الباب الأول

الفصل الأول

الدورة المائية وعمليات الترسيب

Hydrological cycle and Precipitation processes

١- مقدمة:

المعلومات عن الدورة المائية تعتبر أساسية في الأعمال المتعلقة باستخدام وإمداد المياه. دراسة الدورة المائية ليست ذات اهتمام أساسي في تصميم وتشغيل المشروعات الهندسية للموارد المائية ولكنها ذات فائدة كبيرة في مجال الزراعة والعلوم ذات العلاقة.

مجال علوم الدورة المائية عظيم الاتساع وبجانب أشياء أخرى فإنه ذو فائدة في الوصول إلى إجابات وحلول للأمور الآتية التي عادة نتعامل معها في تصميم وإنشاء وصيانة مشروعات الموارد المائية.

أ - ما هو مقدار التخزين المطلوب لضمان إمدادات المياه اللازمة للاستخدامات المنزلية والزراعة.

ب - حساب أقصى فيضان لتردد معين لتمريره فوق مفيض السد.

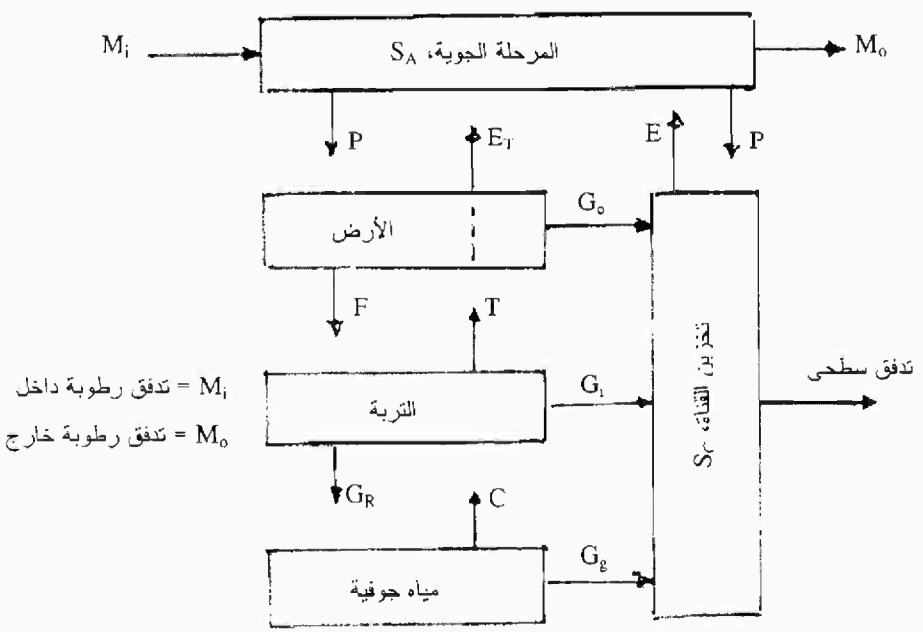
جـ- تعيين تأثير التغيرات في استخدام الأرض أو إزالة الغابات من المساحة حيث التدفق والانسياب السطحي للمياه أو على مستوى المياه الجوفية.

د - تعيين أدنى تدفق في المجرى.

هـ- تصميم السدود أو الحواجز لمنع الفيضان (Levees) والحواجز الترابية (Embankments) في مشروع الحماية من الفيضان.

٢ - الدورة المائية:

الدورة المائية ترتبط بحدوث وحركة المياه فوق وأسفل سطح التربة. يوجد انتقال مستمر من أحد أشكال الماء إلى الشكل الآخر أو التحرك من مكان للتخزين إلى الآخر، ولكن إجمالي كمية المياه فوق وتحت سطح الأرض تظل ثابتة. مثل هذا النظام يعتبر نظام مغلق (Closed system) ليس له بداية ونهاية، ولذلك يسمى الدورة المائية. الطاقة المستخدمة لأداء هذه الدورة يتم توفيرها بالإشعاع الشمسي. الوصف النوعي لهذه الدورة موضح في الشكل (١/١).



شكل (١/١) الدورة المائية – توصيف نوعي

في هذا الشكل يبين المستطيل الأشكال المختلفة لتخزين المياه في أجزاء مختلفة من الدورة المائية. الأسهم تشير إلى انتقال الماء من أحد أشكال التخزين إلى الآخر.

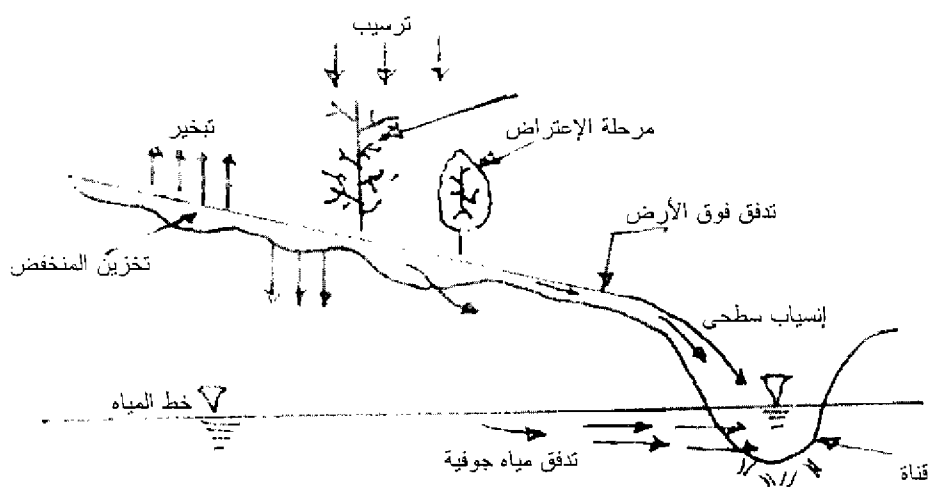
الرطوبة الجوية (S_A) تتحرك نحو سطح الأرض في شكل ترسيب (Precipitation) أو تساقط P (بأشكال مختلفة من المطر والثلج والبرد إلخ...). جزء من هذا يتم اعتراضه بالمباني، الأشجار، النباتات، ولذا لا يصل إلى الأرض. وكمية المياه التي تحتجز هذه تسمى الفقد بالاعتراض، (Interception losses). بعض من الماء الذي تم اعتراضه يتبخر ويعود ثانيًا إلى الجو. بعض من الماء الذي يصل إلى الأرض يتسرب في التربة (F) بعض البعض الآخر يعود ثانيًا إلى الجو بالتبخر (E) والنتح (T)، والبعض قد يجد طريقة نحو قناة التخزين (S)، في شكل التدفق فوق سطح الأرض (Q_o). أقصى معدل الذى يدخل به الماء التربة يسمى قدرة الرشح للتربة (In Filtration capacity) (F) للتربة. إذا كانت شدة سقوط المطر تزيد عن مجموع معدلات الرشح للتربة والبخر، فإن الماء يبدأ في التجمع في المنخفضات – مثل هذا التخزين يسمى تخزين المنخفض (Depression storage) (Sd). عند امتلاء طاقة المنخفض فإن الماء يبدأ في التحرك على سطح الأرض. سقوط الأمطار المتاحة للتحرك عبر السطح بعد كفاية حاجات البخر، الرشح والانخفاض تسمى المطر الزائد (Rain fall Excess) (Pe). هذا المطر الزائد هو المسئول عن الاستجابة المباشرة عن واقعة الترسيب/ التدفق المفاجئ (Storm).

أثناء الترسيب وأحيانًا بعد ذلك، فإن رطوبة التربة في منطقة التربة غير المشبعة يتم تغذيتها بالرشح (F). نتيجة لذلك سيكون هناك إعادة شحن (GR) للمياه الجوفية (المياه أسفل خط المياه) وذلك في حالة كفاية النقص في رطوبة تربة الحقل. فورًا بعد توقف سقوط الأمطار فإن كل المياه تتصرف إلى أسفل نحو خط المياه بفعل الجاذبية. ولكن، كمية معينة من الماء تعرف بماء (Pellicular Water) تحتجز على سطح حبيبات التربة بفعل الانجذاب الجزئي (Molecular Attraction). أقصى عمل لذلك الماء، على فرض انتشاره فوق أحواض الصرف، حيث يمكن للتربة حجز غير محدد ضد قوة الجاذبية والذي يسمى قدرة الحقل (Field capacity) عمق الماء اللازم لوصول رطوبة التربة إلى قدرة الحقل تعرف بالنقص في رطوبة الحقل (Field Moisture deficiency).

قد يكون هناك كذلك تدفق بيني (Q_i) خلال التربة والذي في الحالات المناسبة قد يجد طريقه إلى شبكة القنوات. كذلك فإن مخزون المياه الجوفي قد ينقص إذا كان هناك تدفق للمياه الجوفية (Q_g) إلى شبكة القنوات والتي هي الحالة الغالبة في المناخ الجاف، في المناخ الجاف التدفق في القنوات يستمر بواسطة (Q_g). وهذا يسمى كذلك التدفق من القاع (Base Flow). كذلك فإن بعض من المياه من شبكة القنوات يتبخر ثانيًا إلى الجو. التدفق السطحي (Run off) من مستجمع الأمطار (Catchment) يشمل كلاً من التدفق فوق سطح الأرض (Q_o)، التدفقات البينية (Q_i) والمياه الجوفية (Q_g). إنه من غير الممكن جعل تلك المكونات في مكون واحد لإجمالي الانسياب السطحي (Run off). ولكن، من استجابة مستجمع الأمطار لحالة ترسيبات فإنه يمكن التعرف على مساهمة كل من العناصر السابق ذكرها. فمثلاً، فإنه سوف تكون استجابة سريعة عندما يكون الانسياب السطحي بسبب التدفق فوق سطح الأرض والتدفق البيني في طبقات التربة العليا، وسوف تكون هناك استجابة بطيئة للمستجمع عند تسرب المياه بعمق نحو الخزان الجوفي وفي النهاية يتقاطع بشبكة القنوات (Q_g).

٢- عملية الانسياب السطحي (Run Off Process)

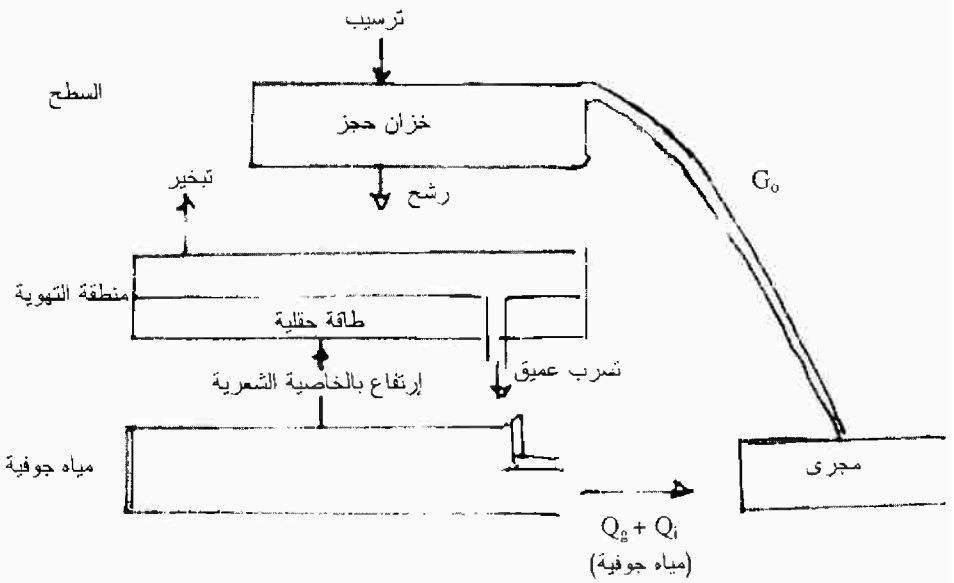
عملية الانسياب السطحي هي واحدة من الدورة المائية وهي موضحة في الشكل (١/٢).



شكل (١/٢) مخطط يمثل عمليات التدفق

التصور لحالة الدورة المائية:

الدورة المائية لا تخضع للتحليل الكمي للدراسة الهندسية أو النماذج الرياضية ولذلك فإنه لعمل فرضيات مقبولة. فإن أحد النماذج المقبولة موضح في الشكل (١/٣).



شكل (١/٣) المخطط المبسط لحوض صرف مستجمع مياه النهر

٣- المعادلة المائية (أو معادلة الميزانية المائية):

Hydrological Equation (or water-Budget Equation)

مع الفرضيات البسيطة فإن الدورة المائية لحوض الصرف يمكن التعبير عنها بمعادلة الاتزان الآتية:

$$P = R + E \pm \Delta S$$

حيث:

P = كمية الماء التي تسقط كترسيبات خلال فترة زمنية معينة على سطح حوض الصرف غير المسامي وليس له أي انخفاض.

R = كمية الانسياب للمياه التي تسيل بعيدًا عن السطح.

E = كمية المياه التي تتبخر من سطح الماء ومن التربة والنباتات في الحوض.

ΔS = كمية المياه التي زادت أو نقصت في تخزين الخزانات السطحية، أو المياه تحت السطح في حوض الصرف.

الانسياب R بعيد عن السطح (Run Off R): هو جزء من الترسيبات الذي يظهر في المجاري المائية بعد كفاية احتياجات التخزين بالاعتراض (Interception Storage) البخر والنتح ولا يتم امتصاصه في التربة العميقة في حوض الصرف.

من المهم أن كل عناصر هذه المعادلة يجب أن تكون لنفس الفترة الزمنية. عملية الدورة المائية لم تتغير نوعيًا خلال الـ ٥٠ سنة الماضية وقد لا يكون هناك احتمال تغير أساسي في المستقبل.

يمكن كتابة الميزان المائي (Hydrological Budget) لمنطقة ما كالآتي:

$$P = R + G + E + T \pm \Delta S$$

حيث G = الانسياب للمياه الجوفية:

T = النتح

باقي الرموز كما سبق شرحه.

من الوصف السابق يبدو أن أي نظام مائي يمكن شرحه بالميزان المائي الذى يراعي تنسيق وتدبير المدخلات إلى النظام والتغيرات في التخزين، رغم أن ($P = R + E \pm \Delta S$) تعتبر بسيطة إلى حد ما إلا أن التقدير الكمي للمصطلحات الموجودة يشكل صعوبات كثيرة في المسائل العملية. هذا يعود إلى حقيقة أن حبيبات الماء تأخذ العديد من المسارات المتغيرة قبل أن تنتهي إلى البحر، وأن الفترة الزمنية قد تكون في حدود ثوان، دقائق، أيام أو سنين. التقديرات المقبولة لمختلف مصطلحات المعادلة المائية يمكن علمها بالدراسة المحلية ولكن على المستوى العالمي فإن التقدير الكمي يكون تقديره ضعيف.

الترسيب يتم قياسه بواسطة استخدام مقياس المطر (Rain Gauges). التدفقات السطحية في الأنهار والمجاري المائية يمكن قياسها في الظروف الجيدة بنسبة دقة تصل إلى ٩٥% وبمساعدة الهدارات (Weirs)، عدادات السرعة.. الخ. ولكن الفيضان الكبير لا يمكن قياسه باستخدام الطرق المتاحة حاليًا. من الصعب تعيين كميات الماء المتبخرة، ومياه النتح. عمومًا، تقديرات البخر والنتح (ET) يمكن الحصول عليها باستخدام حوض البخر، الطرق التجريبية، طريقة ميزان الطاقة.. الخ مجموع كميات المياه المتبخرة وكذلك مياه النتح وضعت تحت المسمى البخر والنتح (Erapotranspiration). في هذه الحالة فإن المعادلة السابقة ($P = R + G + E + T \pm \Delta S$) يمكن تعديلها لتكون كالآتي:

$$P = R + G + ET \pm \Delta S$$

البيانات المناسبة عن حدود ومعدلات حركة المياه الجوفية ليست دائمًا متاحة. ولكن معادلة الميزان المائي تعتبر أداة مفيدة لتقدير مقدار والتوزيع الوقتي للمتغيرات المائية.

ولكن توجد نقطة تحذير. يجب عدم الاعتقاد الخاطئ من الشرح للشكل رقم (١) أن الماء يتحرك خلال، فوق، وتحت الأرض بمعدل ثابت ومستقر، تحرك المياه خلال مختلف المجالات للدورة المائية يعتبر غير نظامي وضال (Erratic) بالنسبة للوقت والمكان ويؤدي إلى الفيضان والجفاف من آن إلى آخر.

من المناقشة السابقة، يمكن القول أنه توجد أربع مجالات للدورة المائية وهي:

١ – الترسيبات (Precipitation)

٢- مجموع البخر والنتح (Erapotranspiration)

٣- تدفق المجرى Stream Flow

٤- المياه الأرضية Ground Water

المجالين رقم (١) ، (٢) هما مجالات جوية ومن بين موضوع علوم الأرصاد الجوية المائية (Hydrometeorology).

العمليات رقم (٣) ، (٤) يمكن تصنيفهم تحت مسمى الانسياب والتدفق السطحي (Run Off).

وسيتم تناول العناصر الأساسية لعلم الأرصاد الجوية المائية في البند (٤) من هذا الفصل، والتدفق السطحي في الفصول التالية.

مثال:

حوض صرف بمساحة ١٢٠٠٠ كيلو متر مربع استقبل سقوط أمطار مقداره ٨٠سم في عام ١٩٩١. ثم قياس التدفق السطحي الناتج في نهر صرف مساحة، ومعدله السنوي للتدفق كان ٢٠٠ متر مكعب في الثانية. مع عمل التقديرات المناسبة، حيثما كان ضروريًا، احسب البخر والنتح من المساحة.

الحل:

الخطوة رقم (١): اكتب معادلة الميزان المائي في شكل

$$ET = P - R - G - \Delta S$$

في هذه المعاملة P ،R معلومين من قبل، كلاً من G و ΔS يتم معرفتهم أو افتراضهم.

الخطوة رقم (٢): افترض أن التقسيم الجوفي والطبوغرافي متطابق ومتزامن أي لا يوجد تدفق مياه جوفية نحو المجاري السطحية. هذا يعني أن $G = 0$ (يمكن القول أنه في حالة حوض الصرف الصغير، فإن مكون المياه الجوفية قد لا يكون صفر).

الخطوة رقم (٣): افترض كذلك أن حجم المياه الجوفية لم يتغير خلال عام ١٩٩١. في تلك الحالة ΔS = صفر (يجب الإشارة، أنه في حالة الفترات القصيرة هذه، فإن مكون المياه الجوفي قد لا يكون صفر).

الخطوة رقم (٤):

حول التدفق السطحي، R إلى عمق سم في العام

$$R = \frac{200 \times 60 \times 60 \times 24 \times 365}{12000 \times 10^6} \times 100 = 52.56 \text{ cm/yr.}$$

الخطوة رقم (٥):

$$ET = 80 - 52 - 56 = 27.44 \text{ cm/yr}$$

= ٢٧,٤٤سم في العام. =

بيان بموارد المياه في العالم:

بهدف الإدارة الجيدة والاستخدام الجيد للمياه فإنه يكون من الضروري معرفة الموارد المائية في العالم. لقد قدر أن حوالي ١٤٠٠ × ١٠^١٥ متر مكعب من المياه توجد على الأرض، من بينها ٩٧% في المحيطات في شكل مياه مالحة، ٢% في شكل مياه متجمدة في الأقطاب الجليدية (Ice caps)، ٠,٣١% يوجد في المياه الجوفية العميقة. توزيع المياه العذبة مبين في الجدول التالي:

جدول (١/١) توزيع المياه العذبة على الأرض.

المكان	نسبة المياه
القطب الجليدي	٧٥% تقريبًا
تحت الأرض	٢٤%
البحيرات	٠,٣%
رطوبة التربة	٠,٠٦%
الجو	٠,٠٣٥%
الأنهار	٠,٠٣%

إجمالي المساحات الأرضية والبحرية هي ١٣٦ × ١٠^٦ كيلو متر مربع، ٣٧٤ × ١٠^٦ كيلو متر مربع على التوالي. الترسيب (بجميع أشكاله وأنواعه) على المساحات الأرضية والبحرية هو ٧٤٥ مليمتر في العام، ٨٧٠ مليمتر في العام على التوالي. التبخير من مساحات اليابسة والبحر هو ٥٤٥ مليمتر في العام، ٩٤٠ مليمتر في العام على التوالي. من دراسة التدفقات السطحية من مختلف المناطق في العالم فقد وجد أن أقصى تدفق سطحي في أمريكا الجنوبية (٤٥ سم) وأمريكا الشمالية ٣١سم بينما أستراليا هي الأكثر جفافًا من بين كل القارات.

عناصر علم الأرصاد الجوية (Elements of Meteorology)

بعد مناقشة الدورة المائية كميًا ونوعيًا، فإنه من الطبيعي أن تتم معرفة العوامل المختلفة للعناصر المكونة لمعادلة الاتزان.

علم الأرصاد الجوية يتعامل مع الماء في الجو. حدوث أو عدم حدوث الترسيبات يعتمد إلى حد كبير على مجموع من ضروريات معينة في الجو والتي يتم تعيينها من قياسات المناخ مثل الإشعاع الشمسي، الرطوبة، سرعة الرياح... إلخ.... تحرك الغلاف الجوي للأرض (Earth's Atmosphere)، يتم بواسطة الطاقة القادمة من الشمس مباشرة. الاعتبارات الجغرافية مثل خطوط العرض (Latitudes)، الارتفاع (Altitude)، طبوغرافية ومكان المساحات الأرضية والمائية ذات التأثير على طبيعة وتوزيع الحالات الجوية فوق الأرض. لذلك، فإنه يكون من الأساسي والمهم معرفة وتفهم دورة الغلاف الجوي نظرًا لتأثيراتها على القياسات المناخية.

وسوف تتم مناقشة العناصر الرئيسية للأرصاد الجوية.

١- الإشعاع الشمسي:

الإشعاع الشمسي هو المحرك الأول للدورة المائية والمسؤول عن تغير الجو والمناخ في العالم. الإشعاع يعتمد على درجة الحرارة المطلقة. يمكن القول أن كل الأشياء ذات درجة حرارة تبعث إشعاع. الشمس عند درجة حرارة ٦٠٠٠ درجة حرارة كيلفن تبعث إشعاع وبالمثل الأرض والجو، كلاهما له درجة حرارة تقارب ٢٨٧ كيلفن يبعث إشعاع، الإشعاع من الشمس هو إشعاع قصير الموجه (Short Wave Radiation)، والإشعاع من الأرض طويل الموجة(Long wave). لذلك، فإنه يوجد تبادل للإشعاع الشمسي القادم والإشعاع الأرضي الخارج. هذا التبادل ذو أهمية في علم المياه.

الإشعاع يقاس بوحدات الطاقة على وحدة المساحة والوقت، مثال جول على المتر المربع في الثانية ($JM^{-2}S^{-1}$) هو وحدات القياس الدولية.

الجول (Joule) هو الشغل الذي يتم بوحدة قوة (واحد نيوتين) فوق وحدة إزاحة (Displacement) أي متر واحد. النيوتين هو القوة التي تنتج اتساع (عجلة) واحدة (متر/ثانية$^{-2}$) (m/sec^{-2}) في وحدة الكتلة (كيلوجرام).

واحد جول للشغل في الثانية يعرف بالقوة أو القدرة أو القوة المحركة (Power).

لتقدير كميات الحرارة بالجول، استخدم العلاقة:

واحد كالوري = ٤,١٨٦٨ جول.

نسبة كمية الإشعاع الشمسي الساقط على سطح الأرض إلى كمية الإشعاع المنعكس بواسطة السطح تتراوح ما بين ٠,٠٨ إلى ٠,٣ للتربة، من ٠,٠٥ إلى ٠,١٨ للغابات، ٠,٠٥ إلى ٠,٥٥ للماء، وتصل إلى ٠,٧٨ للثلوج.

الإشعاع الشمسي المباشر يقاس بواسطة (Phrheliometer) التقدير غير المباشر للإشعاع الشمسي الساقط على سطح الأرض يتم باستخدام معلم مقاس (Measurable Parameters) وهو المستخدم عمومًا.

٢- درجة الحرارة (Temperature)

الذي نعنيه هو درجة حرارة الهواء. الترمومترات التي يتم إقامتها لقياس درجة الحرارة يجب أن تكون معرضة بدون إعاقة لدوران الهواء وفي نفس الوقت يجب أن تتم حمايتها من إشعاع الشمس المباشر والترسيب. معظم المحطات تقوم بالملاحظة اليومية لدرجة الحرارة الأدنى والأقصى والعادية بينما التسجيل المستمر أو كل ساعة لدرجة الحرارة يتم في محطات قليلة مختارة.

درجة حرارة الهواء تقل مع زيادة الارتفاع أي أنه يوجد تدرج رأسي في درجة الحرارة ويوجد إنخفاض مقداره ٠,٧ درجة مئوية لكل زيادة في الارتفاع مقدارها ١٠٠ متر. يستخدم التدريج المئوي (Celsios Scale) للأغراض المائية ولأغراض الأرصاد الجوية. ولكن درجة حرارة الأرصاد الجوية المطلقة عادة تعطى بدرجات كيلفن (Kelvin). من الملاحظ أن درجة الحرارة تبدأ في الارتفاع قليلاً بعد شروق

الشمس والذروة يتم الوصول إليها بعد من ٢ – ٣ ساعة من وصول الشمس إلى أقصى ارتفاع. عندئذ يوجد إنخفاض في درجة الحرارة خلال الليل إلى الأدنى غالبًا عند توقيت شروق الشمس. هذا يعني أن التغير في درجة الحرارة يتبع التغير اليومي في الإشعاع الشمسي. كذلك فإن حالة السماء (صافية أو فيها سحب) تؤثر على مجال درجة الحرارة. في الأيام حيث ظهور السحب في السماء تكون أدنى درجة حرارة أعلى لأن جزء من الإشعاع الصاعد ينعكس ثانيًا إلى الأرض، درجات الحرارة يتم قياسها في محطات الأرصاد ويتم تسجيلها على خرائط لفترة زمنية معينة. ثم يتم توصيل النقط ذات درجة الحرارة الواحدة بما ينتج عنه خريطة خطوط درجات الحرارة المتساوية (Isotherms).

٣- الرطوبة (Humidity)

يمكن تعريف الرطوبة بأنها بخار الماء في الهواء. كمية صغيرة فقط من بخار الماء يمكن احتوائها في درجة حرارة وضغط معين. في علوم المياه فإن بخار الماء يعرف بأنه الضغط الناتج من جزيئات البخار ويقدر بالملي بار (وأحيانًا يقدر بالبوصة من الزئبق). ضغط بخار التشبع Saturation vapour pressure – (VS) هو أقصى ضغط بخار في فراغ مشبع ويتوقف على درجة الحرارة فقط.

لذلك، فإن ضغط البخار هو مؤشر للمحتوى من الرطوبة في الجو. مقادير ضغط بخار التشبع تتم عمومًا قراءتها من جداول الأرصاد الجوية والمعادلة التجريبية التالية يمكن أن تعطي قيم ضغط بخار التشبع فوق الماء بمقدار تقريبي ١% (في المجال من ٠.- إلى ٥٥°م).

$$V_s = 33.8639\ [(0.00738T + 0.8072) - 0.000019\ [1.87 + 48] + 0.001316]$$

حيث:

V_s : تكون بالملي بار (Millibars)

T : درجة الحرارة المئوية.

الماء يتحول إلى البخار بالتبخير من أسطح الماء. يوجد تبادل مستمر لجزيئات الماء من وإلى الجو. ولكن مصطلح التبخير كما هو مستخدم في علوم المياه يمكن تعريفه بأنه صافي معدل انتقال البخار (Net Rate of Vapour Transfer). كما تمت مناقشته سابقًا، فإن التبخير هو ذلك المجال من الدورة المائية الذي فيه الترسيبات التي تصل إلى سطح الأرض تعود ثانيًا إلى الجو. العملية التي يتغير بها البخار إلى الحالة السائلة أو الصلبة تسمى التكثف (Condensation). العملية التي تتحول بها المادة الصلبة مباشرة إلى حالة البخار والعكس صحيح تسمى التسامي (Sublimation). كلا من التبخر والتكثف يحدد في الفضاء في نفس الوقت، في حالة التصاق الفضاء بمجال مشبع مثل الماء بخلاف ذلك فإن معدل التبخير سوف يزيد عن معدل التكثيف. في الفضاء المشبع، يتوازن كلاً من التبخير والتكثيف في حالة درجة الحرارة الواحدة لكل من الهواء والماء. في التبخير، فإن جزئيات الماء التي لها طاقة حركية كافية (تزيد عن قوى الجذب التي تعمل على إمساكها خلال جسم الماء السائل) تترك سطح الماء. لذلك فإن التبخير يزيل الحرارة من السائل الجاري تبخيره وفي العملية العكسية أي في حالة التكثيف تضاف حرارة إلى النظام.

حرارة التبخير الكامنة (Latent Heat Of Vaporisation) هي كمية الحرارة الممتصة بوحدة الكتلة من المادة عند مرورها من الحالة السائلة إلى حالة البخار، مع الاستمرار في عدم التغير في درجة الحرارة. التغير من حالة البخار إلى حالة السائل يطلق كمية مكافئة من الحرارة.

مع زيادة درجة الحرارة، فإن الطاقة الحركية للجزيئات التي تتسرب من سطح الماء تزداد ويقل الجذب السطحي، ونتيجة لذلك يزداد معدل التبخير. حرارة التبخير (HV) بالسعر الحراري للجرام تتغير مع درجة الحرارة ويمكن أن تقدر حتى ٤٠°م بالمعادلة الآتية:

$$H_v = 597.3 - 0.564T$$

كمية الحرارة المطلوبة لتحويل جرام واحد من الثلج إلى الماء السائل عند نفس درجة الحرارة تسمى الحرارة الكامنة للذوبان للماء (Latent Heat of fusion for water). في العملية العكسية لتحويل جرام واحد من الماء السائل عند درجة صفر مئوية إلى الثلج، مع ثبات درجة الحرارة، فإنه يحدث انطلاق للحرارة الكامنة للانصهار (Latent Heat of fusion) (في هذا فإنه يتم انطلاق ٧٩,٧ كالوري لكل جرام واحد).

كمية الحرارة اللازمة لتحويل جرام واحد من الثلج إلى بخار بدون المرور خلال الحالة المتوسطة للسائل، ومع استمرار درجة الحرارة بدون تغيير تسمى الحرارة الكامنة للتسامي (latent Heat of Vaporization). من الواضح فهي تساوي مجموع حرارة التبخير والحرارة الكامنة للانصهار. التكثيف المباشر للبخار إلى الثلج (بدون المرور خلال الحالة السائلة المتوسطة) وعند نفس درجة الحرارة سوف يطلق كمية مكافئة من الحرارة.

الرطوبة النوعية (Specific Humidity) (SH) تعرف بنسبة كتلة بخار الماء بالجرام إلى كتلة الهواء الرطب، بالكيلو جرام.

$$SH = 622 \quad \frac{V}{P_a - 0.378\ V} = 622 \quad \frac{V}{Pa}$$

حيث:

V = ضغط البخار بالمللي بار (Millibars)

P_a = الضغط الجوي بالمللي بار

الرطوبة النوعية تميل إلى أن تظل ثابتة غالبًا في كتلة الهواء لحين حدوث عاصفة (Storm) والتي تزيل كميات كبيرة من الماء الجوي. يوجد حد أعلا لكمية بخار الماء الذي يمكن أن يحتويه حجم الهواء. ضغط البخار للجزئيات عند الحد الأعلى هذا يسمى ضغط بخار التشبع (Saturation Vapour Pressure) (V_s). لقد وجد أن (V_s) هي دالة غير طولية (Non-linear function) لدرجة حرارة الهواء. الرطوبة

النسبية (R_H) تعتبر أفضل طريقة لتوصيف كمية الماء الموجود فى الجـو. الرطوبـة النسبية تعرف بنسبة الحقيقي إلى ضغط بخار التشبع وتقدر بالنسبة المئوية.

$$R_H = (V / V_s)\ 100$$

الفرق بين الرطوبة الحقيقية والقصوى يسمى نقص التشبع (Saturation Deficit), (d)، ويسمى أحيانًا قوة التجفيف (Drying Power) للهواء. معادلـة الاتـزان المـائي (Hydrological Balance Equation) تتأثر بقوة بنقص التشبع للهواء الرطـب. درجـة الحرارة التي عندها يتم الوصول إلى التشبع عند التبريد عند الضغط الثابـت وضـغط البخار الثابت تسمى نقطة الندى (Dew Point).

الرطوبة النسبية تتناسب عكسيًا مع درجة الحرارة لذلك فإنها تزداد مع زيادة خط العرض وتصل إلى أقصاها في الصباح الباكر وإلى أدناها في فتـرة بعـد الظهـر. والرطوبة الجوية تميل إلى الانخفاض مع زيادة خط العرض (Latitude)، وكذلك تقـل مع الارتفاع، وتكون عند أدناها في الشتاء وعند أقصاها في الصيف.

رطوبة الهواء تقاس بواسطة جهاز مقياس رطوبة الجو (Psychrometer) (وهـو ذو البصيلتين المخضلة والجافة) وهو يتكون من اثنين من الترمومترات. بصيلة أحدهم تكون مغطاة بغلاف من نسيج القطن الرقيق (Muslin) النظيف المشبع بالمـاء. نظـرًا لأن التبخر من السطح المشبع سوف يحدث تـأثير تبريـد، فـإن البـصيلة الرطبـة للترمومتر سوف تقرأ أقل عن البصيلة الجافة للترمومتر. كذلك يمكن تعيـين رطوبـة الهواء بقياس درجة حرارة نقطة الندى. يتم ذلك بواسطة مقياس الندى (Dew Gauge) أو بواسطة جهاز قياس الرطوبة النسبية فـي الجـو (Condensation Hygrometer). الطريقة المناسبة ولكن ليست دقيقة لقياس رطوبة الهواء هي مقياس الرطوبة بالـشعر (Hair Hygrometer) المبنى على قدرة الشعر البشرى على التفاعل مع التغيرات فـى رطوبة الجو بالتمدد أو الانكماش.

ضغط البخار (V) يتم حسابه بالعلاقة الآتية:

$$V = V_s - 0.00066\ (t\text{-}tw)\ (1 + 0.00115tw)$$

حيث:

t = درجة حرارة البصيلة الجافة (درجة حرارة الهواء) في صفر درجة مئوية.

tw = درجة حرارة البصيلة الرطبة عند صفر درجة مئوية.

الفرق ما بين (t-tw) يعرف بانخفاض البصيلة الرطبة (Wet Bulb Depression). جداول مقياس الرطوبة متاحة وهي تبين نقطة الندى، الرطوبة النسبية وضغوط البخار المشبع (انظر الملحق – A).

٤- الرياح Wind:

الهواء قد يكون ساكناً أو متحركا. الهواء المتحرك يعرف بالرياح. الرياح تعمل كمجال لانتقال الرطوبة والحرارة من وإلى الأسطح التي تلتصق بها ولذلك تسبب تأثير كبير على البخر وفي استمرار إنتاج الترسيب. إنه فقط خلال التدفق الدائم للهواء المحمل بالرطوبة في العاصفة حيث يمكن للترسيب أن يستمر. الرياح هي (Vector) أي كمية موجهة أو منتجة والتي لها كل من السرعة والاتجاه.

سرعة الرياح يتم قياسها بمقياس الرياح (Cup Anemometers). هذا الجهاز يتكون بواسطة (Robinson Cup Cross) الذي يشمل ثلاث أو أربع أقداح مثبتة على محور رأسي. جهاز القياس الموجود أسفل القدح (Cup) يسجل عدد الدورات في الدقيقة لهذا المحور الرأسي وبذا يمكن معرفة سرعة الرياح. يمكن الحصول على التجهيز الآلي لتسجيل السرعة، الاتجاه وهبة الريح (Gust) على مخطط (Graph/tape). سرعة الرياح تتغير كثيرًا مع الارتفاع فوق الأرض. لا يوجد مقياس قياسي لمستوى سرعة الريح. في الطبقات السفلى للغلاف الجوي تقل سرعة الرياح ويوجد تغير في الاتجاه، بسبب المقاومة (الاحتكاك) الذي تسببه العقبات مثل المباني، الأشجار.. إلخ. تلك التأثيرات تصبح مهملة عند حوالي ٦٠٠ متر فوق الأرض. هذا المفهوم يشبه إلى حد ما بالطبقة المتاخمة (Boundary layer) في نظرية الطبقة المتاخمة في ميكانيكا الموائع (Fluid Mechanics). التغير في سرعة الرياح في طبقة الاحتكاك بالتوزيع اللوغاريتمي للسرعة والذي يمكن تقريبه بعلاقة نوع قانون القوة (Power law Type) الذي يبسط عملية الحساب.

عادة، مهندس علوم المياه يهتم فقط بمعرفة سرعة الرياح في هذا الاحتكاك أو طبقات السطح المتاخمة مثل معرفة سرعة الرياح فوق سطح الماء لحساب البخر والنتح. جهاز قياس سرعة الرياح يتم وضعه عادة عند مستوى حوالي ١٠ متر فوق الأرض عند وقت الملاحظة. في نفس الخط مع مبادئ ميكانيكا الموائع، فإن التوزيع اللوغاريتمي للسرعة المستخدمة لأغراض الأرصاد الجوية تكون كالآتى:

$$\frac{V_m}{V_o} = \frac{1}{K} \quad Log_e \quad \frac{Z}{Z_o} \quad ; Z \geq Zo$$

حيث:

V_m = متوسط سرعة الريح عند الارتفاع (Z) فوق الأرض

K = ثابت يساوي ٠,٤

Z_o = طول الخشونة الذي هو مقياس لخشونة السطح وكذلك الارتفاع الذي عنده تصبح سرعة الريح صفر

Vo = سرعة الاحتكاك والتي تعرف بالآتي:-

$$\left(\frac{T_o}{p}\right)^{V^2}$$

T_o = إجهاز القص المتاخم

P = كثافة الهواء

يفترض أن إجهاد القص ليس بدلالة على الارتفاع. حيث التقريب الأولى (V_o) يؤخذ ليساوي (0.10Vm).

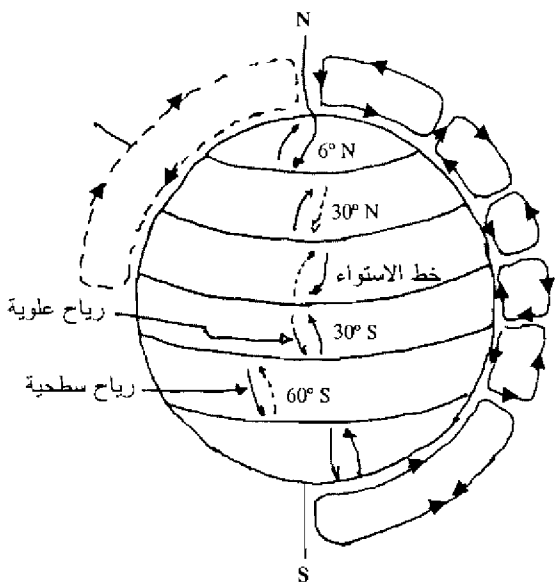
مقدار (Z_o) للمجال المتسع لخشونة السطح تمت جدولته وكتقريب أولى، يمكن أن تؤخذ $Z_o = Z. \frac{1}{30}$

<u>دوران الغلاف الجوي: (Atmospheric Circulation)</u>

السلوك الحركي للغلاف الجوي للأرض معقد، ذلك لأن الأرض تدور ولا يتم تسخينها بالتساوي حول خط الاستواء (Equator). ولكن، الإطار العام للتحركات

الأرضية مازال يمكن استنتاجه من متوسط ظروف درجات الحرارة والضغط الموجودة خلال الغلاف الجوى.

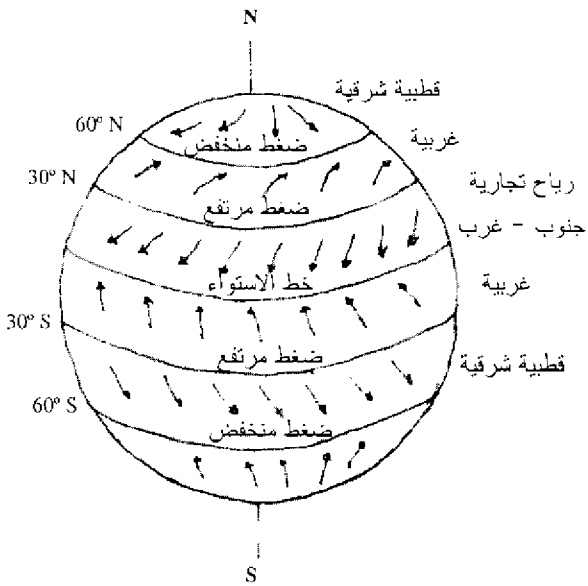
الشمس تميل إلى تسخين الغلاف الجوي القريب من خط الاستواء إلى درجة أعلى عن المناطق القريبة من الشمال والجنوب. بسبب هذا الاختلاف فإن كتل الهواء الساخنة ترتفع. الحالة العامة للبرودة تحدث عند الأقطاب الشمالية والجنوبية مسببة هبوط الكتل الهوائية. هذا السلوك موضح في المخطط بطريقة الحلقة الواحدة في الشكل (١/٤).



شكل (١/٤) دوران الغلاف الجوى للأرض

عندما ترتفع كتلة الهواء عند خط الاستواء، فإنها تبرد وتتحرك نحو الأقطاب الشمالية والجنوبية. نظرًا لأن عملية التبريد تحدث فجأة فإن كتل الهواء تهبط عند خط طول (30°N) وليس بتكملة الرحلة نحو القطبين. الكتلة الهوائية في نصف الكرة الشمالي ذو المنطقة عالية الضغط يتحرك شمالاً ويقابل التحرك الجنوبي من المنطقة القطبية، بما ينتج عنه ثلاث خلال منفصل دوارة شكل (٦). إذا كانت الأرض ثابتة فإننا يمكن أن نرى الرياح تهب مباشرة شمالاً وجنوبًا. تحرك الهواء من منطقة القطب

الشمالي إلى المنطقة الجنوبية له فقط مركب سرعة أولية جنوبية. نظـرًا لأن الأرض تدور، بالنسبة لملاحظة الواقف على الأرض، فإن الرياح من القطب الشمالي تبدو أنها تتدفق نحو الجنوب الغربي، بذا خلق منطقة من القطب الشرقي Pale Easterlies عنـد خط عرض ٦٠ درجة شمالاً (60°N). الشكل (١/٤، ١/٥).



شكل (١/٥) اتجاهات الريح والضغط قريبا من سطح الأرض

بنفس الطريقة تنتج الاتجاهات الغربية والشرقية (Easterlies) (Westerlies) فـي المناطق شمال وجنوب خط العرض ٣٠ درجة شمالاً (30°N) على التوالي كمـا فـي الشكل (١/٥). حالات مشابهة تسود في نصف الكرة الجنـوبي باسـتثناء أن الريـاح السطحية تحيد نحو اليسار. الرياح المكملة دوران الغلاف الجوي تحدث عند ارتفـاع عالي وهي موضحة كذلك في الشكل (١/٥).

متوسط الضغط واتجاهات الرياح موضح في الشكل (١/٥). الضغط العالي يسود في المناطق القريبة من خط العرض ٣٠ درجة شمالاً (30°N) وجنوب خط الاسـتواء. الصحراء الجافة الكبيرة في العالم توجد في تلك المنطقة. الهواء الهابط يكـون جافًـا.

على المحيط تلك المناطق يكون لها سماء صافية وترسيب ضعيف. الضغط المنخفض يسود في المناطق القريبة من خط العرض ٦٠ درجة شمالاً (60°N) وجنوب خط الاستواء، تحدث ترسيبات متوسطة في تلك المناطق.

تحركات الغلاف الجوي تكون شديدة ومعظم العواصف ترى أحيانا أنها تحدث في تلك المناطق.

الترسيبات – أشكالها وأنواعها:

Precipitation - It's Forms And Types

لقد سبق مناقشة أنه توجد درجة حرارة معينة (نقطة الندى) التي عندها بخار الماء في الهواء يصل إلى حد التشبع. الآن في حالة تبريد هذا اليوم إلى أقل من نقطة الندى، عندئذ فإن جزء من البخار الموجود فيها يتكثف حول نويات التكثيف (Condensation Nuclei). نقاط أو بللورات الماء تتجمع معًا في شكل نقاط أو بللورات كبيرة وتتحرك نحو الأرض بما ينتج عند المطر، البرد، وخليط من المطر والثلج (Slect)، والثلج (Snow). هذا النوع من التكثيف قد ينتج من التبريد الحركي النشط (Dynamic Cooling) أو خليط من كتلتين من الهواء عند درجات حرارة مختلفة. يجب في هذه المرحلة أن نتذكر أن تكثيف بخار الغلاف الجوي ينتج عنه عمومًا تكوين السحب. في أثناء فصل الصيف يلاحظ أن كل السحب لا تنتج ترسيب، البعض منها يصبح صغيرًا وأخيرًا يتلاشى نتيجة للتبخر. في حالة التكثيف لبخار الماء في الهواء على أو قريبًا من سطح الأرض، فإن الترسيب يحدث في شكل ضباب (Fog)، ندى (Dew)، صقيع (Frost)، ثلج (Ice). هذا التكثيف يحدث نتيجة التصاق و / أو التبريد الإشعاعي، التكثيف يحدث نتيجة خلط كتل الهواء، تبريد الالتصاق، إشعاع التبريد نادرًا ما ينتج ترسيب بينما الترسيب يحدث نتيجة التبريد النشط أي التبريد بدون فقد حرارة في المجال الملاصق (Diabatic Cooling) وهو السبب في كل الترسيب تقريبًا. نظرًا لأن الأشكال الأخيرة للترسيب (الضباب، الندى.. إلخ). تحدث قريبًا من الأرض، فإنه لا يمكن التقاطها بأي من أجهزة القياس المتاحة حاليًا للترسيب. في مجال التحليل للعلوم المائية، فإن المطر والثلج هما الأشكال الهامة للترسيب.

مما سبق توضيحه، يبدو أنه لحدوث الترسيب في أشكاله المختلفة فإنه يجب توفير الحالات الثلاثة التالية:

أ – بخار الماء يجب أن يصبح مشبعًا عادة من خلال التبريد.

ب – بخار الماء يجب أن يغير مجاله إلى السائل و / أو الصلب.

جـ – نقاط أو بللورات الماء يجب أن تنمو في الحجم بحيث يمكنها أن تسقط.

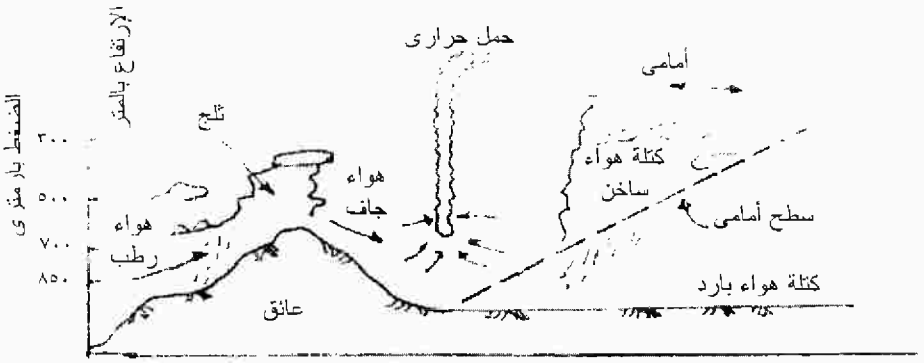
أحيانًا قد تتكون سحب نتيجة للحالات أ، ب ، ولكن قد لا يحدث ترسيب بسبب عدم تحقيق الحالة الثالثة بالشكل الكافي.

كتل الهواء عبارة عن أجسام ضخمة من الهواء ذات خواص طبيعية، تحدد المحتوى من الرطوبة ودرجة الحرارة متجانسة نسبيًا. كتلة الهواء تبين خواص منطقة المصدر الذي تكونت فوقه. صعود كتل الهواء بعمليات الحمل الحراري (Thermal Convection)، عمليات الإعصار الجوي الحلزوني وعمليات الجبال (Drographic) تسبب البرودة.

ينتج الترسيب بالحمل الحراري برفع وتبريد الهواء الذي يكون أكثر سخونة عن المجال المحيط، العواصف الناتجة عندئذ تسمى عواصف رعدية (Thunder Storms) أو صواعق السحاب (Cloud Bursts).

مثل هذه العواصف عادة تغطي مساحات صغيرة وتكون لمدة قصيرة ولكنها تكون ذات شدة عالية. المساحات الأرضية عند خط الاستواء والقريبة منه حتى خط عرض ٣٠ درجة شمالاً (30°N) تقريبًا وجنوب خط العرض (شكل ٦) تكون معرضة للأشعة المباشرة للشمس، نتيجة لذلك فإن الهواء القريب من سطح الأرض يتم تسخينه ويرتفع، ويتمدد وتحدث البرودة وجزء من الرطوبة زيادة عن محتوى نقطة الندى يتم انطلاقه في ترسيب الحمل الحراري. بعد هذا تستمر كتلة الهواء في رحلتها نحو القطبين التي تظل ساخنة ومحملة ببخار الماء.

الرفع الحلزوني (الدوامة) ينتج من كتلة الهواء الساخنة واصطدامها مع والركوب فوق كتلة الهواء الباردة والأثقل شكل (١/٦). هذه الحالة تحدث عند خط عرض ٦٠° شمالاً وجنوب خط العرض لسطح الأرض.



شكل (١/٦) أشكال الترسيب

يوجد حد معين (Defined Boundary) بين كتلتي الهواء والذي يسمى الجبهة القطبية (Polar Front). الترسيب المصاحب لتلك المناطق ذات الضغط المنخفض يسمى جهة الترسيب الدوامي. Frontal Cyclonic Precipitation. عند استبدال كتلة الهواء الساخن بكتلة الهواء البارد، فإن الترسيب يمتد فوق مساحات كبيرة وله شدة تتراوح من الخفيفة إلى المتوسطة. على الجانب الآخر عند استبدال كتلة الهواء البارد بكتلة الهواء الساخن، فإنه يتم إنتاج جبهة باردة (Cold Front) ويحدث الترسيب طبيعيًا في أحزمة ضيقة نسبيا قريبا من الواجهة السطحية (Surface Front) ويميل إلى أن يكون ذو طبيعة الرذاذ (Showery). عند مقابلة كتلة الهواء المتحركة كتلة هواء ساخنة ثابتة، فإن تلك الأخيرة يحدث لها صعود إلى أعلى فوق كتلة الهواء البارد، وحدوث برودة ديناميكية عند الارتفاعات العالية مما ينتج عنه ترسيبات. مثل هذه الترسيبات تسمى الترسيب غير الأمامي Non Frontal Precipitation.

الرفع الجبلي (Orographic Lifting) ينتج عند إجبار الهواء الرطب الساخن للارتفاع عند المرور فوق الجبال شكل (١/٨). يحدث الترسيب الثقيل نتيجة هذه العملية، كمثال في الهند مثل هذا النوع من الترسيب على الميول الجنوبية للهيمالايا ينتج عنها ترسيب سنوي في المتوسط يكون مرتفعًا إلى حد ١٢٠٠سم.

الكتل الهوائية قد ترتفع كذلك عند التحرك من المساحات المائية إلى الأرضية، حتى في حالة عدم وجود حاجز جبلي. في أثناء الليل، وخلال فصل الشتاء، عندما تكون الأرض أكثر برودة من الماء، فإن الكتل المحملة بالرطوبة تحمل فوق الأرض، تحدث برودة لمثل هذه الكتل الهوائية ويحدث الترسيب. يحتمل وجود سببين لذلك الذي يحدث، درجة حرارة الهواء قد تنخفض إلى ما دون نقطة الندى و/ أو تسبب زيادة خشونة سطح الأرض، زيادة الاحتكاك والاضطراب الهوائي حيث يدفع الهواء العلوي للارتفاع والتبريد الديناميكي. ولكن الترسيب بهذه العملية ليس بالثقل مثل الذي بسبب الحاجز الجبلي.

العاصفة يمكن أن تتضمن نوعين أو أكثر من عمليات الرفع والتبريد وقد لا تقع ضمن أي من التقسيم البسيط السابق مناقشته.

تراكم الثلج وانصهار الثلج:-

Snow- pack And snow – melt

تراكم الثلج هو التجميع للثلج الجديد والثلج القديم. بمجرد سقوط الثلج على الأرض فإنه يصبح جزء من تراكم الثلج. انصهار الثلج يمكن اعتباره أنه الترسيب المؤجل، لذلك فإنه سيتم مناقشته في الفصل الخاص بالترسيب. انصهار الثلج يلعب دورًا هامًا في علم المياه للأنهار التي تنبع من الجبال العالية. ليس كما في حالة سقوط الأمطار، فإن انصهار الثلج له تأثير متأخر على تدفق النهر.

تراكمات الثلج التى تحدث خلال شهور الشتاء يكون لها تأثير على تدفقات النهر خلال أشهر الربيع التالية. في بعض المساحات يساعد انصهار الجليد في إثراء رطوبة التربة اللازمة للحاصلات الزراعية وفي تغذية الخزان الجوفي.

قياس الثلج (Snow Measurement)

تستخدم أجهزة قياس سقوط المطر بعد تطويرها للحصول على قياسات الثلج وذلك عند سقوطه. عدادات قياس سقوط الأمطار عادة تكون مجهزة بأغلفة لخفض

تأثير الرياح. لتجنب التجمد للسائل عند درجات الحرارة المنخفضة يتم إضافة مادة مقاومة للتجمد مثل كلوريد الكالسيوم.

في المساحة المعرضة لسقوط الثلج الكثيف، تتم الدراسة الحقلية شهريًا أو كل خمسة عشر يوماً (Fortnightly) في نهاية الشتاء وبداية الربيع. يتم اختيار مسارات (Courses) الثلج في الأماكن الخالية من التأثيرات الشديدة للرياح والصرف الجانبي (Lateral) للثلج المنصهر نقاط أخذ العينات يتم وضعها على فواصل ٣ – ١٥ متر على طول مسار الثلج الذي تم اختياره. عينات تراكم الثلج يتم أخذها بواسطة أنبوب الثلج (Snow Tube) المزود بطرف قطع. بتدوير الأنبوب فإن طبقات الثلج يتم اختراقها. عند الوصول إلى قاع تراكم الثلج، فإن عمق الثلج تتم معرفته من التدريج على الأنبوب. يتم وزن محتويات الأنبوب لتعيين كثافة الثلج. المكافئ المائى للثلج يعرف بأنه عمق الماء الذي يزن نفس الكمية مثل تلك العينة. الكثافة تعرف بأنها نسبة حجم الثلج التي سوف يشغلها مكافئها المائي. لذلك فإن الثلج يمكن أن يوصف بالسنتيمترات من الماء. فمثلاً، إذا كانت كثافة الثلج في وقت السقوط هي أن عندئذ فإن ١٠ سم من الثلج سوف تكافئ ١٠ سم من الماء.

انصهار الثلج وانسياب الثلج (Snow Melt and Snow Run Off)

كمية الثلج المنصهر الناتج تتوقف على صافي التبادل الحراري بين تراكم الثلج والمجال الملاصق. مع حلول (Onset) المناخ الحار يبدأ انصهار الثلوج عند السطح أولاً. هذا الماء المنصهر أولاً يتحرك أسفل السطح ثم يتجمد ثانيًا بسبب التصاقه مع الطبقات السفلى من الثلج الأكثر برودة. أثناء عملية التجمد، يتم انطلاق حرارة التجمد التي ترفع درجة حرارة التراكمات الثلجية. درجة حرارة التراكم الثلجي تكون في زيادة مسبقًا بسبب الانتقال الحراري من الهواء والأرض. مع استمرار المناخ الحار، فإن درجة حرارة التراكم الثلجي ترتفع وعند وصولها إلى صفر درجة مئوية، يبدأ الماء في التدفق خلال التراكم ويصل الأرض. الآن التدفق قد يحدث عند هذه المرحلة. كمية التدفق الحقيقية، تتوقف على حالة رطوبة التربة التي تحكم عملية الرشح.

مثال:

احسب كثافة، المكافئ المائي، نوعية التراكم الثلجي للبيان الآتي:

أ – عمق التراكم الثلجي ١,٢ متر.

ب – وزن عينة من التراكم الثلج بحجم ٠,٠٣ متر مكعب هو ٤,٥ كيلوجرام ويعطي درجة حرارة نهائية ٨°م عند الخلط مع ٩ كيلو جرام من الماء عند ٣٢°م.

الحل:

الكثافة هي نسبة حجم الثلج التي سيتم إشغالها بمكافئها المائي أي

$$\text{الكثافة} = \frac{\text{حجم الماء المكافئ}}{\text{حجم الثلج}} = \frac{(١٠٠/٤,٥)}{٠,٠٣} = ٠,١٥$$

مكافئ الماء هو عمق الماء الذي سوف يزن نفس الكمية مثل تلك العينة أي:

مكافئ الماء = ٠,١٥ × ١,٢ = ٠,١٨ متر.

نوعية تراكم الثلج: هي نسبة المحتوى من الثلج إلى إجمالي وزن التراكم الثلجي.

وزن المحتوى الثلجي بالجرامات يمكن الحصول عليه من العلاقة أن الحرارة المطلوب توفيرها (Furnished) بواسطة الماء = الحرارة اللازمة لصهر الثلج ولرفع درجة حرارة الثلج المنصهر إلى ٨°م.

أو ٩٠٠٠ (٣٢–٨) = (حرارة انصهار الثلج) × المحتوى من الثلج بالجرام + ٤٥٠٠ (٨ – صفر) = ٢١٦٠٠٠ = ٠,٠٨ (محتوى الثلج) + ٣٦٠٠٠

$$\text{محتوى الثلج} = \frac{١٨٠٠٠٠}{٨٠} = ٢,٢٥ \text{ كيلو جرام}$$

$$\text{نوعية الثلج} = \frac{٢,٢٥}{٤,٥} = ٠,٥$$

استجابة مستجمع (حوض) الأمطار: Response of a Catchment

مستجمعات الأمطار الطبيعية هي نظم معقدة والتي تتضمن كتلة ذات مقياس كبير وانتقال حراري عبر الأرض. للتمثيل الكامل لمثل هذا النظام فإنه يجب معرفة

المدخلات مثل الترسيبات لكل نقطة في الوقت والمكان، كمية الماء في كل نوع من التخزين شكل (١/١) وحركة لكل جسيم سائل. ولكن مثل هذه المعلومات ليست متاحة. لذلك فإنه يتم اللجوء إلى الفرضيات المقبولة وهو باستخدام المتغيرات التي هي بدلالة الوقت فقط وهي التقنية المعروفة باسم التكتل (Lumping) في نمذجة الاتزان المائي (Hydrological Modelling Balance).

استجابة حوض مستجمع الأمطار أو مستجمع ماء النهر أو حوض الصرف (Watershed) لحالات سقوط الأمطار النموذجية وحالات التربة يمكن تقديره من دراسة الجغرافيا المائية (Hydrograph) للمجرى. الجغرافيا المائية للمجرى هي تمثيل تخطيطي بياني (Graphical) للتغير في تصرفه مقابل الوقت. قد تتم الإشارة إلى المصطلحات:

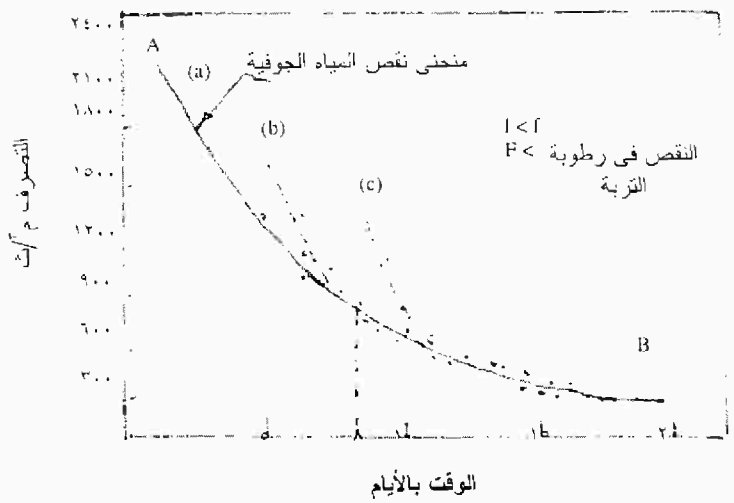
التدفق السطحي (Run off)، تدفق المجرى (Stream Flow)، التصرف وحصيلة حوض الصرف. وتلك المصطلحات تستخدم دائمًا خلال الكتاب.

بفرض أنه لا يوجد ترسيب مسبق وأن التدفق في المجرى يستمر بتدفق المياه الجوفية، فإن شكل الجغرافيا المائية سوف يختلف طبقًا للمقدار النسبي لسقوط الأمطار، التربة والمعايير الأخرى. تبدو أربع حالات التي سيتم مناقشتها.

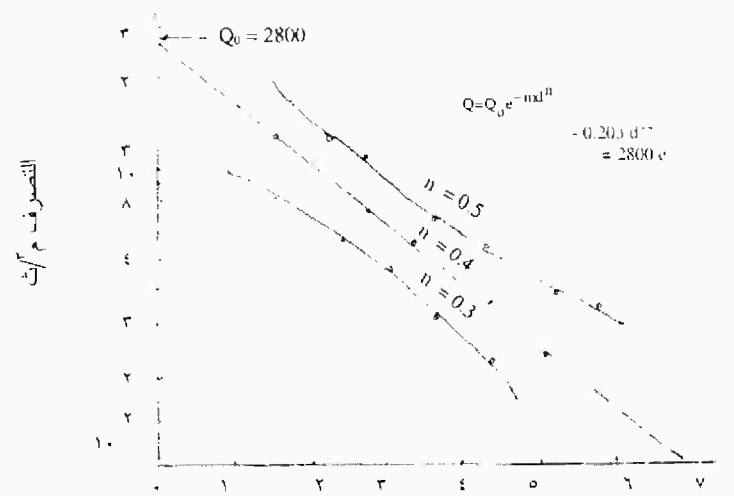
الحالة الأولى:

شدة سقوط الأمطار (I) تكون أقل من طاقم الرشح (f)، وإجمالي الرشح (F) ليس كافيًا لتحقيق النقص الحقلي في رطوبة التربة. في هذه الحالة، فإنه لا يوجد تدفق سطحي ولا يوجد تدفق مياه جوفية وأن زيادة التدفق في القناة سوف تكون صفر. سوف يستمر النقص في التدفق في المجرى بسبب النقص في مساهمة المياه الجوفية في القناة مع مرور الوقت.

الشكل البياني للجغرافيا المائية للمجرى بدون تدفق سطحي موضح في الشكل (٧ – أ/١).



شكل (أ) مخطط مائى للمجرى بدون تدفق سطحى



شكل (ب) توقيع Q مقابل d^n

شكل (٧ /١)

الترسيبات الساقطة مباشرة على المجرى يتم إهمالها كذلك في هذه الحالة. الحالة تمثل خصائص المطر الخفيف الساقط خلال اليوم. منحنى نقص المياه الجوفية كما هو

موضح في الشكل (٧-أ) الذي يرجع كلية لتدفق المياه الجوفية يمكن التعبير عنه رياضيًا كالآتي:

$$Q = Q_o e^{-md''}$$

حيث:

Q = التصرف متر مكعب/ الثانية عند نهاية اليوم بعد توقف التدفق السطحي.

Q_o = التصرف عندما تكون d = صفر

كلا من m، n ثابت و (e) أساس (Napierian) لتعيين قيم (Q_o) و(n) لمستجمع المطر، يتم عمل منحنى تراجع (Recession Curve) والذي يعتبر الأكثر تمثيلاً، كمثال، في الحالة السابقة منحنى التراجع AB تم عمله من ثلاث عواصف ممثلة تحدث فوق مساحة الصرف. يتم ذلك بإزاحة الأجزاء المختلفة لمنحنى التراجع بالنسبة لمحور الوقت حتى يتم الحصول على التطابق وعندئذ يتم رسم المنحنى المركب خلالهم. في حالة اختيار أعلى نقطة مثل النقطة (P) على منحنى التراجع المركب شكل (٧ – أ/١) بحيث أن وقت الحدوث لأعلى نقطة يكون حرا من أي تدفق سطحي، عندئذ فإن هذا الوقت يمكن أن يتم تعيينه بالوقت عندما تكون d = صفر. تدريج الوقت الذي يساوي صفر في الشكل (٩ أ /١) نرى أنه يحدث ثمانية أيام قبل (P).

الثوابت n, m و Qn يمكن تعيينهم كالآتي:

يتم التعبير عن المعادلة السابقة في الشكل اللوغاريتمي

$$\text{Log}_e Q = \text{Log}_e Q_o - md'' \text{ Log}$$

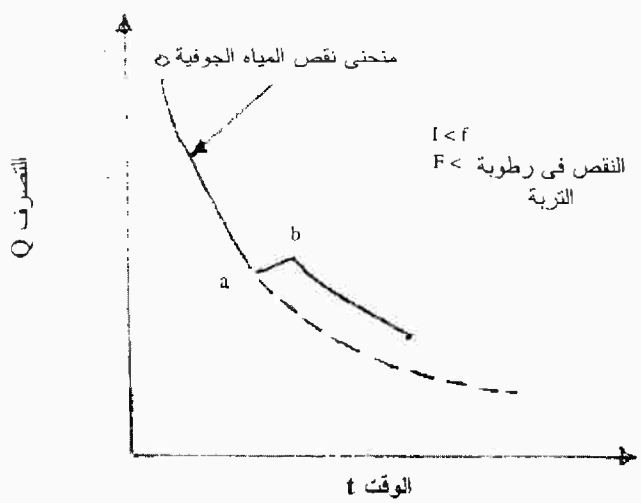
تلك المعادلة تمثل خط مستقيم يبين التغير لقيمة (Log_e Q) مقابل (d'').

نحن نرى الآن أنه توجد ثلاث مجهولات (unknowns) يلزم حلهم بينما توجد معادلة واحدة فقط. حل المسألة يتم الحصول عليه بالرسم البياني. من البيان المعطى الملاحظ يتم توقيع (Q) مقابل (d'') على مخطط شبه لوغاريتمي باستخدام محاولة قيم إلى (n). مقدار (n) الذي يعطي خط مستقيم على الورق الشبه لوغاريتمي [(Q) على المقياس الكبير و (d'') على المقياس الرياضي Arithmatic] تثبت مقدار (n). الشكل

(٧ – ب) يبين أن المعادلة الأخيرة تلك تصبح خط مستقيم عندما تكون n = ٠,٤. الآن يتم امتداد هذا الخط إلى أعلى لمقابلة المحور Y أي محور التصرف. النقطة حيث الخط الممتد يقابل سوف تعطي القيمة (Q_o). يجب الإشارة إلى أن (Q_o) هي قيمة (D) عندما تكون d = صفر. الميل لهذا الخط المستقيم يثبت قيمة ($mLog_c$) وبالتالي يتم تعيين (m).

الحالة رقم (٢):

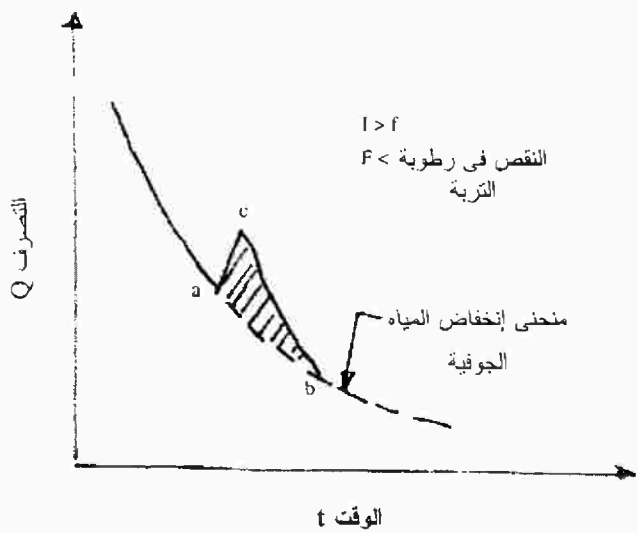
شدة سقوط الأمطار (I) هي كذلك أقل من طاقة الرشح ولكن إجمالي الرشح (F) أكبر من النقص في رطوبة التربة. في هذه الحالة سوف لا يكون هناك إنسياب سطحي ولكن يوجد تراكم (Accretion) للمياه الجوفية. المنحنى الذي يمثل الاستنفاذ (Depletion) للمياه الجوفية في هذه الحالة يتم توضيحه في الشكل (٨). الاستنفاذ يحدث خلال الفترة (a b)، مع الاستنفاذ لكونه أقل من المعدل الطبيعي لمنحنى نقص المياه الجوفية. يمكن القول أن سقوط الأمطار الساقطة مباشرة على المجاري المائية قد تم تناوله في التحليل السابق.



شكل (١/٨) مخطط مائى للمجرى بدون نقص فى رطوبة التربة حالة II

الحالة رقم (٣):

شدة سقوط الأمطار (I) أكبر من طاقة الرشح، ولكن إجمالي الرشح (F) يكون أقل من النقص في رطوبة التربة (SMD-Soil Moisture Deficiency) هذه يحدث التدفق السطحي ولكن لا يوجد تراكم للمياه الجوفية وبالتالي لا يوجد تغير في تدفق المياه الجوفية الشكل (٩). التدفق السطحي يتم تمثيله بالخط (ac)، ومنحنى النقص الطبيعي سوف يستمر خلال الارتفاع. بعد توقف سقوط الأمطار فإن مساهمة التدفق السطحي نحو تدفق المجرى سوف يستمر في النقص ثم التوقف كلية عند تمام صرف كل المياه من مستجمع الأمطار. يمثل هذا بالخط (cb). يمكن التوقع لسلوك نموذجي كما سبق مناقشته بسبب العاصفة الرعدية (Thunderstorm) ذات القوة العالية.

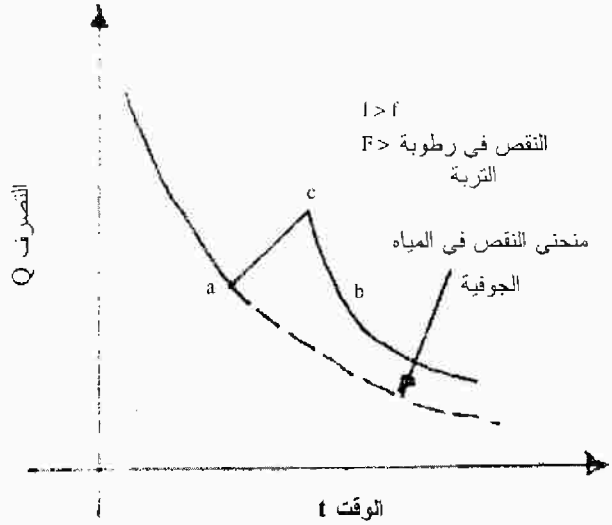


شكل (١/٩) مخطط مائى للمجرى مع النقص فى رطوبة التربة حالة III

الحالة رقم (٤):

شدة سقوط الأمطار (I) أكبر من طاقة الرشح (f) (Infiltration Capacity) وإجمالي الرشح (F) أكبر كذلك من النقص في رطوبة التربة (SMD). هنا سوف يكون هناك تدفق سطحي (Qs)، وكذلك تراكم مياه جوفية شكل (١/١٠). الرسم البياني

المائي (Hydrograph) للمجرى سيكون مشابهًا لذلك في الحالة رقم (٣) بإستثناء أن نقطة النهاية (b) سوف ترتفع بمقدار يساوي تدفق التسرب نتيجة لتراكم المياه الجوفية.



شكل (١/١٠) مخطط للمجرى المائى مع النقص فى رطوبة التربة مع تراكم المياه الجوفية حالة (IV)

من الحالات الأربع التي سبق مناقشتها يتضح أن المخطط المائي يعكس صافي التأثير لمجموع العوامل التي تحدد كمية ووقت توزيع التدفق خلال الفترة التالية من سقوط الأمطار. لذلك فإن الدراسة المدققة والتحليل للمخططات المائية يمكن أن يعطي معلومة جيدة وذات قيمة متعلقة بالخواص الطبيعية (بدون قياسهم مباشرة) لأحواض الصرف التي تنتجهم.

البيانات والمعطيات المائية: Hydrological Data

البيانات المائية لازمة لكل هؤلاء المهتمين بإنشاء مشروعات الموارد المائية المتعلقة بالإمداد بالمياه لمختلف الاستخدامات، بناء السدود، الطرق، السكك الحديدية...إلخ. أهمية البيانات تبرز من حقيقة أن في علم المياه متغيرات كثيرة ولا توجد مجموعة قوانين طبيعية يمكنها شرح مختلف العمليات المائية. يمكن البدء

بالحقائق الملاحظة تاريخيًا، وتحليل وتفسير نتائج التحليل واستخدام ذلك في الوقائع المستقبلية. بهذا فإنه يمكن القول أن علم البيان لم يصل بعد إلى حالة العلم التام.

في كل يوم يتم تجميع بيانات مائية وبيانات أرصاد جوية ومثل هذه البيانات في الشكل المختصر يتم نشرها. ولكن في حالة الحاجة إلى حل مشكلة عملية معينة، فإن تلك البيانات ليس من السهل وجودها. لذلك فإنه يلزم معرفة بعض مصادر بيانات المناخ والبيانات المائية وكذلك توضيح كيف يمكن إنتاج تلك البيانات خلال المحاكاة والنمذجة.

معظم البيانات المطلوبة أحيانًا:

طبقا لمنظمة الأرصاد العالمية فإنه يمكن تصنيف البيانات اللازمة عالبًا للدراسة المائية الخاصة بالأرصاد الجوية (Hydrometorological) يمكن تصنيفها كالآتي:

١- كمية الترسيب – السنوي، الشهري، العاصفة اليومية.

٢- بيان عن شدة الترسيب وتردده – للترددات المتغيرة من ٢٥٠ عام والاستمرار من ٥ دقائق إلى ٧٢ ساعة.

٣- تغير الترسيب من عام إلى آخر.

٤- حجم التدفق السطحي السنوي – الشهرى وذروة الفيضان.

٥- البخر والنتح –الحقيقي والسنوي

٦- البخر من سطح الماء – السنوي والشهري

٧- التغيرات فى التبخر السنوى للماء الحر.

٨- ضغط البخار لنقطة الندى – المتوسط، السنوي، الشهري.

٩- الماء القابل للترسيب في الجو – المتوسط، السنوي، الشهري.

١٠- درجات حرارة سطح الماء – المتوسط، الشهري.

١١- الإشعاع قصير الموجه – إجمالي القادم على السطح الأفقي الذي يمكن أن يكون متوسط، سنوي، شهري.

١٢- صافي ميزان الإشعاع عند سطح الأرض.

١٣- رطوبة التربة والنقص في رطوبة التربة.

كذلك تلزم البيانات الآتية:

أ - خرائط طبوغرافية، خرائط جيولوجية للتربة.

ب- بيان عن المياه الجوفية.

جـ- بيان عن نوعية الإمداد المتاح.

من الخرائط الطبوغرافية، والجيولوجية يمكن الحصول على معلومات متعلقة بتدفق المجرى والمياه الجوفية، مساحة الحوض، طول قناة المجرى وكثافة المجرى، إطار الصرف ...إلخ.

المتطلبات الأساسية للبيانات:

توجد أربع متطلبات أساسية يجب تحقيقها بواسطة البيانات قبل أن يتم تحليلها لأى دراسة هندسية أو مائية. وهذه هي:

١- سلسلة البيانات يجب أن ترتبط بالمشكلة المطلوب تحليلها، أي يجب أن تكون ذات علاقة.

٢- يجب أن تغطى البيانات فترة زمنية كافية لتكون ممثلة للواقع ويجب أن تكون قابلة للتحليل بالأدوات الحديثة مثل الإحصائية والمحاكاة بالحاسب وتحليل الاحتمالات. كما يجب أن تغطي فترة زمنية لا تقل عن ٢٠ عاما لإمكان التنبؤ بالسلوك مع أقل خطأ.

٣- يجب أن تكون البيانات دقيقة.

٤- يجب أن تكون دقيقة في مجال التجانس الداخلي اي عوامل مثل استخدام الأرض والتغيرات الأخرى بفعل الإنسان في مساحة المستجمع.