أثناء هبوب الرياح القوية التي تكون فى كثير من الأحيان مصاحبة لسقوط المطر ، وهكذا فان المستويات التي توضع عليها الأجهزة فى الدول المختلفة تتفاوت من ٣٠ سم إلى مترين أو أكثر فوق سطح الأرض .

وتظهر هذه المشكلة بصورة أوضح عند وضع هذه الأجهزة على المرتفعات ، بسبب ارتفاع سرعة الرياح وكثرة الاضطرابات الجوية ، ولتقليل الخطأ فى نتائج القياس فى مثل هذه الظروف يبنى حول جهاز القياس حائط بمقاييس محسوبة ، وعلى بعد محسوب كذلك لكي يقلل من سرعة الرياح ولا يعرقل فى نفس الوقت سقوط المطر فى الجهاز .

بعض الخطوات الواجب اتباعها عند قياس المطر :

- ١- يجب وضع جهاز قياس المطر فى مكان مكشوف بعيداً عن الأشجار والمباني للحصول على نتائج دقيقة .
- ٢- يجب عدم وضع الجهاز فى مكان مرتفع كثيراً عن الأجزاء المحيطة لأن شدة سرعة الرياح تعرقل وصول المطر الساقط كله إلى الجهاز .

سادساً : السحاب : Clouds

تتكون السحب من ملايين من الجزيئات الصغيرة من الماء وبسبب صغر هذه الجزيئات يستطيع الهواء أن يحملها ، وتتمكن الرياح من نقلها وتحريكها من مكان إلى آخر ، ويوجد تشابه كبير بين كل من السحاب والضباب ولكن الضباب قريب من سطح الأرض والسحاب في الطبقات العليا من الجو ، وتأتي أهمية دراسة السحب في أنها مصدر كل أنواع التساقط خاصة الأمطار والثلوج ، وان كان ليس من الضروري أن تسقط كل السحب أمطاراً ، إلا أن الأمطار لا تسقط إلا لو كان هناك سحب ، وكذلك ما للسحب من أثر على مقدار الاشعاع الشمسى الذى يصل إلى سطح الأرض ودوره فى التأثير على باقى عناصر المناخ .

ـ كمية السحب :

يتم توضيح هذه الكمية على أساس افتراض أن قبة السماء مقسمة إلى ثمانية أقسام ، وتحسب الكمية بعدد الأقسام التى تغطيها السحب الموجودة فى قبة السماء ، وتستخدم لذلك رموز وشفرات سيرد ذكرها فى خرائط الطقس .

أولاً : أجهزة قياس ارتفاع قاعدة السحاب :

يعبر عن ارتفاع قاعدة السحب بارتفاع هذه القاعدة عن مستوى مكان الرصد أو مستوى سطح الأرض المقام عليها جهاز المطر العادى ، وفى محطات الأرصاد الملحقة بالمطارات يعبر عن ذلك بارتفاع قاعدة السحب

عن مستوى الارتفاع الرسمي للمطار حتى يجىء مطابقاً للاحتياجات الملاحية الجوية ، ويمكن قياس ارتفاع قاعدة السحب بواسطة اطلاق بالونة أو بواسطة الكشاف الضوئى فى أثناء الليل .

١- قياس ارتفاع قاعدة السحاب بواسطة البالونة :

يقاس ارتفاع السحاب عادة فوق مستوى سطح محطة الرصد بواسطة الراصد ، ويستخدم الراصد لذلك بالونة تملأ بمقدار محدد من الأيدروجين أو الهيليوم وذلك حتى تكون سرعة البالونة معلومة ، ويتم حساب الزمن من لحظة انطلاق البالونة حتى بداية اختراقها السحاب من أسفل ، وعليه يمكن تحديد ارتفاع السحاب وذلك بضرب سرعة صعود البالونة فى مدة الصعود التى استغرقتها حتى وصلت إلى الجزء السفلى من طبقة السحاب ، مثال قد تكون سرعة البالونة ٥٠ متراً فى الدقيقة ، وقطعت البالونة المسافة فى ١٠ دقائق حتى بدأت تخترق السحاب، وعليه يكون ارتفاع السحاب هو $٥٠ \times ١٠ = ٥٠٠$ متر ، وقد تستخدم البالونة ليلاً ولكن يعلق بها من اسفل مصباح خاص ، وعندما يبدأ المصباح فى الاختفاء يبدأ حساب ارتفاع السحاب ولكن قد تصادف هذه الطريقة بعض الصعاب هي:

١- اختفاء البالونة بسبب سحابة عابرة فى مستوى أدنى من طبقة السحاب .

٢- تأثير الرياح على البالونة ودفعها وانحرافها على المستوى الرأسى .

٣- قد تستغرق البالونة زمن قليل قبل أن تنطلق إلى أعلى بسرعتها المعتادة .

٢- كشاف السحاب العادى :

يرسل الكشاف حزمة من الأشعة الضوئية المتوازية فى اتجاه رأسى، عند وصولها إلى قاعدة السحاب تظهر على شكل بقعة مضيئة واضحة على قاعدة السحاب ، وعن طريق قياس زاوية ارتفاع هذه البقعة على بعد مناسب من الكشاف يمكن حساب ارتفاع قاعدة السحاب ، ويتم قياس زاوية البقعة المضيئة فى اسفل السحاب بواسطة الأليداد أو الكلينومتر (شكل رقم ٢٩) ، ويتركب الأليداد من ذراع من النحاس الأصفر مثبت على لوحة من النحاس الأصفر أيضاً عليها تدريج مثل تدريج المنقلة الهندسية ، حيث تبدأ من الصفر فى كل من طرفيها وتنتهى بالتدريج 90° عند القمة ، ويتحرك الذراع حول محور عمودى على مستوى اللوحة ، وكل من طرفى الذراع مدبب ومزود بسن عمودى عليه بحيث يستخدم السنان للتوجيه ، ويوضع الأليداد فى مكان مناسب يمكن منه رؤية الحزمة الضوئية عند زوايا الارتفاع المختلفة ، التى تتراوح عادة بين خمس درجات وخمس وثمانين درجة ، ثم يثبت فى القائم الرأسى بحيث يشير المؤشر أو طرف الذراع إلى الصفر عندما يكون الذراع أفقياً تماماً باستخدام ميزان تسوية .

– طريقة القياس :

تدار اللوحة النحاسية حتى تكون فى المستوى المار بكشاف الحساب ثم تحرك الشريحة النحاسية حتى يظهر السنان المدببان على استقامة واحدة مع العين والبقعة المضيئة ثم تقرأ الزاوية التى يشار إليها طرف الشريحة أو المؤشر المثبت بها ، ويستخرج ارتفاع قاعدة السحاب بواسطة هذه الزاوية من الجدول الخاص بذلك .

لوحة المقياس المدرجة التي
تتحرك حول المحور الرأسي

الأبعاد

الكليومتر

الشكل رقم (٢٩)

ثانياً : أجهزة قياس اتجاه السحاب وسرعتها :

ويستخدم لذلك بعض الأجهزة من أهمها ما يلي :

١ - جهاز النيفوسكوب : Nephoscope

يستخدم هذا الجهاز في تعيين اتجاه حركة السحب وقياس سرعتها ، ويتكون الجهاز من شوكة محمولة على عمود يدور حول نفسه ومثبت عند قاعدته قرص يبين الاتجاهات المختلفة (الشكل رقم ٣٠). وعندما يريد الراصد رصد أى سحابة فإنه يقوم بتوجيه الشوكة في نفس اتجاه حركة السحابة ثم يقرأ الاتجاه على القرص ، أما عند قياس سرعتها فإنه يتم حسابها على أساس طول المسافة التي قطعتها هذه السحابة في مدة معينة ، كما تظهر من أقسام الشوكة والزاوية المحصورة بين الخط الرأسى عند مكان الراصد والخط الواصل بين نقطة وقوف الراصد والمكان الذى تحركت اليه السحابة .

١- الكاميرا السماوية ذات المرايا : Photographic sky mirror

وقد اخترع هذه الكاميرا العالم جورجى Georgi في عام ١٩٣٣ ، وهى تتكون من مرأتين وكاميرا مثبتة في وسط احدهما (الشكل رقم ٣١) بحيث تسقط الأشعة الضوئية على سطح المرآة الكروية لتعكسها على سطح المرآة المستوية والمثبتة رأسياً على المرآة الكروية فتعكسها مرة ثانية على عدسة الكاميرا الموجودة في داخل المرآة الكروية ، وهذه الكاميرا السماوية ذات المرايا تستخدم في الحصول على صور للسحب التي تحجب الضوء في السماء ، ولقد أدخل عليها بعض التعديلات حتى أمكن استخدامها في التقاط صور السحب المرتفعة والتي تصل إلى ارتفاع حوالى ١٢٠٠٠ متر، وتستخدم هذه الصور في معرفة أنواع السحب وارتفاعاتها المختلفة .

الشوكة

قرص لبيان الاتجاه

الشكل رقم (٣٠) جهاز قياس اتجاه حركة السحب

مرآة مستوية

مرآة كروية

كاميرا

الشكل رقم (٣١) الكاميرا السماوية ذات المرايا

— استخدامات الأقمار الصناعية فى الأرصاد الجوية :

لقد عانى الإنسان منذ تواجدته على سطح الأرض من الظواهر الجوية ، وقد حاول تذليلها والتعامل معها ، وعندما أعياه فهمها وأخافته ضراوتها جعل لكل ظاهرة إله وقدم له القرابين ، فجعل للرعده إله و للمطر إله مثلما جعل نبتون إله البحر ، وقد ظل الجو بما به من رعد ومطر وزوابع وأعاصير مصدر قلق وارهاب بالنسبة للإنسان كما كان ولازال مصدر رزق وخير له، وفى كل الأحوال ظل فهمه للظواهر الجوية وقدرته على التنبؤ بأحوال الجو مسألة يحاول السعى إليها ، حيث أن هذه الأحوال تؤثر فى حياته ورزقه عن طريق الصيد والزراعة بطريق مباشر.

ونظراً لأننا نعيش فى المنطقة العربية وجنوب حوض البحر المتوسط فى ظروف جوية مستقرة نسبياً، إلى جانب عدم وجود الفوارق الواضحة بين فصول السنة، فاننا لا نستطيع أن نقدر بشكل دقيق أهمية الأرصاد الجوية، ويمكن أن نلاحظ هذه الأهمية فى بعض مدننا الساحلية ، فمثلاً فى مصر من يعيشون فى مدينة الاسكندرية وبخاصة الصيادين الذين يحسبون مواعيد النوات ، وكيف يستطيع الفرد منهم أن يتنبأ بالأحوال الجوية اعتماداً على خبرته الطويلة ، وكيف أن هؤلاء الصيادون يرتبون حياتهم على حسب أهواء البحر وتغيراته السريعة ، بينما فى دول أخرى مثل الولايات

المتحدة واليابان وبعض دول غرب أوروبا تلعب التنبأت الجوية دوراً اقتصادياً كبيراً فى تقدير المحاصيل والغلات ، وفى متابعة الأعاصير والزوابع ، والتي قد تتحول فى بعض الأحوال إلى كوارث طبيعية .

ومن الأمثلة على هذه الكوارث الطبيعية ما يحدثه اعصار " أندرو " الذى يهب على الساحل الشرقى للولايات المتحدة من خسائر هائلة خاصة فى ولاية فلوريدا، فان هذا الاعصار يسبب خسائر تقدر بعدة بلايين من الدولارات، كما يؤدى إلى تدمير شامل لمناطق واسعة داخل الولاية ، وكثيرا ما تمد الحكومة الفدرالية يد العون والمساعدة لحكومة الولاية لمواجهة هذه الكوارث ، ولا شك أنه بالامكان تقليل حجم الخسائر فى الأموال والأرواح بشكل كبير ، وذلك عندما يتمكن السكان من الرحيل بعيدا عن المناطق التى تقع فى مسار الاعصار ، ويتطلب ذلك متابعة شبه لحظية ، لأن هذه الأعاصير تغير مساراتها بشكل فجائى وسريع ولا يمكن التنبؤ به ، ومن حسن الحظ أن الأقمار الصناعية يمكنها القيام بهذه المهمة ومتابعة مسارات هذه الأعاصير بشكل دقيق كما سيرد ذكره .

علم الأرصاد الجوية علم قديم ، أقدم بكثير من اطلاق الأقمار الصناعية وغزو الفضاء ، ويتم عن طريق محطات للأرصاد الجوية منتشرة فى جميع أنحاء العالم ، وتمت هذه المحطات مراكز التنبؤات الجوية بمعلومات كثيرة عن الجو وعناصره من درجات الحرارة وضغط وسرعة رياح وغيرها ، ويتم التنبؤ بالجو عن طريق نماذج رياضية ضخمة ومعقدة ويحاول بها خبراء الجو ، وهم فى الأصل دارسو فيزياء — محاكاة ما يحدث فى الطبيعة وبالتالي استنتاج زمن وموقع الأحداث الجوية المختلفة

وإذاعتها للتصرف بما يمليه الموقف للاستفادة من خيرها أو لتجنب النتائج الضارة للزوابع والأعاصير .

وينقسم التنبؤ الجوى إلى ثلاثة أنواع : تنبؤ قصير ومتوسط وطويل المدى ، وتقل دقة التنبؤ بطبيعة الحال كلما زادت مدته ، ومن ثم يمكن الاعتماد على التنبؤات الجوية الدقيقة إذا لم تزد مدتها عن يوم أو جزء من اليوم ، ومع ذلك عند استخدام تنبؤ ليوم قد يصادفه خطأ كبير كما يحدث فى النشرات الجوية التى نطالعها فى التليفزيون ، ولذلك تستخدم بعض الدول المتقدمة مثل الولايات المتحدة حاسبات أكثر تعقيد وقوة مثل الحاسب الفائق Super Computer المعروف باسم كراى .

وكلما زادت دقة وآلية المعلومات المتاحة لحاسبات التنبؤ الجوى ومراصده، كان التنبؤ أكثر دقة ، وقد كانت الأرصاد الجوية هى أحد التطبيقات المدنية التى استفادة مبكراً من الأقمار الصناعية ، ويمكن النظر إلى القمر الصناعى فى هذه الحالة على أنه برج مراقبة عال جداً ويستطيع أن يكشف مساحة واسعة جداً من سطح الأرض والغلاف الجوى المحيط بالكرة الأرضية ، ومن ثم فإنه يستطيع أن يعطى معلومات دقيقة تماماً عن بعض الظواهر الجوية مثل تراكيب السحاب وتحركاته .

ويتم استخدام الأقمار الصناعية فى الرصد الجوى فى شكل نظامين للأقمار هما :

١- أقمار فى مدارات قطبية :

المدار القطبى مدار عمودى على خط الاستواء ، ويمكن تمثيله بحلقة حول الكرة الأرضية تشبه تلك التى تستعمل فى النماذج التعليمية للكرة

الأرضية، وتدور الكرة الأرضية كلها تحت هذه الحلقة من الغرب إلى الشرق بينما يدور هذا النوع من الأقمار الصناعية فى هذه الحلقة المدارية القطبية من الشمال إلى الجنوب ، وبذلك يغطى القمر الصناعى كل نقط الكرة الأرضية التى تمر تحته فى لحظة ما على عكس المدار الاستوائى الثابت الذى يغطى نقطة واحدة طوال الوقت ، وليس هناك ارتفاع معين للمدار القطبى ، ولكنه يختلف حسب الاستخدام ، وتستطيع هذه الأقمار التى تدور حول الأرض فى فترات محددة لرصد وتصوير الظواهر الجوية التى تقع تحت مسارها .

٢- الأقمار الساكنة أو الثابتة جغرافيا: Geostationary Satellites

وتطلق إلى المدار الثابت على ارتفاع ٣٦ ألف كيلو متر من سطح الأرض ، وتستغرق دورة القمر الصناعى على هذا المدار الوقت نفسه الذى تستغرقه الأرض فى الدوران حول نفسها ، وعلى ذلك يبدو القمر ظاهريا وكأنه ساكن أو قابع فوق بقعة معينة من سطح الأرض ، كأن يكون فوق المحيط الهندى مثلاً وذلك لمتابعة الظواهر الجوية التى تحدث فى منطقة الرصد .

تطور استخدام الأقمار الصناعية فى الأرصاد الجوية :

وقد مرت استخدامات الأقمار الصناعية بعدة مراحل على النحو التالى:

١- أقمار تيروس وكوزموس :

كان أول قمر استخدم فى الرصد الجوى هو القمر الصناعى المستكشف - ٧ (Explorer - ٧) الذى أطلقته الولايات المتحدة فى عام ١٩٥٩ ، وكان يحمل أول تجربة لقياس التغيرات فى الجو ، وتبع ذلك سلسلة أقمار تيروس Tيروس وكان القمر تيروس - ١ الذى أطلق فى أول

ابريل ١٩٦٠ هو أول قمر صناعى يسجل صور بالأشعة تحت الحمراء لتكوينات السحب فى طبقات الغلاف الجوى المنخفضة ، وقد أطلق من هذه المجموعات سبعة أقمار بين ١٩٦٠ - ١٩٦٣ وضعت فى مدار شبه قطبى على ارتفاع ٨٠٠ كم ، وكان القمر يتم دورته حول الأرض كل ١٠٠ دقيقة، ولقد أثبتت هذه المجموعة فعالية استخدام الأقمار الصناعية لرصد ومراقبة الأحوال الجوية .

وشمل البرنامج الثانى للأرصاد الجوية باستخدام الأقمار الصناعية اطلاق تسعة أقمار على ارتفاع ١٦٠٠ كيلو متر، وذلك فى الفترة من ١٩٦٦ - ١٩٦٩ ، وفى عام ١٩٧٠ تم اطلاق أول قمر من طراز تيروس المحسن والمسمى " إتيوس Itos " وقد استخدم فى التقاط صور مرئية وحرارية لتجمعات السحب بدقة تبلغ كيلو متر واحد ، وتعتبر هذه الدقة كافية لتميز تكوينات السحب المهمة العالية منها والمنخفضة ، وفى ذات الفترة نفسها تقريباً أطلق الاتحاد السوفيتى سلسلة أقمار كوزموس ، والتي كانت تخدم أغراضاً مختلفة عسكرية ومدنية ، ومنها رصد الأحوال الجوية، ومن هذه السلسلة كان القمران كوزموس - ١٤٤ و كوزموس - ١٥٦ أساساً لنظام أرصاد جوية يسمى " ميتور " .

٢- سلسلة أقمار نيمبوس Nimbus الأمريكية :

فى عام ١٩٦٤ أطلقت وكالة الفضاء الأمريكية " ناسا " أول قمر صناعى من سلسلة سميت " نيمبوس Nimbus " وخصت هذه المجموعة لاختبار التكنولوجيات الجديدة ، وحملت هذه المجموعة سلسلة من الأجهزة المتطورة ، فخصص القمر الأول منها للتصوير المرئى والحرارى وحمل

القمر نيمبوس - ٤ فى ابريل ١٩٧٠ أول أجهزة لقياس التدرج الحرارى
الرأسى .

وفى ديسمبر ١٩٧٢ حمل نيمبوس - ٥ كاميرات ميكروموجية قادرة
على الرؤية خلال السحب ، أما الأجهزة التى حملها نيمبوس - ٦ فهى التى
تحملها الأقمار الصناعية منذ ١٩٧٨ للقياسات الحرارية والميكروموجية
وتستخدمها الوكالة القومية الأمريكية للمحيطات والجو NOAA وهى
الهيئة المنوط بها متابعة بحوث الأرصاد الجوية فى أمريكا ، والجيل الثالث
من أقمار " إيسا Essa " وأمكن اختزان الصور فيها على شرائط
مغناطيسية لتذاع على محطات المتابعة فى عدة بلاد حسب الطلب ، وقد
أطلق منها ثمانية أقمار واشتركت مصر والكويت فى استقبال صور القمر "
إيسا - ٨ " لتطعيم النشرات الجوية لرفع مستوى دقتها .

- كيف يتم استخدام الأقمار فى الأرصاد الجوية :

ان مفاتيح النماذج الرياضية لحركة الجو هى توزيع الضغط ودرجات
الحرارة وسمك كثافة الطبقات الجوية ، ويمكن حساب حركة الرياح عن
طريق غير مباشر برصد حركة السحب من أقمار ساكنة ، ويمكن لهذا
الغرض تمثيل القمر الصناعى براصد على ارتفاع كبير جداً من الأرض
مزود بتلسكوبات ذات قدرة عالية فى كل من النطاقين المرئى والحرارى ،
ويسجل هذا الراصد حركة السحب قريباً من سطح الأرض وتدرج درجات
الحرارة داخل طبقات السحب .

ويشبه رصد حركة السحب رصد التفاصيل المرئية على سطح الأرض، فالسحاب يمكن رؤيته وتصويره بوضوح ، وتستنتج حركة السحب من تغير مواقعها مع الزمن ، ومنها يمكن تحديد سرعة الرياح ، وتستطيع الأقمار تحديد سمك طبقات الغلاف الجوى أيضاً ، ويفيد ذلك فى تحديد مناطق الضغط الجوى المرتفع والمنخفض وتيارات الهواء وتوزيع درجات الحرارة ، ويتم ذلك عن طريق قياس ما يسمى بالتدرج الحرارى الرأسى .

وحيث أننا لا نستطيع استخدام ترمومترات لقياس درجة الحرارة عند كل كيلو متر من ارتفاع الغلاف الجوى ، لذلك لابد لنا من استخدام طريقة أخرى لقياس درجات الحرارة فى طبقات الغلاف الجوى المتتابعة ، وإن كان القياس فى الترمومترات يتم عن طريق ظاهرة التوصيل الحرارى ، فإن قياس درجات الحرارة بواسطة الأقمار الصناعية يتم عن طريق قياس الاشعاع الحرارى ، ويتم ذلك لأن الغلاف الجوى يمكن أن تنفذ خلاله الأشعة الضوئية ، إلا أنه يمتص الأشعة الأخرى بداية من الأشعة فوق البنفسجية إلى أشعة جاما بدرجات متفاوتة ، ويساعد امتصاص الأشعة تحت الحمراء بواسطة مكونات الغلاف الجوى المختلفة على قياس التدرج الحرارى فى طبقات الجو .

إن الأشعة تحت الحمراء التى تخرج من أعلى الغلاف الجوى ، والتى يتم قياسها بواسطة الأقمار الصناعية هى أشعة خرجت بعد أن تم امتصاص بعضها ، وهى لذلك تحتوى على معلومات عن مقدار الامتصاص الذى تم بكل الطبقات واحدة بعد الأخرى والذى يعتمد على

درجة الحرارة فقط ، وبذلك فقياس درجات الاشعاع الحرارى على ارتفاعات مختلفة يُمكن من حساب درجات الحرارة عند هذه الارتفاعات ، ودمج نتائج التدرج الحرارى مع قياسات الضغط عند ارتفاعات مختلفة يمكن حساب كثافة طبقات الغلاف الجوى فى منطقة معينة من الكرة الأرضية .

ويتم ادخال المعلومات الخاصة بكثافة طبقات الغلاف الجوى مع معلومات حركة الرياح وغيرها من المعلومات فى النماذج الرياضية الحاسوبية الكبيرة ، التى سبق الحديث عنها والتى تستطيع – بناء على هذه المعلومات – اعطاء معلومات وتنبؤات أكثر دقة عن حالة الجو على المدى الطويل .

لقد تحسنت الأرصاد الجوية بإستخدام الأقمار الصناعية كثيراً ، واذا كانت الصورة التى رسمناها فى الفقرات السابقة تبدو مجردة ورياضية بعض الشيء ، فان هناك صورة أخرى تجسد أهمية الأقمار الصناعية بشكل ملموس ، وهذه هى صورة العواصف الرملية فى شمال افريقيا وفى صحراء العرب مثل أعاصير المحيطين الأطلنطى والباسفيكى على سواحل الولايات المتحدة واليابان ، وفى بحر الشمال تأخذ كلها صورة مرئية وتتحرك حركة ملحوظة يمكن رصدها من الأقمار ، بل يمكن تحديد عين الاعصار ورؤية اتجاه دورانه من الصور الملتقطة من هذه الأقمار .

– أنواع أقمار الأرصاد الجوية :

أدركت دول كثيرة الفائدة المباشرة التي تعود عليها من أقمار الأرصاد الجوية فأطلقت عدة دول - ومنها دول نامية - أقمارها الخاصة بالأرصاد ، ومن هذه الدول اليابان وأوربا والهند ، وهذه الأقمار أقمار ساكنة ويغضى كل منها منطقة معينة من سطح الأرض ، ولذلك تستفيد منها مباشرة دول معينة أو مجموعة من الدول تكون هي عادة التي ستتولى اطلاق القمر الصناعى وتحمل نفقاته وتغضى هذه الأقمار فى مجملها الكرة الأرضية كلها ، وتنقسم إلى مجموعتين متكاملتين :

المجموعة الأولى : فى مدار ثابت جغرافياً عند خط الاستواء

وتتكون من أربعة أقمار وهى موزعة على النحو التالى :

١- سلسلة جويز Goes الشرقية والغربية : وهما قمران أطلقتها الولايات المتحدة على المدار الثابت جغرافياً Goestationary Orbit ويغطيان أمريكا الشمالية والجنوبية والمحيط الهادى الغربى ، وقد أطلق من مجموعة جويز Goes سبعة أقمار فى الفترة من ١٩٧٥ إلى ١٩٨٧ .

٢- ميتوسات Meteosat : أقمار أوربية فى المدار نفسه بدأ اطلاقها عام ١٩٧٧ وتغضى أوربا وأفريقيا والشرق الأوسط ، وقد أطلق من مجموعة ميتوسات خمسة أقمار فى الفترة من ١٩٧٧ إلى ١٩٨١ وتتعدد الاطلاقات فى حالة تعطل بعض وظائف القمر أو لاستبداله بعد انتهاء عمره الافتراضى.

٣- انسات Insat : قمر هندى فى مدار ثابت حول خط الاستواء ، ويغضى شبه القارة الهندية والمحيط الهندى وجزءاً من آسيا ، وقد

أطلق من هذه المجموعة من الأقمار انسات أ١ ، اب ، اج من
١٩٨٢ إلى ١٩٨٨ ثم انسات ٢- في ١٩٩٠.

٤- سلسلة أقمار ج.م.س GMS اليابانية أطلق منها Gms١ , Gms٢
Gms٣، في الفترة من ١٩٧٧ إلى ١٩٨٤ وتغطي استراليا
وغربي المحيط الهادى .

المجموعة الثانية : فى مدار قطبى عمودى على المدار الاستوائى
الثابت وتتكون من الأقمار الآتية :

١- تيروس Tiros : وهى أقمار أمريكية على ارتفاع ٨٠٠ كيلو متر،
وقد أطلق منه سبعة أقمار .

٢- NOAA قمران أمريكيان على الارتفاع نفسه تقريباً ويعطيان
بيانات جوية لكل الكرة الأرضية كل ست ساعات .

٣- ميتور METEOR روسى على ارتفاع ٨٠٠ كيلو متر تقريباً فى
مدار قطبى ، وقد أطلق من METEOR I ثلاثون قمراً فى الفترة
من ١٩٦٩ إلى ١٩٧٨ وتلاه برنامج , METEOR II
. METEOR III

الفصل الرابع

خريطة الطقس

Weather Maps

الفصل الرابع

خرائط الطقس

Weather Maps

– خريطة الطقس: Weather Map

الطقس هو حالة الجو في فترة زمنية قصيرة قد تكون ساعة معينة أو يوم أو بضعة أيام ، وعليه فإن خريطة الطقس هي الخريطة التي توضح حالة الجو أثناء هذه الفترة القصيرة ، وغالباً ما تكون خريطة الطقس تمثل حالة الجو في يوم واحد ، وان كانت معظم محطات الأرصاد الجوية في السنوات الأخيرة تقوم باعداد ورسم أكثر من خريطة للطقس في اليوم الواحد ، وذلك نتيجة أن الطقس قد يتغير من ساعة لأخرى ومن يوم لآخر مثل الطقس في إنجلترا، ولا تقتصر خرائط الطقس على اظهار حالة الجو على سطح الأرض ، بل أصبحت ترسم خرائط للطقس في طبقات الجو العليا على ارتفاعات مختلفة من سطح الأرض ، فمثلا توجد خرائط لارتفاعات ١,٥ ، ٣ ، ٦ كيلو متر، وفي بعض الدول قد ترسم خرائط أعلى من هذه المستويات .

وتنقسم عناصر الطقس إلى عدة أنواع منها درجة الحرارة وكمية الأمطار التي تمثل أحد عناصر التساقط ، هذا إلى جانب عناصر التساقط Percipitation الأخرى والتي تتمثل في الثلج والبرد والضباب والندى والصقيع ، وكذلك بعض عناصر الطقس الأخرى مثل نسبة الرطوبة والضغط الجوى والرياح والسحاب ومقدار الاشعاع الشمسى الواصل إلى سطح الأرض .

وفيما يلي نستعرض بعض عناصر الطقس الهامة :

– الرطوبة : Humidity :

وتعنى الرطوبة كمية ما يحتويه الهواء من بخار الماء ، ويتم قياس هذه الكميات فى محطات الأرصاد – كملا سبق أن ذكرنا – بعدة أجهزة منها الترمومتر المبلل والترمومتر الجاف وهو جهاز الهيجرومتر Hygrometer ، وقد فرقنا فيما سبق بين كل من الرطوبة المطلقة Absolute Humidity والتي تعنى كمية بخار الماء الموجود فعلاً فى حجم معين من الهواء ، والرطوبة النسبية Relative Humidity والتي تعنى نسبة كمية بخار الماء الموجود فى الهواء إلى ما يستطيع الهواء أن يحمله بالفعل عند التشبع فى نفس درجة الحرارة .

ويعرف الهواء عندما تصل رطوبته النسبية إلى ١٠٠ ٪ أنه قد وصلت درجة حرارته إلى نقطة الندى Point — Dew حيث يكون الهواء مشبعاً ببخار الماء ، وإذا ما حدث انخفاض فى درجة حرارة الهواء الذى وصل إلى نقطة الندى فإنه يحدث له التكاثف ، كما أنه من الملاحظ أن الهواء الدافئ يستطيع أن يحمل كمية أكبر من بخار الماء مما يستطيع أن يحملها الهواء البارد ، وذلك لأن برودة الهواء تؤدي إلى حدوث التكاثف، وهذا ما يؤدي إلى ظهور بعض قطرات المياه على الأسطح الزجاجية عند انخفاض درجات حرارة الهواء لأن هذه الأسطح أكثر برودة من الهواء ، كما يحدث نفس الشيء فى الصباح الباكر على أوراق الشجر .

– التغييم (السحاب) :

وتعنى درجة التغييم فى الطقس بأنه نسبة الجزء الذى تحجبه السحب من السماء ، والذى يقوم برصده المتروولوجيون فى محطات الأرصاد ، وتمثل السحب تكاثف جزئى لبخار الماء وذلك على شكل ذرات مائية دقيقة لا يسمح انتشارها وخفة وزنها على التساقط ، وتنشأ السحب نتيجة لارتفاع الهواء المشبع بالماء إلى أعلى وانتشاره ومن ثم بردوته تبعاً لنقص الضغط الجوى المصاحب لارتفاعه .

– أنواع السحب :

وتنقسم السحب إلى أربعة أقسام هى : منخفضة Low ومتوسطة Middle وعالية High وممتدة رأسياً Vertically Extended ، كما يتضح من الشكل رقم (٣٢) وهى أقسام متداخلة تتدرج بدورها فى مجموعات مثل : المجموعة العمودية (Cu) Cumulus وهى مجموعة الركامى والذى يسود فيها التكوين الرأسى ، وتتراوح بين السحب الصغيرة والبيضاء الخفيفة Fluffy مثل تلك السحب التى تظهر بعد ظهيرة أيام الصيف (الشكل رقم ٣٣ أ) إلى السحب السوداء الرعدية والذى تعرف بالمزن الركامى (cb) Cumulonimbus الشكل رقم (٣٣ ب) التى تنتج عنها الأمطار أو الثلوج، وعادة تشير إلى مجموعة السحب التامة التكوين مثل المزن الطبقي (Ns) Nimbostratus .

أما السحب الطباقية (طبقي Stratus) والتي يسود فيها الامتداد الأفقى فتنقسم إلى عدة أشكال يميزها ارتفاعها واختلاف درجة حرارتها ،
وأما السحب المسماة بالسماق Cirrus (Ci) فهي سحب عالية قد يزيد

(أ) أنواع السحب

سحب ثلجية

سحب مرتفعة

تحول من الثلج إلى
الماء والعكس

سحب متوسطة
الارتفاع

سحب من نقط ماء

سحب منخفضة

تساقط برد أو ضباب

الارتفاع (بالكم)	سندان سماق	سماق ركامي
سماق طبقي	طبقي متوسط الارتفاع	ركامي متوسط الارتفاع
طبقي	الركامي الطبقي	

(ب) تكوين السحب

صعود رأسي سندان

صعود رأسي
مرتفع

ارتفاع فوق
التضاريس

كتلة هوائية
مرتفعة

صعود محلي
صغير ومحدود

هريكين

سحب تضاريسية

سحب حملية

الشكل رقم (٣٢) : (أ) أنواع السحب الرئيسية وارتفاعها
(ب) عمليات تكوين السحب الرئيسية

ب

الشكل رقم (٣٣)

ارتفاعها عن ٦ كيلو متر ، ومن أشهر أنواعها السحاق الطبقي Cirrostratus وكذلك السحاق الركامي Cirrocumulus والسحب من نوع السحاق وهي عموماً سحب خفيفة حريرية المظهر شفافة نوعاً وبيضاء اللون ولا يظهر لها ظل تتكون من بلورات تليجية (الشكل رقم ٣٤ أ).

أما أكثر السحب الطباقية انخفاضاً وهي التي تعرف باسم Stratus (St) (الطبقي) والتي تتكون من قطرات مائية سائلة ، وتظهر في شكل غيم قاتم ، وكثيراً ما يصاحبها سقوط رذاذ مطري خفيف (الشكل ٣٤ ب) أما نوع السحب الطباقية الرأسية (Sc) Startocumulus فتظهر في شكل خلايا مميزة وتنقسم إلى نوعين هما : Altostratus (AS) وهي مماثلة للنوع الطبقي إلا أنها أقل كثافة منها ، تتكون من قطرات ماء تحت درجة الصفر المئوى ، وأقل قابلية للسقوط والنوع الثانى (AC) Altocumulus (الشكل رقم ٣٥)، وهو نوع عمودى ذو تكوين رأسى كبير ، وقاعدة عالية لدرجة أن يتكون من قطرات ماء تحت درجة الصفر المئوى أيضاً .

ولأن المناخ يختلف فى طبيعته عن الطقس ، فإن خرائط الطقس خرائط دقيقة ترتبط بعمليات الرصد المختلفة التى تقوم بها محطات الأرصاد الجوية فى أوقات معينة وساعات محددة ، ولذلك فإنها تستلزم السرعة فى رسمها ومن أجل ذلك ولرسم هذه الخريطة ، فإن محطات الأرصاد تقوم بترجمة بيانات الرصد التى يتم رصدها فى محطات الأرصاد المختلفة والتى يتم تبادلها باستخدام شفرة خاصة معترف بها دولياً من قبل (منظمة الأرصاد الجوية العالمية)، ويتم تناقل هذه المعلومات باللاسلكى بجهات العالم المختلفة ، ولا يتم التبادل بأسماء محطات ولكن يتم ذلك عن

۱۵۲

→

۵

الشكل رقم (٣٤)

۱۵۴

—

و

الشكل رقم (٣٥)

طريق أرقام كودية ، فالعالم مقسم إلى مناطق كبرى لكل منها رقم كود
 number -Index فمثلاً منطقة شمال شرق افريقيا وتضم ليبيا ومصر
 والسودان تحمل رقم كود (٦٢) ، وتحمل منطقة المغرب العربي وتضم
 دول تونس والجزائر والمغرب وموريتانيا رقم كود (٦٠) ، ومنطقة
 جنوب غرب آسيا وتضم شبه الجزيرة العربية وإمتدادها فى دول الهلال
 الخصيب وكل من إيران وأفغانستان وتأخذ رقم كود (٤٠) ، بينما المنطقة
 التى تضم جزيرة انجلترا وجزيرة أيرلندا فتحمل رقم كود (٠٣)
 وهكذا ...

ويلاحظ أن تقسيم هذه المناطق يكون على أساس وضع وحدات
 سياسية متجاورة فى رقم كود واحد ، على أن تمثل الحدود الخارجية لهذه
 الوحدة السياسية حدود هذا الرقم ، ولا تمثل الحدود بين هذه الدول حدوداً
 فاصلة مع أن هذه الدول تضم كل منها فى داخلها على العديد من المراسد
 الجوية بأنواعها المختلفة ، ويقصد بأنواع المراسد هنا درجة تقدم الأجهزة
 الموجودة بالمرصد الجوى ، وعدد مرات الرصد التى تتم فى هذا المرصد
 الجوى ، وتبعاً لذلك تنقسم المراسد إلى ثلاث درجات ويكون ذلك مبنياً
 على طول الفترة التى تفصل بين ارسالها لأرصادها وهى :

- ١- مرصد الدرجة الأولى : وهى التى تذيع بياناتها كل ثلاث
 ساعات .
- ٢- مرصد الدرجة الثانية : وهى التى تذيع بياناتها كل ست
 ساعات .
- ٣- مرصد الدرجة الثالثة : وهى التى تذيع بياناتها ١٢ ساعة .

– الرموز والشفرات المستخدمة فى خرائط الطقس :

وتنقسم الرموز والشفرات فى خرائط الطقس إلى أربعة أقسام تبعاً لأهم العناصر المكونة للطقس وهذه الأقسام هى :

- ١- الرموز والشفرات المستخدمة فى الضغط الجوى .
- ٢- الرموز والشفرات المستخدمة فى اظهار أنواع السحب وأشكالها.
- ٣- الرموز والشفرات الموضحة للتساقط أو مظاهر التكاثف .
- ٤- الرموز والشفرات الخاصة بالعواصف والرياح .

أولاً : الرموز والشفرات المستخدمة فى الضغط الجوى :

يقاس الضغط الجوى بواسطة البارومترات الزئبقية أو المعدنية أو باستخدام الباروجراف ويتم تسجيل الضغط بوحدات – كما سبق القول – وهى البوصة أو المليمتر ، وإن كان الشائع بين المتروولوجين استخدام وحدة القياس المعروفة بالمليبار ، حيث يساوى ٠,٠١ بوصة ٣,٤ مليبار أى أن البوصة تساوى ٣٤ مليبار ، أى أن ١٠٠٠ مليبار = ٢٩,٥٣ بوصة .

ولأن الضغط هو وزن عمود الهواء من سطح الأرض حتى نهاية الغلاف الغازى ، فإن الضغط ينخفض بالارتفاع إلى أعلى ، ويدل على ذلك انخفاض ارتفاع عمود الزئبق داخل البارومتر الزئبقى ، ومن خلال هذا الارتفاع يمكن تقدير ارتفاع الجبال ، وقد يختلف الضغط الجوى من ساعة إلى أخرى فى مكان واحد ، كما يختلف من مكان لآخر تبعاً لظروف

أخرى، ولا يحس الانسان عادة بهذه التغيرات فى الضغط إلا إذا قل الضغط بالشكل الذى يحافظ على اتزان الانسان فيصيبه الدوار ، أو أن يحدث اختلاف فى الضغط فى المستوى الأفقى من منطقة لأخرى فيسبب الرياح التى يشعر بها الانسان .

ويتم تمثيل الضغط على خرائط الطقس بخطوط الضغط المتساوية Isobars وهو العنصر الوحيد الذى يمثل بهذه الطريقة ، وربما يلجأ الراصد لذلك لأنه العنصر الجوى الذى يعتبر حلقة الوصل الواضحة فى الأحوال الجوية العامة ، فهو فضلاً عن ارتباطه بالحرارة ارتباطاً وثيقاً فهو يتحكم فى باقى عناصر المناخ مثل اتجاهات وقوة الرياح وما يرتبط بها من عناصر التساقط حيث أنها هى التى تحرك السحب وما يصاحبها من أمطار أو ثلوج وغيرها، أو أن تكون رياح جافة أو تحمل الأتربة .

وترسم خطوط الضغط المتساوى باللون الأسود يفصل بين كل منها فاصل رأسى واحد على حسب مقياس رسم الخريطة ، والفاصل الرأسى المستخدم فى خرائط الطقس المصرية الخاصة بالضغط يبلغ واحد ملليبار ، ويكتب على كل خط من هذه الخطوط رقم معين هو عبارة عن مقدار الضغط الجوى بالمليبار ، وقد يكتب الرقم كاملاً فى بعض الخرائط ، كما هو الحال فى خرائط الطقس المصرية ، أو تكتب منه ثلاثة أرقام فقط، ويعنى ذلك أن ما كتب هو عبارة عن أول رقمين صحيحين فى الرقم الأسمى والكسر العشرى.

مثال : الرقم ١٠٥ يعنى أن الضغط مقداره ١٠١٠,٥ ملليبار والرقم ١١٢ يعنى أن الضغط الأسمى ١٠١١,٢ ملليبار ، وأن الرقم ٩٩٨ يعنى

أن الضغط الأصلي ٩٩٩,٨ مليبار وهكذا ، كما يكتب الحرف (H) على
خرائط الضغط الجوى فى وسط منطقة الضغط المرتفع وهو اختصار لكلمة
High أى مرتفع ، كما يكتب الحرف (L) للدلالة على مناطق الضغط
المنخفض وهو أيضا يعنى اختصار كلمة Low أى منخفض .

الكتل الهوائية والجبهات

Air Masses and Fronts

أولاً: الكتل الهوائية :

تتحكم الكتل الهوائية في حالة الطقس ، والكتلة الهوائية عبارة عن جزء كبير من الهواء المتجانس من ناحية حرارته ورطوبته (بخار الماء بها) وتتكون إذا ظل الهواء لفترة طويلة فوق سطح متجانس يتميز بالمساحة الواسعة ، وذلك حتى يكتسب الهواء صفات هذا السطح أو الاقليم، وتسمى هذه الأقاليم التي تنشأ بها الكتل الهوائية بأقاليم المصادر Souece Regions ومعظم مناطق تكون الكتل الهوائية توجد في مناطق الضغط المرتفع حيث أن الهواء راكد وحركته الرأسية ضعيفة ، ومن أمثلة ذلك سيبيريا وشمال كندا في فصل الشتاء ، والصحراء الكبرى في فصل الصيف.

وعموماً لا تظل الكتل الهوائية في أماكنها طوال الوقت ، وإنما تتحرك أو يتحرك جزء منها ، ومن ثم يصادفها بعض التعديلات في صفاتها المناخية من ناحية الحرارة والرطوبة خاصة في أجزائها السفلى نتيجة لمرورها على أسطح تختلف في صفاتها المناخية عن الأسطح والتي نشأت بها الكتلة في مصادرها الأصلية ، وكذلك في صفات الكتلة الهوائية نفسها ، غير أن الكتل الهوائية تظل محتفظة بالكثير من صفاتها الأساسية التي اكتسبتها في أقاليم مصادرها الأصلية .

