3 СТОХАСТИЧКИ МЕТОДИ

3.1 Криви на распределба и обезбеденост

Хидролошките и метеоролошките појави и процеси се карактеризираат со стохастички карактер. Измерените вредности на одредена хидролошка или метеоролошка појава сместена во хронолошка низа по време претставува временска низа на таа појава. Членовите на таква временска низа се случајни променливи и се прилагодуваат на законите од теоријата на веројатност и математичка статистика. Се поставува прашањето, за каква цел се потребни овие анализи според теоријата на веројатност?

Ова може да се објасни со определување на максималната голема вода, која треба да ја пропушти хидротехнички објект изграден на некоја река. При разгледување на низа од набљудувани максимални протечни количини, се поставува прашањето за веројатноста на појава на една или друга вредност за потребата за пресметување/димензионирање на објектите на многу голема вода и/или ретко повторлива протечна количина. Врз основа на пократкотрајни набљудувања, теоријата на веројатност дава можност да се пресметаат теоретски криви на обезбеденост на низата и определување на веројатноста на појава на разгледуваната појава во иднина.

Анализите на хидролошките низи со примена на теоријата на веројатност и математичка статистика може да се разгледуваат по следниот редослед: (1) анализа на расположливите хидролошки податоци и нивни карактеристики, (2) избор на теоретски функции на распределбата, (3) оценка на статистичките параметри на функцијата на распределба, (4) избор и број на класните интервали, (5) теоретска и емпириска веројатност, (6) тестирање на прилагодливоста на функциите на распределба и обезбеденост.

3.1.1 Хидролошки податоци и нивни карактеристики

Изборот на податоци за анализа треба да се изврши по одредена постапка и по однапред утврдени критериуми. Периодот на набљудување на хидролошките податоци потребно е да биде континуален, репрезентативен и доволно долг (во хидрологијата се препорачува тој да не е помал од 30, односно $n \geq 30$). За да се овозможи споредување на податоците и резултатите од обработката, често пати хидролошките променливи се претвараат во бездимензионална броеви, користејки одредена трансформација т.е со користење на модулни коефициенти.

Хидролошките податоци онакви какви што се набљудувани, или регистрирани се однесуваат за различни локалитети и истите се најчесто хетерогени. Затоа низата од податоци со која се располага се проверува дали е хомогена, односно дали сите членови на низата припаѓаат на иста популација. За таа цел низата се дели на две низи ($n=n_1+n_2$).

За испитување на хомогеноста на хидролошките податоци се користат параметарски тестови. Најчесто применувани се: (а) нормализиран Z-тест на средна вредност, (б) студентов t-тест и (в) Фишеров тест.

Нормализираниот Z-тест на средна вредност. За две низи со (n_1) и (n_2) податоци, средни вредности ($\overline{x}_1$) и ($\overline{x}_2$), стандардни девијации (σ_{x1}) и (σ_{x2}), соодветно, тестот се состои во тоа што се претпоставува нормална распределба на членовите на низата:

$$f(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{\frac{x^2}{2}} \qquad 3.1$$

и се проверува дали средните вредности на низите припаѓаат на иста популација. Нултата теза или хипотеза е ($\overline{x}_1 = \overline{x}_2$), а критериум на тестот е:

$$Z=\sqrt{\frac{\bar{x}_1\cdot\bar{x}_2}{\sigma_{x_1-x_2}}} \qquad 3.2$$

каде: $\sigma_{x_1-x_2}=\sqrt{\frac{\sigma_{x_1}^2}{n_1}+\frac{\sigma_{x_2}^2}{n_2}}$. Нултата хипотеза се прифаќа ако е исполнет условот ($Z_{\alpha/2}<Z<Z_{1-\alpha/2}$) за значајност на тестот (α) (препорачана вредност α=0,05).

Студентов t-тест. Тестот се состои во тоа да се провери дали средноквадратното отстапување на двете низи припаѓаат на иста популација. Нултата теза е ($\sigma_{x1}=\sigma_{x2}$), а критериум на тестот е:

$$t=\frac{\bar{x}_1-\bar{x}_2}{\sqrt{n_1\sigma_{x1}^2+n_2\sigma_{x2}^2}}\cdot\sqrt{\frac{n_1\cdot n_2\cdot(n_1+n_2-2)}{n_1+n_2}} \qquad 3.3$$

Нултата хипотеза се прифаќа ако е исполнет условот: ($t_{\alpha/2}<t<t_{1-\alpha}$) за значајност на тестот (α=0,05) и ($\nu=n_1+n_2-2$) степени на слобода.

Фишеров тест. Фишеровиот тест за проверка на хомогеноста на членовите на една популација се состои во проверка на еднаквоста на стандардните отстапувања. Нултата теза е ($\sigma_{x1}=\sigma_{x2}$), а критериум на тестот е:

$$F=\frac{\sigma_{x1}^2}{\sigma_{x2}^2} \quad \text{за} \quad \sigma_{x1}>\sigma_{x2} \qquad 3.4$$

Нултата хипотеза се прифаќа ако е исполнет условот ($F<F_{1-\alpha}(\nu_1,\nu_2)$) за ($\nu_1=n_1-1$) и ($\nu_2=n_2-2$) степени на слобода.

3.1.2 Теоретски функции на распределба

Во хидрологијата најчесто се применуваат следниве теоретски криви на распределба:

- Биномна распределба
- Нормална функција на распределба (Гаус-Лапласова)
- Лог-Нормална функција на распределба со два параметра (Галтонов образец)
- Лог-Нормална функција на распределба со три параметри
- Гумбелова степенаста распределба
- Гама функција на распределбата со два параметри (Пирсон).

Биномна распределба. Законот за веројатност на Биномната дистрибуција се определува со функцијата:

$$P(x)=\binom{n}{x}\cdot p^x\cdot q^{n-x}=\binom{n}{x}\cdot p^x\cdot(1-p)^{n-x} \qquad 3.5$$

каде $P(x)$ е веројатност дека во низата од (n) случаи некој настан ќе се случи од (x) пати, (p) е веројатност дека некој настан ќе се случи од еден обид, (q) е веројатност дека не се појавил настанот, (n) е вкупен број на обиди, (x) е променлива и претставува број на успешни обиди во низа од (n) случаи, односно $\binom{n}{x}=\frac{n!}{x!\cdot(n-x)!}$ е број на комбинации во (n) случаи од кои (x) се разгледува. Статистичките податоци на оваа распределба се: средна аритметичка вредност на низата ($\bar{x}$), средно квадратно отстапување (σ) и коефициент на асиметрија (C_s).

Гаус-Лапласова симетрична распределба. Оваа крива на распределба добиена од нормалната распределба е симетрична и има голема примена во хидрологијата. Законот на веројатноста се определува по формулата:

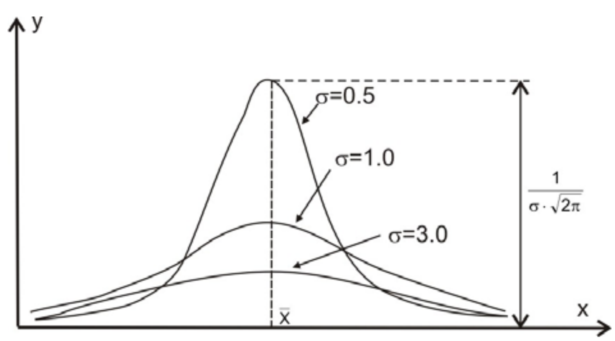
$$p(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(\Delta x)^2}{2\sigma}} = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x-\bar{x})^2}{2\sigma}} \qquad 3.6$$

каде ($\bar{x}$) е средна аритметичка вредност на низата, (σ) е средно квадратно отстапување, (x) е независно променлива, а (e) и (π) се константи (e=2,71828 и π=3,14159). Нормираната нормална распределба се добива за σ=1.0:

$$p_o(x) = \frac{1}{\sigma \cdot \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{x^2}{2}} \qquad 3.7$$

За (x=0) се добива максималната вредност на честотата:

$$p_o(x) = \frac{1}{\sigma \cdot \sqrt{2\pi}} \qquad 3.8$$



Слика 3.1 Гаус-Лапласови криви на распределба за различни средно квадратни отстапувања σ

Ако веројатноста p(x) ја претставиме на y оската, за различни средно квадратни отстапувања (σ), Гаус-Лапласовата крива на распределба го има обликот прикажан на Слика 3.1.

$$p(x) = y = \frac{1}{\sigma \cdot \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(\Delta x)^2}{2 \cdot \sigma}} \qquad 3.9$$

$$y \cdot \sigma = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(\Delta x)^2}{2 \cdot \sigma}} \qquad 3.10$$

Ако се замени за $y' = y \cdot \sigma$ и $z = \frac{x - \bar{x}}{\sigma} = \frac{\Delta x}{\sigma}$ кривата се добива без параметри:

$$y' = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{z^2}{2}} \qquad 3.11$$

Вредностите на оваа функција можат да се најдат во основната литература од математичка статистика. Од стандардната крива која одговара на (σ=1) може да се определат криви на распределба со различно (σ), кога апцисата се множи со (σ), а ординатата се дели со (σ).

Големината $\pm z = \frac{x - \overline{x}}{\sigma}$, која што ги изразува границите на колебањата на променливата големина се вика граница на доверба, или интервал на доверба, а соодветната веројатност во таа граница се вика веројатност на доверба.

Лог-нормална распределба. За прикажување на несиметричните криви на распределба во аналитичка форма се користи принципот: дадена функција f(x) да ја следи симетричната крива на распределба, и ако самите вредности за (x_i) ја немаат оваа распределба. Со употреба на симетрична крива на распределба многу се поедноставува пресметката. Галтон (Galton) докажал дека многу распределби на веројатност можат со логаритамска трансформација да се прилагодат на Гаусовиот закон со функција што има облик на нормалната распределба:

$$p(x) = \frac{1}{\sigma_y \cdot \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(y-\overline{y})^2}{2\sigma_y^2}} \qquad 3.12$$

каде $y = \ln(x)$, ($\overline{y}$) е средна аритметичка вредност на новата логаритмирана низа, (σ_y) е средно квадратно отстапување. Интегралната линија на зачестеност по Галтон е линија на обезбеденост нанесена во координатен систем со логаритамска размера и претставува права линија. Со употреба на логаритамскиот закон на распределба доволни се два параметри за определување на кривите на распределба и на обезбеденост ($\overline{y}$, σ_y).

Гумбелова степенаста распределба. Оваа распределба е погодна за анализа за екстремни вредности (максимални и минимални). Функцијата на распределба f(z) и функцијата на веројатност p(x) се дефинираат со следните изрази:

$$f(z) = e^{-e^{-z}} \qquad 3.13$$

$$p(x) = e^{-z^{-e^{-z}}} \qquad 3.14$$

а параметрите се определуваат како што следува:

$$z = (x - x_{mo}) \cdot \alpha \qquad 3.15$$

$$\frac{1}{\alpha} = 0.78 \cdot \sigma \qquad 3.16$$

$$\overline{x} = x_{mo} + 0.45\sigma \quad \Rightarrow \quad x_{mo} = \beta = \overline{x} - 0.45 \cdot \sigma \qquad 3.17$$

$$x_{me} = x_{mo} + 0.286 \cdot \sigma \qquad 3.18$$

каде ($\overline{x}$) е средна аритметичка вредност, ($x_{mo} = \beta$) е мода на низата, (x_{me}) е медијана на низата и (σ) е средноквадратно отстапување или стандардна девијација. Бидејќи врската помеѓу (x) и (z) е линеарна, а врската помеѓу p(x) и (z) е дадена со равенката 3.44 можно е да се конструира дијаграм и со нанесување на емпириските податоци може да се утврди какво е прилагодувањето.

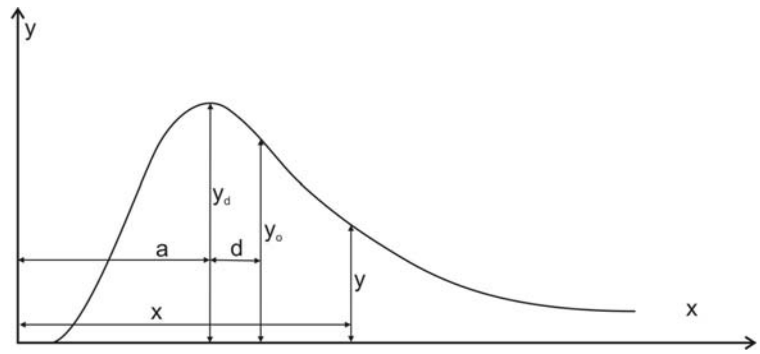
Пирсонова крива. Пирсон (Pearson) составил повеќе ф-ции за линијата на обезбеденоста, кои одговараат на секоја распределба. Од сите 14 типа на Пирсоновите криви, во хидрологијата најголема примена нашла кривата Пирсон III тип. Оваа распределба е линераизирана Гама распределба.
Равенката на кривата на обезбеденост на Пирсон III тип распределбата е:

$$y = y_o \cdot e\left(1 + \frac{x}{d}\right)^{-\frac{a}{d}} \qquad 3.19$$

каде (y_o) е најголема (моделна) ордината, (d) е радиус на асиметрија, (a) е растојание на моделната ордината од почетокот на кривата. Параметрите (a) и (d) се определуваат со следните изрази:

$$d = \frac{C_v \cdot C_s}{2} \qquad 3.20$$

$$a = \frac{2 \cdot C_v}{C_s} - \frac{C_s \cdot C_v}{2} \qquad 3.21$$



Слика 3.2 Пирсонова крива на распределба

На Слика 3.2 со (d) е означено растојанието од централната ордината до модата, (a) е растојание од модата до крајот на кривата од лева страна, (a+d) го претставува растојанието од централната ордината до левата граница на кривата, која може да биде и нула. Ако кривата на распределба се прикаже бездимензионално, односно сите членови се поделат со аритметичката вредност, тогаш за централната ордината се добива ($\bar{x}/\bar{x}$=1), па може да се констатира дека (a+d)<1, односно:

$$a + d = \frac{2C_v}{C_s} < 1.0 \quad \text{и} \quad C_s \leq 2 \cdot C_v \qquad 3.22$$

Ако долната граница е различна од нула, тогаш:

$$a + d + K_{min} = 1.0 \quad \text{или} \quad a + d = 1 - K_{min} \qquad 3.23$$

и во тој случај следува:

$$\frac{2C_v}{C_s} = 1 - K_{min} \Rightarrow C_s = \frac{2C_v}{1 - K_{min}} \qquad 3.24$$

и за коефициентот на асиметрија може да се дефинираат границите во кои би можело да се користи оваа распределба:

$$2C_v < C_s < \frac{2C}{1 - K_{min}} \qquad 3.25$$

Ако за една низа со параметри на низата ($\bar{x}$, C_v, C_s) сакаме да определиме вредност (x_p) со веројатност на појава (p), тогаш се користат вредностите на Гама функцијата на распределба на Фостер–Рибкинови, (Додаток Б, Табела Б-4). При тоа статистиката Φ=f(C_s, p), може да се определи како:

$$\Phi = \frac{\frac{x_p}{\bar{x}}}{C_v} \qquad 3.26$$

Лог Пирсонова распределба Ако случајната променлива (x) се логаритмира се добива нова низа со променливи $y = \ln(x)$. Со примена на Гама функцијата на распределба на Фостер- Рибкинови за логаритмираната низа (y=logx) и со параметри на низата ($\bar{y}$, C_{vy}, C_{sy}), се добива Лог Пирсонова распределба.

3.1.3 Оцена на статистичките параметри на функциите на распределба

Теоретските функции на распределба потполно се дефинирани ако им се познати нумеричките вредности на сите статистички параметри. Големините на параметрите се определуваат врз основа на податоците од случајните примероци (емпириски податоци). Постојат повеќе методи за определување на параметрите: графичка метода, метода на најмали квадрати, метода на проценти, метода на моменти, метода на максимална веројатност и др. Најпогодна и најмногу се применуваат методат на најмали квадрати и методата на максимална веројатност.

Хидролошки низи претставуваат серии на емпириски податоци добиени со набљудувања и мерења на карактеристични хидролошки појави, како што се врнежите, водостоите, протоците и други. Големината на секој член во низата се менува и може да се појави иста вредност повеќе пати. Заради ваквата променливост на вредноста на членовите во низите истите се нарекуваат и варијациони низи. Податоците за некоја хидролошка големина што ја сочинуваат низата се обработуваат со методите од статистиката. Од големиот број на податоци статистички се пресметуваат параметрите кои целосно ја карактеризираат хидролошката низа. Тие параметри се: средна аритметичка вредност, модулен коефициент, мода, медијана, средно квадратно отстапување, коефициент на варијација и коефициент на асиметрија.

Средна аритметичка вредност. Ако во една хидролошка низа членовите се (x_1, x_2, x_3,…..x_n), тогаш средната аритметичка вредност на низата се пресметува:

$$\bar{x} = \frac{x_1 + x_2 + x_3 + ... + x_{n-1} + x_n}{n} = \frac{\sum_{i=1}^{i=n} x_i}{n} \qquad 3.27$$

каде (n) е број на членови во низата. Членовите (x_i) може да претставуваат протоци, водостои, врнежи, температури и други хидролошки големини.

Модулен коефициент. Односот на било кој член од низата и средната вредност на низата се вика модулен коефициент (K) и е бездимензионална големина:

$$K_i = \frac{x_i}{\bar{x}} \qquad 3.28$$

Медијана на низата. Средниот по положба член во една низа која е наредена во ред што опаѓа, се вика медијана, или тоа е големината во низата што одговара на траење од 50 %. Медијаната ја дели кривата на повторување на два еднакви дела и се означува со (m).

Мода на низата. Најчесто повторуваната вредност во низата се вика мода и се означува со (μ).

Средно квадратно отстапување. Разликата помеѓу било која вредност и средната вредност на една низа се вика отстапување. Средното квадратно отстапување се определува со изразот:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{n}} \qquad 3.29$$

Овој израз се однесува за хидролошки низи со неограничен број на членови. За кратки низи (n<30) овој израз се корегира според равенката:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum\left(x_i - \bar{x}\right)^2}{n-1}} \qquad 3.30$$

Коефициент на варијација. Односот на средното квадратно отстапување и средната вредност на една низа го дава параметарот што се вика коефициент на варијација:

$$C_v = \frac{\sigma}{\bar{x}} = \sqrt{\frac{\sum\left(K_i - 1\right)^2}{n}} \qquad 3.31$$

Овој израз е во важност за (n>60). За (n<60) поткореновата големина се дели со (n-1).

Коефициент на асиметрија. При споредување на две низи тие може да имаат исти отстапувања, но знаците да им се различни. Заради ова, се воведува параметар кој го определува степенот на симетричност и се вика коефициент на асиметрија:

$$C_s = \frac{\sum_{i=1}^{i=n}\left(K_i - 1\right)^3}{nC_v^{\ 3}} \qquad 3.32$$

За точно пресметување со горниот израз потребно е низата да има најмалку 60 членови. За пократки низи овој коефициент се пресметува емпириски:

$$C_s = 2C_v \qquad 3.33$$

За низи со големина од ретка појава, овој коефициент се пресметува:

$$C_s = \left(3 \div 6\right)C_v \qquad 3.34$$

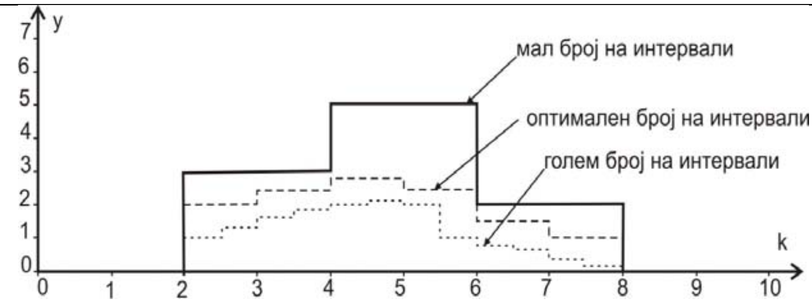
Од кривата на распределба на Пирсон (*Pearson*) се добива следниот израз:

$$C_s = \frac{2C_v}{1 - K_{min}} \qquad 3.35$$

каде (K_{min}) е минимален модулен коефициент. Според големината на овој коефициент може да се изврши следната класификација. Кога (C_s=0) кривата на зачестеност е симетрична. Кога (0<C_s<0,10) практично нема асиметрија. Кога (0,10<C_s<0,25) асиметричноста на низата е мала. Кога (0,25<C_s<0,50) асиметричноста на низата е средна и кога (C_s>0,50) асиметричноста е голема.

3.1.4 Избор на бројот на класни интервали

При прилагодување на теоретските функции на распределба на разгледуваната фреквенција, потребно е да целата амплитуда на случајната променлива да се подели на категории или класни интервали. При средувањето и класификацијата на податоците, неопходно е да се определи бројот и должината на класните интервали. Во колку се избираат многу класни интервали, некои од нив би имале мала или никаква фреквенција, поради тоа линијата на фреквенција/зачестеност би била многу неправилна. Од друга страна, ако избереме многу малку класни интервали, сите набљудувани податоци би биле збиени во само неколку класни интервали со многу голема зачестеност, поради тоа многу информации би се изгубиле.



Слика 3.3 Избор на класни интервали

Бидејќи нема општо прифатена метода за определување на бројот на класните интервали, од повеќе автори се сугерирани повеќе правила. Според едно од овие правила, бројот на класните интервали (К), би требало да е во границите (10<К<20). Според друго правило, бројот на класни интервали треба да се избере така да должината на класниот интервал не биде поголем од оценетиот статистички параметар на стандардната девијација К=f(σ), К<(1/4)σ, односно:

$$K = \frac{K_{max} - K_{min}}{0{,}25 \cdot \sigma} \qquad 3.36$$

Друго практично правило за определување на бројот на класни интеинтервали е да се избере просечната очекувана зачестеност на било кој интервал да биде најмалку пет, односно: К<(1/5)n, каде (n) е должина на хидролошката низа. Бројот на класните интервали може да се определи и во зависност од должината на хидролошката низа според следната зависност:

$$K=1+1{,}33 \cdot \ln(n) \qquad 3.37$$

Должината на класните интервали треба така да се изберат да се истакнат основните карактеристики на набљудуваната дистрибуција, а да се изоставаат случајните варијации. Основните правила за избор на класните интервали се: (а) еднаквост на на должините на класните интервали и (б) еднаква веројатност. Начинот на еднакви должини на класните интервали е многу едноставен и во практиката многу користен. Се состои во просто делење на максималната набљудувана амплитуда на променливата со однапред усвоен број на класни интервали, така да сите интервали ќе бидат со иста должина:

$$\Delta K_i = \frac{K_{max} - K_{min}}{K} \qquad 3.38$$

каде (ΔK_i) е должина на било кој класен интервал. Овој начин е погоден за графичко претставување на набљудувани распределби, бидејќи анализата и споредувањето може да се извршат благодарејќи на еднаквите класни интервали. Начинот на еднаква веројатност на класните интервали во основа може да се смета како специјален случај на еднакви должини. Должините на поодделните класни интервали се еднакви, бидејќи веројатноста на поодделните класни интервали се еднакви односно (p_i=1/К). Тие се и униформно распределени. Према тоа споредувањето на една разгледувана дистрибуција со теоретска дистрибуција се сведува на споредувања дистрибуција со еквивалентната теоретска униформна дистрибуција.

3.1.5 Теоретска и емпириска веројатност

Теоретската веројатност е дефинирана со законот на распределбата на применетата функција на распределба. Емпириската веројатност на членовите за низата која е предмет на анализа, се определува на низа подредена во опаѓачки редослед ($x_1>x_2>$........x_n). Емпириската веројатност се определува со помош на равенки предложени од повеќе автори:

Веибул
$$p=\frac{m}{n+1} \quad 3.39$$

Хазен
$$p=\frac{2m-1}{2n} \quad 3.40$$

Чегодајев
$$p=\frac{m-0.3}{n+0.4} \quad 3.41$$

Туки
$$p=\frac{3m-1}{3n+1} \quad 3.42$$

Грингортен
$$p=\frac{m-0.44}{n+0.12} \quad 3.43$$

каде (m=1,2,3,....,n) е редниот број на членот во низа подредена во ред што опаѓа, а (n) е број на членови во низата.

Во хидролошката анализа веројатноста на појава на некоја хидролошка големина обично се изразува со повратен период во години. Ако една хидролошка појава, еднаква или поголема од (x) се јавува еднаш во (T) години тогаш веројатноста (p) изразена во (%) дека таа појава ќе се случи се определува:

$$p=\frac{1}{T}\cdot 100 \quad 3.44$$

3.1.6 Тестирање на прилагодливоста на функциите на распределбата и обезбеденост

Теоретските функции на распределба се тестираат со цел да се определи која од функциите најдобро се прилагодува на емпириската распределба. Најчесто применувани тестови на прилагодливост се:

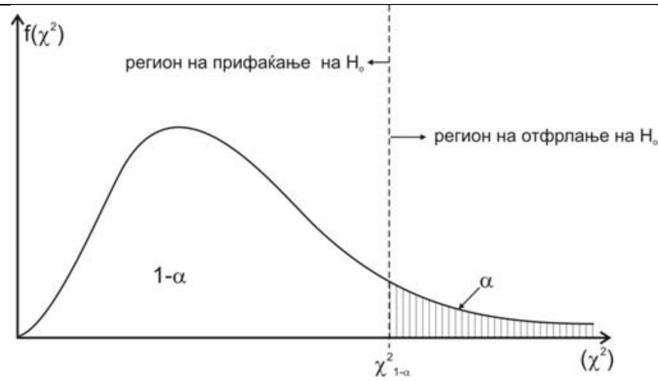
- χ^2 – квадрат тест
- Колмогоров тест

***χ^2* – квадрат тест.** Овој тест е најчесто применуван за определување на теоретската функција на распределба која најдобро се прилагодува на емпириската. Ако (f_t) е теоретска фреквенција, а (f_e) е емпириска фреквенција, статистиката:

$$\chi^2=\sum_{i=1}^{k}\frac{(f_e-f_t)^2}{f_t} \quad 3.45$$

ја следи (χ^2) распределбата со (ν=K-ρ-1) степени на слобода, каде (ρ) е број на параметри на теориската распределба, а (K) е број на класни интервали, Слика 3.3.

Нултата хипотеза дефинирана како претпоставка за прилагодливост на одредена теоретска распределба на емпириската распределба се прифаќа кога е исполнет условот ($\chi^2<\chi^2_{1-\alpha}$). Регионот на прифаќање на нултата хипотеза е ($0,\chi^2_{1-\alpha}$), а регионот на отфрлање ($\chi^2_{1-\alpha},+\infty$). Ако добиената вредност за (χ^2) е во регионот на отфрлање на тестот, тогаш нултата хипотеза се отфрла, Слика 3.4. Вредноста (α) го дефинира нивото на значајност на тестот. Вообичаено во хидролшката практика се користи вредноста (α=0,05).



Слика 3.4 Распределба (χ^2) и региони на прифаќање и отфрлање

Колмогоров тест. Овој тест како мерка за отстапување на емпириската од теоретската распределба ја користи максималната апсолутна разлика меѓу кумулативната емпириска и теоретска распределба:

$$D_n = \max\left|f_e - f_t\right| \tag{3.46}$$

каде (f_e) е емпириска распределба (подредени податоци во низа во опаѓачки или растечки редослед), а (f_t) е теоретска функција на распределба. Критериумот ($\lambda = D_n\sqrt{n}$) ја следи распределбата на Колмогоров. Хипотезата за прилагодливост на распределбата се прифаќа ако е ($\lambda < \lambda_\alpha$), при усвоено ниво на значајност на тестот (α).

4 ПРОПАГАЦИЈА НА ПОПЛАВНИ БРАНОВИ

Поплавните бранови по дефиниција се текови чии параметри се менуваат во тек на време. Така, пропагацијата на поплавните бранови во речните корита и акумулациите е всушност нестационарно течење. Катактеристика на нестационарните течења е создавањето на бран, што пак подразбира зафатнина на течност која заради наглите промени на длабочината се додава или одзема од првобитната зафатнина. Како последица на тие нагли промени се издвојува преден или челен дел на бранот кој всушност се движи врз почетниот стационарен тек со поголема брзина од онаа на основниот тек. Таа брзина се нарекува брзина на пропагација.Решавањето на пропагацијата на поплавните бранови може да биде хидраулички или хидролошки.

4.1 Хидрауличка метода

Хидрауличката метода базира на решавање на систем од парцијалните диференцијални равенки за нестационарно течење во отворени корита, кои не се инеграбилни во општа форма. Нивното решавање е најчесто со нумерички методи. Досегашните применети методи предност им даваат на имплицитните шеми на конечни разлики заради безусловната стабилност и потребата од временска експанзија. Пропагацијата на поплавните бранови кај речните корита најчесто може да се апроксимира како еднодимензионално. Тогаш, системот парцијални диференцијални равени е составен од две равенки, една равенка на континуитет и една динамичка равенка:

$$\frac{\partial A}{\partial t}+\frac{\partial Q}{\partial x}=0 \qquad 4.1$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{Q^2}{A}\right)+gA\frac{\partial h}{\partial x}=gA(S_0-S_f) \qquad 4.2$$

Горните равенки се познати како равенките на Сен Венан (Saint Venant, 1843). Заради математичката сложеност овие равенки во практиката се решаваат со одредени претпоставки и упростувања. На пример, се претпоставува дека отпорите од триење можат да се определат слично како и оние кај стационарното течење. Имено, кај алувијалните рамничарски водотеци, вкупниот губиток на енергијата заради триењето е многу поголем од губитокот заради промена на брзинската височина и од инерцијалниот губиток. Заради ова, можно е упростување на динамичката равенка. Алувијланите водотеци се карактеризираат со постепени и благи промени на водостојот и протокот, па можат успешно да се решаваат и како стационарни променливи/нерамномерни течења. Во ваков случај, речното корито се дели на поголем број делници со приближно призматичен пресек.

Пропагацијата на поплавните бранови кај изразито непризматични речни корита, со нагли проширувања и стеснувања, и кај речни системи, треба да е дводимензионално и рамнинско и базира врз решавање на систем од три парцијални диференцијални равенки, една равенка на континуитет и две динамички равенки:

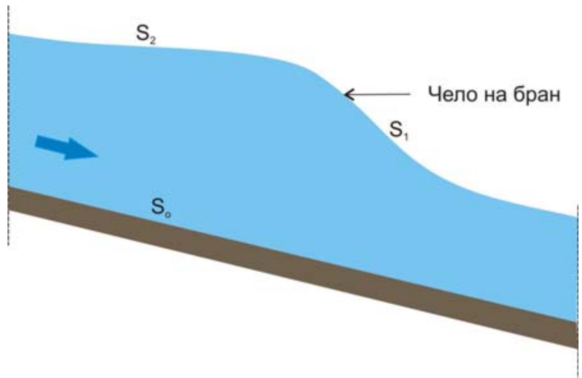
$$\frac{\partial}{\partial x}(uh)+\frac{\partial}{\partial y}(vh)+\frac{\partial h}{\partial t}=0 \qquad 4.3$$

$$\frac{\partial u}{\partial t}+\frac{\partial u}{\partial x}u+\frac{\partial u}{\partial y}v+g\frac{\partial h}{\partial y}=g(S_{ox}-S_{fx}) \qquad 4.4$$

$$\frac{\partial v}{\partial t}+\frac{\partial v}{\partial x}u+\frac{\partial v}{\partial y}v+g\frac{\partial h}{\partial y}=g(S_{oy}-S_{fy}) \qquad 4.5$$

Многу често, заради сложеноста на математичкиот модел и претпоставките што се внесуваат во почетните и граничните услови, хидрауличкото решавање на пропагацијата на поплавните бранови се препорачува да се изврши на физичко-хидраулички модел кој базира на законите за сличност: геометриска, кинематичка и динамичка.

Хидролошкиот приод на решавање на пропагацијата на поплавните бранови базира на определување на “напредувањето“ на хидрограмот на истекување. За време на процесот на пораст, предниот дел на бранот (челото) има поголем наклон на слободната водна површина (S_1), од оној на неговиот заден дел (S_2) во процесот на опаѓање на протокот, Слика 4.1.



Слика 4.1 Профил на поплавен бран

Заради ова, во процесот на пропагација на поплавниот бран доколку нема значителен страничен доток, доаѓа до негово сплескување и развлекување, односно до продолжување на базата на хидрограмот. Ваквиот процес често се нарекува транформација на поплавниот бран. Оваа појава е многу изразена кај акумулациите и кај речните корита со големи инундации и широки речни долини. Во овој случај дел од зафатнината на поплавниот бран привремено се задржува во поширокиот акумулационен простор, односно во речното корито и речната долина, што влијае на промената на големината и формата на хидрограмот. Врз ретензионите карактеристики на сливот, односно врз големината и формата на трансформираниот хидрограм влијаат и геометриските, хидрауличките, геолошките, вегетациските и други карактеристики на површината на сливот.

4.2 Хидролошка метода

Ова метода за определување на трансформацијата на поплавните бранови во акумулациите, базира на равенката на континуитет, која всушност го изразува билансот на количините што дотекуваат (Q_d) и оние што истекуваат од акумулацијата (Q_i):

$$Q_d - Q_i = \frac{dW}{dt} \qquad 4.6$$

каде (Q_d) е вкупен доток во акумулацијата, (Q_i) е вкупен истек од акумулацијата, а (W) е зафатнина во акумулацијата. Дотокот во акумулацијата е дефиниран со хидрограмот на влез во акумулацијата Q_d=f(t), а истекот од акумулацијата е дефиниран со сите капацитети на објектите на браната во функција од нивото во акумулацијата Q=f(z). Најчесто во евакуација на големите води учествуваат преливните објекти, но оптимална трансформација се постигнува доколку се вклучат и останатите пратечки објекти како темелниот испуст и доводните (зафатни) органи. Во овој случај равенката на континуитет се пишува:

$$Q_d - (Q_{прелив} + Q_{испуст} + Q_{довод}) = A_z \frac{dz}{dt} \qquad 4.7$$

каде (A_z) е површина на акумулацијата за средно ниво помеѓу (z_i) и (z_{i+1}), а (dt) е временски интервал помеѓу две ординати на хидрограмот. Во оваа равенка ($Q_{довод}$) е најчесто инсталиран проток на доводните органи и не зависи од нивото во акумулацијата, додека ($Q_{прелив}$) и ($Q_{испуст}$) се функции од нивото во акумулацијата:

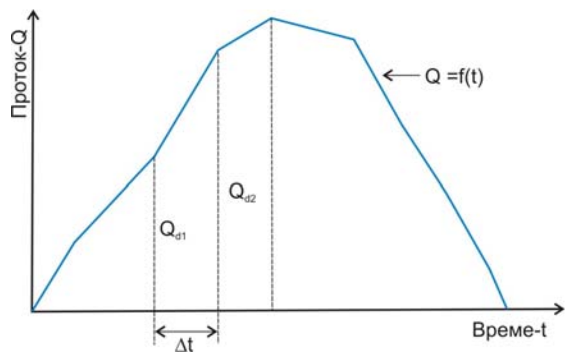
$$Q_{прелив} = C_P B \cdot \sqrt{2g} \cdot H_{прелив}^{3/2} \quad 4.8$$

$$Q_{испуст} = C_Q A_{испуст} \sqrt{2gH_{бруто}} \quad 4.9$$

каде ($H_{прелив}$=z-$z_н$) и ($H_{бруто}$=$z_н$+$H_{прелив}$), а ($z_н$) е кота на нормално ниво во акумулацијата. Според избраната временска дискретизација (Δt), Слика 4.2, последната равенка може да се напише со осреднети количини на дотокот и истекот:

$$\frac{1}{2}(Q_{d1} + Q_{d2})\Delta t - \frac{1}{2}(Q_{i1} + Q_{i2})\Delta t = W_2 - W_1 \quad 4.10$$

каде индексите (1) и (2) се однесуваат на почетокот и на крајот на временскиот интервал ($\Delta t = t_2 - t_1$).



Слика 4.2 Временска дискретизација на влезниот хидрограм - дотокот

Шо (Show) (1984) предлага временскиот интервал да биде помал од 1/6 од времето на пораст на влезниот хидрограм. Во последната равенка познати големини се (Q_{d1}), (Q_{d2}), (Q_{i1}) и (W_1), а треба да се определат големините (Q_{i2}) и (W_2). Осреднетите протекувања на дотокот и истекот се воведуваат под претпоставка дека дијаграмот на хидрограмот е претставен со права линија помеѓу интервалот (Δt). Ова значи дека при изборот на периодот на пропагација (Δt), истиот треба да биде доволно краток, така да криволинискиот хидрограм на истекување биде задоволително претставен со полигонална линија. Разликата на зафатнините (ΔW=(W_2-W_1)) може да биде позитивна, тогаш дотекува повеќе отколку што истекува, и обратно кога ΔW=(W_2-W_1) е негативно тогаш дотокот е помал од истекот.

Со хидролошкиот начин на решавање на пропагацијата на поплавниот бран се воспоставува зависност само на зафатнината и протокот. Основна претпоставка е дека динамичките ефекти на текот се занемарливи и дека зафатнината е еднозначна функција на протокот. Оваа претпоставка имплицира дека текот се менува бавно во тек на времето. Овој приод е приближно точен за водотеци со мали наклони (падови). Кога зафатнината ќе се претстави во функција од протокот се добива тесна петелка низ која може да се провлече една осреднета крива, која всушност ја претставува зафатнината како еднозначна функција на протокот. Широките петелки можат да се редуцираат на еднозначни криви со методата на Маскингам (Muskingum).

4.3 Маскингам метода

Оваа метода за решавање на трансформацијата на поплавните бранови е приближна и прв пат ја примениле Мекарти, Брнс и Харкнес (McCarthy, Burns, Harkness) (1934) при проектирање на вештачки акумулации во сливот на реката Маскингам во Охајо, САД.

Појдовната равенка на оваа метода е зависноста на возводната и низводната зафатнина на делницата на пропагација поплавен бран:

$$W_1 = b(\frac{Q_d}{a})^{m/n} \quad \text{и} \quad W_2 = b(\frac{Q_i}{a})^{m/n} \qquad 4.11$$

каде (a) и (n) се карактеристики на зависноста на протокот и длабочината за дадената делница, а (b) и (m) се средни карактеристики на длабочината и зафатнината за дадената делница. Ако се обележи со (X) бездимензионален фактор што го определува релативно односот на влезниот и излезниот проток, тогаш за било кој временски момент може да се напише:

$$W = XW_1 + (1-X)W_2 \qquad 4.12$$

Во случај кога со низводните гранични услови се контролира водостојот, тогаш акумулираната зафатнина е функција само од истекот, односно од излезниот проток, па следува (X=0). Пример за ваков случај е акумулационо езеро формирано со брана со преливен објект, со многу мали брзини во акумулацијата па водното огледало (нивото) е речиси хоризонтално. Во случај кога при влез во езерото се манифестира слободна водна површина во успор, односно зафатнината што дотекува во возводниот граничен услов е значителна, тогаш (X>0). Кај водотеци каде подеднакво значење имаат и дотекот (влезна зафатнина) и истекот (излезна зафатнина), бездимензионалниот фактор е (X=0,5). Во најголем број на случаи овој фактор има вредности (X=0÷0,3). Ако во последната равенка се внесат изразите за (W_1) и (W_2), се добива:

$$W = K[XQ_d^x + (1-X)Q_i^x] \qquad 4.13$$

каде ($K=b/a^{m/n}$), а (x=m/n). Кај призматични корита со приближно правоаголен пресек (x=0,6), а кај природните непризматични корита (x>0,6). Многу често, заради поедноставување на хидролошките анализи, се претпоставува (X≈1,0). Со ваквата претпоставка се добива линеарна зависност помеѓу зафатнината (W), дотокот (Q_d) и истекот (Q_i):

$$W = K[XQ_d + (1-X)Q_i] \text{ или } W = KQ_i + KX(Q_d - Q_i) \qquad 4.14$$

Големината (K) е зафатнинска константа и претставува однос на зафатнината (W) и протокот (Q) и се изразува во време (t). Овој коефициент е приближно еднаков на времето на пропагација (патување) низ делницата на водотекот. Коефициентот (K) и параметарот (X) се определуваат врз основа на карактеристиките на водотекот. За контролен волумен како на Слика 4.3, може да се напише:

$$W_1 - W_2 = K[X(Q_{d2} - Q_{d1}) + (1-X)(Q_{i2} - Q_{i1})] \qquad 4.15$$

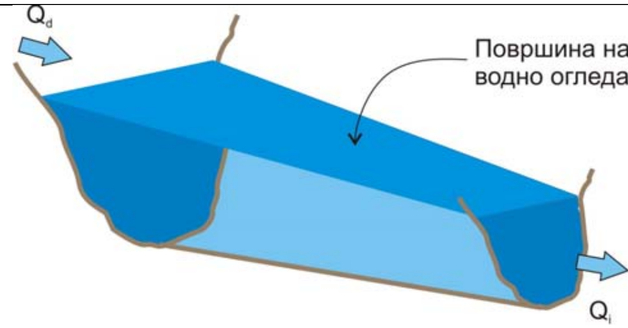
каде:

$$Q_{i2} = Q_{i1} + C_1(Q_{d1} - Q_{i1}) + C_2(Q_{d2} - Q_{d1}) \qquad 4.16$$

Големините (C_1) и (C_2) се коефициенти кои се определуваат со изразите:

$$C_1 = \frac{\Delta t}{K(1-X) + 0{,}5\Delta t} \qquad 4.17$$

$$C_2 = \frac{0{,}5\Delta t - KX}{K(1-X) + 0{,}5\Delta t} \qquad 4.18$$

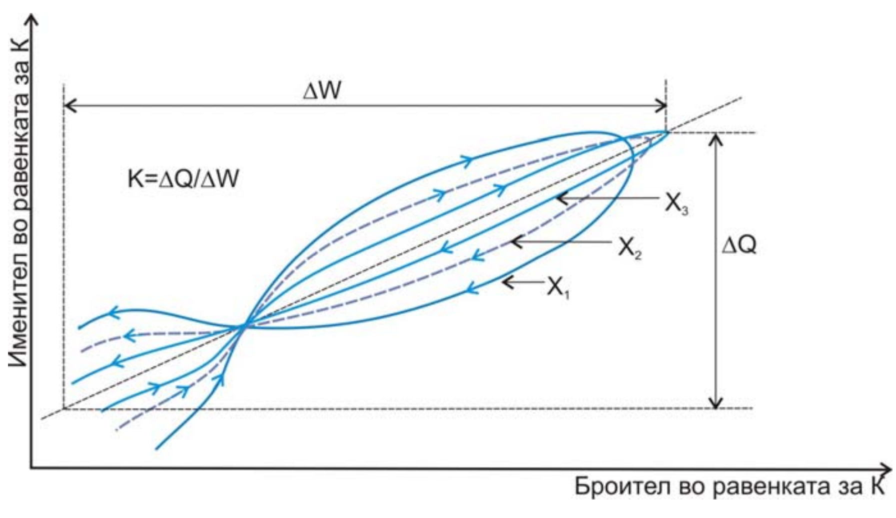


Слика 4.3 Контролен волумен на водотек

Со параметрите (X) и (K) можат да се определат кривите на коефициентите (C_1) и (C_2) како функции на излезниот протек (истекот). Постојат два начина на определување на параметарот (X). Првиот начин овозможува истовремено определување на параметрите (K) и (X):

$$K = \frac{0{,}5\Delta t\left[(Q_{d2} + Q_{d1}) - (Q_{i2} + Q_{i1})\right]}{X(Q_{d2} - Q_{d1}) + (1 - X)(Q_{i2} - Q_{i1})} \tag{4.19}$$

Броителот во оваа равенка претставува зголемување на зафатнината, а именителот претставува тежински прираст на протокот. Последователните вредности на броителот и именителот се определуваат за претпоставени различни вредности на (X). Пресметаните вредности на збирниот броител и именител се нанесуваат дијаграмски, при што се добиваат криви во форма на петелки, Слика 4.4. Претпоставената вредност на (X) за која е определена најтесната петелка, која е најблиска до еднозначна линија, се усвојува како точна вредност. Реципрочната вредност на наклонот на таа крива линија ја определува вредноста на (K). Со Маскингам методата се претпоставува дека оваа крива линија може да се апроксимира како права линија со наклон (dW/dQ) што е еднаков на коефициентот (K). Коефициентот (K) не е константен за одредена делница и се менува во функција од излезниот проток, односно од истекот.



Слика 4.3 Зафатнински петелки за усвоен временски интервал Δt

По вториот начин, се претпоставуваат една или повеќе вредности на (K) определени со наклонот на кривата на зафатнини. Потоа, неколку мерени (регистрирани) поплавни бранови со познати влезни и излезни хидрограми, се пропагираат пресметувачки со равенката 4.12 усвојувајќи различни вредности за (X). Онаа претпоставена вредност за (X) со која се добиени пропагирани излезни хидрограми најблиски до мерените, се усвојува како најдобра. Периодот на пропагација (Δt) најчесто се усвојува во интервалот ($2K \cdot X \leq \Delta t \leq K$).

Пресметувањата на пропагацијата на поплавниот бран со опишаната метода се извршува табеларно и тоа за избрани кратки временски интервали (Δt). Пресметувањата започнуваат од стационарната состојба на текот, обично во низок или среден водостој. Постапката може да се опише како што следува:

- Се определуваат вредностите за (K) и (X)
- Се пресметуваат коефициентите (C_1) и (C_2)
- Позната е функцијата на влезниот хидрограм $Q_d=f(t)$ и почетната вредност на истекот (Q_i)
- Се усвојува периодот на пропагација (Δt), вредностите на коефициентот (K) се менуваат во зависност од истекот, а параметарот (X) е константен
- Се користи равенката 4.12 за пресметување на ординатите на излезниот хидрограм (Q_{i2}, Q_{i3}, …).

5 ХИДРОЛОШКО МОДЕЛИРАЊЕ И КОРИСТЕЊЕ НА ХИДРОЛОШКИ СИМУЛАЦИОНИ СОФТВЕРСКИ ПАКЕТИ

5.1 Хидролошко моделирање

Основен проблем при водобилансирањето е определување на сите компоненти од водобилансната равенка. Таа постапка почнува со прибирање на мерени податоци во разгледуваниот слив. Ако нема мерени податоци се користат емпириски и аналитички методи за определување на компонентата која недостига. Најчесто како компонента која недостига е количината на вода која како дел од врнежите оди во површинските текови или пак во подземните води. Процесот кој ги поврзува врнежите со површинскиот истек во суштина се детерминистички т.е може да се опишат со познати физички закони доколку граничните услови (физичките карактеристики на сливот, почетни услови и нивната распределба) ја дозволуваат нивната директна употреба. При тоа се вклучуваат голем број на променливи и голем број на реакции кои ја отежнуваат нивната примена.

Затоа, кога недостигаат податоци за мерени вредности на површинскиот истек во еден слив се користи постапка на т.н. хидролошко моделирање на сливот, а со цел да се определи површинскиот истек врз основа на метеоролошките големини на сливот (врнежи, температура на воздухот, влажност на воздухот) и основните геометриски карактеристики на сливот (површина на сливот, должина на водотеците, вегетациона покривка, геологија и сл).

При тоа за постапката на хидролошко моделирање (во одредена литература може да се сретнат и термините: математичко моделирање или симулација), се однесува на воспоставување на зависност помеѓу реалниот систем (хидролошкиот слив) и неговиот математички (или физички) модел. Симулацијата се однесува на врската помеѓу моделот и компјутерот. При тоа сите техники и постапки кои се користат при моделирање на сливот може да се поделат на две основни групи:

Првата група се однесува на моделите кои служат за оцена на карактеристиките на сливот, прогноза и генерирање на податоците, односно модели кои оперираат со врската влез-излез, во нашиот случај (врнежи- површински истек).

Втората група се модели кои се занимаваат со водостопанските системи за повеќенаменско користење на водата, а со цел изнаоѓање на оптимално решение врз основа на физичките карактеристики, но истовремено респектирајќи ги и економските, социјалните, еколошките и политичките барања.

Хидролошкиот модел, многу често се поврзува со хидролошкиот систем. Хидролошкиот систем [Clark,1973] е дефиниран како збир на физички, хемиски и/или биолошки процеси кои влијааат на влезните променливи и ги претвараат во излезни променливи. Хидролошкиот модел претставува упростена претстава на хидролошкиот систем и може да биде физички модел за одреден прототип и математички модел за претставување на системот преку збир на равенства.

Генерално во процесот на развој на секој модел, тој постојано се менува и надоградува. Почнува како груб емпириски модел, а со понатамошно проучување тој се усовршува и ги менува своите компоненти со поверодостојни и софистицирани теоретски основи.

5.2 Класификација на математичките модели

Кај математичките и физичките модели, функционалната зависност помеѓу влезот (X) и излезот (Y) се претставува со релација во следниот облик:

$$Y_{(t)} = f(X_t, X_{t-1}, X_{t-2}, ...Y_{t-1,} Y_{t-2}, ..., \alpha_1, \alpha_2, ...) + \varepsilon_t \quad (5.1)$$

каде:

α_1, α_2-се параметри кои се определуваат на основа на мерени податоците

Во зависност од начинот на кој се воспоставени врските и определувањето на параметрите, моделите може да се поделат на:

- Стохастичко-корелациони
- Стохастичко-емпириски
- Детерминистичко-корелациони
- Детерминистичко-емпириски

Ако некоја од променливите (влез/излез) е случајна и следи некоја веројатност на дистрибуција во функција на времето, тогаш моделот е стохастички. Доколку влезно/излезните променливи не се случајни, моделот е детерминистички. Разликата помеѓу концептуалните и емпириските модели се состои во тоа колку се води сметка на физиката на самиот процес при формирањето на врската помеѓу променливите во моделот. Концептуалните модели користат релевантни физички, хемиски или биолошки закони за трансформација на влезните во излезни променливи. Емпириските модели се градат исклучиво на набљудувани податоци за влезните и излезните променливи, без да се навлегува во процесот кој се случува. При тоа треба да се има во предвид дека и помали физички закони во себе содржат одредени константи, што би значело дека разликите помеѓу овие два модела не се строго дефинирани.

Ако врската помеѓу влезните и излезните променливи е линеарна, тогаш и моделот е линеарен, а ако не е тогаш моделот е нелинеарен. Во групираните (lumped) модели не се води сметка на просторната распределба на параметрите на моделот, туку тие се врзани за излезниот пофил на сливот (во хидролошка смисла), иако тие може да имаат физичко значење. Пробабилистичко-дистрибуционите модели ја опишуваат просторната променливост без геометриско посочување на точката во која се мери или оценува влезот. Геометриско-дистрибуционите модели изразуваат точна просторна распределба (варијабилност) во просторот (мрежа од точки, gridepoints), како влезни променливи и параметри на моделот.

5.3 Моделирање на процесот на истекување во слив

Течењето на површинската вода која во вид на врнежи паѓа во еден слив може да биде нестационарно, нерамномерно и тродимензионално. Хидродинамичкиот модел на истекот се базира на физичките закони на течење и најкоректно би било кога би примениле равенки на ниво на елементарен волумен, при тоа водејќи сметка на принципот на одржување на масата (равенка на континуитет) и принципот за одржливост на количеството на движење (динамичка равенка). Бидејќи процесот е тродимензионален нестационарен и просторно нерамномерен, почетните и граничните услови мора да се одредат на границата на елементарната маса, што би значело дека таков модел може да функцонира со просторно распоредени параметри. Нумеричкото решавање на просторните (3D) модели на течења под влијание на врнежите, сеуште не е можно. Од друга страна и кога би можело да се реши, овој модел би барал многу влезни променливи мерени на ниво на елементарен волумен, па од практична гледна точка овој модел би бил комплициран и нерационален. Од овие причини се разгледуваат поедноставни (2D) модели, а за практични примери и линиски (1D) модели на течење.

За да може да се примени линискиот модел, се претпоставува дека страничниот доток го сочинуваат ефективните врнежи, чиј интензитет е просторно хомоген и временски променлив. Нестационарното течење се опишува со пар на парцијални диференцијални равенки од хиперболички тип, (равенка за одржување на масата и равенка за одржување на количината на движење).

Иако за познати почетни и гранични услови, постои нумеричко решение на диференциалните равенки, за пресметување на течење во хидролошки слив ретко се користат двете равенки во комплетна форма. Сите досегашни обиди од тој тип, завршиле со неуспех, бидејќи е невозможно точно да се применат Sain-Venant- овите равенки за секој елементарен волумен за хетероген и временски променлив слив. При тоа најголем проблем претставува обемот, видот и квалитетот на влезните податоци со кои се опишуваат карактеристиките на сливот и просторниот распоред на метеоролошките големини.

Општата математичка формулација, доколку се разгледуваат три основни елементи (влез, работа на системот и излез) може да се престави со релацијата:

$$Y_{(t)} = f(X_{(t)}, t) \tag{5.2}$$

каде:

(t)-време,
($X_{(t)}$)-вектор на влез,
($Y_{(t)}$)-вектор на излез,
(f)-функционален оператор на системот кој го дефинира начинот на кој се трансформира влезот во излез.

Во конкретниот случај, влезниот вектор претставува метеоролошка големина, врнежи-P(x, y, t), а излезниот вектор е количина на вода која е временски распределена, хидрограм на истекување-Q(t), па релацијата го добива следниот облик:

$$Q_{(t)} = f(P_{(x,y,t)}, t) \tag{5.3}$$

каде:

(x), (y)- - просторна координата (географска должина, географска ширина).

Функционалниот оператор содржи голем број на функции кои зависат од бројот на трансформации со кои може да се опише разгледуваниот процес. Комплетниот процес на трансформација на врнежите во истек во концептуалните модели најчесто се развива во три претпроцеси, па е потребно да се определат три функции за да се опише системот.

- Продукциона функција (ф-ја на загуби), ф-ја со која се определуваат ефективните врнежи како дел од бруто врнежите,
- Дистрибуциона функција, ф-ја со која врз основа на ефективните врнежи се определува елементарниот хидрограм на истекување,
- Пропагациона функција, ф-ја со која се трансформира елементарниот хидрограм на истекување во реален хидрограм на истекување на излезниот профил.

Функцијата на дистрибуција и пропагација често се заменуваат со една трансформациона функцијаја - g(t), така да може да се користи следната релација:

$$Q_{(t)} = \int g(t) P(t - \Delta t) dt \tag{5.4}$$

каде:

P(t-Δt)-ефективни врнежи за временски чекор, Δt =1, 2, 3, ...

5.4 Податоци потребни за хидролошко моделирање

Во хидролошката пракса, за моделирање се користат три типа на податоци:

- податоци со кои се опишуваат физичко-географските карактеристики на сливот,
- хидрометеоролошки податоци,
- податоци за почетните параметри.

Податоци со кои се опишуваат физичко-географските карактеристики на сливот се: топографски, морфолошки, географски, геолошки, педолошки, хидрогеолошки, карактеристики на земјиштето и вегетацијата. Основната карактеристика на овие податоците е дека релативно споро се менуваат (во однос на другите податоци), па поради тоа за нивно определување се користат соодветни карти (топографски, геолошки, педолошки, хидрогеолошки итн.). Во поново време овие податоци се определуваат на основа на податоци сместени во Географски информациони системи (GIS).

Втората група на податоци се карактеризираат со брза промена по простор и време, па затоа тие во математичкото моделирање не можат да се третираат како константни, туку како континуирано набљудувани податоци. При тоа преку метеоролошка и хидролошка мрежа на мерни станици сите овие податоци се мерат, процесуираат и се користат во рамки на Хидролошко информациониот систем (HIS). Под хидрометеоролошка мрежа на мерни станици не се подразбираат само фиксните (на земја) станици, туку и сите системи за далечинска детекција (сателити, радари, балони, авиони, бродови за набљудување и сл.). Сите тие го сочинуваат системот за хидролошко и метеоролошко набљудување.

Третата група на податоци ја сочинуваат процесни параметри, кои се исто така променливи по простор и време. Нивното мерење е можно, но бидејќи е многу скапо, мерењата се ограничени. Затоа тие најчесто се проценуваат врз основа на физичко-географските и хидрометеоролошките податоци, или се определуваат во фазата на метеоролошкото и хидролошкото моделирање. Во поново време во процесот на набљудување и анализа на процесните параметри голема помош овозможуваат методите за далечинска детекција, посебно сателитското набљудување на промената на влажноста на земјиштето, распространетоста и дебелината на снежната покривка и сл. Така собраните податоци се интерпретираат и анализираат во склоп на посебни модели прилагодени на GIS технологијата.

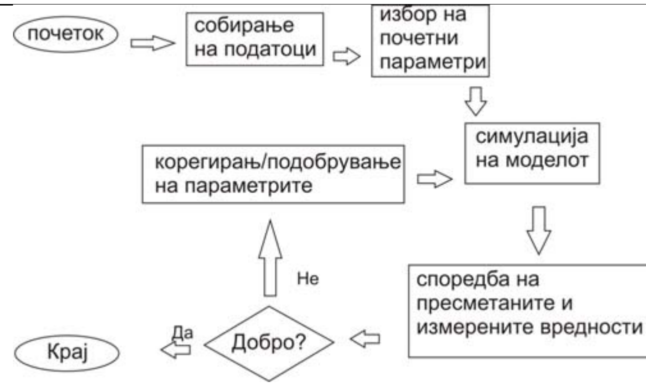
Сите три групи на податоци за потребите на хидролошко анализирање се обединуваат во единствен систем-Хидролошки гео-информационен систем (HIGIS). Користењето на сите расположливи податоци, обединети во HIGIS, може да се овозможи доколку постои адекватен математички модел кој на оптимален и ефикасен начин ги обединува и користи.

5.5 Калибрација на моделот

При хидролошкото моделирање неопходно е да се поминат неколку чекори:

- Дефинирање на проблемот кој се решава,
- Избор на типот на хидролошкиот модел,
- Калибрација на моделот (оптимизација на параметрите),
- Евалуација на параметрите на моделот,
- Користење на моделот,
- Анализа на излезните параметри.

Калибрацијата на моделот започнува со прибирање на сите неопходни податоци за да може да се формира моделот. При тоа многу од податоците, како што се одредени параметри се резултат на проценка на состојбата на терен или пак од искуствени препораки. Резултатите од симулацијата на моделот се споредуваат со податоците измерени на терен. Доколку податоците пресметани со моделот се поклопуваат со податоците измерени на терен со одредена дозволена грешка, тогаш може да се констатира дека моделот со одредена точност може да се користи за пресметување на симулираната појава. Во спротивно, ако податоците пресметани со моделот имаат големи отстапувања во однос на измерените податоци на терен се пристапува кон процес на калибрација на моделот. Процесот на калибрација на моделот се состои во корегирање на почетните параметри и повторно се симулира моделот. Оваа постапка може да се повтори повеќе пати се додека не се добијат резултати кои ќе бидат со задоволителна однапред дефинирана точност. Еден модел добро искалибриран за условите на истражуваното подрачје со соодветна анализа на излезните параметри, може да се користи повеќепати, односно се додека на терен нема промена на почетните услови. Процесот на калибрација може да се прикаже шематски како на Слика бр.4.1.



Слика 5.1 Шематски приказ на процесот на калибрација

5.6 Опис на хидролошки модели

Во хидролошката пракса се користат многу хидролошки симулациони модели, кои воглавно се превземени од светската литература. Во продолжение е даден краток опис на најприменуваните и најпознатите хидролошки модели.

5.6.1 Nashov модел

Nashov-иот модел е изграден врз претпоставката дека трансформацијата на нето врнежите во слив во хидрограм на истекување може да се постигне со n еднакви резервоари поставени каскадно. Зависноста помеѓу волуменот на резервоарите (V_R) и излезниот проток (Q) е линеарна, $V_R=k\cdot Q$. Во овој израз (k) е временска константа на запремината. Секој резервоар има излезен хидрограм кој е резултат на моменталните ефективни врнежи и излезниот протек од претходниот резервоар. Равенката за пресметка на единечниот хидрограм на истекување на n- тиот резервоар е следна:

$$U_{(0,t)} = \frac{1}{k\cdot(n-1)!}\left(\frac{t}{k}\right)^{n-1}\cdot e^{-\frac{t}{k}} \qquad 5.5$$

За хидролошки неизучени сливови параметрите (k) и (n) се непознати. Nash (1960) со користење на морфолошките карактеристики на сливот и речниот тек, дефинирал регионална зависност (за сливови во Англија) за пресметка на овие параметри, $k=m_1.m_2$, $n=1/m_2$.

каде:

$m_1 = 36.7\cdot A^{0.3}\cdot OLS^{-0.3}$, $m_1 = 23.1\cdot L^{0.3}\cdot EA^{-0.33}$,

$m_2 = 0.39\cdot L^{-0.1}$,

(A) е површина на сливот (km^2),

(L) е должина на најдолгиот водотек (km),

(EA) е пад долж главниот водотек (‰),

(OLS) е пад на сливот (‰).

Nashov-иот модел преку воспоставената регионална равенка лесно и успешно може да се применува за мали и средни хидролошки неизучени сливови (до 2000 km^2) во Англија. За други климатски региони потребно е да се изврши рекалибрација на воспоставените регионални зависности за дефинираните параметри на моделот.

5.6.2 Streamflow synthesis and reservoir regulation-SSARR модел

Streamflow Synthesis and Reservoir Regulation-SSARR е развиен од US Army Corps of Engineers (1958). Со овој модел се симулира процесот на пропагација на поплавните бранови. Со соодветни дополнувања и проширувања, моделот е надградуван во изминатиот период, за да последната верзија може да симулира комплетен хидролошки циклус во слив.

Во основа моделот SSARR се состои во следново: врнежите како влез во моделот се делат на снег и на дож врз основа на температурата на воздухот и надморската висина. Во зависност од влагата во почвата се определува делот од врнежите кој испарува, а останатиот дел, во зависност од длабинскиот индекс на инфилтрација, се дели на површински и подземен истек. Истекот се пропагира низ систем од резервоари, а излезот од последниот резервоар се суперпонира и се добива вкупниот истек.

Во процесот на оптимизација моделот користи поголем број на параметри во вид на функции или константи: коефициент на истекување, процент на влага на почвата, почетна влажност на почвата, процент на директно истекување во функција од длабинскиот индекс на инфилтрација, почетна вредност на длабинскиот индекс на инфилтрација, време на подигање на хидрограмот на подземното истекување, време на закаснување, број на резервоари, временски константи, почетни услови.

5.6.3 System hydrologied europe-SHE модел

System Hydrologied Europe-SHE е модел развиен во соработка на поголем број на големи европски институции: Хидролошкиот институт од Англија-Wallinforda, Данскиот Хидролошки институт и Францускиот институт-SOGREAH (1976), а од 1983 година се вклучил и Германскиот универзитет Bringschweiga и Министерството за јавна работа на Нов Зеланд. Интензивно се работи на негово усовршување.

Со овој модел може да се симулираат процесите на топење на снегот, интерцепција, евапотранспирација, површинско течење, течење во речна мрежа, подповршинско течење, течење во несатурисана и сатурисана средина. Просторната дистрибуција на карактеристиките на сливот, врнежите и истекувањето се прикажани со ортографска мрежа, преку серија на хоризонтолни слоеви (layer) во иста квадратна мрежа.

Математичките релации кои се користат во моделот се поставени на основа на парцијалните диференцијални равенки за одржување на масата, енергијата и количеството на движење, изразени во форма на конечни разлики или со емпириски равенки кои се решаваат врз основа на конкретни теренски мерења.

5.6.4 TANK модел

Моделот TANK е развиен од страна на Sugawara со соработниците (1988). Моделот е формиран врз претпоставка дека сливот е систем од n-резервоари, каде влез се сума на врнежи, а излез хидрограмот на истекување (површински, подповршински и подземен).

За влажни подрачја се користи т.н. едноставен Танк модел кој се состои од n-резервоари кои се вертикално поставени. Како влез се врнежите, а испарувањето како излез се одзема од најгорниот резервоар. Доколку е празен се одзема од вториот или од наредниот резервоар во кој има доволна количина на вода. Излезот од најгорниот резервоар го дефинира површинскиот истек, од вториот и третиот резервоар се дефинира подповршинскиот истек, а од четвртиот резервоар подземниот истек.

За области кои не се изразито влажни се користи сложениот Танк модел. Тој се состои од m идентични, едноставни Танк модели (nxm резервоари). Овој модел е формиран врз претпоставката дека разгледуваната област може да се подели на m зони по влажност и тоа од најмалку влажна (1 зона) до најмногу влажна (m зона). Врската помеѓу запремината на водата во резервоарите и излезните количини се поврзуваат со линеарни и нелинеарни релации. Вкупната компонента на излезните количини која се добива како збир на површинскиот, подповршинскиот и подземниот истек, се пушта на крај низ систем од нови резервоари (a, b, c) кои вршат трансформација во хидрограм на истекување, односно ја симулираат ретензионата способност на речната мрежа.

5.6.5 Soil and water assessment tool-SWAT модел

Моделот Soil and Water Assessment Tool-SWAT е развиен од d-r Jeff Arnold USDA, Texas, USAP (2001). Подоцна е дополнет и надграден.

Во основа овој модел претставува хидродинамички и физички модел, а може да се симулираат повеќе физички процеси: топење на снегот (во функција од температурата на воздухот), површинско истекување (се користи SCS CN моделот), пресметка на испарување (Hargreaves, Penman-Montheit, Priesly-Taylor модели), подземно истекување, филтрација, содржина на влагата во почвата и сл.

За функционирање на овој модел се потребни голем број на влезни податоци: метеоролошки, топографски, педолошки, податоци за растителната покривка, користење на земјиштето и сл. При симулацијата на хидролошкиот модел, сливот се дели на конечен број квадрати (grid), а квадратот е основна хидролошка единица на моделирање HRU-Hidrologic response units. Основната претпоставка е дека компонентите на равенката на воден биланс се дефинираат на ниво на HRU. За секоја HRU, со помош на GIS технологијата се генерираат референтна кота, се определува површината на сливот и сите потребни параметри за моделирање.

5.6.6 Hydrologic modeling system- HEC-HMS модел

Hydrologic Modeling System- HEC-HMS е развиен од US Army Corps of Engineers како дел од истражувачката и развојна програма на Инжинерскиот центар за Хидрологија (**H**ydrologic **E**ngineering **C**enter-HEC). При дизајнирањето на овој модел користени се алгоритмите на веќе постоечките модели HEC-1 (HEC,1998), HEC-1F(HEC,1989), PRECIP (HEC,1989) и HEC-IFH (HEC,1992). Со нивно модернизирање и комбинирање со нови алгоритми (напишани со Java™ програмскиот јазик) е развиен моделот HMS. Дизајниран е со можност за широка примена и решавање на голем број проблеми вклучувајќи ги големите речни сливови и малите урбани сливни површини.

HEC-HMS е нумерички модел (компјутерски програм) кој вклучува во себе голем број на методи за симулација на речни сливови, канали и објекти за контрола на поплавни бранови. Со HEC-HMS може да се се симулираат решенија за:

- Речен слив, врнежи и испарување, ја прикажуваат и анализираат просторната и временската распределба на врнежите и испарувањето во еден хидролошки слив,
- Волумен на истекот, може да се пресмета волуменот на вода која паѓа во сливот во вид на врнежи, колкава количина се инфилтрира во подлогата, а колкав дел го формира површинското течење,
- Директно истекување, се определува количината на вода која не е инфилтрирана во подлогата и го формирадирекното површинско истекување во сливот. Со овој модел се симулира процесот на трансформација на врнежите во истекување (precipitation-runoff processes) во едно сливно подрачје,
- Базно истекување, го симулираат спорото површинско дренирање на водата од хидролошкиот систем во мрежата од канали во сливот,

- Течење во канали, овој таканаречен routing methods симулира еднодимензионално течење во отворени канали, преку предвидување на низводниот тек врз основа на возводниот хидрограм на истекување.

Методите применети во HEC-HMS во детали се разработени и опишани во HEC-HMS *Technical Reference Manual* (USACE, 2000). Таму се опишува концептот на секој од овие методи и равенки кои се вклучени, како и можностите за калибрација на секој од методите.

HEC-HMS моделот вклучува во себе четири компоненти (модели):

- Модел на сливот (basin models), се користи за физичка презентација на сливот. Моделот на сливот се изработува врз основа на дигитален просторен модел на теренот (DEM). Со GIS обработката (Spatial Analyst) се определува сливната површина на хидролошкиот слив и неговите подсливови. Податоците за теренот се трансформираат во просторна база на податоци во соодветен формат (ArcGIS Shapefile), за влез во HEC-HMS моделот.

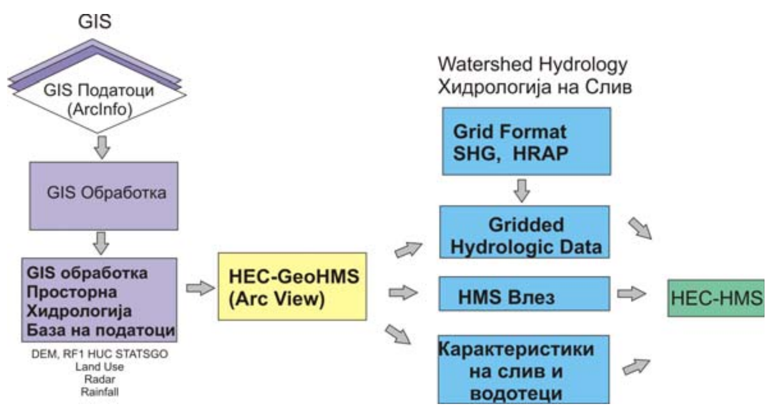
- Метеоролошки модел (meteorological models), симулираната пресметка на врнежите во истек за моделот на сливот се прави со влезни податоци од метеоролошкиот модел. Метеоролошкиот модел ги анализира врнежите, евапотранспирацијата и снегот. За врнежите може да се користат пет различни методи за анализа на историски низи на врнежи: метода на дождова површина, Метода на Thiessen-ов полигон, (inverse distance metod) за динамички проблеми со податоците, (unlimited numbers of recording and non-recording gages) за автоматско пополнување на податоците кои недостигаат, (the gredded precipitation metod) за користење на врнежите снимени со радар. За потенцијалната евапотранспирација се користат стандардниот Priestley-Taylor метод и мрежната верзија од истиот метод. Снегот се одвојува од останатите врнежи врз основа на температурниот индекс, односно врз осова на температурата на воздухот.

- Модел за котрола на времето на симулација (Control specifications), со него се дефинира временскиот период и временскиот чекор на симулацијата. Симулацијата на процесот врнежи-истек се прави со комбинација на моделот на сливот, метеоролошкиот модел и моделот за контрола на времето на симулацијата. Прегледот на резултатите од симулацијата се лесно видливи и достапни во табеларен и графички приказ за сите елементи;

- Влезни податоци (Input data), може да бидат како историска серија на податоци, парови од податоци, grid податоци, параметри или гранични услови во сливот. Истите може да се внесат рачно како временски низи од податоци или како податоци сместени во Data Storage System (HEC-DSS) фајлови. Со примена на програмскиот пакет **HEC-DSSVue**, временските низи од податоци се сместуваат во фајлови лесни за користење при моделирањето со HEC-HMS моделот. Карактеристично за овие фајлови е дека временските низи на податоци се сместуваат во една база на податоци од која податоците се користат со помош на соодветна патека (pathname) која се состои од шест дела во следниот формат: /A/B/C/D/E/F/. Делот A претставува име на сливот, име на трудот или било каква идентификација според која ќе се препознаат податоците. Овој дел е опционален и може да биде празен. Делот B е локациски идентификатотор на податоците, може да биде име на теренот или идентификационен број-ID. Делот C го дефинира типот на податоците (проток, врнежи, испарување дотек, истек). Овие параметри мора да бидат во следниот форма: FLOW за проток, PRECIP за врнежи, STORAGE за ниво на вода, EVAPORATION за испарување, VOLUME за волумен, FLOW-In за дотек, FLOW-OUT за истек. Делот D го содржи временскиот податок за почетокот на временската серија на податоците, а делот E го дефинира временскиот интервал за податоците. Делот F е опционален и претставува опис кој може да користи како дополнителни информации за податоците.
  Овие фајлови се компитабилни со Excel фајловите и лесни се за чување на податоци, нивна употреба и пренесување на потребните податоци во формат соодветен за моделот.

Моделот HEC-HMS содржи пакет за автоматска калибрација со можност за проценка на одредени почетни услови, имајќи ги во предвид регистрираните хидрометеоролошки услови во сливот.

HEC-Geo HMS е збир од Arc View записи, развиени користејќи го програмскиот јазик Avenue и просторната анализа (Spatial Analyst). Тука е вклучена интегрирана база на податоци и графичко презентирање (GUI). Преку GUI, кое се состои од мени, алатки и копчиња, корисникот може да ги анализира топографските карактеристики на теренот, може да направи мрежно исцртување на подсливовите, сливовите и на тековите и да ги подготви влезните датотеки за хидролошката анализа. Врската помеѓу GIS, HEC-GeoHMS и HEC-HMS, е илустрирана на Слика бр.4.2. Поделени се улогите на GIS и на Хидрологијата на сливот, а HEC-GeoHMS овозможува врска за трансформација на GIS просторната информација во хидролошки модел. Резултат на GIS обработката е просторни база на податоци кои се состојат од дигитален просторен модел (DEM), тип на почвата, информации за покривката на површината, врнежи итн.. HEC-GeoHMS со помош на DEM овозможува исцртување на сливовите и подготовка на влезните датотеки за HEC-HMS за да може да се премине на хидролошко моделирање со помош на HEC-HMS.



Слика 5.2 Врската помеѓу GIS, HEC-GeoHMS и HEC-HMS