دانشگاه شهید چمران اهواز

دانشکده کشاورزی

گروه علوم و مهندسی خاک

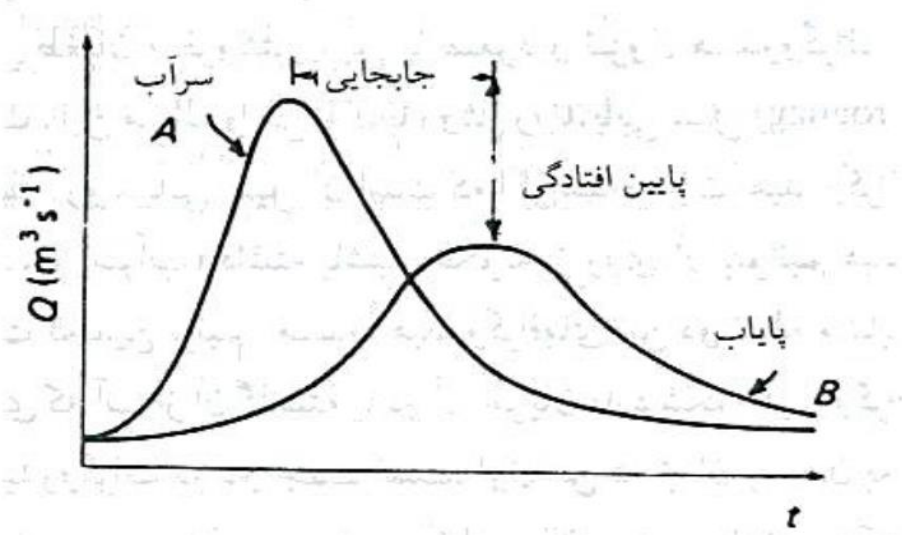
هیدرولوژی

روند یابی هیدروگراف

تهیه و تنظیم
حیدر غفاری

مفهوم اصلی روندیابی سیل آن است که اگر مشخصات هیدروگراف را در نقطه‌ای از رودخانه در بالادست (سرآب) داشته باشیم، بتوانیم از روی آن، هیدروگراف را در نقطه دیگری در پایین‌دست تخمین بزنیم. مسلماً هیدروگراف‌های این دو نقطه مشابه نخواهند بود زیرا خصوصیات مسیری که آب از آن گذشته یا در آن جریان دارد شکل هیدروگراف را تغییر می‌دهد. تغییر شکل هیدروگراف در دو جهت است اول این که زمان رسیدن به نقطه اوج در پایین دست دیرتر از زمان رسیدن به اوج در هیدروگراف بالادست خواهد بود که دلیل این امر هم روشن است زیرا نقطه دوم نسبت به نقطه اول فاصله دارد و مدتی به طول می‌انجامد تا آب این مسیر را طی کند. اختلاف زمان وقوع اوج هیدروگراف در نقطه بالادست و اوج هیدروگراف در نقطه پایین‌دست را جابجایی[۲] گویند. دوم این که دبی اوج هیدروگراف در پایین‌دست کم‌تر از دبی اوج هیدروگراف در بالادست می‌باشد. اختلاف بین دبی اوج هیدروگراف در بالادست و دبی اوج هیدروگراف در پایین‌دست را پایین افتادگی یا فروکش دبی اوج[۳] گویند. همچنین قله هیدروگراف پایین‌دست تیز نیست و حالت پهن و پخ‌شده به خود می‌گیرد و نیز زمان لازم برای عبور موج سیل درنقطه پایین‌دست مدتی بیشتر از هیدروگراف بالادست خواهد بود.

باتوجه به توضیحات فوق و شکل ۳-۱، هدف از روندیابی سیل آن است که با داشتن هیدروگراف A بتوانیم هیدروگراف B را در پایین دست تخمین بزنیم.



روش‌های روندیابی سیل به دو گروه عمده هیدرولیکی و هیدرولوژیکی تقسیم می‌شود. در روندیابی هیدرولیکی از رابطه پیوستگی جریان و رابطه حرکت استفاده می-شود و اساس آن بر اصول تئوری جریان‌های غیر دائم استوار است. جواب‌های حاصل از این روش دقیق بوده ولی مشکل اصلی دشوار بودن حل معادلات مربوطه می‌باشد که استفاده از کامپیوتر را اجتناب ناپذیر نموده و اطلاعات وسیعی را می‌طلبد. در روندیابی هیدرولوژیکی از اصل پیوستگی جریان و رابطه بین دبی و ذخیره موقت آب در طول مسیر استفاده می‌شود که روش نسبتاً آسانی بوده و نتایج حاصله برای استفاده در کارهای آبی از دقت کافی برخوردار است و انجام آن هم با دست و هم با کامپیوتر امکان پذیر است.

علاوه بر دو روش فوق، یک روش ابتدایی نیز برای نقاطی که فاقد آمار هیدروگرافی باشند وجود دارد که از آن با عنوان روندیابی ساده (روندیابی غیر ذخیره‌ای) یاد می‌شود و اساس آن برمبنای استفاده از خطوط داغ‌آب می‌باشد (برای اطلاعات بیشتر در مورد این روش به کتاب اصول هیدرولوژی کاربردی تالیف دکتر امین علیزاده، فصل روندیابی سیل مراجعه شود).

۱۶-۳ روندیابی ذخیره‌ای

فرض کنید در نقطه A از مسیر یک رودخانه سیلی از زمان صفر شروع شده و در زمان T_1 به پایان رسیده است و منحنی تغییرات دبی در آن (هیدروگراف) مطابق شکل ۱۶-۵ باشد که این هیدروگراف را از این به بعد **هیدروگراف ورودی** خواهیم نامید. سطح زیر منحنی هیدروگراف

حجم آبی است که در مدت سیل از نقطهٔ A عبور می‌کند که اگر مقدار دبی را در لحظه‌ای از زمان، I بنامیم حجم آبی که در طول مدت سیل عبور می‌کند عبارت است از:

$$V_I = \int_0^{T_1} I\,dt \qquad (۱-۱۶)$$

حال اگر در همین دستگاه محور مختصات در نقطهٔ B که در پایین دست نقطهٔ A قرار گرفته است هیدروگراف همین سیل را رسم کنیم این هیدروگراف از زمان T_2 شروع می‌شود و در زمان T_3 خاتمه پیدا می‌کند. سطح زیر منحنی این هیدروگراف که آن را **هیدروگراف خروجی** می‌نامیم برابر حجم آبی است که در مدت سیل از نقطهٔ B عبور می‌کند و اگر مقدار دبی این هیدروگراف در هر لحظه از زمان O باشد این حجم عبارت است از:

$$V_O = \int_{T_2}^{T_3} O\,dt \qquad (۲-۱۶)$$

مسلماً این دو حجم باید باهم برابر باشند زیرا فرض این است که در فاصلهٔ بین دو نقطه نه آبی تلف شود و نه بر آن افزوده گردد. لذا،

$$\int_0^{T_1} I\,dt = \int_{T_2}^{T_3} O\,dt \qquad (۳-۱۶)$$

حال اگر زمان T^* از شروع سیل در نقطهٔ A را در نظر بگیریم در این مدت به اندازهٔ سطح زیر منحنی از صفر تا T^* یعنی $\int_0^{T^*} I\,dt$ از نقطهٔ A آب عبور کرده است و اگر همین زمان T^* را درهیدروگراف خروجی در نظر بگیریم حجم آبی که T^* از زمان صفر از نقطهٔ B گذشته است به اندازهٔ سطح زیرمنحنی بین T_2 و T^* است یعنی $\int_{T_2}^{T^*} O\,dt$ ولی این دو سطح برابر نیستند یعنی،

$$\int_0^{T^*} I\,dt > \int_{T_2}^{T^*} O\,dt \qquad (۴-۱۶)$$

مابه التفاوت نامعادلهٔ ۱۶-۴ مقدار آبی است که در داخل رودخانه بین نقطهٔ A و B بطور موقت ذخیره شده است که بتدریج از آن خارج خواهد شد و اگر آن را با S نشان دهیم.

$$S = \int_{0}^{T^*} I\,dt - \int_{T_2}^{T^*} O\,dt \qquad (۱۶-۵)$$

$$S = \int_{0}^{T^*} (I - O)\,dt \qquad (۱۶-۶)$$

توصیف دیگر این معادله آن است که سرعت تغییرات حجم ذخیره موقت نسبت به زمان برابر است با تفاضل دبی ورودی و خروجی یعنی :

$$\frac{dS}{dt} = I - O \qquad (۱۶-۷)$$

معادلهٔ ۱۶-۷ در واقع مشتق معادله ۱۶-۶ به شمار می‌رود. این معادله اساس تمام روشهای روندیابی ذخیره‌ای است. مسألهٔ روندیابی آن است که با داشتن تغییرات I نسبت به زمان و داشتن اطلاعاتی در مورد S بتوانیم تغییرات O را نسبت به زمان به‌دست آوریم. معادلهٔ ۱۶-۷ بسادگی و بطور مستقیم قابل حل نیست و برای حل آن باید از روشهایی مانند روش تفاضلهای جزیی (finite difference) استفاده کرد. در این روش دوره زمانی مشخصی را انتخاب می‌کنیم (ΔT) و اگر مقادیر I، O و S را در ابتدا و انتهای دوره ΔT به ترتیب I_1، I_2، O_1، O_2 و S_1 و S_2 در نظر بگیریم در این صورت خواهیم داشت:

$$\frac{dS}{dt} = I - O$$

$$dS = I\,dt - O\,dt$$

$$S_2 - S_1 = \frac{I_1 + I_2}{2}\Delta T - \frac{O_1 + O_2}{2}\Delta T \qquad (۱۶-۸)$$

البته مقدار ΔT باید بقدری کوچک انتخاب شود که بتوان در طی آن تغییرات I و O را به صورت خطی فرض کرد. معمولاً ΔT حدود $\frac{1}{6}$ زمان رسیدن هیدروگراف ورودی به نقطهٔ اوج در نظر گرفته می‌شود.

حال به اولین دوره ΔT که از زمان صفر شروع می‌شود توجه کنید. در این دوره تمام عوامل به جز O_2 و S_2 معلوم می‌باشند. بنابراین یک معادلهٔ دیگر نیز لازم است تا بتوان O_2 را در انتهای دوره بر اساس دو معادله و دو مجهول محاسبه کرد. پس از آنکه O_2 محاسبه شد، همین عمل برای دوره بعد انجام می‌شود تا سرانجام O در انتهای هر دوره مشخص شده و بتوان براساس آن هیدروگراف خروجی را رسم کرد. در واقع همین ماهیت معادلهٔ دوم است که دو روش عمده را در روندیابی، مشخص می‌سازد و ما در این‌جا به بحث پیرامون آنها می‌پردازیم.

۱۶-۳-۱ روندسازی در مخزن

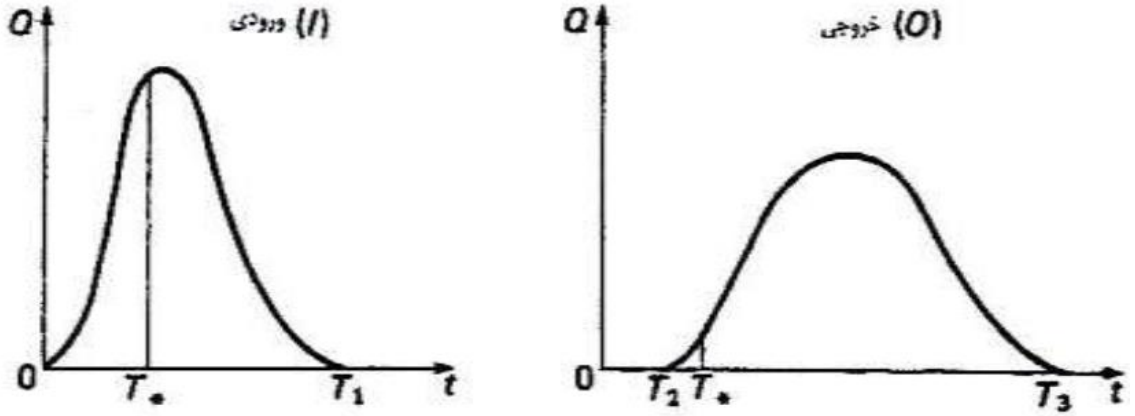
اگر هیدروگراف سیلی که وارد مخزن پر از آب یک سد می‌شود مشخص باشد و بخواهیم

هیدروگراف سیل خروجی از آن را تخمین بزنیم به آن روندیابی مخزن گفته می‌شود. چنانچه به شکل ۱۶-۶ توجه شود چنانچه سیلی وارد مخزن سد که فرضاً پر از آب است شود ابتدا مقداری از حجم آب سیل موقتاً در مخزن ذخیره و سپس بتدریج از آن خارج می‌شود. این امر باعث جابجایی دبی اوج هیدروگراف و پایین افتادن آن می‌شود. بطوری که هیدروگراف خروجی از مخزن هم اوج کمتری دارد و هم زمان وقوع آن به تعویق می‌افتد.

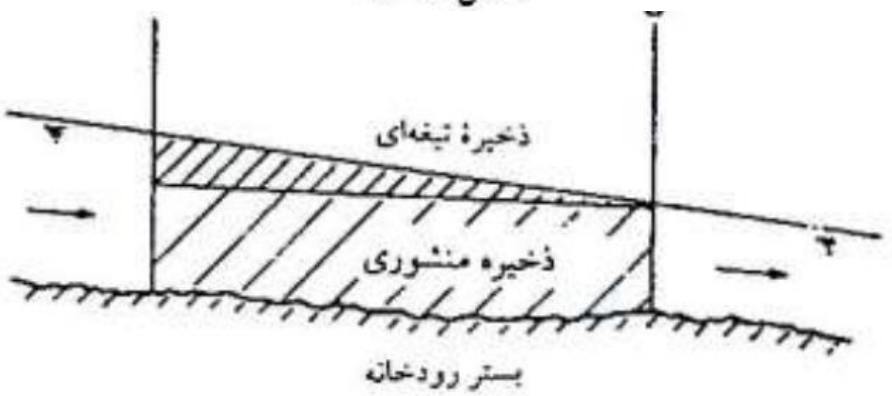
در مورد یک مخزن، مقدار آبی که در داخل آن ذخیره می‌شود تابع مستقیمی از ارتفاع سطح آب نسبت به تاج یا لبهٔ سرریز (H) است. علاوه بر این دبی خروجی از سرریز (O) نیز تابع مستقیمی از رقوم سطح آب یا H است، پس بطور غیرمستقیم S تابعی از O است. معادلهٔ ۱۶-۸ را به صورت زیر نیز می‌توانیم بنویسیم

$$\left(\frac{S_2}{\Delta T} + \frac{O_2}{2}\right) = \left(\frac{S_1}{\Delta T} + \frac{O_1}{2}\right) + \frac{I_1 + I_2}{2} - O_1 \qquad (۹-۱۶)$$

چون S تابع O می‌باشد لذا $\frac{S}{\Delta T} + \frac{O}{2}$ نیز به ازای مقدار مشخص ΔT تابع O است.



شکل ۱۶-۵



شکل ۱۶-۱۰ ذخیرهٔ آب در مسیر رودخانه

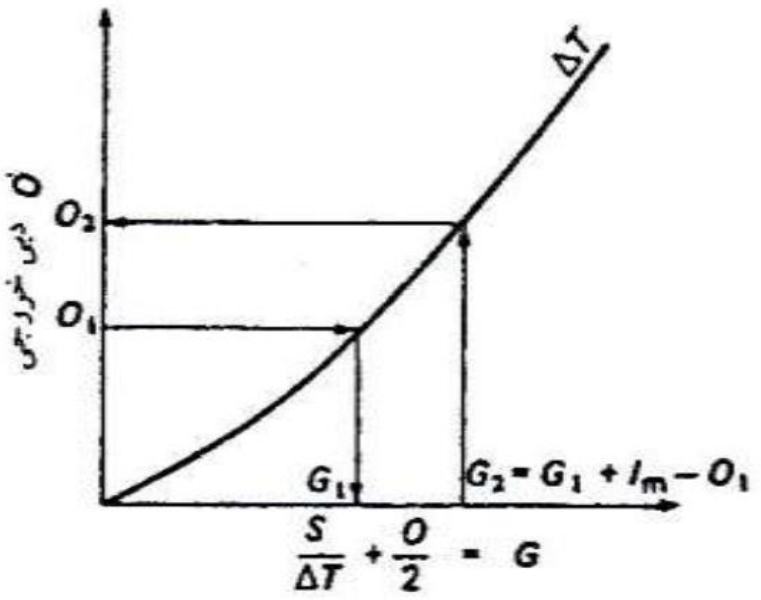
حال تغییرات O را نسبت به $\left(\frac{S}{\Delta T} + \frac{O}{2}\right)$ در یک دستگاه محور مختصات معمولی رسم می‌کنیم، بدین ترتیب که به جای ΔT مقدار مشخصی را می‌گذاریم و به ازای H های مختلف مقادیر O و سپس $\frac{S}{\Delta T} + \frac{O}{2}$ را محاسبه و سرانجام در یک دستگاه محور مختصات O را نسبت به $\frac{S}{\Delta T} + \frac{O}{2}$ رسم می‌کنیم که اگر $\frac{S}{\Delta T} + \frac{O}{2}$ را برابر G فرض کنیم معادلهٔ ۱۶-۹ به صورت زیر خواهد بود.

$$G_2 = G_1 + \frac{I_1 + I_2}{2} - O_1 \qquad (۱۶-۱۰)$$

$$G_2 = G_1 + I_m - O_1 \qquad (۱۶-۱۱)$$

که I_m میانگین I_1 و I_2 است. بنابراین برای آن که بتوانیم به ازای مقدار مشخص ΔT مقادیر S و O و G را به‌دست آوریم رسم چنین منحنی الزامی است. در شکل ۱۶-۷ تیپ رابطه بین O و G که همان $\left(\frac{S}{\Delta T} + \frac{O}{2}\right)$ است مشاهده می‌شود.

با داشتن معادلهٔ ۱۶-۱۱ و منحنی شکل ۱۶-۷ می‌توان مسأله را گام‌بگام حل نمود. بدین‌ترتیب که در ابتدای دوره زمانی ΔT مقادیر G_1 و O_1 از دوره قبل ـ و یا از شرایط موجود قبل از شروع سیل ـ معلومند و I_m نیز از روی هیدروگراف ورودی معلوم است، لذا تنها مجهول معادله ۱۶-۱۱ همان G_2 است که به دست می‌آید. با داشتن G_2 از روی منحنی ۱۶-۷ مقدار O_2 که دبی خروجی در انتهای دوره می‌باشد محاسبه می‌شود.



شکل ۱۶-۷

۱۶-۳-۲ روندسازی در رودخانه

در رودخانه‌ها برخلاف مخازن که سطح آب بطور افقی در نظر گرفته می‌شد نمی‌توان سطح آب را در طول مسیر رودخانه افقی فرض کرد. علاوه بر این در مخازن، حجم آب ذخیره شده فقط تابعی از تراز سطح آب در روی سرریز فرض می‌شد. حال آنکه حجم آب ذخیره شده در مسیر یک رودخانه تابعی از تراز سطح آب در ابتدا و انتهای مسیر است و نه فقط انتهای آن. در شکل ۱۶-۱۰ چگونگی ذخیرهٔ موقت آب در قسمتی از مسیر یک رودخانه نشان داده شده است. بار دیگر می‌توان **معادلهٔ پیوستگی جریان** را در هر لحظه از زمان به صورت زیر نوشت.

$$\frac{dS}{dt} = I - O \qquad (۱۶-۱۲)$$

در این معادله S مقدارکل آب ذخیره شده در داخل مسیر است که شامل **ذخیرهٔ منشوری** و **ذخیرهٔ تیغه‌ای** است. ذخیرهٔ منشوری تابع ارتفاع سطح آب در انتهای مسیر بوده و در آن فرض می‌شود که سطح آب افقی است و از شیب رودخانه صرفنظر می‌شود. بنابراین با فرض افقی بودن سطح آب در ذخیرهٔ منشوری اگر گفته شود که دبی خروجی (O) فقط تابع تراز آب در پایین دست است دور از واقعیت نخواهد بود. اگر فقط ذخیرهٔ منشوری وجود می‌داشت می‌بایست دبی ورودی به مسیر (I) و دبی خروجی از آن (O) برابر باشند ولی چون این دو مساوی نیستند لذا ذخیره‌تیغه‌ای به وجود می‌آید و مقدار آن تابع تفاوت بین دبی ورودی و خروجی (I−O) است. از نظر ذخیرهٔ تیغه‌ای سه حالت ممکن است اتفاق افتد. اگر دبی ورودی بیشتر از دبی خروجی از مسیر باشد (I>O)، ذخیرهٔ تیغه‌ای به ذخیره منشوری اضافه می‌شود. اگر سطح آب افقی باشد مقدار ذخیره تیغه‌ای (Ve) صفر است و اگر سیل به پایان‌برسد یعنی دبی ورودی کمتر از مقدار دبی خروجی باشد (I<O) در این‌صورت ذخیرهٔ تیغه‌ای منفی و جهت محاسبهٔ ذخیرهٔ کل باید ذخیرهٔ تیغه‌ای را از ذخیرهٔ منشوری کسر کرد (شکل ۱۶-۱۱).اگر ذخیرهٔ منشوری را که فقط تابع O می‌باشد [$f_1(O)$] وذخیرهٔ‌تیغه‌ای که‌تابع I−O است [$f_2(I-O)$] جمع‌کنیم‌ذخیرهٔ کل به‌دست می‌آید. به علامت f_2 نیز بسته به حالات سه‌گانه فوق نیزتوجه شود.

$$S = f_1(O) + f_2(I - O) \qquad (۱۶-۱۳)$$

در روندیابی مخزن S فقط تابع O بود ولی در این‌جا شرایط پیچیده‌تر است. زیرا S هم تابع I است و هم تابع O. در هر حال در این‌جا نیز دو معادلهٔ اصلی به کار گرفته می‌شوند که عبارتند از:

$$\frac{dS}{dt} = I - O \qquad S = f_1(O) + f_2(I - O)$$

معادلهٔ اول را به صورت $S_2 - S_1 = \frac{(I_1 + I_2)\Delta T}{2} - \frac{(O_1 + O_2)\Delta T}{2}$ نیز می‌توانیم بنویسیم. برای محاسبهٔ O_2 در انتهای هر دوره زمانی می‌توان از روش تفاضلهای جزیی استفاده کرد. برای حل عددی و عملی این معادله نیز روشهای گوناگونی به‌کار گرفته می‌شود که روش ماسکینگام (Muskingum) مناسبترین روش است و در این‌جا آن را مورد بحث قرار می‌دهیم.

روش ماسکینگام اگر فرض کنیم توابع $f_1(O)$ و $f_2(I - O)$ هر دو توابع خطی باشند، می‌توان معادلهٔ این دو را به صورت زیر نوشت.

$$f_1(O) = k\,O$$

$$f_2(I - O) = b(I - O)$$

K و b ضرایبی هستند که دارای بعد زمان می‌باشند. بنابراین،

$$S = f_1(O) + f_2(I - O)$$

$$S = kO + b(I - O)$$

$$S = kO + bI - bO$$

$$S = bI + (k - b)O$$

$$S = k\left[\frac{b}{k}I + \left(1 - \frac{b}{k}\right)O\right] \qquad (۱۶-۱۴)$$

اگر مقدار $\frac{b}{k}$ برابر x فرض شود $\left(\frac{b}{k} = x\right)$ در این صورت معادلهٔ ۱۶-۱۴ عبارت خواهد بود از:

$$S = k[x\,I + (1 - x)O] \qquad (۱۶-۱۵)$$

x ضریب بدون بعدی است که درجهٔ اهمیت I و O را در تعیین ظرفیت ذخیرهٔ رودخانه نشان می‌دهد. مقدار x حداقل صفر و حداکثر ۰/۵ و بطور متوسط بین ۰/۲ تا ۰/۴ تغییر می‌کند. اگر به جای S_1 و S_2 مقادیر مربوطه را قرار دهیم شکل تفاضلهای جزیی معادلهٔ پیوستگی به‌صورت زیر در خواهد آمد.

$$\frac{1}{2}(I_1 + I_2)\Delta T - \frac{1}{2}(O_1 + O_2)\Delta T = k[xI_2 + (1 - x)O_2] - k[xI_1 + (1 - x)O_1]$$

که می‌شود آن را به شکل زیر نوشت.

$$O_2(-0.5\,\Delta T - k + kx) = I_1(-kx - 0.5\Delta T) + I_2(kx - 0.5\Delta T) + O_1(-k + kx + 0.5\Delta T)$$

حال معادلهٔ مذکور را می‌توانیم به صورت زیر خلاصه کنیم.

$$O_2 = C_1I_1 + C_2I_2 + C_3O_1 \qquad (۱۶-۱۶)$$

که در آن:

$$C_1 = \frac{\Delta T + 2kx}{\Delta T + 2k - 2kx}$$

$$C_2 = \frac{\Delta T - 2kx}{\Delta T + 2k - 2kx}$$

$$C_3 = \frac{-\Delta T + 2k - 2kx}{\Delta T + 2k - 2kx} \qquad (۱۷-۱۶)$$

چنانچه مقادیر C_3 ، C_2 و C_1 را جمع کنیم برابر یک خواهد شد ($\Sigma C = 1$) لذا $C_3 = 1-(C_1 + C_2)$ است و با محاسبهٔ C_1 و C_2 مقدار C_3 از این فرمول به‌دست می‌آید.

طرزکار با روش ماسکینگام الف ـ برای حل معادلهٔ $O_2 = C_1I_1 + C_2I_2 + C_3O_1$ باید مقادیر I_1 و I_2 و O_1 در دوره زمانی ΔT مشخص باشد. همچنین لازم است ضرایب x و k را هم داشته باشیم تا بتوان C_1 ، C_2 و C_3 را محاسبه کرد. به عبارت دیگر برای محاسبهٔ O_2 لازم است تمام اجزای سمت راست معادله در دست باشند.

ب ـ یک هیدروگراف سیل ورودی (I) و هیدروگراف سیل خروجی آن را (O) از آمار سیلهای قبلی که در مسیر اندازه‌گیری شده‌اند درنظر بگیرید. وجود چنین هیدروگراف‌هایی برای تخمین x و k الزامی است.

ج ـ در دوره‌های مختلف زمانی مقدار سیل ورودی (I) و خروجی (O) را از روی این دو هیدروگراف به‌دست آورید.

د ـ مقداری را برای x بین صفر تا ۰/۵ انتخاب کنید و سپس مقدار $[xI + (I - x)O]$ را محاسبه نمایید.

هـ – در هر دوره زمانی از روی هیدروگراف‌های ورودی و خروجی که دربند ۲ گفته شد مقدار (I - O) را که در واقع ذخیرهٔ واقعی است، حساب کنید. زیرا اگر مطابق شکل ۱۶-۱۲ هیدروگراف ورودی و خروجی را از هم کسر کنیم تغییرات ذخیره در ΔTهای مختلف به‌دست می‌آید که معادلهٔ آن عبارت خواهد بود از:

$$S = \int_0^T (I - O)dt \qquad (۱۸-۱۶)$$

و ـ حال به ازای هر ΔT با داشتن S (ذخیرهٔ واقعی) و $xI + (1 - x)O$ در یک دستگاه محور مختصات تغییرات S و $xI + (1-x)O$ را رسم کنید، مشاهده خواهد شد که منحنی حاصله از وصل کردن نقاط مختلف حالت حلقه (لوپ) را پیدا خواهد کرد.

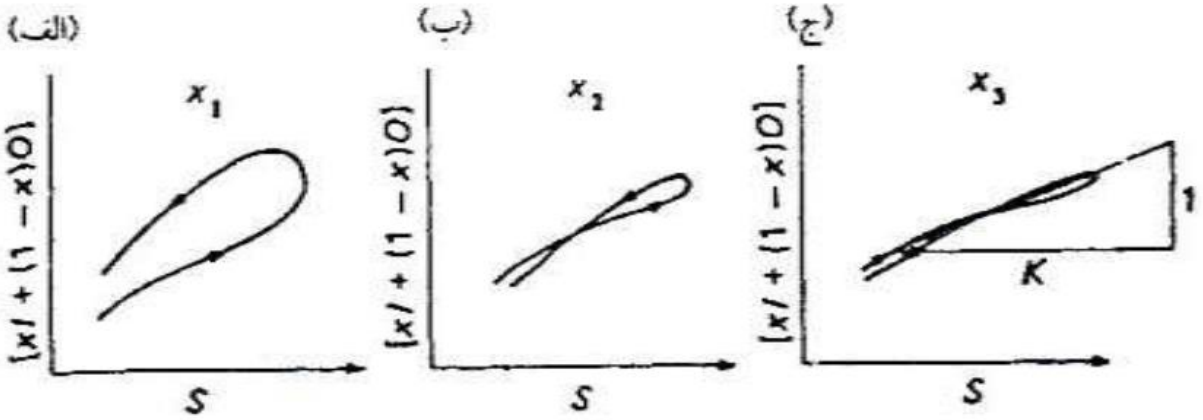
ز ـ پیدا شدن حالت حلقه نشان آن است که مقدار انتخاب شده x صحیح نبوده است. بار دیگر برای x مقدار دیگری انتخاب می‌کنیم و همین عمل تکرار می‌شود.

ملاحظه خواهد شد که اگر x را مناسب انتخاب کرده باشید حلقه باریکتر شده و بیشتر به یک خط شبیه خواهد بود.

ح ـ این عمل را آنقدر ادامه می‌دهیم تا حلقه حاصله مطابق شکل ۱۶-۱۳ بسیار باریک و مشابه خط مستقیم گردد. در این حالت معلوم می‌شود که مقدار انتخاب شده x صحیح است.

ط ـ عکس شیب خط (حلقه‌ای) حاصله مطابق شکل ۱۶-۱۳ (ج) مقدار k خواهد بود.

ی ـ با به‌دست آوردن x و k به ازای ΔT های مختلف C_1 ، C_2 ، C_3 و سپس از روی معادلهٔ $O_2 = C_1I_1 + C_2I_2 + C_3 O_1$ مقدار O_2 در انتهای هر دوره به‌دست می‌آید. اینک به یک مثال که به‌روش ماسکینگام حل شده است توجه کنید.



شکل ۱۶-۱۳ روش آزمون و خطا در محاسبهٔ x و k