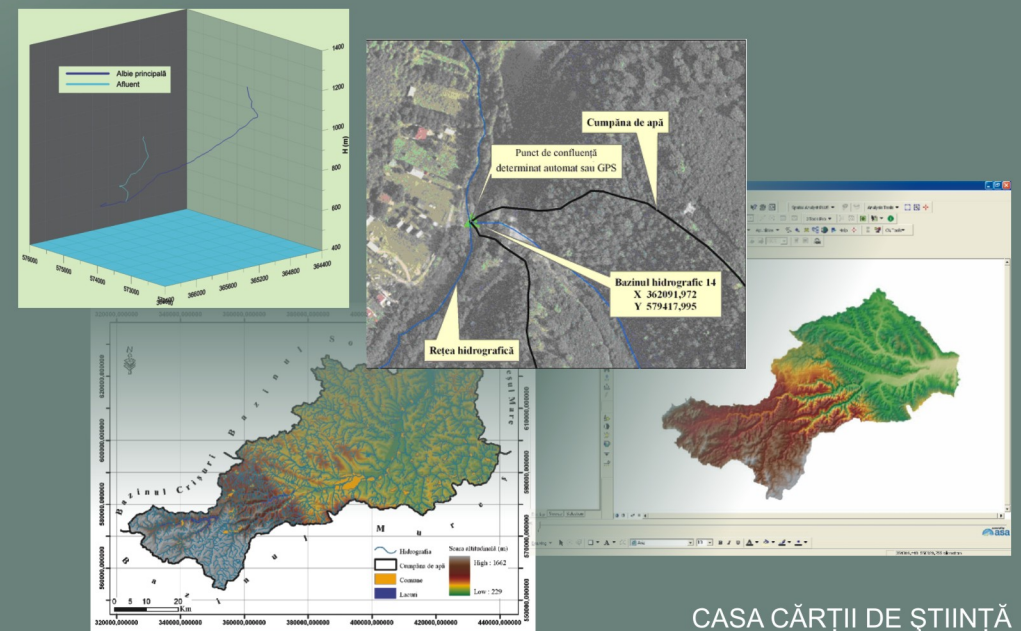


IMPLEMENTAREA G.I.S. ÎN MODELAREA VIITURILOR DE VERSANT

Ștefan Bilașco



IMPLEMENTAREA G.I.S. ÎN MODELAREA VIITURILOR DE VERSANT



Ștefan Bilașco



IMPLEMENTAREA G.I.S. ÎN MODELAREA VIITURILOR DE VERSANT

Ștefan Bilașco

**IMPLEMENTAREA G.I.S.
ÎN MODELAREA VIITURILOR DE VERSANT**

Casa Cărții de Știință
Cluj-Napoca, 2008

Referenți

Prof. univ. dr. Ionel Haidu
Prof. univ. dr. Dan Bălțeanu – membru corespondent al
Academiei Române
Prof. univ. dr. Ioan Donisă
Conf. univ. dr. Alexandru Mircea Imbroane

Coperta: Patricia Pușcaș

© Ștefan Bilașco, 2008

ISBN 978-973-133-382-3

Director: Mircea Trifu
Fondator: dr. T.A. Codreanu
Tehnoredactare computerizată: Czégely Erika
Tiparul executat la Casa Cărții de Știință
400129 Cluj-Napoca; B-dul Eroilor nr. 6-8
Tel./fax: 0264-431920
www.casacartii.ro; e-mail: editura@casacartii.ro

CUPRINS

LISTA DE TABELE	9
LISTA DE FIGURI	10
CUVÂNT ÎNAINTE.....	13
INTRODUCERE	15
1. NIVELUL ACTUAL AL CUNOAȘTERII ÎN DOMENIUL VIITURILOR DE VERSANT	17
1.1. METODOLOGIA CLASICĂ DE CALCUL A SCURGERII MAXIME LA SECȚIUNI FĂRĂ MĂSURĂTORI.....	19
1.1.1. <i>Metoda rațională de calcul a debitelor maxime</i>	24
1.1.2. <i>Metoda reduțională de calcul a debitelor maxime</i>	26
1.1.3. <i>Metoda statistică temporalo-spațială de determinare a debitelor maxime</i>	27
1.2. MODELE MIXTE: HIDROLOGICE-G.I.S.....	28
1.3. POTENȚIALUL FUNCȚIILOR ARC PENTRU IMPLEMENTAREA G.I.S. ÎN MODELAREA VIITURILOR DE VERSANT	33
2. APLICAREA FUNCȚIILOR ARC PENTRU REALIZAREA BAZEI DE DATE - BAZINUL SUPERIOR AL SOMEȘULUI MIC -	36
2.1 BAZA DE DATE PRIMARĂ	38
2.1.1 <i>Georeferențierea</i>	39
2.1.2 <i>Vectorizarea</i>	40
2.1.3 <i>Realizarea modelului digital de elevație</i>	42
2.2 BAZA DE DATE DERIVATĂ	46
2.2.1 <i>Direcția scurgerii (Flowdirection)</i>	47
2.2.2 <i>Acumularea scurgerii (Flowaccumulation)</i>	50
2.2.3 <i>Definirea rețelei hidrografice (Stream definition)</i>	52
2.2.4 <i>Ordinul rețelei hidrografice (Streamorder)</i>	57
2.2.5 <i>Definirea canalului de drenaj a apei (Flow Path Tracing)</i>	62
2.2.6 <i>Cea mai lungă distanță de scurgere pentru un bazin hidrografic (Longest Flow Path for Adjoint Catchemets)</i>	63
2.2.7 <i>Selectarea punctelor pentru delimitarea cumpenelor de apă (Batch Point)</i>	64

2.2.8 Delimitarea cumpenelor principale, pornind de un anumit punct (Batch Watershed Delineation).....	65
2.2.9 Delimitarea cumpenelor secundare, pornind de un anumit punct (Batch Subwatershed Delineation)	66
3. UTILIZAREA G.I.S LA ESTIMAREA SCURGERII PENTRU PROBABILITĂȚI RARE, PE VERSANȚI ȘI ÎN BAZINE HIDROGRAFICE MICI	70
3.1 SELECTAREA BAZINELOR HIDROGRAFICE	72
3.2 CUANTIFICAREA G.I.S A ELEMENTELOR ȘI VARIABILELOR DE CALCUL.....	77
3.2.1 Determinarea suprafeței bazinului	77
3.2.2 Forma bazinelor hidrografice	81
3.2.3 Densitatea rețelei hidrografice.....	84
3.2.4 Determinarea lungimii albiei principale și suma lungimilor albiilor ...	86
3.2.5 Panta medie a albiei principale.....	87
3.2.6 Determinarea pantei versanților	90
3.2.7 Gradul de împădurire.....	94
3.2.8 Gradul de acoperire cu terenuri înțelenite și înierbate	98
3.2.9 Ponderea terenurilor cultivate.....	99
3.2.10 Ponderea grupelor hidrologice de sol.....	102
3.3 IMPLEMENTAREA G.I.S ÎN CALCULUL DEBITELOR MAXIME (MAXIMA ISTORICĂ)	107
3.3.1 Ploile torențiale	107
3.3.2 Implementarea G.I.S în metoda SCS-CN.....	110
3.3.2.1 Baza de date spațială pentru modelul SCS-CN	110
3.3.2.2 Calculul scurgerii maxime.....	113
3.3.2.3 Metodologia de calcul G.I.S.....	114
3.3.3 Determinarea volumelor maxime utilizând formule matematice de calcul.....	116
3.3.4 Implementarea G.I.S în formula rațională	124
3.3.4.1 Analiza spațială a coeficienților medii de scurgere	124
3.3.4.2 Analiza spațială a timpilor de concentrare	132
3.3.4.3 Proceduri de validare a timpilor de concentrare	142
3.3.5 Implementarea G.I.S în metoda reduțională.....	144
3.3.6 Implementarea G.I.S în calculul debitelor maxime pe suprafețe interbazinale	147
3.3.6.1 Determinarea arealelor interbazinale.....	148
3.3.6.2 Alegerea punctelor, de pe cursul principal și determinarea arealelor interbazinale, în cascadă, aferente acestora.	149
3.3.6.3 Calculul debitului maxim pe suprafețe interbazinale	149
3.4 PROCEDURI DE VALIDARE PRIN METODA HIDROGRAFULUI UNITAR	152

3.4.1 Construirea hidrografului unitar pentru bazinele hidrografice cu închidere la stația hidrologică Poiana Horea (Beliș) și Smida (precipitații orare)	153
3.4.2. Construirea hidrografului unitar pentru bazinul hidrografic 21 pe baza intensității maxime și timpi standard de înregistrare a precipitațiilor	155
3.5 PROCEDURI DE VALIDARE PRIN ANALIZA DE FRECVENȚĂ.....	157
3.5.1 Curba de probabilitate Gama generalizată.....	159
3.5.2 Analiza de frecvență a debitelor teoretice pentru bazinul hidrografic 21	161
4. IDENTIFICAREA ZONELOR DE RISC PENTRU APARIȚIA VIITURILOR	164
4.1 PRINCIPII DE LUCRU.....	164
4.2 UTILIZAREA G.I.S. PENTRU ESTIMAREA RISCULUI DE VIITURĂ ÎN FUNCȚIE DE PERMEABILITATEA SOLULUI ȘI PANTĂ	167
4.2.1 Caracterizarea pedo-hidrologică	168
4.2.2 Elaborarea layerelor pedo-hidrologice	170
4.2.3 Modelarea G.I.S. a favorabilității transferului de apă prin soluri neacoperite.....	172
4.3. IDENTIFICAREA AREALELOR CU DIFERITE GRADE DE RISC DE APARIȚIE A VIITURILOR.....	180
4.3.1 Layere utilizate	180
4.3.2 Analiza spațială a riscului de apariție a viiturilor ($T = 100$ ani).....	183
BIBLIOGRAFIA	187
ANEXE	195

Lista de tabele

<i>Tabelul 2.1 Materialul cartografic referențiat</i>	40
<i>Tabelul 2.2 Baza de date vector</i>	41
<i>Tabelul 2.3 Comparația între valoarea volumelor de scurgere acumulate</i>	51
<i>Tabelul 3.1 Elementele morfomentrice și de identificare a bazinelor hidrografice</i>	75
<i>Tabelul 3.2 Caracteristici geometrice ale bazinelor hidrografice</i>	82
<i>Tabelul 3.3 Caracteristicile pantelor albiilor și versanților</i>	89
<i>Tabelul 3.4 Categori de pantă după Irimuș și colab. (2005), cu modificări</i>	91
<i>Tabelul 3.5 Ponderea suprafețelor, vegetație și grup hidrologic de sol</i>	101
<i>Tabelul 3.6 Ploi de intensitate maximă (după ANM)</i>	108
<i>Tabelul 3.7 Baza de date pentru modelul SCS-CN</i>	111
<i>Tabelul 3.8 Indicatorul CN (Curve number) derivat pe baza modului de utilizare al terenurilor și soluri în funcție de condițiile hidrologice ale acestora (Man, T., Alexe, M., 2006)</i>	112
<i>Tabelul 3.9 Scurgerea maximă calculată –modelul SCS-CN-</i>	115
<i>Tabelul 3.10 Coeficienți de scurgere adaptați după Frevert</i>	126
<i>Tabelul 3.11 Baza de date spațială – coeficienți de scurgere –</i>	126
<i>Tabelul 3.12 Coeficienți de scurgere calculați după Frevert</i>	131
<i>Tabelul 3.13 Baza de date –timp de concentrare-</i>	134
<i>Tabelul 3.14 Caracteristicile timpilor de concentrare</i>	141
<i>Tabelul 3.15 Intensități ale ploii și debit maxim cu probabilitatea 1% calculat</i>	145
<i>Tabelul 3.16 Variabile și debit maxim calculat pe suprafețe interbazinale</i>	151
<i>Tabelul 3.17 Cantități orare de precipitații</i>	153
<i>Tabelul 3.18 Coeficienți Krițki-Menkel</i>	159
<i>Tabelul 3.19 Probabilități de depășire pentru debite maxime calculate pentru $i_{max\text{ istoric}} = 10.1\text{ mm/min}$(curba teoretică Gamma generalizata)</i>	159
<i>Tabelul 3.20 Debite maxime calculate prin metoda rațională pe baza ploilor de intensitate maxima anuală (bazinul hidrografic 21)</i>	161
<i>Tabelul 3.21 Timp de retur și probabilități de depășire (HYFRAN)</i>	163
<i>Tabelul 4.1 Clase de permeabilitate ale solului (după Florea și colab. 1987)</i>	170
<i>Tabelul 4.2 Textura solului la suprafață</i>	171
<i>Tabelul 4.3 Textura solului în profil</i>	171
<i>Tabelul 4.4 Baza de date (risc de apariție a viiturilor)</i>	180
<i>Tabelul 4.5 Ierarhizarea arealelor de risc</i>	185

Lista de figuri

<i>Figura 1.1 Clasificarea modelelor hidrologice în funcție de hazard, spațiu și timp (după Chong-Yu Xu 1992)</i>	29
<i>Figura 2.1 Localizarea Bazinului Hidrografic Someșul Mic</i>	37
<i>Figura 2.2 Localizarea Bazinului Hidrografic Superior Someșul Mic</i>	37
<i>Figura 2.3 Datele proiecției Stereo. 70</i>	39
<i>Figura 2.4 Subcomenzile funcției topogrid</i>	43
<i>Figura 2.5 Vizualizarea MDE</i>	46
<i>Figura 2.6 Reprezentarea distanțelor între centrii celulelor</i>	48
<i>Figura 2.7 Direcții de scurgere, caracteristice, pentru funcția flowdirection</i>	48
<i>Figura 2.8 Direcția de scurgere a apei pe versant</i>	49
<i>Figura 2.9 Funcția Stream Definition</i>	55
<i>Figura 2.10 Meniul funcției Stream Definition</i>	55
<i>Figura 2.11 Rețeaua hidrografică generată</i>	56
<i>Figura 2.12 Ordinul de mărime a rețelei hidrografice după Strahler</i>	57
<i>Figura 2.13 Ordinul de mărime a rețelei hidrografice după Shevre</i>	58
<i>Figura 2.14 Ordinul de mărime a rețelei hidrografice, după Shreve</i>	61
<i>Figura 2.15 Meniul Extensiei StreamOrder</i>	58
<i>Figura 2.16 Canalul de drenaj al apei</i>	62
<i>Figura 2.17 Corelarea canalului de drenaj cu bazinul hidrografic</i>	63
<i>Figura 2.18 Meniul funcției Batch Point</i>	64
<i>Figura 2.19 Puncte de delimitare a cumpenelor de apă</i>	65
<i>Figura 2.20 Cumpene principale de apă</i>	66
<i>Figura 2.21 Cumpăene secundare de apă</i>	67
<i>Figura 2.22 Cumpene principale și secundare de apă</i>	68
<i>Figura 3.1 Identificarea punctelor de confluență</i>	73
<i>Figura 3.2 Baza de date ArcG.I.S. –suprafața bazinelor hidrografice-</i>	78
<i>Figura 3.3 Fereastra de dialog a extensiei Xtools Pro –Calcul de suprafață-</i>	79
<i>Figura 3.4 Elemente necesare calculului suprafețelor, metoda analitică (Autocad Map)</i>	80
<i>Figura 3.5 Coeficienți de circularitate minimi A-bazinul hidrografic 45 B-bazinul hidrografic 13</i>	83
<i>Figura 3.6 Coeficienți de circularitate maximi A-bazinul hidrografic 19 B-bazinul hidrografic Râșca</i>	84
<i>Figura 3.7 Densitatea rețelei hidrografice A-bazinul hidrografic 32 (densitate medie 0,28) B-bazinul hidrografic Chinteni (densitate medie 0,30)</i>	85

Figura 3.8 Densitatea rețelei hidrografice A-bazinul hidrografic 25 (densitate medie 1,67) B-bazinul hidrografic 20 (densitate medie 1,73)	85
Figura 3.9 Panta albiei principale a bazinului hidrografic 40 (panta medie 0,65%)	87
Figura 3.10 Panta albiei principale a bazinului hidrografic 34 (panta medie 0,89%)	88
Figura 3.11 Panta albiei principale a bazinului hidrografic 13 (panta medie 21,97%)	88
Figura 3.12 Panta albiei principale a bazinului hidrografic 15 (panta medie 25,98%)	89
Figura 3.13 Panta versanților A-bazinul hidrografic 35 (panta medie 4,43 ⁰) B-bazinul hidrografic 34 (panta medie 4,56 ⁰)	91
Figura 3.14 Panta versanților A-bazinul hidrografic 13 (panta medie 26,33 ⁰) B-bazinul hidrografic 15 (panta medie 27,23 ⁰)	92
Figura 3.15 Variația pantei versanților	92
Figura 3.16 Suprafețe ocupate de categorii de pantă	93
Figura 3.17 Structura covorului vegetal	94
Figura 3.18 Extinderea suprafețelor ocupate de pădure	97
Figura 3.19 Extinderea teritorială a terenurilor înierbate	99
Figura 3.20 Extinderea teritorială a terenurilor cultivate	100
Figura 3.21 Ecuațiile și relația grafică de transformare pentru condițiile anterioare de umiditate (după Luijten, J.C., 2000)	113
Figura 3.22 Metodologia de calcul G.I.S., SCS-CN (adaptată după Xiaoyong Zhan și Min-Lang Huang 2004)	114
Figura 3.23 Coeficientul de scurgere 0,10	127
Figura 3.24 Coeficientul de scurgere 0,35	128
Figura 3.25 Coeficientul de scurgere 0,80	129
Figura 3.26 Baza de date și variația grafică	130
Figura 3.27 Timpi de concentrare modelați (bazinul hidrografic 6)	144
Figura 3.28 Determinarea suprafețelor interbazinale	148
Figura 3.29 Suprafețe bazinale A, suprafețe interbazinale B	149
Figura 3.30 Suprafața interbazinală 1	150
Figura 3.31 Suprafața interbazinală 2	150
Figura 3.32 Suprafața interbazinală 3	151
Figura 3.33 Hietograma precipitațiilor A Ploaia 1, B Ploaia 2	154
Figura 3.34 Hidrograful unitar A Poiana Horea, B Beliș, ploaia 1	154
Figura 3.35 Hidrograful unitar A Poiana Horea, B Beliș, ploaia 2	154
Figura 3.36 Hietograma precipitațiilor pentru ploaia torențială	155
Figura 3.37 Hidrograful unitar bazinul hidrografic 21	156
Figura 3.38 Hietograma precipitațiilor pentru timpi standard	156
Figura 3.39 Hidrograful unitar pentru timpi standard	157
Figura 3.40 Funcția Gumbel	162
Figura 3.41 Funcția exponențială	162

<i>Figura 3.42 Comparație grafică a funcțiilor de probabilitate</i>	162
<i>Figura 4.1 Metode de modelare a bazinului hidrologic</i>	165
<i>Figura 4.2 Schematizarea sistemului hidrologic</i>	166
<i>Figura 4.3 Model de reprezentare a realității (ESRI 2003)</i>	166
<i>Figura 4.4 Model de analiză spațială</i>	166
<i>Figura 4.5 Meniul funcției reclassify</i>	172
<i>Figura 4.6 Însușirea algebrică a layerelor</i>	172
<i>Figura 4.7 Viteza de infiltrare a apei în sol</i>	173
<i>Figura 4.8 Viteza de infiltrare în textura solului la suprafață</i>	174
<i>Figura 4.9 Viteza de infiltrare în textura solului în profil</i>	175
<i>Figura 4.10 Favorabilitatea transferului de apă în sol</i>	176
<i>Figura 4.11 Căsuța de dialog raster calculator</i>	179
<i>Figura 4.12 Intravilanele localităților</i>	181
<i>Figura 4.13 Debitul maxim 1% interpolat (IDW)</i>	184
<i>Figura 4.14 Funcția de interpolare IDW (ArcG.I.S.)</i>	183

CUVÂNT ÎNAINTE

Cu toate că în ultimii 10-15 de ani asistăm la pătrunderea tot mai clară și eficientă a programelor G.I.S. în cercetarea geografică și în producția științifică materializată sub forma de studii, articole, contracte de cercetare, granturi, diverse aplicații solicitate de beneficiari din sfere din ce în ce mai largi, încă se apreciază că un soft G.I.S. constituie o sumă de butoane pe care dacă le apeși obții direct și fără probleme, o hartă în izolinii, zona inundabilă a unui râu, areale de risc, modelul de relief, rețeaua de transport vulnerabilă la alunecări, culoare de avalanșe etc. Lucrurile nu stau deloc așa de simplu, deoarece calea pe care un utilizator trebuie să o parcurgă în acest mediu geoinformatic, adică în G.I.S., este cât se poate de tehnică deoarece impune un parcurs printre funcții specifice, un du-te vino între baza grafică și baza atribut, formalizarea aplicațiilor la nivel de primitive punct, linie sau poligon, calcule pe structuri raster, selectări, discretizări, combinații logice, suprapuneri (overlay) etc.

Trebuie înțeles clar cum se pot obține layer-urile, specificul acestora și ce anume punem între ele pentru a ne apropia de rezultatul dorit. Este foarte clar că drumul parcurs de utilizator de la datele geografice primare la rezultatul urmărit (harta digitală, raport statistic, grafică, scenariu vizual) este cât se poate de tehnic, iar rezultatul deseori ascunde o tratare numerică. Putem spune în aceste condiții că Geographical Information System înseamnă în oarecare măsură tehnică? Și extrapolând această idee ne întrebăm, oare și Geografia înseamnă tehnică? Dacă da, câtă tehnică? Trebuie să punem și întrebarea reciprocă: mai rămâne geografie după efectuarea unei aplicații G.I.S. pe date geografice? Cât de „geografic” este rezultatul unei aplicații G.I.S.?

Inevitabil geograful de azi trebuie să trăiască împreună cu G.I.S.. Geograful de azi „pătrunde” implacabil în mediul G.I.S. pentru că dacă nu înțelege parcursul tehnic de la date la rezultatele obținute, nu va putea să le înțeleagă și explice. Astfel, o cercetare geografică bazată pe G.I.S., pe pătrunderea geografului în „hățișul” tehnologic al funcțiilor și formulelor devine cât se poate de tehnică sau inginerească. Poate se va pune întrebarea, nu cumva cercetarea bazată pe G.I.S. este inginerie? Nicidecum! N-avem voie să spunem că nu ne interesează calea parcursă, deoarece sunt multe căi posibile de la datele geografice la rezultat. Cu alte cuvinte, rezultatul cercetării geografice depinde 100% de calea tehnică parcursă printre straturi, structuri raster sau vector, funcții, algoritmi etc. Cel care utilizează G.I.S., algoritmi de lucru bazați pe statistică și mai ales pe statistica spațială, trebuie să accepte că a intrat în domeniul tehnicii, al geografiei tehnice. Poate că de aceea, astăzi este atât de greu să realizezi o educație pentru G.I.S. și nu întâmplător tinerii devotați acestei direcții devin cu atât mai puțini, cu cât programele G.I.S., în scopul eficientizării, par că devin tot mai „stufoase”.

În acest context obiectivul cărții realizate de Ștefan Bilașco este acela de a arăta cum anume funcțiile G.I.S. ar putea fi implementate în metodele de

estimare/simulare a viiturilor de versant (metoda rațională, metoda reduțională și metoda de sinteză temporo-spațială).

Pentru a putea realiza un capitol privind nivelul actual de cunoaștere în domeniul viiturilor de versant, Ștefan Bilașco a trebuit să accepte implicarea în mijloacele specifice de formare și perfecționare care există la acest nivel al cunoașterii și al specializării. Autorul s-a implicat în cercetarea contractuală, obținând o finanțare CNCSIS apreciabilă, – Grant TD, a participat la alte programe de grant elaborând aplicații și publicând articole legate de G.I.S. și aplicarea G.I.S. în alte domenii geografice.

Toate aceste implicări ale autorului, în fapt mijloace de formare și perfecționare, i-au permis să realizeze o lucrare metodologică care pune la dispoziția utilizatorilor de programe informaționale geografice metode și modele de extragere automată a variabilelor de intrare în ecuațiile de calcul ale debitelor maxime provenite din viituri, mai pune la dispoziție mijloace de implementare a acestor variabile în ecuațiile de calcul și determinarea digitală a arealelor cu risc de manifestare a viiturilor. În acest scop a realizat o bază de date G.I.S. specifică, numită primară (georeferențiere, vectorizare, DEM) și derivată (Flowdirection, Flowaccumulation, Stream definition, Streamorder, Flow Path Tracing Batch Watershed Delineation) care are o importanță deosebită în procesul de modelare, deoarece ea constituie punctul de plecare pentru orice tip de model hidrologic asistat de G.I.S..

În capitolul trei arată cum se poate utiliza G.I.S. pentru estimarea scurgerii pentru probabilități rare, pe versanți și în bazine hidrografice mici. Cu ajutorul G.I.S. se cuantifică elementele și variabilele de calcul apoi, se arată cum anume se pot implementa funcții G.I.S. în procesul de calcul a debitelor maxime. Funcții G.I.S. se mai implementează în formulele matematice de calcul (punctuale) în metoda rațională, metoda reduțională. Arată cum G.I.S. ne poate ajuta să calculăm debitele maxime pe suprafețe interbazinale, teritorii mai puțin accesibile pentru calcule hidrologice dar cu aport de apă de până la 15-30% în cazul bazinelor montane.

Pentru validarea demersului de lucru ia în considerare datele orare de precipitații și calculează hidrografe unitare tot în mediu G.I.S. obținând rezultate care confirmă metodele indirecte mai sus prezentate, pe care le-a „automatizat” cu ajutorul funcțiilor G.I.S.. Tot pentru validare statistică, utilizează date privind intensitatea precipitațiilor determină probabilități de depășire și perioade de revenire a debitului corespunzător intensității pluviale maxime istorice.

Capitolul 4 este consacrat identificării prin mijloace geoinformatică a arealelor cu diferite categorii de risc de apariție a viiturilor de versant pe baza a două modele hidro-G.I.S, care, interconectate, se materializează într-un model complex de determinare a riscurilor. Urmărit în ansamblu, algoritmul de determinare a arealelor cu risc de apariție a viiturilor, arată clar faptul că drumul parcurs de la date geografice la hărțile de risc estimat este un drum cu specific tehnic sau ingineresc care necesită selectarea celor mai potrivite funcții (și esențe numerice) și care arată că obținerea hărților de risc constituie o cercetare geografică tehnică, pe care autorul Ștefan Bilașco o posedă cât se poate de bine.

Prof. univ. dr. Ionel Haidu

INTRODUCERE

Atât în România, cât mai ales pe plan mondial, s-au realizat sinteze și modele de determinare a debitelor maxime provenite din viituri de versant, pentru diverse scopuri practice: realizarea de amenajări hidroenergetice și hidrotehnice, emiterea de avertizări și luarea de măsuri concrete de prevenire a riscului de viitură etc. Odată cu apariția G.I.S., modelele de analiză spațială a elementelor care influențează și condiționează propagarea undei de viitură s-au dezvoltat cu o rapiditate foarte mare datorită modalităților simple și rapide de manipulare și analiză a datelor grafice, stocate sub formă de layere tematice, dezvoltate de programele geoinformaționale.

Scopul principal cu care am pornit în realizarea studiului, *implementarea SIG în modelarea viiturilor de versant*, îl reprezintă realizarea unei lucrări metodologice care să pună la dispoziția utilizatorilor de programe informaționale geografice metode și modele de extragere automată a variabilelor de intrare în ecuațiile de calcul ale debitelor maxime provenite din viituri, implementarea acestora în ecuațiile de calcul și determinarea arealelor cu risc de manifestare a viiturilor.

Lucrarea de față este structurată pe patru capitole, care, interconectate, se materializează într-un model hidrologic pentru implementarea G.I.S. în modelarea viiturilor de versant.

Prin intermediul primului capitol s-au definit, pe baza literaturii de specialitate, arealele de geneză și manifestare a viiturilor de versant, identificându-se metodologia clasică de calcul a debitelor maxime și structura unor modele hidrologice-G.I.S.

În a doua parte a lucrării am realizat baza de date G.I.S., pornind de la modalitățile de construire a bazei de date primare și definitivarea bazei de date derivate prin intermediul funcțiilor de analiză spațială cu aplicare în hidrologie. Baza de date, primară și derivată (modelul digital de elevație, direcția scurgerii, acumularea scurgerii etc.), are o importanță deosebită în procesul de modelare, deoarece ea constituie punctul de plecare pentru orice tip de model hidrologic.

În capitolul trei am prezentat modalități de identificare și selectare a bazinelor hidrografice utilizând G.I.S., precum și posibilitățile de cuantificare G.I.S. a elementelor și variabilelor de calcul a debitelor maxime. Implementarea G.I.S. în calculul debitelor maxime este, de asemenea, prezentată sub formă de modele și ecuații de calcul. Pentru a verifica corectitudinea datelor rezultate în

urma implementării G.I.S în calculul debitelor maxime din viituri de versanți am apelat la diverse proceduri de validare, proceduri prezentate în capitolul trei.

Finalitatea ultimului capitol este aceea de identificare a arealelor cu diferite categorii de risc de apariție a viiturilor de versant pe baza a două modele hidro-G.I.S, care, interconectate, se materializează într-un model complex de determinare a riscurilor.

În elaborarea acestui studiu am primit sprijin și am fost îndrumat de Prof. univ. dr. Ionel Haidu, căruia îi mulțumesc pentru încrederea acordată și sfaturile pe care mi le-a dat în tot acest timp.

1. NIVELUL ACTUAL AL CUNOAȘTERII ÎN DOMENIUL VIITURILOR DE VERSANT

Studierea viiturilor de versant s-a constituit ca obiect de cercetare cu scopuri foarte diverse, pornind de la anticiparea și prevenirea unor efecte dezastruoase asupra componentei umane, cauzate de acestea datorită volumului mare de apă antrenat în procesul de scurgere, mergând până la scopurile ingineresti, de amplasare a rețelelor hidroenergetice.

Din punct de vedere geomorfologic, Brânduș și colab. (1998), definește versantul ca fiind o suprafață înclinată reprezentând un flanc de vale, de deal, de munte sau lanț muntos. Dacă se analizează versantul din punct de vedere hidrologic, acesta reprezintă suportul de formare și manifestare a proceselor hidrologice de scurgere, transport de aluviuni și acumulare a apei în sectoarele cu pantă mică de pe suprafața versantului.

Odată cu micșorarea bazinului hidrografic pentru care se dispune analiza viiturilor, crește gradul de omogenitate a factorilor definitorii ai suprafeței bazinale de analizat. Pentru definirea unui bazin hidrografic mic, omogen din punct de vedere a factorilor condiționali ai scurgerii, Chartier (1966), folosește termenul de bazin-versant, identificând astfel un bazin hidrografic situat într-o regiune omogenă prin condițiile de climă, relief, sol, litologie, cuvertură vegetală. Termenul de bazin-versant este preluat din literatura franceză și definește un bazin hidrografic a cărui suprafața de acumulare a apei poate fi de ordinul hectarelor, mergând până la câțiva kilometri pătrați în condiții de omogenitate fizico-geografică. În unele lucrări, Institutul Național de Meteorologie și hidrologie (1971), Ungureanu, Irina-Brândușa (1978), se utilizează termenul de bazin elementar prin care se definește și identifică un bazin hidrografic mic situat într-o singură unitate geografică.

Foarte mulți autori: Mustață (1973), Haidu și colab. (1990), Platagea (1974), Stănescu (1973), utilizează în cadrul lucrărilor și cercetărilor realizate asupra bazinelor hidrografice, termenul de râu mic, bazin versant sau bazin elementar.

În urma studiului bibliografiei se poate concluziona că bazinele hidrografice mici se identifică și caracterizează ca fiind bazine hidrografice cu suprafețe mici, de la câteva hectare la câțiva kilometri pătrați și cu o omogenitate sporită a factorilor fizico-geografici.

Într-un bazin hidrografic de mari dimensiuni (suprafața de câteva sute de kilometri pătrați), viitura se formează pe versanți dar propagarea acesteia se

realizează în canalul de acumulare (în albie), în timp ce în bazinele hidrografice mici formarea, dezvoltarea și propagarea viiturii se realizează pe versantul bazinului hidrografic, datorită suprafeței mici, omogenității și lipsei unui canal de drenaj bine conturat. În astfel de cazuri viitura nu se manifestă în totalitate prin concentrarea în albie, principalul mod de manifestare fiind acela de scurgere laminară de apă pe suprafața versantului, cu acumulare în zonele de pantă mică ale acestuia și evacuare prin punctul de închidere a secțiunii de calcul și conturare spațială a bazinului.

Luând în considerare cele enunțate mai sus am decis să realizăm analiza viiturilor de versant, ca fiind viituri cu geneză și manifestare în bazine hidrografice mici, adoptând metodologia de calcul a debitelor maxime, impusă de practica hidrologică, pentru bazine hidrografice mici care nu sunt monitorizate prin intermediul rețelei de stații hidrometrice.

Modelarea, simularea și calculul debitelor produse de viiturile de versant se realiza prin metode clasice de determinare a caracteristicilor morfometrice și morfografice ale bazinului hidrografic, de determinare a caracteristicilor ploilor maxime generatoare etc. Odată cu apariția G.I.S., procesul de modelare a viiturilor de versant începe să fie automatizat.

Una dintre principalele elemente ale procesului de automatizare este complexa bază de date gestionată și analizată de către softurile geoinformaționale. Datorită complexității mari a bazei de date, se pot surprinde cele mai mici detalii ale modului de manifestare a viiturilor de versant, realizându-se astfel, simularea cu o acuratețe foarte mare.

Baza de date G.I.S. se structurează sub forma layerelor (stratelor) tematice de diferite structuri, layere de tip linie pentru rețeaua hidrografică, layere de tip poligon pentru caracteristicile bazinului hidrografic, solului, vegetației, intravilanelor, layere de tip grid pentru DEM și baza de date derivate din analiza spațială a acestuia etc. Principala proprietate a bazei de date G.I.S. este aceea ca ea se poate actualiza la diferite intervale de timp sau în timp real, orice schimbare a caracteristicii unui layer schimbă întreaga structură de date derivate și rezultate, dacă acestea se află înglobate într-o structură de tip model.

Manipularea bazei de date create, prin intermediul softurilor geoinformaționale, și analiza acestora furnizează informații numerice ale caracteristicilor (panta medie a versantului, suprafață, lungimea canalului de drenaj, lungimea rețelei hidrografice, panta medie a rețelei hidrografice, coeficienți medii de scurgere, timpi de concentrare etc), care se conturează ca date de intrare în formulele (rațională, reduțională, determinare a intensității ploii de calcul egală cu timpul de concentrare, determinare a timpilor de concentrare pentru bazinele hidrografice) de calcul ale debitelor maxime.

Aplicarea funcțiilor de tip Arc, CAD, asupra bazei de date vectoriale și raster permite realizarea de modele concrete și utile a fenomenului de viitură de versant iar aplicarea programelor de analiză a frecvenței, HYFRAN și distribuției spațiale și temporale ArcG.I.S. (interpolare Kriging, IDW etc.), asupra datelor

numerice reprezentând debitele maxime permite calculul asigurărilor și probabilităților de depășire sau nedepășire sau generalizarea debitelor calculate pentru un anumit teritoriu. Prin intermediul modelelor complexe de analiză spațială G.I.S. se realizează simulări de debite, volume, identificări de zone vulnerabile la apariția și manifestarea viiturilor de versant.

Procesul hidrologic de formare și propagare a viiturilor de versant este unul deosebit de complex. Complexitatea este determinată de numărul mare de variabile antrenate în sistemul scurgerii, încă de la apariție, propagare și efecte, variabile distribuite neuniform atât spațial cât și temporal pe suprafața bazinului de recepție.

Numărul mare de variabile, distribuția temporală și spațială neuniformă la nivelul bazinului hidrografic, apariția hazardată a viiturilor de versant, au impus realizarea de modele matematice, simulări, pentru anumite evenimente extreme și propunerea lor ca valabile pentru alte teritorii cu aproximativ, aceleași influențe morfografice, morfometrice.

Scopul principal de realizare a modelelor, G.I.S. hidrologice, de viitură este acela de a emite avertizări hidrologice pentru o mai bună gestionare a resurselor de apă pentru sisteme hidroenergetice, avertizare a componentei umane și luare de măsuri de prevenire și estompere a daunelor produse de viiturile catastrofale.

Pentru teritoriul României s-au întocmit o serie de modele matematice materializate în instrucțiuni de calcul a debitelor maxime în bazine hidrografice mici publicate de către INMH (1997), Miță și colab. (1992), Mustață (1973, 1974), Platagea (1959, 1965, 1966). Preocupările pentru modelarea G.I.S. a unor variabile specifice pentru calculul debitelor maxime și simularea acestora au fost întreprinse de către Păcurar (2005), cu scopul de a cuantifica efectele scurgerii și eroziunii asupra unor bazine hidrografice mici din apropierea Brașovului, Patriche (2005), Bofu (2005).

1.1. Metodologia clasică de calcul a scurgerii maxime la secțiuni fără măsurători

Metodele clasice de calcul ale scurgerii maxime la secțiuni fără măsurători, în scopul evaluării viiturilor din zona de versant, sunt utilizate, cu precădere, pentru bazinele hidrografice mici, urmărindu-se evaluarea cantitativă a resurselor de apă și repartizarea spațială a acestora, prin intermediul factorilor care influențează apariția și propagarea viiturilor.

Viitura este definită de către Vladimirescu (1984) ca fiind formă a scurgerii directe în faza în care aceasta se produce pe suprafața versanților și în micile depresiuni filiforme ale solului care are aspectul unei pânze de apă-respectiv a unor șuvoaie filiforme. Prin captarea acestor mase de apă de către rețeaua hidrografică, se formează curenți de scurgere directă cu un important potențial hidraulic.

O altă definiție a viiturilor elementare este cea formulată de Diaconu și colab. (1994) care pune în centrul ei elementul meteorologic; dacă o ploaie

oarecare de o durată dată formează pe suprafața bazinului dat o scurgere cu un strat de 1 inch (2,54 cm), atunci hidrograful care caracterizează această scurgere, poate fi privit ca viitură elementară pentru bazinul hidrografic dat.

Viiturile sunt definite în numeroase feluri, în funcție de scopul pentru care se realizează analiza acestora. Pentru a înțelege și a scoate în evidență procesul de viitură este absolut necesară cunoașterea diferenței între viituri și ape mari.

Prin ape mari se înțeleg fazele din viața unui râu în care scurgerea se situează la valori ridicate în general Diaconu și colab. (1994). Apele mari se înregistrează ca urmare a înregistrării unor ploi de intensitate mică și durată lungă de timp sau ca urmare a topirii zăpezilor. Faza de ape mari este caracterizată prin creșterea generală a debitelor râurilor și menținerea lor la valori ridicate o perioadă mai îndelungată, fără creșteri spectaculoase de nivel.

Viitura se deosebește de faza de ape mari prin timpul de manifestare a procesului de geneză. Viitura se caracterizează prin creșteri rapide de debit de apă, respectiv de nivele, prin atingerea unor debite de vârf mari și printr-o scădere rapidă a debitelor, care este, în general, mai lentă decât creșterea. Producerea viiturilor este datorată unor ploi puternice de intensitate mare sau în urma topirii bruște și intense a zăpezilor.

Dacă viiturile se produc ca urmare a unei ploi torențiale și se suprapun peste perioadele de topire a zăpezilor, viiturile se suprapun peste perioadele de ape mari. În această situație, pentru a se analiza viitura, este necesar ca hidrograful aferent viiturii, să fie separat, pentru a se putea determina partea de viitură provenită din ploi de cea provenită din topirea zăpezii.

În literatura de specialitate se întâlnesc mai multe metode de calcul a debitelor maxime produse din viituri dintre care cea mai utilizată este: metoda hidrografului unitar, metodă utilizată și în prezent, propusă de Sherman (1932), care derivă din dezvoltarea metodei viiturilor elementare. Datorită nevoilor de cunoaștere a debitelor maxime, metoda hidrografului unitar a fost dezvoltată de Morgan și colab. (1939) care leagă hidrograful unitar de anumite durate ale ploii prin elaborarea hidrografului în S, Snyder (1938) leagă parametrii hidrografului unitar de caracteristicile bazinelor hidrografice.

Dezvoltarea tehnicii hidrografului unitar este continuată de către mulți cercetători O'Kelly (1955), Aron (1982), și în prezent, Kuiching (1989), Sorell, și colab. (1991), Diaconu și colab. (1994), Melching și colab. (1996), Musy și colab. (1998), Straub și colab. (2000), Haidu (2006), toți analizând legăturile dintre variația în timp a intensității ploii de calcul, capacitatea de retenție a solului și diferite intervale de timp de scurgere specifice bazinului hidrografic respectiv.

Datorită dezvoltării tehnicilor de calcul și complexității mari a fenomenelor hidrologice s-au dezvoltat tot mai multe metode de modelare matematică a proceselor hidrologice. Modelarea matematică apelează la scheme logice, ecuații matematice și prin intermediul sintezelor hidrologice precum și a diverșilor parametri ce intervin în procesul de modelare, are ca principal scop scoaterea în evidență, cât mai fidel, a evenimentului hidrologic probabil.

Modelele hidrologice sunt concretizate în formule aproximative de calcul a debitelor maxime elaborate în urma studiilor în laborator sau prin intermediul studiului bazinelor hidrografice model sau experimentale. Ecuații de calcul concretizate în modele hidrologice matematice au fost utilizate de către Haidu (1993, 2006), Marshall și colab. (1994), Diaconu și colab. (1994), Kohnová Silvia și colab. (2003), Ken (2004), Nidas (2005), utilizând formula rațională ca metodă principală de modelare.

Pe teritoriul României, studiul statistic asupra șirurilor de date hidrologice achiziționate prin măsurători directe de debite și realizarea, în paralel de metodologii și modele de calcul a debitelor maxime produse din viituri, s-a concretizat în rezultate utile încă din anul 1957. Lăzărescu și colab. (1957) au elaborat primele modele hidrologice matematice de determinare a debitelor maxime, prin studierea dependenței acestora de suprafața bazinului hidrografic. Primele sinteze asupra scurgerii maxime din România au fost elaborate de către Mociorniță (1961), Diaconu și colab. (1961) care au propus o metodă de sintetizare a duratei totale și de creștere a viiturilor prin legarea lor de parametri morfometrici ai râurilor și bazinelor hidrografice. Modele și regionalizări ale parametrilor hidrologici utilizați în calculul viiturilor maxime în bazine hidrografice mici, au mai fost realizate de către Mustață (1973), Stănescu (1972), Șerban (1986, 1987, 1990).

Având în vedere variația spațială a debitelor maxime pe teritoriul bazinului hidrografic, dar și frecvența viiturilor coroborată cu efectele dezastruoase produse de acestea, INMH (1997), a realizat și publicat o metodologie, instrucțiuni de calcul a debitelor maxime pentru bazine hidrografice mici unde nu se dispune de măsurători directe asupra viiturilor analizate.

Principalul obiectiv al metodologiei de calcul a scurgerii maxime în bazine hidrografice mici, conform INMH (1997) este acela de a determina debitul maxim scurs pe bazine hidrografice mici, cu suprafața sub 100 km².

Principala limitare a utilizării acestor instrucțiuni și a metodologiei aferente este suprafața bazinului de recepție, dar în care nu se neglijează, ci dimpotrivă se pune un accent foarte mare asupra dinamicii factorilor genetici și condiționali ai scurgerii maxime, factorii cei mai dinamici fiind factorii condiționali de pe suprafața bazinului hidrografic.

Factorii naturali și antropici; degradarea, eroziunea accentuată, urbanizări, împăduriri, despăduriri, pot avea influențe mari asupra unui bazin hidrografic mic datorită variației mari a acestora în perioade scurte de timp.

Pentru calculul debitelor maxime în bazine hidrografice și suprafețe de versant mici este necesar să se cunoască ploile și coeficienții de transformare a acestora în scurgere în funcție de factorii condiționali ai scurgerii, coeficienții de scurgere pentru diferite categorii de soluri, relief, vegetație, geologie și anticiparea scurgerii pe o perioadă oarecare de revenire.

Metodologia clasică de calcul a debitelor maxime provenite din viituri de versant presupune parcurgerea unor pași obligatorii în cadrul procesului de calcul: identificarea pe hartă a bazinului hidrografic, determinarea suprafeței bazinului,

analiza formei bazinului hidrografic, calculul lungimii albiei și a pantei medii a acesteia, precum și calculul pantei medii a versanților bazinului de drenaj, calculul timpilor de concentrare și determinarea ploii de calcul.

Identificarea pe hărți a bazinului hidrografic este prima operație, pregătitoare. Hărțile pe care se va face identificarea trebuie să fie cât mai detaliate și să fie la o scară adecvată în funcție de mărimea suprafeței, pentru a se putea delimita suprafața bazinului principal și a celui afluent pe linia de cumpănă a apelor care separă bazinul hidrografic aflat în studiu de celelalte suprafețe de drenaj.

Suprafața bazinului hidrografic trebuie determinată pe aceleași hărți pe care s-a făcut identificarea, ținându-se seama de scara hărții. Determinarea suprafeței se realizează prin intermediul metodelor clasice; planimetrare, secționarea suprafeței bazinului hidrografic în suprafețe de tipul triunghiurilor, poligoanelor, dreptunghiurilor, a căror suprafețe se calculează mai simplu și pe urmă însumarea acestora. Pentru a se putea realiza integrarea suprafeței în modelele hidrologice matematice, aceasta se exprimă în km^2 și ha.

Suprafața bazinului hidrografic este întotdeauna asociată cu kilometrajul profilului de închidere sau cu denumirea stație hidrometrice crescând odată cu lungimea cursului de apă (Valdimireascu, 1984).

Forma bazinului hidrografic este o exprimare analitică cu caracter convențional (Valdimireascu, 1984), care scoate în evidență caracterul circular sau alungit al bazinului hidrografic și se determină ca raport între suprafață și lungimea cumpenei de apă. Cu cât bazinul hidrografic este mai aproape de circularitate, cu atât acumularea viiturii de pe versant va fi mai rapidă în punctul central și se va propaga în albie un volum mai mare de apă.

Lungimea albiei principale este o caracteristică foarte importantă în ceea ce privește stabilirea timpilor de concentrare fiind măsurată între izvor și profilul de închidere. Pentru orice bazin hidrografic se măsoară lungimea albiei principale și suma lungimilor albiilor, în natură, exprimându-se în km sau m, în funcție de scara la care se lucrează.

Panta medie a albiei și panta medie a versanților se determină de pe hărțile în curbe de nivel fiind exprimate în procente sau în grade.

Verificarea rezultatelor obținute în urma calculării debitelor maxime provenite din viituri de versant, în concordanță cu ploile de intensitate maximă, este absolut necesară și obligatorie. Pentru întreg procesul de calcul este necesară o bună cunoaștere a ploilor maxime și a intensităților maxime ale ploilor de calcul.

Caracteristicile morfometrice prezentate îndeplinesc rol definitoriu în stabilirea, prin calcul a debitelor maxime din viiturile de versant datorită variației lor în funcție de suprafața bazinului hidrografic și condițiile morfometrice ale suprafeței de drenaj.

Factorii de mediu de pe suprafața de drenaj au o importanță deosebită în formarea și deplasarea viiturii pe versanți și concentrarea acesteia în albia râului. Principalii factori condiționali ai acestei categorii sunt reprezentați de variația

tipurilor de sol, geologia, vegetația prin gradul de extindere și tipuri, starea albiilor, existența sau nu a așezărilor omenești, existența suprafețelor supuse eroziunii etc.

Pentru o mai bună gestionare a efectelor produse de viiturile de versant este absolut necesar să se țină seama de planurile de amenajare viitoare, pe lungă durată, amenajare silvică, agricolă, combatere a proceselor erozionale, industrială, dezvoltare urbană etc., efectuate pe suprafața bazinului hidrografic.

Factorii cei mai importanți, ai calculului scurgerii maxime, în bazine hidrografice mici sunt reprezentați de timpii de concentrare și obținerea ploii de calcul.

Timpul de concentrare este timpul necesar viiturii de versant de a se deplasa din locul de formare până în secțiunea de calcul. Timpii de concentrare se calculează atât pentru deplasarea viiturii pe versant, cât și ca timp de propagare a viiturii în albie, calculându-se un timp de concentrare mediu pentru fiecare bazin hidrografic în parte.

Datorită influenței foarte mari a factorilor de mediu asupra timpului de concentrare, aceștia trebuie cunoscuți foarte bine pentru a putea fi cuantificați și introduși în formule și modele de calcul și determinare a timpilor de concentrare. În România, Stănescu (1970), a întreprins studii asupra timpilor de concentrare, pe suprafețe experimentale, rezultatele obținute putând fi utilizate pentru bazine hidrografice cu cursuri de apă până la 1 km și panta până la 400 m/km.

Determinarea ploii de calcul.

În bazine hidrografice mici, ploile mari care dau viituri maxime sunt cele egale cu timpul de concentrare al scurgerii. Ploaia maximă de calcul se poate determina ca valoare punctuală și ca valoare medie pe bazinul hidrografic. Ca valoare punctuală, ploaia maximă se determină sub formă de intensitate i și probabilitate de depășire în timp fiind exprimată în mm/min, corespunzătoare timpului de concentrare. Pentru obținerea valorii medii a ploii de calcul Diaconu (1990), propune o ecuație de calcul care ține seama de timpul de concentrare, parametrii de revenire în timp și zona în care este amplasat bazinul hidrografic.

Studii și sinteze asupra elementelor morfometrice, de mediu și dinamice ale bazinului hidrografic în scopul calculării debitelor maxime din viituri în bazine hidrografice mici, au fost realizate de Platagea (1959), Mustață (1973), Dumitrescu (1974), Platagea (1974), Ciotuz (1991), Munteanu și colab. (1991), Păcurar (2001). Cercetările amintite anterior au avut ca scop principal calculul debitelor maxime luând în considerare elementele generatoare și condiționale ale acesteia.

În practica hidrologică din România se utilizează mai multe metode de estimare și regionalizare a scurgerii maxime. Cea mai mare parte dintre acestea se bazează pe legăturile care există între parametrii scurgerii maxime și elementele morfometrice ale bazinelor hidrografice, îndeosebi suprafața și altitudinea medie, precum și între parametrii scurgerii maxime și precipitații.

Printre metodele frecvent utilizate de estimare a debitelor maxime se înscriu formulele de tip reduțional, metoda rațională. Mai recent, Diaconu (1990), a propus metoda statistică temporal-spațială pentru evaluarea debitelor maxime.

1.1.1. Metoda rațională de calcul a debitelor maxime

Pe teritoriul României, cele mai mari debite maxime sunt generate de ploi torențiale, importanță mare având sintezele asupra acestora, pentru calcularea maximelor. Metoda de calcul a debitelor maxime, care ia în considerare, în mod explicit ploile de intensitate maximă, în bazine hidrografice mici pune în centrul ei metoda rațională care este sintetizată într-o relație de calcul de forma:

$$Q_{\max p\%} = 0.167 \cdot i_{p\%} \cdot \alpha \cdot F \quad (1)$$

unde:

$Q_{\max p\%}$ - debitul maxim, în m³/s cu probabilitatea de depășire-asigurare p%

$i_{p\%}$ - intensitatea media a ploii în mm/min, de probabilitate p%, egală cu timpul de concentrare a scurgerii în bazinul hidrografic analizat, care generează debitul maxim.

α - coeficientul mediu de scurgere al bazinului hidrografic

F – suprafața bazinului hidrografic, exprimată în km² sau ha

În urma analizei ecuației de calcul a debitelor maxime se observă că prin intermediul metodei raționale se admite că ploaia de intensitate medie maximă și probabilitate p% generează un debit maxim de aceeași probabilitate.

Pentru aplicarea formulei de calcul este necesară elaborarea de sinteze referitoare la intensitățile maxime de ploaie, timpi de concentrare și coeficienți de scurgere.

Cea mai importantă variabilă, atât pentru calculul scurgerii maxime cât și pentru determinarea intensității ploii de calcul, este timpul de concentrare specific pentru fiecare bazin hidrografic. Timpul de concentrare este definit ca fiind durata de timp necesară curentului de apă să parcurgă distanța de la cel mai îndepărtat punct al bazinului hidrografic până la secțiunea de calcul, fiind determinat ca sumă a doi timpi de concentrare: timpul de concentrare în albie și timpul de concentrare pe versanți, utilizând relațiile:

$$t_c = t_{\text{versant}} + t_{\text{albie}} = \frac{L_{\text{versant}}}{v_{\text{versant}}} + \frac{L_{\text{albie}}}{v_{\text{albie}}} \quad (2)$$

în care

$$t_{\text{versant}} = \frac{\left(1000 \cdot \bar{l}\right)^{1/2}}{m_{\text{versant}} \cdot I_{\text{versant}}^{1/4} \cdot a_{\text{versant}}^{1/2}} \quad (3)$$

și

$$t_{albie} = \frac{1000 \cdot L_{albie}}{m_{albie} \cdot I_{albie}^{1/2} \cdot Q_{max\ p\%}^{1/4}} \quad (4)$$

unde:

- \bar{l} - lungimea medie a versanților bazinului hidrografic în km
- $m_{versant}$ – coeficient legat de rugozitatea versanților
- $I_{versant}$ – panta medie a versanților, la mie
- \bar{a} - intensitatea medie cea mai mare a restituirii apei în timpul parcurgerii versanților, mm/min
- L_{albie} – lungimea albiei de la izvor până la secțiunea de închidere
- m_{albie} – coeficient legat de rugozitatea albiei
- I_{albie} – panta medie a albiei, ‰
- $Q_{max\ p\%}$ - debitul maxim cu probabilitatea de depășire p% în m³/s.

Ecuatiile de calcul ai timpilor de concentrare pentru bazinele hidrografice, în scopul calculului debitului maxim probabil, au fost elaborate în 1984 și publicate în îndrumătorul internațional pentru metode de calcul a caracteristicilor hidrologice principale.

Pentru bazinele hidrografice mici din zonele montane, unde realizarea delimitării între versanți și albie este foarte dificilă, serviciul hidrologic român, prin intermediul studiilor realizate de către Miță (1983), Miță și colab. (1988, 1992), a elaborat sinteze asupra vitezelor medii de concentrare în bazine mici din Munții Carpați, prin valorificarea rezultatelor obținute pe bazine experimentale.

Influența coeficienților medii de scurgere este definitoare în ceea ce privește calculul scurgerii maxime în bazine hidrografice mici. Contribuții remarcabile pentru determinarea coeficienților de scurgere au fost aduse de către Hâncu și colab. (1971), Stallings (1957), care studiază coeficienții de scurgere în funcție de sol și încadrarea acestuia pe tipuri de versanți. Serviciul hidrologic român, prin intermediul studiilor realizate de către Miță și colab. (1986, 1988, 1992), valorifică rezultatele obținute pe bazine experimentale pentru generarea unor coeficienți de scurgere care țin seama de intensitățile de precipitații, pantă, textura solului și coeficientul de împădurire.

Aplicarea metodei pentru bazine hidrografice mari este aproape inutilă, deoarece ploaia este considerată uniformă pe întreaga suprafață a bazinului hidrografic, metoda putând fi utilizată, cu succes, pentru bazine hidrografice mici, până la 10 km².

1.1.2. Metoda reducțională de calcul a debitelor maxime

Dacă stația hidrometrică la care se realizează studiul și analiza debitelor maxime, deține șiruri de date măsurate pe o perioadă mare de timp, nu mai mică de 20-25 de ani, șirurile de date pot fi valorificate direct pentru calculul debitelor maxime. Pentru realizarea calculului debitelor maxime se apelează la determinarea unor caracteristici statistice ale șirului de date și studiul legăturii dintre acestea și factorii fizico-geografici, condiționali ai scurgerii.

Una dintre formulele care scoate în evidență aceste tipuri de legături este fi formula:

$$Q_{\max p\%} = B_{p\%} \cdot F^{1-n} \quad (5)$$

unde:

$B_{p\%}$ - debite maxime cu diferite asigurări

F – suprafața bazinului hidrografic

n – indice de reducție a suprafeței bazinului hidrografic

Parametrii pentru coeficienții de reducție ai suprafeței bazinelor hidrografice și debitele maxime cu diferite asigurări sunt redați, de regulă, pe hărți cu izolinii sau raioane.

Legături pot fi realizate și în cazul în care $p\%$ este înlocuit cu semnificația de medie a debitelor maxime. În acest caz este absolut necesară determinarea de sinteze pentru coeficienții de variație și simetrie, care împreună cu valorile medii permit determinarea debitelor maxime cu diverse probabilități de depășire Mustăț și colab. (1969).

Pentru a se putea realiza prelucrarea statistico-matematică, cu succes, a datelor, este necesar ca pentru fiecare stație hidrometrică să se dispună de întreg șirul de date utile în procesul de cercetare: Q_{\max} , q_{\max} , C_v , C_s etc. Prelucrarea statistico-matematică a datelor se poate realiza în mai multe moduri, recomandat este utilizarea metodei de determinare a curbelor teoretice de depășire, asigurare pornind de la graficul empiric temporal selectând diferite valori empirice de asigurare.

Unul dintre criteriile de control al corectitudinii realizării legăturilor dintre suprafața bazinului și $B_{p\%}$ este acela ca $B_{p\%}$ să fie în concordanță cu intensitățile maxime ale precipitațiilor din zonele respective. Dacă legăturile, suprafață-debit maxim, sunt realizate corect, atunci valoarea lui $B_{p\%}$, exprimată sub formă de strat de apă scurs în mm/min, nu depășește intensitatea maximă a ploilor din zona analizată.

Deoarece pe teritoriul bazinului hidrografic se manifestă și alți factori, care influențează debitele maxime, este necesar ca în formulele de calcul să se introducă coeficienți specifici pentru fiecare factor de influență. Cele mai importante influențe asupra scurgerii maxime sunt exercitate de prezența lacurilor, bălți,

mlaștini, suprafețe împădurite pe teritoriul bazinului de drenaj. Prin multiplicarea relației (5) cu coeficienții specifici fiecărui tip de influență se obțin date mult mai bune asupra scurgerii maxime.

Îndrumătorul internațional pentru metode de calcul a caracteristicilor hidrologice principale (1984) recomandă următoarea relație pentru integrarea coeficienților de influență a scurgerii în determinarea finală a acesteia:

$$q_{\max p\%} = \frac{B_{p\%}}{(F+1)^n} \delta_1 \delta_2 \delta_3 \quad (6)$$

unde:

$\delta_1, \delta_2, \delta_3$ – reprezintă coeficienți adimensionali care iau în considerare micșorarea debitelor maxime datorită suprafețelor împădurite din bazin, prezenței lacurilor, bălților etc. de pe suprafața de drenaj.

Sintezele directe asupra debitelor maxime nu iau în considerare precipitațiile, de aceea ele sunt mai puțin utilizate și aplicate în practica hidrologică.

1.1.3. Metoda statistică temporalo-spațială de determinare a debitelor maxime

Metoda statistică temporalo-spațială a fost propusă de către Diaconu (1990), putându-se utiliza pe zonele considerate unitare din punct de vedere al existenței statistice în timp și spațiu a șirurilor de observații cu privire la debitele maxime.

Pentru ca metoda să fie cât mai precisă, este recomandat ca numărul punctelor hidrometrice să fie cât mai mare și șirul de date înregistrate să aibă continuitate, să se întindă pe o perioadă cât mai lungă de timp.

Șirurile de date de la stațiile analizate se ordonează în mod descrescător obținându-se, astfel, mulțimi temporale. Pe baza șirurilor de date se construiesc, sub formă de grafice, curbele de asigurare-depășire și modelul debitului maxim probabil.

Una din principalele probleme pe care metoda își propune să le rezolve este aceea de a preciza riscul-șansa ca într-o perioadă de timp, o anumită valoare a debitului maxim, modelat, să fie depășită. O altă problemă, care se poate rezolva prin intermediul metodei temporalo-spațiale este aceea de a preciza riscul de depășire a unei valori a debitului maxim pentru un bazin de o anumită suprafață.

Limitele minime, în ceea ce privește suprafața bazinului hidrografic, pentru care metoda se poate aplica cu rezultate bune sunt de 20-30 km² mergând până la maximele de 2500 km².

1.2. Modele mixte: hidrologice-G.I.S.

Modelarea componentelor sistemelor hidrologice reprezintă o importanță mare în studierea viiturilor de versant, fiind o permanentă preocupare a cercetării științifice, cu o aplicabilitate foarte mare în ceea ce privește gestionarea integrată a resurselor de apă. Modelele hidrologice sunt reprezentări simplificate ale complexității fenomenelor care se desfășoară în interiorul bazinului de recepție, având la bază funcția de impuls combinată cu principiul liniarității sistemelor hidrologice.

În contextul schimbărilor climatice, actuale, studiul viiturilor de versant constituie una dintre problemele de cea mai mare actualitate pentru care s-au realizat numeroase modele hidrologice, Singh (1995), având ca principal scop prevenirea efectelor catastrofale generate de acestea. Pentru a alege cel mai potrivit model de analiză a viiturilor de versant este necesar accesul la informația geografică care poate să ofere o viziune globală asupra componentelor sistemului de scurgere.

O definiție complexă a modelelor este dată de către Ionescu și colab. (1975), care spune că modelele constituie reprezentări condensate, cât mai fidele cu putință, a sistemelor reale, stabilite cu scopul de a analiza legile și relațiile fundamentale care guvernează procesele caracteristice sistemului analizat, de a verifica și analiza rezultatele.

În general, în literatura de specialitate modelele hidrologice se pot împărți în două categorii fundamentale în funcție de natura lor, Stănescu (1985) : **modele fizice** – care reproduc prin instrumente fizice realitatea din natură și urmăresc fenomenele hidrologice pe baza reproducerii intrărilor în condiții similare cu cele din natură – **modele matematice** – care încearcă să descrie sistemul hidrologic prin relații matematice – și o a treia categorie, mai puțin utilizată este **modelarea conceptuală** care constă în modelarea, prin intermediul unei scheme logice a procesului de formare a scurgerii.

După Chow și colab (1988), pentru realizarea clasificării modelelor trebuie luate mai multe decizii care s-ar putea exprima sub forma unor întrebări. Sunt variabilele, care alcătuiesc modelul, întâmplătoare sau nu? Aceste variabile sunt uniforme în ceea ce privește spațialitatea? Sunt variabilele constante în timp?

Analizând aceste întrebări, Chong-Yu Xu (1992), a propus o schemă de clasificare a modelelor (Fig.1.1) care ține seama de toate întrebările de mai sus.

În prima fază, modelele hidrologice au fost împărțite în modele deterministe și stochastice. Cele două tipuri de modele sunt diferențiate de caracterul întâmplător pe care îl au sau nu variabilele care alcătuiesc modelul. Modelul se poate considera determinist dacă nici una din variabile nu este întâmplătoare, modelul este stohastic dacă una sau mai multe variabile care îl alcătuiesc sunt aleatoare.

După Singh (1995), procesul ploaie-scurgere maximă poate fi modelat și clasificat în funcție de timpul și spațiul de manifestare, prin intermediul ecuațiilor

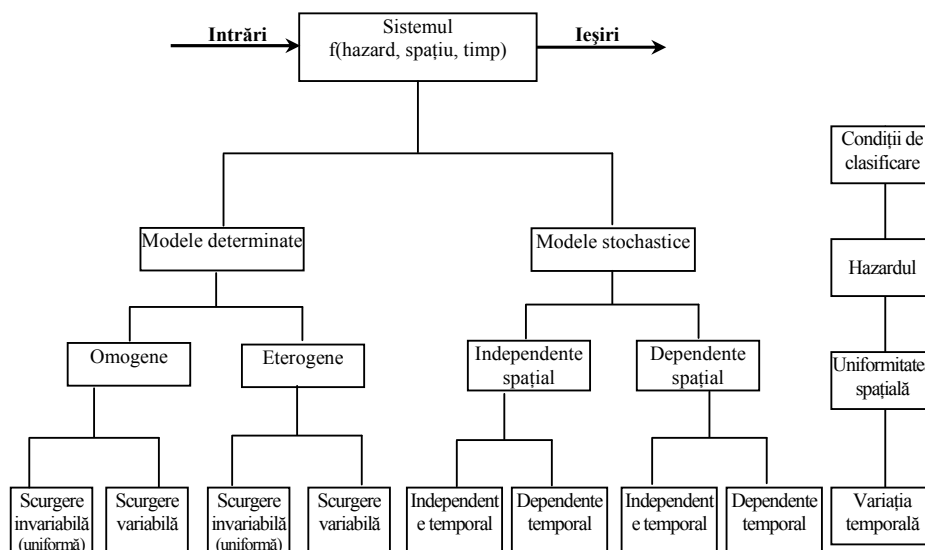


Figura 1. 1. Clasificarea modelelor hidrologice în funcție de hazard, spațiu și timp (după Chong-Yu Xu 1992)

matematice. Caracteristicile principale pentru clasificarea acestor tipuri de modele țin de: natura algoritmilor de bază (ecuații matematice, analiză conceptuală), abordarea este stocastică sau deterministă, în funcție de parametrii de intrare, modelul este o reprezentare spațială cu parametrii distribuiți sau cu parametri concentrați.

Prima caracteristică definește modelul ca o simplă legătură matematică între intrările și variabilele bazinului de recepție, rezultatul putând fi influențat și de descrierea conceptuală, în mod simplificat a procesului de viitură de versant.

Dacă se dețin descrieri de date referitoare la sistemul de ploaie-scurgere pe perioade foarte lungi de timp, se poate apela în procesul de modelare, la funcțiile statistice, rezultatele obținute fiind utile în analiză. Chiar dacă abordarea conceptuală a parametrilor bazinelor hidrografice este una foarte corectă, în procesul de simulare intră și alte variabile medii și parametri specifici, făcând ca modelul să fie unul pur fizic.

Unele dintre cele mai cunoscute **modele fizice** G.I.S. este reprezentat de modelul *KINEROS2*, *WaSiM* (Water balance Simulation Model) dezvoltat de către Swiss Federal Institute of Technology (ETH) în Zurich.

Modelul *KINEROS2* (Kinematic Runoff and Erosion Model) completează varianta anterioară a modelului *KINEROS* care, din punct de vedere fizic este orientat pe descrierea procesului de interceptie, infiltrare, scurgere de suprafață și eroziune pe teritoriul bazinelor hidrografice. Modelul tratează suprafața bazinului hidrografic ca și o rețea de canale naturale de scurgere cărora li se calculează prin

intermediul ecuațiilor scurgerea pe versant și în albie, aproximând infiltrarea și eroziunea. La înregistrarea unei ploi torențiale, oarecare, modelul KINEROS2 este capabil să facă distribuirea acesteia, prin interpolare, în funcție de centrul de greutate al bazinului hidrografic, pe teritoriul suprafeței de drenaj și să simuleze scurgerea maximă indicând potențialele zone de acumulare a debitului maxim simulat.

Modelele matematice, după Păcurar (2005), pot fi, în raport de modul de reprezentare a sistemelor cercetate (după tipul parametrilor, variabilelor și relațiilor dintre acestea): stochastice sau deterministe, globale sau distribuite, respectiv conceptuale sau empirice.

Chong-Yu Xu (1992), identifică un model **hidrologic stochastic** atunci când una sau mai multe variabile, care îl alcătuiesc sunt aleatoare. Modelele stochastice, prin intermediul analizei de frecvență, pot prevedea eventualele intrări în sistem într-o perioadă de timp viitoare. Modelele statistice sunt utilizate, cu precădere, la analiza șirurilor de date meteorologice, modelul Thomas-Fiering (1962), aplicat de, Haidu (1997), pe râuri din România. O altă aplicație cu caracter de model stochastic este reprezentată de modelarea șirurilor de debite maxime calculate pentru anumite viituri de versant, cu scopul determinării anumitor probabilități de asigurare.

Modelul se poate considera **determinist** dacă nici una din variabile nu este întâmplătoare după Chong-Yu Xu (1992). Modelele deterministe nu sunt capabile să genereze eventualele intrări de apă, din precipitații, energie, prin intermediul temperaturilor, aceste variabile trebuie cunoscute, prevăzute de către utilizator.

Modelele globale constau în seturi de ecuații sau relații empirice stabilite între variabilele sistemului hidrografic, relații care nu țin seama de distribuția spațială a proceselor și transformărilor ce au loc în interiorul sistemului hidrologic.

Cel mai simplu model determinist global este *formula rațională* de calcul a debitelor maxime din viituri, propusă de Diaconu (1994), INMH (1997), modelul *SCS-CN* (Ponce și colab. 1996), *HEC-I*, *RORB*, *Tank Model*.

Modelul HEC-I (Hydrologic Engineering Center), ca și program geoinformațional, a fost dezvoltat de către un grup de cercetători ai Hydrologic Engineering Center (HEC) în anul (1967), prima versiune a programului fiind publicată un an mai târziu.

HEC-1 este proiectat pentru a simula răspunsul scurgerii de suprafață a unui bazin hidrografic, în funcție de intensitatea și durata unei anumite ploi, luând în considerare răspunsul dat de componentele hidraulice interconectate. Fiecare componentă modelează o parte a procesului de formare a scurgerii maxime pe o anumită porțiune a bazinului hidrografic sau a subbazinelor, reprezentând o entitate spațială bine definită și unică în procesul de analiză a sistemului ploaie scurgere, concretizându-se în canale de scurgere, scurgere laminară sau rezervor de stocaj.

Reprezentarea și identificarea acelor componente necesită cunoașterea unui set de parametri care să specifice trăsăturile componentei și relațiile matematice care guvernează procesele fizice de interconectare.

Rolul modelului HEC-1 este acela de a calcula hidrograful de scurgere maximă la un anumit punct de închidere a bazinului hidrografic prin intermediul analizei matematice a factorilor care condiționează scurgerea.

Modelele hidrologice **deterministe distribuite sau modele eterogene** (dependente spațial) țin seama de distribuția variabilelor de intrare punct cu punct pe întreaga suprafață a sistemului modelat. Modelele eterogene pot fi clasificate ca și modele geometrice sau modele eterogene stochastice, clasificare care depinde de variabilitatea intrărilor și parametrii luați în considerare în momentul începerii procesului de modelare. Dacă variabilele și parametrii modelului sunt considerați eterogeni atunci modelul este eterogen stochastic, dacă variabilele și parametrii sunt omogeni atunci modelul este clasificat ca model geometric.

Realizarea de modele G.I.S. distribuite este destul de dificilă, datorită variabilității spațiale a tuturor componentelor care intră în structura modelului și insuficienței datelor necesare pentru definirea modelului. Modelele reprezintă variația spațială a sistemului hidrologic prin descompunerea acestuia în suprafețe elementare sau funcționale, versanți, albie și descrierea acestora separat, iar gradul de corectitudine a datelor de ieșire, fidelitate, depinde de mărimea suprafeței. Deoarece pentru fiecare zonă funcțională se construiește un alt model distribuit, în literatura de specialitate, acest tip de modele poartă numele de modele semidistribuite.

Unele modele G.I.S. se pot încadra în cadrul modelelor distribuite deoarece reușesc să surprindă, în mare parte, variația spațială a componentelor sau au capacitatea de descompunere, analiză și recompunere a sistemului hidrologic. Cele mai utilizate modele G.I.S., distribuite, *sunt MIKE SHE, KINEROS, IGSM2* (Integrated Groundwater-Surface water Model 2)

MIKE SHE este privit ca un sistem complex pentru modelarea proceselor majore care se desfășoară în interiorul sistemului de ploaie-scurgere. *MIKE SHE*, în forma lui originală, poate fi caracterizat ca un model determinist din punct de vedere fizic. Modelul simulează debitele de apă, calitatea apei, capacitatea de transport a acesteia, Refsgaard și colab. (1995). Aplicabilitatea modelului este foarte variată ca scară de lucru, pornind de la o parcelă singulară a bazinului hidrografic, până la regiuni mari de aproximativ 100 km². Testarea și implementarea modelului s-a realizat într-un număr mare de proiecte de cercetare în condiții hidroclimatice diferite, Graham (2005).

Modelul hidrologic, integrat, *MIKE SHE* este realizat de *Système Hydrologique Européen (SHE)* și dezvoltat împreună cu mai multe instituții europene: *Institute of Hydrology (United Kingdom)*, *SOGREAH (France)* și *DHI (Denmark)*. *SHE* este dezvoltarea modelului matematic propus de Freeze și colab. (1969), care descria diferite procese de scurgere prin intermediul ecuațiilor diferențiale, rezultatul lor fiind aproximări numerice ale fenomenelor în spațiu și timp.

Ideea centrală a modelului este aceea ca să se poată descrie un bazin de recepție dat cu un nivel de detaliu suficient de bun pentru a se putea aproxima un

fenomen hidrologic corect din punct de vedere al mecanismului de propagare. Modelul MIKE SHE percepe bazinul hidrografic ca un sistem în interiorul căruia procesele majore și interacțiunile dintre ele sunt într-o permanentă conlucrare.

Modelele conceptuale sunt prezentate drept modele hidrologice în care legăturile dintre variabilele de intrare și cele de ieșire sunt guvernate de legi fizice. Dintre modelele G.I.S. conceptuale la care, legile fizice fac legătura între intrări și ieșiri, cele mai cunoscute ar fi: *SHE*, *IDHM* (Institute of Hydrologi Distributed Model), *TOPMODEL*.

TOPMODEL este un model conceptual de suprafață în care factorii predominanți care stau la baza genezei scurgerii maxime sunt reprezentați de topografia bazinului hidrografic (DEM) și o lege matematică, negativă, între infiltrarea apei în sol și distanța verticală de la nivelul inferior de saturare a solului până la suprafață.

În cadrul modelului, scurgerea totală este calculată ca și sumă între doi termeni: scurgerea de suprafață și scurgerea în urma saturării complete a solului cu apă.

Modelul prezentat este un model conceptual, unul în care realitatea fizică este reprezentată într-un stil simplificat, topmodel fiind frecvent descris ca model cu bază fizică, în sensul în care parametrii lui pot fi măsurați direct Beven și colab. (1979).

Topmodel analizează topografia terenului prin intermediul indexului topografic, $\ln(a/\tan B)$, în care a reprezintă suprafața de drenaj identificată prin intermediul DEM-ului și B reprezintă gradientul fluxului mediu de scurgere la pătrat.

Indexul topografic este calculat prin intermediul DEM. Mărimea pixelilor, recomandată, pentru realizarea modelului topogrid este variată. Quin și colab. (1995), realizează modelul topogrid pe DEM-uri, corecte hidrologic, obținute cu ArcInfo la rezoluții diferite: 2, 4, 10, 30 și 90 m. În urma analizei rezultatelor obținute, autorii concluzionează că DEM-ul cu rezoluția de 10 m este indicat pentru realizarea, cu succes, a modelului.

Index-ul topografic se calculează pe DEM-ul bazinului hidrografic, care trebuie realizat foarte bine, pentru a se putea surprinde, pe parcursul analizei, toate trăsăturile morfometrice și schimbările de pantă. Pe baza DEM, indexul topografic este clasificat în zone hidrologice omogene, acestea stând la baza generării răspunsului de exces de umiditate și geneză de viitură.

O altă clasificare a modelelor G.I.S., hidrologice se poate realiza în raport cu interfața utilizatorului Păcurar (2005). Din acest punct de vedere se propun următoarele tipuri de modele: **modelul de cutie neagră**, **cutie gri**, **cutie albă**, în funcție de măsura în care utilizatorul vizualizează structura internă a modelelor și este informat în legătură cu modificările pe care le suferă variabilele într-o etapă sau alta.

În funcție de timpul și suprafața pentru care se construiesc modelele hidrologice concepute pentru studierea scurgerii maxime, acestea se clasifică în

modele pentru intrări de ploi torențiale, sunt modelele realizate pentru procese meteorologice și hidrologice cu durată de timp mică, **modele pentru ploi torențiale și scurgere maximă**, reprezintă modele combinate care necesită un timp mai mare de realizare a procesului complex de ploaie-scurgere. În funcție de scară, suprafață, se disting modele pornind de la **parcelă și bazin hidrografic mic**, modele la scară mare, mergând până la modele la scară mică, **modele de simulare** a scurgerii sistemului național de râuri Păcurar (2005).

În urma evoluției în timp a modelelor hidrologice rezultă faptul că toate modelele, atât cele concepute înainte de dezvoltarea sistemelor geografice informaționale, cât și modelele create și dezvoltate în ultima perioadă de timp tind spre integrare G.I.S. datorită modului mai rapid și mai corect de realizare.

1.3. Potențialul funcțiilor Arc pentru implementarea G.I.S. în modelarea viiturilor de versant

Sistemele informaționale geografice au fost concepute pentru realizarea de modele pe suprafețe mari, state și entități administrative, fiind utilizate cu scopul de a realiza hărți și de a stoca atribute informaționale spațiale. Ușurința de manipulare a datelor spațiale și rezultatele foarte bune înregistrate în urma realizării de modele, au făcut ca să existe un interes foarte mare pentru introducerea în inginerie, proiectare, hidrologie și hidrotehnică G.I.S.. Scopul principal pentru care s-a dorit implementarea G.I.S. în aceste structuri, este acela de a dezvolta medii cu ajutorul cărora G.I.S. să fie capabile de a oferi soluții de determinare a frecvenței de apariție a unui eveniment extrem, amplasare corespunzătoare a sistemelor hidrotehnice, amplasare a digurilor de apărare împotriva inundațiilor, determinare a canalelor de drenaj etc.

Câțiva cercetători pot fi menționați ca pionieri ai dezvoltării aplicațiilor G.I.S. în hidrologie. Primele încercări au fost realizate de către Jenson și colab. (1988), care au propus soluții pentru delimitarea automată a cumpenelor de apă și a canalelor de drenaj spre punctele de control, utilizând o rețea de „grătare”, de tip GRID. Schema utilizează informațiile altimetrice ale fiecărei celule a GRID-ului pentru a determina direcția de orientare a celulei analizate către celelalte opt din jurul ei. Celula care contribuie la formarea scurgerii este considerată ca și celulă de pe suprafața bazinului hidrografic, iar celulele care nu contribuie la procesul de scurgere sunt identificate drept cumpene de apă.

Tarboton și colab (1991), propun o metodă de identificare a canalului de drenaj al apei pe versant și calcul a lungimii acestuia, utilizând tot o structură de tip GRID.

Modelarea viiturilor de versant presupune, pe lângă conceperea și structurarea teoretică a modelului, unelte și medii propice de realizare a acestuia. Programele geoinformaționale oferă posibilitatea de manipulare a datelor hidrologice și definire de modele proprii sau alegerea modelelor existente, prin

intermediul funcțiilor și ecuațiilor de analiză spațială. Funcțiile de analiză spațială sunt concretizate în rutine, care prin intermediul ecuațiilor și analizei scot în evidență manifestarea spațială a unui element constituent al modelului hidrologic.

În procesul de modelare a viiturilor de versant s-au utilizat funcțiile puse la dispoziție de programul ArcInfo și ArcG.I.S., funcții specifice pentru simularea traseelor de viitură și delimitarea cumpenelor de apă: *Topogrid*, *Flowdirection*, *Flowaccumulation*, *Stream definition*, *Streamorder*, *Flow Path Tracing*, *Watershed delineation*.

Funcția *topogrid* este utilizată și recomandată utilizatorilor programelor geoinformaționale pentru a realiza modelul digital de elevație al terenului (DEM) pentru aplicații hidrologice. Baza de plecare pentru realizarea interpolării de tip *topogrid* este programul ANUDEM dezvoltate de către Hutchinson (1988, 1989).

Procedura de interpolare este proiectată în așa fel încât să se poată utiliza toate layerele de tip coverage care conțin tipurile de date de intrare cu informații altitudinale despre suprafețele caracterizate.

Apa este principala forță de eroziune determinând forma generală a suprafeței bazinului hidrografic. Din acest motiv bazinul hidrografic este caracterizat prin mai multe zone altitudinale (culmi) și zone joase (minime locale), rezultând un model de drenaj concentrat complex. Funcția *topogrid*, prin metodologia de interpolare, identifică aceste două limite de drenaj și impune constrângeri de interpolare pentru a se putea identifica cât mai corect drenajul de la limita maximă la cea minimă și conturarea, corectă a creștelor altitudinale. Condiția principală, de drenaj, face ca în procesul de interpolare zonele joase, false, să fie îndepărtate automat.

Flowdirection, direcția de scurgere a apei pe versant, bazată pe modelele digitale de elevația (DEM), se utilizează în modelarea hidrologică cu scopul de a defini căile de drenaj a apei, transportul sedimentelor și mișcarea curenților scurgerii laminare pe versant.

Cea mai utilizată metodă de determinare a direcției de scurgere a apei pe versant este metoda D8, care presupune găsirea pantei celei mai mari între celula analizată și celelalte opt alăturate ei. Metoda D8 (metoda pe opt direcții) a fost introdusă de către O'Callaghan și colab. (1984), și îmbunătățită de Jenson și colab. (1988), Tarboton (1989).

După unii cercetători, Costa-Cabral și colab. (1994), Fairfield și colab. (1991), metoda D8 oferă unele dezavantaje, deoarece la o pantă de peste 450 direcția de scurgere se realizează aleator, doar în una dintre cele opt direcții, aceștia propunând metode de rezolvare a acestui impediment.

O altă propunere de rezolvare a limitărilor impuse de metoda D8 este aceea a lui Quinn și colab. (1991), care propune o metodă, denumită metoda direcțiilor multiple de scurgere. Prin intermediul acestei metode, îi este alocată o direcție de scurgere parțială, fiecărei celule vecine, mai joasă altimetric decât celula vecină. Neajunsul acestei metode este acela că scurgerea de pe un pixel este dispersată automat spre toate celulele mai joase decât celula analizată. Toți algoritmi de calcul a direcției scurgerii pe versanți țin cont de dispersie, la metoda D8 dispersia se face spre celula cu cea mai mare pantă.

Lea (1992), dezvoltă un algoritm de calcul a direcției de scurgere a apei pe versant, asociind fiecărui pixel din orientarea versanților o direcție specifică de scurgere continuă (un unghi între 0 și 2π), fără a se ține seama de dispersie.

Costa-Cabral și colab. (1994), elaborează un nou algoritm de determinare a direcției de scurgere a apei pe versant, DEMON (digital elevation model network) extinzând algoritmul propus de Lea (1992). Algoritmul ia în considerare colțurile pixelului ca valori altitudinale, centrul rămânând plan. Costa-Cabral și colab. (1994), apreciază scurgerea în două dimensiuni, fiind organizată uniform pe suprafața celulei și luând direcții de scurgere în funcție de panta colțurilor pixelului. Și această metodă are un neajuns, deoarece, orice plan, poate fi conturat din trei puncte, poate reprezenta un triunghi și, în acest caz jumătate parte din planul propus de Costa-Cabral și colab. (1994), nu va lua parte la realizarea identificării direcției de scurgere a apei pe versant.

Funcția *flowaccumulation* disponibilă în programul ArcInfo, prezintă un mod indirect de a determina canalele de drenaj ale apei pe baza unui DEM. Poate fi definită ca numărul de celule, pixeli, care fac parte din canalul de scurgere a apei de pe un anumit bazin hidrografic. Calculul debitului acumulat pe diverse sectoare ale canalului de drenaj și împărțirea scurgerii pe canale de scurgere (văi), pe suprafața bazinului hidrografic poate fi realizată utilizând funcția *flowaccumulation*.

Pe măsură ce se determină acumularea scurgerii, se conturează și canalele potențiale de scurgere a apei.

Stream definition. Funcția permite definirea canalului de drenaj pe baza gridului reprezentând acumularea scurgerii. Este foarte important ca acumularea scurgerii să fie corect realizată, deoarece, dacă se identifică o celulă fără direcție și acumulare de scurgere definită realizarea canalului de drenaj va fi întreruptă și reluată de la celula următoare, rețeaua hidrografică, generată, fiind eronată.

Funcția *streamorder* conține un algoritm de calcul a ordinului rețelei hidrografice bazat pe rețeaua hidrografică derivată din acumularea apei pe versant. Funcția, încorporată în programul geoinformatic ArcInfo, dispune de doi algoritmi de calcul ai ordinului rețelei hidrografice, după Strahler (1952) și Shreve (1967). Pentru a se veni în întâmpinarea și îmbunătățirea determinării ordinului rețelei hidrografice, Razif (2002), realizează o extensie pentru programul ArcView care dă posibilitatea de a calcula și determina ordinele de mărime ale rețelei hidrografice direct de pe vectorii reprezentând rețeaua hidrografică.

Funcția *watershed* permite identificarea și conturarea automată a cumpenelor de apă ale bazinelor hidrografice, pe baza acumulării și direcției scurgerii.

Cele mai importante și utilizate funcții, pentru realizarea modelelor de scurgere maximă, pe suprafața bazinului hidrografic sunt reprezentate de *topogrid*, *direcția* și *acumularea scurgerii*, deoarece pe baza rezultatelor acestor funcții se realizează extragerea parametrilor topografici utilizați drept componente ale modelului integrat ploaie-scurgere maximă.

2. APLICAREA FUNCȚIILOR ARC PENTRU REALIZAREA BAZEI DE DATE - BAZINUL SUPERIOR AL SOMEȘULUI MIC -

Utilizarea tehnologiei G.I.S. în cadrul studiilor de calcul și modelare a viiturilor de versant devine o practică obișnuită a cercetătorilor în domeniu. Sistemele geoinformatică (G.I.S.) sunt conturate ca entități complexe de vizualizare, gestionare și analiză a seturilor de date geografice, spațiale, prin intermediul modulelor de analiză spațială.

Posibilitățile de interconectare a modulelor programelor geoinformatică (preluarea automată a punctului localizat (prin GPS, preluarea automată a măsurătorilor de lungimi și suprafețe), de analiză a datelor obținute din măsurători în teren și de organizare a acestor date în structuri de tipul modelelor hidrologice, duc la obținerea unor rezultate foarte bune în comparație cu metodologia clasică de calcul și modelare a viiturilor de versant.

Someșul Mic își desfășoară bazinul hidrografic în partea de Nord-Vest a țării, întinzându-se în suprafață pe teritoriul județelor Cluj, cea mai mare parte a bazinului și Bihor, în sectorul superior.

Bazinul hidrografic se desfășoară, cu întreaga suprafață, în administrația sucursalei bazinale Someș-Tisa, pe teritoriul administrat de sistemul de gospodărire al apelor Cluj, fiind încadrat în partea de N de Bazinul Hidrografic Someș, în partea de NE și E de Bazinul Hidrografic Someșul Mare, în partea de S și SV de Bazinul Hidrografic Mureș, iar în partea de NV de Bazinul Hidrografic Crișuri. (Fig. 2.1)

Pentru realizarea calculelor și scoaterea în evidență a posibilităților oferite de sistemele geografice informaționale, în acest scop, s-a ales ca teritoriu de studiu doar Bazinul Hidrografic Superior Someșul Mic. (Fig. 2.2)

De ce acest teritoriu pentru studiu?

Analizând configurația reliefului și dispunerea intravilanelor localităților de pe întreg teritoriul bazinal Someșul Mic, dar și inventarierea, în prealabil, a viiturilor înregistrate scoate în evidență faptul că viiturile cele mai multe la număr și cu cele mai dezastruase efecte asupra teritoriului și implicit asupra populației s-au înregistrat pe teritoriul bazinului superior.

Un alt motiv care a dus la alegerea, pentru studiu, a acestui teritoriu, este acela care se desprinde din nevoia de date hidrologice și meteorologice din cât mai multe puncte posibil. Pe teritoriul bazinului hidrografic Someșul Mic rețeaua de stații hidrometrice și posturi pluvio cuprinde un număr de 21 de puncte de prelevare a datelor (după proiectul DESWAT 2000-2003 “Destructive Water Abatement and

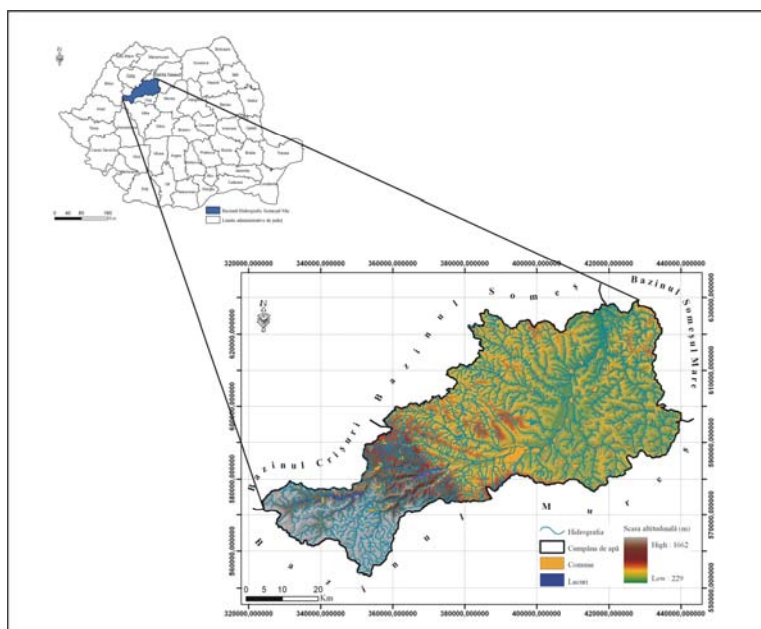


Figura 2.1 Localizarea Bazinului Hidrografic Someșul Mic

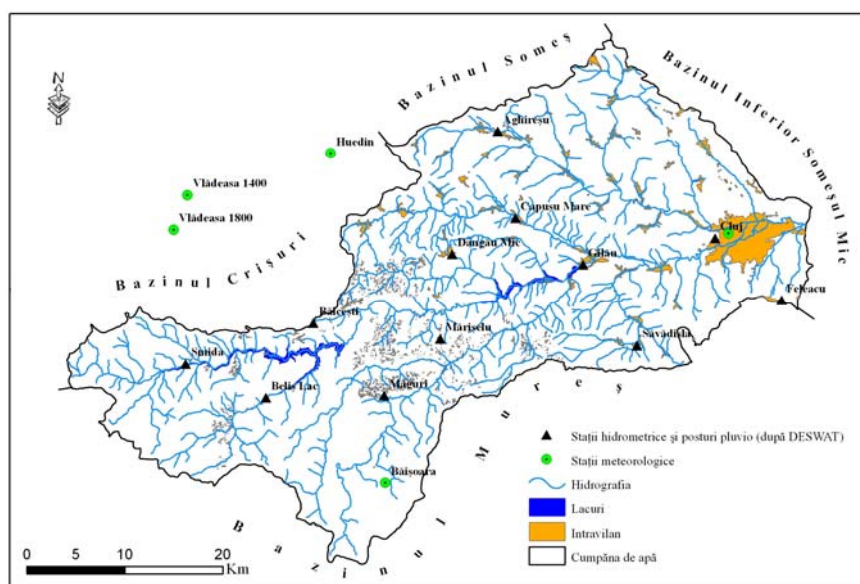


Figura 2.2 Localizarea Bazinului Hidrografic Superior Someșul Mic

Control”, program care are următoarele scopuri principale: îmbunătățirea capacității și a vitezei de prognozare; îmbunătățirea preciziei de prognozare; evaluarea pagubelor potențiale – costuri, în cazul inundațiilor) din care 12 sunt situate pe teritoriul bazinului superior. În ceea ce privește stațiile meteorologice, teritoriul de studiu poate fi controlat de un număr de 5 puncte de prelevare a datelor meteorologice (intensități de precipitații), bazinul inferior nefiind atât de bine monitorizat.

Realizarea modelelor complexe, de calcul, identificare și prognoză a viiturilor de versant necesită realizarea, în prealabil, a unei baze de date spațială și numerică specifică. Baza de date specifică modelelor G.I.S., hidrologice, de calcul a debitelor maxime, realizate pentru această lucrare, poate fi structurată în trei mari părți: baza de date primară (curbe de nivel, lacuri, rețea hidrografică, informații vectoriale cu privire la soluri, vegetație, mod de utilizare al terenurilor), baza de date derivată (obținută în urma analizei spațiale a bazei de date primare, direcția scurgerii, acumularea scurgerii, extragerea rețelei hidrografice) și baza de date modelată (concretizată în seturi de vectori și rastere rezultate în urma definitivării și realizării modelelor de identificare a viiturilor de versant pe baza debitului maxim calculat).

2.1 Baza de date primară

Sistemele Informaționale Geografice (*Geographical Information Systems – G.I.S.*) fac parte din clasa cea mai răspândită a sistemelor informatice, alături de acestea mai putându-se deosebi Sisteme Informatiche Economice, Energetice, Medicale etc. Principala caracteristică a unui *G.I.S.* o constituie tratarea informației ținând cont de localizarea sa, amplasarea ei spațială, geografică, în teritoriu prin coordonate.

Datele geografice sunt baza modelelor realizate în SIG, tipul și cantitatea datelor de prelucrat sunt factorii care impun atât dezvoltarea sistemelor de calcul cât și diversificarea și optimizarea procedurilor de analiză și management. Prin dată geografică sau georeferențiată (referențiată geografic) vom înțelege o dată care poate fi corelată cu o poziție bine determinată de pe Pământ. (Haidu, I., și colab. 1998)

Orice hartă realizată în *G.I.S.* se poate descompune în mai multe straturi și mai multe straturi organizate într-un proiect poate forma o hartă. Acest tip de organizare a hărților pe straturi, constituie ceea ce se numește baza de date spațială *G.I.S.*.

Straturile pot fi combinate astfel încât să genereze hărți care nu există în formă tradițională. Când se creează un strat trebuie să se știe că acesta este utilizat în întregime, adică entitățile geografice nu pot fi separate. Produsele soft mai puternice au posibilitatea de a îndepărta anumite porțiuni din hartă sau să creeze două straturi mai simple din unul mai încărcat, însă această operațiune poate complica lucrurile în mod inutil. Pentru majoritatea prelucrărilor se preferă o structură simplă a unui strat și să avem mai multe straturi. (Imbroane, Al. M., și colab. 1999).

Pentru realizarea bazei de date necesară în procesul de analiză și realizare a funcțiilor *G.I.S.*, cu aplicabilitate în modelarea hidrologică, am utilizat programele *ArcG.I.S.*, *ArcInfo* și *ArcView* cu modulele și extensiile specifice fiecăruia dintre ele.

Prima etapă pe care am întreprins-o în procesul de realizare a bazei de date primare este achiziționarea materialelor cartografice de pe care se va culege informația. Odata realizată baza de date cartografică în format raster (hărțile, imaginile satelitare) este obligatoriu ca baza de date să fie introduse în calculator sub formă numerică, acest lucru realizându-se prin scanare sau realizare de fișiere tip baze de date (ASCII, .SHP, .DBF, .DXF) care să poată, apoi, fi importate în programele G.I.S..

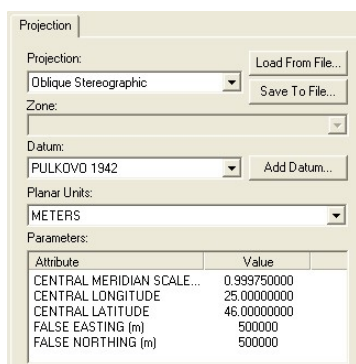
După scanare cea mai importantă operație care se efectuează asupra materialului cartografic o reprezintă *referențierea*.

2.1.1 Georeferențierea

Georeferențierea este procedeul prin care hărțile digitale sau materialului cartografic scanat îi sunt atribuite coordonate ale lumii reale. Se întâlnesc cazuri în care materialul nu trebuie referențiat, lui atașându-i-se doar sistemul de proiecție. Acest caz este posibil atunci când o hartă digitală este gata referențiată și trebuie analizată în alt sistem de coordonate. Trecerea de la sistemul de coordonate în care a fost realizată în alt sistem de coordonate se face prin transcalcul.

În cazul hărților scanate georeferențierea constă în localizarea cu mare precizie a punctelor de pe hartă, a pixelilor corespunzători punctelor respective, cărora li se asociază coordonatele geografice sau metrice specifice lor. Pentru a se realiza referențierea corect, este nevoie de patru puncte cunoscute.

Pentru referențierea materialului cartografic am utilizat sistemul de proiecție Stereografic 1970, (Fig. 2.3) cu coordonatele aferente, sistem de proiecție specific țării noastre.



Datele specifice proiecției Stereografică 1970

Originea 46⁰ Latitudine Nordică

25⁰ Longitudine Estică

Coordonate convenționale x=500000 m

Y=500000 m

Datum Pulkovo 1942

Deformarea liniară în punctul central este de -0,250m/km și de +0,215m/km la extremitățile țării

Figura 2.3 Datele proiecției Stereo. 70

Pentru hărțile vectoriale, care conțin deja un sistem de coordonate local (cartezian), trecerea la coordonate geografice se face prin transformări de coordonate. Practic georeferențierea constă în determinarea coordonatelor geografice ale unor puncte cu mare precizie și localizarea lor pe harta digitală, urmând ca restul punctelor să fie calculate automat pe baza formulelor de

transformare. Acest gen de operație se mai numește și georeferențiere continuă. (Imbroane, Al. M., și colab. 1999)

Pentru realizarea bazei de date digitală am georeferențiat hărți topografice la scara 1:100000, 1:50000, hărți ale solurilor 1:200000 și hărți geologice 1:200000 și 1:50000. Pentru reprezentarea zonelor de confluență ale râurilor și unele zone de detaliu am referențiat planuri topografice 1:5000 și ortofotoplanuri (Tab 2.1).

Tabelul 2.1 Materialul cartografic referențiat

Scara	Tip hartă
1:200000	Harta solurilor Hartă geologică
1:100000	Hartă topografică
1:50000	Hartă topografică Hartă geologică
1:5000	Plan topografic

2.1.2 Vectorizarea

Realizarea modelelor pentru determinarea viiturilor de versant se caracterizează printr-un număr mare de date spațiale referitoare la condițiile geomorfologice, pedologice, geologice, climatice fapt pentru care este absolut necesar ca acestea să fie structurate pe layere, strate geoinformaționale, cu scopul de a putea fi integrate, mai ușor, în modele complexe ale mecanismului de ploaie-scurgere.

Următorul pas în realizarea bazei de date îl reprezintă culegerea informațiilor de pe rasterele referențiate. Procesul de culegere și stocare a informațiilor poartă numele de *digitizare*.

Procesul de digitizare poate fi realizat în mai multe feluri: utilizând tableta grafică și digitizorul, procedeu care se folosea în perioada de început a softurilor G.I.S. și așa-numita „digitizare pe ecran” utilizată în prezent. Dezvoltarea componentelor hardware a dus, inevitabil, la dezvoltarea produselor software G.I.S. și încorporarea în structura acestora a unor pachete de digitizare mai performante și mai diversificate. Majoritatea programelor geoinformatic, de ultimă generație, oferă utilizatorului două metode de digitizare: metoda punctelor (digitizorul înregistrează coordonatele punctelor pe care utilizatorul le identifică pe harta de lucru. În funcție de tipul de temă, prestabilit, se vor înregistra linii, arce, poligoane sau puncte), metoda stream (utilizatorul indică doar direcția de digitizare, pe o anumită linie, programul înregistrând automat puncte, înregistrarea punctelor fiind stopată atunci când linia definită de utilizator se intersectează cu o altă entitate grafică).

Ambele metode de digitizare sunt folosite în practica de specialitate. S-ar putea crede ca cea de-a doua metodă este mai eficientă, inconvenientul fiind acela că se înregistrează un număr mare de puncte necesitând un spațiu mare pe disc, acuratețea fiind mai mare, prima metodă necesită un spațiu de stocare a datelor mai mic, acuratețea fiind mai mică.

Pentru ca procesul de digitizare să se desfășoare cu o rapiditate mai mare și baza de date rezultată să fie cât mai completă, trebuie să se stabilească scopul produsului final.

În urma procesului de digitizare se realizează straturi de tip vector care sunt compuse dintr-un ansamblu de primitive grafice, punct, linie, fiecare având asociat un tabel atribut.

Prin intermediul datelor atribut produsele geoinformative scot în evidență informația geografică stocată cu ajutorul primitivelor grafice. Tabelele de tip atribut suportă un număr mare de tipuri, dbf, ASCII, unele formate proprii, în care pot fi stocate date foarte variate ca formă sau conținut. Cele mai întâlnite tipuri de informații geografice, date atributare, sunt cele legate de localizare, suprafețe sau lungimi, etichete, atribute care pun în evidență specificitatea datelor și permit introducerea acestora în diferite tipuri de analize spațiale.

Bazele de date în format raster sunt reprezentate de imagini tematice. În procesul de analiză spațială pot fi utilizate împreună cu datele de tip vector, cu alte date de tip raster sau singure, în funcție de scopul urmărit.

Digitizarea s-a efectuat utilizând programul ArcG.I.S., prin metoda punctelor, realizându-se straturi prin care entitățile grafice sunt reprezentate prin intermediul punctelor, arcelor și poligoanelor. Odată cu digitizarea am introdus și datele de tip atribut specifice fiecărui strat în parte. După terminarea procesului de digitizare și eliminarea tuturor erorilor care au intervenit pe parcursul digitizării au rezultat următoarele straturi (Tab 2.2):

Tabelul 2.2 Baza de date vector

Denumire strat	Tip strat	Mod reprezentare grafică	Format	Atribute	Denumire atribut
Hidrografia	Linie	Vector	Shape/Coverage	Da	Denumirea Lungimea
Lacuri	Poligon	Vector	Shape/Coverage	Da	Denumirea Suprafața
Curbe de nivel	Linie	Vector	Shape/Coverage	Da	Cota
Soluri	Poligon	Vector	Shape/Coverage	Da	Tipul Permeabilitatea
Geologia	Poligon	Vector	Shape/Coverage	Da	Tipul Structura
Intravilane	Poligon	Vector	Shape/Coverage	Da	Denumirea Suprafața
Căi de comunicație	Linie	Vector	Shape/Coverage	Da	Tipul
Utilizarea terenurilor (CORINE)	Poligon	Vector	Shape/Coverage	Da	Denumirea Suprafața

Asupra stratelor realizate se va acționa în procesul de reprezentare a funcțiilor care se utilizează în modelele de estimare a scurgerii maxime. Utilizând aceste straturi și atributele aferente lor, ca bază de plecare, în analiză se vor construi, vor rezulta alte straturi, care se vor concretiza în noi baze de date.

2.1.3 Realizarea modelului digital de elevație

Pentru vizualizarea terenului și realizarea analizei hidrologice, trebuie construit modelul digital de elevație. Acesta se-a realizat utilizând funcția *topogrid* a programului ArcInfo, disponibilă în modulul Arc.

Mulți utilizatori subestimează calitatea modelului digital de elevație și implicit, precizia datelor și informațiilor generate de pe acesta. Obținerea unor rezultate cu o precizie concordantă cu scopul în care vor fi folosite rezultatele, necesită un model digital de elevație de calitate. Folosirea de date insuficiente, va duce la realizarea unui DEM de o calitate mai slabă care nu va putea fi folosit cu rezultate bune în analiza. Modelul digital de elevație, corect din punct de vedere hidrologic, cu sinkuri și cu rezoluția potrivită este o condiție necesară pentru o analiză hidrologică de bună calitate și generarea unor informații geografice relevante din DEM.

Modelul digital de elevație diferă în funcție de tipurile de interpolare și de calitatea datelor folosite. Metoda întâlnită cel mai des, în realizarea DEM corect din punct de vedere hidrologic, este funcția *topogrid* și subcomenzile aferente acesteia (Fig. 2.4). Datele minime necesare pentru realizarea *topogrid*ului sunt: curbele de nivel și rețeaua hidrografică care trebuie să fie în concordanță cu cerințele funcției *topogrid*, arcuri orientate înspre aval, arcuri conectate în noduri pentru a crea rețele. Nu se poate realiza un DEM corect hidrologic dacă se pleacă doar de la curbe de nivel și conturul suprafeței în care se realizează analiza. Dacă se pleacă doar de la aceste două elemente, rețeaua hidrografică generată de pe DEM nu va fi în concordanță cu cea de pe raster (hartă) și, în consecință, nici bazinele hidrografice nu vor mai fi aceleași. O altă cauză din care DEM-ul poate fi realizat cu erori este aceea de a se folosi hărți la scări cât mai mici, cu cât scara este mai mare, informația este mai apropiată de realitate, cu atât precizia DEM este mai mare și cu cât scara hărții este mai mică cu atât precizia este mai mică, preferabil ar fi, ca să se lucreze pe hărți la scară foarte mare, chiar planuri.

Funcția *topogrid* are inclus un algoritm referitor la drenaj, pentru îndepărtarea sink-urilor (depresiunilor) false. Dacă, în procesul de realizare a DEM sunt introduse atât râurile cât și lacurile, ca date de intrare, DEM-ul rezultat va fi mai bine realizat decât prin oricare altă metodă.

Experimentele realizate pe celule cu mărimi diferite, folosind hărți la scara 1:50000, 1:25000, au dus la concluzia că mărimea optimă a celulei este de 20 m. Această mărime permite generarea unor contururi și a unei rețele hidrografice aproape identice cu cele folosite ca date de intrare.

```

This software is provided with RESTRICTED AND LIMITED RIGHTS. Use,
duplication, and disclosure by the U.S. Government are subject to
restrictions as set forth in FAR Section 52.227-14 Alternate III (g)(3)
(JUN 1987), FAR Section 52.227-19 (JUN 1987), and/or FAR Section
12.211/12.212 [Commercial Technical Data/Computer Software] and DFARS
Section 252.227-7015 (NOV 1995) [Technical Data and/or DFARS Section
227.7202 [Computer Software], as applicable. Contractor/Manufacturer is
Environmental Systems Research Institute, Inc., 380 New York Street,
Redlands, CA 92373-8100, USA.

Arc: topogrid sones 20
TopoGrid: boundary limita
TopoGrid: contour curbe cota
TopoGrid: datatype contour
TopoGrid: enforce on
TopoGrid: iteration 45
TopoGrid: lake lacuri
TopoGrid: stream hidrografia
TopoGrid: tolerances 2.5
TopoGrid: end

```

Figura 2.4 Subcomenzile funcției topogrid

Realizarea modelului digital de elevație pentru suprafața aleasă în scopul testării modelelor de viitură de versant l-am realizat utilizând funcția topogrid, deoarece este singura funcție, disponibilă, care are încorporată în structura ei o rutină de definire a drenajului de apă și realizarea unui DEM corect din punct de vedere hidrologic.

Comanda *topogrid* are o structură complexă, care permite realizarea modelului digital de elevație la rezoluția dorită. Rezoluția, pe care am ales-o este cea de 20 m, această rezoluție fiind indicată pentru realizarea modelelor hidrologice și este egală cu echidistanța curbelor de nivel, digitizate, utilizate în procesul de interpolare.

Pentru generarea unui grid, corect din punct de vedere hidrologic, topogrid dispune de mai multe comenzi prin intermediul cărora se vor introduce datele necesare procesului de realizare. Comenzile care le-am utilizat pentru realizarea DEM sunt: boundary, contour, datatype, enforce, iteration, stream, lake și tolerances.

Prin intermediul comenzii boundary am introdus, în cadrul procesului de modelare a suprafețelor altitudinale, limita bazinului hidrografic superior Someșul Mic, limita în interiorul căreia se desfășoară procesul de interpolare. Tipul de layer introdus este acela de vector de tip poligon, materializat în structură de tip coverage.

Introducerea informațiilor vectoriale legate de altitudinea reliefului, pe care le-am realizat anterior, în cadrul procesului de vectorizare, necesare pentru interpolarea valorilor altitudinale se realizează prin intermediul comenzii contour. Am ales comanda contour deoarece layerul care stochează informații altitudinale l-am conceput ca pe un coverage de tip linie, cu un câmp atributar care definește cotele fiecărei entități grafice.

Prin intermediul comenzii datatype am identificat și specificat, funcției topogrid, tipul de date spațiale (vectori de tip linie în cazul de față) care intră în procesul de interpolare. Curbele de nivel și datele aferente acestora sunt introduse

în structura de comenzi topogrid cu două scopuri precise: realizarea MDE și realizarea morfologiei terenului, zonei, aflate în studiu bazată pe curbura exprimată de curbele de nivel.

Funcția topogrid poate să permită sau să nu permită forțarea drenajului. Din acest motiv, în structura de comenzi a funcției topogrid se regăsește comanda *enforce*, care dacă este activată (on) va utiliza rutina de forțare a drenajului, altfel, aceasta o să fie neglijată.

Prin intermediul acestei comenzi, activate (on), se încearcă îndepărtarea tuturor arilor joase, SINK, creându-se un grid corect din punct de vedere hidrologic. Datele altimetrice care nu sunt în concordanță cu linia, talvegul, râului sunt înlăturate, iar cele care depășesc elevația specificată de utilizator sunt selectate pentru o posibilă corectare a erorilor. Densitatea de drenaj obținută prin digitizarea, vectorizarea unor hărți la scară mare trebuie să definească principalele linii de drenaj, lăsând în seama algoritmului de drenaj definirea râurilor de ordine inferioară care apar pe hartă. Sinkurile sunt naturale, ele afectând direcția de scurgere a apei. În funcție de intensitatea ploii și durata acesteia, sinkurile sunt umplute până la anumite nivele sau pot să se reverse, putând determina o rețea hidrografică diferită de ce normală. Pentru a se înlătura acest inconvenient este necesar a se utiliza comanda *topogrid sink*. În acest caz nu se vor înlătura sinkurile. Dacă acestea se revarsă în mai multe direcții în funcție de caracteristicile sink-ului și de cele ale ploii se va modela cantitatea apei scurse și direcția de scurgere.

Pentru realizare modelului digital de elevație a bazinul hidrografic superior Someșul Mic, având drept principal scop analiza G.I.S. a viiturilor de versant, am utilizat comanda *enforce*, deoarece extragerea automată a datelor necesare în procesul de calcul și modelare au ca bază principală drenajul apei în canalele de scurgere și pe versanți. Dacă nu utilizam aceasta comandă puteau să apară erori în ceea ce privește direcția și acumularea apei pe suprafața bazinului hidrografic, datorită apariției zonelor de scufundare, sink, în urma procesului de interpolare.

Având în vedere faptul că se analizează viiturile de versant, care au suprafețe mici de manifestare, este absolut necesar ca să se surprindă toate bazinele hidrografice cu suprafețe foarte mici, de sub 1 km². Din acest motiv am apelat la comanda *iteration* care permite efectuarea procesului de interpolare asupra cât mai multor celule rezultate din procesul de interpolare a celulei precedente. *Iteration* are o valoare standard de 30, dar pentru a se realiza cât mai multe culmi și canale de drenaj, am utilizat valoarea maximă, permisă, de 45 de iterații pentru o celulă scopul principal fiind acela de a mări calitatea DEM-ului și a se obține o acuratețe mai bună a acestuia.

Funcția topogrid are introdusă, în structura de comenzi, comanda *stream*. Pentru realizarea DEM-ului final, am utilizat aceasta comandă cu scopul de se înlătura toate sink-urile care nu au fost înlăturate prin intermediul algoritmului de drenaj și pentru a se corecta anomaliile de drenaj rămase în DEM.

Se pot identifica diferențe mari între DEM-uri care folosesc rețeaua hidrografică și cele care nu o folosesc, diferențele apărând în cazul suprafețelor plane. Profilele transversale pot diferi foarte mult, profilele transversale care nu au folosit ca dată de intrare rețeaua hidrografică sunt mai puțin pronunțate decât cele realizate pe un DEM corect hidrologic. Panta și forma versanților sunt unele dintre principalele componente care influențează viteza și modul de propagare a viiturilor pe versant, de aceea am utilizat rețeaua hidrografică, structură coverage de tip vector, ca element de forțare a drenajului și structurare a versanților bazinelor hidrografice.

Deoarece bazinul superior Someșul Mic este amenajat din punct de vedere hidroenergetic se impune identificarea pe DEM a lacurilor de acumulare ca suprafețe continue și de aceeași altitudine. Pentru identificarea lacurilor am utilizat comanda lake, disponibilă în cadrul structurilor de comenzi ale funcției topogrid, prin introducerea unui coverage de tip poligon reprezentând contururile lacurilor de acumulare, pentru a i se atribui fiecărui lac o valoare medie de elevație tuturor celulelor de pe suprafețele identificate.

Ajustarea datelor rezultate în timpul procesului de interpolare sunt absolut necesare. Pentru a se realiza această ajustare, funcția topogrid propune o serie de valori ale toleranțelor, între 2,5 și 10, în funcție de scara hărții. Deoarece materialul cartografic utilizat pentru realizarea bazei de date vectoriale este la scara 1:50000, am utilizat ca valoare de toleranță 2,5 pentru definitivarea DEM-ului.

Pentru vizualizarea MDE am realizat umbrirea utilizând programul ArcInfo, deoarece calitatea acesteia este mai mare. Umbrirea se poate realiza și utilizând modulul *Spatial Analyst* al programului ArcMap, calitatea fiind una mai slabă.

Tot în procesul de vizualizare s-a realizat o transparență a MDE de 47% și s-a ales o scară de culori optimă pentru vizualizare. (Fig. 2.5)

Orice suprafață care este creată prin interpolare trebuie să fie evaluată, pentru a se putea garanta valoarea informațiilor generate și furnizate de către program.

În procesul de validare a DEM-ului final, utilizat ca bază de date primare, de plecare, pentru realizarea bazei de date derivate și a modelelor de scurgere a apei pe versanți și formare a viiturilor am realizat contururi ale suprafeței rezultate prin interpolare și le-am comparat cu curbele de nivel care au stat la baza generării suprafețelor. În urma realizării comparației am observat deviații foarte mici, care se încadrează în limitele toleranțelor, ceea ce face ca DEM-ul să poată fi utilizat cu succes în analiza hidrologică a viiturilor de versant.

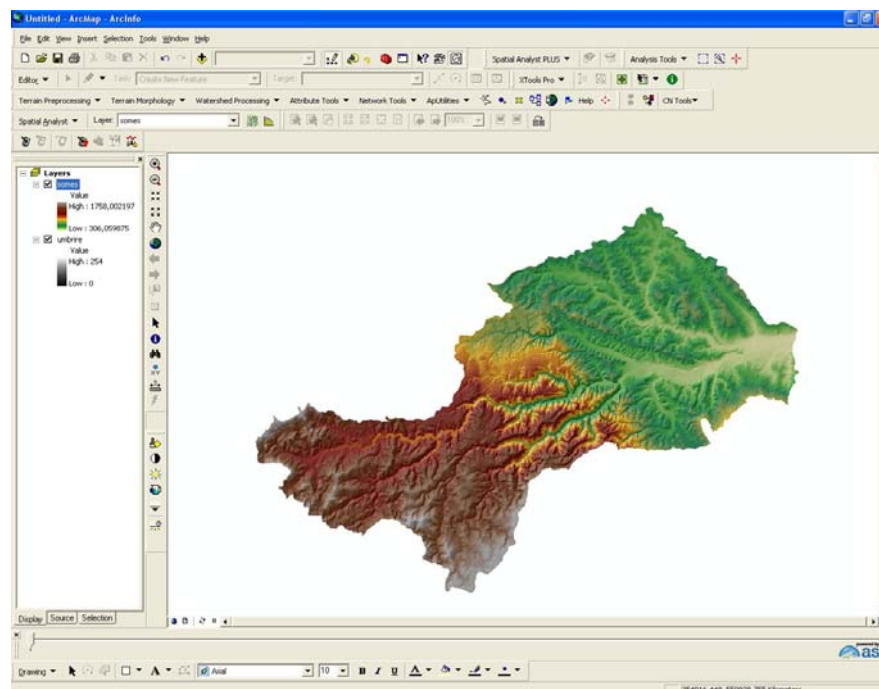


Figura 2.5 Vizualizarea MDE

2.2 Baza de date derivată

Structurile de baze de date derivate, pe care le-am obținut în urma exploatării DEM, sunt reprezentate de structuri de tip raster care scot în evidență principalele caracteristici hidraulice de mișcare și acumulare ale apei pe versanți, dar și caracteristicile geometrice și morfometrice ale bazinelor hidrografice, caracteristici absolut necesare în procesul de identificare, extragere și manipulare a datelor spațiale de intrare în structurile de ecuații și modele G.I.S., realizate pentru studiul și calculul debitelor maxime provenite în urma înregistrării viiturilor de versant.

Structurile de baze de date derivate, de tip raster, asupra cărora mi-am îndreptat atenția, în mod deosebit sunt direcția scurgerii apei pe versanți și acumularea scurgerii, deoarece aceste două tipuri de structuri stau la baza funcțiilor prin intermediul cărora am delimitat canalele de drenaj, bazinele hidrografice și cumpenele de apă specifice fiecărui bazin.

2.2.1 Direcția scurgerii (Flowdirection)

Direcția de scurgere a apei pe versant am realizat-o utilizând programul geoinformatic ArcInfo, prin intermediul funcției flowdirection cu scopul de a se putea defini și identifica, într-o fază precedentă, traseele de scurgere, canalele de drenaj și zonele de acumulare maximă a scurgerii.

În procesul de realizare a direcției de scurgere a apei pe versant am folosit ca suprafață de scurgere, suprafața obținută în urma procesului de modelare a altitudinilor, corect hidrologic (prin forțarea drenajului scurgerii), utilizând TOPOGRID.

În urma analizei literaturii de specialitate (vezi Cap. 1.3) și analiza zonei aleasă, bazinul hidrografic superior Someșul Mare, pentru testarea modelelor de scurgere maximă și viituri de versant de versant, am ales metoda D8, ca metodă de realizare a acumulării scurgerii.

Rezultatul pe care l-am obținut în urma apelării funcției flowdirection (prin intermediul algoritmului de scurgere pe opt direcții) este un grid a cărui valori numerice variază între 1 și 255. Codarea celulelor grid-ului rezultat se face în funcție de altitudinea celulelor alăturate celei luate în calcul astfel: codarea celulei cu cifra 16 se face atunci când direcția celei mai accentuate căderi este spre stânga celei procesate, dacă o celulă este mai mică decât cele 18 vecine, acea celulă primește valoarea vecinului sau cea mai mică valoare, iar scurgerea este definită spre aceasta, dacă o celulă are schimbări ale valorii altitudinale în mai multe direcții și este parte a unui sink, direcția de curgere nu va fi definită. Valoarea pentru această direcție este dată de suma direcțiilor de cădere altitudinală, dacă schimbarea altitudinală este aceeași spre dreapta, direcția va fi egală cu 1 și în jos direcția va fi egală cu 4, iar direcția de scurgere va celulei procesate va fi egală cu $1+4=5$

Pentru definirea direcției de scurgere a apei pe versant au fost realizate câteva modele, dintre care cele mai utilizate sunt cele propuse de Costa-Cabral și colab (1994) și Traboton (1997),

Direcția de curgere este determinată prin găsirea pantei celei mai mari dintre fiecare celulă. Panta se calculează astfel:

$$panta = \frac{\text{schimbarea valorii altitudinale}}{\text{distanța}} * 100$$

Distanța este calculată ca fiind distanța între centrele celulelor. Dacă mărimea celulei este de 2 m, atunci distanța va fi de 2 m (distanța pe orizontală), iar distanța pe diagonală va fi de 2,828 m (Fig. 2.6).

Dacă în procesul de analiză, panta tuturor celulelor învecinate este aceeași, atunci vecinătatea se mărește până acolo unde se găsește panta cea mai mare între celule vecine, iar dacă toate celulele au valori mai mari decât valoarea celulei analizate, celula va fi considerată „zgomet” și i se va atribui, drept valoare, cea mai mică valoare a celulei vecine ei, iar direcția de scurgere va fi orientată spre celula

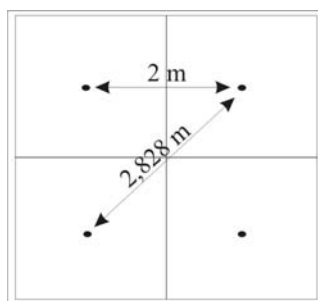


Figura 2.6 Reprezentarea distanțelor între centrul celulelor

vecină de la care i s-a atribuit valoarea. Dacă o celulă este vecină cu o altă celulă care nu beneficiază de atribute atunci, celula analizată nu va avea nici o valoare datorită insuficienței datelor necesare pentru procesare, iar dacă două celule, au direcția de curgere una spre cealaltă, ele vor fi considerate sinkuri și vor avea o direcție nedefinită.

Funcția *flowdirection* pune la dispoziția utilizatorului două opțiuni pentru a analiza și determina direcțiile de scurgere din apropierea cumpenelor de apă.

NORMAL Când este folosită opțiunea normal în funcția *flowdirection*, atunci, dacă valoarea maximă în jurul pixelului este mai mare decât zero, direcția de curgere va fi îndreptată spre margine și toate celulele care ar trebui să fie orientate dinspre marginea gridului spre interior vor fi orientate astfel. Folosind această opțiune, celula de la marginea gridului va avea direcția de scurgere orientată spre celula internă cu schimbarea altitudinală cea mai accentuată. Dacă diferența altitudinală este mai mică sau egală cu zero, atunci direcția va fi orientată înafara gridului.

FORCE folosind această opțiune, toate celulele de la marginea gridului vor avea direcția de curgere în afara gridului.

Întreaga suprafață a bazinului hidrografic contribuie la scurgere și implicit la direcția de scurgere a apei pe versant, de aceea am utilizat opțiunea normal pentru realizarea gridului reprezentând *flowdirection*.

În concluzie, direcția de scurgere se poate realiza pe opt direcții caracteristice: sus, sus-dreapta, dreapta, jos-dreapta, jos, jos-stânga, stânga, sus - stânga. (Fig. 2.7)

Pentru realizarea funcției cu programul geoinformatic ArcInfo am utilizat următoarele comenzi, materializate în ecuații de analiză spațială, având drept scop principal definitivarea bazei de date raster reprezentând direcția de scurgere a apei pe versant (Fig. 2.8):

direcția_scurgerii = flowdirection(DEM)

direcția_scurgerii = flowdirection(DEM, grid_ieșire, force)

Metoda de analiză a direcției scurgerii apei pe versanți, D8, propusă de către ESRI este cea realizată de Jenson și Domingue (1988).

Corectitudinea gridului rezultat în urma utilizării funcției *flowdirection* este de o foarte mare importanță, lucru care rezidă din faptul că această structură,

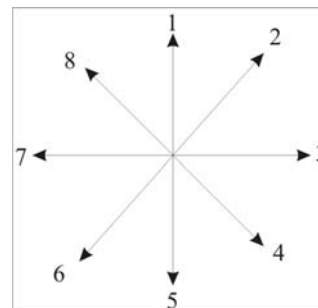


Figura 2.7 Direcții de scurgere, caracteristice, pentru funcția *flowdirection*

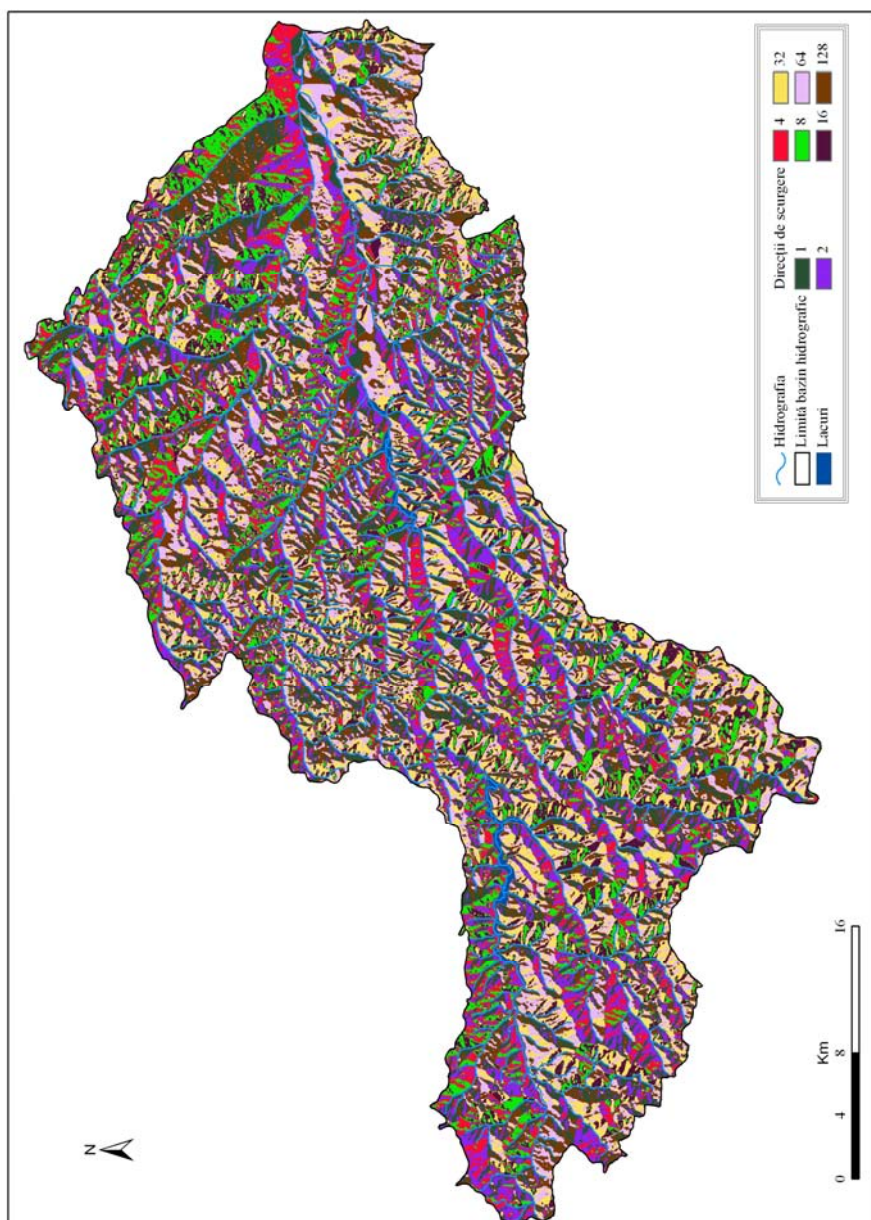


Figura 2.8 Direcția de scurgere a apei pe versant

ca bază de date, constituie elementul de intrare pentru realizarea analizei spațiale de determinare și calcul a acumulării scurgerii (absolut necesară în realizarea modelelor hidrologice și de analiză spațială).

2.2.2 Acumularea scurgerii (Flowaccumulation)

Modelele hidrologice complexe, realizate cu scopul de a avertiza și preveni efectele viiturilor de versant au, printre principalele scopuri și acela de a identifica zonele, teritoriile unde se poate acumula, cel mai frecvent unda de viitură, dar și să determine cantitatea de apă acumulată în acel loc, din acest motiv am realizat un grid al acumulării scurgerii pentru teritoriul bazinului hidrografic superior Someșul Mic utilizând ca elemente de intrare în ecuațiile de analiză spațială baza de date generată anterior.

Baza de date reprezentând grid-ul acumulării scurgerii de pe suprafața bazinului hidrografic (flowaccumulation), este de o importanță deosebită în procesul de realizare a bazelor de date următoare (delimitarea automată a bazinelor hidrografice, definirea rețelei de drenaj, determinarea celui mai lung canal de scurgere), de aceea realizarea acestei funcții trebuie să fie făcută cu cea mai mare precizie și corectitudine.

Programele geoinformatică pun la dispoziția utilizatorului o multitudine de tehnici și procedee de realizare a acumulării scurgerii. Cel mai întâlnit procedeu este acela de a realiza acumularea scurgerii pe baza direcției de scurgere a apei de pe versanți. Acest procedeu nu este în totalitate corect deoarece se generează o acumulare a scurgerii artificială, în ecuație nu se introduce, nicăieri cantitatea de apă care contribuie la acumularea volumelor hidrice. Acest procedeu poate fi folosit doar în cazul în care se dorește vizualizarea acelor zone, de pe suprafața de studiu, unde se pot acumula volume mari de apă.

Modelul propus de ESRI, model pe care l-am și utilizat în procesul de realizare a acumulării scurgerii de pe suprafața bazinului hidrografic, pune în prim plan direcția de scurgere ca suport de realizare a acumulării scurgerii. Am ales funcția flowdirection pentru a realiza acumularea scurgerii, deoarece permite integrarea, în cadrul modelului de analiză spațială, a factorilor cauzatori ai scurgerii, oricare ar fi aceștia.

În general, factorii cauzatori ai scurgerii pot fi integrați în modelul de calcul prin intermediul unui grid a cărui valori i se atribuie fiecărei celule din rezultatele bazei de date (acumularea scurgerii) rezultate în urma utilizării funcției flowaccumulation. Dacă acest grid nu este introdus în procesul de modelare a funcției, celulelor li se va atribui o valoare aleatoare. Pentru a se putea realiza acest tip de modelare gridul ar trebui să reprezinte cantitatea de precipitații, rezultând astfel, cantitatea de ploaie care se scurge prin fiecare celulă, cu mențiunea că toată cantitatea de precipitații a fost integrată în procesul de scurgere și că nu s-a ținut seama de procesele de interceptie, scurgere subterană și evapotranspirație. În acest caz, rezultatul funcției flowaccumulation va fi interpretat drept cantitatea de precipitații care cade pe o suprafață în amonte de fiecare celulă.

Pentru a se putea realiza o *bază de date, corectă, a acumulării scurgerii*, am introdus prin intermediul programele ArcInfo, ArcG.I.S., extensia Arc Hidro, în ecuația de calcul a acumulării scurgerii și volumul de apă care contribuie la acumulare. Pentru ca acest lucru să fie posibil am generat, în prealabil, un grid care să reprezinte volumul util de apă pentru scurgere, volumul de apă care se scurge în urma procesului de ploaie, infiltrație și evapotranspirație.

Pentru a putea alege una sau alta dintre tehnicile de analiză și a putea determina cea mai bună procedură de realizare a acumulării scurgerii am conceput și realizat modele de acumulare a scurgerii urmărind toate cele trei scenarii prezentate anterior (calcul direct de pe gridul direcție scurgerii, introducerea cantității de precipitații și a volumului util de apă scursă în modelul de calcul). Realizarea comparației între cele trei modele de realizare a acumulării scurgerii (Tab 2.3) a fost absolut necesară pentru a se putea alege unul dintre acestea, pe care să îl consider util în procesul de analiză, cu scopul de calculare a acumulării volumelor de apă.

Utilizând modelul derivat doar din direcția de scurgere a apei pe versant iese în evidență o acumulare mică a apei deoarece sunt adunate doar celulele învecinate pornind de la cea mai îndepărtată celulă care are valoarea 1, la al doilea model acumularea este una foarte mare fiindcă nu se ține seama de celelalte procese hidrologice, se ține seama doar de cantitatea de precipitații căzute, al treilea model reprezintă acumularea scurgerii volumelor utile de apă în m³ având o valoare a acumulării scurgerii acceptabilă din punct de vedere hidrologic, având în vedere suprafața bazinului hidrografic.

Tabelul 2.3 Comparația între valoarea volumelor de scurgere acumulate

Modele de acumulare a scurgerii	Volum acumulat	
	Minim	Maxim
Direcția scurgerii	0	4216578
Direcția scurgerii + Precipitații	0	3,07997e+009 mm
Direcția scurgerii + Volum util de apă	0	366547392 m ³

Se poate afirma faptul că pentru a se realiza o *bază de date corectă a acumulării scurgerii* trebuie introdus în metodologia de realizare volumul util de apă care contribuie la acumularea scurgerii (vezi Cap.3.3.2), metodologie pe care am aplicat-o și utilizat-o ca bază de date de intrare pentru celelalte funcții, ecuații, modele de calcul și determinare a traseelor de viitură de versant din bazinele hidrografice analizate.

Iese în evidență faptul că cele mai mari valori de apă acumulate se înregistrează pe colectorul principal, Someșul Cald și Someșul Rece, urmând principalii afluenți Nadășul, Căpușul, Feneșul, Irișoara, Dumitreasa, Bătrâna,

Belișul, precum și în părțile concave ale meandrelor mai mari de pe cursul rețelei hidrografice.

În urma realizării acumulării scurgerii, utilizând funcția flowdirection și volumul util de apă scurs, am obținut un grid care poate fi utilizat, cu succes, în realizarea unei rețele de drenaj.

Pentru modelarea acumulării scurgerii pe suprafața bazinului hidrografic utilizând ArcInfo am apelat la definirea următoarelor comenzi:

```
acumularea_scurgerii = flowaccumulation(direcția_scurgerii)  
acumularea_scurgerii = flowaccumulation(direcția_scurgerii, precipitații)  
acumularea_scurgerii = flowaccumulation(flowdirection(DEM), vol_util_apă)
```

Majoritatea programelor geoinformatică oferă posibilitatea de a genera traseele canalelor de drenaj, rețeaua hidrografică, pe baza acumulării scurgerii. Deoarece în faza de digitizare și realizare a bazei de date primare am realizat un layer care stochează ca și informații spațiale caracteristicile rețelei hidrografice, am realizat și rețeaua hidrografică generată, artificial de pe gridul acumulării scurgerii utilizând două programe diferite ArcInfo și ArcG.I.S..

În procesul de realizare a rețelei hidrografice, utilizând gridul flowdirection, tuturor celulelor care au mai mult de 100 de celule cu scurgerea înspre ele li se va atribui valoarea 1, valoare ce va fi reprezentată printr-un grid al rețelei hidrografice pe un fond de lipsa de date, NODATA. Această metodă a fost tratată de Tarboton și colab. (1991).

```
rețeaua_hidro = con(acumularea_scurgerii > 100, 1)  
rețeaua_hidro = setnull(acumularea_scurgerii < 100, 1)
```

Dacă gridul reprezentând direcția de scurgere nu este realizat utilizând funcția flowdirection, se poate întâmpla ca scurgerea să nu fie orientată în direcții reale. Dacă direcțiile de curgere nu sunt bine definite, funcția flowaccumulation va găsi variante posibile de acumulare la infinit.

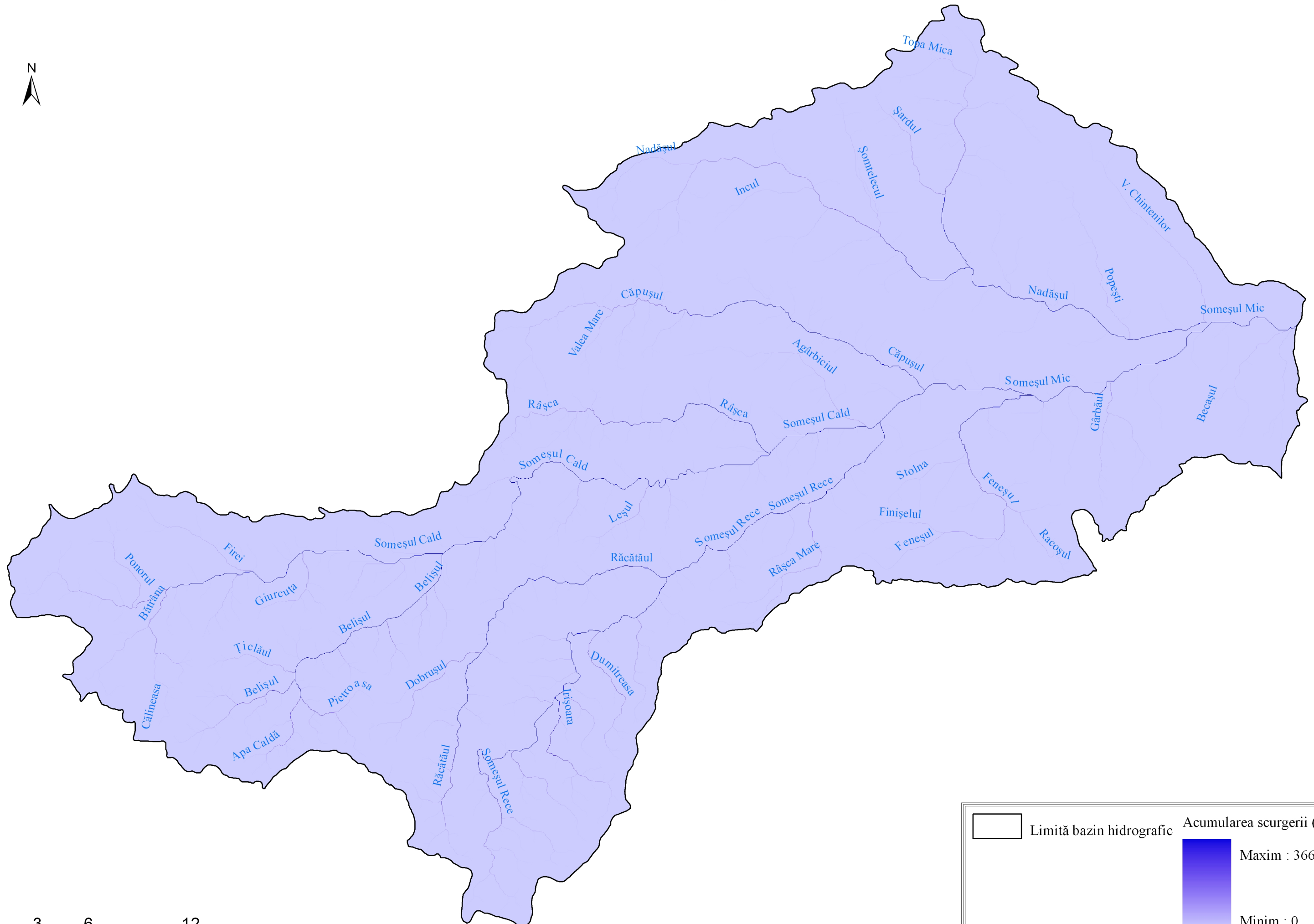
Metoda de modelare a acumulării scurgerii utilizând direcția de scurgere a apei pe versant ca date de intrare directă, și MDE ca date de intrare indirectă, a fost prezentată de Jensen și Domingue (1998).

2.2.3 Definirea rețelei hidrografice (Stream definition)

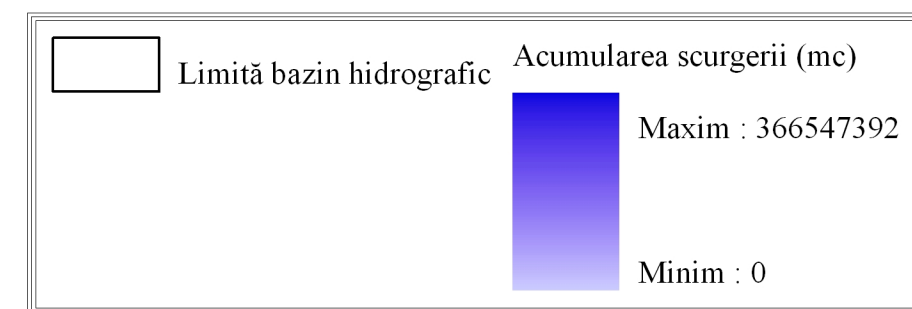
Extensia ArcHydro9 a programului ArcG.I.S., oferă posibilitatea de generare a rețelei hidrografice, automat, utilizând gridul rezultat în urma modelării funcției flowaccumulation.

Meniul terrain preprocessing are încorporată funcția Stream Definition, funcție de delimitare a rețelei hidrografice (Fig. 2.9).

Acumularea scurgerii



0 3 6 12 Km



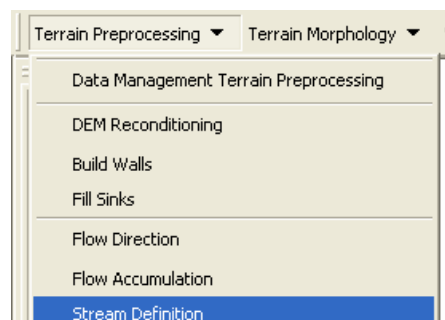


Figura 2.9 Funcția Stream Definition

În procesul de definire a rețelei de drenaj am utilizat, ca bază de date de intrare acumularea scurgerii, iar rezultatul obținut este materializat printr-o structură de baze de date de tip grid căruia i-a fost atribuită valoarea 1 pentru toate celulele mai mari decât pragul pe care l-am definit (Fig. 2.10). Toate celelalte celule vor fi asociate cu date lipsă fiind de tip NODATA.

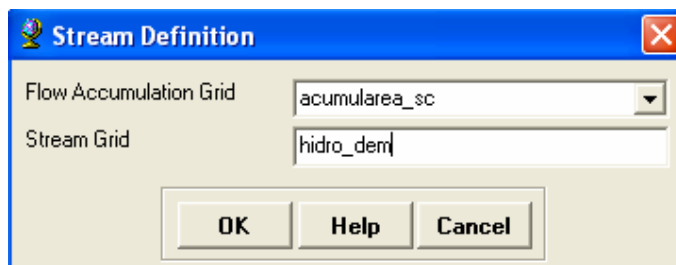


Figura 2.10 Meniul funcției Stream Definition

Valorile lipsă din rețeaua hidrografică reprezintă pragul de formare a râului. Această valoare este de 1% din acumularea maximă a scurgerii, valoarea respectivă fiind pragul pe care l-am utilizat pentru formarea rețelei hidrografice utilizând DEM (dacă se dorește ca rețeaua hidrografică să fie mai densă se poate selecta altă valoare, mai mică, iar dacă rețeaua hidrografică trebuie să fie mai rarefiată selectăm o valoare mai mare). În funcție de valoarea aleasă vor exista un număr mai mare de canale de drenaj și implicit un număr mai mare de bazine hidrografice de delimitat sau, un număr mai mic de canale de drenaj și mai puține bazine hidrografice de delimitat.

Utilizând această extensie și grid-ul rezultat în urma aplicării funcției flowaccumulation am obținut o rețea de drenaj (Fig. 2.11) care este, în mare parte identică cu cea din realitate. Din compararea rețelei de drenaj rezultate cu cea din realitate, de pe hărțile la scara 1:50000 se observă o simplificare a rețelei

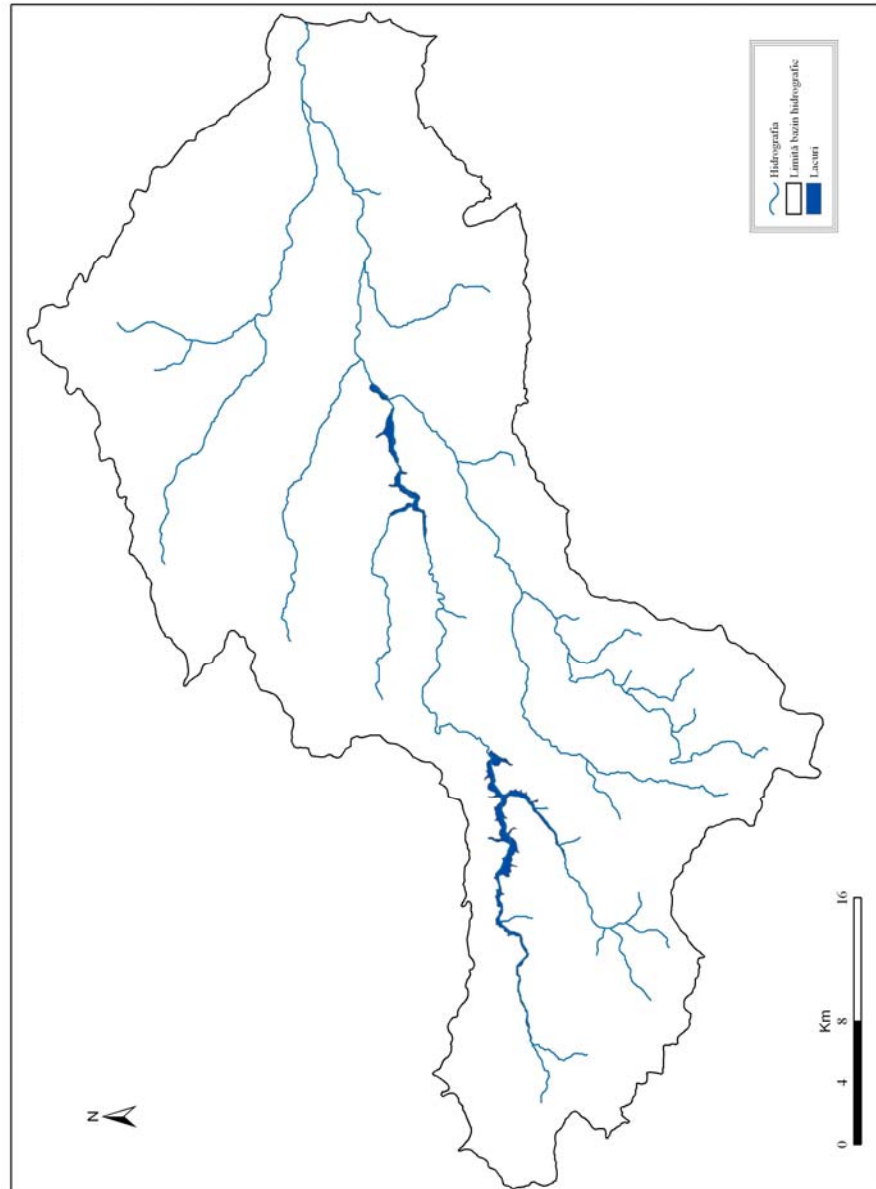


Figura 2.11 Rețeaua hidrografică generată

hidrografice generate, de aceea în scopul realizării calculelor hidrologice în bazine mici și pentru modelarea viiturilor de versant, se recomandă utilizarea rețelei hidrografice obținute prin digitizare de pe hărți topografice sau renunțarea la pragul de 1% din valoarea scurgerii pentru definirea canalului de drenaj și trecerea la un prag mai mic de 0,5% și chiar 0,1% din totalul acumulării scurgerii.

2.2.4 Ordinul rețelei hidrografice (Streamorder)

Metodologia de calcul a debitelor maxime în bazine hidrografice mici, și de care am ținut seama în procesul de modelare G.I.S. a viiturilor de versant, presupune identificarea în teritoriu a bazinelor hidrografice. Unul dintre cele mai importante și comune moduri de identificare și analizare a bazinelor hidrografice este determinarea ordinului de mărime al acestora. Determinarea ordinului de mărime al bazinelor hidrografice în scopul identificării și realizării modelelor hidrologice de determinare a debitelor maxime provenite din viituri de versant l-am realizat utilizând extensia *Stream Order* a programului ArcView 3.2a pe un suport cartografic digital reprezentat de rețeaua hidrografică digitizată.

Metoda de determinare a ordinului rețelei hidrografice propusă de *Strahler*, presupune creșterea ordinului de mărime a unui râu atunci când acesta intersectează un altul de aceeași mărime. Metoda a fost propusă în anul 1952. Analiza rețelei hidrografice prin intermediul metodei *Strahler* presupune atribuirea tuturor cursurilor de apă fără afluenți valoarea 1, râuri de ordin unu. Când două râuri de ordin 1 se unesc rețeaua hidrografică rezultată va primi ordinul 2, când două râuri de ordin 2 se unesc râul rezultat va primi ordin 3 și așa mai departe. Ordinul de mărime al rețelei hidrografice va crește doar atunci când se unesc două râuri de același ordin, în caz contrar, când se unesc un râu de ordin inferior cu unul de ordin superior ordinul va fi preluat de râul de ordin mai mare. De exemplu, dacă, se intersectează un râu de ordin 2 cu un râu de ordin 3 ordinul de mărime rezultat va fi 3, la fel dacă se intersectează un râu având ordin de mărime 4 cu un râu având ordin de mărime 1 sau 2, ordinul de mărime rezultat va fi 4 (Fig 2.12).

Shreve, în 1967, a propus o metodă de ordonare a rețelei hidrografice conform magnitudinii. Toate cursurile de apă fără afluenți primesc ordinul 1, acesta crescând înspre aval. Când două cursuri de apă se intersectează ordinul lor se adună fiind atribuit rețelei hidrografice rezultate. Intersecția a două râuri de ordin 1 va duce la un râu de ordin 2, intersecția unui râu de ordin 2 cu unul de ordin 1 va da un râu de ordin 3, intersecția unui râu de ordin 3 cu unul de ordin 2 va da un râu de ordin 5 etc. (Fig. 2.13), (Fig. 2.14).

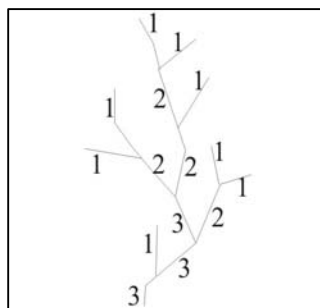


Figura 2.12 Ordinul de mărime a rețelei hidrografice după Strahler

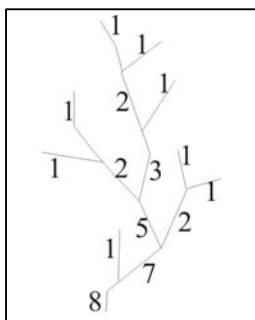


Figura 2.13 Ordinul de mărime a rețelei hidrografice după Shevre

Datorită faptului că, prin această metodă, ordinele de mărime ale rețelei hidrografice provin din însumare se folosește termenul de *magnitudine* nu de ordin de mărime, ordinul de mărime putându-se defini ca însumarea tuturor magnitudinilor dinspre amonte spre aval.

Extensia Stream Order (Fig 2.15) care rulează pe programul ArcView 3.2a determină ordinul de mărime a rețelei hidrografice, utilizând metoda *Strahler*, având ca bază de date o rețea hidrografică de tip vector, digitizată corect (cu noduri la intersecțiile cursurilor de apă).

Definirea ordinului de mărime a rețelei hidrografice presupune parcurgerea a patru pași:

1. se încarcă în fereastra de lucru tema care reprezintă rețeaua hidrografică
2. din meniul StreamOrder trebuie creat un *id unic* pentru fiecare râu în parte. ID unic va fi adăugat automat în tabelul atribut al temei care reprezintă rețeaua hidrografică
3. crearea câmpurilor *SO_FNode* și *SO_TNode* în tabelul atribut
4. generarea ordinului rețelei hidrografice, utilizând cele două metode. Ordinul rețelei hidrografice va fi trecut în tabelul atribut ca un câmp separat *So_Value*.

Decizia pe care am luat-o de a utiliza extensiile și funcțiile oferite de sistemele geografice informaționale pentru realizarea ordinului de mărime a rețelei hidrografice, în mod automat, rezidă din faptul că diminuează timpul alocat determinării ordinului de mărime a rețelei hidrografice și implicit a identificării bazinelor hidrografice utilizate în procesul de calcul.

Utilizând extensia prezentată, am obținut hărți ale ordinului de mărime ale rețelei hidrografice pentru bazinul hidrografic superior Someșul Mic, având valori între 1 și 25 utilizând metoda Shevre și valori mărime între 1 și 5 utilizând metoda Strahler.

Pentru identificarea bazinelor hidrografice am folosit baza de date reprezentând ordinul de mărime al rețelei hidrografice după Strahler, obținută cu extensia Stream Order din ArcView pe strat reprezentând hidrografia de tip vector deoarece este cea mai apropiată de realitate. În literatura de specialitate îi este atribuit Someșului Mic, la Cluj-Napoca, ordinul de mărime 5-6, rezultatul analizei scoțând în evidență ordinul 5 pentru Someșul Mic la Cluj-Napoca.

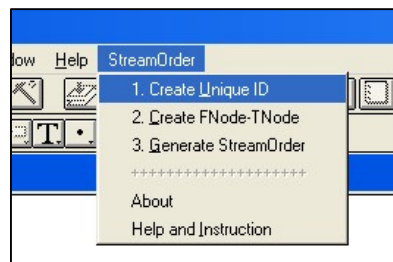
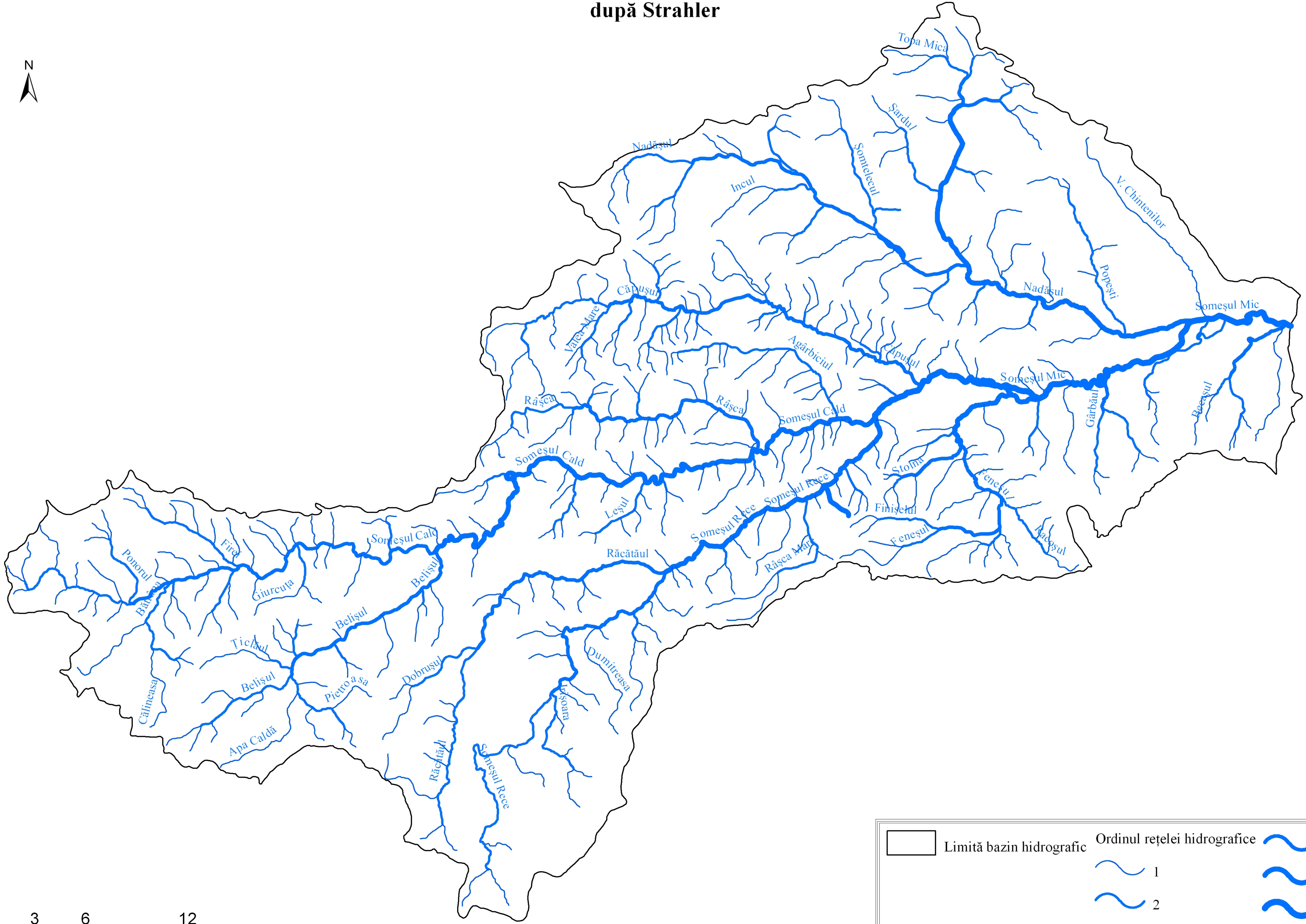
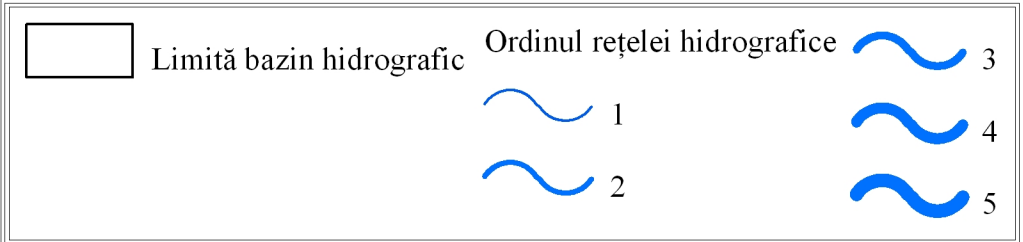


Figura 2.15 Meniul Extensiei StreamOrder

Ordinul de mărime a rețelei hidrografice
după Strahler



0 3 6 12 Km



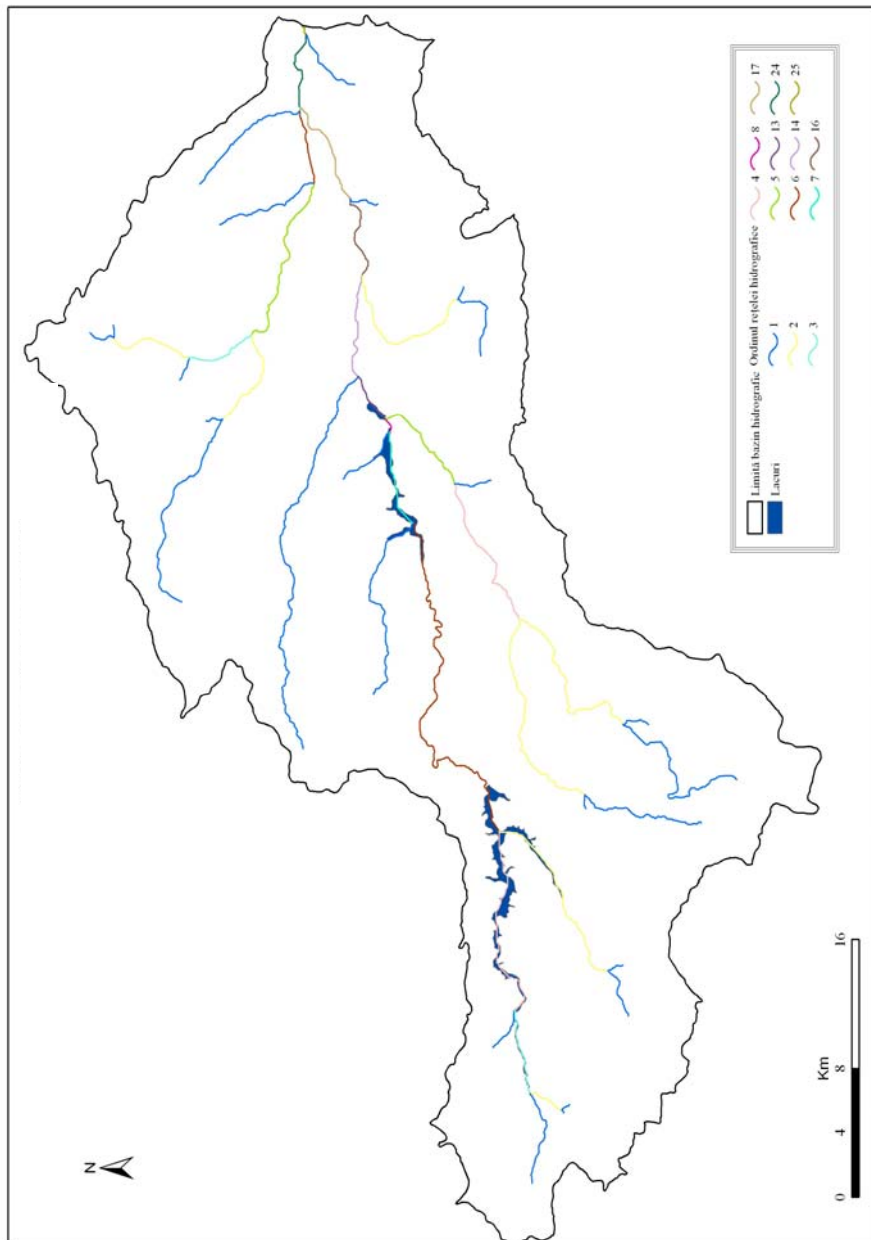


Figura 2.14 Ordinul de mărime a rețelei hidrografice, după Shreve

2.2.5 Definirea canalului de drenaj a apei (Flow Path Tracing)

Dacă în faza de concepere a modelelor hidrologice cu aplicații asupra viiturilor de versanți, nu se consideră ploaia unitară pe întreaga suprafață a bazinului, este absolut necesar să se determine canalul de scurgere de la locul de înregistrare a ploi de intensitate maximă și până la secțiunea de control. În acest scop am realizat un exemplu de determinare a canalului de scurgere a apei al unei viituri produsă din ploi torențiale în N bazinului hidrografic superior Someșul Mic, în zona Căpuș.

Simularea traseului de viitură l-am realizat utilizând extensia ArcHydro9, pentru ArcG.I.S., care îmi dă posibilitatea de a determina canalul, linia, pe care se va scurge apa de pe teritoriul unui bazin hidrografic din orice punct s-ar înregistra ploaia, pe suprafața bazinului și până la secțiunea de calcul, utilizând ca baze de date de intrare în algoritmul de calcul a extensie DEM-ul, direcția scurgerii și acumularea. Utilitatea extensiei este foarte mare, deoarece oferă o cale rapidă de analiză și identificare a traseelor de viitură, trebuind indicat, doar punctul sau zona în care este generată viitura.(Fig 2.16).

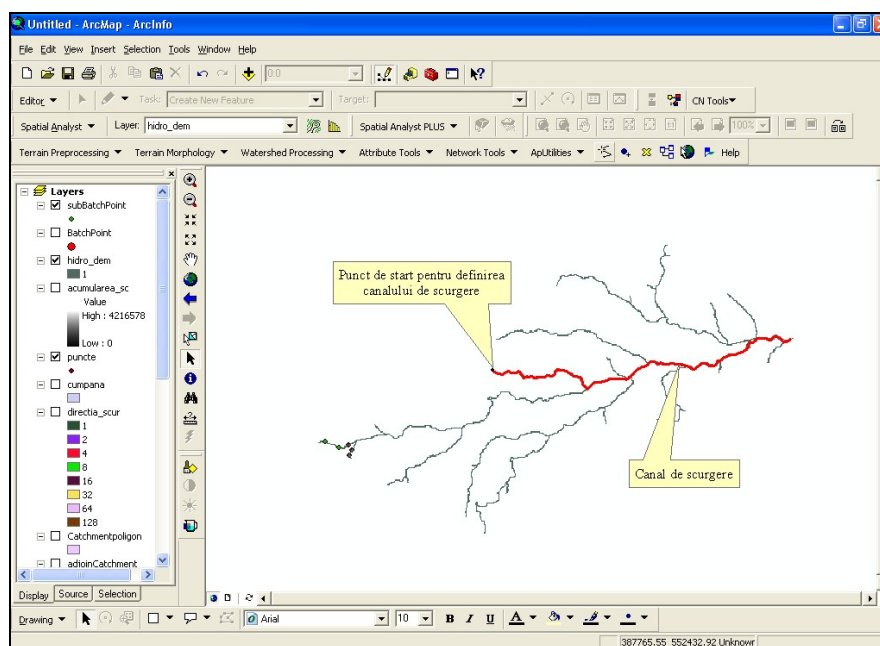


Figura 2.16 Canalul de drenaj al apei

2.2.6 Cea mai lungă distanță de scurgere pentru un bazin hidrografic (Longest Flow Path for Adjoint Catchemets)

Una dintre principalele variabile care stau la baza calculului timpului de concentrare a apei în bazine hidrografice mici și de urmărire a timpilor de propagare a viiturilor de versant, o constituie valoarea celui mai lung traseu de scurgere a apei de pe bazinul hidrografic respectiv.

Pentru a genera, vizualiza și calcula dimensiunile celui mai lung canal de scurgere de pe suprafața bazinului hidrografic, în scopul calculului timpilor de concentrare am utilizat extensia longest flow path from adjoin catchemets.

Baza de date pe care am utilizat-o pentru generarea celei mai lungi distanțe este reprezentată de direcția de scurgere, pentru definirea traseului de drenaj și limita bazinului hidrografic, cumpăna de apă, pentru identificarea bazinelor hidrografice analizate.

Baza de date rezultată este de tip shapefile și are în tabelul atribut elemente de corelare a lungimii scurgerii, DrainID (Fig 2.17), cu bazinului hidrografic asociat, HydroID. Identificatorul de lungime a canalului de scurgere este LegthDown și reprezintă distanța de la cel mai îndepărtat punct de pe cumpăna de apă până în secțiunea de calcul, definit la scara hărții.

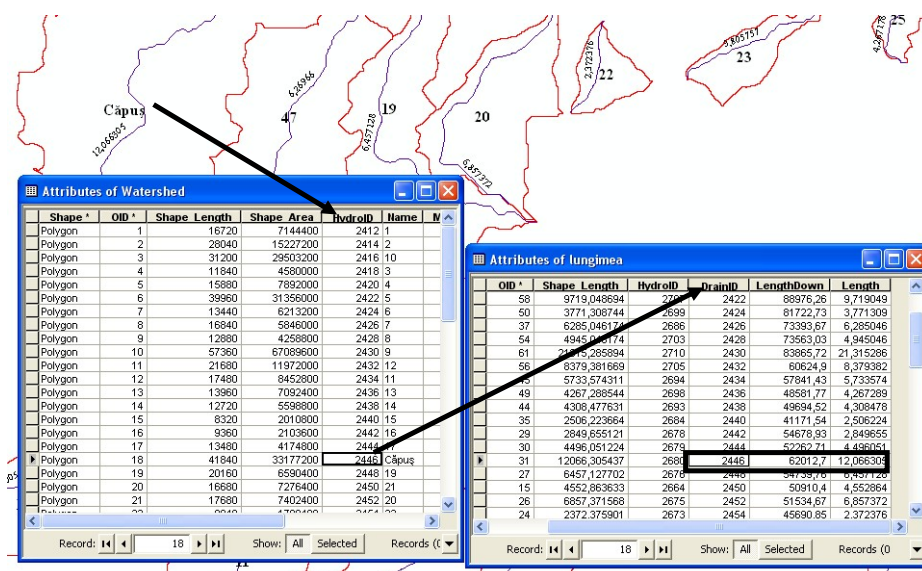


Figura 2.17 Corelarea canalului de drenaj cu bazinul hidrografic

2.2.7 Selectarea punctelor pentru delimitarea cumpenelor de apă (Batch Point)

Calculul debitelor maxime provenite din viituri de versant se realizează, de obicei, pe bazine hidrografice mici, unde nu există stații hidrometrice, punctul de închidere al secțiunii de calcul fiind stabilit, în funcție de suprafața pe care se dorește să se realizeze calculul.

Pentru identificarea și delimitarea automată, mai apoi, a bazinelor hidrografice am utilizat funcția batch point generation. Realizarea fișierului de puncte am făcut-o prin importarea nodurilor de confluență a rețelei hidrografice de ordin 2.

Următorul pas în generarea câmpului care stochează punctele de pornire în generarea cumpenelor de apă l-a reprezentat completarea tuturor câmpurilor și selectarea tuturor obiectelor care sunt puse la dispoziție de funcție (Fig. 2.18).

Câmpurile Name și Description le-am completate cu informații referitoare la punctele care vor servi drept punct de plecare în delimitarea cumpenelor de apă. Dacă în câmpul BatchDone am selectat valoarea 1, pentru acel punct nu se va delimita o cumpănă de apă, iar dacă am selectat valoarea 0 cumpăna de apă va fi delimitată pentru acel punct. SnapOn oferă posibilitatea ca în momentul delimitării bazinului funcția Batch Watershed Delimitation să unească sau nu punctul cu cel mai apropiat curs de apă (1 punctul va fi unit, 0 punctul nu va fi unit), optând pentru varianta de 1, de unire a punctului, pentru a se obține o precizie mai mare de determinare a cumpenelor de apă.



Figura 2.18 Meniul funcției Batch Point

În tabelul atribut a stratului BatchPoint apar toate punctele introduse și informațiile aferente acestora. Dacă pentru toate punctele din tabelul atribut, la câmpul BatchDone, apare codificarea zero, atunci delimitarea se va face pentru toate punctele, dacă la un anumit punct apare codificarea 1, acesta nu va delimita nici un bazin hidrografic (Fig. 2.19).

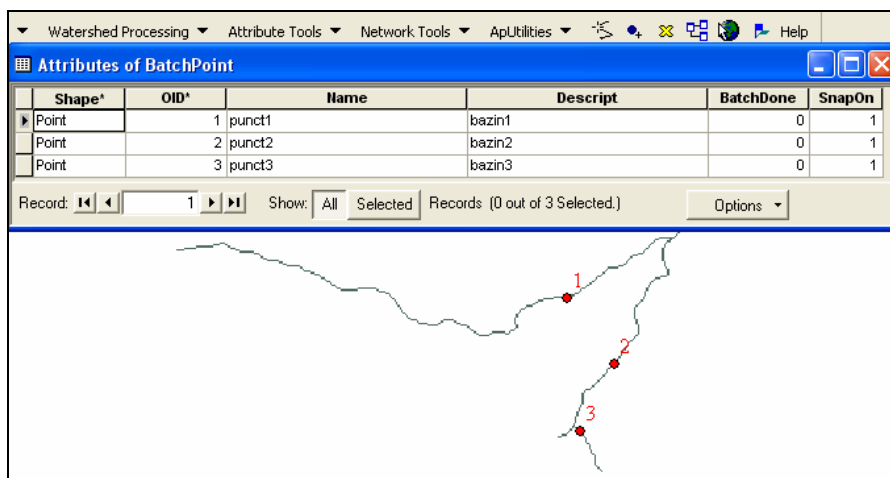


Figura 2.19 Puncte de delimitare a cumpenelor de apă

2.2.8 Delimitarea cumpenelor principale, pronind de un anumit punct (Batch Watershed Delineation)

Se numește bazin de recepție a unui râu, suprafața de pe care râul respectiv își colectează apele. Se deosebește un bazin de recepție superficial, corespunzător apelor colectate la suprafața pământului și un bazin de recepție subteran, corespunzător apelor colectate în albia râului prin intermediul pânzelor subterane, Constantinescu și colab. (1956).

De cele mai multe ori limitele bazinului superficial corespund cu limitele bazinului subteran, existând și câteva cazuri în care aceste două limite nu se suprapun. Condițiile hidrogeologice sunt principali factori care stau la baza diferențierii acestor limite, un exemplu putând fi dat de zonele carstice unde o porțiune a bazinului superficial se poate alimenta din bazinul subteran al altui râu.

Separarea bazinelor hidrografice superficiale se face prin cumpăna apelor, care reprezintă linia de întretăiere a doi versanți adiacenți de la care apele se scurg în direcții opuse. Cumpăna apelor este evidențiată când este formată de culmi de munți, coline sau dealuri și mai greu de definit în regiunile de câmpie și în special în zonele mlăștinoase, Constantinescu și colab. (1956).

În proiectarea oricărui model hidrologic se pornește de la identificarea teritoriului pe suprafața căruia se manifestă procesul hidrologic. Pentru delimitarea suprafețelor bazinelor hidrografice am utilizat funcția batch watershed delineation având în vedere faptul că am realizat un layer care stochează informații spațiale despre punctele de închidere a le secțiunilor de calcul.

Baza de date spațiale pe care am utilizat-o pentru această funcție este reprezentată de: direcția de scurgere, gridul rețelei hidrografice, punctele de la care

se va realiza delimitarea etc. Toate acestea au fost setate în baza de date a extensiei ArcHydro9.

Cumpenele de apă s-au delimitat pornind de la punctele batch point. Ca date de ieșire a ecuației funcției am obținut toate cumpenele de apă specifice bazinului hidrografic tributar fiecărui punct de închidere al secțiunii de calcul. (Fig. 2.20).

Funcția este foarte utilă în cadrul definitivării modelelor de calcul ale scurgerii maxime, deoarece, pe lângă trasarea cumpenei de apă și stocarea datelor într-un layer de tip shapefile, se realizează, instantaneu, și calculul suprafeței în km^2 și ha, precum și calculul perimetrului bazinului hidrografic, date utilizate pentru determinarea coeficienților și variabilelor specifice bazinelor hidrografice.

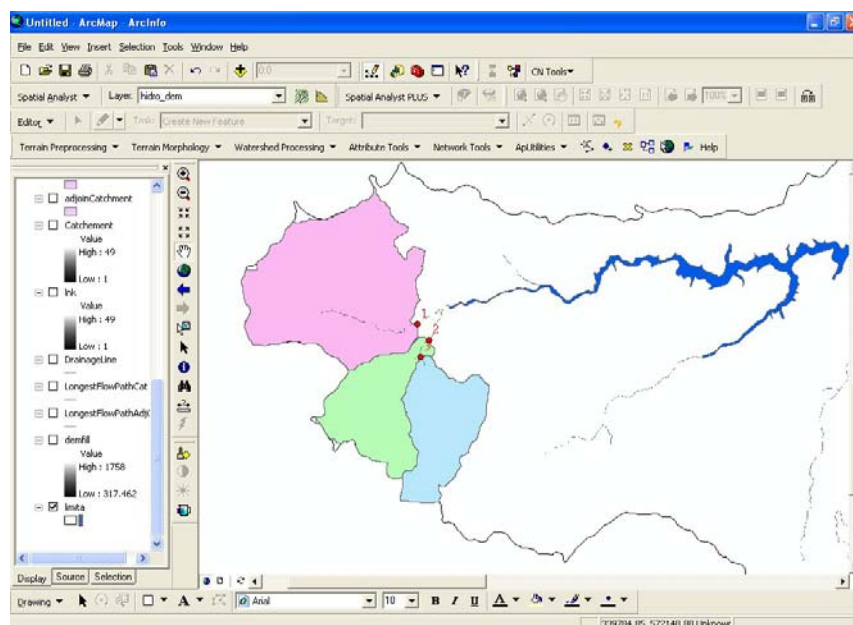


Figura 2.20 Cumpene principale de apă

2.2.9 Delimitarea cumpenelor secundare, pornind de un anumit punct (Batch Subwatershed Delineation)

Acolo unde s-au delimitat bazine hidrografice cu suprafețe mai mari decât suprafețele impuse prin intermediul metodologiei de calcul a debitelor maxime în bazine hidrografice mici, am realizat subîmpărțirea bazinului hidrografic în mai multe subbazine prin intermediul generării cumpenelor secundare de apă utilizând funcția batch subwatershed delineation pusă la dispoziție prin intermediul extensiei ArcHydro.

Funcția permite delimitarea cumpenelor secundare pentru toate punctele dintr-o clasă selectată de puncte. Baza de date pe care am utilizat-o pentru delimitarea cumpenelor secundare de apă este reprezentată de o temă de tip punct, pentru care se va realiza delimitarea și gridul reprezentând direcția scurgerii (Fig. 2.21).

Pentru delimitarea cumpenelor secundare de apă, am ales puncte de control, în interiorul cumpenei principale a bazinului hidrografic. Se poate observa (Fig. 2.21) că s-au generat alte două cumpene de apă, pentru fiecare punct în parte. Cumpăna secundară aferentă punctului de control 1 are o arie de drenaj până la intersecția ei cu cumpăna punctului de control 2 care se închide la limita de bazin hidrografic. În același timp, limita cumpenei de apă secundare aferente punctului de control 1 poate încorpora și cumpăna de nivel aferentă punctului de control 2.

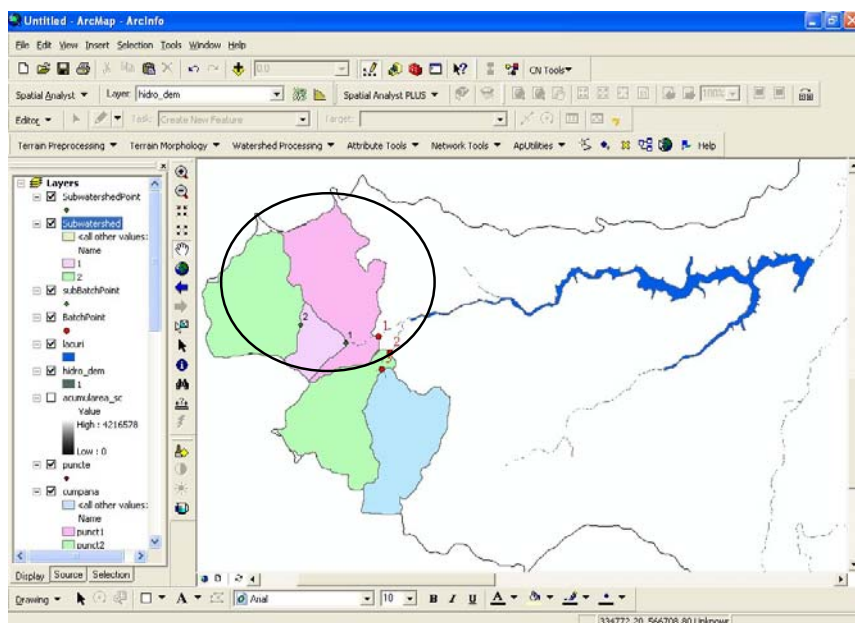


Figura 2.21 Cumpene secundare de apă

Dacă în tabelul atribut al punctelor de control câmpul BatchDone conține valoarea 1, atunci cumpăna de apă asociată fiecărui punct a fost delimitată. Dacă în procesul de delimitare apare vreo eroare în acel câmp va apărea valoarea -1, iar baza de date tabelară rezultată permite identificarea tuturor cumpenelor de apă secundare cu cumpăna de apă principală din care fac parte.

Unele modele hidrologice au ca principal scop realizarea de calcule și simulări pentru toate bazinele hidrografice de pe teritoriul de studiu. Pentru delimitarea acestora este recomandat a se utiliza funcția *watershed*, care oferă rezultate bune în procesul de delimitare (Fig. 2.22)

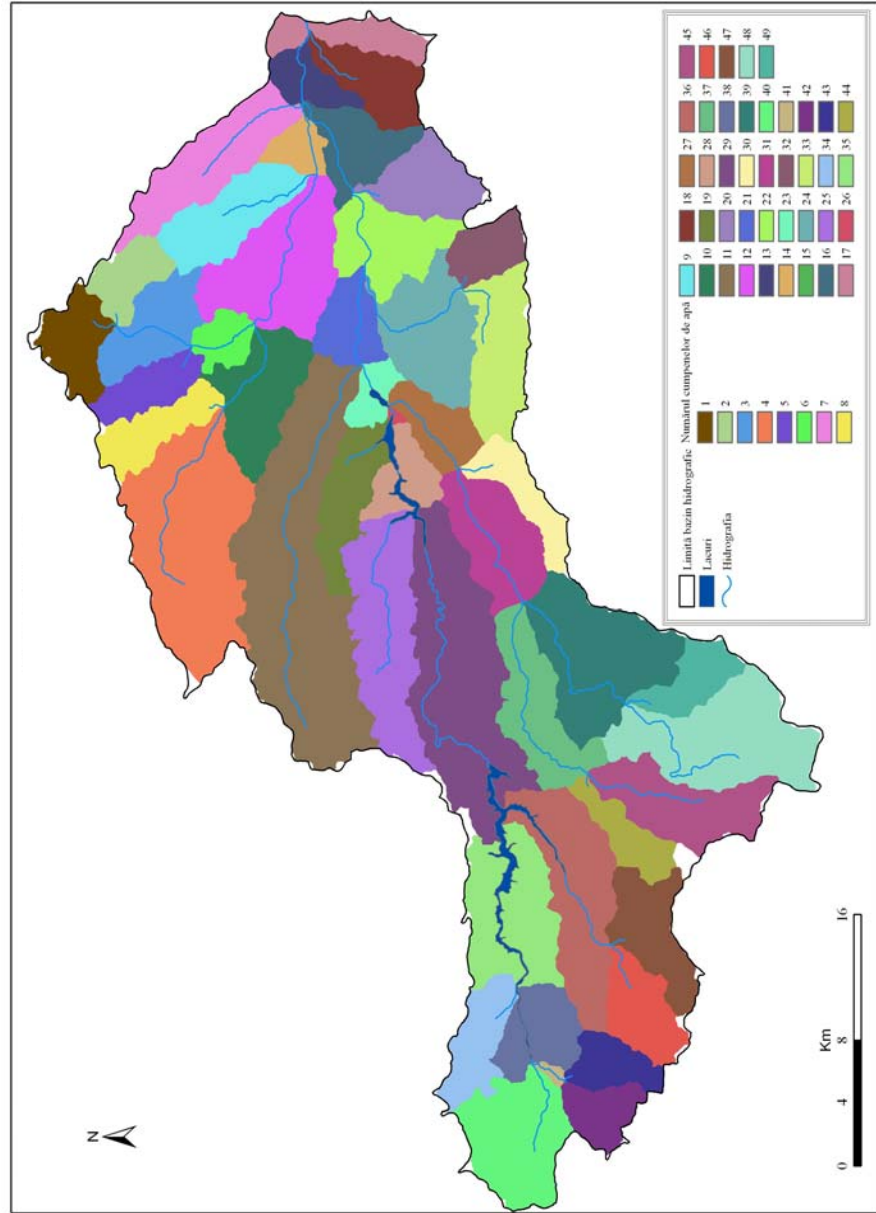
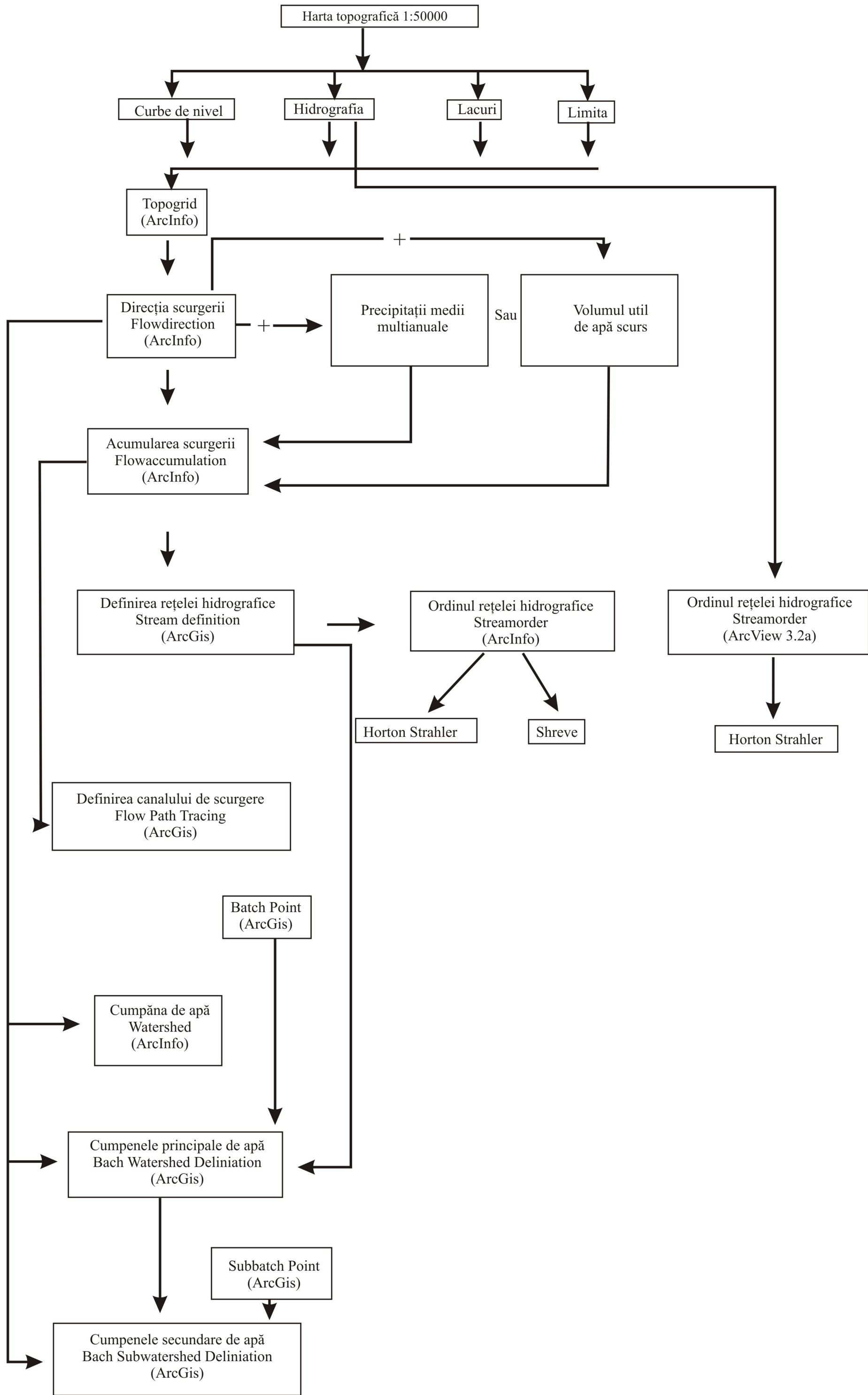


Figura 2.22 Cumpene principale și secundare de apă

Planşa I



Realizarea bazei de date spațiale, primare și derivate, prin intermediul sistemelor geografice informaționale constituie primul pas în procesul de calcul, modelare, simulare și identificare a suprafețelor afectate de viiturile de versant.

Înlănțuirea logică (Planșa I) a bazei de date, atât cea primară, cât și cea derivată, se poate constitui într-un model hidrologic G.I.S., complex care are ca principal scop crearea bazei de date digitale pentru extragerea, automată a variabilelor de calcul și modelare a viiturilor de versant

3. UTILIZAREA G.I.S LA ESTIMAREA SCURGERII PENTRU PROBABILITĂȚI RARE, PE VERSANȚI ȘI ÎN BAZINE HIDROGRAFICE MICI

Nu se poate face o delimitare a suprafețelor bazinale ale bazinelor hidrografice mari și mici. Se poate spune că bazinele hidrografice mici sunt acelea care nu depășesc suprafața de 5 – 10 km² și asupra cărora, modificările de pe teritoriul bazinului, atât cele naturale cât și cele antropice, pot avea un rol hotărâtor pentru determinarea debitelor maxime de calcul. Pentru efectuarea calculelor de determinare a debitelor maxime probabile, s-a adoptat pentru bazine hidrografice mici, de către INMH în 1997, limita convențională de 100 km². Această limită este convențională putând varia în funcție de zona în care se realizează calculele (munte, podiș, câmpie).

Din punct de vedere al determinării debitelor maxime în bazine hidrografice mici se pot deosebi două grupe principale de bazine (Instrucțiuni de calcul a debitelor maxime în bazine hidrografice mici, 1997):

1. Bazine hidrografice mici (cu suprafața între 30 km² și 100 km²) controlate prin rețele hidrometrice standard pentru care este posibilă valorificarea mulțimilor de debite maxime cronologice prin prelucrările statistice obișnuite
2. Bazine hidrografice cu suprafața mai mică de 20-30 km², pentru care determinarea debitelor maxime se realizează în principal, pe baza datelor provenite din bazine reprezentative și stații hidrologice experimentale privind, în primul rând, coeficienții de scurgere și pe baza datelor de la rețele pluviometrice și pluviografice;
3. Bazine hidrografice mici cu suprafața între 5-10 km², pentru care modificările din bazin, atât cele naturale cât și cele antropice au un rol hotărâtor în determinarea debitelor maxime.

Limitele bazinelor hidrografice mici diferă de la un autor la altul, în funcție de obiectivele de studiu pentru care se face delimitarea. Pentru cazul în care se realizează delimitarea și identificarea bazinelor hidrografice în scopul simulării scurgerii, Blidaru și colab. (1976), fixează limitele bazinelor între câteva hectare și maxim 10 km². În 1960 Podani realizează un studiu pentru râurile din România, identificând bazinele hidrografice mici având suprafețe de 7-50 km², în regiunile

montane și 50-100 km² în regiunile de șes. Ujvari (1962), realizează un studiu cu privire la râurile mici din România ca surse hidrenergetice, utilizând termenul de râu mic pentru bazine hidrografice cu suprafața cuprinsă între 300-1000 km², suprafețele bazinale sub 300 km², fiind denumite pâraie. În funcție de criteriile dimensionale, Zăvoianu (1978), definește râul mic, ca fiind bazinele hidrografice corespunzătoare rețelelor hidrografice de ordin 1-4 în sistemul de clasificare Horton-Strahler.

Determinarea debitelor maxime în bazinele hidrografice mici are elemente, particularități, care o deosebesc de determinarea debitelor în bazine hidrografice mari, deoarece un bazin hidrografic mic poate fi acoperit de o aceeași ploaie care generează viituri, suprafața mică, dinamica factorilor genetici este una relativ mare, influența factorilor naturali și antropici este mare pe când într-un bazin hidrografic mare, ploile acoperă doar părți diferite dintr-un bazin hidrografic la momente diferite de timp, efectele factorilor naturali, suprafeței, factorilor genetici sunt, în mod global, mai restrânse rezultând că scurgerea maximă se formează în bazine mici concentrându-se și compunându-se în timp și spațiu în bazine hidrografice mari.

Pentru realizarea calculelor referitoare la scurgerea maximă pe râurile cu bazin mic de recepție, trebuie să dispunem de o serie de date referitoare la regimul hidric al acestor râuri. Deoarece râurile mici sunt foarte puțin studiate se pot întâmpina greutăți în procesul de prelevare a acestor date.

Cercetarea râurilor cu bazine hidrografice mici este încă în fază preliminară în România cu toate ca cele mai mari, catastrofale viituri, soldate cu cele mai multe victime și daune materiale s-au înregistrat pe acest tip de bazine.

Concluziile generale stabilite pe baza debitelor referitoare la râurile mari, sunt valabile numai în mică măsură pentru râurile mici, aceste concluzii referindu-se doar la aprecierea debitelor obișnuite, la variația lor pe parcursul unui an, la circulația subterană a apei etc.

Pentru realizarea calculelor scurgerii maxime pentru probabilități rare pe un bazin hidrologic este nevoie de un hidrolog care să aibă cunoștințe generale de hidrologie și care să cunoască foarte bine regiunea respectivă. Pentru a studia bine o regiune, din punct de vedere hidrologic, se cere cunoașterea unui număr foarte mare de date, încât nici un specialist cu pregătire și cu experiență de lungă durată nu ar putea să le rețină pe toate. De aceea, pentru stabilirea regimului hidrologic al unui râu, hidrologul are nevoie de foarte mult material documentar.

Datele referitoare la hidrologia unei regiuni se pot obține din diferite surse. În primul rând trebuie cercetat dacă pe zona respectivă nu au mai fost realizate studii în același domeniu. O altă sursă de culegere a datelor o reprezintă Regia Autonomă Apele Române, prin intermediul filialele locale care au în gospodărire bazinele hidrografice aflate în studiu, observațiile directe asupra cursurilor de apă pe care se vor face calcule etc.

Pentru bazinele hidrografice care nu dispun de nici un fel de măsurători singurele surse de date se pot obține de la stațiile meteorologice – precipitații

maxime, intensități ale ploii – și prin măsurători directe de lungimi, pantă, suprafață, debit etc.

3.1 Selectarea bazinelor hidrografice

Identificarea teritoriilor bazinale pentru care am realizat calculele hidrografice se poate face în mai multe moduri, cele mai folosite fiind acelea de identificare a teritoriului pe hărțile în curbe de nivel, prin intermediul imaginilor satelitare și identificarea în mod automat, utilizând pentru aceasta, din urmă, tehnica produsele G.I.S., prin exploatarea MDE, metode pe care am folosit-o în procesul de identificare a suprafețelor de drenaj analizate.

Identificarea teritoriului pe hărți în curbe de nivel reprezintă metoda clasică de identificare. Se folosesc hărți în curbe de nivel, la scări adecvate și suficient de detaliate pentru bazinul hidrografic care urmează a fi studiat.

Trasarea limitelor unui bazin hidrografic se face în mod cunoscut, limita fiind dată de linia de cumpănă a apelor care desparte două bazine hidrografice învecinate.

Identificarea teritoriului prin intermediul imaginilor satelitare presupune, în primul rând, cunoașterea coordonatelor definitive ale bazinului hidrografic cercetat. Această condiție este necesară pentru comandarea acelor imagini satelitare de care este nevoie, știut fiind faptul că, costul unei asemenea imagini este foarte ridicat. Utilizând programe specifice de prelucrare a imaginilor satelitare se poate identifica și scoate în evidență bazinul hidrografic.

Identificarea în mod automat presupune utilizarea de produse G.I.S. și a extensiilor aferente acestora. Pentru realizarea identificării și trasării automate a cumpenei de apă a bazinelor hidrologice am utilizat programul geoinformatic ArcG.I.S. prin intermediul extensiei ArcHydro9 (vezi Cap. 2.2.8), apelând și la o serie de date precum DEM, direcția scurgerii, acumularea scurgerii și punctele de confluență (materializate în noduri de rețea) a rețelei hidrografice analizate. Toată baza de date necesară delimitării cumpenelor de apă am definitivat-o în procesul de realizare a funcțiilor G.I.S..

Ținând cont de instrucțiunile de calcul a debitului maxim în bazine hidrografice mici, care definesc ordinul de mărime a unui bazin hidrografic mic, am realizat delimitarea în mod automat a unui număr de 59 (Tab. 3.1) de bazine hidrografice. Toate bazinele hidrografice au ordin de mărime 2, corespunzător ordinului rețelei hidrografice realizat prin metoda Strahler.

Baza de date, în format vector, pe care am utilizat-o în procesul de delimitare este reprezentată de punctele de închidere a secțiunii de calcul, puncte care se identifică cu nodurile topologice ale rețelei hidrografice de ordin 2.

Un pas important în procesul de identificare a punctelor de confluență, reprezentând puncte de închidere a secțiunilor de calcul a fost acela de îndepărtare a erorilor de localizare. Pentru acest lucru am apelat la procedeul de comparare a

nodurilor rețelei topologice de ordin 2 cu realitatea din teren prin intermediul planurilor topografice la scară mare 1:5000 și a ortofotoplanurilor ediția 2003. Acolo unde au fost depistate erori de identificare am intervenit asupra vectorilor reprezentând rețeaua hidrografică în sensul de a modela râul pe actualul traseu de scurgere, știut fiind faptul că în timp rețeaua hidrografică își schimbă cursul datorită factorilor care țin de hidraulica râului și de acțiunea componentei umane, realizându-se totodată și o reambulare a materialului cartografic avut la dispoziție (Fig. 3.1).

Una dintre metodele cele mai rapide și corecte de identificare a bazinelor hidrografice, în teritoriu, este aceea de delimitare a punctelor de confluență prin intermediul sistemelor globale de poziționare, sistemele GPS (Fig. 3.1), metodă pe care am utilizat-o pentru delimitarea a cinci bazine hidrografice (bazinul hidrografic 7, 14, Popești, Chinteni și Gârbău).

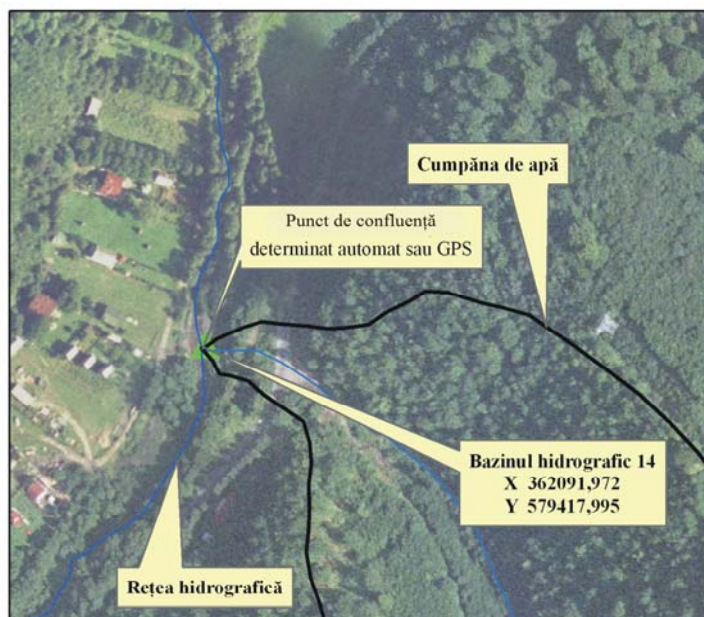


Figura 3.1 Identificarea punctelor de confluență

Identificarea cu precizie a unui punct pe suprafața terestră este foarte importantă și întrebuințată în multe ramuri ale geografiei. Sistemele de poziționare globală au rezolvat, după mult timp în care s-au efectuat cercetări pentru diferite metode de poziționare a unui punct pe suprafața terestră, problema determinării unui punct, cu precizie de până la câțiva centimetri, fără a utiliza rețeaua de puncte geodezice.

Global Positioning System, GPS, a fost realizat de către Departamentul Apărării SUA, ca un sistem global de orientare bazat pe un număr de 24 de sateliți care baleează suprafața pământului, având ca bază de calcul procedeul de triangulație spațială, pe lângă receptorul GPS de la sol, mai fiind nevoie de cel puțin trei sateliți, utilizați concomitent, în procesul de determinare a coordonatelor punctelor.

Metoda de determinare a punctelor presupune deplasarea în teren cu o stație GPS și poziționarea acesteia pe punctul căruia se dorește determinarea poziției. Stația GPS funcționează pe principiu de emisie și primire de semnale, astfel pentru determinarea distanței față de sateliți stația GPS mobilă măsoară timpul scurs între momentul când a fost emis un semnal și momentul când același semnal este reemis de satelit și interceptat de stația mobilă.

Pentru o poziționare cât mai corectă a punctului pe suprafața terestră sunt necesare trei măsurători, luând în considerare trei sateliți diferiți. Aparatele GPS au încorporate, în softurile dedicate, diverse tehnici de a realiza aceste măsurători, inclusiv cele altitudinale și de eliminare a erorilor de poziționare.

Localizarea punctelor de confluență a bazinelor hidrografice 14 (Fig. 3.1), 7, Popești, Chinteni și Gârbău am realizat-o având la dispoziție două tipuri de aparate GPS: GPS Magelan Explorist 210 cu caracteristicile -comunică în paralel cu maxim 14 sateliți GPS, Compatibil cu WAAS / EGNOS având o precizie sub 3 metri, afișează și memorează coordonatele și altitudinea punctului, conectabil la PC pentru transfer de hărți/puncte- PDA GPS Fujitsu Siemens Loox N520 utilizând software-ul ArcPad pentru determinarea coordonatelor punctelor de confluență și implicit a poziției acestora.

Odată cu delimitarea spațială a bazinelor hidrografice, prin generarea automată a cumpenelor de apă, am realizat și identificarea pe baze fizico-geografice și mai precis o proiecție a suprafețelor de drenaj pe suportul de relief.

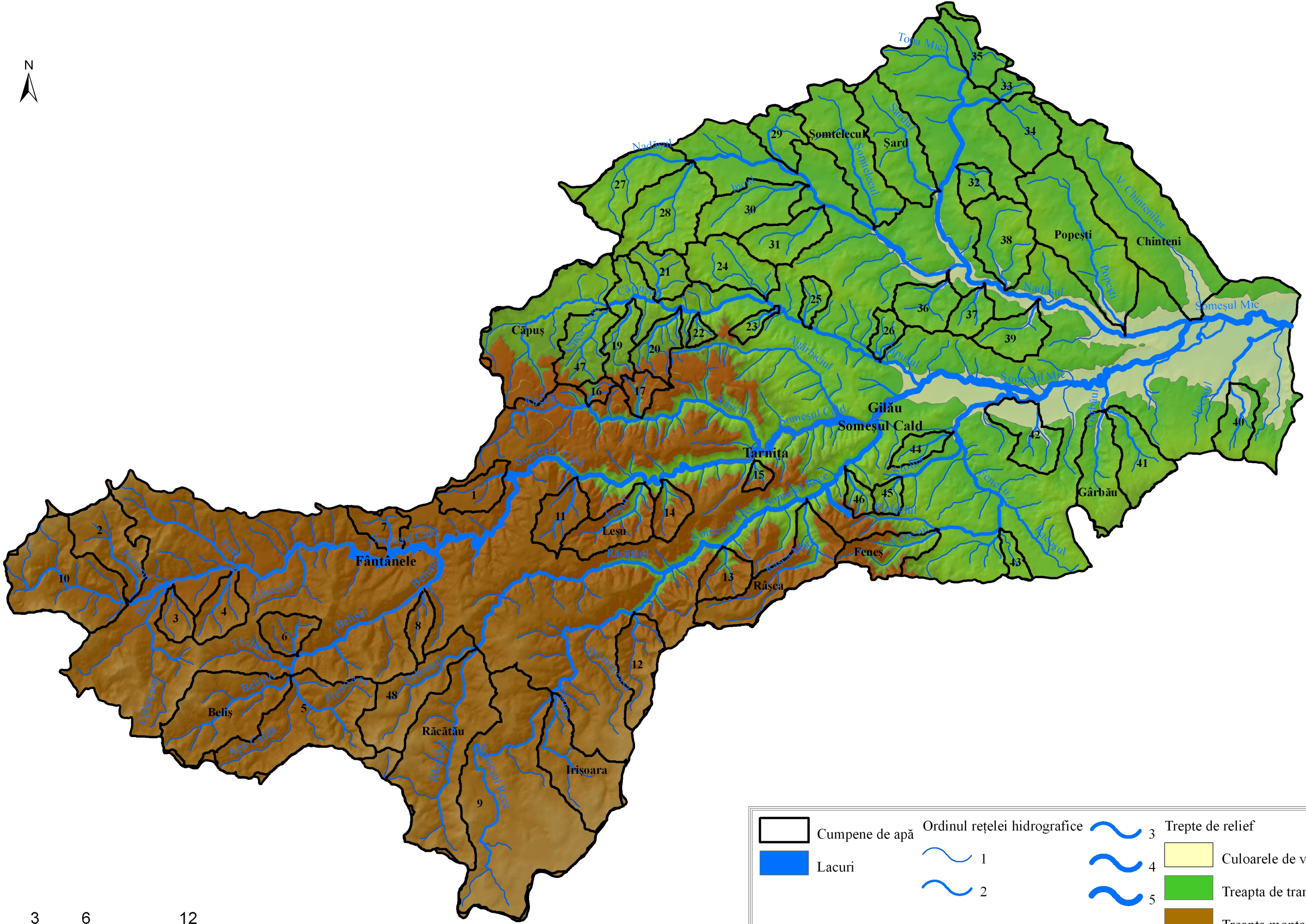
Relieful influențează scurgerea maximă, în mod direct asupra scurgerii, cât și indirect prin intermediul factorilor climatici. În mod direct, asupra scurgerii maxime, influența este manifestată în legătură cu timpul necesar unei particole de apă căzute pe sol de a ajunge în albia râului și de acolo la secțiunea de calcul. Deoarece mulți parametri care intră în formulele de calcul ale debitului maxim, viteza de scurgere a apei pe versant, viteza de scurgere a apei în albie etc., depind și de configurația reliefului, am realizat o clasificare a bazinelor hidrografice identificate pe unități majore de relief.

Pe teritoriul bazinului hidrografic superior Someșul Mic am putut identifica trei unități majore de relief: culoarul de vale, unitatea de tranziție între vale și munte și unitatea montană.

Culoarele de vale sunt caracterizate de altitudini cuprinse între 300 și 410 m unde se remarcă prezența Culoarului Someșului Mic de la Cluj-Napoca până la Gilău și al Nadășului, de la Cluj-Napoca până la Gârbău. De asemenea acestei unități îi aparțin și culoarele inferioare ale văilor Căpușului, Chintenilor, Popeștilor și Văii Mari.

În cadrul *Culoarului Someșului Mic* principalele forme de relief sunt reprezentate de către terasa de luncă (t_1 4-6 m), de seria teraselor inferioare (t_2 10-

Identificarea bazinelor hidrografice în teritoriu



16 m, t_3 22-24m și t_4 30-40m) la care se adaugă glacisurile formate la baza versanților pe sectoarele unde terasele nu s-au păstrat. Sub aspect regional culoarul se află interpus între Dealurile Clujului și Dejului și Masivul Feleac.

Culoarul Nadășului, mult mai restrâns sub aspectul suprafeței, se caracterizează prin prezența unei lunci dezvoltate, la care se adaugă fragmente ale teraselor inferioare și glacisurile de la baza versanților. La sud culoarul este delimitat de subunitatea cunoscută sub numele de Interfluviul Căpuș-Someș-Nadăș, în timp ce la nord este prezent un front de cuestă aparținând Dealurilor Clujului și Dejului.

Cele două culoare principale de vale, prin dispunerea și relația lor cu unitatea de tranziție, se constituie în veritabili colectori a apelor care provin din de pe suprafața unora dintre bazinele hidrografice specifice acesteia.

Unitatea de tranziție. Aceasta are un ecart altitudinal cuprins între 410 – 850 m. Fiind o unitate de tranziție în componența sa intră mai multe unități regionale: partea sudică a Masivului Feleacului, Culoarul Săvădisla - Luna de Sus, Culoarul Căpușului, partea estică a Podișului Păniceni (drenată de afluenții din bazinul superior al Nadășului), Interfluviul Căpuș-Someș-Nadăș, partea sudică a Dealurilor Clujului.

Dacă pe trei dintre laturile sale (nordică, sudică și estică) această unitate prezintă limite relativ uniforme, pe latura vestică se observă o pătrundere înspre interiorul unității montane, de-a lungul principalelor râuri (Someșul Rece, Someșul Cald, Agârbiciu etc.). În astfel de condiții, la contactul dintre Podișul Someșan și subunitățile Munților Apuseni poate fi delimitată o fâșie de tranziție, ale cărei note de specificitate este dată de alternanța culoarelor de vale cu suprafețe interfluviale aparținând unității montane, dar ale căror altitudini se mențin între 700 și 850 m.

Unitatea montană cuprinde acele suprafețe ale bazinului Someșului Mic care se află poziționate la altitudini superioare valorii de 850. Se suprapune în totalitate unor subunități ale Munților Apuseni. Dintre acestea se remarcă: Munții Gilăului, partea sud-estică a Munților Vlădeasa, estul Munților Bihor și nordul Munților Muntele Mare.

Tabelul 3.1 Elementele morfometrice și de identificare a bazinelor hidrografice

Denumire bazin hidrografic	Unități majore de relief	Altitudine maximă (m)	Altitudine minimă (m)	Coordonatele punctului de confluență		Perimetru (km)
				x	y	
1	M	1162.07	828.50	352866.003	579701.809	16.72
2	M	1646.19	1044.64	330764.534	572205.576	28.04
3	M	1485.79	1024.54	333342.065	573246.533	11.84
4	M	1524.73	896.97	337147.152	574005.399	15.88
5	M	1657.97	1029.88	340328.690	567845.873	39.96
6	M	1429.98	1024.86	340685.823	569040.287	13.44
7	M	1404.21	896.97	347830.654	575283.637	16.84
8	M	1460.29	896.97	348065.018	572979.055	12.88
9	M	1643.01	1111.73	355609.558	566845.326	57.36

Denumire bazin hidrografic	Unități majore de relief	Altitudine maximă (m)	Altitudine minimă (m)	Coordonatele punctului de confluență		Perimetru (km)
				x	y	
10	M	1758.00	1045.01	330671.051	572043.778	31.20
11	M	1282.13	665.51	357126.471	579532.519	17.48
12	M	1602.78	742.85	360427.629	571604.098	21.68
13	M – T	1368.21	567.29	365647.408	575525.986	13.96
14	M – T	1233.99	548.66	362091.972	579417.995	12.72
15	M – T	1204.48	441.88	367453.170	580773.980	8.32
16	M – T	923.51	785.22	357775.417	583708.342	9.36
17	M – T	1014.53	682.73	360907.284	583059.397	13.48
19	M – T	921.45	588.06	360339.019	590034.623	20.16
20	M – T	1009.77	525.89	363171.317	589576.457	17.68
21	M – T	771.76	556.48	361880.123	589868.018	16.68
22	T	886.30	509.25	364254.255	589201.594	8.04
23	M – T	891.608	458.51	368940.042	589597.283	10.68
24	T	772.00	467.74	368252.794	589930.495	21.80
25	T	688.09	443.74	370876.834	588326.914	11.32
26	T	607.22	410.79	374940.776	586344.063	12.32
27	T	737.68	468.49	363928.718	598164.819	25.68
28	T	744.21	468.46	363949.720	598147.134	28.36
29	T	626.47	427.12	370050.417	597442.472	18.24
30	T	695.89	422.33	370758.153	596686.482	24.24
31	T	727.34	418.96	371626.737	595560.539	19.40
32	T	637.43	410.14	379411.829	597780.255	11.00
33	T	563.81	428.90	381969.542	601725.441	9.52
34	T	569.27	428.40	381989.100	601686.325	19.76
35	T	532.05	425.80	380087.395	603088.272	19.60
36	T – V	602.18	384.60	379038.095	591748.779	16.96
37	T – V	655.94	375.02	281027.680	590960.824	12.96
38	T – V	669.00	372.61	382288.408	590547.148	22.72
39	T – V	653.85	366.70	384376.488	589975.881	18.04
40	T – V	723.62	340.00	395506.347	585070.863	15.44
41	T – V	831.80	378.46	388169.742	583491.773	21.92
42	T – V	612.33	359.37	384258.294	583888.931	21.00
43	T	640.01	481.11	382005.304	576496.538	11.36
44	T	715.48	405.49	379254.782	582194.828	13.08
45	T	894.15	534.46	376201.449	579517.397	9.08
46	M – T	998.46	451.94	372871.368	580159.627	10.48
47	M – T	922.51	610.10	358968.882	589525.738	21.48
48	M	1670.38	1147.86	351228.936	569445.922	30.72
Beliș	M	1569.89	1030.12	340288.835	567845.186	30.04
Chinteni	T – V	682.03	316.03	393831.944	588853.045	51.32
Feneș	M – T	1238.36	553.51	378400.598	576457.081	21.12
Gârbău	T – V	829.15	376.41	388089.862	583464.862	23.76

Denumire bazin hidrografic	Unități majore de relief	Altitudine maximă (m)	Altitudine minimă (m)	Coordonatele punctului de confluență		Perimetru (km)
				x	y	
Irișoara	M	1642.41	1111.84	355629.620	566845.326	29.80
Leșu	M – T	1233.40	564.71	361104.789	579250.369	21.96
Popești	T – V	682.79	343.31	389340.602	587887.801	38.48
Răcățau	M	1670.40	1147.19	351249.197	569425.661	46.36
Râșca	M	1409.83	484.58	370641.467	578262.843	35.00
Șard	T – V	632.94	397.73	378478.905	596380.869	28.76
Șomtelecu	T	632.51	406.86	374602.444	594145.068	35.28
Căpuș	M – T	1015.68	607.14	358928.444	589566.338	41.84

V – Bazine hidrografice suprapuse culoarelor de vale

T – Bazine hidrografice suprapuse unității de tranziție

M – Bazine hidrografice suprapuse unității montane

M – T – Bazine hidrografice suprapuse parțial unității montane și celei de tranziție

T – V – Bazine hidrografice suprapuse parțial unității de tranziție și celei de culoare de vale

3.2 Cuantificarea G.I.S a elementelor și variabilelor de calcul

Cu ajutorul programelor geoinformaționale, a funcțiilor și extensiilor încorporate în cadrul acestora, am putut realiza cuantificarea elementelor și variabilelor de calcul. Prin exploatarea bazei de date de tip raster, DEM și a bazelor de date de tip vector, rețeaua hidrografică, am extras toate elementele necesare calculului debitului maxim în bazine hidrografice mici.

Cuantificarea elementelor morfometrice reprezintă una din operațiunile importante și obligatorii, necesare în procesul de calcul a scurgerii maxime. Informațiile numerice, standard, ale caracteristicilor morfometrice, trebuie să dea informații clare și precise despre: *suprafețele bazinelor hidrografice, forma bazinelor hidrografice, densitatea rețelei hidrografice, lungimea albiei principale și suma lungimilor albiilor, panta medie a albiei principale și panta medie a versanților.*

3.2.1 Determinarea suprafeței bazinului

Suprafața bazinului hidrografic este cea mai importantă caracteristică geometrică în ceea ce privește valoarea totală a debitului scurs într-o secțiune de măsurători sau calcul, de pe suprafața de acumulare. Timpul, în care bazinul hidrografic primește precipitații este unul scurt minute, chiar secunde, în timp ce evacuarea, prin scurgere a precipitațiilor căzute durează mai mult, în funcție de mărimea bazinului hidrografic. Cu cât bazinul hidrografic este mai mare, cu atât scurgerea se face mai încet, fiind uniformă în timp, în schimb la bazinele hidrografice mici scurgerea este mai rapidă și neuniformă în timp datorită faptului că o parte din

precipitații, care sunt antrenate în procesul de infiltrație nu participă la volumul total scurs, ele nefiind redate scurgerii în același timp cu cantitatea de precipitații scursă după infiltrare și de aceea nu pot fi cuantificate în secțiunea de calcul.

Dacă se face calculul debitului maxim pe o perioadă scurtă de timp, provenit din înregistrarea unor ploi torențiale, volumul scurgerii nu va depinde, în principal, de suprafața totală a bazinului ci de cea acoperită de ploaia torențială. Din acest motiv se consideră, în metodologia de calcul că ploaia torențială este unitară pe suprafața întregului bazin hidrografic.

Suprafața bazinului hidrografic se determină având ca bază harta pe care s-a făcut delimitarea, sau, dacă bazinul hidrografic este foarte mic –bazinul unui torent- delimitarea se poate face pe baza datelor topografice culese în teren; coordonatele x și y ale punctelor care formează cumpăna de apă.

Din punct de vedere topografic noțiunea de suprafață este definită ca fiind aria cuprinsă în limitele unui contur închis, proiectat pe un plan orizontal de referință, fără a se ține seama de relieful terenului.

Se deosebesc trei metode de calcul pentru obținerea suprafețelor:

1. metode numerice
2. metode grafice
3. metode mecanice

Metodele numerice utilizează mijloace de calcul manual sau electronic, iar elementele necesare, definitivării calculului, sunt măsurate în teren: coordonate, lungimi și unghiuri, ale conturului care mărginește suprafața de determinat.

Odată ce am realizat delimitarea automată a suprafeței bazinului hidrografic am obținut și suprafața totală a suprafeței de drenaj respective. Utilizând extensia ArcHydro9, funcția Batch Watershed Delineation (vezi Cap. 2.2.8) am determinat suprafața bazinului hidrografic, așa cum cere metodologia de calcul, în km² (Fig. 3.2).

HydroID	Name	MinElev	MaxElev	IsPitted	IsDone	GridID	X	Y	Perimete	Area
2411	1	1028,498352	1162,067383	0	1	0	351172,549738	578659,467086	16,04	7,1444
2414	2	1044,840625	1646,194946	0	1	0	329656,62048	575729,008076	28,04	15,2212
2418	10	1045,012095	1758,000732	0	1	0	326863,711116	573563,85917	31,2	29,5032
2419	3	1024,53772	1485,787598	0	1	0	333497,049085	571202,107362	11,84	4,58
2420	4	896,971619	1524,732644	0	1	0	338142,964102	571630,556981	15,88	7,892
2422	5	1029,876709	1657,973022	0	1	0	341069,728089	564924,611141	39,96	31,356
2424	6	1024,859985	1429,977417	0	1	0	340024,67238	570450,07924	13,44	6,2132
2426	7	896,971619	1404,208984	0	1	0	345557,55578	576636,692711	16,84	5,846
2428	8	896,971619	1450,265034	0	1	0	347874,869944	570794,967924	12,88	4,2588
2430	9	1111,727783	1643,014648	0	1	0	353447,991916	560318,185884	57,36	67,0896
2432	12	742,849792	1602,779053	0	1	0	360732,32039	568514,749308	21,68	11,972
2434	11	665,511719	1282,133057	0	1	0	358134,443372	577240,647659	17,48	8,4528
2436	13	567,292664	1368,212891	0	1	0	365841,596595	573659,093818	13,96	7,0924
2438	14	548,657349	1233,894365	0	1	0	362593,989285	572501,038706	12,32	5,5988
2440	15	441,88385	1204,479492	0	1	0	367772,24812	579521,521096	8,32	2,0108
2442	16	785,223694	923,505005	0	1	0	358307,147714	584661,102696	9,36	2,1036
2444	17	682,725098	1014,530212	0	1	0	360922,368984	584605,007937	13,48	4,1748
2446	Căpuș	607,143799	1015,678101	0	1	0	355132,484124	588211,742075	41,84	33,1772
2448	19	588,058472	921,452026	0	1	0	359727,571848	587272,351952	20,16	6,5904
2450	21	556,478077	771,760376	0	1	0	362124,158851	591637,782525	16,68	7,7764

Figura 3.2 Baza de date ArcG.I.S. –suprafața bazinelor hidrografice-

Baza de date în format shapefile am realizat-o în mod automat, odată cu delimitarea cumpenei bazinului hidrografic, prin adăugarea în tabela atribut a unei noi coloane „Area”, care stochează date referitoare la suprafața în km² a bazinului hidrografic delimitat.

Un caz aparte pe care l-am întâlnit în faza de calcul a suprafețelor este acela în care bazinul hidrografic nu este delimitat în mod automat, fiind cazul bazinului hidrografic 15, pe care l-am identificat cu ajutorul curbelor de nivel și realizat în format bază de date shapefile prin digitizare. În acest caz, pentru determinarea suprafeței bazinului hidrografic am apelat la softurile G.I.S. care au încorporate, sau suportă extensii care realizează calcule de suprafață

Pentru determinarea corectă a suprafeței am ținut seama de câteva elemente definitorii: am digitizat bazinul hidrografice de pe un material raster, hartă la scară, o hartă georeferențiată corect, programului și extensiei cu care am realizat calculul i-am definit unitățile de măsură utilizate și sistemul de proiecție, identic cu cel utilizat în procesul de georeferențiere. Calculul suprafețelor l-am realizat utilizând extensia Xtools Pro (Fig. 3.3) a programului ArcG.I.S.

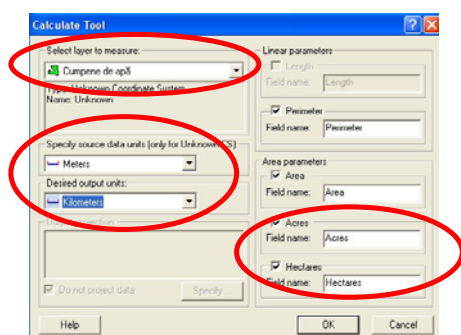


Figura 3.3 Fereastra de dialog a extensiei Xtools Pro –Calcul de suprafață-

Rezultatul calculului s-a materializat ca și bază de date în tabelul atribut prin adăugarea a patru coloane noi, perimetrul, suprafața în km², în acri și în hectare, fiecare fiind constituită ca bază de date individuală putând fi folosită în operațiile de analiză spațială individual sau integrate.

În bazinele hidrografice foarte mici pentru care nu am dispus de hărți în curbe de nivel am realizat ridicări topografice, bazinul hidrografic 43, pentru identificarea și delimitarea în teren a acestora. Radierea punctelor de pe cumpăna de apă am realizat-o în coordonate reale în proiecție stereografică 1970 utilizând o stație totală Sokia.

Procedeul analitic de calcul a suprafețelor necesită cunoașterea coordonatelor rectangulare ale punctelor de pe cumpăna de apă. Acest procedeu are precizia cea mai mare atunci când deținem un număr foarte mare de puncte.

Calculul se poate efectua în sistem automatizat, cu ajutorul calculatoarelor și softurilor de specialitate (Fig. 3.4). Pentru a putea realiza calculul suprafețelor sunt recomandate folosirea a două ecuații:

$$2S = \sum_{xi} (y_{i+1} - y_{i-1}) \quad (7)$$

$$2S = \sum_{yi} (x_{i-1} - x_{i+1}) \quad (8)$$

Ambele ecuații sunt necesare în calculul suprafețelor, deoarece, cu oricare dintre ele se va calcula suprafața, cealaltă va fi folosită pentru controlul calculului.

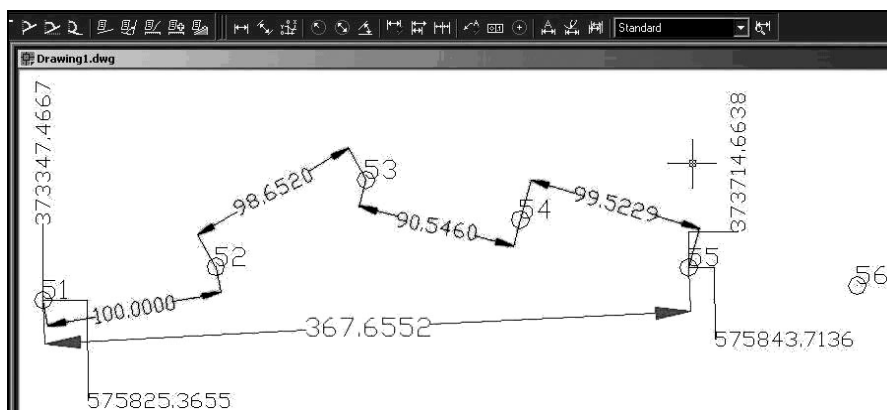


Figura 3.4 Elemente necesare calculului suprafețelor, metoda analitică (Autocad Map)

În funcție de scopul cercetării și de suprafața bazinelor hidrografice se poate alege una dintre metodele de calcul ale suprafețelor. Deoarece baza de date, în format grid, specifică ArcG.I.S., am realizat-o pentru procesul de delimitare a bazinelor hidrografice se va apela la funcțiile programului amintit, în procesul de calcul a suprafețelor hidrografice, pentru bazinele hidrografice delimitate prin digitizare am utilizat extensiile ArcView, ai pentru un singur bazin hidrografic, pentru care am dispus de ridicări topografice s-a realizat calculul prin intermediul metodei analitice și AutoCad Map (Tab. 3.2).

Din analiza valorilor reprezentând suprafețele bazinelor hidrografice se constată că cele mai mici, ca suprafață sunt bazinele hidrografice 22, 15 și 16, situate pe unitatea majoră de relief montană și de tranziție și în unitatea de tranziție bazinul hidrografic 22. Pentru toate trei bazinele hidrografice, majoritatea suprafețelor sunt localizate în zona de tranziție caracterizate prin altitudini și pante mici de unde s-ar putea trage concluzia că viiturile sunt mai pronunțate și datorită faptului că acumulările rapide din zona montană, cu un timp de concentrare mic, se concentrează în zona de tranziție, cu un timp de concentrare mai mare, rezultând inundații cu efecte catastrofale.

Bazinele hidrografice cu cea mai mare suprafață sunt: 9, Răcățau, Chinteni. Primele două, ca mărime, sunt situate în zona montană acoperind o mare varietate de valori ale pantelor și dispunerii pe verticală a altitudinilor ceea ce face ca, în procesul de calcul a debitelor maxime să se țină seama de toate elementele care concură formarea scurgerii, la fel și în cel de-al treilea caz, situat în zona de tranziție, cu un mare risc de apariție a viiturilor din punct de vedere a factorilor care intră în procesul de apariție a debitelor maxime.

3.2.2 Forma bazinelor hidrografice

Forma bazinelor hidrografice influențează regimul viiturilor prin felul în care sunt situați afluenții în plan. Dacă bazinul hidrografic are formă de evantai, cât mai apropiată de cea circulară, și timpul de concentrare pe albia principală, albiile secundare și versanți nu diferă foarte mult, viitura va fi concentrată. Pe un bazin de formă alungită se pot înregistra debite maxime mai mici decât pe un bazin, care are aceleași condiții de scurgere, de formă apropiată de cea circulară deoarece apele de pe albia principală și afluenți se scurge succesiv spre punctul de control al secțiunii de calcul.

Coeficientul de circularitate caracterizează forma circulatorie sau alungită a bazinelor hidrografice. Pentru calculul coeficientului de circularitate, Rădoane și colab, (2006), a folosit următoarea relație (9) care ține cont de lungimea cumpenei de apă și suprafața bazinului hidrografic. Deoarece această relație este utilizată frecvent în practica hidrologică, am utilizat-o în procesul de definire a formei bazinului hidrografic.

$$C = \frac{L_c}{2 \sqrt{\pi F}} \quad (9)$$

C – coeficientul de circularitate

L_c – Lungimea cumpenei de apă, perimetrul în km

F – Suprafața bazinului hidrografic în km²

Valoarea coeficientului de circularitate, C, este adimensională, $C \geq 1$, dar cu cât valoarea sa este mai apropiată de unitate, 1, cu atât forma bazinului hidrografic este mai apropiată de cea circulară.

Disponând de valorile, pe care le-am extras în mod automat, reprezentând perimetrul (Tab. 3.1), suprafața bazinelor hidrografice (Tab. 3.2) și utilizând relația (9) am calculat coeficienții de circularitate pentru toate cele 59 de bazine hidrografice mici (Tab. 3.2).

Tabelul 3.2 Caracteristici geometrice ale bazinelor hidrografice

Denumire bazin hidrografic	Suprafața (km ²)	Coordonatele centrului de greutate		Coeficient de circularitate	Densitatea rețelei hidrografice km/km ²		
		x	Y		Minimă	Medie	Maximă
1	7.14	351172.550	578659.467	1.77	0	0.83	1.97
2	15.23	329656.620	565729.008	2.03	0	0.71	1.87
3	4.58	333497.049	571202.107	1.56	0.42	0.94	1.41
4	7.89	336142.964	571630.557	1.59	0.13	0.84	1.26
5	31.36	341069.728	564924.61	2.01	0	0.63	1.53
6	6.21	340024.672	570450.079	1.52	0	0.91	2.20
7	5.85	345557.556	576636.693	1.96	0.15	0.89	1.94
8	4.26	347874.890	570794.968	1.76	0	0.83	1.95
9	67.09	353447.992	560318.186	1.98	0	0.45	2.03
10	29.50	326863.711	573563.659	1.62	0	0.84	2.28
11	8.45	356134.443	577240.64	1.70	0	0.93	2.30
12	11.97	360732.320	568514.749	1.77	0	0.79	1.55
13	7.09	365841.597	573659.094	1.48	0	0.97	1.41
14	5.60	362593.989	577507.039	1.52	0	0.51	1.05
15	2.01	367772.248	579521.521	1.66	0.30	0.60	1.09
16	2.10	358307.148	584661.103	1.82	1.52	1.62	1.79
17	4.17	360922.369	584605.008	1.86	0	0.92	2.27
19	6.59	359727.572	587272.352	2.22	0	0.95	2.33
20	7.40	361914.216	587158.268	1.83	0.93	1.73	2.37
21	7.28	362124.159	591637.783	1.74	0.55	1.27	2.20
22	1.79	364304.257	588030.273	1.70	1.05	1.16	1.27
23	2.42	367421.160	588468.299	1.94	0.07	1.26	2.44
24	13.13	366041.436	591963.419	1.70	0	0.84	2.41
25	3.50	371026.891	590022.826	1.71	1.36	1.67	2.19
26	3.70	375289.012	588044.079	1.81	0.45	1.52	3.64
27	15.29	360142.215	596777.247	1.85	0	0.64	1.62
28	19.68	362405.772	595074.615	1.80	0	0.57	1.48
29	7.62	369067.306	599716.221	1.86	0.68	1.04	1.54
30	14.27	367178.835	595301.270	1.81	0	0.42	1.38
31	10.46	369449.193	593642.861	1.69	0.04	0.68	1.76
32	3.93	380465.690	596818.787	1.57	0	0.28	0.85
33	2.96	382569.401	602586.202	1.56	0.73	1.25	1.79
34	12.28	383510.933	599926.453	1.59	0	0.41	1.74
35	7.89	380435.419	604643.220	1.97	0	0.70	1.68
36	8.97	377653.047	589661.844	1.60	0	0.49	1.37
37	5.40	380314.833	589136.048	1.57	0	0.71	1.64
38	14.90	382198.288	593641.164	1.66	0	0.67	2.01
39	8.88	382870.289	587903.898	1.71	0	0.50	1.36
40	7.94	395952.825	582760.058	1.55	0	0.85	1.91
41	11.65	390059.078	580714.692	1.81	0	0.46	1.67
42	11.05	383664.138	582055.466	1.78	0	0.66	1.75
43	2.95	382808.250	574815.505	1.87	0	0.45	0.89
44	4.15	377241.779	581246.162	1.81	1.32	1.49	1.65
45	3.15	375450.503	578347.735	1.44	0.63	0.97	1.30

46	3.09	373656.794	578390.084	1.68	1.33	1.54	1.79
47	11.32	357543.018	587121.493	1.80	0.22	1.15	2.66
48	18.38	347323.153	566696.995	2.02	0	0.68	2.00
Beliș	25.82	336174.447	565709.475	1.67	0	0.65	1.78
Chinteni	44.21	390242.135	595013.105	2.18	0	0.30	1.30
Feneș	10.06	375351.281	575146.911	1.88	0	0.77	1.24
Gârbău	14.69	387952.312	579718.745	1.75	0	0.37	1.51
Irișoara	19.70	357203.105	562311.044	1.89	0	0.50	1.49
Leșu	12.35	359339.092	576661.593	1.76	0	0.82	1.97
Popești	34.57	386737.315	593823.004	1.85	0	0.47	1.61
Răcățiu	41.60	349356.398	563014.219	2.03	0	0.56	1.85
Râșca	20.41	368993.099	573814.308	2.19	0	0.89	2.03
Șard	19.34	375840.099	599230.624	1.84	0	0.73	2.00
Somtelecu	23.10	373138.109	598866.549	2.07	0	0.54	1.29
Căpuș	33.18	355132.484	488211.742	2.05	0	0.82	1.94

Din analiza coeficientului de circularitate am putut concluziona faptul că bazinele hidrografice cu cel mai mare risc de apariție a viiturilor concentrate, bazine hidrografice cu coeficient de circularitate mic, sunt 45, 13 (Fig. 3.5), iar bazinele hidrografice cu coeficient de circularitate mare și posibilitate de apariție a viiturilor distribuite în timp, bazinele 19 și Râșca (Fig 3.6).

Pentru reprezentarea grafică a coeficientului de circularitate am apelat la extensia Xtools Pro, cu care am identificat și determinat coordonatele plane ale centrului de greutate a bazinelor hidrografice. Practic coeficientul de circularitate este reprezentat de raza cercului în care se înscrie bazinul hidrografic pornind de la centrul de greutate al acestuia. În funcție de scopul urmărit în procesul de cercetare, se poate face calculul coeficientului de circularitate pentru o anumită parte a bazinului hidrografic, în aval sau amonte de un punct stabilit, sau pentru un singur afluent.

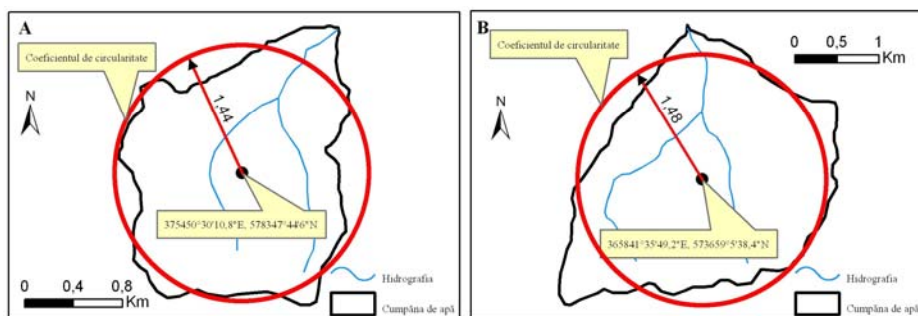


Figura 3.5 Coeficienți de circularitate minimi A-bazinul hidrografic 45
B-bazinul hidrografic 13

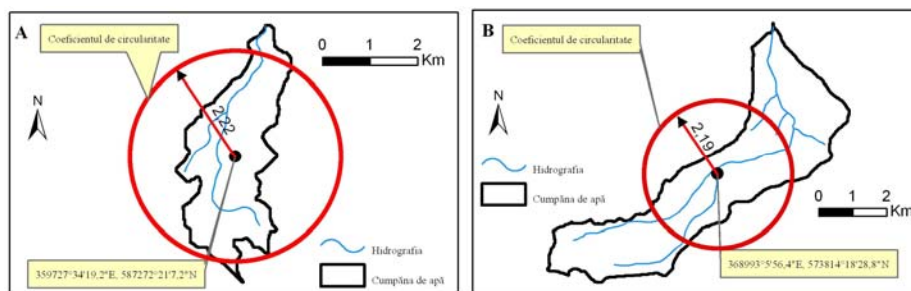


Figura 3.6 Coeficienți de circularitate maximi A-bazinul hidrografic 19
B-bazinul hidrografic Râșca

Reprezentarea grafică a coeficientului de circularitate, în figurile 2.5 și 2.6, scot în evidență, foarte bine, forma bazinelor hidrografice, de la cele, aproape, perfect circulare până la cele cu formă alungită și circularitate mare. După cum se poate observa, bazinul hidrografic Râșca are un coeficient mare de circularitate, coeficient care caracterizează doar partea centrală a bazinului, acesta fiind foarte alungit, dar dacă bazinul hidrografic se subîmparte în bazine mai mici, pentru partea din aval, aproape de confluență, se poate calcula un coeficient de circularitate mic.

Nu se poate face o corelație între suprafața bazinului hidrografic și coeficientul de circularitate, deoarece acesta se calculează în funcție de suprafață, ca exemplu se poate da bazinul hidrografic 13 cu o suprafață de 7,09 km² și un coeficient mic și bazinul hidrografic 19 cu o suprafață mai mică, de 6,59 km² și un coeficient mare.

3.2.3 Densitatea rețelei hidrografice

Densitatea de drenaj (D_d) a rețelei hidrografice am definit-o ca și capacitatea unei rețele hidrografice de a colecta un anumit volum din apele de precipitație și subterane, depinzând de caracteristicile geologice, topografice și antropice ale bazinului. Calculul pe suprafața bazinelor hidrografice l-am realizat ca raport între lungimea totală a rețelei hidrografice (L) și suprafața bazinului hidrografic (F) utilizând relația:

$$D_d = \frac{L}{F}$$

Calculul densității rețelei hidrografice ridică unele semne de întrebare, în funcție de scopul pentru care se realizează acesta. Pentru calculul și simularea viiturilor de versant am obținut densitatea de drenaj, pe suprafețe caracteristice, de

1 km², ținând seama de rețeaua hidrografică permanentă și cea periodică. În practica hidrologică se utilizează valorile medii ale densității rețelei hidrografice pentru caracterizarea bazinului de recepție, valori pe care le-am extras în mod automat utilizând în procesul de modelare a densității DEM-ul și vectorii reprezentând rețeaua hidrografică.

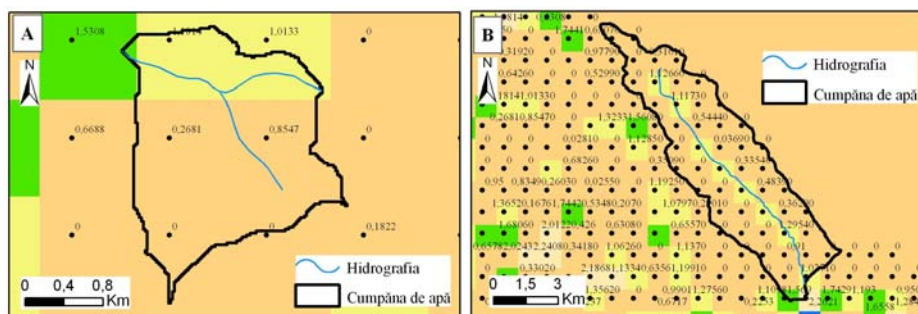


Figura 3.7 Densitatea rețelei hidrografice A-bazinul hidrografic 32 (densitate medie 0,28)
B-bazinul hidrografic Chinteni (densitate medie 0,30)

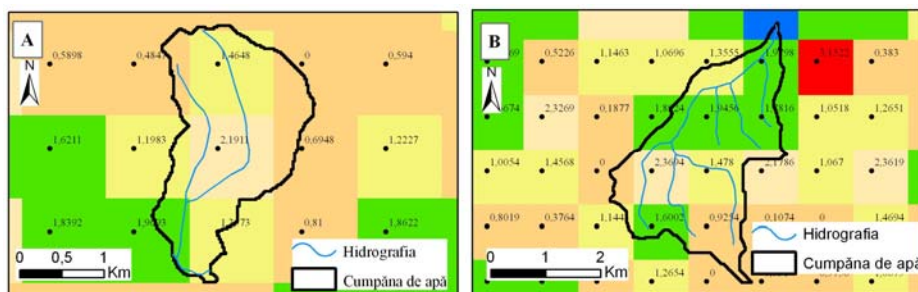


Figura 3.8 Densitatea rețelei hidrografice A-bazinul hidrografic 25 (densitate medie 1,67)
B-bazinul hidrografic 20 (densitate medie 1,73)

Densitatea rețelei hidrografice influențează regimul torențial al bazinului hidrografic. O rețea hidrografică densă, permanentă și periodică, face ca regimul de ape mari și viituri să tindă spre unul torențial, în timp ce un bazin hidrografic cu o densitate medie mică a rețelei hidrografice să tindă spre un regim uniform al scurgerii.

Analiza densității rețelei hidrografice scoate în evidență o densitate medie minimă de 0,28 km/km² în bazinul hidrografic 32 (Fig. 3.7) și o densitate medie maximă de 1,73 km/km² în bazinul hidrografic 20 (Fig. 3.8). Pe întreg teritoriul bazinului hidrografic superior Someșul Mic au fost calculate densități minime ale rețelei hidrografice începând de la 0 km/km² la 3,63 km/km², cu o medie ridicată (Tab. 3.2), ceea ce face ca bazinul hidrografic să fie încadrat în cadrul bazinelor cu

regim de scurgere torențial, la viituri.

3.2.4 Determinarea lungimii albiei principale și suma lungimilor albiilor

Albiile influențează regimul torențial al scurgerii prin caracteristicile lor legate de formă, lungime și pantă, dintre această lungime și panta fiind cele mai importante. Albiile majore largi, permit acumularea temporară a unei mari părți din volumul de apă, apa rămasă în brațele secundare, formate în timpul viiturilor este pe de-o parte pierdută, ca volum util de scurgere, prin evaporație în timp, dar poate și contribui la mărirea volumului de apă a viiturilor înregistrate la intervale de timp foarte mici.

Lungimea albiei influențează scurgerea indirect mărind sau micșorând timpul de concentrare a apei în albie. Cu cât albia principală și suma lungimilor albiilor este mai mare, cu atât și timpul de concentrare va fi mai mare. Suma lungimilor albiilor se poate utiliza și în calculul densității rețelei hidrografice, cât și pentru calculul lungimii versanților, parametru necesar pentru determinarea timpului de concentrare pe versanți.

Timpul de concentrare a apei în albie ține și de panta albiei, o albie cu o pantă mică va face ca viitura să se concentreze mai lent pe toată lungimea albiei, pe când o pantă mare a albiei va imprima un caracter torențial bazinului hidrografic.

Lungimea albiei se măsoară între izvor și secțiunea de calcul, fiind exprimată în km sau în m în funcție de scara la care se lucrează și mărirea bazinului hidrografic. Metodele clasice de măsurare a lungimilor albiei sunt: măsurarea cu ajutorul curbimetrului și a compasului cu deschidere echidistantă. Suma lungimilor albiei principale și a albiilor aferente se calculează cu relația:

$$\sum L = L_a + \sum L_{albi} \quad (10)$$

Prin intermediul programelor geoinformaționale am realizat calculul lungimii albiei principale a bazinului hidrografic, precum și lungimea tuturor albiilor de pe suprafața bazinului. Pentru realizarea măsurătorilor albiei principale, am avut la dispoziție o serie de instrumente disponibile direct în fereastra de lucru ArcG.I.S., iar pentru măsurarea lungimilor tuturor albiilor am apelat la modulele statistice, ale programelor geoinformatic, aplicate pe tabelele atribut a stratului reprezentând rețeaua hidrografică.

Lungimea albiei principale am determinat-o ca distanța între nodurile vectorului rețelei hidrografice care se întinde de la secțiunea de calcul până în apropierea cumpenei de apă, urmând traseul cu ordin cel mai mare a rețelei hidrografice, atunci când apare o confluență. Atunci când, spre cumpăna, am întâlnit rețea hidrografică de același ordin, am ales nodul de pornire a vectorului care drenează suprafața cea mai mare a bazinului hidrografic ca punct de start pentru calculul lungimii albiei principale.

Apelând la tehnicile amintite mai sus s-au determinat lungimile albiilor

principale și suma lungimilor albiilor (Tab 3.3). Bazinele hidrografice cu cele mai lungi albi principale sunt reprezentate prin bazinul hidrografic 9 și Popești cu 19,15 km, respectiv 16,67 km, iar cele mai scurte albi principale, bazinul hidrografic 22 cu 1,66 km și bazinul hidrografic 15 cu 1,86 km.

Nu este o regulă generală ca bazinul hidrografic cu albia principală cea mai lungă să aibă și cea mai lungă rețea hidrografică (Tab. 3.3) și invers, bazinul hidrografic cu cea mai scurtă albie principală să aibă cea mai scurtă rețea hidrografică. Cele mai mari lungimi ale albiilor principale și secundare le-am calculat pentru bazinul hidrografic 9 cu 28,23 km și bazinul hidrografic 10 cu 27,22 km, iar cele mai mici lungimi ale albiilor sunt le-am identificate cu bazinele hidrografice 22 cu 2,84 km și bazinul hidrografic 43 cu 2,93 km.

3.2.5 Panta medie a albiei principale

Panta medie a albiei principale am determinat-o ca raport între diferența de nivel dintre cotele nodului rețelei hidrografice de tip vector, reprezentând izvorul și cele ale nodului reprezentând închiderea secțiunii de calcul (Hm) și lungimea în plan între cele două noduri (La), prin intermediul relației:

$$I_a (m / Km) = \frac{H(m)}{L_a (Km)} \quad (11)$$

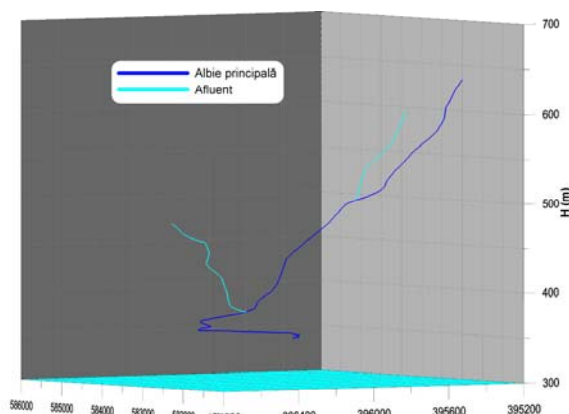


Figura 3.9 Panta albiei principale a bazinului hidrografic 40 (panta medie 0,65%)

Utilizând relația (11) și datele extrase în mod automat, reprezentând lungimi și altitudini (Tab. 3.3) (pe care le-am identificat prin intermediul nodurilor de început și final a albiei principale), am calculat panta medie a albiei principale (Tab. 3.3). Bazinele hidrografice cu cele mai mici pante medii ale albie principale

sunt bazinele hidrografice 40 (Fig. 3.9), 34 (Fig. 3.10), iar cele mai mari pante medii s-au calculat pe albiile bazinelor hidrografice 13 (Fig. 3.11) și 15 (Fig. 3.12).

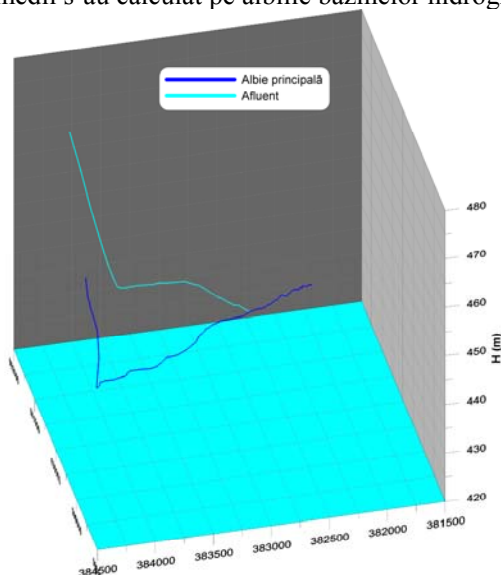


Figura 3.10 Panta albiei principale a bazinului hidrografic 34 (panta medie 0,89%)

Pentru a scoate în evidență variația pantelor rețelei hidrografice pe teritoriul bazinelor de recepție, identificate cu cele mai mari pante și cele mai reduse pante, am realizat profile longitudinale ale albiilor principale și secundare, reprezentându-le grafic în funcție de coordonatele x, z și altitudinea acestora.

Din analiza graficelor iese în evidență bazinul hidrografic 34, care are pante ale albiilor, foarte mari în sectorul superior, sector în care viiturile de versant se vor propaga cu o viteză foarte mare, și pante mici în sectorul inferior, spre închiderea secțiunii de calcul, unde viteza de propagare a viiturilor de versant va scădea, ducând la acumulări mari de volume de apă și dezvoltarea viiturilor, aproape exclusiv pe versanți.

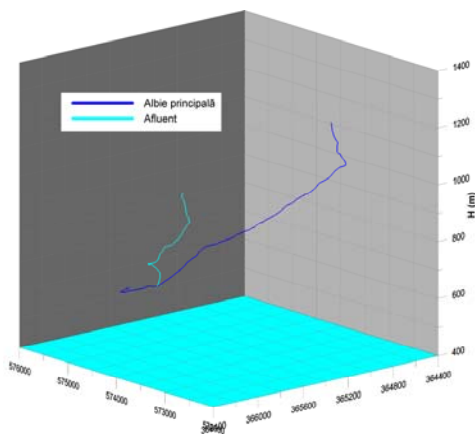


Figura 3.11 Panta albiei principale a bazinului hidrografic 13 (panta medie 21,97%)

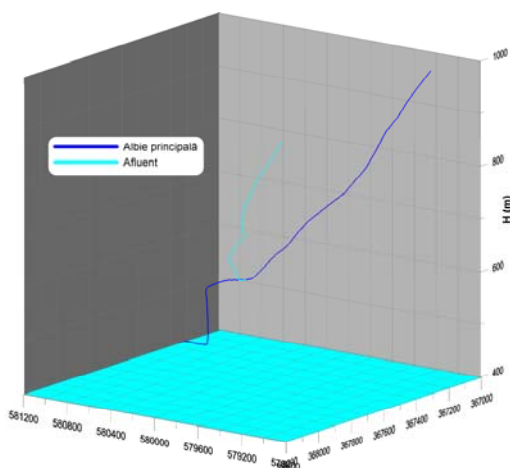


Figura 3.12 Panta albiei principale a bazinului hidrografic 15 (panta medie 25,98%)

Tabelul 3.3 Caracteristicile pantelor albiilor și versanților

Denumire bazin hidrografic	Albie principală				ΣL (km)	Panta versanților (în grade)		
	Altitudine		Panta %	Lungimea (km)		Minimă	Medie	Maximă
	Minimă (m)	Maximă (m)						
1	828.50	1090.28	5.6	4.69	6.36	0.02	7.38	43.01
2	1044.64	1402.06	5.6	6.44	9.73	0.05	15.69	47.34
3	1024.54	1318.17	8.4	3.48	5.89	0.10	11.17	33.29
4	896.97	1378.12	10.7	4.49	8.41	0.00	12.73	72.33
5	1029.88	1285.80	3.0	8.43	22.63	0.02	14.89	46.53
6	1024.86	1238.72	8.0	2.66	6.99	0.10	13.17	34.92
7	896.97	1141.19	6.0	4.05	4.84	0.00	12.10	73.64
8	896.97	1251.80	11.4	3.11	3.92	0.16	16.02	71.55
9	1111.73	1560.50	2.3	19.15	28.23	0.01	8.33	40.09
10	1045.01	1682.23	6.1	10.52	27.22	0.05	15.97	50.70
11	665.51	1235.50	12.0	4.76	9.52	0.02	7.91	47.65
12	742.85	1420.85	10.1	6.73	10.02	0.07	21.51	47.42
13	567.29	1233.11	22.0	3.03	5.50	0.44	26.53	55.31
14	548.66	1071.84	14.7	3.56	4.78	0.32	24.86	59.44
15	441.88	925.20	26.0	1.86	2.95	0.00	27.23	70.23
16	785.22	880.68	4.0	2.39	3.34	0.01	5.31	31.43
17	682.73	881.25	6.8	2.92	4.32	0.01	12.89	41.79
19	588.06	842.43	4.6	5.50	7.18	0.01	9.46	35.84
20	525.89	876.42	6.1	5.74	13.38	0.04	11.92	45.13
21	556.48	665.40	2.8	3.91	8.64	0.00	6.42	38.05
22	509.25	759.52	15.1	1.66	2.84	0.15	20.19	42.14
23	458.51	594.70	6.0	2.26	3.37	0.16	11.24	29.85
24	467.74	587.99	2.4	4.91	11.24	0.03	8.81	35.59
25	443.74	640.03	5.0	3.95	5.72	0.03	9.13	34.31
26	410.79	551.72	4.6	3.05	6.11	0.02	8.62	31.61
27	468.49	597.10	1.5	8.32	10.43	0.04	7.95	31.08

28	468.46	667.73	3.3	6.08	11.32	0.03	8.97	35.07
29	427.12	514.67	1.6	5.41	6.65	0.03	6.93	31.57
30	422.33	533.40	1.6	6.78	8.98	0.02	6.81	33.40
31	418.96	519.40	2.0	5.01	6.32	0.01	8.48	28.72
32	410.14	516.83	4.6	2.32	3.45	0.05	6.46	23.51
33	428.90	474.90	2.1	2.21	3.02	0.03	4.76	20.37
34	428.40	464.08	0.9	4.00	5.78	0.01	4.56	19.31
35	425.80	462.11	1.1	3.40	5.57	0.02	4.43	23.13
36	384.60	494.60	2.8	3.95	6.61	0.07	8.47	33.04
37	375.02	519.64	4.6	3.14	4.57	0.08	8.49	30.71
38	372.61	587.60	1.8	6.53	9.83	0.05	8.87	33.38
39	366.70	558.28	4.1	4.70	5.32	0.06	8.10	30.42
40	340.00	639.78	0.6	4.61	6.62	0.10	7.27	21.88
41	378.46	598.10	4.5	4.84	6.15	0.05	9.15	35.22
42	359.37	552.82	4.5	4.33	6.87	0.01	7.73	30.75
43	481.11	551.49	2.9	2.46	2.93	0.01	7.32	28.81
44	405.49	615.26	5.4	3.89	5.41	0.06	8.49	31.83
45	534.46	753.71	9.4	2.34	3.85	0.08	15.46	37.78
46	451.94	910.59	13.7	3.36	5.59	0.11	24.67	47.32
47	610.10	834.78	4.3	5.17	12.45	0.00	8.17	33.51
48	1147.86	1478.78	3.7	8.94	10.87	0.04	13.48	40.24
Beliş	1030.12	1359.05	3.6	9.06	16.89	0.01	13.79	41.92
Chinteni	316.03	487.85	1.3	13.08	13.08	0.02	6.85	29.65
Feneş	553.51	1074.59	7.5	6.97	8.98	0.07	20.74	52.71
Gârbău	376.41	532.49	3.0	5.25	6.43	0.06	10.45	33.77
Irişoara	1111.84	1496.12	5.3	7.28	12.17	0.05	10.49	46.24
Leşu	564.71	1000.73	7.8	5.57	10.23	0.08	23.78	51.99
Popeşti	343.31	514.33	1.0	12.67	16.20	0.01	6.97	28.86
Răcătău	1147.19	1365.78	1.6	13.87	25.25	0.02	13.18	49.48
Râşca	484.58	1310.50	7.4	11.17	19.42	0.02	20.65	51.41
Şard	397.73	478.52	1.1	7.66	11.78	0.00	6.95	31.73
Şomtelec	406.86	495.77	1.0	9.13	12.91	0.00	6.90	37.61
Căpuş	607.14	916.57	2.8	10.97	26.15	0.01	6.68	35.10

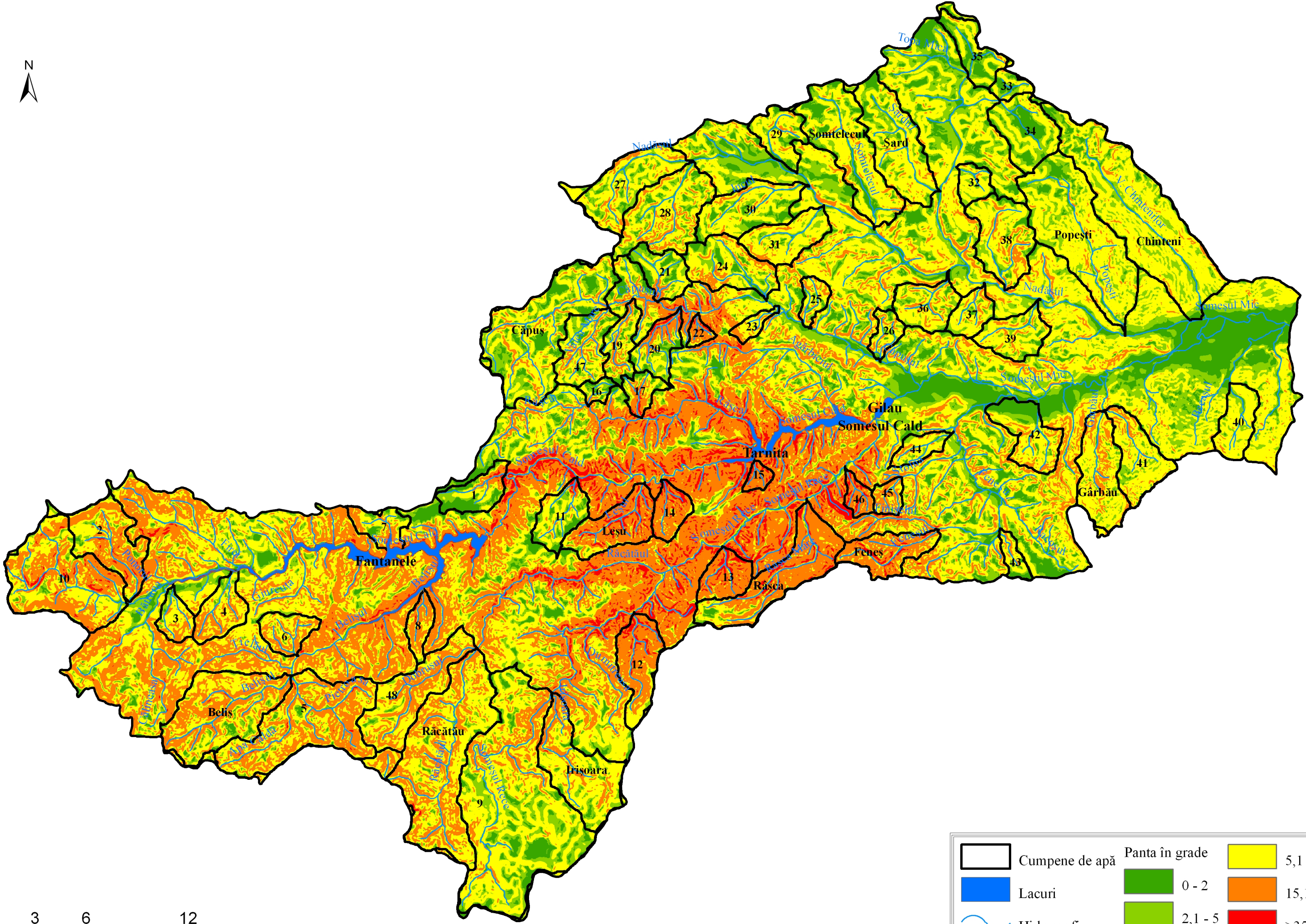
3.2.6 Determinarea pantei versanţilor

Panta îndeplineşte funcţia de noţiune geometrică, fiind o expresie cantitativă (ca valoare matematică materializată pe teren printr-un potenţial dinamic, care între anumite limite asigură deplasarea materialelor care sunt mobile), dar şi calitativă (în sensul transformărilor care le condiţionează, rezultând procese şi forme distincte în peisajul geografic) Irimuş şi colab. (2005).

Componenta care cu cea mai mare influenţă asupra scurgerii maxime, din punct de vedere a reliefului, este reprezentată de panta versanţilor, ca suprafaţă de geneză a viiturilor de versant, în ceea ce priveşte panta drumului parcurs de şuvoaiele de apă pe suprafaţa versanţilor.

În ceea ce priveşte categoriile de pantă utilizate, acestea variază foarte mult, în funcţie de scopul pentru care se utilizează analiza acestora. Pentru determinarea categoriilor de pantă care influenţează scurgerea maximă s-au ales categoriile de pantă propuse de Irimuş şi colab. (2005), cu modificări.

Harta pantelor



0 3 6 12 Km

Tabelul 3.4 Categorii de pantă după Irimuş şi colab. (2005), cu modificări

Geodeclivitate	Tipul suprafeţei	Morfodinamica contemporană corelată cu tipul de utilizare antropică
$0,1^0 - 2^0$	Uşor înclinată	... dar cu risc asumat de inundaţii în cazul luncilor ...
$2,1^0 - 5^0$	Moderat înclinată	... solifluxiuni, curgeri noroioase, alunecări de teren superficiale şi liniară (şiroire) ...
$5,1^0 - 15^0$	Înclinată	... pluviodenudaţie, alunecări de teren, curgeri noroioase ... şiroire, ravenaţie, torenţi ...
$15,1^0 - 35^0$	Înclinare accentuată	... ravenaţie ... se practică lucrări de corectare a ravenelor şi torenţilor ...
$> 35^0$	Puternic înclinată + abruptă	Procese geomorfologice gravitaţionale: necesită studii de risc geomorfologic, climatic

Softurile geoinformaţionale pun la dispoziţia utilizatorului un mod foarte simplu de calcul a pantei versanţilor. Prin intermediul submeniului *slope* a extensiilor de analiză spaţială grid, am realizat calculul pantei în grade şi procente, utilizând un grid, DEM, ca bază de date de calcul. Calculul pantei utilizând DEM presupune găsirea schimbării maxime de pantă între o celulă a grid-ului şi celulele învecinate ei, celula analizată va primi o valoare de pantă, în funcţie de panta şi poziţia celorlalte celule învecinate.

Rezultatul analizei pe care am realizat-o, de tip grid, a pantei este tot un grid, a cărui celule au aceeaşi rezoluţie cu rezoluţia DEM-ului pe care l-am introdus în ecuaţia de calcul, grid asupra căruia am intervenit în procesul de reclasificare, interogare spaţială şi modelare a realităţii morfometrice, în ceea ce priveşte modelarea viiturilor de versant.

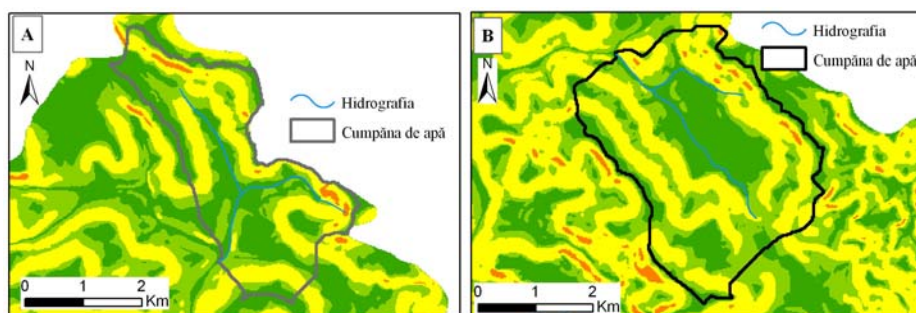


Figura 3.13 Panta versanţilor A-bazinul hidrografic 35 (panta medie $4,43^0$)
B-bazinul hidrografic 34 (panta medie $4,56^0$)

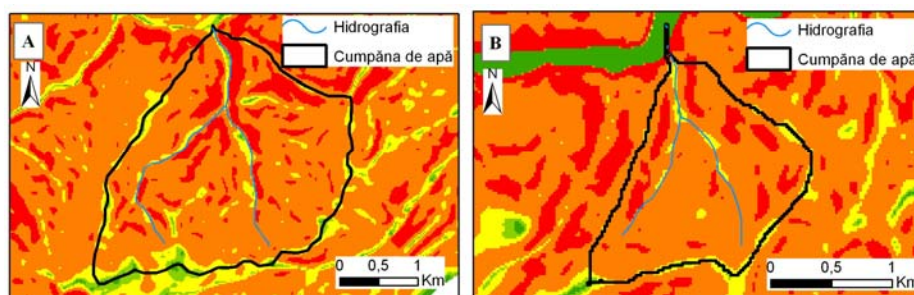


Figura 3.14 Panta versanților A-bazinul hidrografic 13 (panta medie 26,33°)
B-bazinul hidrografic 15 (panta medie 27,23°)

Creșterea vitezei de scurgere a apei pe versanți corespunde, cu totul, pantei versanților. Cu cât panta versanților este mai mare, cu atât viteza de scurgere a apei este mai mare, cele mai mari pante medii care le-am generat pe bazinele hidrografice analizate, sunt identificate pe bazinul hidrografic 13 (Fig. 3.14, Planșa 2), bazinul hidrografic 15 (Fig. 3.14, Planșa 2), cu atât viteza de scurgere a apei este mai mare și timpul de concentrare mai mic și cu cât panta medie a versanților este mai mică, bazinul hidrografic 35 (Fig. 3.13, Planșa III), bazinul hidrografic 34 (Fig. 3.13, Planșa III), cu atât viteza de scurgere a apei pe versanți este mai mică și timpul de concentrare mai mare, debitul maxim fiind influențat de procesele de infiltrare și evaporație.

În urma analizei întregii baze de date a bazinelor hidrografice luate în calcul, din punct de vedere a distribuției categoriilor de pantă am observat creșterea pantelor în intervalul 0° -15°, după care o scădere a lor în intervalul 15,1° – pante mai mari de 35° după o lege polinomială de gradul 2 (Fig. 3.15).

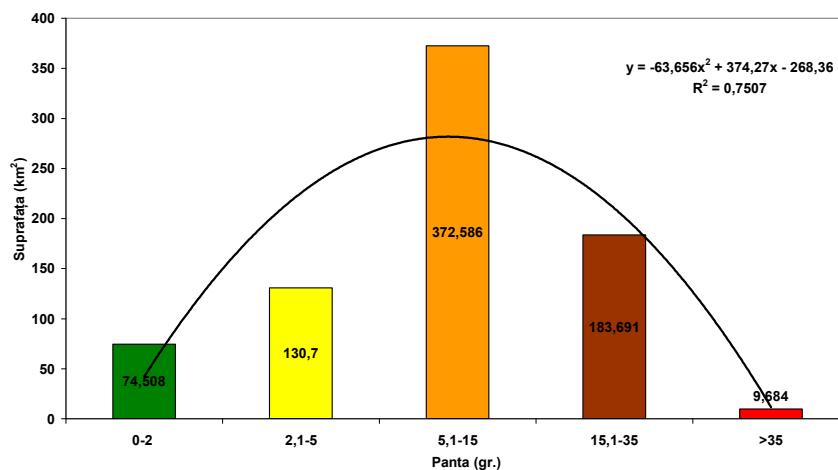
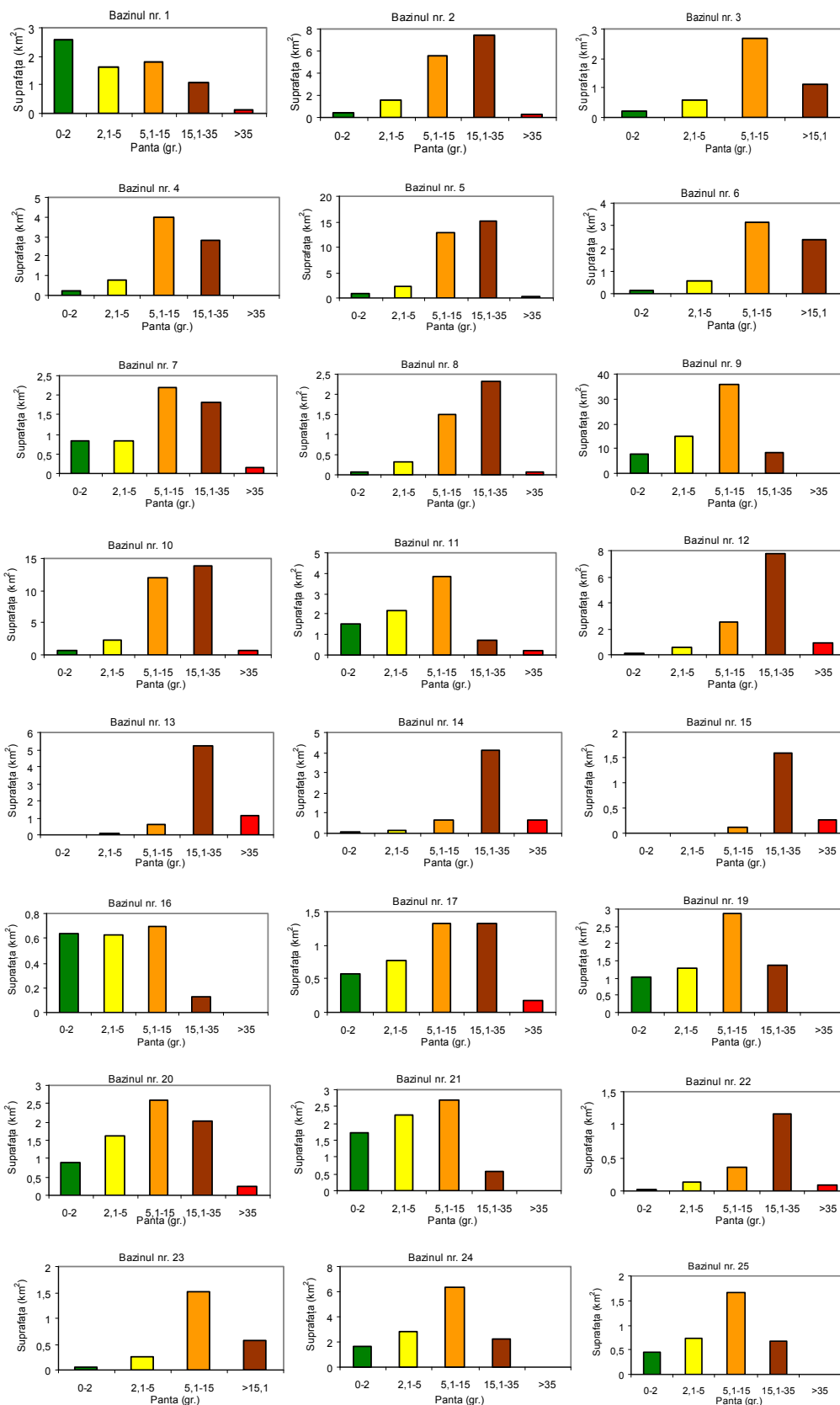
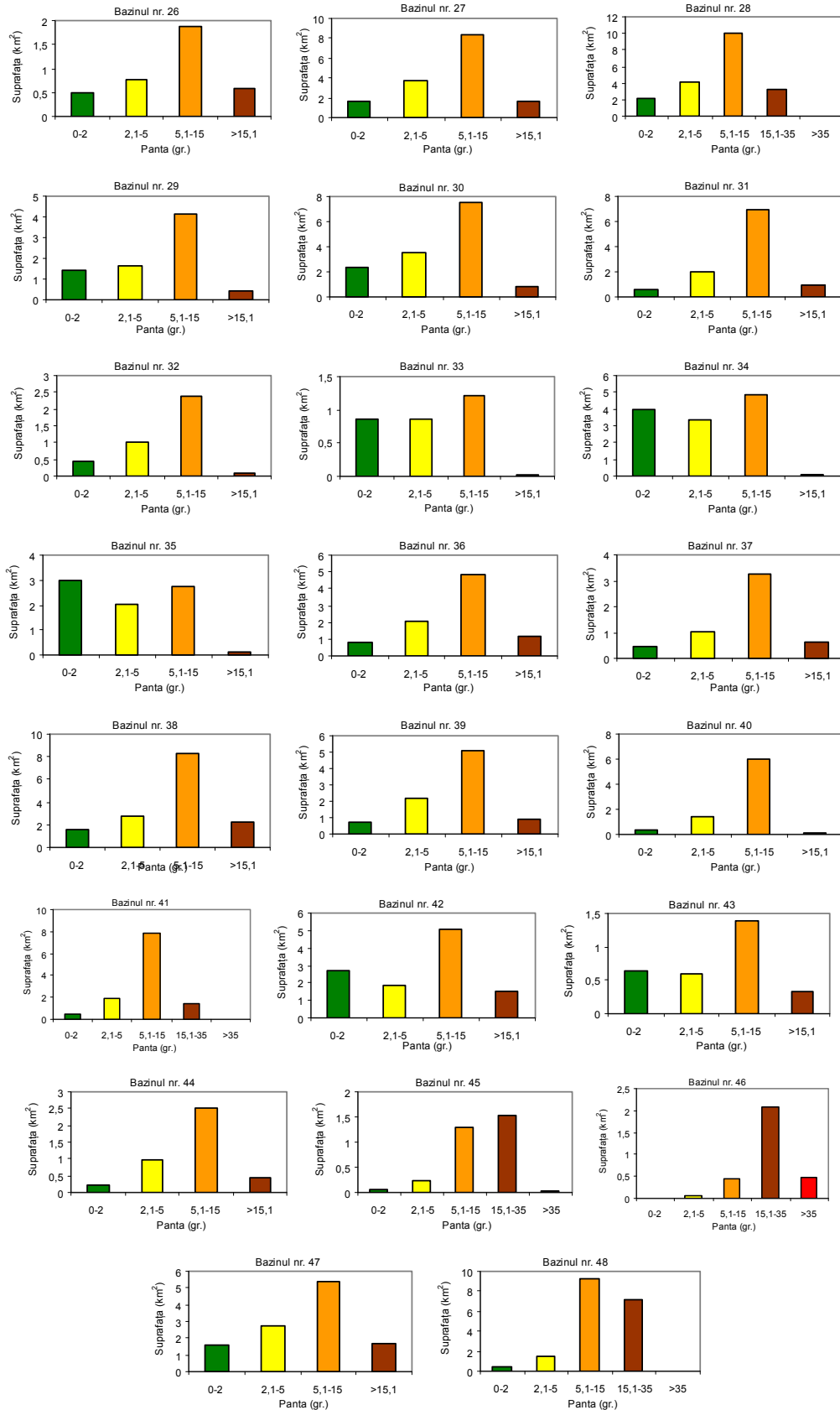


Figura 3.15 Variația pantei versanților

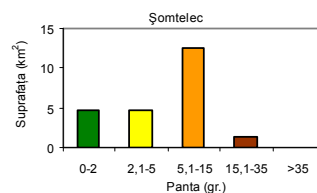
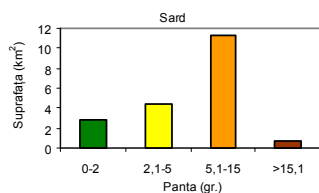
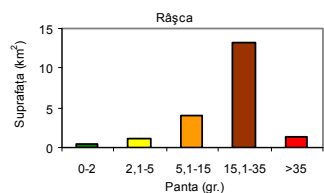
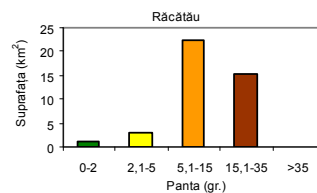
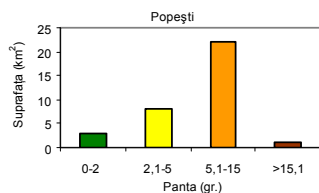
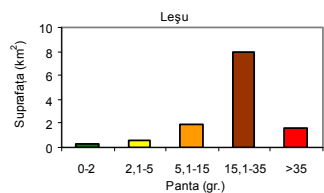
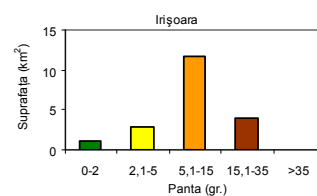
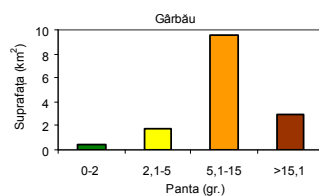
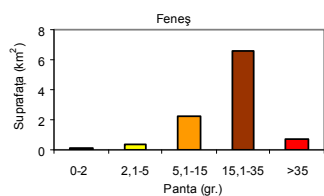
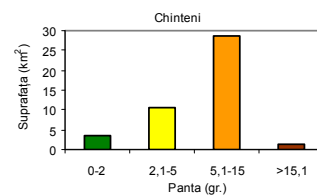
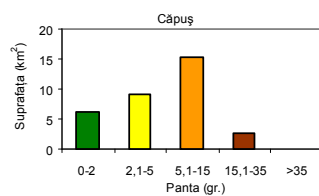
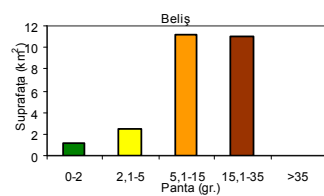
PLANȘA II



PLANȘA III



PLANȘA IV



Pentru a putea trage o concluzie cu privire la semnificația categoriilor de pantă de pe suprafața bazinelor hidrografice studiate, am apelat la analiza statistică de frecvență de apariție a caracteristicilor.

Curba de frecvență cu cele mai bune caracteristici, care aproximează variația valorilor calculate pe suprafețele de studiu este reprezentată de curba polinomială de gradul doi care aproximează toate valorile pantelor între suprafața minimă mai mare de 0 km², până la cea maximă de 372 km². Forma curbei de analiză a frecvenței este cea, după Imbroane (2007), moderat-asimetrică (oblică) care aproximează frecvențele grupelor de pante care descresc cu mare rapiditate într-o parte și mai lent în cealaltă parte, acest caz fiind cazul cel mai întâlnit. Acest tip de aproximare și repartitie a valorilor de pantă în funcție de suprafață este unul teoretic, putând fi folosit doar pentru analize conceptuale și de reprezentare.

În ceea ce privește suprafețele totale ocupate de fiecare categorie de pantă, am observat, analizând figura 3.16 că, categoriile de pantă prezente în suprafața cea mai mică sunt cele mai mari de 35°, urmate de cele între 0°-2° cu 10% și cele între 2,1°-5° cu o suprafață de 17% din cea totală.

Suprafețele cele mai mari din suprafața totală sunt ocupate de pantele cuprinse în intervalul 15,1°-35° cu 24% și 5,1°-15° cu 48%, intervale identificate, din punct de vedere a clasificării pantelor, cu categorii de pante propice pentru formarea viiturilor de versant, de unde putem trage concluzia că pe întreaga suprafață a bazinelor hidrografice luate în calcul se poate vorbi de fenomene de torențialitate și bazinele pot fi încadrate în categoria bazinelor torențiale.

În urma analizei caracteristicilor geometrice și morfometrice ale bazinelor hidrografice am scos în evidență două bazine cu potențial mare de formare a viiturilor de versant.

Bazinul hidrografic 13 este caracterizat de o suprafață mică a bazinului de recepție 7,09 km² având un coeficient de circularitate de 1,48, cel mai mic dintre bazinele hidrografice, panta medie a albiei principale 21,97%, panta medie a versanților 23,53° și bazinul hidrografic 15 cu o suprafață de 2,01km², coeficient de circularitate 1,66, panta albiei principale 25,98%, panta medie a versanților, încadrată în categoria de pantă care produce efecte de viitură, 27,23°, ambele bazine hidrografice fiind situate în unitatea majoră de relief montană și de tranziție

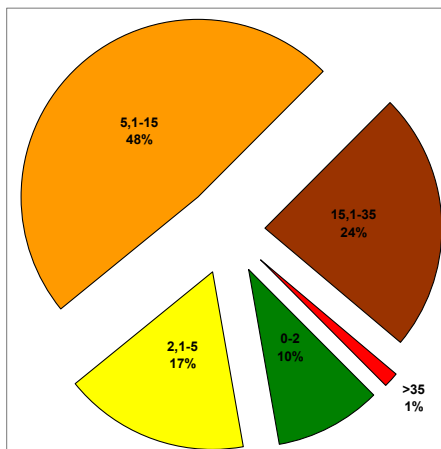


Figura 3.16 Suprafețe ocupate de categorii de pantă

cu o diversitate mare a componentei vegetale și utilizare a terenului; toate acestea duc la concluzia că aceste două bazine hidrografice ar putea fi cele mai vulnerabile la înregistrarea unei ploi de intensitate mare.

Metodologia de calcul a debitului maxim în bazine hidrografice mici presupune pe lângă cuantificarea și analiza caracteristicilor morfometrice ale teritoriilor bazinelor hidrografice și cuantificarea și analizarea caracteristicilor fizico-geografice, ca suport a apariției și propagării scurgerii maxime.

Caracteristicile fizico-geografice care au un impact mare asupra scurgerii și nu pot fi excluse din ecuația generală de calcul a debitelor maxime în bazine hidrografice mici sunt: *vegetația ca tipuri și grad de extindere în bazin, și solurile.*

Se fac cercetări atât în țările Uniunii Europene cât și în România, pentru a se afla care dintre componentele vegetale (Fig.3.17) influențează într-un mod definitoriu mărimea debitului de pe teritoriul bazinului hidrografic.

Efectele vegetației asupra scurgerii le-am analizat, analiza pornind de la trei mari categorii: efectul pădurilor, efectul terenurilor înțelenite și sau înierbate, efectul terenurilor cultivate, categorii de vegetație care le-am utilizat pentru definitivarea modelului, SCS-CN, model de determinare a scurgerii maxime.

3.2.7 Gradul de împădurire (Fig.3.18) își manifestă influența asupra scurgerii maxime prin schimbarea regimului precipitațiilor atmosferice, condițiilor de evaporare și scurgere pe versant. Pădurile contribuie, în mare măsură, la regularizarea debitelor maxime, creșterea debitelor minime și micșorarea debitelor medii cu efecte pozitive și negative asupra scurgerii.

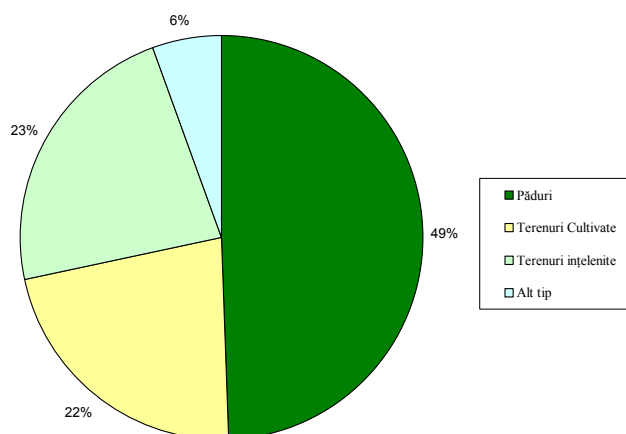
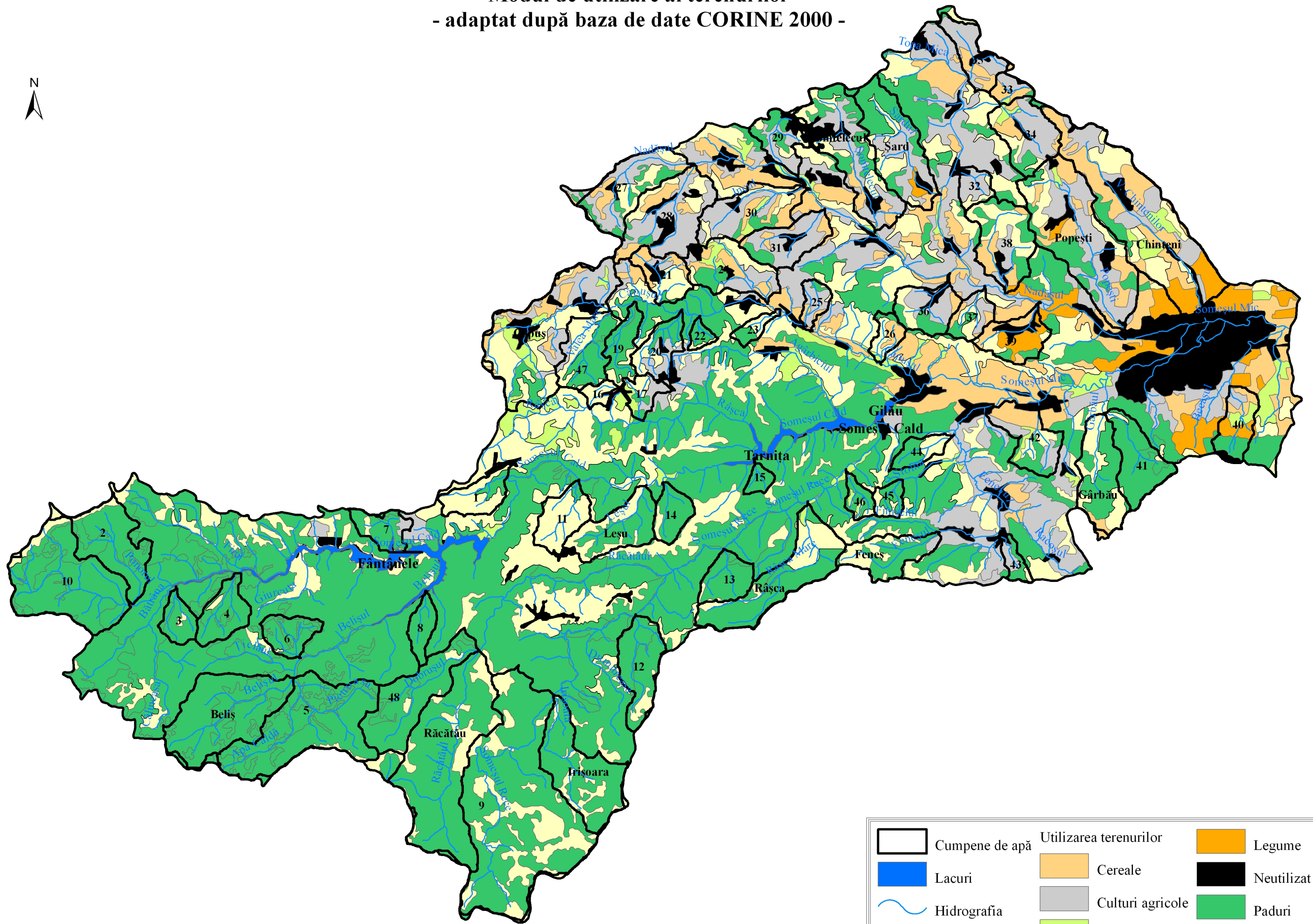
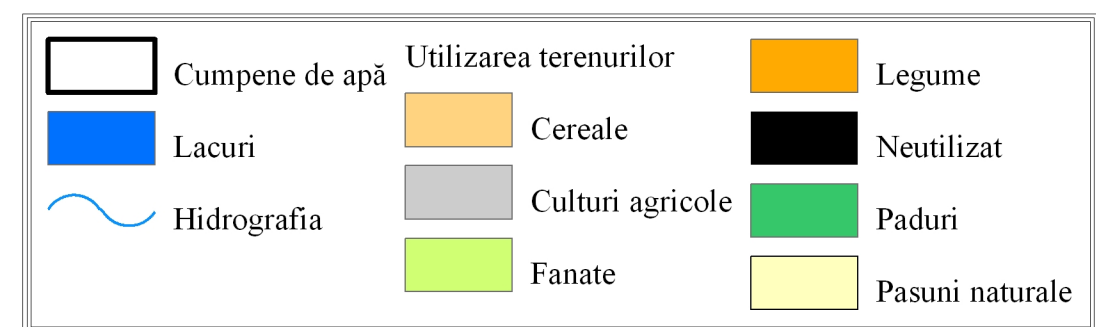


Figura 3.17 Structura covorului vegetal

Modul de utilizare al terenurilor
- adaptat după baza de date CORINE 2000 -



0 3 6 12 Km



Efectele pozitive ale etajului de pădure sunt apreciate prin faptul că pădurea favorizează căderea precipitațiilor prin crearea curenților ascensionali care ridică o mare parte din cantitatea de apă evaporată la nivelul solului; pădurea micșorează insolația, micșorând astfel evaporarea apei din sol datorită încălzirii mai lente a solului, apreciindu-se că în pădurile de conifere evaporația scade cu 30%-40%, iar în pădurile de foioase scade cu 50%-55% în comparație cu terenurile dezgolate de vegetație. Un efect important este acela că pădurile rețin și încetinesc ritmul de topire a zăpezii în unele zone cu aproape o lună, favorizând, astfel, infiltrarea în sol și reducerea, ca mărime, a viiturilor compuse.

Dintre efectele negative pe care vegetația le are asupra scurgerii maxime se poate aminti reducerea precipitațiilor căzute pe sol datorită influenței coronamentului arborilor care păstrează o parte din precipitații rămân pe frunze și contribuie la evaporație mai ușor. Un alt efect negativ poate fi considerat acela că pădurea provoacă pierderi foarte mari ale apei din sol prin intermediul evapotranspirației micșorând, în acest fel, rezerva de apă subterană, iar creșterea infiltrației pe unele soluri specifice, de pădure, duce la micșorarea debitului superficial.

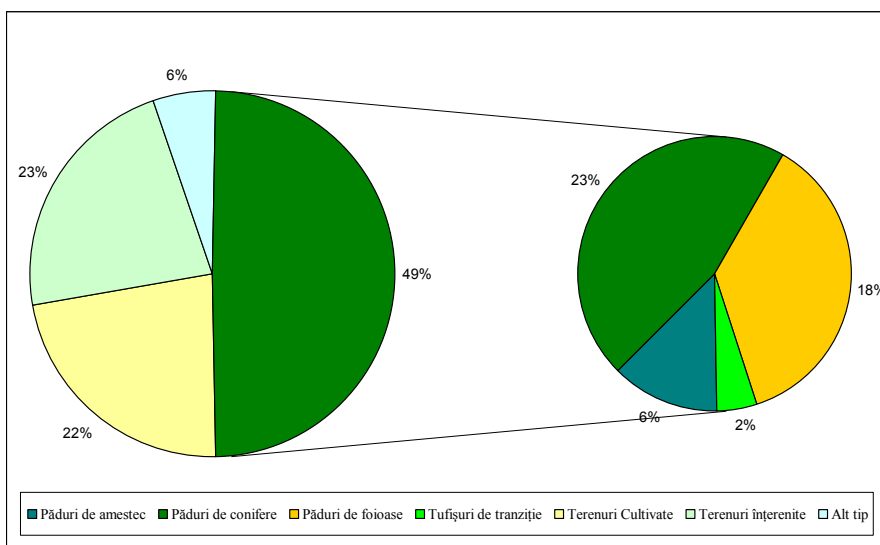


Figura 3.18 Extinderea suprafețelor ocupate de pădure

Dacă pădurea reduce sau nu nivelul maxim al viiturilor și dacă reduce efectul acestor creșteri, este o problemă la care nu se poate da un răspuns general. În principal pădurea acționează în scopul, sensul, coborârii nivelelor maxime ale viiturii, uneori poate să le ridice. Dacă prin intermediul stratului arbustiv se încetinește procesul de topire a zăpezilor, atunci se acționează în scopul reducerii

viiturilor de primăvară. Dacă se consideră bazinul de recepție bine definit, este adesea posibil de determinat, în ce măsură inundațiile sunt influențate de gradul de împădurire.

Categoria predominantă de pădure este cea de pădure de conifere, 23% din totalul teritoriilor ocupate de pădure compactă care apare în zona izvoarelor celor două Someșe, dar și pe versanții abrupti ai Someșului Cald, cu o întindere până la contactul cu zona deluroasă de tranziție.

Pădurile de foioase cu o extindere procentuală de 18%, sunt localizate preponderent în zona de dealuri, la intrarea Someșului în Depresiunea Transilvaniei. Pădurile de amestec, foioase-conifere, tufișurile de tranziție, ocupă suprafețe relativ restrânse, 6% prima categorie și 2% cea de-a doua categorie.

Pădurea este prezentă, aproape, pe suprafața tuturor bazinelor hidrografice pe care le-am analizat, identificându-se suprafețe cu extindere maximă în bazinele hidrografice Răcătău cu 34,44 km² și bazinul hidrografic 9 cu o suprafață de 48,07 km² (Tab. 3.5) din totalul terenurilor. Bazinele hidrografice pe teritoriul cărora pădurea își manifestă influența în mai mică măsură, sunt reprezentate de bazinul hidrografic 33 cu o suprafață acoperită de păduri de 0,14 km² și 32 cu 0,094 km² (Tab. 3.5) din totalul suprafeței acoperită de pădure.

Influența pădurilor asupra scurgerii este un proces complicat și complex, concluziile trase pe baza cercetărilor în teren concretizându-se mai mult în propuneri teoretice. Rolul pozitiv al pădurilor, în decursul unui an, este de necontestat, acesta manifestându-se prin micșorarea debitului maxim și egalizarea repartiției scurgerii, în regiunile acoperite cu păduri efectele și mărirea inundațiilor care au ca geneză topirea zăpezilor vor fi mai mici.

3.2.8 Gradul de acoperire cu terenuri înțelenite și înierbate

Analizând efectele pe care terenurile înțelenite și/sau înierbate le au asupra scurgerii putem afirma, de la început, că nu se poate conta pe încetinirea ritmului de topire a zăpezii, de interceptie a precipitațiilor și reducere a infiltrației.

Efectele pozitive pe care le au asupra scurgerii se conturează prin aceea că frânează scurgerea superficială datorită rugozității mărite a terenului, micșorează evapotranspirația prin împiedicarea insolării directe a solului și infiltrația este mai accentuată datorită scurgerii lente și solului, care este format ca structură sub acest tip de vegetație.

Efectele negative sunt mai mici în ceea ce privesc terenurile înțelenite și sau înierbate, ele manifestându-se prin mica cantitate sau cantitate zero de precipitații interceptate de frunze, care mai apoi să contribuie la o evaporare rapidă și rădăcinile fiind mai puțin adânci contribuie mult mai puțin la extragerea apei din sol.

În categoria acestor tipuri de terenuri intră: pășunile naturale și fânațele (Fig. 3.19). Din analiza datelor de extindere teritorială se poate observa faptul că extinderea teritorială cea mai mare o au pășunile naturale, 20%. Localizarea

acestora în zonele montane, face ca să fie unul din principalele subcomponente vegetale care influențează procesul de scurgere.

Celelalte subcategorii vegetale, fânațele și zonele urbane verzi ocupă suprafețe relativ restrânse 2% și 0,1% din totalul zonei vegetale. Suprafețele identificate ca fânațe au cea mai mare extindere teritorială în zonele culoarelor de vale și tranziție, zone care se suprapun peste forme de relief de dealuri puțin înalte cu pante, relativ, moderate, iar zonele urbane verzi au fost identificate în arealele urbane, parcuri din orașul Cluj-Napoca, având influență zero asupra scurgerii deoarece bazinele hidrografice luate în studiu nu se identifică în acest teritoriu.

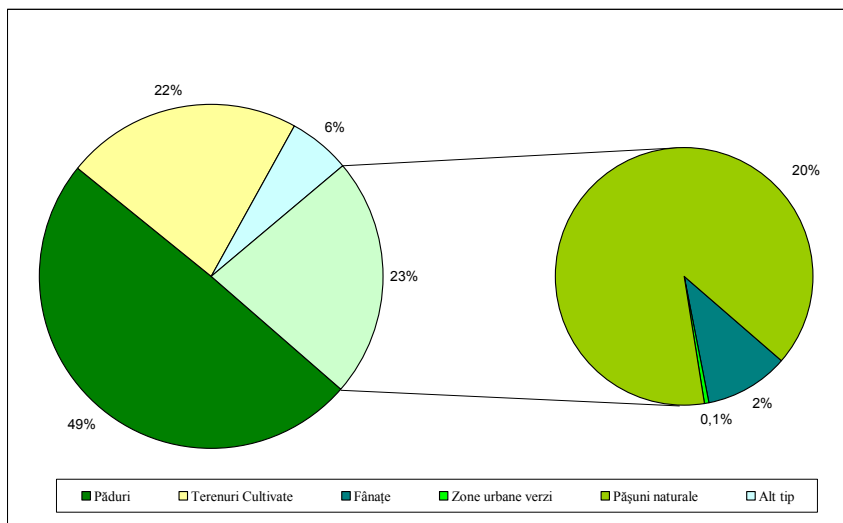


Figura 3.19 Extinderea teritorială a terenurilor înierbate

Analizând gradul de acoperire a bazinelor hidrografice cu terenuri înțelenite și/sau înierbate, am observat că bazinele hidrografice 15, cu o suprafață influențată de 0,004 km² și bazinul hidrografic 35 cu 0,06 km² (Tab. 3.5) sunt influențate cel mai puțin, iar asupra bazinelor hidrografice 9 cu 19 km² și Căpuș cu 14,93 km² se resimte o influență accentuată a terenurilor înțelenite și/sau înierbate asupra scurgerii maxime.

3.2.9 Ponderea terenurilor cultivate

Terenurile cultivate (Fig. 3.20) au efecte asupra scurgerii, care se materializează prin faptul că, scurgerea superficială este înlesnită în funcție de tipul și realizarea arăturii pe pantă, evapotranspirația pe terenurile cultivate cu plante prășitoare este mare și se micșorează infiltrația, cauza principală fiind distrugerea

structurii de sol. Din cadrul categoriei de terenuri cultivate fac parte culturile de cereale și plante prășitoare, culturile agricole și culturile de leguminoase.

Influența terenurilor cultivate se resimte, mai intens, prin intermediul terenurilor agricole cu păcuri de pădure (după CORINE Land Cover 2000), în mare parte, terenuri arabile având o extensiune teritorială de 11%, urmate de cereale 8%, restul de 3 % reprezentat de legume 2% și culturi agricole 1% fiind de o importanță mai mică. Terenurile agricole și legumele, sunt identificate teritorial ca fiind livezi situate în intravilan și parțial extravilan, cu o mare varietate de culturi agricole, modul de utilizare al acestor parcele fiind schimbat de la an la an.

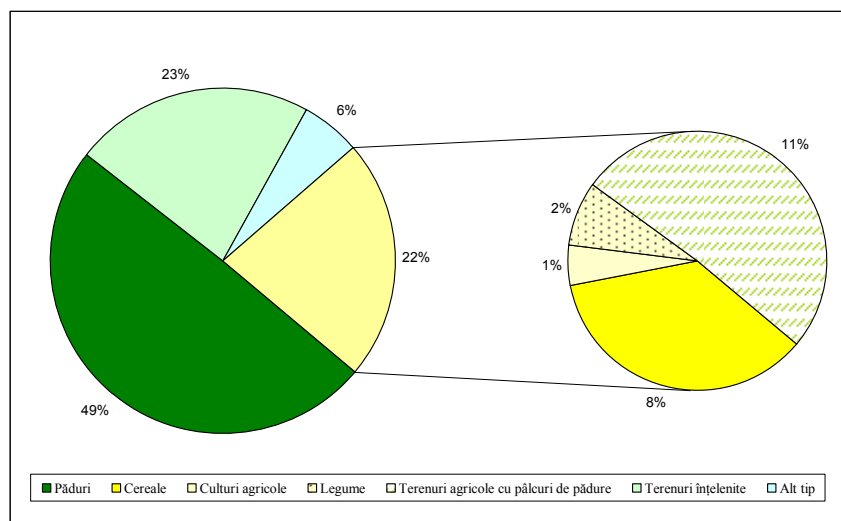


Figura 3.20 Extinderea teritorială a terenurilor cultivate

Influența minimă a terenurilor cultivate asupra scurgerii maxime se resimte asupra bazinelor hidrografice 44 și 8, manifestându-se pe o suprafață de 0,002 km², respectiv 0,005 km² din suprafața totală a bazinelor respective (Tab. 3.5). Suprafețe extinse din punct de vedere a manifestării influenței terenurilor cultivate asupra scurgerii maxime, am calculat pe teritoriul bazinelor hidrografice Popești cu 23,36 km² și Chinteni cu 30,25 km² (Tab. 3.5).

Urmărind extinderea unitară a grupărilor mari, vegetale (Fig. 3.17), observăm, suprafețe foarte mari ocupate de o categorie, pădure 49% urmată de terenuri înțelenite și culturi agricole 23%, respectiv 22% din suprafață și alt tip de terenuri, teritorii construite, suprafețe lacustre etc., 6%. Extensiunea mare a primei categorii și relativ egală a celorlalte două categorii principale, determină un coeficient de scurgere să fie foarte variat pe întreaga suprafață, la fel, calculându-se și debite maxime foarte variate, în funcție de acesta.

Tabelul 3.5 Ponderea suprafețelor, vegetație și grup hidrologic de sol

Denumire bazin hidrografic	Suprafața (km ²)	Vegetația (suprafețe km ² /bazin)			Grupe hidrologice de sol (suprafețe km ² /bazin)			
		Pădure	Terenuri înțelenite/îmierbate	Terenuri cultivate	A	B	C	D
1	7.14	1.43	5.47	0.25	0	7.07	0.06	0
2	15.23	14.43	0.79	0	0.41	3.77	11.03	0
3	4.58	4.32	0.26	0	0.15	0.12	4.30	0
4	7.89	7.56	0.32	0	0.26	3.12	4.50	0
5	31.36	30.59	0.63	0	7.34	23.93	0	0
6	6.21	6.06	0.15	0	0.07	6.14	0	0
7	5.85	4.47	0.52	0.81	0	3.77	2.04	0
8	4.26	4.25	0	0.005	0.20	4.05	0	0
9	67.09	48.07	19	0	25.81	41.23	0	0
10	29.50	27.67	1.72	0	0.66	14.54	14.12	0
11	8.45	0.63	7.71	0.09	0.38	8.06	0	0
12	11.97	10.43	1.49	0	4.11	7.84	0	0
13	7.09	6.71	0.36	0	2	5.09	0	0
14	5.60	4.94	0.64	0	0.11	5.48	0	0
15	2.01	1.99	0.004	0.006	0.006	2	0	0
16	2.10	0	1.97	0.12	0	2.10	0	0
17	4.17	0.73	1.80	1.66	0	4.17	0	0
19	6.59	5.07	1.40	0.08	0	1.56	0	5.01
20	7.40	2.20	2.19	3.008	0	1.63	0	5.74
21	7.28	0.33	3.08	3.88	0	0	1.35	5.93
22	1.79	1.36	0.39	0.01	0	0	1.45	0.33
23	2.42	1.02	1.30	0.09	0.10	0	2.31	0
24	13.13	1.94	3.98	7.18	0	0	12.58	0.49
25	3.50	0.32	0.15	3.01	0.57	0	2.82	0.09
26	3.70	0.49	1.91	1.29	1.29	0	2.19	0.20
27	15.29	3.10	3.68	8.44	0	0	0	15.22
28	19.68	0.74	3.08	15.80	0	0	0.26	19.37
29	7.62	2.45	1.23	3.88	0	0	1.83	5.72
30	14.27	1.25	3.01	10.002	0.09	0	8.96	5.25
31	10.46	1.17	0.14	9.16	0.17	0	4.86	5.42
32	3.93	0.09	0.93	2.90	0.0004	0	2.15	1.73
33	2.96	0.14	0.22	2.56	0	0	2.93	0
34	12.28	1.61	2.66	8.03	0	0	4.49	7.84
35	7.89	0.18	0.06	7.59	0	4.65	3.02	0
36	8.97	2.28	1.47	5.25	0.04	0	3.65	5.29
37	5.40	1.01	1.86	2.51	0.18	0	3.01	2.22
38	14.90	3.91	5.12	5.84	1.90	0	12.07	0.90
39	8.88	0.99	1.36	6.54	0.52	0	1.10	7.23
40	7.94	2.11	1.22	4.58	0	0	2.45	5.47
41	11.65	10.94	0.64	0	0	0	5.78	5.79
42	11.05	2.68	2.34	6.04	1.44	0	0	9.63
43	2.95	1.23	0.24	1.45	0	0	2.26	0.66

44	4.15	2.36	1.75	0.002	0.87	2.08	0	1.21
45	3.15	1.91	1.23	0	0	3.12	0	0.02
46	3.09	1.97	1.09	0	0.30	2.78	0	0
47	11.32	6.04	4.44	0.86	0	4.45	0	6.82
48	18.38	17.27	1.09	0	6.94	11.43	0	0
Beliș	25.82	25.80	0	0	7.29	18.50	0	0
Chinteni	44.21	2.39	10.78	30.85	7.91	0	7.92	28.36
Feneș	10.06	5.44	4.06	0.49	0	9.53	0	0.48
Gârbău	14.69	7.85	5.99	0.81	0	0	6.02	8.62
Irișoara	19.70	16.13	3.51	0	4.96	14.71	0	0
Leșu	12.35	7.16	5.006	0.18	0.59	11.75	0	0
Popești	34.57	6.37	4.82	23.36	6.39	0	2.89	25.18
Răcătău	41.60	34.44	7.05	0	13.84	27.67	0	0
Râșca	20.41	13.57	6.80	0	1.31	19.06	0	0
Șard	19.34	7.97	3.35	8	0.27	0	0	19.04
Șomtelecu	23.10	5.84	4.72	12.47	0.43	0	0	22.62
Căpuș	33.18	2.26	14.93	15.88	0	12.26	0	20.74

3.2.10 Ponderea grupelor hidrologice de sol

Prin numeroasele lui caracteristici, solul are o influență directă asupra scurgerii, deoarece reprezintă elementul principal al mediului în care se formează.

Datorită proprietăților sale fizice și fizico-mecanice (textură, structură, capacitate de infiltrație etc) și o cantitate mare de precipitații poate provoca o scurgere ridicată. Astfel, solurile permeabile permit infiltrarea mai intensă, contribuie la mărirea rezervelor de apă subterane, și astfel la o alimentare mai uniformă a râurilor. De asemenea, solul este la rândul său influențat de mediul hidric, utilizarea nerațională a terenurilor conducând la generarea de procese erozionale.

Diferențierea învelișului de sol și distribuția solurilor din bazinul hidrografic superior al Someșului Mic se află în strânsă legătură cu formele de relief, substratul litologic și cu condițiile de climă și vegetație, la care se adaugă o serie de particularități locale.

Spre deosebire de solurile evaluate în ecosistemele forestiere, mult mai stabile, cele din ecosistemele agricole au suferit transformări profunde, în cele mai multe cazuri transformări cu caracter negativ.

În funcție de structură, textură, formele de relief pe care s-au format și evoluează tipurile de sol, în cadrul modelelor G.I.S., hidrologice, acestea sunt împărțite în mai multe grupe hidrologice. Pentru definirea și realizarea modelelor de implementare G.I.S. în modelarea viiturilor de versant, am realizat o împărțire a categoriilor de sol în patru grupe principale, în funcție de capacitatea de infiltrație a apei, grupele A, B, C, D.

Solurile din grupa A sunt reprezentate de soluri cu un grad ridicat de infiltrație, fiind materializate, în teritoriu prin intermediul *podzolurilor*, *aluvisolurilor litice* și *tipice*.

Cernoziomurile sunt specifice sectorului de silvostepă aferent Câmpiei Transilvaniei. Condițiile bioclimatice de formare a acestor soluri sunt reflectate în regimul hidric, un regim hidric anual deficitar, numai periodic trans-percolativ și o vegetație de pășiște încheiată, în mare parte prin de culturi.

Suprafețele cele mai extinse, pe care grupa hidrologică A își manifestă influența asupra scurgerii maxime sunt calculate pentru bazinele hidrografice Răcățau cu 13,84 km² și 9 cu 25,81 km² (Tab. 3.5), iar suprafețele minime, ca influență, le-am calculat pentru bazinele hidrografice 15 cu 0,006 km² și 32 cu 0,0004 km² (Tab. 3.5) din totalul suprafeței bazinale.

Grupa hidrologică B este reprezentată prin intermediul solurilor care au un grad mediu de infiltrare a apei. Tipurile de sol caracteristice pentru această grupă sunt reprezentate de *districambosolurile litice, tipice, prepodzsolurile litice și tipice*.

Prepodzsolurile sunt asociate uneori cu podzsolurile tipice întâlnindu-se în sectoarele cele mai înalte ocupând areale mai întinse în etajul molidișurilor și etajul subalpin din bazinul superior al Someșului Mic. Textura grosieră nediferențiată pe profil favorizează drenajul intern rapid, spre deosebire de cel extern care depinde într-o bună măsură de topografia terenului.

Districambosolurile sunt caracteristice Bazinului superior Someșul Mic (aria montană), ocupând suprafețe mai însemnate pe versanții cu o mare diversitate de grade de declivitate. Au evoluat, fie sub o vegetație forestieră de rășinoase (sau mixtă, rășinoase-fag), fie sub o vegetație de pășiști secundare. Datorită climatului umed și răcoros și texturii mijlocii pe tot profilul, regimul hidric este percolativ repetat cu reflectate într-un drenaj intern și extern bun al acestor soluri.

Bazinele hidrografice pe care se exercită influența cea mai mare a grupei hidrologice B le-am identificat ca fiind bazinul hidrografic Răcățau cu 27,67 km² și 9 cu 41,23 km², iar suprafețele cu influență minimă le-am calculat pentru bazinele hidrografice 19 cu 1,56 km² și 3 cu o suprafață de 0,12 km² (Tab. 3.5) din totalul suprafețelor de drenaj.

Grupa hidrologică C este reprezentată de solurile cu o capacitate scăzută de infiltrare, fiind reprezentate de: *eutricambosolurile tipice, rodice, faeoziomuri tipice și rendzine*.

Eutricambosolurile fac parte din clasa cambisoluri. Au evoluat mai mult pe versanții slab înclinați cu drenaj intern și extern bun, echilibrat, aceasta și datorită texturii mijlocii nediferențiată pe profil.

Faeoziomurile se întâlnesc aproximativ în aceleași areale cu cernoziomurile, evoluat sub o vegetație lemnoasă (inițială). Desfășurarea mai intensă a proceselor de solificare conduce la o mai mare diferențiere a profilului de sol. Astfel, în unele cazuri, alterarea intensă însoțită de o migrare a argilei pe profilul solului este însoțită de o serie de schimbări în regimul aerohidric. Această diferențiere texturală, care este mult mai intensă în cazul luvosolurilor, se reflectă negativ în drenajul intern al solurilor respective, drenajul extern având o pondere mult mai însemnată.

Grupa hidrologică C are o manifestare predominantă pe teritoriul bazinelor hidrografice 24, calculând o suprafață de 12,58 km² din totalul suprafeței

bazinului și 10 cu 14, 12 km² (Tab. 3.5), iar manifestarea scăzută am identificat-o pe teritoriul bazinelor hidrografice 28 cu 0,26 km² și 1 cu 0,06 km² (Tab. 3.5).

Solurile cu o capacitate foarte mică de infiltrare le-am inclus în categoria D, fiind identificate prin intermediul *luvosolurilor albice și tipice, hidrisolurile*.

Luvosolurile au o extindere mare pe teritoriul bazinului hidrografic Someșul Mic, cu o extensiune mai mare în cadrul sectorului de deal și podiș. Climatul mai umed, drenajul extrem de deficitar, materialul parental sărac în elemente bazice, face ca aceste soluri să aibă un regim hidric permanent transpercolativ. Luvosolurile evolute pe suprafețe relativ plane sunt afectate, în general, de exces de umiditate, iar cele de pe terenurile situate pe pante, cu diferite grade de înclinare sunt expuse eroziunii de suprafață (drenajul extern dominând drenajul intern).

Hidrisolurile sunt solurile hidromorfe, afectate de un exces prelungit sau permanent de umiditate, au o slabă reprezentare în cadrul teritoriului, dintre ele remarcându-se prezența pe spații mai semnificative a *gleisolurilor* cantonate în sectorul de luncă a Someșului Mic (sau a afluenților acestuia). Relieful plan, textura argiloasă pe aproape întreg profilul, fac ca aceste soluri să aibă un drenaj intern împiedecat, cu repercusiuni negative asupra celorlalte proprietăți fizice și fizico-mecanice.

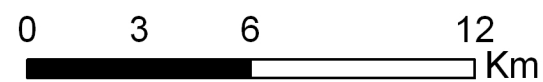
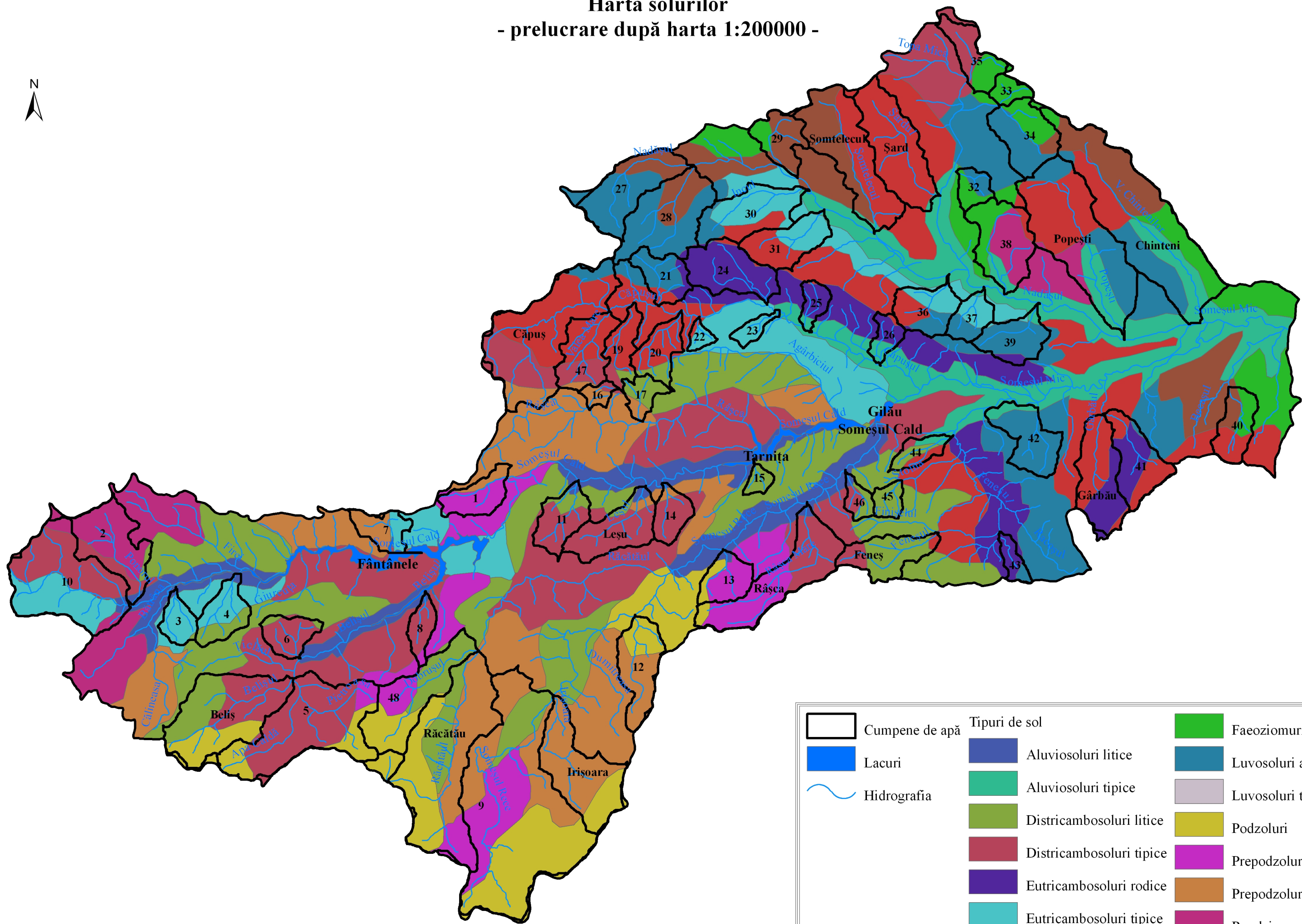
Categoria de sol D își manifestă influența maximă asupra scurgerii pe teritoriul bazinelor hidrografice Popești cu 25,18 km² și Chinteni cu 28,36 km² (Tab. 3.5), influența minimă exercitându-se asupra bazinelor hidrografice 25 cu 0,09 km² și 45 cu 0,02 km² (Tab. 3.5) din totalul suprafețelor bazinale.


















În afara tipurilor de soluri amintite, care au ponderea cea mai mare în teritoriu, se mai întâlnesc, pe areale insulare, disjuncte și alte tipuri de soluri care sunt incluse în clasa solurilor neevolute (după noul sistem taxonomic, *protisoluri* și *entiantrosoluri*), între acestea remarcându-se: *litosolurile, regosolurile, erodosolurile și aluviosolurile*. Sunt răspândite atât în zona de munte, cât și în cea de deal și podiș, unde prezența lor nu este legată de condițiile bioclimatice, ci de un complex de factori locali (litologic, geomorfologic). Exceptând solurile aluviale (aluviosolurile), celelalte categorii de soluri sunt evolute pe versanți puternic înclinați, pe interfluvii înguste, au un profil slab dezvoltat datorită ratei denudării care o depășește mult pe cea a bioacumulării. Aceste condiții de pedogeneză se reflectă în drenajul extern foarte rapid, iar cel intern foarte scăzut.

După structura lor solurile pot fi clasificate în două mari categorii: soluri cu structură, sau structură granulară, fiind acele soluri formate din granule separate, cu diametre de 1-10mm și soluri fără structură formate din particule fine, mai mici de 1mm, acestea se saturează mai repede de apă, în stratul lor superior, precipitațiile căzute ulterior formând scurgerea de suprafață cu un coeficient de scurgere aproape de 1.

Solurile cu structură reduc debitul mediu, micșorând foarte mult debitul maxim creând un regim de umiditate mai uniform și favorizând dezvoltarea în bune condiții a vegetației cu implicații foarte mari asupra debitelor maxime.

Harta solurilor
- prelucrare după harta 1:200000 -



	Cumpene de apă	Tipuri de sol			Faeziomuri tipice
	Lacuri		Aluviosoluri litice		Luvosoluri albice
	Hidrografia		Aluviosoluri tipice		Luvosoluri tipice
			Districambosoluri litice		Podzoluri
			Districambosoluri tipice		Prepodzoluri litice
			Eutricambosoluri rodice		Prepodzoluri tipice
			Eutricambosoluri tipice		Rendzine
			Faeziomuri marnice		

3.3 Implementarea G.I.S în calculul debitelor maxime (maxima istorică)

Debitele maxime sunt asociate, adeseori, cu o serie de inundații și fenomene de ape mari cu efecte catastrofale, de aceea este necesar a se scoate în evidență diferențierile între aceste trei categorii.

Prin ape mari se înțelege fazele din viața unui râu în care scurgerea se situează la valori ridicate, acestea producându-se, de regulă, ca urmare a topirii lente a zăpezii sau la ploi cu o intensitate mică și de lungă durată. Creșterea debitelor râurilor și menținerea acestora la valori ridicate o vreme îndelungată, fără creșteri semnificative ale debitelor de vârf a valorilor maxime caracterizează o fază de regim de ape mari.

Viiturile se deosebesc de apele mari printr-o concentrare a scurgerii în timp materializată prin trei dimensiuni: o creștere rapidă a debitului de apă, atingerea unor debite de vârf mari și o descreștere rapidă a debitelor de apă.

Diferența între ape mari și viituri, nu se face din punct de vedere a debitelor înregistrare, se face din punct de vedere a timpului de creștere și descreștere a hidrografului realizat. Dacă t de creștere este mic și t de scădere se întinde pe o perioadă mai mare avem de a face cu ape mari, iar dacă t de creștere este mic și t de scădere, a hidrografului este, de asemenea mic, ne confruntăm cu fenomenul de viitură.

Pentru realizarea calculului debitelor maxime trebuie efectuată o separare a acestora după proveniența lor în funcție de cele trei categorii majore: debite maxime provenite din ploi torențiale, debite maxime provenite din topirea zăpezilor și debite maxime provenite din acțiunea combinată a ploilor torențiale și topirii zăpezilor. Unii autori, Constantinescu și colab. (1956) introduc, ca factor de producere a debitului maxim și accidentele de rupere sau spargere a barajelor sau iazurilor de decantare. Această din urmă categorie nu ține de obiectul de studiu al hidrologiei, de aceea este neglijată ca și factor de generare a debitului maxim.

Din studiile efectuate până în prezent, a rezultat faptul că debitele maxime cele mai periculoase sunt cele provenite din ploi torențiale, indiferent de suprafața bazinului hidrografic care este acoperită de acea ploaie.

3.3.1 Ploile torențiale

O ploaie este considerată torențială atunci când aceasta este înregistrată cu o intensitate mare și o durată mică a timpului de descărcare, deoarece intensitatea și durata sunt în raport invers proporțional. Dacă precipitațiile sunt înregistrate cu o intensitate mai mare de 0,5mm/min ploaia este considerată torențială.

Intensitatea ploii de calcul cu probabilitatea 1% se calculează utilizând relația:

$$i_{1\%} = \frac{S_{1\%}}{(t_c + 1)^n} \quad (mm / min) \quad (12)$$

unde:

$i_{1\%}$ – intensitatea ploii de calcul cu probabilitatea 1%

t_c – timpul de concentrare

n – indicele de reducere a intensității ploii (Anexa I)

$S_{1\%}$ - intensitatea instantanee a ploii cu probabilitate 1% care se poate calcula utilizând relația:

$$S_{1\%} = A + B * \log N \quad (13)$$

Unde:

A și B – parametrii fizico-geografici (Anexa II, III)

N – numărul anilor în decursul cărora se înregistrează odată ploaia torențială respectivă, dacă ploaia se observă odată la 50 de ani, $N=50$, având o probabilitate de depășire-asigurare $p_{\%}=(1/N)*100$

Pentru determinarea ploii de calcul am analizat un număr de 26 ploi de intensitate maximă (Tab 3.6) înregistrate la stațiile meteorologice Cluj-Napoca și Vlădeasa 1400.

Tabelul 3.6 Ploi de intensitate maximă (după ANM)

Stația meteo	Intensitatea maximă	Intensitatea medie	Cantitatea (mm)	Data	Durata pp (minute)
Cluj	1.8	0.33	8	16.07.1975	0.24
Vlădeasa	1.6	0.02	11.5	26/27.07.1975	13.41
Cluj	1.9	0.11	12.4	1.08.1976	1.51
Vlădeasa	0.55	0.1	5.7	21.08.1976	0.58
Cluj	1	0.23	13.8	6.06.1977	0.59
Vlădeasa	0.8	0.11	14.4	10.08.1977	2.07
Cluj	1.4	0.06	30.5	18/19.07.1978	8.44
Vlădeasa	1.1	0.13	9.2	4.08.1978	1.13
Cluj	2	0.15	6.9	7.07.1979	0.47
Vlădeasa	1.8	0.31	10.8	4.08.1979	0.35
Cluj	2.4	0.8	13.1	26.06.1980	2.36
Vlădeasa	0.7	0.6	22.8	23/24.07.1980	6.12
Cluj	2.14	0.06	20.7	8.06.1981	5.21
Vlădeasa	2.75	0.09	13.3	9.06.1981	2.32
Cluj	1.2	0.07	19.3	15.07.1982	4.2
Vlădeasa	2	0.3	26.9	4.08.1982	1.31
Cluj	0.6	0.02	12.7	12/13.09.1983	9.02
Vlădeasa	4.4	0.38	45.7	1.07.1983	1.59
Cluj	1.9	0.15	25.3	30.05.1984	2.46
Vlădeasa	0.74	0.74	5.2	2.07.1984	0.07

Cluj	1.85	0.09	41	20/21.08.1985	7.58
Vlădeasa	1.6	0.25	27.1	18.07.1985	1.48
Cluj	1.9	0.17	11.6	13.08.1986	1.09
Vlădeasa	1.58	0.19	18.9	5.08.1986	1.38
Cluj	1.88	0.15	48.7	1.08.1991	5.25
Vlădeasa	1.25	0.19	30.8	5.08.1991	2.42
Cluj	1.7	0.12	5.6	7.04.1992	0.47
Vlădeasa	2	0.41	8.6	3.08.1992	0.21
Cluj	1.24	0.09	25.3	10.08.1993	4.36
Vlădeasa	1.4	0.22	22.2	24.06.1993	1.43
Cluj	1.9	0.21	25.7	19.07.1994	2.03
Vlădeasa	2.5	0.11	7.5	19.07.1994	1.1
Cluj	1.68	0.35	45.6	16.08.1995	2.09
Vlădeasa	2	0.37	13.6	24.07.1995	0.37
Cluj	3.75	0.08	15	26.06.1996	3.15
Vlădeasa	1.95	0.66	19.8	30.07.1996	0.3
Cluj	6.8	0.16	14.3	6.07.1997	1.29
Vlădeasa	2.75	0.14	18.9	20.06.1997	2.17
Cluj	2.3	0.56	8.4	2.07.1998	0.15
Vlădeasa	7.9	0.08	20.7	15.07.1998	4.08
Cluj	3.1	0.3	10	10.07.1999	0.33
Vlădeasa	2.4	0.18	28.5	22.07.1999	2.35
Cluj	3.13	0.69	23.3	18.06.2001	0.34
Vlădeasa	2.2	0.19	5.6	30.06.2001	0.3
Cluj	1.55	0.25	7.7	29.07.2002	0.31
Vlădeasa	1.5	0.07	13.8	11/12.08.2002	3.08
Cluj	1.43	0.14	8.9	25.05.2003	1.05
Vlădeasa	3	0.07	6.7	14/15.07.2003	1.36
Cluj	1.92	0.36	12.4	12.06.2004	0.34
Vlădeasa	4.3	0.15	39.2	26.07.2004	4.28
Cluj	10.1	0.28	15.3	16.04.2005	0.54
Vlădeasa	7.6	0.26	21.7	14.09.2005	1.24

Șirurile de date le-am analizat pentru fiecare stație meteorologică, în parte. Continuitatea șirurilor de date este întreruptă pe o perioadă de patru ani, între 1987 și 1990, dar, testele statistice pe care le-am aplicat (Wald-Wolfowitz, Wilcoxon), scot în evidență omogenitatea acestora, permițând utilizarea lor pentru calcule și modele matematice. Ploaia de intensitate maximă s-a produs în data de 16 aprilie 2005 la stația meteorologică Cluj-Napoca, fiind măsurate cantități de precipitații de 15,3 mm într-un interval orar de 54 de secunde și o intensitate maximă de 10,01 mm/min. Atât pentru modelarea cât și pentru claculul debitelor maxime în bazine hidrografice mici se va utiliza această valoare a intensității maxime istorice, pentru intervalul temporal analizat, de precipitații. Pentru bazinele hidrografice în care am obținut debitele maxime cele mai mari am realizat calcule pentru toate cele 26 de

intensități de precipitații calculându-se, prin metode de analiză statistică și perioadele de revenire în timp a debitelor pentru anumite intensități observate.

3.3.2 Implementarea G.I.S în metoda SCS-CN

Modelul hidrologic matematic, SCS-CN a fost dezvoltat de Natural Resources Conservation Service ((NRCS) cunoscut și sub numele de Soil Conservation Service SCS) pentru a pune la dispoziția utilizatorilor proceduri de calcul a debitului și volumului maxim din ploi torențiale, pentru un anumit teritoriu (Ponce și Hawkins 1996).

Inițial, metoda a fost dezvoltată ca metodologie de transformare a ploilor torențiale dintr-o anumită perioadă de timp în scurgere ținând cont de vegetație și sol, scopul ei fiind acela de a identifica zonele pretabile la amenajări ale terenurilor agricole în SUA. Datorită preciziei mari ale modelului s-a trecut la utilizarea lui pe scară largă, depășind granițele SUA, cu scopul de a modela și simula evenimente hidrologice extreme.

Încă de la apariția modelului, în 1954 și până în prezent s-au realizat foarte multe revizuiți ale modelului (1964, 1965, 1969, 1977, 1985 și 1993), în funcție de necesitatea utilizării acestuia în unul sau altul dintre domeniile de aplicabilitate, metoda bazându-se pe relația de bilanț hidric (14).

$$Q = P - I_s - I - E - n \quad (\text{m}^3) \quad (14)$$

unde: Q – volumul, P – precipitațiile, I_s – capacitatea de infiltrare în sol, I – intercepția, E – evapotranspirația, n – alte rețineri ale precipitațiilor.

Pentru implementarea modelului pe bazinele hidrografice avute în studiu am utilizat extensia ArcCN-Runoff, rulată sub ArcG.I.S.. Extensia realizată de Xiaoyong Zhan și Min-Lang Huang în 2004, realizează calculul debitului și volumului maxim pe baza calculării numărului de curbă pentru fiecare unitate spațială utilizând o bază de date (sol și mod de utilizare al terenurilor) de tip vector pentru a se păstra intacte limitele neregulate ale suprafețelor.

3.3.2.1 Baza de date spațială pentru modelul SCS-CN

Structura bazei de date (Tab. 3.7) pe care am utilizat-o în procesul de modelare și calcul a debitelor și volumelor maxime pentru bazinele hidrografice mici, identificate pentru modelarea viiturilor de versant, are în componență cele două variabile principale, care intră în ecuația de calcul, solurile și modul de utilizare al terenurilor ca reprezentări vector a suprafețelor și baza de date tabelară care stochează valoarea numărului de curbă pentru fiecare dintre combinațiile rezultate prin intersecția celor doi vectori inițiali.

Tabelul 3.7 Baza de date pentru modelul SCS-CN

Denumire	Format	Atribute
Sol	Vector	Grupa hidrologică: A, B, C, D
Utilizarea terenurilor	Vector	Tip de utilizare: Cereale, Culturi agricole, Fânețe, Legume, Neutilizat, Păduri, Pășuni naturale
CN	Numeric	Tip de utilizare + Grupa hidrologică + Valoare CN

Vectorilor reprezentând extensiunea teritorială a categoriilor de sol le-am creat o bază atributară cu informații legate de grupa hidrologică de sol, în funcție de capacitatea de infiltrare a apei în profilului de sol respectiv.

Grupa hidrologică A – este caracterizată de soluri cu capacitate mare de infiltrare chiar și atunci când solul este, aproape, complet umed. Din cadrul acestei categorii fac parte soluri cu profil nisipos, aluviosolurile, argilos, pământ luto-nisipos, terenuri cu o drenare bună ca nisipurile și pietrișurile.

Grupa hidrologică B – iese în evidență printr-o capacitate de infiltrare medie și un ritm moderat de circulare a apei în profilul de sol. Textura predominantă este cea mijlocie caracteristică cambisolurilor.

Grupa hidrologică C – este caracterizată de solurile cu care facilitează un ritm scăzut de infiltrare a apei, având un profil argilo-nisipos.

Grupa hidrologică D – soluri cu o capacitate de infiltrare foarte joasă chiar și atunci când sunt complet umede. Profilul caracteristic pentru solurile din această grupă hidrologică este cel argilor și lutos.

Condițiile de umiditate ale solului se conturează într-un factor foarte important în procesul de infiltrare a apei fiind estimat prin intermediul indicelui AMC (Antecedent Moisture Conditions) care este analizat în funcție de cantitățile de precipitații din ultimele 5 zile: AMC I, corespunde solului uscat cu precipitații <12,7 mm în timpul sezonului de vară și precipitații <35,6 mm în sezonul cu precipitații de toamnă și primăvară; AMC II – soluri cu condiții normale de infiltrare specifice precipitațiilor cuprinse între 12,7-28 mm în intervalul cu ploi puține și 35,6-53,4 mm în intervalul de timp cu ploi abundente; AMC III corespunde solului saturat și cu precipitații > de 28 mm atunci când nu se înregistrează ploi abundente și precipitații >35,4 atunci când se înregistrează cantități mari de precipitații Crăciun, A.I., și colab. (2007).

Transformările între diferite condiții de umiditate ale solului se fac prin intermediul relațiilor grafice și formulelor de calcul realizate de Luijten, J.C., și colab (2000), (Fig. 3.21).

Utilizarea terenurilor reprezintă gradul și tipul de înveliș vegetal a suprafețelor dintr-un bazin colector. Utilizarea terenurilor am derivat-o din baza de date CORINE Land Cover 2000 și adaptată pentru cerințele metodei SCS-CN (Tab. 3.8).

*Tabelul 3.8 Indicatorul CN (Curve number) derivat pe baza modului de utilizare al terenurilor și soluri în funcție de condițiile hidrologice ale acestora
(Man, T., Alexe, M., 2006)*

Modul de utilizare	Managementul terenului	Condiția hidrologică	Grupul hidrologic de sol			
			A	B	C	D
Neutilizat	-	-	77	86	91	94
Culturi agricole	Rânduri	Slabă	72	91	88	91
		Bună	67	78	85	89
	Pe curbă de niv.	Slabă	70	79	84	88
		Bună	65	75	82	86
	Terasat	Slabă	66	74	80	82
		Bună	62	71	78	81
Cereale	Rânduri	Slabă	65	76	84	88
		Bună	63	75	83	87
	Pe curbă de niv.	Slabă	63	74	82	85
		Bună	61	73	81	84
	Terasat	Slabă	61	72	79	82
		Bună	59	70	78	81
Pajiști sau legume	Rânduri	Slabă	66	77	85	89
		Bună	58	72	81	85
	Pe curbă de niv.	Slabă	64	75	83	85
		Bună	55	69	78	83
	Terasat	Slabă	63	73	80	83
		Bună	51	67	76	80
Pășuni naturale	Pe curbă de niv.	Slabă	68	79	86	89
		Medie	49	69	79	84
		Bună	39	61	74	80
		Slabă	47	67	81	88
		Medie	25	59	75	83
		Bună	6	35	70	79
Fâneață	-	Bună	30	58	71	78
Pădure	-	Slabă	45	66	77	83
	-	Medie	36	60	73	79
	-	Bună	25	55	70	77

Pentru a putea utiliza extensia ArcCN-Runoff, am realizat un tabel de tip baze de date, .dbf, în care am introdus toate informațiile legate de grup hidrologic de sol acoperire cu vegetație și numărul de curbă specific fiecărei combinații posibile între cele două variabile.

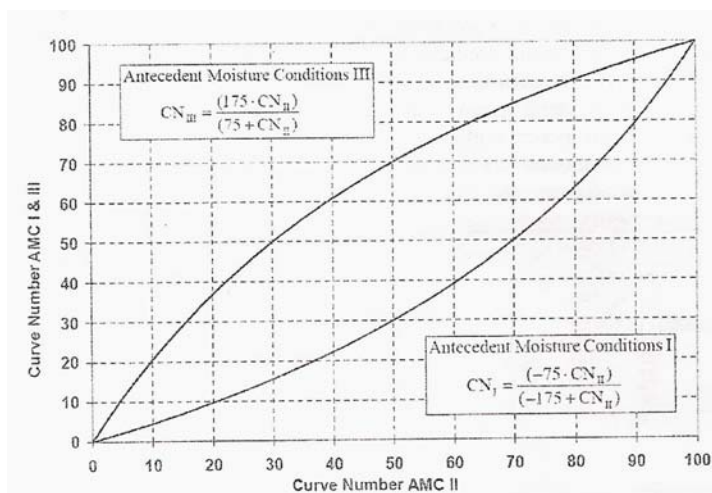


Figura 3.21 Ecuatiile și relația grafică de transformare pentru condițiile antecedente de umiditate (după Luijten, J.C., 2000)

3.3.2.2 Calculul scurgerii maxime

Metoda de calcul a scurgerii maxime, provenită dintr-o ploaie torențială, pe baza metodei numărului de curbă, presupune că raportul dintre retenția solului, după ce începe scurgerea și retenția sa maximă, potențială este egală cu raportul dintre scurgerea directă și precipitații Ponce și Hawkins (1996). Raportul este transpus în ecuația (15), unde numărul de curbă cuprins între 0 și 100 este reprezentarea convențională a potențialului maxim de retenție a solului.

Estimarea scurgerii se realizează utilizând relația:

$$Q = \frac{(P - 0.2S)^2}{P + 0.8S} \quad (m^3) \quad \text{pentru } P \geq 0.2S \quad (15)$$

$$Q = 0 \quad (m^3) \quad \text{pentru } P \leq 0.2S$$

unde:

Q – scurgerea

P – precipitațiile

S – potențialul de retenție a apei

dacă se utilizează unități de măsură în inch a Q, S și P, atunci ecuația de determinare a lui S are următoarea formă:

$$S = \frac{1000}{CN} - 10 \quad (16)$$

dacă se utilizează unități de măsură în cm pentru Q, S și P, atunci ecuația de determinare a lui S este de forma următoare:

$$S = \frac{2540}{CN} - 25.4 \quad (17)$$

unde:

CN – numărul de curbă determinat cu relația:

$$CN = \frac{1000}{10 + S} \quad (18)$$

3.3.2.3 Metodologia de calcul G.I.S.

Apelând la metodologia G.I.S. (Fig. 3.22), de calcul a scurgerii maxime prin intermediul metodei SCS-CN, am realizat intersectarea straturilor reprezentând solurile și modul de utilizare al terenurilor, care în prealabil a fost decupat după zona de interes, pentru a reprezenta o bază unitară de calcul în care să se poată identifica suprafețele cu caracteristicile celor două entități spațiale, tabelul atribut a acestora stocând informații despre tipul de utilizare a terenurilor și grupa hidrologică de sol.

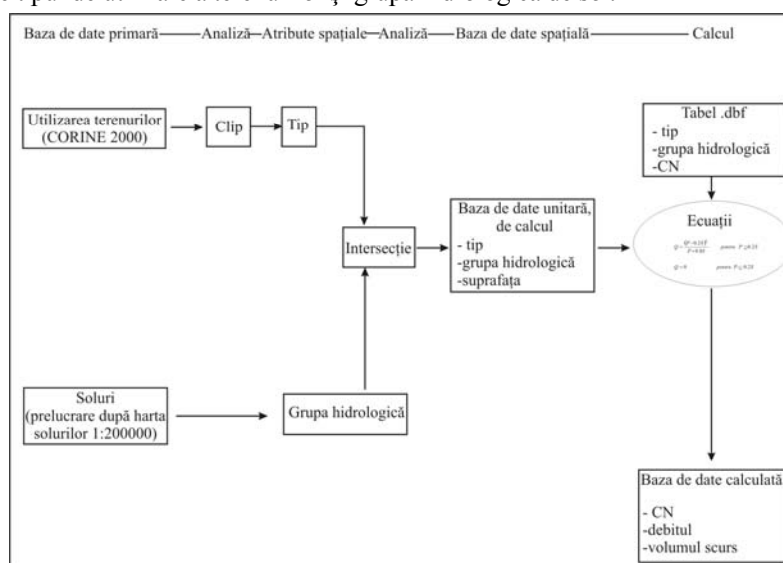


Figura 3.22. Metodologia de calcul G.I.S., SCS-CN
(adaptată după Xiaoyong Zhan și Min-Lang Huang 2004)

Analiza spațială am continuat-o cu identificarea automată a numărului de curbă și crearea unei coloane în tabelul atribut cu valoarea specifică fiecărei

combinații dintre strate, utilizându-se ca element de intrare tabelul .dbf creat în etapa de realizare a bazei de date.

Calculul volumului maxim (Tab. 3.9) în m^3 , bazat pe numărul de curbă, identificat, se realizează prin intermediul ecuațiilor (15) și (17) pentru o ploaie de intensitate maximă (P) de 10,1 mm, respective 0,39 inch și suprafața în km^2 calculată pentru fiecare dintre combinațiile rezultate în urma procesului de intersecție.

Tabelul 3.9 Scurgerea maximă calculată –modelul SCS-CN-

Denumire bazin hidrografic	Volum maxim (m^3)			Denumire bazin hidrografic	Volum maxim (m^3)		
	Minim	Mediu	Maxim		Minim	Mediu	Maxim
1	0.14	29.76	43.24	33	0.01	11.41	13.89
2	0.1	38.84	70.25	34	0.02	17.22	36.81
3	0.02	26.09	33.74	35	0.02	19.34	33.27
4	0.01	22.03	30.09	36	0.05	8.94	12.72
5	0.05	88.94	152.94	37	0.52	6.46	9.36
6	0.01	13.81	19.71	38	0.10	14.93	31.63
7	0.01	17.80	29.56	39	0.02	14.37	26.15
8	0.05	30.49	35.74	40	0.05	10.07	20.70
9	0.03	83.15	150.74	41	0.60	34.30	53.04
10	0.01	56.80	95.09	42	0.37	15.60	23.42
11	0.1	44.97	58.91	43	0.05	7.75	11.31
12	0.01	27.17	41.90	44	0.02	7.50	12.35
13	0.50	30.83	45.40	45	0.01	16.07	18.76
14	0.05	33.27	42.02	46	0.46	6.06	9.01
15	0	19.60	19.73	47	0.02	21.29	33.20
16	0.01	11.61	14.75	48	0.02	45.65	59.49
17	0.01	7.79	12.21	Beliș	0.02	47.13	69.16
19	0.01	24.60	38.75	Chinteni	0.03	17.48	36.40
20	1.60	14.89	22.10	Feneș	0.01	35.51	50.18
21	0.03	10.08	15.10	Gârbău	0	28.01	37.61
22	0.12	7.62	10.46	Irișoara	0.05	85.52	118.66
23	0	10.23	11.89	Leșu	0.2	44.13	61.52
24	0.02	15.31	28.87	Popești	0.02	17.65	39.84
25	0.47	11.91	19.69	Răcătău	0.09	80.67	117.45
26	0.28	7.44	11.43	Râșca	0.02	52.07	79.30
27	0	16.32	26.04	Șard	0.05	48.28	70.95
28	0.01	35.15	75.20	Șomtelecu	0.07	15.61	30.35
29	0	10.32	19.93	Căpuș	0.05	19.46	38.79
30	0	15.43	35.34				
31	0	24.09	34.43				
32	0	10.29	13.89				

Din analiza volumelor iese în evidență faptul că volumele cele mai mari se înregistrează în bazinele hidrografice Râșca (79,03 m³, Planșa IX), 10 (95,09 m³, Planșa V), Răcățau (117,45 m³, Planșa IX), Irișoara (118,66 m³, Planșa IX), 9 (150,74 m³, Planșa V), 5 (152,94 m³, Planșa V). Debitele maxime, în acest caz, sunt influențate de acoperirea vegetală formată din pășuni naturale și pajiști în cazul bazinelor hidrografice Irișoara, 9 și Râșca în timp ce pe bazinele hidrografice Răcățau, 10 și 5 volumul maxim este influențat de grupa hidrologică de sol, din categoriile B, C și D, cu o extensiune teritorială mai mare a ultimelor două grupe.

Volume maxime minime le-am identificat pe teritoriile bazinelor hidrografice 46 (9,01m³, Planșa VIII), 37 (9,36 m³, Planșa VII) și 22 (10,46 m³, Planșa VI). Debitele maxime minime de pe aceste bazine hidrografice s-au datorat, în principal grupei hidrologice de sol predominantă, A și B, grupe hidrologice care permit o infiltrație rapidă a apei în sol, dar și datorită acoperirii solului, în procent foarte mare, cu pășuni, fâneață și culturi agricole.

În urma analizei bazinul hidrografic superior Someșul Mic, în întregul său se poate observa (harta: volumul de apă scurs) că debitele maxime apar în partea sud-vestică a bazinului, pe versanții cu orientare sudică și sud-vestică, acolo unde altitudinile reliefului sunt mari și pantele relativ ridicate. Lipsa parțială sau acoperirea într-un procent mic cu vegetație, care să intercepeze precipitațiile, din zonele unde se înregistrează cele mai mari volume, își aduc, de asemenea, o contribuție la proveniența acestora.

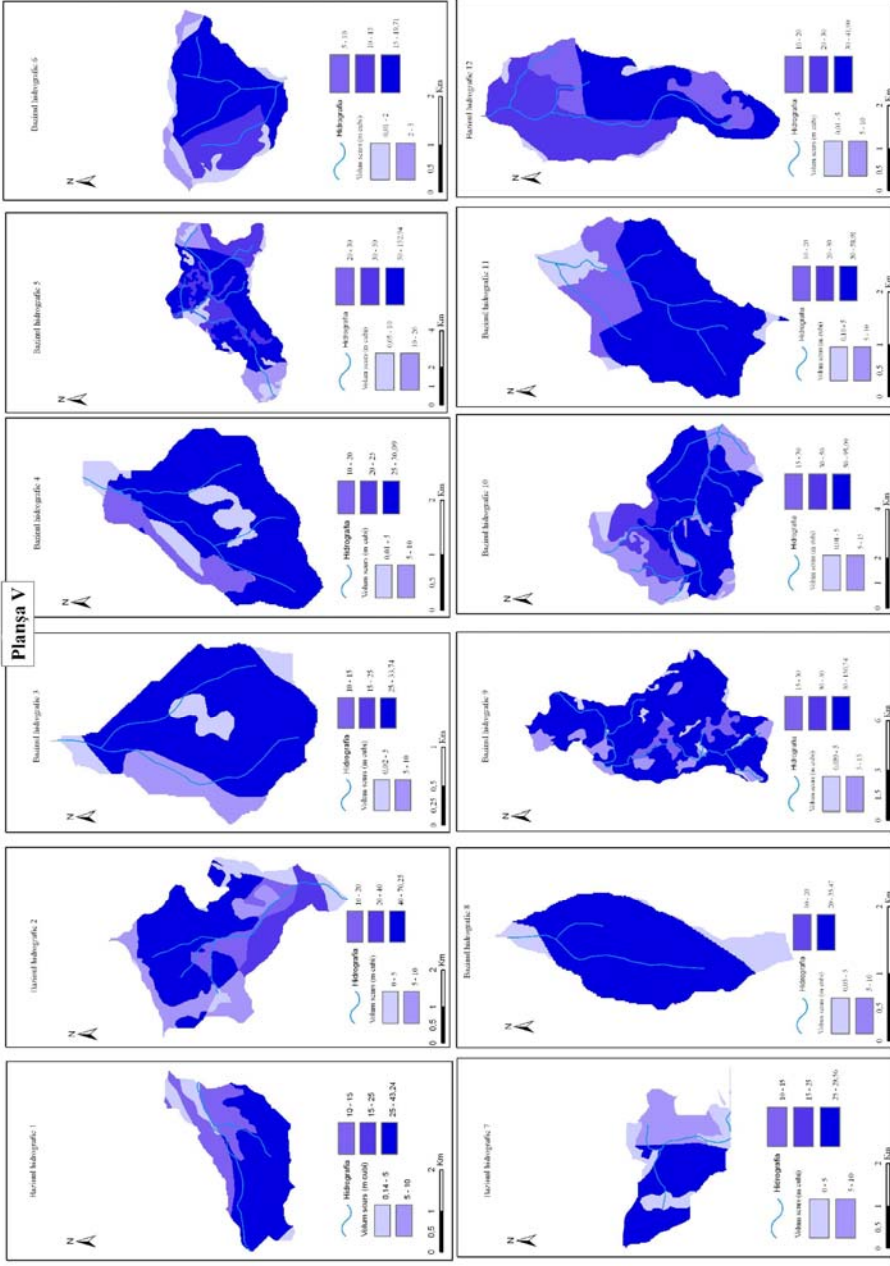
Baza de date rezultată în urma procesului de modelare am conturat-o într-un număr de 59 de griduri (Planșele V, VI, VII, VII și IX) reprezentând volumele de apă scurse și un grid unitar a volumului maxim de scurgere de pe teritoriul bazinului hidrografic superior Someșul Mic (harta: Volumul de apă scurs – metoda SCS-CN -). Pentru fiecare dintre aceste baze de date am calculat un timp de concentrare minim, maxim sau mediu (vezi Cap. 3.3.4.2).

3.3.3 Determinarea volumelor maxime utilizând formule matematice de calcul

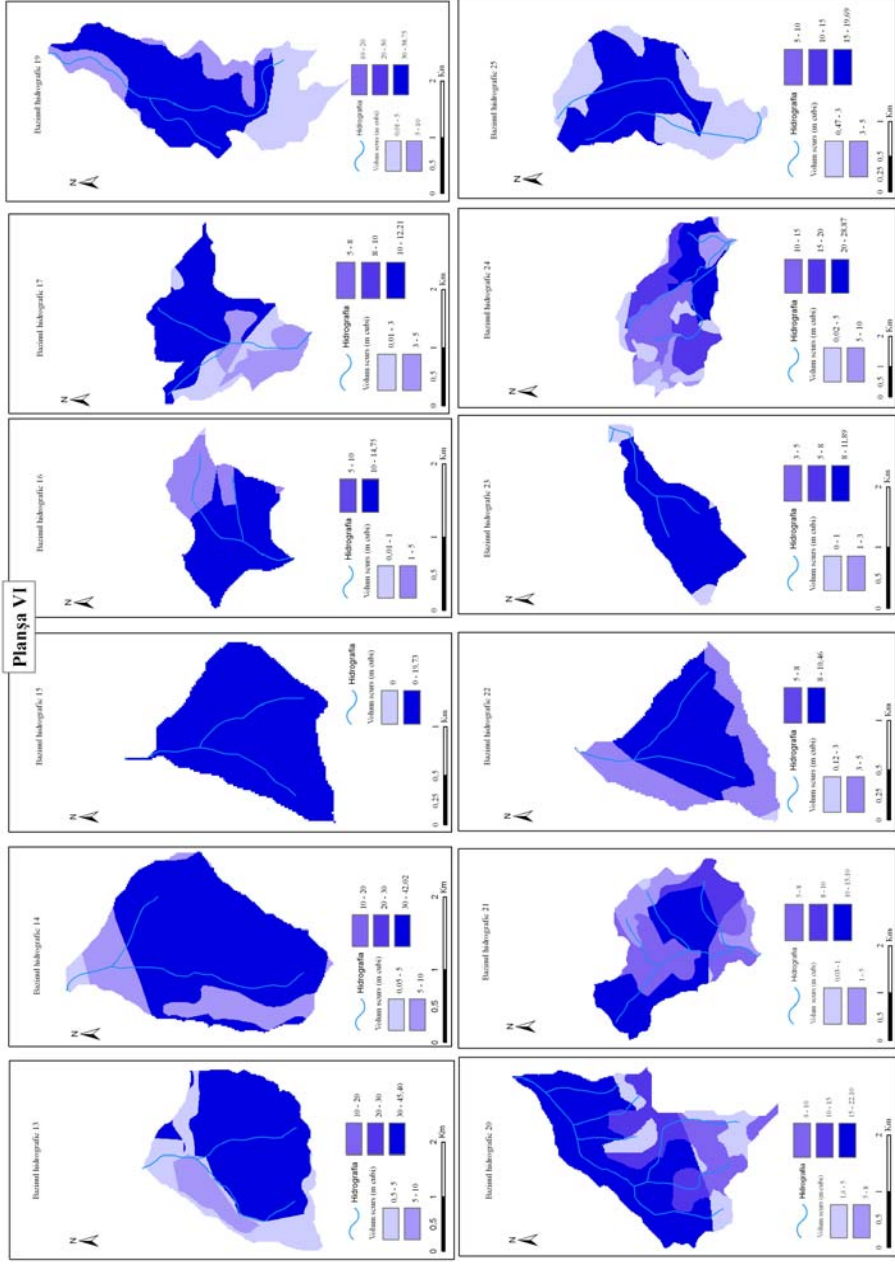
Atunci când nu se dispune de un șir de date suficient de lung, sau date hidrometrice insuficiente, debitele trebuie determinate pe baza relațiilor observate între viituri și elementele care duc la producerea acestora. Relațiile empirice de determinare a debitelor maxime pe baza formulelor matematice sunt denumite formule aproximative și trebuie să îndeplinească o serie de condiții pentru a se putea utiliza cu o acuratețe foarte mare.

Principala condiție pe care ar trebui să o îndeplinească formulele aproximative ar fi aceea, că ar trebui să se țină cont de caracteristicile solului și vegetației, suprafața bazinului, lungimea lui, relieful, pantele, forma bazinului, suprafețele împădurite etc., toate acestea trebuind să se regăsească într-o formă sau alta în ecuațiile de calcul. Formulele trebuie să reflecte acțiunea factorilor care

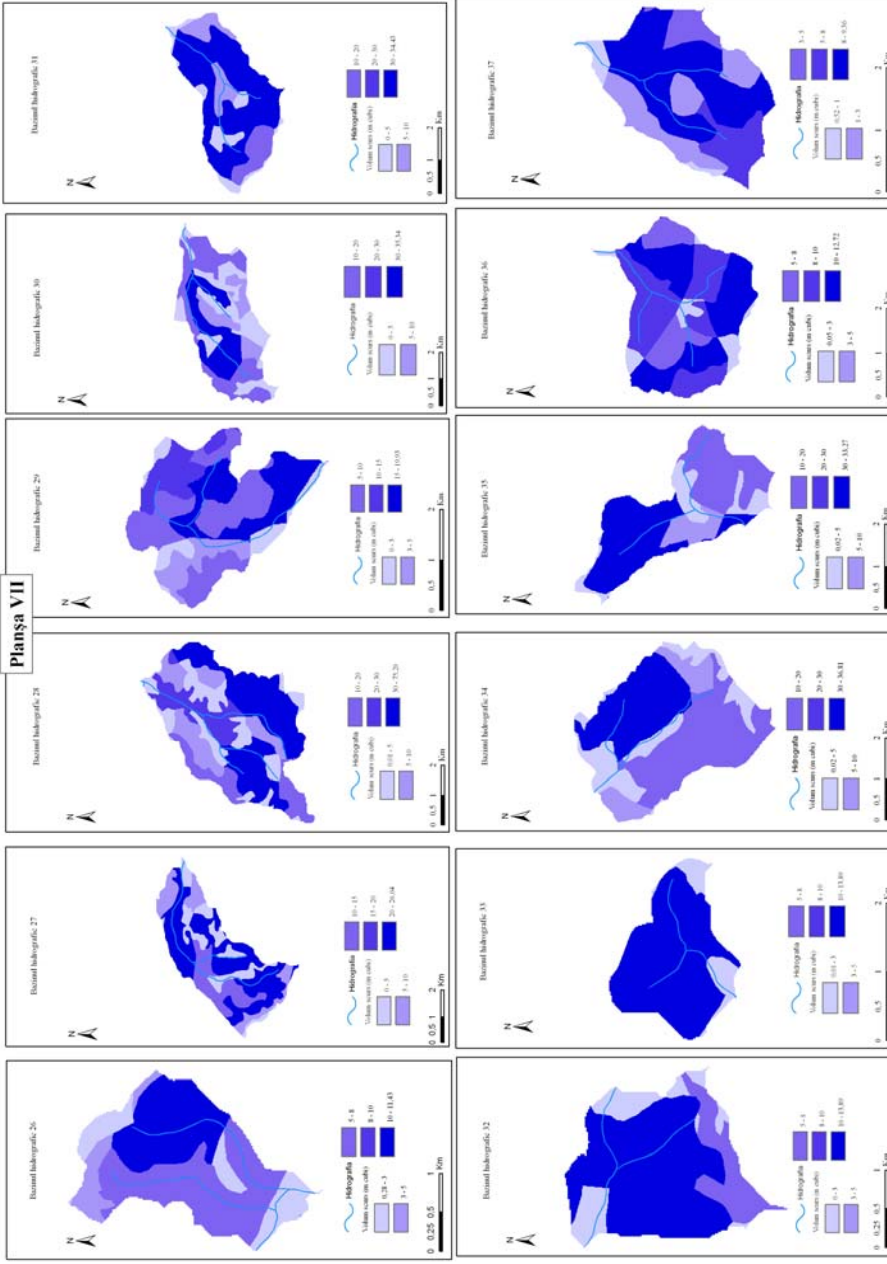
Pianșa V



Planşa VI



Planşa VII

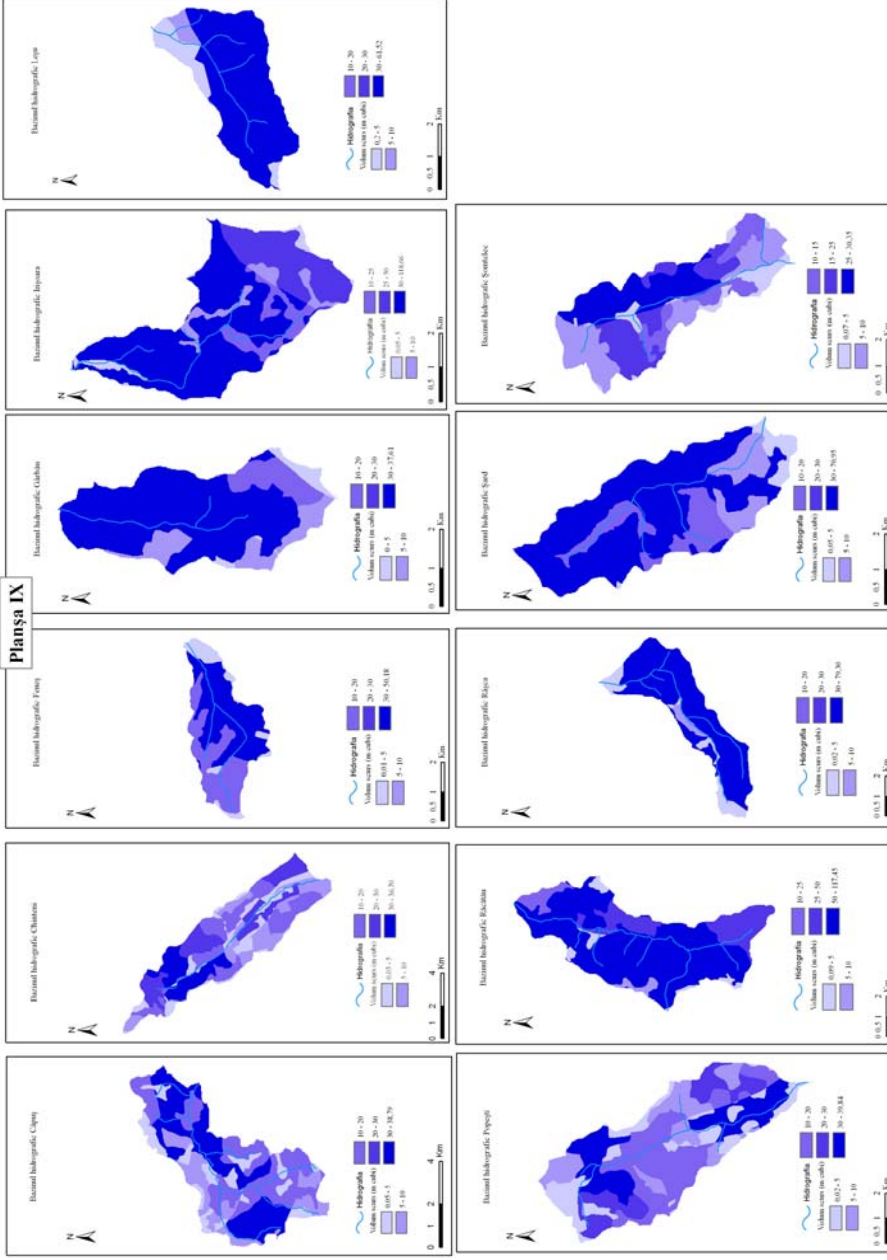


Planșa VIII

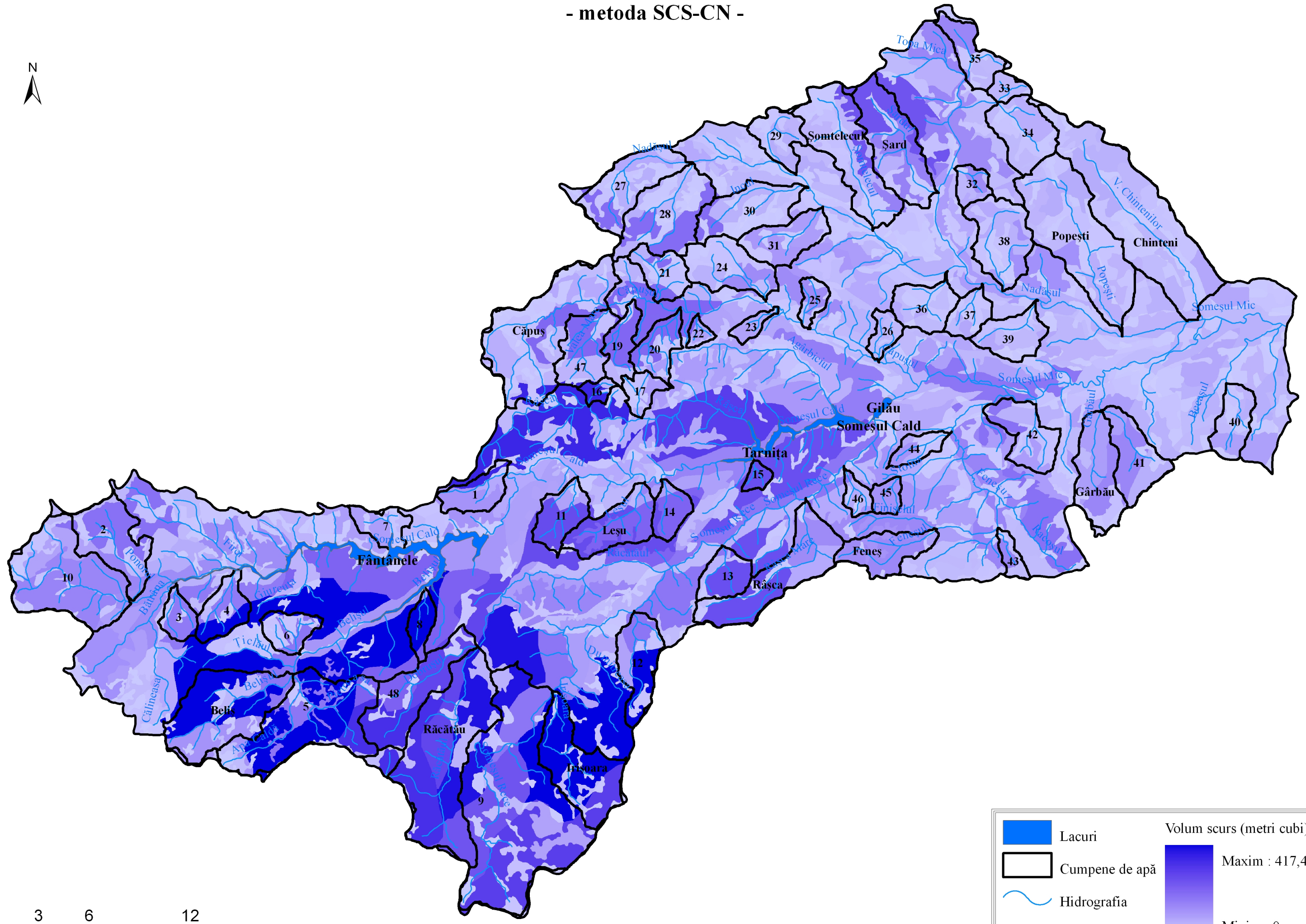
Hazard index maps for various hydrographic basins:

- Basin 43:** Hazard index ranges: 0-4, 4-10, 10-15, 15-20, 20-25, 25-30, 30-35, 35-40, 40-45, 45-50, 50-55, 55-60, 60-65, 65-70, 70-75, 75-80, 80-85, 85-90, 90-95, 95-100.
- Basin 42:** Hazard index ranges: 0-4, 4-10, 10-15, 15-20, 20-25, 25-30, 30-35, 35-40, 40-45, 45-50, 50-55, 55-60, 60-65, 65-70, 70-75, 75-80, 80-85, 85-90, 90-95, 95-100.
- Basin 41:** Hazard index ranges: 0-4, 4-10, 10-15, 15-20, 20-25, 25-30, 30-35, 35-40, 40-45, 45-50, 50-55, 55-60, 60-65, 65-70, 70-75, 75-80, 80-85, 85-90, 90-95, 95-100.
- Basin 40:** Hazard index ranges: 0-4, 4-10, 10-15, 15-20, 20-25, 25-30, 30-35, 35-40, 40-45, 45-50, 50-55, 55-60, 60-65, 65-70, 70-75, 75-80, 80-85, 85-90, 90-95, 95-100.
- Basin 39:** Hazard index ranges: 0-4, 4-10, 10-15, 15-20, 20-25, 25-30, 30-35, 35-40, 40-45, 45-50, 50-55, 55-60, 60-65, 65-70, 70-75, 75-80, 80-85, 85-90, 90-95, 95-100.
- Basin 38:** Hazard index ranges: 0-4, 4-10, 10-15, 15-20, 20-25, 25-30, 30-35, 35-40, 40-45, 45-50, 50-55, 55-60, 60-65, 65-70, 70-75, 75-80, 80-85, 85-90, 90-95, 95-100.
- Basin 44:** Hazard index ranges: 0-4, 4-10, 10-15, 15-20, 20-25, 25-30, 30-35, 35-40, 40-45, 45-50, 50-55, 55-60, 60-65, 65-70, 70-75, 75-80, 80-85, 85-90, 90-95, 95-100.
- Basin 45:** Hazard index ranges: 0-4, 4-10, 10-15, 15-20, 20-25, 25-30, 30-35, 35-40, 40-45, 45-50, 50-55, 55-60, 60-65, 65-70, 70-75, 75-80, 80-85, 85-90, 90-95, 95-100.
- Basin 46:** Hazard index ranges: 0-4, 4-10, 10-15, 15-20, 20-25, 25-30, 30-35, 35-40, 40-45, 45-50, 50-55, 55-60, 60-65, 65-70, 70-75, 75-80, 80-85, 85-90, 90-95, 95-100.
- Basin 47:** Hazard index ranges: 0-4, 4-10, 10-15, 15-20, 20-25, 25-30, 30-35, 35-40, 40-45, 45-50, 50-55, 55-60, 60-65, 65-70, 70-75, 75-80, 80-85, 85-90, 90-95, 95-100.
- Basin 48:** Hazard index ranges: 0-4, 4-10, 10-15, 15-20, 20-25, 25-30, 30-35, 35-40, 40-45, 45-50, 50-55, 55-60, 60-65, 65-70, 70-75, 75-80, 80-85, 85-90, 90-95, 95-100.
- Basin 49:** Hazard index ranges: 0-4, 4-10, 10-15, 15-20, 20-25, 25-30, 30-35, 35-40, 40-45, 45-50, 50-55, 55-60, 60-65, 65-70, 70-75, 75-80, 80-85, 85-90, 90-95, 95-100.

Planşa IX



Volumul de apă scurs - metoda SCS-CN -



influențează mecanismul formării volumelor maxime, trebuie să fie cât mai simple și adaptabile, pentru a putea fi utilizate în cât mai multe situații, orice formulă trebuie să permită utilizarea ei în calculul diferitelor asigurări etc.

În literatura de specialitate, în decursul anilor, au fost propuse o serie de formule de calcul aproximative care țin cont, atât de proveniența scurgerii maxime (ploi torențiale și topirea zăpezilor) cât și în ceea ce privește suprafața de recepție (bazine hidrografice foarte mici și mici). Deoarece pe teritoriul bazinului hidrografic superior al Someșului Mic majoritatea viiturilor se înregistrează ca urmare a ploilor torențiale am analizat bazinele hidrografice utilizând tipul de ecuații propuse pentru acest tip de producere a evenimentelor.

Formula Hofbauer a fost realizată pentru calculul volumelor maxime în bazine hidrografice care au suprafața cuprinsă între 10 km² și 200 km², având următoarea formă:

$$Q = 60 * \beta * \sqrt{A} \quad (19)$$

unde:

Q – debitul catastrofal

A – suprafața bazinului km²

β – coeficient ce variază cu relieful

Formula scoate în evidență variația proporțională a debitului cu suprafața bazinului de recepție, fiind neglijate forma bazinului și factorii fizicogeografici, soluri, vegetație, condiționali ai formării debitului. Un neajuns al formulei este acela că nu se precizează forma înțelesului de debit catastrofal.

Formula Kresnik:

$$Q = \alpha * A \frac{32}{0.5 + \sqrt{A}} \quad (20)$$

În această formulă a fost adăugat, în plus de formula Hofbauer coeficientul α care ia valoarea 1 pentru condiții normale, 0,6 pentru bazine hidrografice foarte lungi și cu relief plat, 6 în cazul bazinelor hidrografice foarte mici și cu pante mari. Formula are un neajuns, major, prin faptul că, coeficientul α are o variație foarte mare în ceea ce privește componentele fizicogeografice.

Formula D. L. Socolovski:

$$Q_p = \frac{0.28 * h_p * \sigma * A}{t} a * b * c + Q \quad (m^3) \quad (21)$$

unde:

A – suprafața bazinului de recepție în km²

σ – coeficient de scurgere al precipitațiilor maxime
 h_p – intensitatea precipitațiilor în ore și mm
 t – timpul de concentrare în ore
 a – coeficientul de formă al hidrografului viiturii
 b – coeficient de reducere pentru gradul de acoperire cu lacuri și bălți
 c – coeficientul de regularizare al albiei
 Q – debitul de bază al râului

Pentru o determinare mai precisă a debitelor și volumelor maxime provenite din precipitații, Institutul Național de Meteorologie și Hidrologie a propus în 1997 prin intermediul metodologiei de calcul a debitelor maxime în bazine hidrografice mici formula rațională și formula relațională pentru determinarea debitelor maxime în funcție de suprafața de recepție a bazinului hidrografic.

3.3.4 Implementarea G.I.S în formula rațională

Pentru calculul debitelor maxime cu diverse asigurări în bazinele hidrografice mici, cu suprafața sub 10 km² ($F \leq 10 \text{ km}^2$) am utilizat relația rațională de calcul ca bază de determinare a acestora.

Ecuția este de forma:

$$Q_{1\%} = 16.7 * \sigma * i * F \quad (m^3 / s) \quad (22)$$

unde:

$Q_{1\%}$ - debitul maxim cu asigurarea 1%
 i – intensitatea medie a ploii de calcul (mm/min), (vezi capitolul 2.5.1)
 F – suprafața bazinului hidrografic (km²)
 σ – coeficientul mediu de scurgere (vezi capitolul 2.5.4)
 16,7 – coeficientul de transformare a intensității ploii din mm/min în m/s și a suprafeței din km² în m²

3.3.4.1 Analiza spațială a coeficienților medii de scurgere

Una dintre cele mai utilizate formule de calcul a debitelor maxime în bazine hidrografice mici este formula rațională. Conform acestei formule un parametru important îl constituie coeficientul mediu de scurgere.

Coeficienții medii de scurgere sunt parametri hidrologici matematici care se stabilesc prompt și aproximativ. Baza de identificare a coeficienților de scurgere este formată din componentele principale ale bilanțului hidrologic; ploaia care generează scurgerea maximă, elementele de interceptie a precipitațiilor și în final scurgerea generată de ploaia de intensitate maximă.

Pentru coeficienții de scurgere se recomandă întrebuintarea rezultatelor obținute pe baze directe, în bazine experimentale, bazine reprezentative sau bazine hidrografice cu suprafețe foarte mici.

Dacă nu se dispune de nici un tip de date referitoare la coeficientul de scurgere, acesta se poate determina în funcție de generalizările teritoriale făcute de unii cercetători, pe baza observațiilor în teren. Unul dintre cele mai utilizate tabele de identificare a coeficienților de scurgere sunt cele propuse de Frevert și adaptate în funcție de teritoriul studiat (Tab. 3.10). Frevert a propus identificarea coeficientului de scurgere în funcție de folosința terenului, pantă și textura solului, coeficientul putând lua valori între 0,1 pentru terenuri cu pantă foarte mică, acoperite cu vegetație arbustivă și textura solului ușoară și 1 pentru suprafețe cu scurgere de 100%.

Coeficientul global de scurgere se determină ca sumă a tuturor coeficienților de scurgere raportați la suprafață, utilizând relația:

$$\sigma = \frac{\sum_{i=1}^n \sigma_i * F_i}{F} \quad (23)$$

unde:

σ – coeficient de scurgere

σ_i – valoarea coeficientului de scurgere 1

F – suprafața

n – numărul de coeficienți de pe suprafața bazinului hidrografic

Prin intermediul G.I.S am realizat un model de calcul și identificare în teritoriu a valorilor maxime, minime și medii ale coeficienților de scurgere, pe baza stratelor tematice ale factorilor care îi influențează. Modalitățile G.I.S., de determinare, sunt foarte variate toate ducând spre aceeași metodologie, pe care am utilizat-o și în acest caz, de prelucrare grid-urilor tematice, ca identificator spațial, nu ca valoare unică a coeficienților de scurgere.

Pentru a se putea realiza analiza spațială și, în același timp, calculul coeficienților de scurgere pentru fiecare bazin hidrografic în parte am realizat o bază de date specifică acestui tip de analiză.

Coeficienții de scurgere i-am determinat pe baza tabelelor Frevert, adaptate, (Diaconu, C., și colab. 1994) (Tab.3.10), cunoscând următoarele elemente: folosința terenului, textura solului și panta.

Categoriile de folosință a terenurilor sunt concentrate pe trei nivele: pădure, pășune și culturi agricole, fiecărei dintre acestea asociindu-le intervale ale geodeclivității între 0-30% și proprietăți ale texturii solului în profil. În toate lucrările de specialitate se întâlnește aceeași clasificare a texturii solului, atribuindu-se valori ale coeficienților pentru fiecare tip în funcție de pantă și mod de utilizare a terenurilor.

Tabelul 3.10 Coeficienți de scurgere adaptați după Frevert

Folosința	Panta %	Textura solului		
		Ușoară	Mijlocie	grea
Pădure	0-5	0,10	0,30	0,40
	5-10	0,25	0,35	0,50
	10-30	0,30	0,50	0,60
Pășune	0-5	0,10	0,30	0,40
	5-10	0,15	0,35	0,55
	10-30	0,20	0,40	0,60
Culturi agricole	0-5	0,30	0,50	0,60
	5-10	0,40	0,60	0,70
	10-30	0,50	0,70	0,80

Baza de date spațială cu referire la hărțile tematice ale factorilor de influență am realizat-o utilizând baza de date CORINE 2000 pentru modul de utilizare a terenurilor și hărțile de sol 1:200000 pentru identificarea texturii solurilor de pe suprafața de calcul (Tab. 3.11)

Tabelul 3.11 Baza de date spațială – coeficienți de scurgere -

Strat tematic	Format	Atribute	Codificare
Panta	GRID	Panta %	Panta %
Soluri	GRID	Textură ușoară	3
		Textură medie	1
		Textură grea	2
Utilizarea terenurilor	GRID	Pădure	3
		Pășune	2
		Culturi agricole	1

Acuratețea este una dintre caracteristicile principale ale hărților digitale, de aceea stratele tematice le-am realizat cu cea mai mare precizie, având o rezoluție de 20 m.

Codificarea atributelor spațiale am realizat-o având ca principal scop reducerea timpilor de procesare, a procedurilor de analiză spațială cât și simplificarea citirii atributelor în timpul realizării ecuațiilor de analiză spațială.

Identificarea coeficienților minimi, maximi și medii de scurgere, pe bazinele hidrografice necesită realizarea analizei spațiale a stratelor tematice realizate. Procesul de analiză spațială l-am realizat utilizând procedeul de combinare a stratelor tematice în funcție de tabelul coeficienților de scurgere (Tab. 3.10), pentru a se realiza un nou câmp tematic care să conțină reprezentarea spațială a valorii unui singur coeficient.

Procedeul de combinare a stratelor tematice poartă numele de analiză de tip overlay (analiză pe straturi multiple). Analiza overlay creează combinații între

primitivele grafice aflate pe straturi diferite în conformitate cu anumite condiții logice (bazate pe algebra booleană). Obiectivul principal al analizei overlay este de a construi conexiuni între date aparținând unor straturi diferite pentru a stabili relații între entități geografice Imbroane și colab. (1999).

Analizând componenta tabelară (Tab. 2.10) a bazei de date se observă faptul că diferite componente geografice au o pondere mai mare sau mai mică în definirea unui anumit coeficient de scurgere. Datorită acestui fapt, în procesul de analiză spațială se va utiliza tehnica de overlay multicriterial care după Haidu și colab. (1998), soluționează problemele de analiză spațială care urmăresc diferențierea rolului pe care îl au diverse componente, în variabilitatea spațială a unui obiect sau fenomen din lumea reală.

Programele geoinformatică oferă posibilitatea de realizare a acestui tip de analiză spațială; ArcG.I.S., prin intermediul extensiei Spatial Analyst, poate realiza analize spațiale de tip overlay, cu o acuratețe foarte mare.

Spațializarea și reprezentarea coeficienților de scurgere se poate realiza între strate tematice de tip raster, doar prin intermediul ecuațiilor de analiză spațială. Ecuațiile de analiză spațială le-am conceput în funcție de obiectivul urmărit, calculul și identificarea coeficienților de scurgere, și baza de date avută la dispoziție. Pentru a atinge scopul propus am utilizat, ca și condiție logică de analiză, identificatorul AND (și) astfel obținându-se următoarele ecuații de analiză spațială:

- pentru coeficientul de scurgere 0,10 (Fig. 3.23)
[utilizarea terenurilor] == 3 & [panta20] <= 5 & [soluri] == 3

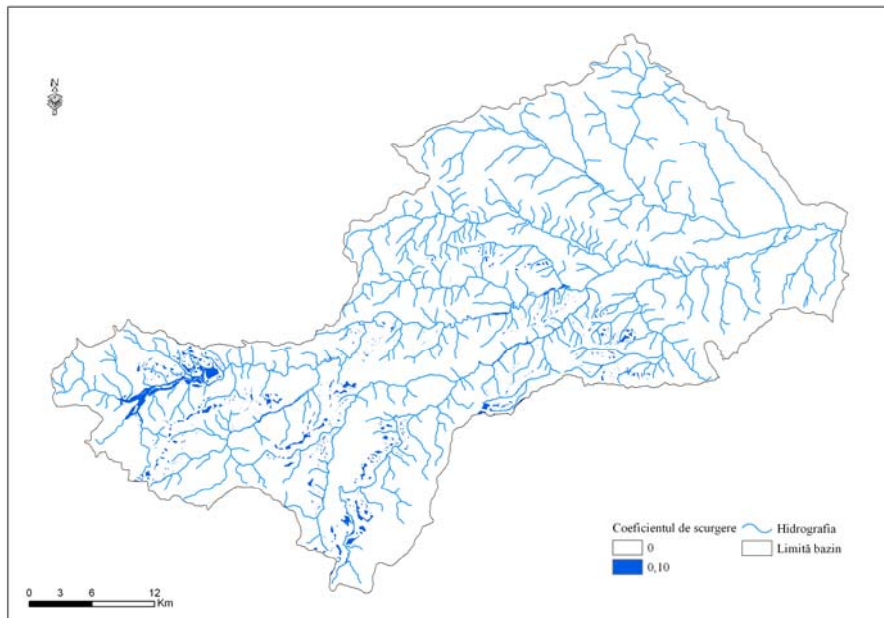


Fig. 3.23 Coeficientul de scurgere 0,10

Coeficientul de scurgere 0,10 l-am definit prin intermediul utilizării terenurilor pădure (3), panta mai mică sau egală cu 5%, textura solului ușoară, având o extensiune teritorială mică, cu identificare în zona vestică a bazinului hidrografic.

- pentru coeficientul de scurgere 0,35 (Fig. 3.24)
[utilizarea terenurilor] == 2 & [panta20] > 5 & [panta20] <= 10 & [soluri] == 1

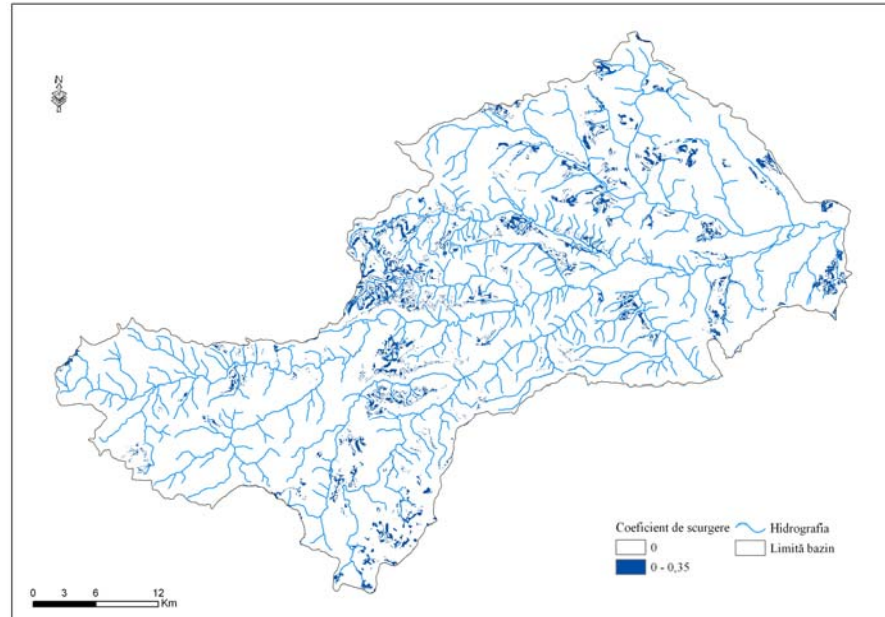


Figura 3.24 Coeficientul de scurgere 0,35

Coeficientul de scurgere 0,35 l-am obținut în urma combinării stratelor tematice: utilizarea terenurilor pășune (2), panta cuprinsă între 5% și 10%, textura solului mijlocie (1).

Extensiunea spațială a coeficientului de scurgere 0,35, coeficientul mijlociu ca valoare din șirul coeficienților de scurgere, este mai mare decât cea a primului coeficient, cu o distribuție pe întreg teritoriul bazinului hidrografic, factorii condiționali fiind identificați în mai multe locuri.

- pentru coeficientul de scurgere 0,80 (Fig. 3.25)
[utilizarea terenurilor] == 1 & [panta20] > 10 & [panta20] <= 40 & [soluri] == 2

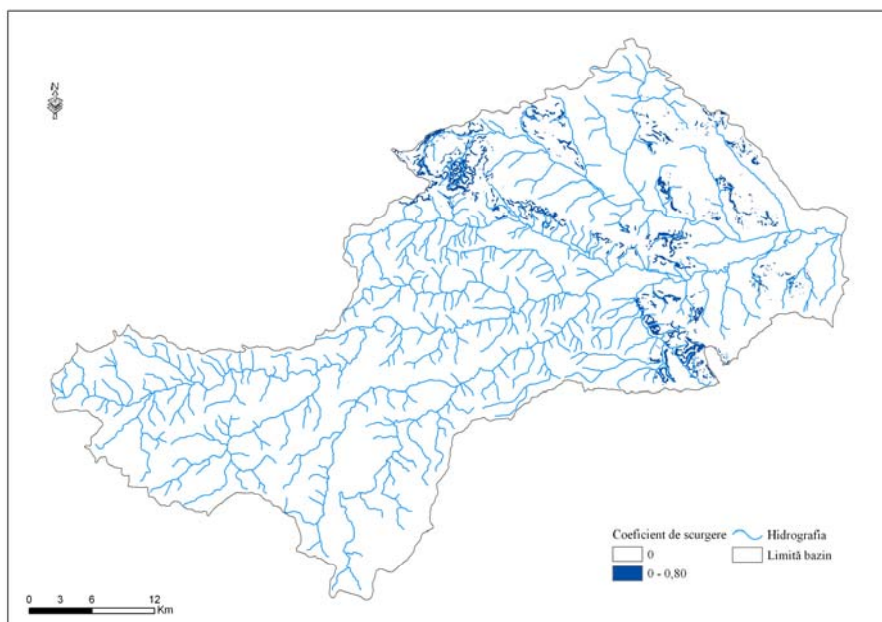


Figura 3.25 Coeficientul de scurgere 0,80

Variația spațială a coeficientului de scurgere, adaptat după Frevert, 0,80 am obținut-o identificând teritorii de manifestare a stratelor tematice reprezentând utilizarea terenurilor ca și culturi agricole (1), pantele cuprinse între 10% și 30% și o textură a solului grea (2).

Utilizând analiza spațială de tip overlay multicriterial, de identificare a variației spațiale a unui singur element, condiționat de cei trei factori au rezultat un număr de 27 straturi tematice, fiecare reprezentând valoarea unui singur coeficient de scurgere, codate începând de la g1, g2, g3,, g27.

Analiza spațială scoate în evidență doar câte o valoare a coeficientului de scurgere pe câte un strat separat, pentru realizarea unui singur strat (harta: Coeficienți de scurgere adaptați după Frevert) pe care să se poată interveni în procesul de calcul am apelat la procedeul de combinare a celor 27 de entități. Deoarece stratele coeficienților de scurgere au ca atribut valoarea coeficientului de scurgere doar în acele areale unde este înregistrat și în restul arealelor valoarea atribut este zero, am realizat combinarea prin însumare a tuturor stratelor. Extensia Spatial Analyst a programului ArcG.I.S. permite însumarea stratelor sub forma unei formule de analiză spațială de felul:

$$[g1] + [g10] + [g11] + [g12] + [g13] + [g14] + [g15] + [g16] + [g17] + [g18] + [g19] + [g2] + [g20] + [g21] + [g22] + [g23] + [g24] + [g25] + [g26] + [g27] + [g3] + [g4] + [g5] + [g6] + [g7] + [g8] + [g9]$$

Utilizarea G.I.S. în aprecierea și calcularea unor parametrii, cu variație teritorială, care intră în ecuațiile de calcul a scurgerii maxime este utilă. Analiza spațială G.I.S permite realizarea rapidă a calculelor, bazele de date rezultate putând fi utilizate și în alte proiecte și aplicații.

În cazul de față am obținut coeficienții de scurgere pe întreg teritoriul de studiu, scopul analizei fiind acela de a calcula coeficienții medii de scurgere pe un număr de 59 de bazine hidrografice mici. Acest lucru l-am realizat foarte ușor și corect apelând la funcțiile statistice integrate în programele geoinformative.

Utilizând ArcG.I.S., funcția zonal statistic a extensiei spatial analyst am extras în mod automat mediile coeficienților de scurgere pe fiecare bazin hidrografic, dispunând de un strat tematic cu limitele, cumpenele de apă a fiecărui bazin în parte. Baza de date rezultată este în format baze de date .dbf (Tab. 3.12), dar și în format grafic, pentru a se putea analiza la prima vedere rezultatele obținute (Fig. 3.26).

După cum se poate observa din fig. 3.26, baza de date este corelată perfect cu graficul care reprezintă media coeficientului de scurgere pe fiecare bazin hidrografic. Bazinul hidrografic Căpuș are un coeficient mediu de scurgere de 0,46, corelat în tabela atribut cu numele bazinului și în același timp corelat și cu graficul de reprezentare.

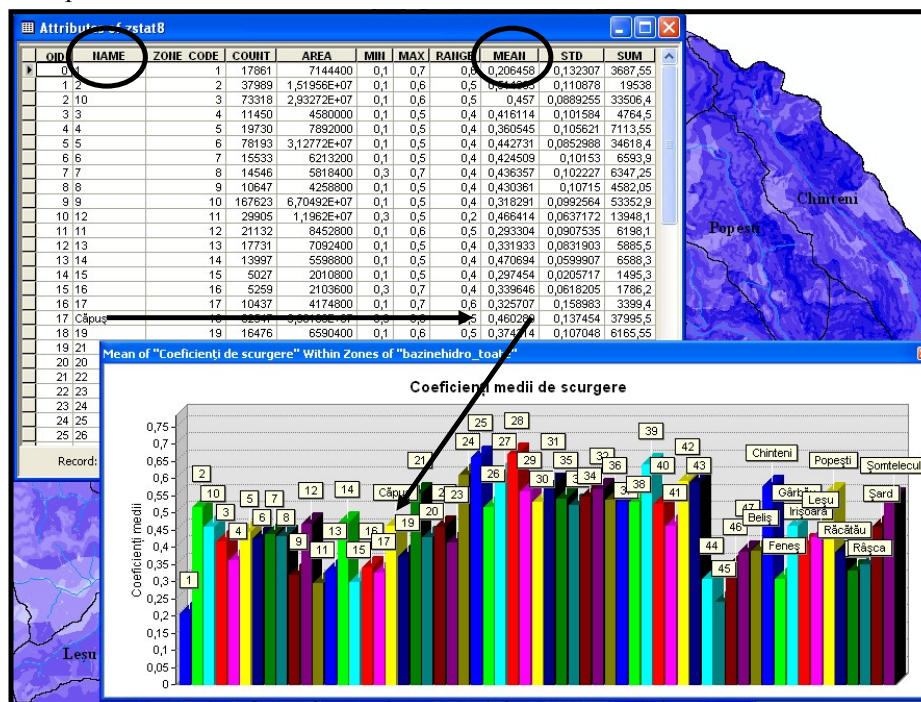
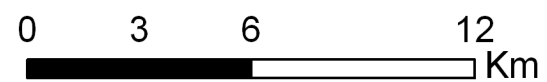
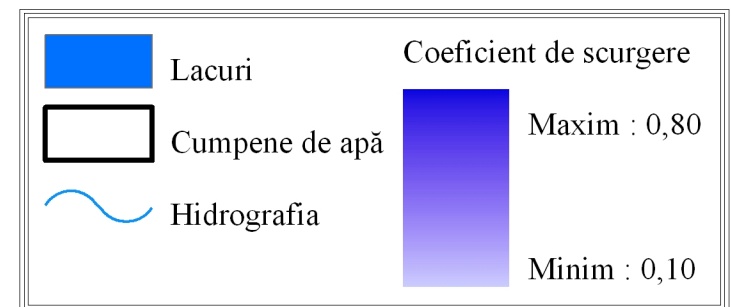
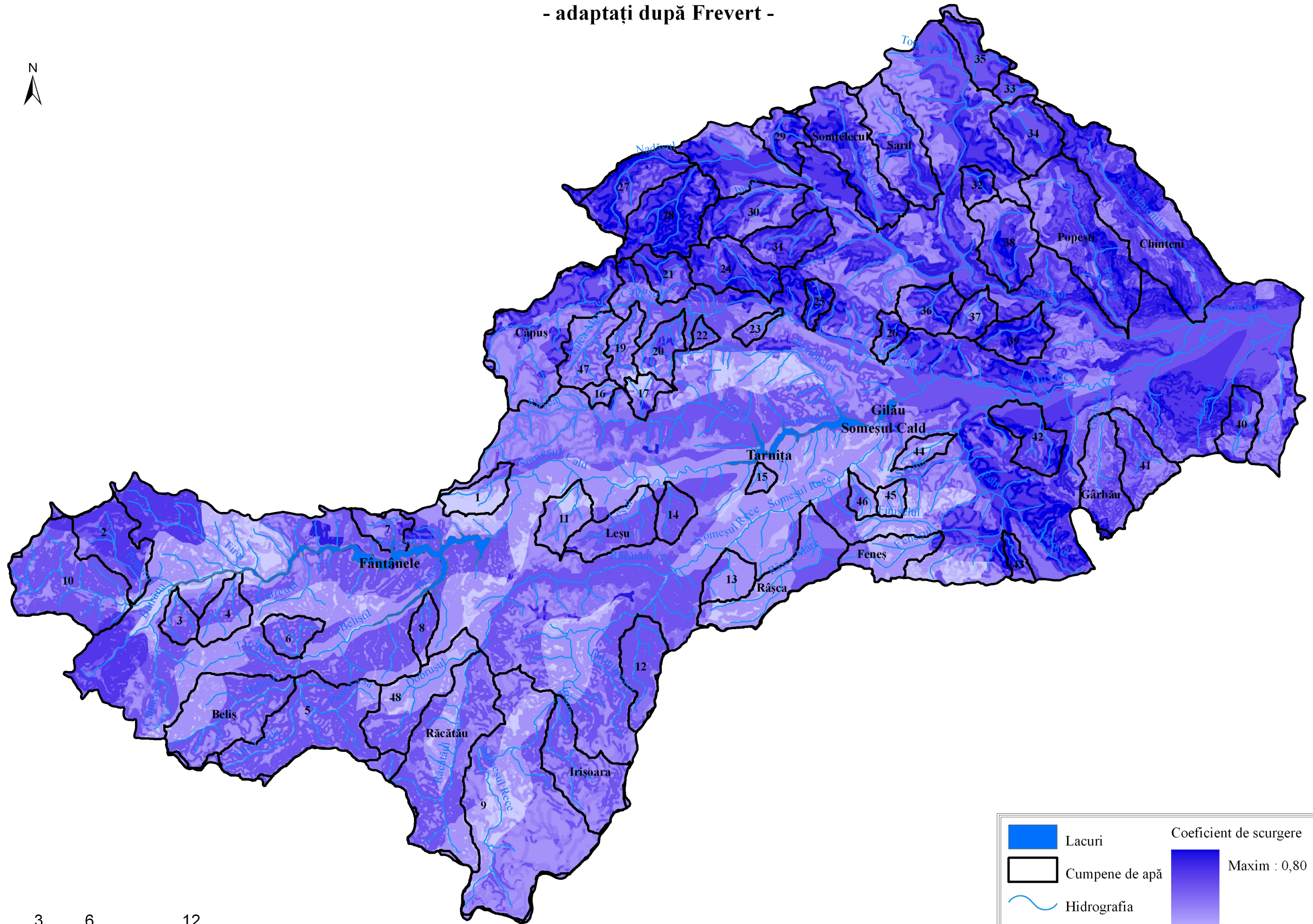


Figura 3.26 Baza de date și variația grafică

Coeficienți de scurgere
- adaptați după Frevert -



Tabelul 3.12 Coeficienți de scurgere calculați după Frevert

Denumire bazin hidrografic	Coeficienți de scurgere			Denumire bazin hidrografic	Coeficienți de scurgere		
	Minim	Mediu	Maxim		Minim	Mediu	Maxim
1	0.10	0.21	0.70	33	0.30	0.52	0.70
2	0.10	0.51	0.60	34	0.30	0.55	0.80
3	0.10	0.42	0.50	35	0.30	0.54	0.70
4	0.10	0.36	0.50	36	0.30	0.54	0.80
5	0.10	0.44	0.50	37	0.30	0.53	0.80
6	0.10	0.42	0.50	38	0.30	0.53	0.80
7	0.30	0.44	0.70	39	0.30	0.64	0.80
8	0.10	0.43	0.50	40	0.30	0.52	0.80
9	0.10	0.32	0.50	41	0.30	0.46	0.60
10	0.10	0.46	0.60	42	0.40	0.59	0.80
11	0.10	0.29	0.60	43	0.40	0.59	0.80
12	0.30	0.47	0.50	44	0.10	0.31	0.50
13	0.10	0.33	0.50	45	0.10	0.24	0.50
14	0.10	0.47	0.50	46	0.10	0.34	0.50
15	0.10	0.30	0.50	47	0.30	0.39	0.70
16	0.30	0.34	0.70	48	0.10	0.33	0.50
17	0.10	0.33	0.70	Beliș	0.10	0.39	0.50
19	0.10	0.37	0.60	Chinteni	0.30	0.57	0.80
20	0.10	0.43	0.70	Feneș	0.10	0.31	0.70
21	0.30	0.55	0.80	Gârbău	0.30	0.46	0.80
22	0.30	0.46	0.50	Irișoara	0.10	0.41	0.50
23	0.30	0.41	0.70	Leșu	0.10	0.43	0.70
24	0.30	0.61	0.80	Popești	0.30	0.55	0.80
25	0.30	0.66	0.80	Răcătău	0.10	0.38	0.50
26	0.30	0.51	0.80	Râșca	0.10	0.35	0.50
27	0.40	0.61	0.80	Șard	0.30	0.46	0.70
28	0.40	0.67	0.80	Șomtelecu	0.30	0.54	0.80
29	0.30	0.56	0.80	Căpuș	0.30	0.46	0.80
30	0.30	0.53	0.80				
31	0.30	0.58	0.80				
32	0.30	0.57	0.80				

Din analiza bazei de date tabelare reiese că bazinul hidrografic cu coeficientul mediu de scurgere cel mai mare este bazinul 28 cu un coeficient 0,67 (coeficient maxim 0,80, minim 0,40), iar coeficientul mediu minim îi este atribuit bazinului hidrografic 1, valoarea fiind 0,20 (coeficient maxim 0,70, minim 0,10).

Aceste valori ale coeficienților de scurgere, cât și bazinele hidrografice se explică prin faptul că, bazinul hidrografic cu cel mai mic coeficient mediu de scurgere se află în zona montană împădurită, cu soluri din categoria celor cu textură ușoară și pante relativ moderate. În acest caz acoperirea cu vegetație de

pădure este un factor decisiv în stabilirea coeficientului de scurgere. Bazinul hidrografic care are cel mai mare coeficient mediu de scurgere este localizat în zona de tranziție între dealuri și podiș, la baza stabilirii coeficientului de scurgere stând două elemente: panta și utilizarea terenurilor. Pantele se încadrează, în cea mai mare parte, în categoria pantelor mari, utilizarea terenurilor fiind cea de culturi agricole, doar pe alocuri întâlnindu-se pășuni în suprafețe nesemnificative.

*

Unul dintre principalele elemente ale formulei raționale pentru calcularea debitului maxim în bazine hidrografice mici este reprezentat de intensitatea medie a ploii de calcul, care se obține utilizând relația (12). Pentru determinarea corectă a intensității medii a ploii de calcul egală cu timpul de concentrare, este necesară cunoașterea timpului de concentrare specific fiecărui bazin hidrografic.

3.3.4.2 Analiza spațială a timpilor de concentrare

Timpul de concentrare este utilizat în numeroase ecuații care calculează debitul maxim, fiind absolut necesar pentru utilizarea metodei raționale în acest scop.

Pe diferite bazine hidrografice se înregistrează timpi de concentrare a apei diferiți, în funcție de diferitele condiții care stau la baza concentrării apei pe versanți și în albie. Apa se mișcă, luând formă de scurgere laminară, pe unii versanți, concentrată în albie naturale și canale de ape pluviale etc., de toate aceste moduri de scurgere ar trebui să se țină seama în procesul de determinare a timpului de concentrare.

În literatura de specialitate sunt utilizate numeroase formule de estimare a timpului de concentrare, printre care cele mai utilizate ar fi: Wave Metod, formula Kirpich (24), formula Kerby și NRCS Velocity Method (25).

Timpul de concentrare este definit ca fiind timpul necesar undeii de viitură de a ajunge din punctul cel mai îndepărtat al bazinului hidrografic până la secțiunea de calcul.

O altă definiție, și poate cea mai completă, dată timpului de concentrare se conturează în faptul că timpul de concentrare este timpul din momentul în care excesul de apă provenită din intensități maxime de precipitații, de pe întreaga suprafață a bazinului colector contribuie, simultan, la scurgere, din locul de formare și până la secțiunea de calcul.

Calculul timpului de concentrare se face ca sumă între două componente principale ale lui: între timpul de concentrare pe versanți și timpul de concentrare în canalul de scurgere (albie principală, afluenți, canale de ape pluviale etc.).

Formula Kirpich

$$t_c = 0.0078 * L * \left(\frac{L}{H} \right)^{0.385} \quad (\text{minute}) \quad (24)$$

unde:

t_c – timpul de concentrare (minute)

L – lungimea maximă a canalului de scurgere

H – diferența de nivel între cel mai înalt și cel mai jos punct de pe suprafața bazinului hidrografic

Metoda se poate utiliza doar în cazul în care datele referitoare la bazinul hidrografic sunt insuficiente, metoda neținând seama de timpul de concentrare pe pantele versanților, de aceea se utilizează doar pentru bazine hidrografice foarte mici, pe bazine colectoare cu suprafață mare timpii de concentrare sunt calculați cu erori mari.

NRCS Velocity Method

Aceasta este una dintre cele mai utilizate metode, fiind cel mai ușor de implementat în programele geoinformatic, precum și metoda care calculează cei mai corecți timpi de concentrare ai volumelor de apă.

Calculul timpilor de concentrare ai volumelor de apă având la bază lungimea albiei principale, mărimea volumului maxim calculat și panta pe care se scurge acesta se realizează utilizând relația:

$$t_c = \frac{L}{0.6} \quad (\text{ore}) \quad (25)$$

$$L = \frac{L_a^{0.8} * (S + 1)^{0.7}}{1900 * \gamma^{0.5}} \quad (\text{ore})$$

unde:

t_c – timpul de concentrare în ore

L_a – lungimea canalului de drenaj

S – potențialul de retenție a apei

γ – panta în procente

Pentru calculul timpilor de concentrare am utilizat metoda propusă de NRCS, ecuația (25), datorită faptului că înglobează în structura ei toți factorii care influențează timpii de concentrare.

Baza de date necesară în procesul de analiză spațială am alcătuit-o având la dispoziție straturile tematice reprezentând scurgerea maximă și panta dar și baza de date cu referire la lungimea canalului de drenaj (Tab. 3.13).

Tabelul 3.13 Baza de date –timp de concentrare-

Strat tematic	Format	Atribute
Scurgerea maximă	GRID	m ³
Panta	GRID	Panta %
Lungimea canalului de drenaj	Alfanumeric	km

Lungimea canalului de drenaj (Tab. 3.14) reprezintă baza de date alfanumerică care identifică lungimea, în km, a celui mai lung traseu de scurgere a apei de pe suprafața bazinului hidrografic, pe care am obținut-o în mod automat (având ca bază de date DEM-ul și cumpăna de apă a bazinului pentru care se vrea aflarea lungimii) utilizând funcția Longes Flow Path for Catchements pusă la dispoziție de extensia HydroTools 9 care rulează împreună cu programul geoinformatic ArcG.I.S..

Panta influențează timpul de concentrare în albie, pe o pantă mare a albiei se va înregistra un timp de concentrare mic pe când pe o pantă a albiei mică se va înregistra un timp de concentrare mare. Cu cât panta albiei crește cu atât timpul de concentrare va tinde spre zero. Timpii de concentrare pe versanți sunt influențați, de asemenea, de pantă. Dacă se calculează o valoare relativ mare a pantei cu o extensiune teritorială, unitară, mare, atunci vom calcula timp de concentrare mici, scurgerea tinzând spre una cu caracter torențial, în timp ce pe pante cu valori mici timp de concentrare cresc.

Volumul maxim l-am identificat ca fiind o bază de date de tip GRID, reprezentat de volumul de apă antrenat în scurgere, căruia i se calculează timp de concentrare, volum de apă pe care l-am calculat prin intermediul modelului SCS-CN.

În urma analizei formulelor de calcul a timpilor de concentrare, am ales pentru realizarea modelării timpilor de concentrare formula NRCS Velocity Method. Modelarea spațială a timpilor de concentrare necesită adaptarea tehnicilor de modelare spațială matematică, care presupune prelucrarea stratelor tematice prin intermediul unor calcule transpuse în ecuații și funcții pentru a genera atribute noi stocate în alte strate tematice.

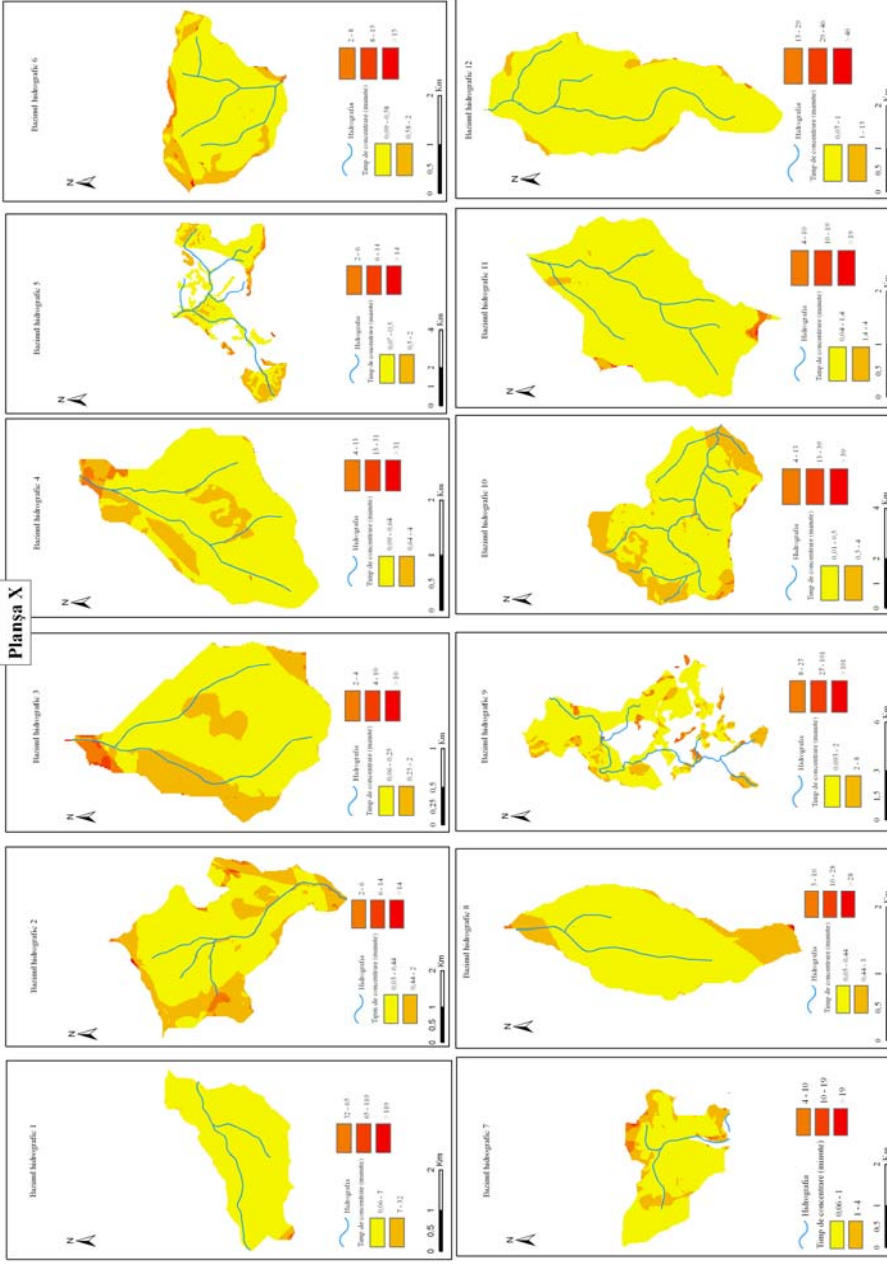
În procesul de modelare spațială am utilizat programul geoinformatic ArcG.I.S., respectiv funcția Raster Calculator a extensiei Spatial Analyst, care permite realizarea overlazului de tip modelare cartografică, între baze de date raster și alfanumerice prin intermediul ecuațiilor de analiză spațială.

Forma ecuației de analiză spațială pe care am utilizat-o pentru calculul timpului de concentrare, după adaptarea acesteia, este următoarea:

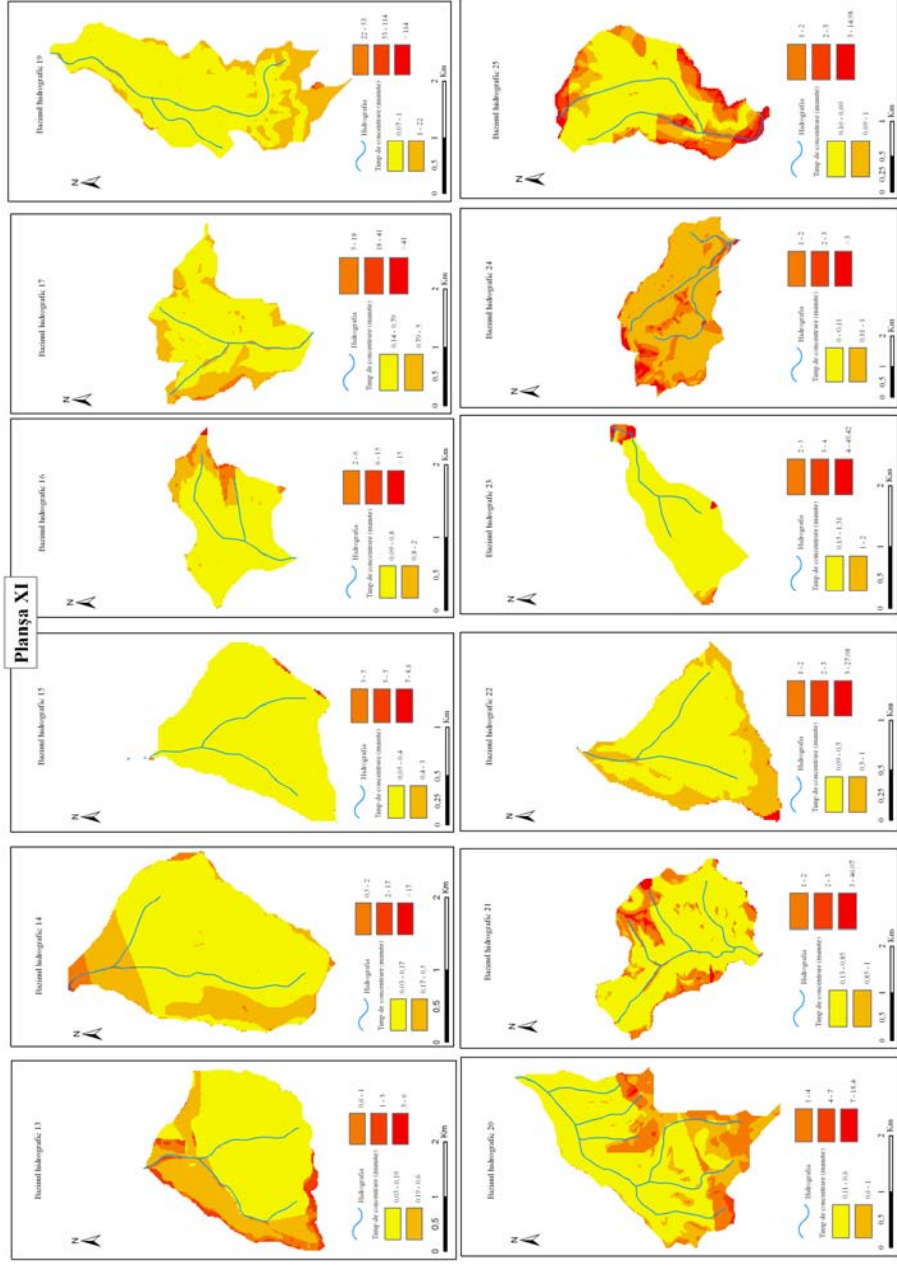
$$((\text{Pow}(L_a, 0.8) * \text{Pow}((1000 / [Q]) - 9, 0.7)) / (4407 * \text{Pow}([panta\%], 0.5))) * 60$$

Metoda NRCS Velocity Method permite calculul timpului de concentrare în ore, de aceea întreaga ecuație am înmulțit-o cu 60 pentru a se obține timp de concentrare în minute, pentru a-i putea utiliza și integra în formula rațională de calcul.

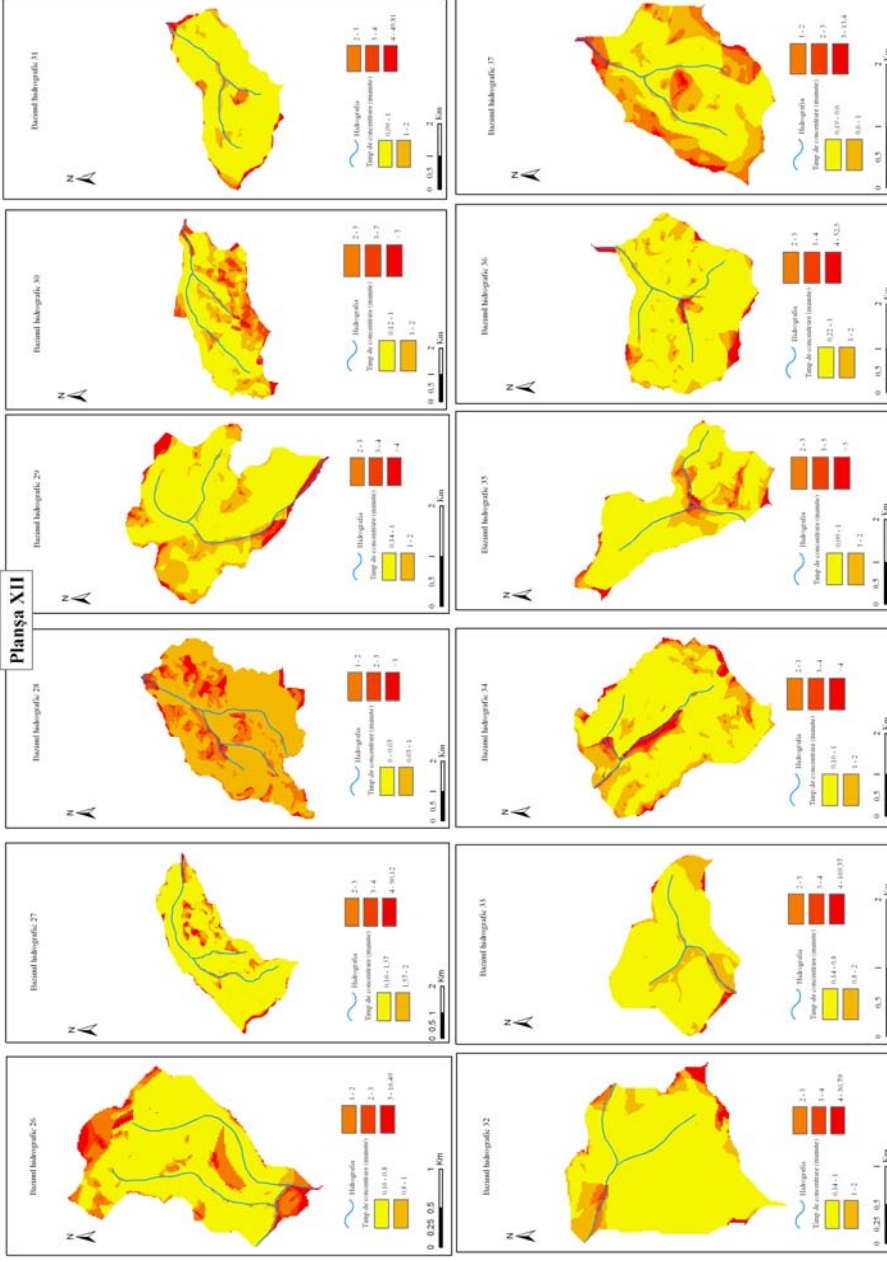
Plansa X



Pianşa XI



Planşa XII

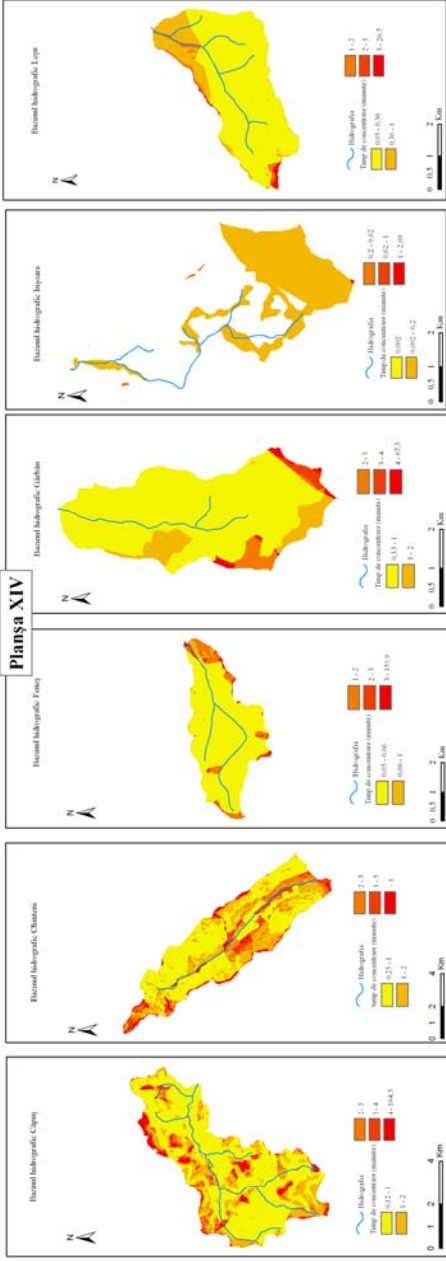


Planşa XIII

The figure displays 12 maps of different basins, each with a legend and scale bar. The legends indicate the following ranges for 'Hidrogratia' and 'Temp. de conținuturi minerale':

- Basin 38:** Hidrogratia (2-3, 3-4, 4-6.5); Temp. de conținuturi minerale (0.0-1.1, 1-2, 2-3).
- Basin 39:** Hidrogratia (2-3, 3-4, 4-13.8); Temp. de conținuturi minerale (0.0-1.1, 1-2, 2-3).
- Basin 40:** Hidrogratia (1-2, 2-3, 3-12.6); Temp. de conținuturi minerale (0.0-0.62, 0.62-1, 1-2).
- Basin 41:** Hidrogratia (1-2, 2-3, 3-12.6); Temp. de conținuturi minerale (0.0-0.62, 0.62-1, 1-2).
- Basin 42:** Hidrogratia (2-3, 3-4, 4-13.2); Temp. de conținuturi minerale (0.0-1.08, 1.08-2, 2-3).
- Basin 43:** Hidrogratia (2-3, 3-4, 4-13.3); Temp. de conținuturi minerale (0.0-1.1, 1-2, 2-3).
- Basin 44:** Hidrogratia (1-2, 2-3, 3-14.2); Temp. de conținuturi minerale (0.0-1, 1-2, 2-3).
- Basin 45:** Hidrogratia (1-2, 2-3, 3-14.2); Temp. de conținuturi minerale (0.0-1, 1-2, 2-3).
- Basin 46:** Hidrogratia (1-2, 2-3, 3-14.0); Temp. de conținuturi minerale (0.0-1, 1-2, 2-3).
- Basin 47:** Hidrogratia (1-2, 2-3, 3-14.3); Temp. de conținuturi minerale (0.0-1, 1-2, 2-3).
- Basin 48:** Hidrogratia (2-3, 3-4, 4-13.6); Temp. de conținuturi minerale (0.0-1, 1-2, 2-3).
- Basin 49:** Hidrogratia (2-3, 3-4, 4-13.6); Temp. de conținuturi minerale (0.0-1, 1-2, 2-3).

Plana XIV



Baza de date rezultată în urma modelării este materializată într-un număr de 59 de strate tematice în format GRID (Planșele X, XI, XII, XIII, XIV), care reprezintă timpii de concentrare pentru volumul scurs de pe teritoriul fiecărui bazin hidrografic în parte (Tab. 3.14) și un grid, unitar, care are ca atribut valorile timpilor de concentrare pe întreg bazinul hidrografic superior Someșul Mic.

Nu am putut face o comparație a datelor rezultate în urma modelării timpilor de concentrare deoarece valorile minime, medii și maxime sunt caracteristice volumelor de apă, nu întregului bazin hidrografic. Am realizat o analiză a manifestării procentuale a timpilor de concentrare, pe teritoriul bazinului hidrografic, având în vedere că, în urma modelării se înregistrează valori mici ai timpilor minimi de concentrare, valori mari ai timpilor de concentrare maximi pe unele bazine hidrografice și valori mici ale timpilor de concentrare medii (Tab. 3.14) ceea ce scoate în evidență manifestarea procentuală foarte redusă a timpilor de concentrare maximi și minimi și manifestarea unor anumiți timpi de concentrare, caracteristici, pe o suprafață mai mare.

Tabelul 3.14 Caracteristicile timpilor de concentrare

Denumire bazin hidrografic	Lungimea canalului de drenaj (km)	Timp de concentrare modelat (minute)			Lungimea versantului (m)	Timp de concentrare calculat (minute)
		Minim	Mediu	Maxim		
1	5.49	0.06	0.44	197.26	112.26	2.73
2	8.25	0.03	0.38	34.72	156.52	3.91
3	4.28	0.06	0.32	49.40	77.75	2.15
4	5.66	0.09	0.38	139.19	93.81	3.70
5	9.72	0.07	0.47	28.72	138.57	5.22
6	3.77	0.09	0.38	21.21	88.84	2.12
7	6.29	0.06	0.65	53.33	120.86	3.27
8	4.95	0.05	0.21	49.42	108.67	3.31
9	21.32	0.093	1.40	267.71	237.65	10.75
10	11.84	0.01	0.31	72.09	108.37	4.58
11	5.73	0.04	0.29	43.46	88.76	2.82
12	8.38	0.07	0.25	378.14	119.46	3.54
13	4.27	0.03	0.23	6.68	128.90	4.08
14	4.31	0.03	0.11	34.75	117.15	4.20
15	2.51	0.05	0.09	8.82	68.13	2.23
16	2.85	0.09	0.63	27.57	62.87	2.74
17	4.50	0.14	0.59	165.85	96.52	4.77
19	6.46	0.07	0.72	217.04	91.78	5.29
20	6.86	0.11	0.65	18.47	55.30	6.19
21	4.55	0.13	0.73	46.07	84.25	4.94
22	2.37	0.09	0.29	27.08	63.02	3.47
23	3.81	0.15	0.55	49.42	71.81	3.41
24	7.38	0.11	0.44	434.77	116.81	10.76

25	4.27	0.10	0.90	14.98	61.18	5.19
26	4.05	0.16	0.75	16.49	60.55	6.17
27	9.74	0.16	0.89	90.12	146.59	19.51
28	8.46	0.03	0.27	101.20	173.85	12.92
29	6.44	0.14	0.67	120.01	114.58	12.59
30	8.66	0.12	0.94	105.3	158.90	19.25
31	6.53	0.09	0.62	49.81	165.50	14.21
32	3.71	0.14	0.65	30.79	113.91	11.45
33	2.86	0.14	0.42	169.37	98.01	7.78
34	6.49	0.10	0.70	132.1	212.45	20.65
35	5.13	0.09	0.63	140.2	141.65	14.11
36	5.37	0.22	0.85	52.55	135.70	16.41
37	4.20	0.19	0.79	13.41	118.16	14.44
38	7.85	0.10	0.82	68.52	151.57	23.91
39	5.88	0.10	0.81	53.88	166.91	20.19
40	5.40	0.14	0.67	35.69	119.93	20.03
41	7.77	0.06	0.45	12.05	189.43	23.24
42	4.77	0.10	0.59	33.28	160.84	19.37
43	4.23	0.17	0.96	73.17	100.68	7.15
44	4.80	0.17	0.58	73.90	76.70	5.92
45	3.00	0.07	0.17	7.42	81.81	4.92
46	3.75	0.14	0.42	5.40	55.27	2.63
47	6.27	0.08	0.33	152.53	90.92	5.19
48	11.41	0.06	0.40	71.61	169.08	5.82
Beliş	10.48	0.04	0.32	68.88	152.87	5.38
Chinteni	18.13	0.23	1.24	370.86	337.99	29.88
Feneş	7.91	0.05	0.24	155.94	112.06	5.44
Gârbău	8.40	0.33	0.84	67.33	228.46	33.35
Irişoara	12.22	0.002	0.01	2.09	161.87	5.34
Leşu	7.45	0.03	0.24	20.76	120.72	5.17
Popeşti	14.61	0.16	0.87	368.71	213.39	50.56
Răcăţau	16.10	0.02	0.28	73.82	164.75	7.35
Râşca	14.05	0.04	0.27	308.60	105.09	4.32
Şard	10.26	0.05	0.25	304.17	168.46	31.50
Şomtelec	11.57	0.18	0.74	993.38	178.93	15.37
Căpuş	12.07	0.12	0.99	164.34	126.88	9.10

3.3.4.3 Proceduri de validare a timpilor de concentrare

Pe lângă modelarea timpilor de concentrare pentru volumele de apă, dacă acestea sunt înregistrate, calculate sau determinate prin aproximare într-o fază anterioară, în practica de specialitate, se utilizează timpul de concentrare al bazinului hidrografic, acesta l-am calculat ca sumă între timpul de concentrare în albie (t_{albie}) şi timpul de concentrare pe versanţi ($t_{versant}$).

Prin calcularea directă a timpilor de concentrare, pe baza formulelor matematice de calcul am realizat validarea modelului de analiză spațială G.I.S a acestora.

Ecuția de calcul a timpului de concentrare este următoarea:

$$t_c = t_{albie} + t_{versant} \quad (26)$$

în care:

$$t_{albie} = \frac{L_{albie}}{V_{albie}} \quad (27)$$

și

$$t_{versant} = \frac{L_{versant}}{V_{versant}} \quad (28)$$

unde:

t_{albie} – timpul de concentrare în albie

$t_{versant}$ – timpul de concentrare pe versant

L_{albie} – lungimea canalului de drenaj

$L_{versant}$ – lungimea versantului

V_{albie} – viteza apei în albie (Anexa IV)

$V_{versant}$ – viteza apei pe versant (Anexa IV)

Utilizând formulele de calcul (26, 27 și 28) am calculat timpi de concentrare minimi pentru bazinele hidrografice 6 și 3, (Tab. 3.14) bazine hidrografice situate în zona montană cu pante accentuate, atât cele ale versanților cât și cea a canalului de drenaj, și cu viteze mari ale apelor antrenate în scurgere. Bazinele hidrografice cu cei mai mari timpi de concentrare sunt bazinele hidrografice Popești și Gârbău (Tab. 3.14) localizate pe treapta de tranziție și ce a de vale caracterizate prin altitudini reduse și pante mici, respectiv viteze mici de concentrare a apei.

În urma realizării calculului direct ai timpilor de concentrare și având la dispoziție timpii de concentrare pe care i-am modelat se poate face o comparație între timpii de concentrare calculați și timpii de concentrare modelați pentru a se scoate în evidență extensiunea spațială a suprafețelor cu timpul de concentrare, modelat, egal cu timpul de concentrare calculat (Fig. 3.27).

Graficul (Fig. 3.27) scoate în evidență extensiunea spațială, mare, în proporție de 98% a intervalului, timpului de concentrare modelat cuprins între 0,09 și 2 minute, în timp ce extensiunea spațială a celorlalte intervale temporare este una scăzută, cuprinsă între 0,001% și 2%. Timpul de concentrare, pe care l-am calculat pentru bazinul hidrografic 6 este de 2,12 minute, interval în care se încadrează și timpul de concentrare, modelat, cu cea mai mare suprafață de manifestare.

Baza de date reprezentând timpii de concentrare modelați înregistrează valori mai mari ai acestora datorită analizei de tip overlay grid, în care unele celule pot să surprindă schimbările extreme de pantă și debit pe o anumită suprafață având în vedere rezoluția de 20 m a acestor strate.

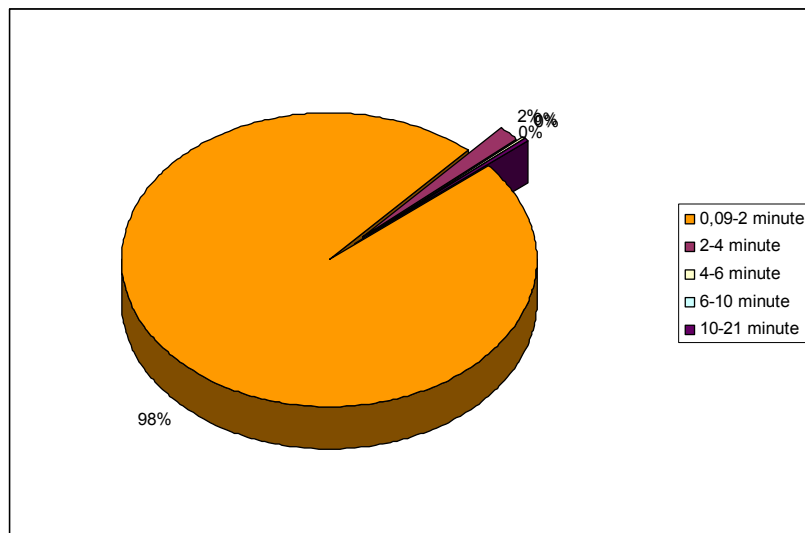


Figura 3.27 Timpi de concentrare modelați (bazinul hidrografic 6)

Pe toate teritoriile bazinelor hidrografice studiate, am identificat suprafețe maxime ale timpilor de concentrare modelați cu valori care se manifestă în intervale egale cu valorile timpilor de concentrare calculați.

3.3.5 Implementarea G.I.S în metoda reduțională

Datele rețelelor hidrometrice standard având perioade de funcționare și șiruri de debite maxime pe câteva decenii, dar nu mai puțin de 20-25 de ani, pot fi valorificate direct pentru calculul debitelor maxime pe o cale relativ simplă, relativ ușoară. Pentru aceasta, se apelează la determinarea unor caracteristici statistice ale șirurilor de debite maxime anuale și la studiul legăturii dintre acestea și factorii fizico-geografici condiționali Diaconu și colab. (1994).

Relația reduțională de calcul utilizată pentru determinarea debitelor maxime cu probabilitatea de depășire de 1%, este recomandată pentru bazinele hidrografice cu suprafața mai mare de 10 km².

Relația de calcul este de forma:

$$Q_{1\%} = \frac{K * \alpha * (I_{60})_{1\%} * F}{(F + 1)^m} \quad (m^3 / s) \quad (29)$$

unde:

K - reprezintă coeficientul de transformare a intensității ploii din mm/oră în mm/s și a suprafeței bazinului din km² în m²

α - coeficient global de scurgere

$(I_{60})_{1\%}$ - intensitatea maximă orară cu probabilitatea de depășire 1% (Anexa V)

m - exponentul de reducere a suprafeței bazinului

F - suprafața bazinului

Penru teritoriul României s-au elaborat numeroase sitenze pentru determinarea debitelor maxime, producând rezultate regionale utile. Odată cu creșterea bazelor de date referitoare la debitele maxime s-a extins elaborarea de formule regionale care precizează legături între debitele maxime cu diferite probabilități de depășire și suprafața bazinelor hidrografice respective.

Aportul G.I.S la calculul debitelor maxime utilizând metoda reduțională l-am materializat prin identificarea și calculul automat cu o rapiditate mai mare a suprafețelor bazinale și utilizarea coeficienților de scurgere modelați (vezi Cap. 3.3.4.1). Dacă nu se dispune de sinteze regionale de identificare a intensității ploii de calcul, pentru formula rațională, și se dispune de date ale intensităților, provenite de la diverse stații metrorologice, prin intermediul G.I.S se pot realiza modele spațiale de determinare a intensităților de calcul pentru bazinul hidrografic analizat.

Calculul debitelor maxime cu probabilitatea de depășire 1% l-am realizat ținând cont de caracteristicile fizico-geografice și geometrice ale bazinelor hidrografice, utilizând formula rațională (22) cu toți parametri specifici acesteia, obținuți prin modelare (coeficientul de scurgere, timpul de concentrare) și calcul direct (timpii de concentrare), intensitatea maximă a ploii de 10.1 (intensitate înregistrată la stația meteorologică Cluj-Napoca în data de 16.04.2005) și formula reduțională (29), pentru bazinele hidrografice cu suprafața mai mare de 10 km², rezultatele fiind prezentare în tabelul 3.15. Coeficienții: n (din formula 12) – iau valoarea 0.60, după sintezele realizate de către Platagea Gh. (Anexa I), m (din formula 29) – ia valori între 0.48 și 0.50, după sintezele realizate de Diaconu și colab (1994) (Anexa VI).

Tabelul 3.15 Intensități ale ploii și debit maxim cu probabilitatea 1% calculat

Denumire bazin hidrografic	Suprafața km ²	Intensitatea ploii		$Q_{\max 1\%}$	
		$I_{1\%},$ $(I_{60})_{1\%}$	Mm/min	M ³ /s	l/s/km ²
1	7.14	$i_{1\%}$	4.58	114.79	16077.99
2	15.23	$(I_{60})_{1\%}$	130	74.20	4872.12
3	4.58	$i_{1\%}$	5.07	162.999	35587.77
4	7.89	$i_{1\%}$	3.99	189.30	23992.84
5	31.36	$(I_{60})_{1\%}$	130	94.65	3018.21
6	6.21	$i_{1\%}$	5.10	222.27	35792.69
7	5.85	$i_{1\%}$	4.22	181.71	31062.31
8	4.26	$i_{1\%}$	4.20	128.59	30187
9	67.09	$(I_{60})_{1\%}$	130	103.04	1535.93

10	29.50	$(I_{60})_{1\%}$	130	95.76	3246.35
11	8.45	$i_{1\%}$	4.51	184.95	21887.58
12	11.97	$(I_{60})_{1\%}$	130	38.20	3191.622
13	7.09	$i_{1\%}$	3.80	148.82	20991.02
14	5.60	$i_{1\%}$	3.75	165.09	29480.42
15	2.01	$i_{1\%}$	4.99	50.33	25040.19
16	2.10	$i_{1\%}$	4.57	54.57	25989.25
17	4.17	$i_{1\%}$	3.52	81.09	19446.72
19	6.59	$i_{1\%}$	3.35	136.43	20703.76
20	7.40	$i_{1\%}$	3.09	164.32	22205.93
21	7.28	$i_{1\%}$	3.46	231.87	31851.41
22	1.79	$i_{1\%}$	4.11	56.55	31594.48
23	2.42	$i_{1\%}$	4.14	68.70	28389.55
24	13.13	$(I_{60})_{1\%}$	115	68.60	5225.341
25	3.50	$i_{1\%}$	3.38	130.50	37287.85
26	3.70	$i_{1\%}$	3.09	97.61	26381.32
27	15.29	$(I_{60})_{1\%}$	115	74.41	4866.595
28	19.68	$(I_{60})_{1\%}$	115	93.36	4744.11
29	7.62	$i_{1\%}$	2.11	150.40	19737.59
30	14.27	$(I_{60})_{1\%}$	115	62.32	4367.29
31	10.46	$(I_{60})_{1\%}$	115	57.70	5516.85
32	3.93	$i_{1\%}$	0.57	83.21	21174.4
33	2.96	$i_{1\%}$	2.74	70.50	23820.15
34	12.28	$(I_{60})_{1\%}$	115	59.67	4859.81
35	7.89	$i_{1\%}$	1.98	140.91	17859.65
36	8.97	$i_{1\%}$	1.81	147.14	16404.1
37	5.40	$i_{1\%}$	1.95	93.43	17303.16
38	14.90	$(I_{60})_{1\%}$	115	63.77	4279.89
39	8.88	$i_{1\%}$	1.61	153.44	17279.82
40	7.94	$i_{1\%}$	1.62	111.98	14103.85
41	11.65	$(I_{60})_{1\%}$	115	48.51	4164.55
42	11.05	$(I_{60})_{1\%}$	115	60.47	5472.86
43	2.95	$i_{1\%}$	2.86	83.37	28261.51
44	4.15	$i_{1\%}$	3.16	67.98	16380.83
45	3.15	$i_{1\%}$	3.47	43.86	13926.95
46	3.09	$i_{1\%}$	4.65	81.75	26458.96
47	11.32	$i_{1\%}$	115	40.50	3577.792
48	18.38	$i_{1\%}$	115	44.36	2413.75
Beliş	25.82	$(I_{60})_{1\%}$	130	75.58	2927.56
Chinteni	44.21	$(I_{60})_{1\%}$	115	120.67	2729.69
Feneş	10.06	$i_{1\%}$	3.30	172.05	17102.83
Gârbău	14.69	$(I_{60})_{1\%}$	115	54.93	3739.40
Irişoara	19.70	$(I_{60})_{1\%}$	130	68.65	3485.13
Leşu	12.35	$(I_{60})_{1\%}$	130	55.71	4511.68
Popeşti	34.57	$(I_{60})_{1\%}$	115	102.65	2969.45

Răcătău	41.60	$(I_{60})_{1\%}$	130	95.03	2284.38
Râșca	20.41	$(I_{60})_{1\%}$	115	49.71	2435.65
Șard	19.34	$(I_{60})_{1\%}$	115	63.51	3284.26
Șomtelecu	23.10	$(I_{60})_{1\%}$	115	81.81	3541.93
Căpuș	33.18	$(I_{60})_{1\%}$	115	84.06	2533.53

Debitul maxim calculat, pentru bazinele hidrografice studiate scoate în evidență bazinul hidrografic 21 cu debitul maxim cel mai mare (231,87 m³/s), respectiv un debit specific de 31851,41 l/s/km².

Debitul maxim specific pentru bazinele hidrografice analizate, l-am obținut utilizând relația:

$$q_{(l/s/km^2)} = Q_{m^3/s} * 1000 / F \quad (l/s/Km^2) \quad (30)$$

unde:

$q_{l/s/km^2}$ – debitul maxim specific
 $Q_{m^3/s}$ – debitul maxim calculat
 F – suprafața în km²

Debitul maxim calculat pe suprafața bazinului hidrografic 21 este influențat de mai mulți factori printre care: suprafața mică a bazinului 7,28 km², cu un coeficient mediu de scurgere mare 0,55 și un timp de concentrare, foarte mic, de 4,94 minute. Debite maxime cu valori ridicate se mai înregistrează pe bazinele hidrografice 6, 4, 11 (Tab.3.15).

Din analiza factorilor geometrici ai bazinelor hidrografice a reieșit faptul că bazinul hidrografic 13 este bazinul cu cel mai mare potențial de înregistrare a maximelor hidrologice. După realizarea calculelor acest fapt este confirmat, bazinul hidrografic situându-se în primele zece bazine hidrografice ca debit maxim calculat cu 148,82 m³/s.

Debitele maxime minime cu probabilitatea 1% le-am calculat pentru bazinele hidrografice 12, 47, 45 (Tab. 3.15), bazine hidrografice caracterizate de un coeficient de scurgere, mic, cuprins între 0,24-0,47, suprafețe peste 10 km² (bazinele hidrografice 12 și 47) și timpul de concentrare în jur de 5 minute.

3.3.6 Implementarea G.I.S în calculul debitelor maxime pe suprafețe interbazinale

Cele mai semnificative viituri sunt înregistrate la ploi torențiale care prin mărime depășesc viiturile provenite din topirea zăpezilor sau pe cele combinate din ploi torențiale și topirea zăpezilor. În literatura de specialitate se subliniază faptul că în bazine hidrografice mici ploile torențiale de vară generează viituri, care acoperă viiturile înregistrate în restul anului, indiferent de geneză.

Pentru a putea realiza calculul debitului maxim pe suprafețele interbazinale am parcurs câteva etape obligatorii: separarea bazinelor hidrografice, determinarea suprafețelor interbazinale, alegerea punctelor, ca secțiuni de calcul, de pe cursul principal pentru care se pot determina areale interbazinale în cascadă, calculul debitelor maxime cu probabilitate 1%.

3.3.6.1 Determinarea arealelor interbazinale

Determinarea arealelor interbazinale am realizat-o în mod automat utilizând extensia grid tools a programului ArcView 3.2

Grid tools¹

Prin intermediul extensiei se pot realiza câteva operații de analiză, editare, vizualizare, tăiere și combinare de griduri. (Fig. 3.28)

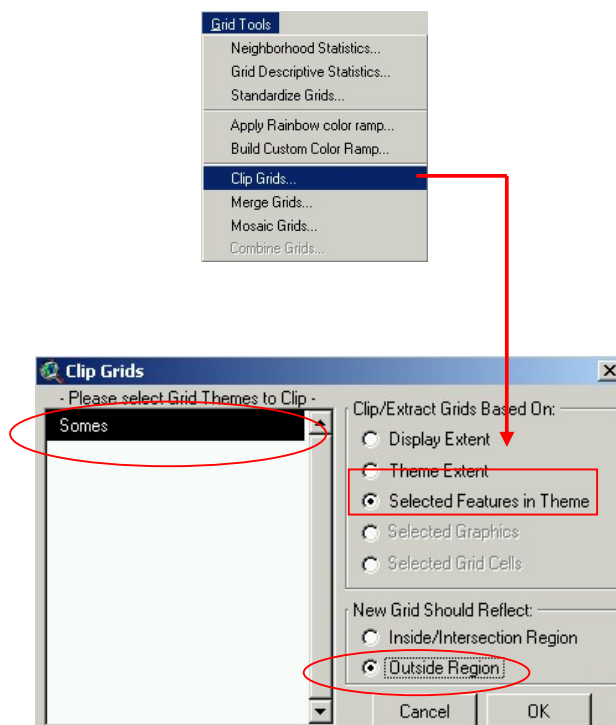


Figura 3.28 Determinarea suprafețelor interbazinale

¹ Jeff Jenness ,Wildlife BioloG.I.S.t, G.I.S. Analyst Jenness Enterprises 3020 N. Schevene Blvd. Flagstaff, AZ 86004 USA jeffj@jennessent.com

Având în vedere faptul că suprafața pe care am realizat determinarea suprafețelor interbazinale, este de tip grid și că bazinele hidrografice sunt suprafețe de tip poligon am folosit, în procesul de delimitare opțiunea clip grid a acestei extensii.

Ca bază de date rezultată în urma tăierii gridului inițial, am obținut un alt grid având toate caracteristicile gridului vechi înafară de suprafețele care au fost înlăturate. Structura bazei de date rezultate reprezintă toate suprafețele interbazinale aferente bazinelor hidrografice analizate. (Fig. 3.29)

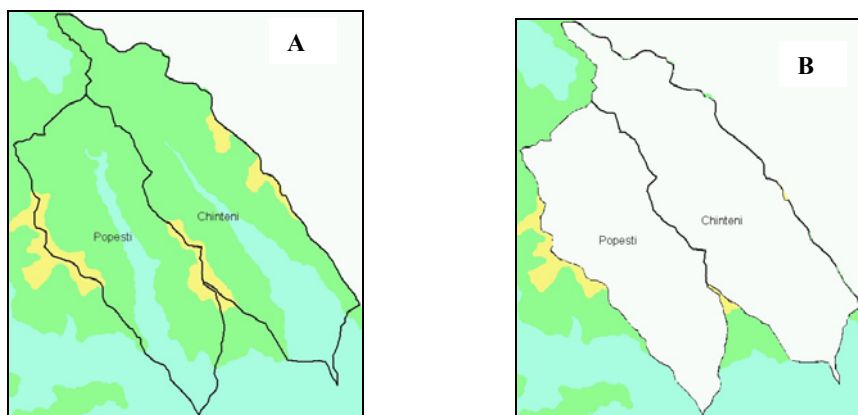


Figura 3.29 Suprafețe bazinale A, suprafețe interbazinale B

3.3.6.2 Alegerea punctelor, de pe cursul principal și determinarea arealelor interbazinale, în cascadă, aferente acestora.

Odată ce am delimitat toate arealele interbazinale am trecut la identificarea punctelor, secțiunilor, de clacul a debitelor maxime pentru arealele interbazinale. Pentru calcul am identificat trei puncte, pe cursul principal, pentru care am realizat în mod automat, utilizând funcția *Batch Watershed Deliniation* a extensiei ArcHydro, bazinele hidrografice tributare fiecăruia. (Fig. 3.30, 3.31, 3.32)

După cum se poate observa din cele două figuri de mai sus, suprafețele de drenaj, tributare fiecărui punct, se întind doar pe zonele interbazinale. Suprafețele unde era un bazin hidrografic au fost înlăturate, fapt observat, concret, pe teritoriul tuturor suprafețelor interbazinale.

3.3.6.3 Calculul debitului maxim pe suprafețe interbazinale

Metodologia de determinare a debitului maxim de viitură necesită cunoașterea, în prealabil și pentru suprafețele interbazinale, a condițiilor fizico-geografice și geomorfologice ale bazinelor hidrografice, dar și a precipitațiilor de

intensitate maximă căzute în bazinul hidrografic respectiv. Pentru suprafețe interbazinale de până la 10 km², am utilizat metoda rațională ca metodă principală de calcul, iar pentru suprafețele interbazinale depășesc 10 km², am utilizat metoda reduțională pentru realizarea calculului.

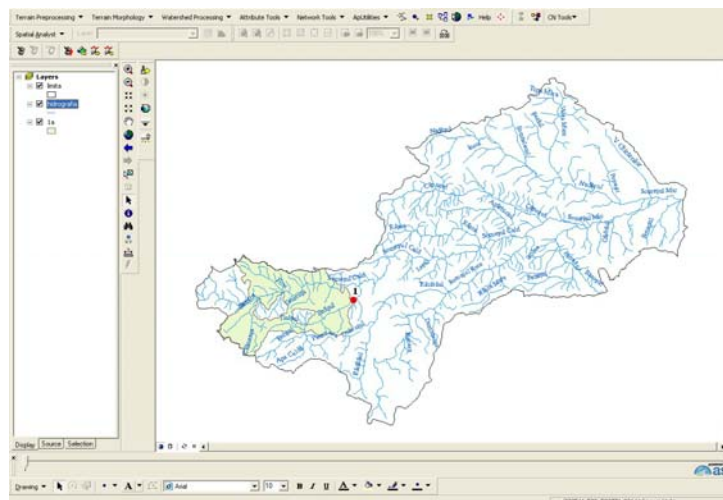


Figura 3.30 Suprafața interbazinală 1

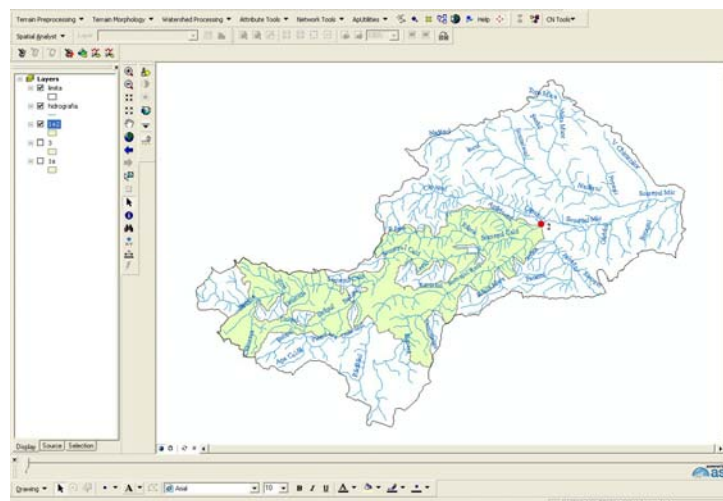


Figura 3.31 Suprafața interbazinală 2

3.4 Proceduri de validare prin metoda hidrografului unitar

Prin intermediul metodei hidrografului unitar am calculat viitura maximă care poate surveni în situațiile cele mai defavorabile din punct de vedere meteorologic. Această metodă are ca bază de lucru realizarea corelațiilor dintre factorii meteorologici generatori de viituri, precipitațiile de intensitate maximă și scurgere.

În procesul de realizare a hidrografului unitar m-am bazat pe o serie de ipoteze:

Ploaia este distribuită uniform pe teritoriul bazinului hidrografic pentru care se construiește hidrograful.

Răspunsul bazinului hidrografic este liniar-pentru o aceeași distribuție în timp și spațiu a precipitațiilor dintr-un bazin hidrografic, ordonatele hidrografelor de viitură, la același interval de timp de la începutul ploii, sunt proporționale cu cantitatea medie a precipitațiilor în exces.

Ipoteza aditivității face referire la hidrograful de viitură compus care este cauzat de două sau mai multe serii de precipitații ce se succed fără întrerupere și pentru care se cunosc hidrografele simple și spune că hidrograful unitar se poate construi prin însumarea hidrografelor simple realizate pentru fiecare ploaie în parte.

Hidrograful unitar se poate defini ca hidrograful de viitură produs de un exces de precipitații egale cu 1 mm, precipitații care ajung în canalul de scurgere. Hidrograful este determinat pentru un râu, bazin hidrografic, într-un anumit punct de pe suprafața acestuia numit secțiune de calcul, ținând cont de durata precipitațiilor în exces și de distribuția acestora pe teritoriul bazinului de recepție.

Pentru a se determina elementele caracteristice ale unui hidrograf unitar s-au realizat mai multe metode: metoda Snyder, metoda Serviciului de protecția solului din SUA, metoda Gray.

Metoda Snyder

Este una dintre cele mai utilizate metode, ea fiind utilizată de Corpul Inginerilor din SUA.

Această metodă permite determinarea elementelor caracteristice hidrografului unitar, dintre care amintim:

- *Timpul de întârziere, timpul de răspuns*, intervalul de timp care separă centrul de gravitație a ploii nete de vârful creșterii de nivel sau de centrul de gravitație a hidrografului datorat scurgerii de suprafață;
- *Durata precipitațiilor* generatoare de scurgere;
- *Baza hidrografului unitar* distanța (minute, ore) între coordonatele bazei hidrografului scurgerii de suprafață;
- *Debitul maxim al viituri*

Metoda Serviciului de Protecția solului din SUA

Realizarea hidrografului utilizând această metodă, presupune plasarea pe abscisă a rapoartelor $t/t_{\text{creștere}}$, iar pe ordonată rapoartele Q/Q_{max} . Metoda are la bază un hidrograf adimensional.

Acest tip de hidrograf se realizează în urma analizei unui număr foarte mare de hidrografe unitare trasate pe bazine hidrografice cu diferite ordine de mărime și condiții pluviometrice variate.

Metoda este simplă de aplicat, trebuind, doar, să se calculeze timpul de creștere. Pentru timpul de răspuns se folosesc legături numerice care leagă durata de suprafața bazinului hidrografic, acesta fiind obținut în ore.

Alte tipuri de hidrografe, care se întocmesc în diverse scopuri practice sunt reprezentate de hidrograful unitar instantaneu, hidrograful unitar sintetic, hidrograful unitar conceptual, hidrograful unitar geomorfologic etc.

3.4.1 Construirea hidrografului unitar pentru bazinele hidrografice cu închidere la stația hidrologică Poiana Horea (Beliș) și Smida (precipitații orare)

Pentru construirea hidrografului unitar am luat în considerare relațiile dintre ploaie și debitul generat de ploaia respectivă.

Construcția hidrografului unitar am realizat-o pentru un număr de două ploi cu durata mai mare decât timpul de concentrare, contribuția bazinului devenind maximă pentru formarea scurgerii, el contribuind cu toată suprafața la formarea acesteia. Hidrograful scurgerii l-am obținut prin convoluția unei ploi continue, adică, prin însumarea unei infinități de hidrografe unitare continue.

Pentru construirea hidrografului am utilizat date reprezentând precipitațiile pe care le-am considerat unitare pe întreaga suprafață de drenaj. Odată cu datele meteorologice am primit și hietograma precipitațiilor (Tab. 3.17, Fig. 3.33), hidrograful realizându-l mai repede și cu o precizie mai mare.

Tabelul 3.17 Cantități orare de precipitații

PLOAIA 1			PLOAIA 2		
Data	Ora	Precipitațiile (mm)	Data	Ora	Precipitațiile (mm)
04.08.2007	09:32:26	0	11.08.2007	16:32:07	0
04.08.2007	10:32:54	4,8	11.08.2007	17:33:04	3
04.08.2007	11:33:28	7,6	11.08.2007	18:32:03	5,4
04.08.2007	12:34:52	1,8	11.08.2007	19:32:03	4,6
04.08.2007	13:35:28	2,6	11.08.2007	20:35:35	0,8
04.08.2007	14:32:56	1,6	11.08.2007	21:33:35	1
04.08.2007	15:33:21	0,4	11.08.2007	22:23:34	0
04.08.2007	16:33:49	0,2			
04.08.2007	17:33:51	0			

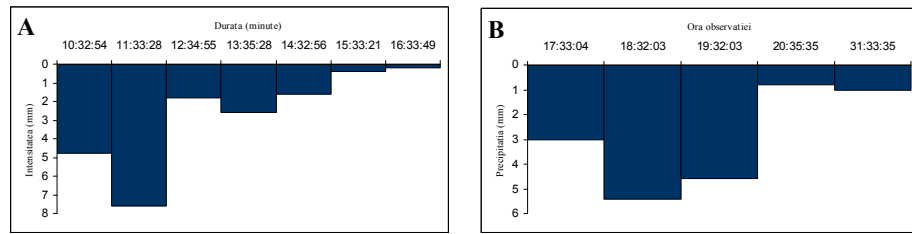


Figura 3.33 Hietograma precipitațiilor A Ploaia 1, B Ploaia 2

Utilizând datele reprezentând cantitățile de precipitații orare înregistrate, ale celor două ploi, am construit hidrograful unitar pentru secțiunile de închidere ale stațiilor Poiana Horea și Smida, cu timpul de concentrare 25,58 minute pentru prima și 24,37 minute pentru a doua stație hidrologică (Fig. 3.34, 3.35).

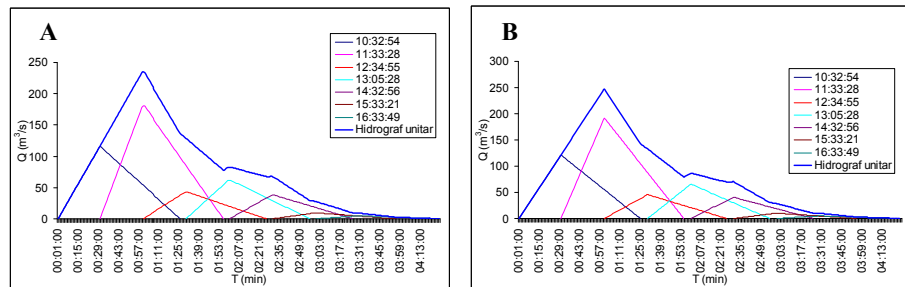


Figura 3.34 Hidrograful unitar A Poiana Horea, B Beliș, ploaia 1

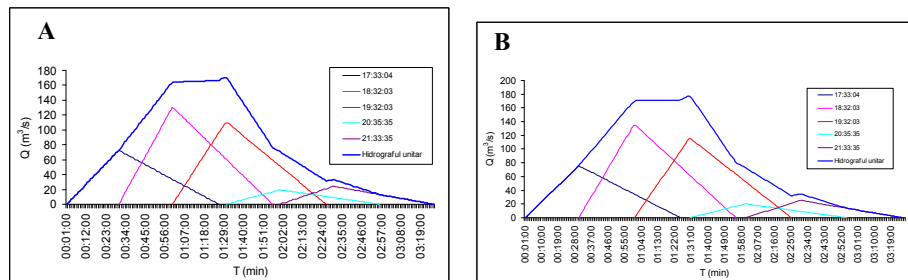


Figura 3.35 Hidrograful unitar A Poiana Horea, B Beliș, ploaia 2

În urma realizării hidrografului unitar am obținut debitul maxim din precipitații egal cu $243,9 \text{ m}^3/\text{s}$ pentru stația Poiana Horea (debit atins la o oră de la începerea ploii) și $247,23 \text{ m}^3/\text{s}$ la stația Smida, pentru ploaia 1. Debitele calculate, prin metoda hidrografului unitar pentru ploaia 2 sunt egale cu $170,55 \text{ m}^3/\text{s}$ pentru stația Poiana Horea și $177,14 \text{ m}^3/\text{s}$ pentru stația Smida, debite calculate la o oră și jumătate de la începutul ploii.

3.4.2. Construirea hidrografului unitar pentru bazinul hidrografic 21 pe baza intensității maxime și timpi standard de înregistrare a precipitațiilor

Hidrograful de viitură are ca formă generală de reprezentare o curbă asimetrică în formă de clopot. Pe baza graficului hidrografului se pot defini următorii timpi caracteristici: timpul de răspuns al bazinului, timpul de concentrare, timpul de ascensiune, timpul de bază reprezentat de durata de timp dintre începutul și sfârșitul hidrografului unitar.

Hidrograful unitar, de viitură l-am realizat pentru bazinul hidrografic 21 pentru o ploaie, prognozată, de 20 mm în 5 minute. Hietograma precipitațiilor (Fig. 3.36) a fost realizată pentru fiecare minut al ploii torențiale.

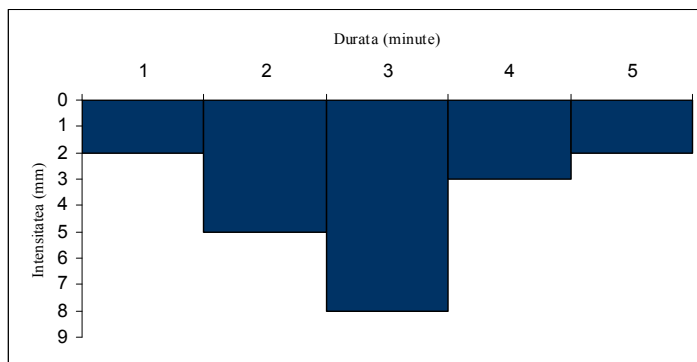


Figura 3.36 Hietograma precipitațiilor pentru ploaia torențială

Pe baza hietogramei precipitațiilor am calculat debitului maxim pentru fiecare interval de timp al intensității prin intermediul formulei raționale (22) cu următoarele caracteristici hidrologice și fizice ale bazinului: *timpul de concentrare 4,94 minute, suprafața 7,28 km²*.

Hidrograful l-am realizat prin corelarea debitului maxim calculat pentru fiecare ploaie de intensitate maximă în unitatea de timp cu timpul de concentrare aferent bazinului hidrografic.

Astfel, pentru fiecare ploaie am construit un hidrograf reprezentând debitul maxim atins la momentul respectiv, rezultând un număr de 5 hidrografe singulare corespunzând celor cinci minute cât a durat ploaia de intensitate maximă (Fig.3.37).

Hidrograful unitar, curba maximă a hidrografului, se obține prin însumarea hidrografelor singulare corespunzătoare fiecărei ploi de durată și intensitate prognozată.

$$\text{Hidrograful} = A + B + C + D + E$$

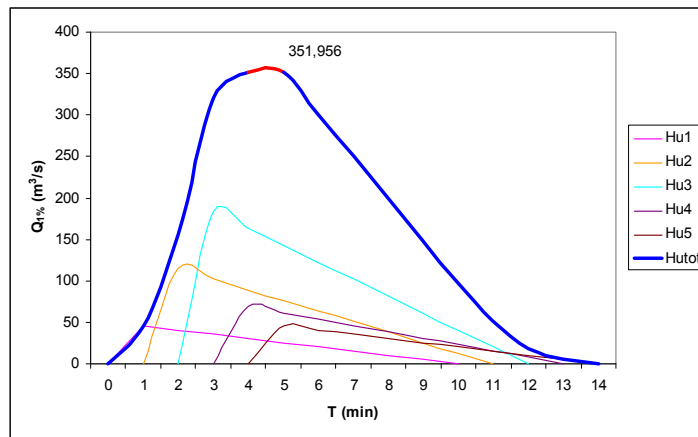


Figura 3.37 Hidrograful unitar bazinul hidrografic 21

Vârful maxim al viiturii, generată de ploaia de intensitate maximă prognozată având o perioadă de cinci minute este de 351,95 m³/s.

Metodologia de elaborare a hidrografului unitar, prezentată în capitolul 3.4.1, am utilizat-o și pentru a construi hidrograful scurgerii rezultat în urma înregistrării cantităților de precipitații din 10 în 10 minute (intervale de timp considerate standard pentru prelevarea datelor de precipitații utilizând aparatura digitală). Hietograma precipitațiilor (Fig. 3.38) înregistrate în intervalul orar 20:35-23:25 în data de 6.04.2008 indică cantități maxime de precipitații cuprinse între 0 și 0,4 mm.

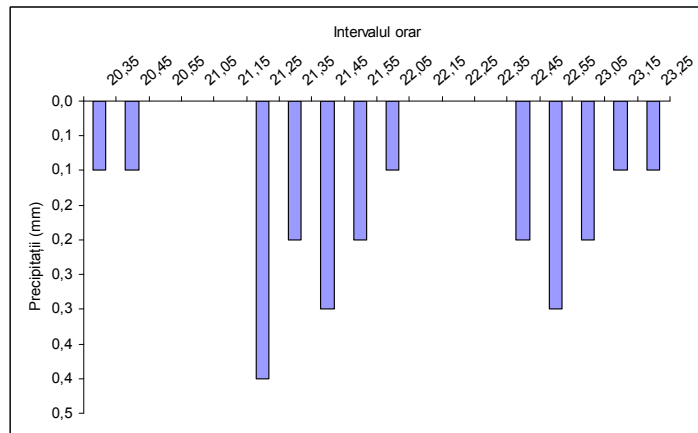


Figura 3.38 Hietograma precipitațiilor pentru timpi standard

În urma transformării cantității de precipitații în scurgere, prin intermediul formulelor matematice și reprezentării grafice a debitelor obținute, am construit

hidrograful unitar (Fig. 3.39) specific timpilor standard, hidrograf unitar care scoate în evidență continuarea și propagarea scurgerii după încetarea ploii într-un interval temporal egal cu timpul de concentrare.

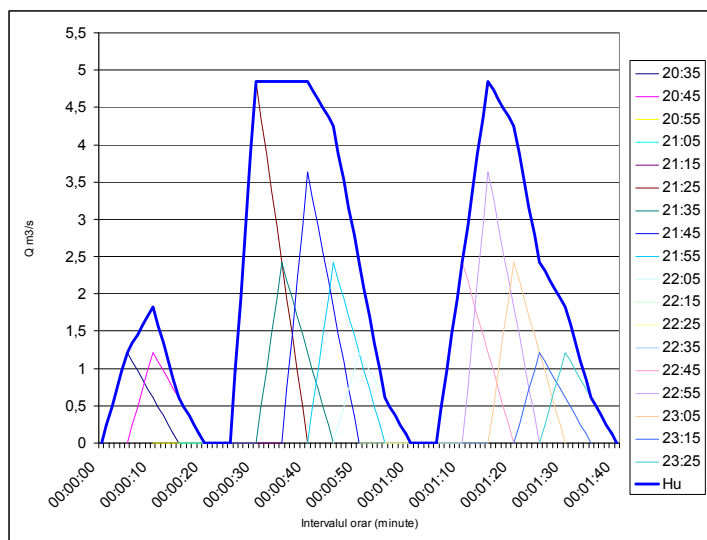


Figura 3.39 Hidrograful unitar pentru timpi standard

Metoda, relativ simplă, de realizare a hidrografului unitar îl impune ca instrument de calcul în practica de specialitate în bazinele hidrografice mici unde influența factorului geografic este mică.

3.5 Proceduri de validare prin analiza de frecvență

În domeniul hidrologiei, sarcina de a obține informații primare asupra mărimilor hidrologice (niveluri, debite, viteze etc) revine hidrometriei, iar totalitatea datelor privind răspândirea, cantitatea și variația apelor de suprafață și subterane constituie fondul hidrologic. Prin prelucrarea statistică a datelor din fondul hidrologic se obțin în principal parametrii necesari pentru dimensionarea lucrărilor hidroenergetice Drobot (1997).

O metodă statistică pentru interpretarea și evaluarea probabilistică, prin intermediul analizei de frecvență, a proceselor și fenomenelor, hidrologice, considerate aleatorii, este reprezentată de analiza de frecvență. Analiza de frecvență are drept obiectiv principal stabilirea relațiilor existente între evenimente extreme, viituri, și stabilirea probabilității lor de depășire sau nedepășire.

Teoria probabilităților este ansamblul de reguli, legi, scheme care definesc relațiile dintre probabilitățile de realizare a unor evenimente întâmplătoare (probabile). În matematică, probabilitatea este un raport între numărul cazurilor favorabile de realizare unui eveniment întâmplător și numărul total de cazuri posibile.

Probabilitatea este o mulțime numerică prin care se exprimă caracterul aleatoriu al unui eveniment, al unui fenomen; calculul probabilităților este calculul matematic care permite să se aprecieze dacă un eveniment complex se va întâmpla sau nu, în funcție de eventualitatea unor evenimente mai simple, presupus cunoscute.

Probabilitatea unui eveniment este o valoare cuprinsă între 0 și 1. Dacă probabilitatea unui eveniment este 0, atunci evenimentul este imposibil; dacă probabilitatea unui eveniment este 1, atunci evenimentul este sigur.

Evenimentul este, în calculul probabilităților, rezultatul unei experiențe sau al unei observații.

Evenimentul imposibil nu se realizează la nici o efectuare a experienței. Evenimentul imposibil are probabilitatea 0.

Evenimentul posibil este cel care poate sau nu să aibă loc. Are probabilitatea mai mare ca 0 și mai mică ca 1.

Evenimentul sigur este evenimentul care se realizează cu certitudine. Probabilitatea evenimentului sigur este 1.

Definiția clasică a probabilității de realizare a unui eveniment i , notată cu $P(i)$, în urma realizării unui experiment aleatoriu al cărui spațiu de realizare este S , este dată de raportul:

$$P(i) = \frac{\text{nr. de realizari favorabile multimei } i}{\text{nr. total posibil de realizari de aceeași sansă, corespunzătoare multimei } S}$$

Pentru prelucrarea datelor hidrometrice obținute din măsurători sau calcule, din punct de vedere practic, interesează debitele maxime corespunzătoare unor probabilități mici 5%, 2%, 1%, 0.5%, 0.3%, 0.1%. Pentru unele lucrări practice, dimensionarea tuburilor de evacuare, podurilor etc., se pot calcula și debite maxime cu alte probabilități de apariție, cu probabilitățile specificate de proiectant.

Curbele teoretice de probabilitate Krițki-Menkel, Pearson III și Exponențiale sunt cele mai utilizate în calculul probabilităților empirice de depășire.

Probabilitatea empirică de depășire se determină cu formula lui Weibull:

$$P = \frac{i}{n+1} * 100\% \quad (31)$$

unde:

i – numărul de ordine al valorii din șirul debitelor maxime ordonate descrescător

n – numărul de valori din șir

3.5.1 Curba de probabilitate Gama generalizată

Pentru determinarea debitelor maxime cu diferite probabilități de depășire am utilizat această curbă teoretică care se implementează prin intermediul formulei:

$$Q_{p\%} = K_{p\%} * Q \quad m^3 / s \quad (32)$$

unde: coeficienții $K_{p\%}$ se determină pe baza tabelelor Krițki-Menkel, valoarea lor fiind în funcție de coeficientul de variație (C_v), probabilitatea de depășire ($p\%$) și raportul dintre coeficientul de asimetrie și cel de variație (C_s/C_v).

Calculul coeficientului de asimetrie este recomandat să se realizeze doar pentru perioade lungi de timp, de preferat peste 100 de ani, pentru șiruri de date sub 100 de ani este recomandată adoptarea unor valori care sunt în funcție de coeficientul de variație:

- $C_s = 2 * C_v$ pentru debite maxime provenite din topirea zăpezilor
- $C_s = 4 * C_v$ pentru debite maxime provenite din ploi
- $C_s = 3 * C_v$ pentru debite maxime cu proveniență mixtă

Având în vedere proveniența debitelor maxime, din ploi torențiale, am adoptat relația $C_s = 4 * C_v$, $C_v = 0,29$ (coeficient specific bazinului hidrografic superior Someșul Mic), obținându-se coeficienții $K_{p\%}$ (Tab.3.18) prin intermediul tabelului Krițki-Menkel (Anexa VII). Utilizând ecuația (32) se obțin debitele maxime specifice unor probabilități de depășire prestabilite (Tab.3.19).

Tabelul 3.18 Coeficienți Krițki-Menkel

P%	0.1%	0.5%	3%	5%	50%
$K_{p\%}$	2,71	2,42	2,05	1,97	0,98

Tabelul 3.19 Probabilități de depășire pentru debite maxime calculate pentru
 $i_{\max \text{ istoric}} = 10.1 \text{ mm/min (curba teoretică Gamma generalizata)}$

De- numire bazin hidro- grafic	Debitul 0,1%		Debitul 0,5%		Debitul 3%		Debitul 5%		Debitul 50%	
	Q M ³ /s	q l/s/km ²	Q m ³ /s	q l/s/km ²	Q m ³ /s	q l/s/km ²	Q m ³ /s	q l/s/km ²	Q m ³ /s	q l/s/km ²
1	311.08	43571.35	277.79	38908.74	235.31	32959.88	226.13	316736.4	112.4942	15756.43
2	201.08	13203.45	179.56	11790.53	152.11	9987.84	146.17	95980.76	72.716	4774.678
3	441.70	96442.86	394.43	86122.4	334.12	72954.93	321.09	701079.1	159.7302	34876.01
4	513.00	65020.6	458.10	58062.67	388.06	49185.32	372.92	472658.9	185.514	23512.98
5	256.50	8179.34	229.05	7304.06	194.03	6187.33	186.46	59458.74	92.757	2957.846
6	602.35	96998.19	537.89	86618.31	455.65	73375.01	437.87	705116	217.8246	35076.84
7	492.43	84178.86	439.73	75170.79	372.50	63677.74	357.96	611927.5	178.0758	30441.06
8	348.74	81806.77	311.42	73052.54	263.81	61883.35	253.51	594683.9	126.1162	29583.26
9	279.23	4162.37	249.35	3716.95	211.23	3148.65	202.98	30257.82	100.9792	1505.211
10	259.50	8797.60	231.73	7856.16	196.30	6655.01	188.64	63953.1	93.8448	3181.423
11	501.21	59315.34	447.57	52967.94	379.14	44869.54	364.35	431185.3	181.251	21449.83

12	103.52	8649.29	92.44	7723.72	78.31	6542.82	75.25	62874.91	37.436	3127,788
13	403.30	56885.66	360.14	50798.27	305.08	43031.59	293.17	413523.1	145,8436	20571,2
14	447.39	79891.94	399.51	71342.62	338.43	60434.86	325.22	580764.3	161,7882	28890,81
15	136.39	67858.91	121.79	60597.26	103.17	51332.39	99.15	493291.7	49,3234	24539,39
16	147.88	70430.87	132.05	62893.99	111.86	53277.96	107.50	511988.2	53,4786	25469,47
17	219.75	52700.61	196.23	47061.06	166.23	39865.78	159.74	383100.4	79,4682	19057,79
19	369.72	56107.19	330.16	50103.1	279.68	42442.71	268.76	407864.1	133,7014	20289,68
20	445.30	60178.07	397.65	53738.35	336.85	45522.16	323.71	437456.8	161,0336	21761,81
21	628.36	86317.32	561.12	77080.41	475.33	65295.39	456.78	627472.8	227,2326	31214,38
22	153.25	85621.04	136.85	76458.64	115.92	64768.68	111.40	622411.3	55,419	30962,59
23	186.17	76935.68	166.25	68702.71	140.83	58198.58	135.33	559274.1	67,326	27821,76
24	185.90	14160.67	166.01	12645.32	140.63	10711.95	135.14	102939.2	67,228	5120,833
25	353.65	101050.1	315.81	90236.6	267.52	76440.09	257.08	734570.6	127,89	36542,09
26	264.52	71493.38	236.21	63842.79	200.10	54081.71	192.29	519712	95,6578	25853,69
27	201.65	13188.46	180.07	11777.15	152.54	9976.51	146.58	95871.82	72,9218	4769,258
28	253.00	12856.54	225.93	11480.75	191.38	9725.42	183.91	93458.97	91,4928	4649,228
29	407.58	53488.87	363.96	47764.97	308.32	40462.06	296.28	388830.5	147,392	19342,84
30	168.88	11835.36	150.81	10568.84	127.75	8952.94	122.77	86035.61	61,0736	4279,944
31	156.36	14950.66	139.63	13350.78	118.28	11309.54	113.66	108681.9	56,546	5406,513
32	225.49	57382.62	201.36	51242.05	170.58	43407.52	163.92	417135.7	81,5458	20750,91
33	191.05	64552.61	170.61	57644.76	144.52	48831.31	138.88	469297	69,09	23343,75
34	161.70	13170.09	144.40	11760.74	122.32	9962.61	117.54	95738.26	58,4766	4272,614
35	381.86	48399.65	341.00	43220.35	288.86	36612.28	277.59	351835.1	138,0918	17502,46
36	398.74	44455.11	356.07	39697.92	301.63	33628.41	289.86	323160.8	144,1972	16076,02
37	253.19	46891.56	226.10	41873.65	191.53	35471.48	184.05	340872.3	91,5614	16957,1
38	172.81	11598.5	154.32	10357.33	130.72	8773.77	125.62	84313.83	62,4946	4194,292
39	415.82	46828.31	371.32	41817.16	314.55	39423.63	302.27	340412.5	150,3712	16934,22
40	303.46	38221.43	270.99	34131.32	229.55	28912.89	220.60	277845.8	109,7404	13821,77
41	131.46	11285.93	117.39	10078.21	99.44	8537.32	95.56	82041.64	47,5398	4081,259
42	163.87	14831.45	146.33	13244.32	123.96	11219.36	119.12	107815.3	59,2606	5363,403
43	225.93	76588.69	201.75	68392.85	170.90	57936.1	164.23	556751.7	81,7026	27696,28
44	184.22	44392.05	164.51	39641.61	139.35	33580.7	133.92	322702.4	66,6204	16053,21
45	118.86	37742.03	106.14	33703.22	89.913	28550.25	86.40	274360.9	42,9828	13648,41
46	221.54	71703.78	197.83	64030.68	167.58	54240.87	161.04	521241.5	80,115	25929,78
47	109.75	9695.81	98.01	8658.25	83.02	7334.47	79.78	70482.46	39,69	3506,234
48	120.21	6541.26	107.35	5841.27	90.93	4948.18	87.38	47550.88	43,4728	2365,475
Beliş	204.82	7933.68	182.90	7084.69	154.93	6001.49	148.89	57672.93	74,0684	2869,009
Chinteni	327.01	7397.46	292.02	6605.85	247.37	5595.86	237.71	53774.89	118,2566	2675,096
Feneş	466.25	46348.67	416.36	41388.85	352.70	35060.8	338.93	336925.8	168,609	16760,77
Gârbău	148.86	10133.77	132.93	9049.34	112.60	7665.77	108.21	73666.18	53,8314	3664,612
Irişoara	186.04	9444.70	166.13	8434.01	140.73	7144.51	135.24	68657.06	67,277	3415,427
Leşu	150.97	12226.65	134.81	10918.27	114.20	9248.94	109.74	88880.1	54,5958	4421,446
Popeşti	278.18	8047.21	248.41	7186.06	210.43	6087.37	202.22	58498.17	100,597	2910,061
Răcăţău	257.53	6190.67	229.97	5528.2	194.81	468.97	187.20	45002.29	93,1294	2238,692
Râşca	134.71	6600.61	120.29	5894.27	101.90	4993.08	97.92	47982.31	48,7158	2386,937
Şard	172.11	8900.34	153.69	7947.90	130.19	6732.73	125.11	64699.92	62,2398	3218,575
Şomte Lecu	221.70	9598.63	197.98	8571.47	167.71	7260.95	161.16	69776.02	80,1738	3471,091
Căpuş	227.80	6865.86	203.42	6131.14	172.32	5193.73	165.59	49910.54	82,3788	2482,859

3.5.2 Analiza de frecvență a debitelor teoretice pentru bazinul hidrografic 21

Modelele de analiză a frecvenței sunt folosite cu precădere în calculele inginerești cu scopul de a se calcula, măsura, frecvența de producere a unor evenimente hidrologice sau probabilitatea de depășire și nedepășire a acestora. Probabilitatea impune scoaterea în evidență a termenului „risc” adică riscul ca valoarea respectivului eveniment să poată fi depășită –pentru valori maxime- sau să fie sub valoarea minimă de producere a evenimentului –pentru valorile minime.

Pentru bazinele hidrografice unde se dispune de serii lungi de măsurători de intensități de intensități maxime a precipitațiilor, peste 15 ani și sunt calculate sau măsurate debitele maxime provenite din intensități, se poate realiza determinarea probabilităților de apariție a unei viituri, timpului de retur și volumul acesteia prin intermediul analizei de frecvență și a funcțiilor statistice.

Analiza de frecvență are ca obiectiv principal stabilirea relației existente dintre diferite evenimente extreme (viituri, etiaj) și probabilitatea lor de depășire sau de nedepășire (Perault și colab, 1994, Drobot 1997, Haidu 2002).

Analizând debitele maxime calculate (Tab. 3.15), iese în evidență faptul că bazinul hidrografic cu cel mai mare debit maxim este bazinul hidrografic 21, astfel, având la dispoziție un șir de date ale intensităților maxime de precipitații pe 26 de ani (Tab.3.6), înregistrate la stația meteorologică Cluj-Napoca, am calculat debite maxime pentru fiecare intensitate (Tab. 3.20) și am realizat analiza statistică a acestora cu scopul determinării probabilității și a volumelor la o anumită perioadă de retur.

Tabelul 3.20 Debite maxime calculate prin metoda rațională pe baza ploilor de intensitate maxima anuală (bazinul hidrografic 21)

Anul	Q m ³ /s	Anul	Q m ³ /s
1975	45.39	1992	42.86
1976	47.91	1993	31.26
1977	25.21	1994	47.91
1978	35.30	1995	42.36
1979	50.43	1996	94.56
1980	60.52	1997	171.47
1981	53.96	1998	57.99
1982	30.26	1999	78.17
1983	15.13	2001	78.92
1984	47.91	2002	39.08
1985	42.36	2003	36.06
1986	47.91	2004	48.41
1991	47.40	2005	254.69

Pentru ca șirul de date să fie utilizat cu succes în procesul de analiză și pentru a obține date corecte și veridice am realizat teste non-parametrice pentru a se determina dacă datele sunt independente sau identic distribuite.

În urma testului de independență realizat cu programul HYFRAN, prin intermediul testelor Wald-Wolfowitz, Kendal, Wilcoxon la scară anuală, reiese

faptul că șirul de debite maxime calculate este independent și debitele sunt dependente (autocorelație de ordin 1) fapt pentru care acestea pot fi utilizate în procesul de modelare statistică.

Probabilitatea empirică de depășire q am calculat-o după formula lui Cunae, iar perioadele de retur T , cu ecuația (33), ecuație utilizată pentru excesul de umiditate.

$$T = \frac{1}{1-q} = \frac{1}{p} \quad (33)$$

unde:

$q = F(x)$; probabilitatea de nedepășire

$p = 1-F(x)$; probabilitatea de depășire

Alegerea funcției statistice pentru calculul timpului de retur și analizei de probabilitate am făcut-o prin intermediul comparației a două legi de probabilitate (Fig. 3.42): Gumbel (Fig. 3.40) și funcția Exponențială (Fig. 3.41).

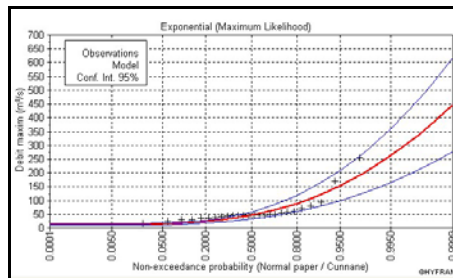


Figura 3.40 Funcția Gumbel

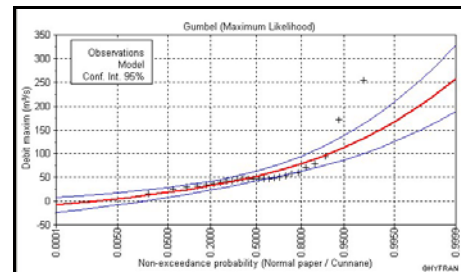


Figura 3.41 Funcția exponențială

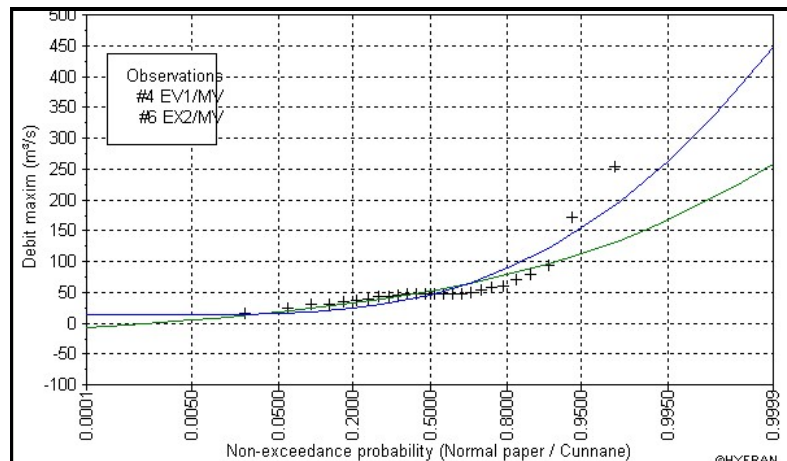


Figura 3.42 Comparație grafică a funcțiilor de probabilitate

Funcția Pearson tip III și Log-Pearson tip III, funcții care au dat foarte bune rezultate pe teritoriul României, nu au putut fi utilizate în procesul de modelare deoarece nu au fost îndeplinite o serie de teste, ex. testul Chi.

Din analiza variației grafice, dar și după verificarea analizelor numerice AIC (Criteriul informațional a lui Akaike), BIC (Criteriul informațional Bayesian), am ales legea de probabilitate exponențială care are următoarea formă:

$$f(x) = \frac{1}{\alpha} \exp \left\{ -\frac{x - m}{\alpha} \right\} \quad (28)$$

unde:

$$\alpha = 47.08$$

$$m = 13.31$$

Tabelul 3.21 Timpi de retur și probabilități de depășire (HYFRAN)

T ₁₀₀₀			T _{200 ani}			T _{100ani}			Q 254.69 m ³ /s		
Q m ³ /s	q	Interval de confidență 95%	Q m ³ /s	q	Interval de confidență 95%	Q m ³ /s	q	Interval de confidență 95%	T _{ani}	q	Interval de confidență 95%
339	0.1 %	212-467	263	0.005 %	166-361	231	1%	146-315	169	0.994	161-349

Din analiza de frecvență a șirului de date, utilizând legea de probabilitate exponențială, se desprinde faptul că debitele simulate XT cresc odată cu creșterea probabilității empirice (o creștere lentă până la 0.5 urmată de o creștere accentuată până la 0,99) și creșterea timpului de revenire.

În tabelul 3.21 sunt prezentate debitele, probabilitățile empirice și intervalul de variație a debitelor pentru câțiva timpi de retur, dar și timpul de retur a debitului maxim calculat pe bazinul hidrografic 21, probabilitatea empirică de nedepășire și intervalul de variație a acestuia. Intervalul de variație a debitului maxim cu probabilitatea de depășire empirică calculată și timpul de retur T este determinat pentru un nivel de confidență de 95%. Cu cât nivelul de confidență scade cu atât ecartul de variație a debitului este mai mică.

4. IDENTIFICAREA ZONELOR DE RISC PENTRU APARIȚIA VIITURILOR

Identificarea zonelor de risc pentru apariția și manifestarea viiturilor de versant oferă posibilitatea prevenirii și combaterii efectelor pe care, acestea, le pot provoca.

În urma procesului de modelare, extragere automată a variabilelor de calcul și introducerea acestora în ecuațiile, rațională și reduțională, pentru calculul debitelor maxime provenite din viituri, pe bazine hidrografice mici unde nu se dispune de măsurători, am obținut debite maxime, utile pentru a putea identifica arealele cu diferite categorii cu risc de apariție a viiturilor de versant.

Sistemele geografice informaționale permit manipularea și analiza mai multor componente ale modelelor hidrologice, stocate sub formă de layere cu attribute spațiale binedefinite utilizând resurse mici de timp și baze de date din ce în ce mai diversificate.

Având în vedere faptul că baza de date necesară procesului de identificare a arealelor de risc a fost realizată în etapele anterioare de modelare a variabilelor care intră în formulele de calcul a debitelor maxime (vezi cap. 3.2, 3.3) și că am dispus de informații referitoare la circulația apei în sol, am putut concepe și realiza două modele hidro-G.I.S. care, interconectate prin intermediul ecuațiilor de analiză spațială, permit identificarea arealelor cu diferite grade de risc.

4.1 Principii de lucru

În ultima perioadă de timp, pe plan național, cât mai ales, pe plan mondial, cele mai multe cercetări în domeniul hidrologiei au fost legate de elaborarea și aplicarea modelelor matematice în diferite scopuri: prognoză, predicție și evaluare a influenței omului asupra regimului hidrologic natural. În hidrologie modelele constituie o necesitate care ține de natura foarte complexă a proceselor care au loc în bazinele hidrografice, procese care țin atât de natura scurgerii cât și de transformarea în timp a bazinului hidrografic datorită activității antropice cât și schimbării factorilor naturali. Aceste transformări, naturale și antropice, influențează în primul rând caracteristicile topografice ale bazinului, care duc la influențe asupra concentrării apei în albie și în final asupra întregului proces de scurgere.

Modelarea sistemului hidrologic reprezintă una din cele mai complexe probleme ale hidrologiei. Cele mai mari probleme intervin datorită faptului că: precipitațiile și factorii meteorologici sunt neuniformi în timp și spațiu și datorită acestui fapt, procesele de transfer de masă și energie dintr-un bazin hidrologic sunt neuniforme. Cea mai mare dificultate în procesul de modelare a scurgerii o reprezintă intervenția antropică asupra componentelor ciclului hidrologic și în același timp a interacțiunii dintre ele.

Primul pas în începerea procesului de modelare a bazinelor hidrologice face referire la modul de tratare a acestora. Orice bazin hidrologic poate fi tratat, din punct de vedere al modelării, în două feluri: (Fig. 4.1)

1. ca o descriere spațială, în acest scop folosindu-se harta ca element de bază a modelării
2. ca proces de reprezentare, integrându-se ecuațiile și formulele matematice în procesul de modelare.

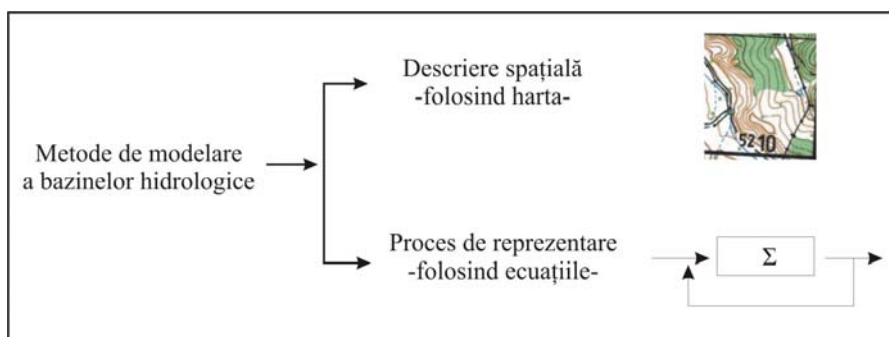
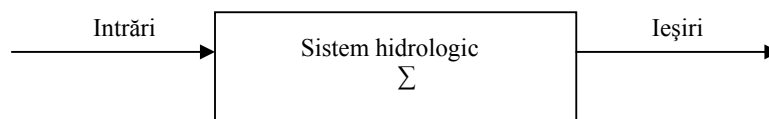


Figura 4.1 Metode de modelare a bazinului hidrologic

Tratarea bazinului hidrologic ca unitate fizico-geografică omogenă, sistem spațial, este, în general, permisă numai pentru suprafețe relativ reduse, cu toate că și pentru aceste suprafețe se implică unele aproximări. Utilizând metoda procesului de reprezentare se pot lua în calcul toate elementele care intră în formarea procesului de scurgere. Această metodă presupune, în timpul procesului de modelare, elaborarea de modele cu parametri concentrați care să scoată în evidență, cât mai fidel, caracteristicile elementelor urmărite în timpul modelării.

Obiectivele care se impun în momentul începerii analizei sistemelor hidrologice sunt studierea transformărilor care au loc în sistem și prevederea, predicția ieșirilor din sistem. Sistemul hidrologic nu se deosebește cu nimic de un sistem clasic; intrările și ieșirile sunt variabile hidrologice măsurabile, iar transformările din interiorul sistemelor sunt reprezentate de ecuații stabilite între variabilele de intrare și ieșirile din sistem (Fig. 4.2).



Σ - ecuații de transformare între intrări și ieșiri

Figura 4.2 Schematizarea sistemului hidrologic

Sistemele hidrologice sunt sisteme foarte complexe, din acest motiv, hidrologii nu pot să analizeze complet toate problemele hidrologice naturale, așa că, simplificarea este necesară pentru a se putea folosi soluțiile matematice.

Layerele rezultate în procesul de realizare a bazei de date spațiale, care oferă informații despre realitățile spațiale ale teritoriului, pot fi utilizate cu succes în procesul de modelare hidrologică G.I.S..

Modelarea spațială, în cadrul G.I.S., trebuie să urmărească o anumită cale de la culegerea bazei de date, aducerea ei la zi până la faza de rezolvare a unor probleme și trecerea la procesul, efectiv, de modelare.

În cadrul G.I.S. termenul de model are mai multe înțelesuri. Cel mai vehiculat înțeles este acela de *reprezentare a realității* (Fig. 4.3). Un alt înțeles ar fi acela de *analiză spațială* (Fig. 4.4) (folosirea formulelor matematice în procesul de combinare și reprezentare finală a realității).

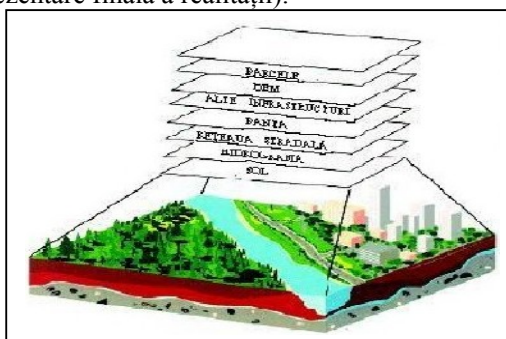


Figura 4.3 Model de reprezentare a realității (ESRI 2003)

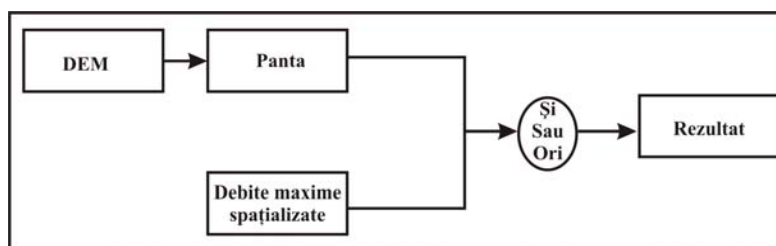


Figura 4.4 Model de analiză spațială

Produsele geoinformatică furnizează platforme pentru modelarea și simularea proceselor hidrologice fiind utile pentru înțelegerea și urmărirea proceselor care au loc în interiorul sistemului hidrologic.

Identificarea zonelor de risc pentru apariția viiturilor le-am realizat prin intermediul modelării G.I.S., modelare bazată pe determinarea zonelor cu umiditate excesivă a solului și spațializare a debitelor maxime calculate pe bazinele hidrografice mici. În acest scop am realizat două modele de analiză spațială: *utilizarea G.I.S pentru estimarea riscului de viitură în funcție de permeabilitatea solului, areale cu risc de apariție a viiturilor neprevăzute, grave, în bazinul superior Someșul Mic utilizând G.I.S..*

4.2 Utilizarea G.I.S. pentru estimarea riscului de viitură în funcție de permeabilitatea solului și pantă

Apa este unul dintre elementele de importanță majoră din cadrul solului, de aceea este esențială cunoașterea amănunțită a prezenței, mișcării, reținerii, circuitului și bilanțului ei în sol având principal scop determinarea arealelor cu diferite grade de umiditate antecedentă a acestuia.

Umiditatea solului este reprezentată de conținutul în apă la un moment dat, conținut care este determinat de reținerea apei în sol datorită unor forțe dependente de acesta.

Forțele care acționează asupra fascicolului de apă determinând reținerea acesteia sunt de natură gravitațională, capilară, de absorbție, ele acționând în funcție de natura lor cu diferite grade de intensitate.

Precipitațiile atmosferice, apele provenite în urma inundațiilor, ape provenite din alte surse – fie ele antropice sau naturale –, pătrund în sol datorită permeabilității acestuia, circulând în diferite direcții.

Prin numeroasele lui caracteristici solul are o influență directă asupra scurgerii, deoarece reprezintă elementul principal al mediului în care se formează.

Datorită proprietăților sale fizice și fizico-mecanice (textură, structură, capacitate de infiltrație etc.) și o cantitate mare de precipitații poate provoca o scurgere ridicată. Astfel, solurile permeabile permit infiltrarea mai intensă, contribuie la mărirea rezervelor de apă subterane, și astfel la o alimentare mai uniformă a râurilor. De asemenea, solul este la rândul său influențat de mediul hidric, utilizarea nerațională a terenurilor conducând la generarea de procese erozionale.

Realizarea modelului hidro-G.I.S., de identificare a arealelor cu exces de umiditate, a necesitat utilizarea bazei de date, în format grid, a tipurilor de sol care caracterizează bazinele hidrografice precum și realizarea unei noi baze de date, complementare, care să scoată în evidență reacția tipurilor de sol la circulația apei în profilul acestuia.

4.2.1 Caracterizarea pedo-hidrologică

Învelișul de sol din bazinul superior al Someșului Mic este foarte variat, datorită, în principal, diversității mari geomorfologico-geologice a teritoriului. În acest sens, dispunerea în trepte geomorfologice (sectoare montane, sectoare de deal și podiș) induce și nuanțarea celorlalți factori pedogenetici cu caracter mai general, clima și vegetația.

Conform S.R.T.S-2003 (Sistemul Român de Taxonomie a Solurilor, Florea, și colab. 2003), în cadrul teritoriului se întâlnesc următoarele clase și tipuri de sol: clasa protisoluri (aluviosoluri, regosoluri, litosoluri), clasa cernisoluri (faeoziomuri și rendzine), clasa cambisoluri (eutricambosoluri, districambosoluri), clasa luvisoluri (luvosoluri) și clasa spodisoluri (prepodzoluri și podzoluri), fiecare având o comportare diferită în ceea ce privește reacția la acțiunea apei (vezi Harta Solurilor, cap. 3.2.3).

Clasa protisoluri cuprinde soluri în stadiul incipient de formare (cunoscute anterior ca soluri neevoluate), apărând pe suprafețe discontinue, diseminate în areale relativ mici, fie în sectoarele cu relief accidentat, pe suprafețele cu pante mari și canalele de drenaj a bazinelor hidrografice.

Litosolurile reprezintă primul stadiu de formare al solului pe roci consolidate-compacte, având un profil foarte scurt (orizontul A de până la 20 cm grosime) urmat de roca dură. Textura este, în general, grosieră, iar structura poliedrică slab dezvoltată. Prezența rocii dure aproape de suprafață determină valori foarte mici ale porozității de aeratie, permeabilității, capacității de apă utilă.

Regosolurile sunt soluri slab evolute pe un material parental neconsolidat sau slab consolidat întâlnindu-se pe un relief accidentat îndeosebi în sectoarele de deal și podiș. Proprietățile fizice și hidrofizice depind de textură (foarte variată, în funcție de materialul parental) și structură (poliedrică slab dezvoltată).

Aluvisolurile sunt solurile dominante din cadrul luncilor și includ, pe lângă solurile aluviale din clasificările anterioare și protosolurile aluviale și coluvisolurile sub denumirea de aluviosol entic și respectiv aluviosol coluvic. Au o textură de la predominant grosieră la mijlocie (luto-nisipoasă, nisipo-lutoasă, lutoasă), o structură glomerurală, grăunțoasă sau poliedrică, slab până la moderat dezvoltată. Capacitatea de apă utilă, permeabilitatea, porozitatea de aeratie etc. variază în limite largi, în funcție, îndeosebi de textură și structură. Datorită condițiilor hidrologice și hidrogeologice în care se găsesc, sunt bine aprovizionate cu apă, în perioadele ploioase sau cu debit mare de apă pot prezenta surplus de umiditate.

Clasa cernisoluri cuprinde soluri care au ca orizonturi diagnostice, un orizont A molic, urmat de orizonturi intermediare AC, AR, Bv sau Bt, faeoziomuri și rendzine.

Faeoziomurile reunesc din vechea clasificare, solurile cernoziomoide, pseudorendzinele (pro parte) și solurile negre de fâneață (pro parte). S-au format pe culmi interfluviale, versanți slab la moderat înclinați, sub influența unei vegetații ierboase mezohigrofile primare sau secundare, abundente, care s-a menținut timp

îndelungat. Au o textură mijlocie fină (luto-argiloasă) slab diferențiată pe profil de unde rezultă o permeabilitate moderată pentru apă și aer, și capacitate mare de reținere a apei utile.

Rendzinele sunt soluri tipice litomorfe, formate și evoluate pe material parental calcaros compact. Dintre proprietăți se remarcă textura mijlocie-fină, permeabilitate relativ bună pentru apă și aer, volumul edafic util mai redus din cauza procentului amre de schelet pe profil.

Clasa cambisoluri grupează soluri care au ca orizont diagnostic un orizont B cambic (Bv), fiind reprezentată prin două tipuri: eutricambosoluri și districambosoluri, soluri cu o mare pondere în cadrul teritoriului.

Eutricambosolurile au maximul de răspândire în sectoarele de deal și submontane cu păduri de gorun sau gorun-fag. Au proprietăți fizice, chimice și biochimice relativ bune. Datorită texturii, în general mijlocii (lutoasă) porozitatea totală are valori mari, stabilitatea agregatelor structurale este bună, ceea ce asigură un drenaj intern bun și previne manifestarea excesului de umiditate stagnantă.

Districambosolurile denumite anterior soluri brune-acide, domină învelișul pedologic al sectorului montan. Procesele de formare a districambosolurilor constau în alterarea cu intensitate medie a părții minerale și bioacumularea acidă. Textura mijlocie, mijlociu-grosieră ca procentul ridicat de schelet pe profil, asigură un drenaj intern (vertical și lateral) foarte bun, dar determină o reducere a capacității de reținere a apei.

Clasa luvisoluri are cea mai mare extindere în sectoarele mai joase de deal-podiș și include un singur tip de sol, luvosolul.

Luvosolurile se caracterizează morfologic prin prezența orizontului A ocriu (Ao) urmat de orizontul eluvial E luvic (El) sau E albic (Ea) și orizont B argic (Bt). Evolute în condițiile unui regim hidric, majoritar, percolativ și pe un relief în general plan, aceste soluri au un drenaj global defectuos. Totodată fiind un sol moderat și puternic diferențiat textural, are o permeabilitate redusă pentru apă, majoritatea luvosolurilor fiind afectate de procese de hidromorfism.

Clasa spodosoluri include două tipuri de sol: prepodzolul și podzolul fiind caracteristice pentru etajul boreal muntos (corespunzător coniferelor).

Prepodzolurile, denumite anterior brune feriiluviale, ocupă suprafețe mai restrânse față de podzoluri. Datorită texturii, obișnuit grosier-mijlocie, nediferențiată pe profil și faptului că evoluează pe terenuri cu declivitate relativ mare, drenajul intern cât și cel extern al acestor soluri este foarte bun.

Podzolurile cu o răspândire mai mare și la altitudini mai mari, se diferențează de prepodzoluri prin prezența unui orizont intermediar E spodic (Es). În rest, sub aspectul proprietăților fizice și hidrofizice situația este oarecum similară prepodzolurilor, cu deosebirea că pe profilul solului se întâlnește un procent mai mare de schelet.

Analizând clasele și tipurile de sol, comportarea lor față de transferul de apă în profil am realizat un model de estimare a umidității antecedente a solului.

Estimarea umidității solului cu ajutorul G.I.S. are ca obiectiv principal transformarea legendei calitative (scării calitative), în scară (legendă) cantitativă. Transformarea datelor calitative ale solului în date alfanumerice se realizează utilizând procedeul numit bonitare, pe un suport digital reprezentând tipurile de sol. Prin urmărirea comportării fiecărui tip de sol față de apă – cantitatea de apă pe care o poate înmagazina, cantitatea și ritmul în care apa poate fi transferată în sol, capacitatea de infiltrație a apei în sol – și utilizând analiza spațială specifică G.I.S. se pot scoate în evidență arealele cu exces sau deficit de umiditate.

4.2.2 Elaborarea layerelor pedo-hidrologice

După cum am menționat anterior, determinarea arealelor cu exces de umiditate, din punct de vedere a solului, se va realiza prin procedeul de bonitare. Pentru a realiza acest lucru este nevoie de o bază de date grafică și alfanumerică bine realizată.

Baza de date alfanumerică, care stă la baza procesului de bonitare a categoriilor de sol, care face referire la clasele de permeabilitate, textura solului la suprafață și textura solului în profil, am generat-o utilizând studiile pedologice existente, elaborate de Florea și colab. (1987).

Permeabilitatea solului este însușirea solului de a permite apei să circule, prin sol, mai lent sau mai rapid, în funcție de cantitatea și durata aportului de apă. În funcție de viteza de infiltrare a apei în sol s-au stabilit șase clase de bonitare (Tab 4.1).

Tabelul 4.1 Clase de permeabilitate ale solului (după Florea și colab. 1987)

Clase de permeabilitate		
Tip	Viteza medie de infiltrație (mm/h)	Clasă de bonitare
Extrem de mică	<7	6 (LC, SA, VS)
Foarte mică	8-20	5 (GC, NF,)
Mică	21-65	4 (BD, BR, ER, PR)
Mijlocie	66-120	3 (BO, BP, RZ, SP)
Mare	121-160	2 (BM, CC, PB,)
Foarte mare	>161	1 (LS)

Textura solului joacă un rol important în procesul de determinare a umidității solului astfel: tipurile de sol cu textură grosieră sunt mai permeabile decât solurile cu textură fină permițând o infiltrare mai rapidă a apei și evident, o acumulare mai rapidă a apei în profilul acestuia. În funcție de textura solului la suprafață și în profil am acordat tipurilor de sol note de bonitate de la unu la șase (Tab. 4.2, 4.3).

Tabelul 4.2 Textura solului la suprafață

Tip textură	Clasă de bonitare
Nisipo-lutos (LS)	1
Luto-nisipos (SA, SP)	2
Lutos (BM, BO, BP, CC, PB, RZ)	3
Luto-argilos (BD, BR, ER, GC, NF, PR,) Argilo-lutos (LC, VS)	4

Tabelul 4.3 Textura solului în profil

Tip textură	Clasă de bonitare
Nisipo-lutos (SA)	1
Luto-nisipos (SP)	2
Lutos (BM, BO, BP, CC, PB, RZ)	3
Luto-argilos (BD, BR, ER, GC, NF, PR,) Argilo-lutos (LC, VS) Argilos (LC)	4

Clasele de bonitare le-am stabilit în funcție de reacția texturii solului la transferul și acumularea apei, atribuindu-se clasa 1 la solurile care permit un transfer rapid al apei în sol și note, clase mari de bonitare, 3, solurilor care asigură un transfer lent a apei în sol.

Simbolurile solurilor și denumirile acestora, în tabelele de mai sus, sunt prezentate după vechea denumire, ele fiind „aduse la zi”. În procesul de analiză realizându-se echivalarea solurilor cu noul sistem român de clasificare a solurilor.

Baza de date grafică am realizat-o utilizând programul ArcG.I.S., aceasta având următoarea structură:

1. SOLURILE, digitizate de pe folie de hartă a solurilor 1:200000
2. PANTELE, obținute prin modelarea DEM

Asupra stratului reprezentând solurile am acționat în procesul de bonitare, prin atribuirea fiecărui simbol nota de bonitare corespunzătoare. Trebuie menționat faptul că baza de date grafică reprezentând solurile am convertit-o în format GRID cu o rezoluție de 2 m.

Atribuirea notelor de bonitare prin intermediul programului ArcG.I.S. am realizat-o utilizând funcția *reclassify* (Fig. 4.5) din modulul de analiză spațială.

În urma reclasificării au rezultat trei layere, fiecare cu proprietăți diferite și note de bonitare diferite:

1. viteza de infiltrare a apei în sol (v_infiltrare) (Fig. 4.7)
2. textura solului la suprafață (t_suprafață) (Fig. 4.8)
3. textura solului pe profil (t_profil) (Fig. 4.9)

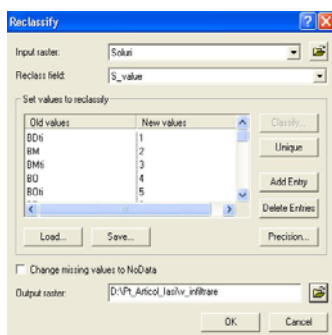


Figura 4.5 Meniul funcției reclassify

Layerurile rezultate în urma reclasificării se constituie atât ca baze de date grafice cât și ca baze de date alfanumerice noi, fiind utilizate în procesul de analiză spațială.

4.2.3 Modelarea G.I.S. a favorabilității transferului de apă prin soluri neacoperite.

Prin intermediul analizei spațiale am urmărit realizarea unei hărți care să scoată în evidență favorabilitatea transferului de apă prin solurile neacoperite cu vegetație, în funcție de notele de bonitare atribuite fiecărui tip de sol.

În studiile hidrologice aplicate în calculul viiturilor în bazine mici, fără măsurători, precipitațiile se consideră uniforme pe suprafața întregului bazin hidrografic, de aceea nu am folosit date referitoare la intensități sau valori cantitative de precipitații. Pentru a scoate în evidență gradul de umiditate a solurilor am realizat un nou strat pe baza atribuirii de ponderi egale celor trei layeruri obținute prin reclasificare.

În procesul de analiză spațială – identificarea arealelor de umiditate a solurilor – am utilizat funcția *raster calculator* (Fig. 4.6) a modulului de analiză spațială de tip GRID.

Prin însumarea algebrică a layerurilor respective (Fig. 4.6) conform simbolisticii de mai jos,

$$[t_profil] + [t_suprafata] + [v_infiltrare],$$

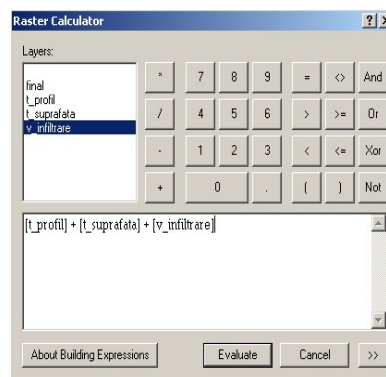


Figura4.6 Însurarea algebrică a layerelor

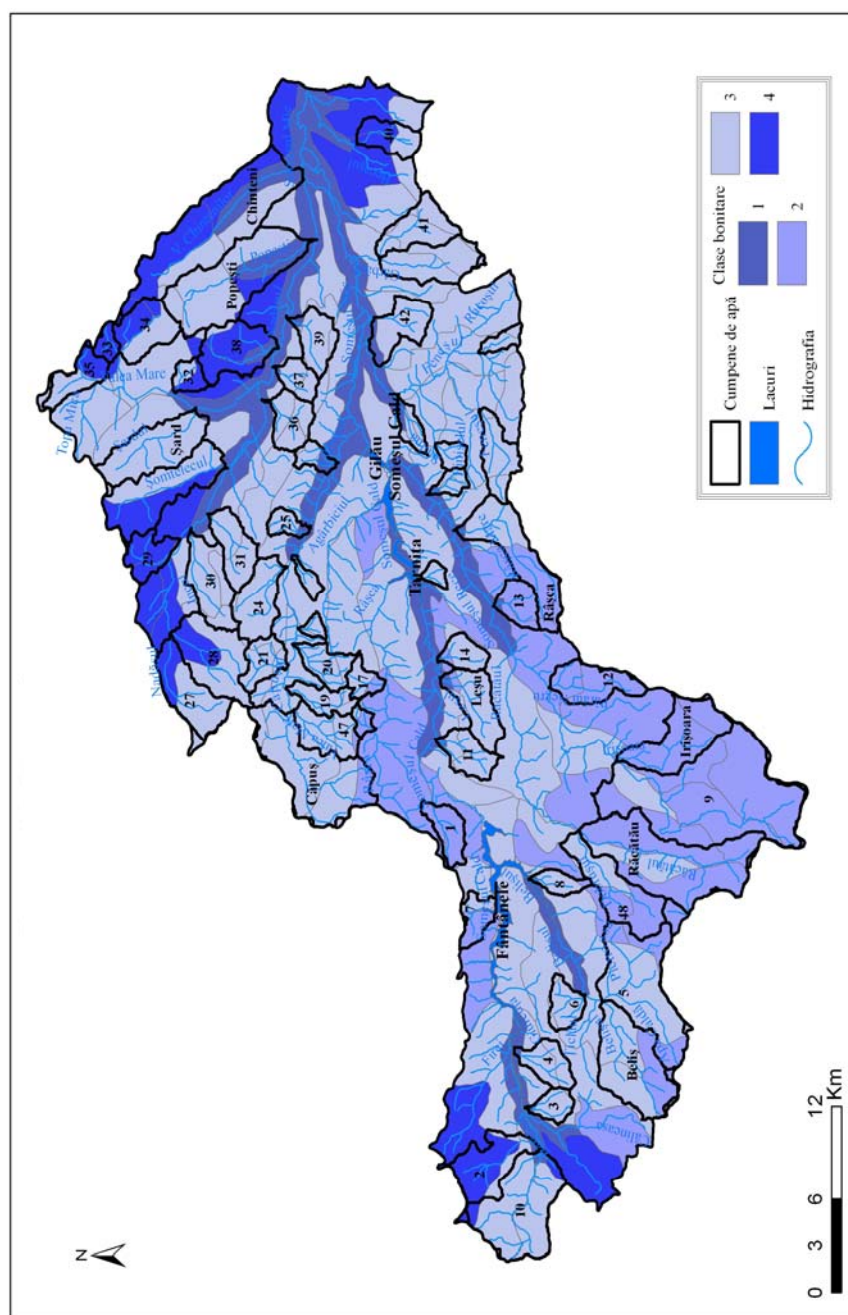


Figura 4.8 Viteza de infiltrare în textura solului la suprafață

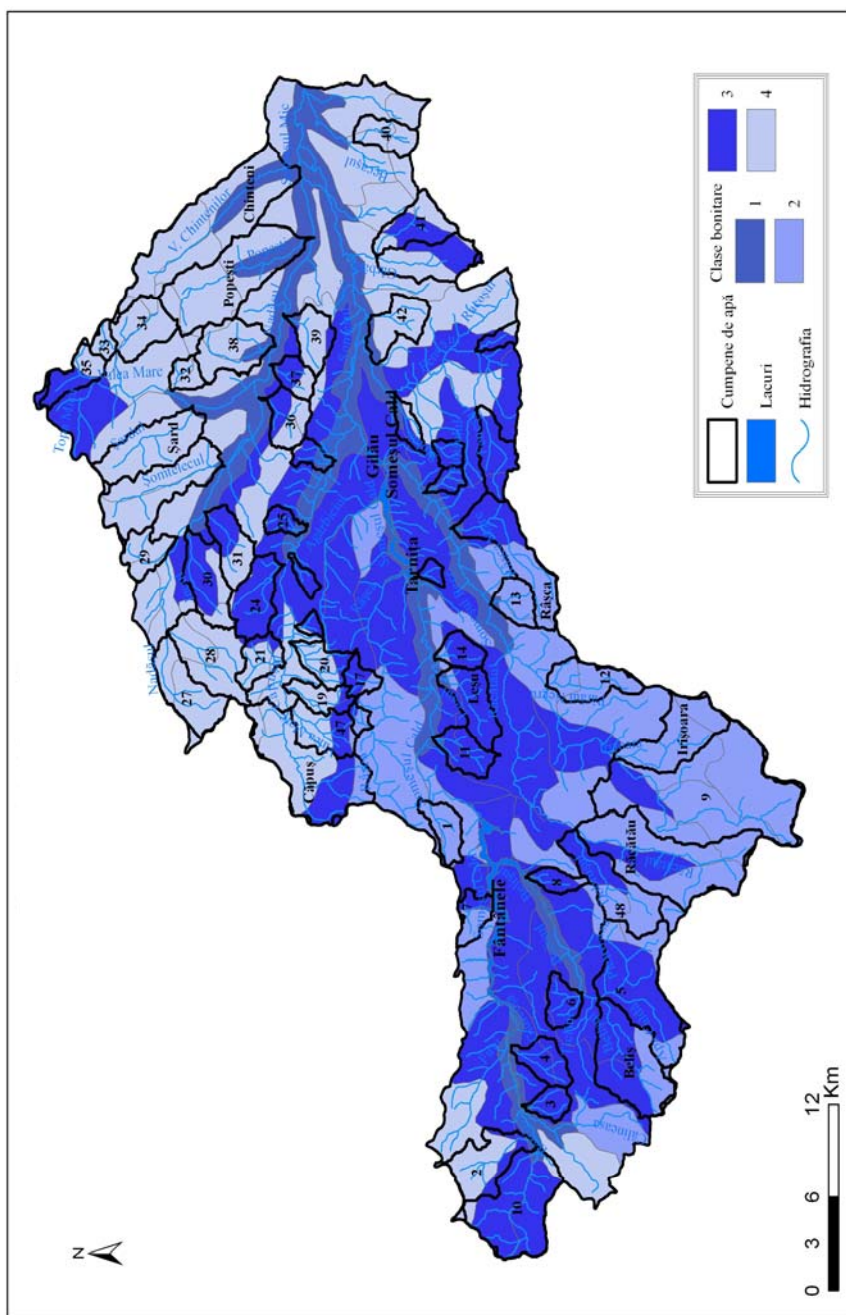


Figura 4.9 Viteza de infiltrare în textura solului în profil

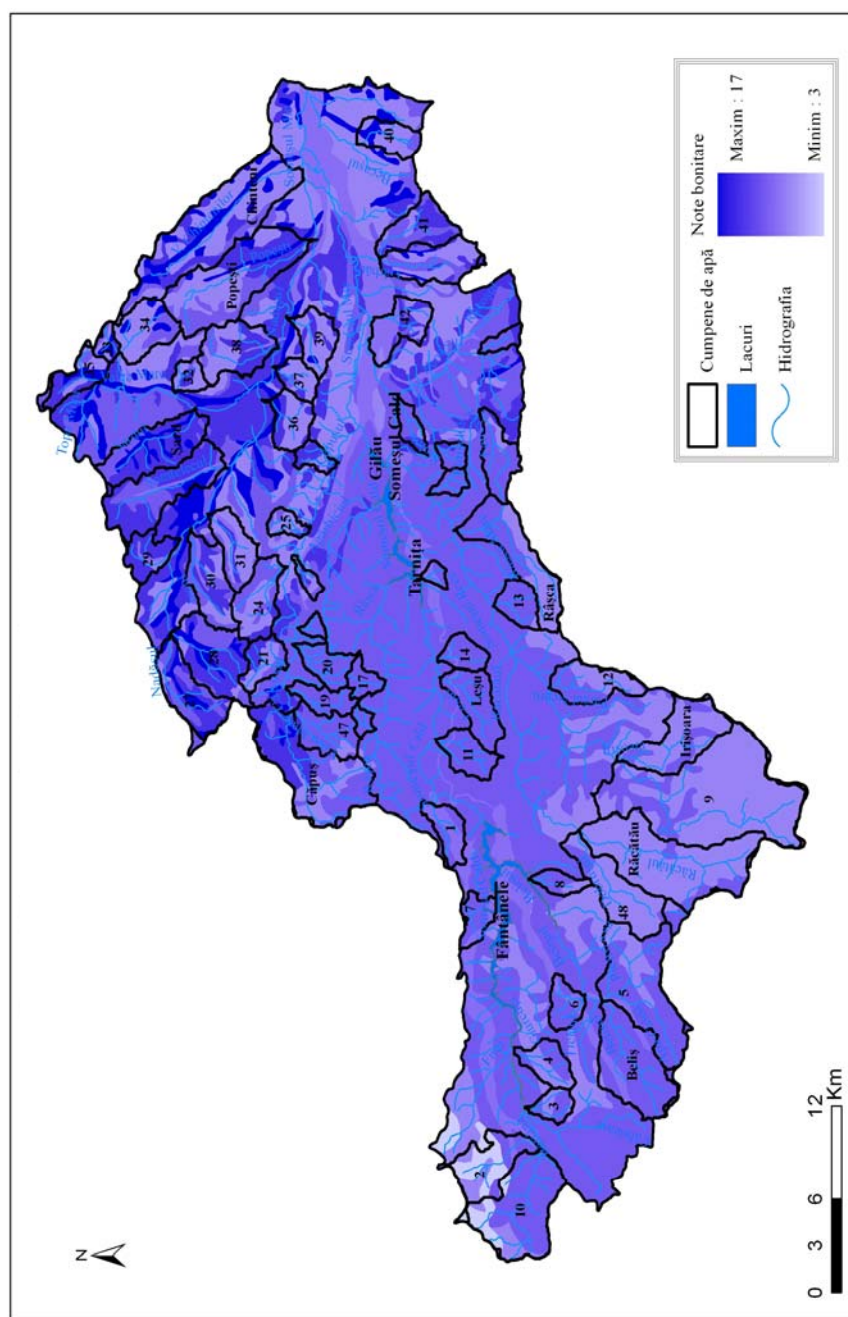
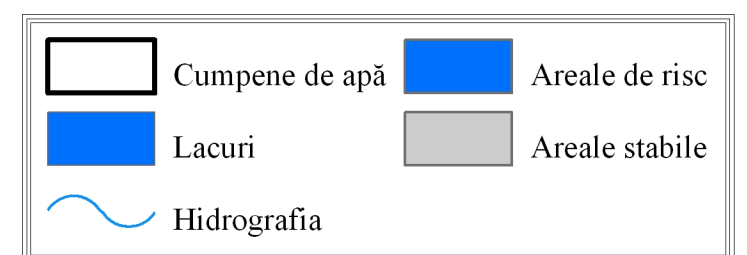
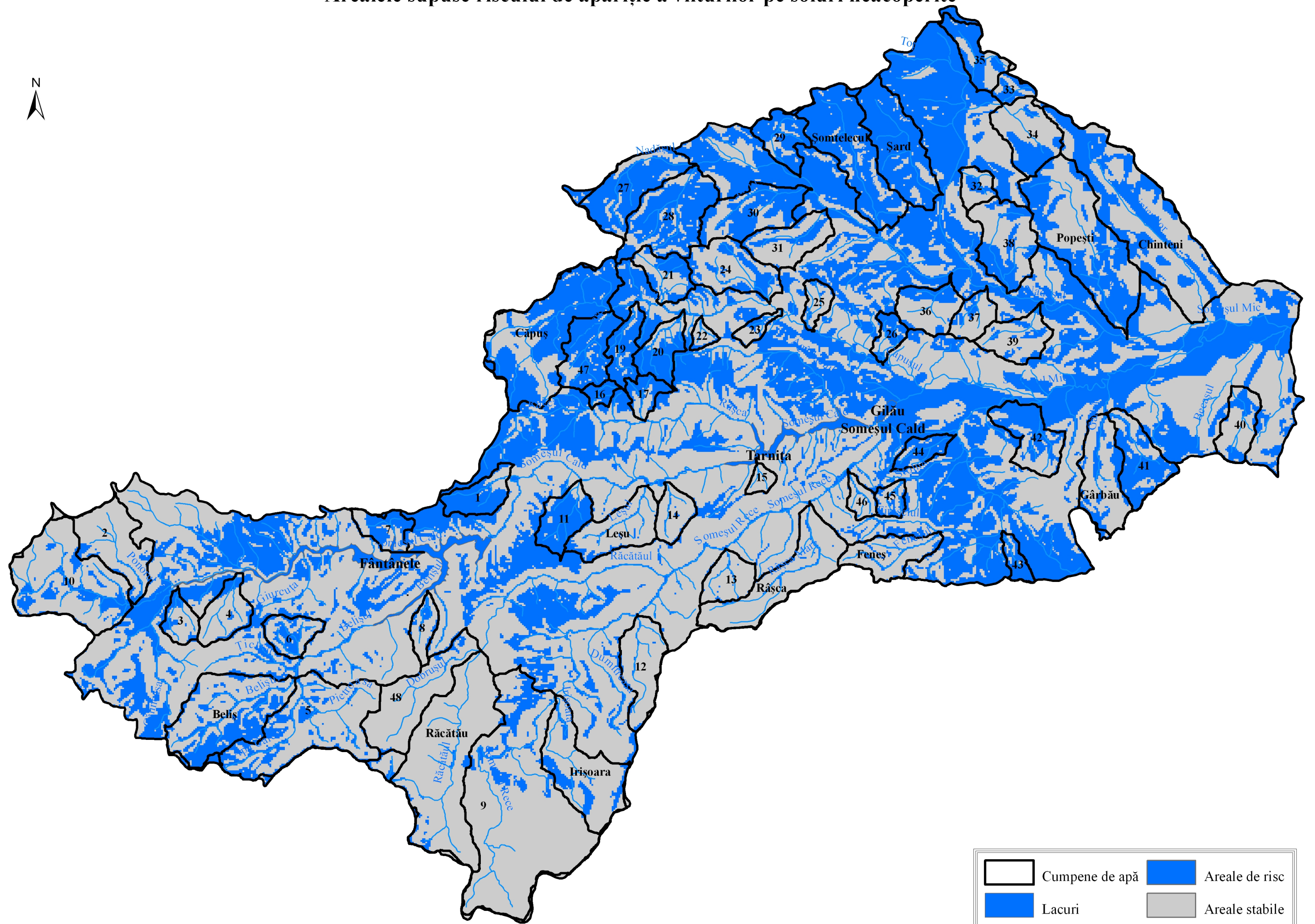


Figura 4.10 Favorabilitatea transferului de apă în sol

Arealele supuse riscului de apariție aviiturilor pe soluri neacoperite



0 3 6 12 Km

am determinat harta gradului de favorabilitate a transferului de apă prin profilul de sol (Fig. 4.10). Se înțelege faptul că susceptibilitatea de formare a viiturilor este mai ridicată în cazul solurilor care inhibă transferul de apă.

Pe harta rezultată se poate distinge cu ușurință, faptul că solurile din zona deluroasă și de luncă a bazinului superior Someșul Mic, sunt solurile care rețin cel mai mult apă în profilul lor, iar cele din zona montană reprezintă solurile care rețin cel mai puțin apă.

Disponând, ca bază de intrare grafică și alfanumerică, de harta pantelor (vezi Cap. 3.2.1.6) am putut realiza un model de apariție a viiturilor având ca elemente principale panta, pe de o parte și caracteristicile locale ale transferului de apă în profilul solurilor, pe de altă parte.

Utilizând aceleași funcție, *raster calculator*, din același modul, *spatial analyst*, a programului ArcG.I.S., s-a efectuat analiza spațială corespunzătoare riscului de apariție a viiturilor din punct de vedere a umidității solurilor neacoperite de vegetație.

În căsuța de dialog (Fig. 4.11) se introduce simbolistica specifică ArcG.I.S., materializată într-o ecuație de analiză spațială, pentru a genera un layer al riscului de viitură

$$[Panta \%] \geq 0 \ \& \ [Panta \%] \leq 10 \ \& \ [Umiditatea solurilor] \geq 9 \ \& \ [Umiditatea solurilor] \leq 17$$

Astfel, am determinat arealele cu risc mare de apariție a viiturilor în funcție de favorabilitatea solului față de transferul de apă și de categoriile de pante. Am ales, în procesul de analiză a riscului, pantele între 0 și 10, deoarece acest ecart de pante este considerat „pantă mică”, din punct de vedere pedologic, iar notele de bonitare între 9 și 17 reprezintă ecartul în care se încadrează solurile cu transfer de apă mai puțin favorabil Haidu și colab. (2006).

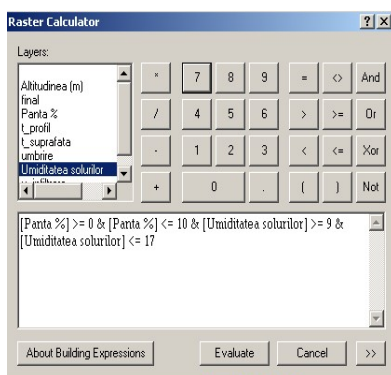


Figura 4.11 Căsuța de dialog raster calculator

Baza de date rezultată este concretizată într-o hartă, layer, care reprezintă arealele supuse riscului de apariție a viiturilor pe soluri neacoperite. Această bază de date va fi folosită în procesul de implementare a variației debitelor maxime calculate, în funcție de umiditatea antecedentă a solului, în cadrul modelului următor, identificarea arealelor cu diferite grade de risc de apariție a viiturilor.

4.3. Identificarea arealelor cu diferite grade de risc de apariție a viiturilor

Predicția riscului de apariție a viiturilor neprevăzute într-un teritoriu anume este de o importanță deosebită, având în vedere efectele ultimelor ploi cu caracter torențial care au generat viituri cu efecte devastatoare pentru comunitatea locală.

Modelul de analiză spațială are ca principal scop spațializarea datelor referitoare la debitele maxime cu asigurarea 1%, calculate anterior (vezi Cap. 3.3), pe bazinele hidrografice de ordin 2 (vezi Cap. 3.1) din bazinul superior Someșul Mic și ierarhizarea arealelor supuse riscului.

4.3.1 Layere utilizate

Pentru definitivarea modelului am apelat la o bază de date specifică, atât alfanumerică cât și grafică, având în componentă date referitoare la debitele maxime cu asigurarea 1%, arealele cu risc de apariție a viiturilor pe soluri neacoperite de vegetație și intravilanenle localităților (Tab. 4.4)

Tabelul 4.4 Baza de date (risc de apariție a viiturilor)

Denumire	Tip bază de date
Debite maxime cu asigurarea 1%	Numerică (Tab 3.14)
Baza de date rezultată în urma realizării modelului de determinare a arealelor supuse riscului de apariție a viiturilor pe soluri neacoperite	grafică
Intravilanele localităților din zona supusă modelării	grafică

Geografii sunt preocupați de analiza repartițiilor în spațiu a relațiilor dintre diferite atribute geografice și a proceselor care produc aceste caracteristici diferite de organizare a spațiului. Ei analizează locurile, atributele lor, variațiile spațiale, similitudinile, diferențele, interacțiunile etc. Sorocovschi (2003). Ținând cont de această afirmație am realizat baza de date care conține straturi tematice cu atribute geografice care se pot combina în procesul de analiză spațială, pentru identificarea și localizarea teritoriilor cu diferite grade de risc de apariție a viiturilor.

Debitele maxime cu asigurarea 1% au fost calculate în etapa de implementare G.I.S în calculul volumelor maxime prin intermediul formulei raționale și reduționale.

În urma definitivării modelului de estimare a riscului de viitură în funcție de permeabilitatea solului am obținut un layer de tip grid prin care sunt identificate două tipuri de areale, areale cu risc și areale stabile, layer pe care l-am utilizat ca bază de date de intrare în definitivarea analizei spațiale.

Deoarece nu se poate vorbi de risc, dacă acesta nu are influență asupra componentei umane, am utilizat layerul reprezentând intravilanele localităților (Fig. 4.12) pentru a putea identifica și emite avertizări în ceea ce privește suprafețele teritoriale supuse riscului.

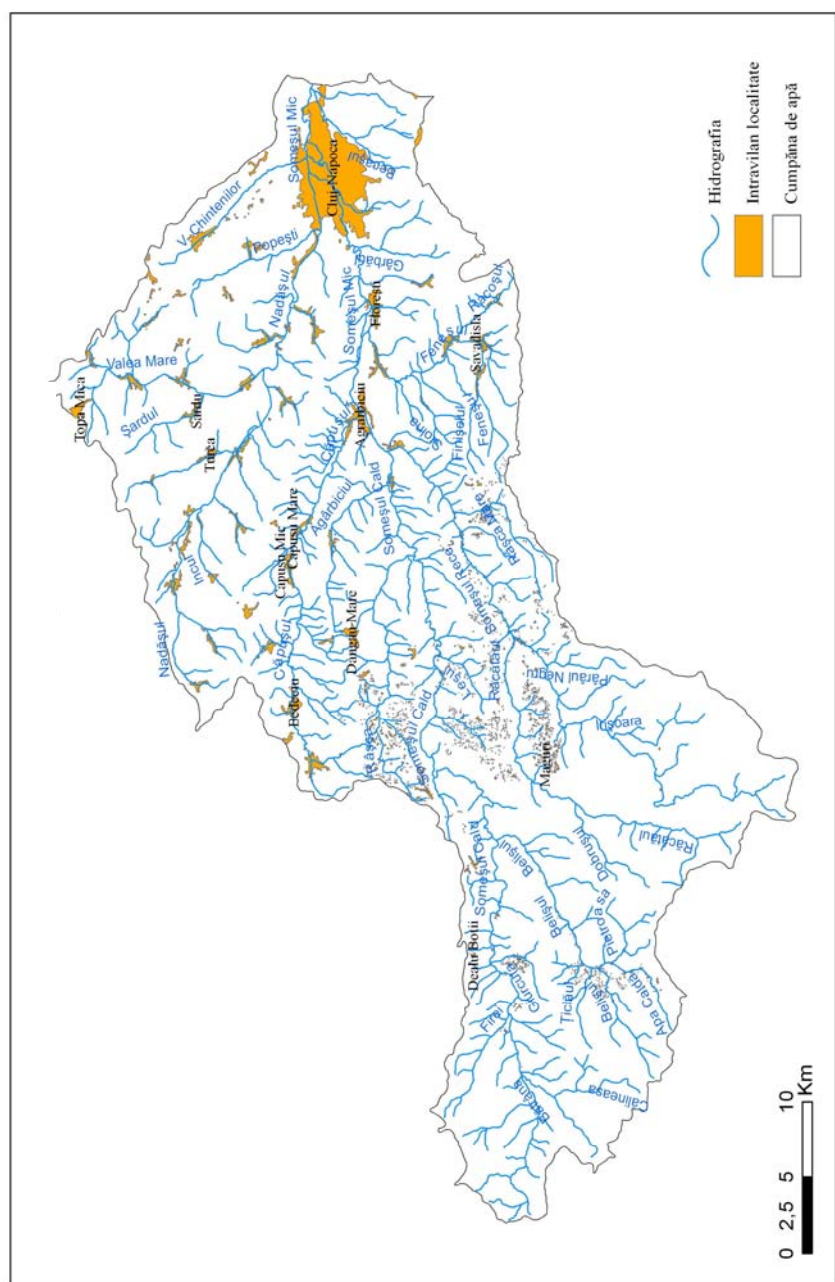


Figura 4.12 Intravilanele localităților

Pentru definitivarea modelului am realizat conexiuni între principalele elemente de geneză și manifestare a viiturilor, în acest sens, parcurgând mai multe etape de lucru, începând de la identificarea bazinelor hidrografice (vezi Cap. 3.2.1), calcularea debitelor maxime cu probabilitate 1% (vezi Cap. 3.3) pentru bazinele respective, interpolarea bazei de date referitoare la debitele maxime calculate, terminând cu realizarea analizei G.I.S..

Identificarea bazinelor hidrografice am realizat-o în mod automat apelând la câteva funcții ale programului ArcG.I.S. –*stream definition, stream order*– alegând un număr de 59 bazine hidrografice mici, bazine hidrografice de ordin 2.

Calculul debitelor maxime cu probabilitate 1% l-am realizat utilizând formula rațională și reduțională, în funcție de mărimea bazinelor hidrografice luate în calcul, obținându-se debitele cu asigurarea 1% prezentate în tabelul 3.15.

În procesul de interpolare a debitului maxim cu probabilitate 1%, (Fig. 4.13) calculat, am apelat la metode de interpolare statistice și deterministe, alegerea acestora făcându-se în funcție de numărul valorilor corespunzătoare punctelor de confluență a rețelei hidrografice de ordin 2, pentru care am realizat calcule de debite.

Programele geoinformatică au incluse, pentru interpolare, o serie de funcții specifice. În modulele de analiză spațială a programului ArcG.I.S. sunt încorporate funcții pentru interpolare: *Spline, Kriging, IDW*.

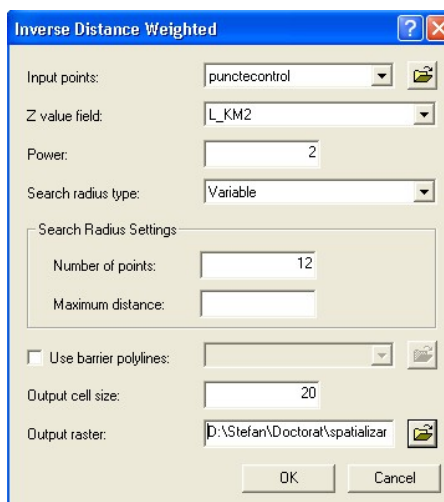
Interpolarea debitelor maxime poate fi realizată, nu numai prin intermediul funcțiilor de interpolare, ci și prin intermediul unor modele, G.I.S., statistice, ca de exemplu, spațializarea debitelor maxime în funcție de altitudinea bazinului hidrografic. Acest tip de spațializare este recomandat pentru debitele obținute în secțiunile de calcul, punctiforme și nu este util pentru spațializarea debitelor specifice. Având în vedere faptul ca debitele specifice sunt utilizate în procesul de spațializare s-au ales funcțiile de interpolare pentru determinarea extensiei teritoriale a debitelor maxime specifice pentru întreg bazinul hidrografic superior Someșul Mic.

Pentru alegerea funcției de interpolare s-a ținut cont de numărul de puncte pentru care sunt disponibile valori, avute la dispoziție, dar și de distribuția acestora în teritoriu. Ținând cont de aceste două elemente, s-a ajuns la concluzia că cea mai bună funcție pentru interpolare este IDW din modulul de analiză spațială, *spatial analyst* a programului ArcG.I.S..

Interpolarea reprezintă procesul prin care valoarea unor caracteristici în anumite puncte necunoscute, se calculează pe baza valorilor în punctele cunoscute. Din punct de vedere matematic interpolarea constă în obținerea unei funcții $f(x)$ care aproximează o altă funcție, pentru care se cunosc doar anumite valori dintr-un interval considerate corecte; funcția de interpolare va trece prin puncte Imbroane și colab. 1999.

Funcția de interpolare spațială IDW (Distanța Inversă Ponderată) (Fig. 4.14) se bazează pe ipoteza că influența valorii unui anumit punct asupra valorii unui alt punct scade invers proporțional cu distanța dintre ele.

Fig. 4.14 Funcția de interpolare IDW
(ArcG.I.S.)



4.3.2 Analiza spațială a riscului de apariție a viiturilor (T = 100 ani)

Analiza spațială regroupează o serie mare de metode de analiză a distanțelor, analiză de vecinătate, proximitate, restricții spațiale, dispersie etc. Repartiția în spațiu a riscurilor, nu este întâmplătoare, ea ținând seama de o serie de factori, definitorii, care stau la baza genezei fenomenului sau procesului care provoacă riscul.

Scopul analizei spațiale este acela de a identifica areale supuse riscului de apariție a viiturilor. Pentru definitivarea analizei spațiale s-a utilizat funcția *raster calculator* a extensiei *spatial analyst* din programul ArcG.I.S..

Analiza bazei de date alfanumerice de tip grid s-a realizat prin intermediul ecuațiilor de analiză spațială, în urma căreia a rezultat o structură de tip grid prin intermediul căreia sunt identificate arealele de risc. Structurile de tip grid sunt rezultatul overlayului de identificare în teritoriu, unde se găsește?, utilizând layerele care reprezintă riscul de apariție a viiturilor pe soluri neacoperite și debitul maxim specific spațializat în procesul de analiză (Haidu, I., Bilașco, Șt. 2007).

Arealele de risc au fost împărțite în trei categorii: areale cu risc *mic*, *mediu* și *mare* de apariție a viiturilor, utilizându-se următoarele tipuri de ecuații de analiză spațială.

Risc mic

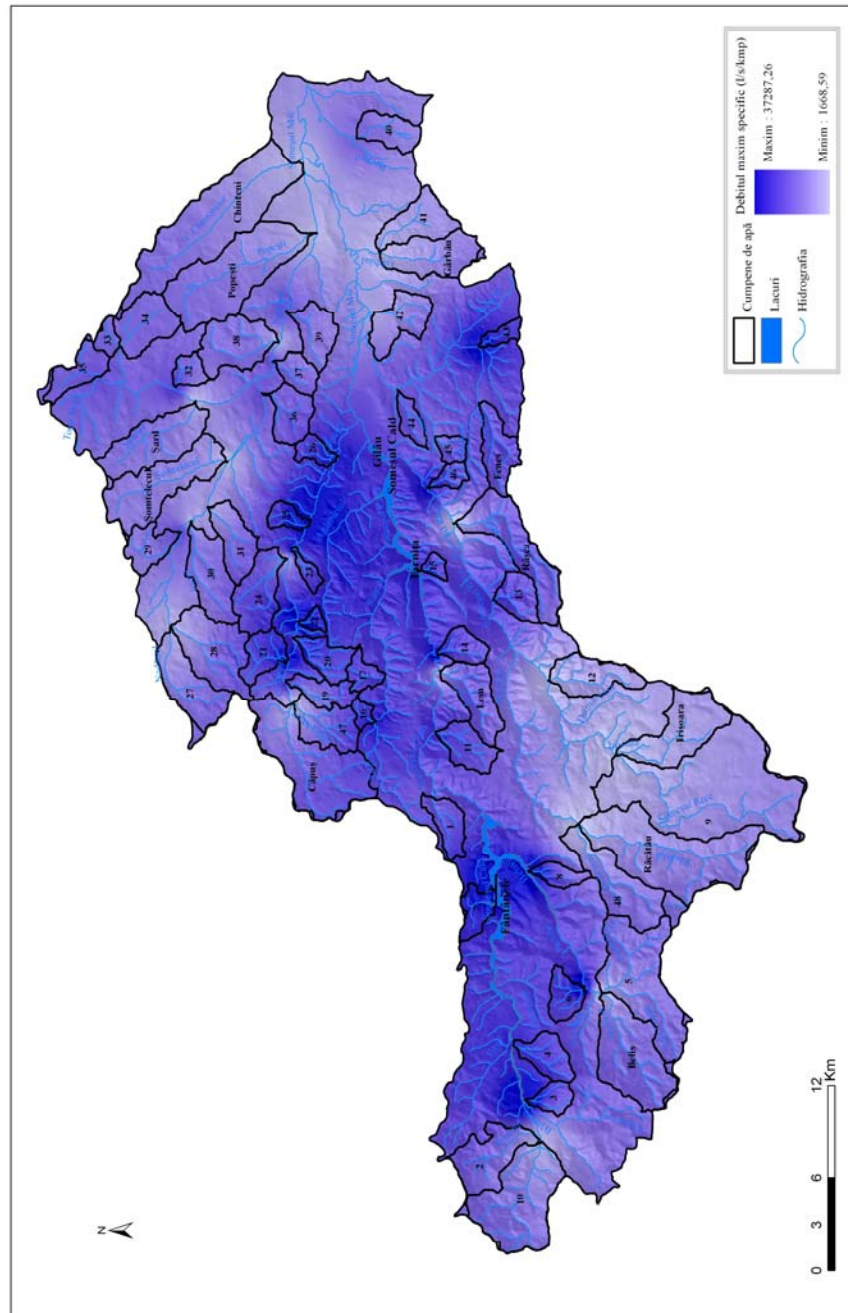
[Debitul l/s/kmp] >= 1668.59 & [Debitul l/s/kmp] <= 9000.00 & [Sol risc] == 1

Risc mediu

[Debitul l/s/kmp] > 9000.00 & [Debitul l/s/kmp] <= 23500.00 & [Sol risc] == 1

Risc mare

[Debitul l/s/kmp] > 23500.00 & [Debitul l/s/kmp] <= 37287.26 & [Sol risc] == 1



În procesul de determinare a arealelor supuse riscului de inundație pe soluri neacoperite s-a cuantificat cu 0 arealele stabile (arealele neinundabile) iar cu 1 au fost cuantificate arealele supuse riscului de apariție a inundațiilor. Deoarece folosim, ca bază de plecare, în analiză debitele spațializate și baza de date reprezentând riscul de apariție a inundațiilor pe soluri neacoperite, rezultată din modelul anterior (capitolul 3.2), în ecuațiile de analiză spațială vom folosi 1 ca factor de intrare în ecuație.

Prin intermediul ecuațiilor de analiză spațială s-a optat, pentru *risc mic* de apariție a viiturilor, ca debitul (în l/s/km²) să fie între 1668.59 și 9000, iar baza de date reprezentând solurile să fie egală cu 1.

Pentru determinarea *riscului mediu* s-a optat pentru debite maxime cuprinse între 9000 l/s/km² și 23500 l/s/km² și solul 1.

Pentru determinarea *riscului mare* de apariție a viiturilor s-au luat în calcul debite maxime cu probabilitate 1% cuprinse între 23500 l/s/km² și 37287.26 l/s/km², iar baza de date reprezentând solul egală cu 1.

Baza de date rezultată scoate în evidență cele trei areale de risc asupra localităților din bazinul hidrografic Someșul Mic, prezentate în tabelul de mai jos (Tab. 4.5).

Tabelul 4.5 Ierarhizarea arealelor de risc

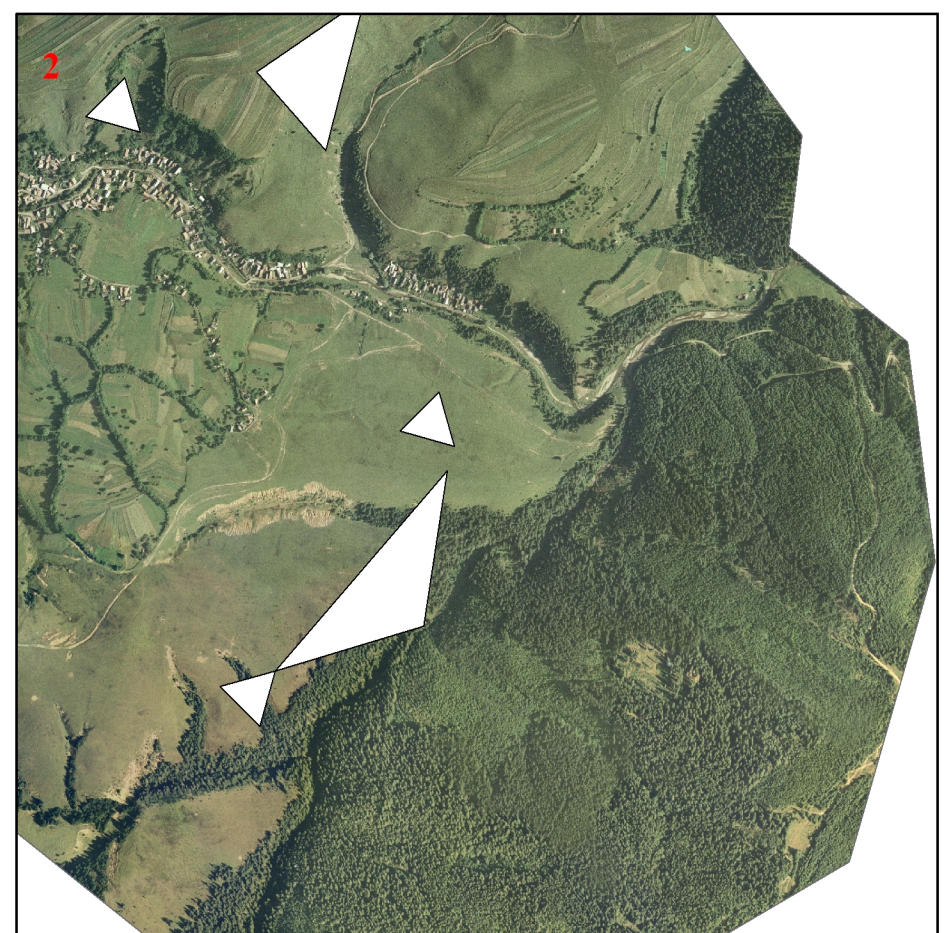
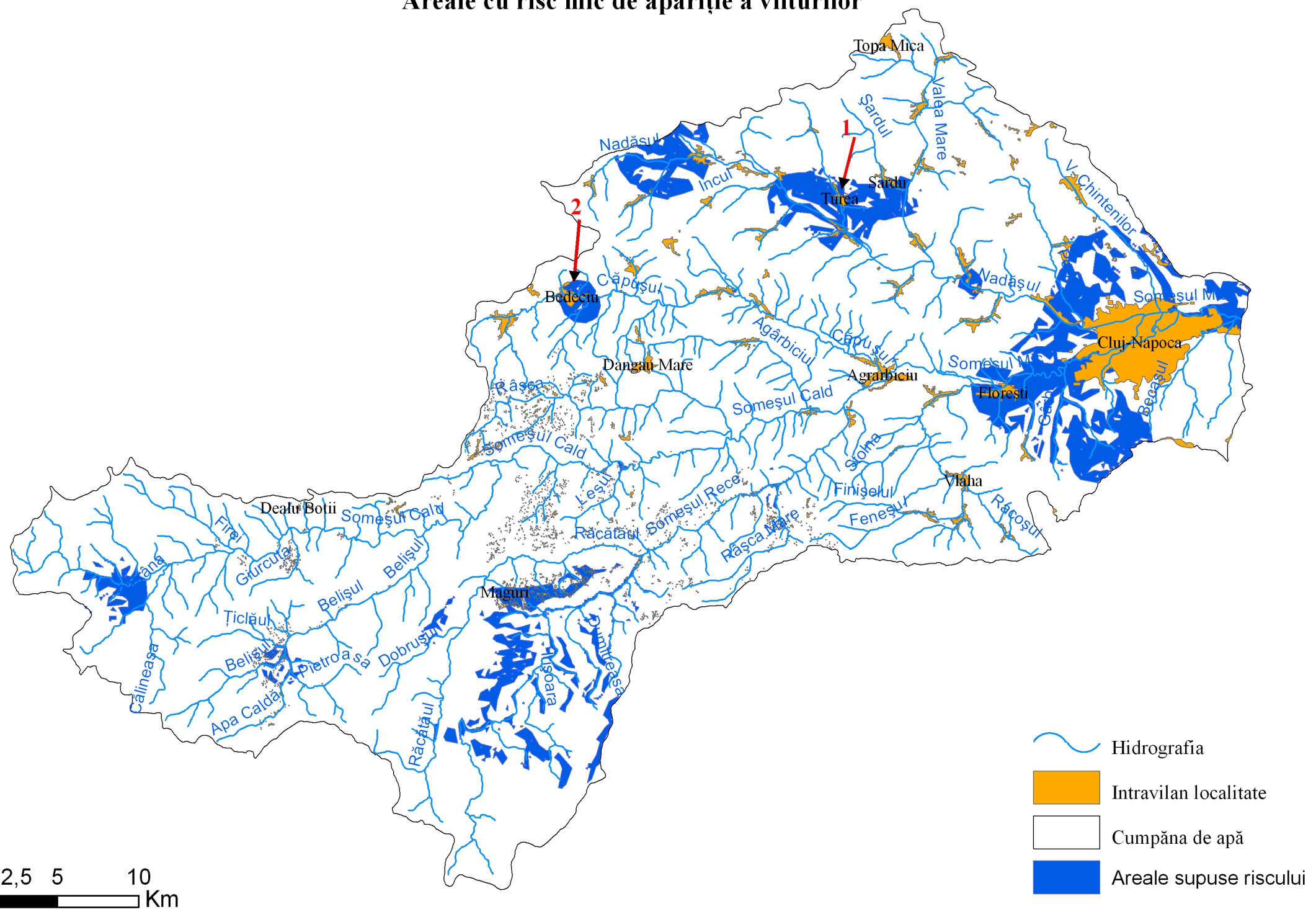
Risc mic	Risc mediu	Risc mare
Poiana Horea	Popești	Smida
Măguri	Chinteni	Poiana Horea
Măguri Răcătău	Mihăiești	Bălcești
Mărișel	Topa Mică	Mărcești
Someșul Rece	Aghireșu-Fabrici	Mărișel
Bedeciu	Doroliu	Căpușu Mic
Aghireșu	Nadășu	Păniceni
Leghia	Agârbiciu	Agârbiciu
Turea	Someșul Cald	Căpușu Mare
Gârbou	Mănăstireni	Someșu Rece
Șardu	Stolna	Săvădisla
Rădaia	Vlaha	
Mera	Vălișoara	
Florești	Mărișel	
Baciu	Măguri	
Cluj-Napoca	Măguri Răcătău	
	Giurcuța de Sus	
	Poiana Horea	
	Râșca	

Urmărind rezultatele, concretizate în trei hărți (Planșele XV, XVI, XVII), și tabelul cu localitățile supuse riscului de apariție a viiturilor, se poate observa că cele mai multe sunt incluse riscului mediu de apariție urmate de riscul mic și cel

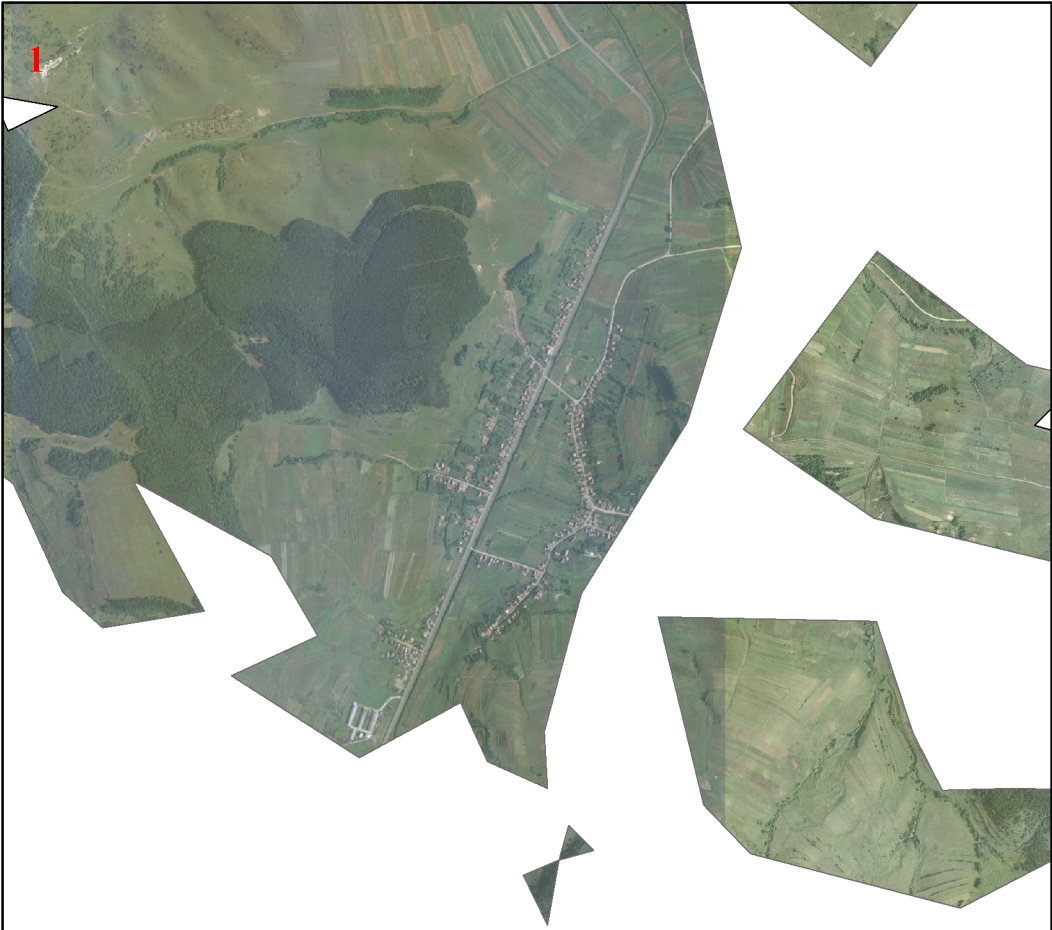
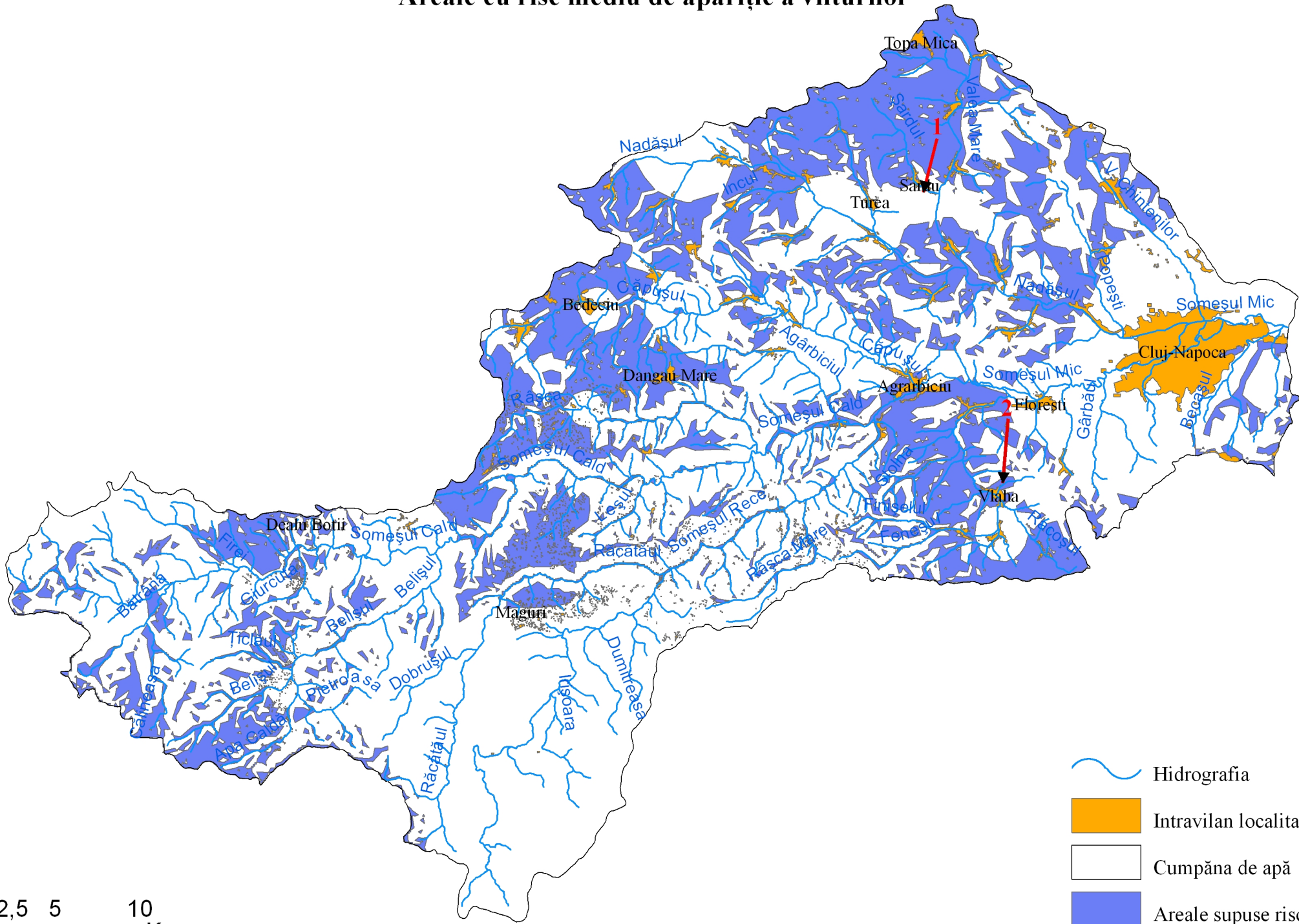
mare de apariție a viiturilor. Se mai poate observa faptul că localitatea Mărișel este inclusă în toate cele trei categorii susmenționate, acest fapt datorându-se așezării acestei comune pe aproape toate tipurile de relief, de la cel montan, deluros până la coborârea așezării în zona de vale. Faptul că și alte localități se pot regăsi în mai multe categorii este explicabil, deoarece analiza s-a realizat pe suprafața administrativă a localităților, teritoriu intravilan utilizându-l în scopul identificării arealelor cu impact asupra populației și emiterii de avertizări, un exemplu fiind acela a intravilanului localității Săvădisla, situat în zona de manifestare a riscului maxim.

Planşa XV

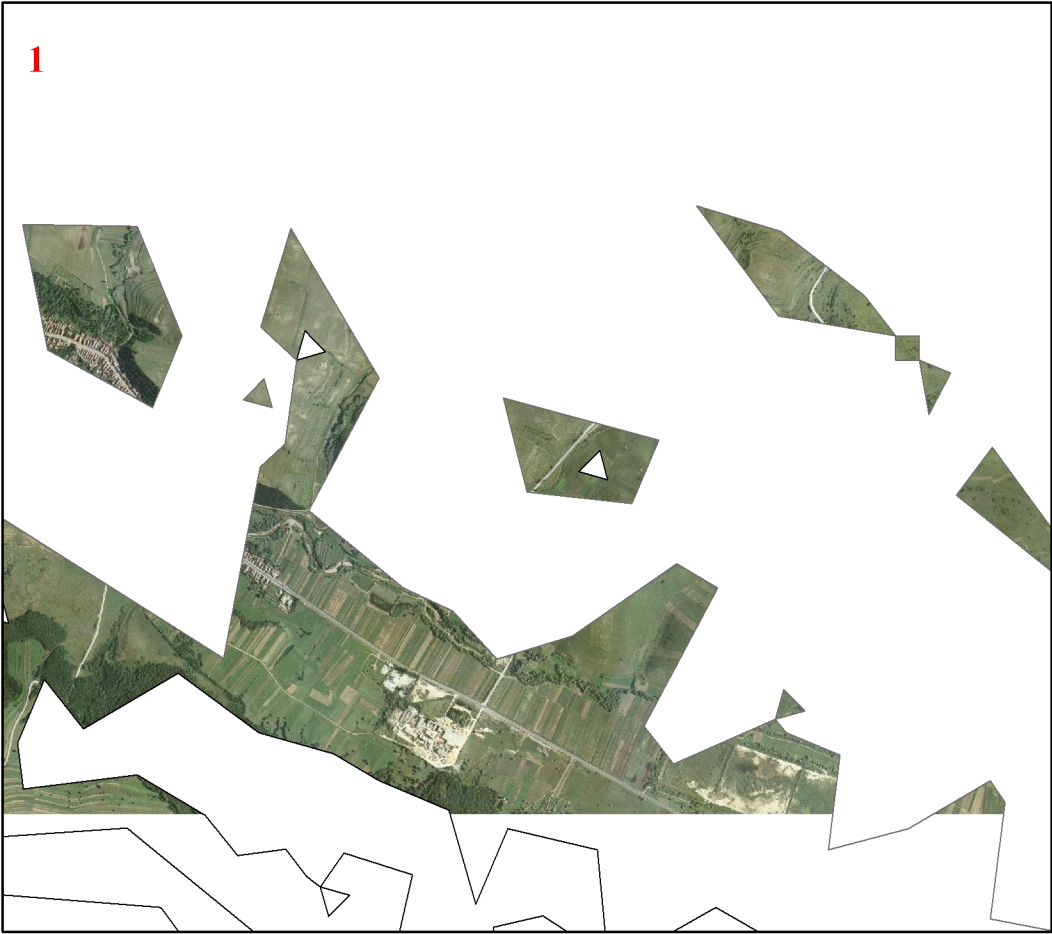
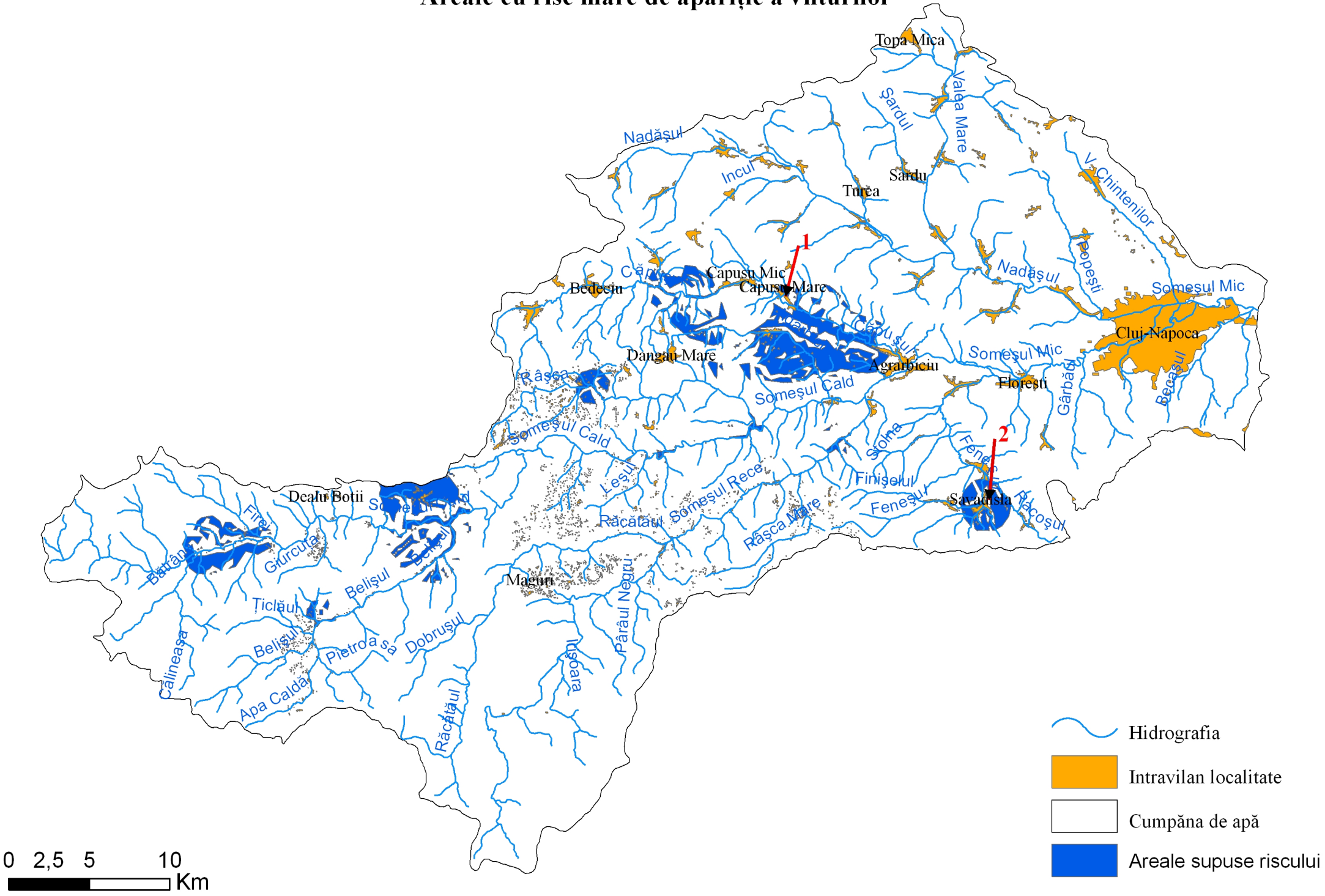
Areale cu risc mic de apariție a viiturilor



Areale cu risc mediu de apariție a viiturilor



Areale cu risc mare de apariție a viiturilor



BIBLIOGRAFIA

1. AGWA, *Automated Geospatial Watershed Assesment*, NATO/CCMS Pilot Study Workshop, Veliko Turnovo, Bulgaria
2. Aron, G., White, E., (1982), *Fitting a Gamma Distribution Over a Synthetic Unit Hydrograph*, Water Resources Bulletin, Vol. 18(1) 95-98, Feb. 1982.
3. Bălțeanu, D., Neguț, S., Bran, Florina, Popescu, Claudia, (2002), *Modificările globale ale mediului – contribuții științifice românești*, Edit. ASE, 232 p.
4. Bălțeanu, D. (2003), *Geografia hazardelor naturale și antropice*, Edit. Ars Docendi, Universitatea „Valahia” Tâgoviște, 130 p.
5. Bălțeanu, D., Șerban Mihaela (2003), *Modificările globale ale mediului*, Edit.CREDIS, Universitatea din București, 95p.
6. Beven, K.J., Kirkby, M.J. (1979), *A Physically based variable contributing area model of basin hydrology*, Hydrological Sciences, Bulletin, 24(1), p.43-69.
7. Bilașco, Șt., (2007), *Determinarea debitului maxim utilizând metoda hidrografului unitar*, Geographia Napocensis, Edit. Casa Cărții de Știință, 2007, Cluj-Napca
8. Bilașco, Șt., Haidu, I., (2006) *The valuation of maximum runoff on interbasinal areas, assisted by G.I.S.*, Geographia Technica Nr.2, Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca
9. Bilașco, Șt., Haidu, I., (2006), *Extragerea automată a parametrilor necesari calculului debitelor maxime în bazine hidrografice mici utilizând G.I.S.. Studiu de caz bazinul hidrografic Feneș-Someșul Mic*, GEIS vol. X, Deva
10. Bilașco, Șt., Haidu, I., (2006), *Utilizarea SIG pentru estimarea riscului de viitură în funcție de permeabilitatea solului*, Analele Științifice ale Universității „Al. I. Cuza” din Iași, Iași
11. Blidaru, S., Stanciu, P., Drăgoi, E., (1976), *Model matematic pentru simularea scurgerii în bazine mici*, Studii de hidrologie, XLV
12. Bobee, B., Hache M., Fortin, V., Perrault, L., Perron, H., (1993-1999), *Logiciel HYFRAN*, Chaire en hydrologie statistique Hydro-Quebec
13. Bofu, C., Silvia Bofu, (2005), *Determinarea timpilor de concentrare pe un bazin hidrografic, folosind Sistemul Informațional Geografic*, Analele Universității Al. I. Cuza, Tomul LI, Iași, p.234-249
14. Bofu, C., Silvia Bofu, (2005), *Metode moderne de analiză hidrologică pe bazine hidrografice*, Analele Universității Al. I. Cuza, Tomul LI, Iași, p.235-243
15. Brânduș, C., Grozavu, A., Efros, V., Chiriță, V., (1998), *Dicționar de termeni fizico-geografici*, Edit. Fundației Chemarea, Iași.
16. Chartier, M.M., (1966), *Recherches geographiques sur des bassins-versants*, Bull. de l'Assoc. de Geographes Francais, nr. 348-349
17. Chong-Zu, Xu, (1992), *Monthly water balance models in different climatic regions*, V.U.B.-HYDROLOGIE (22), Brussel

18. Chow, V.T., Maidment, D.R., Mazis, L.W., (1988), *Applied Hydrology*, McGraw-Hill, New York
19. Ciotuz, I., (1991), *Ameliorații silvice. Îndrumător de lucrări practice*, Univ. Transilvania Brașov, Brașov
20. Constantinescu, M., Goldstein, M., Haram, V., Solomon, S., (1956), *Hidrologie*, Edit. Tehnică, București
21. CORINE Land Cover 2000
22. Costa-Cabral, M., Burges, S.J., (1994), *Digital elevation model networks (DEMON): A model of flow over hillslopes for computation of contributing and dispersal areas*, *Water Resour. Res.*, 30(6), 1681–1692
23. Crăciun, A.I., Haidu, I., Bilașco, Șt., (2007), *The SCS-CN model assisted by G.I.S.-alternativ estimation of the hydric runoff in real time*, *Geographia Technica* Nr.1/2007, Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca
24. Diaconu, C., (1990), *Time space statistical method for the computation of maximum rainfall*. *Meteorology and Hidrology*, vol. 20, nr. 2, București
25. Diaconu, C., Georgescu, N., Mustață, L., (1961), *În problema duratei totale a viiturilor*, *Studii de hidrologie*, vol. 1, Bucuresti, p.53-62
26. Diaconu, C., Șerban, P., (1994), *Sinteze și regionalizări hidrografice*, Edit. Tehnică, București
27. Donisă V. (1992), *Informatica în geografie*. Terra, nr. 1-2, București.
28. Donisă, I. (1977), *Bazele teoretice și metodologice ale geografiei*, Ed. Didactică și Pedagogică, București.
29. Donisă, I. (1989), *Spațio-temporalitatea sistemului geografic și organizarea spațiului geografic*, Terra, XXI (XLI), 3-4, București, pp. 9-13;
30. Donisă, I., Gr.Mihai., Tovissi, I. (1980), *Aerofotointerpretare geografică*. Ed. Didactică și pedagogică, București.
31. Donisă, V., Donisă, I. (1998), *Dicționar explicativ de Teledetecție și Sisteme Informaționale Geografice*, Ed. Junimea.
32. Drobot, R., Carbonnel, J. P., (1997), *Măsurii non-structurale în gospodărirea apelor*, Edit. H*G*A, București
33. Drobot, R., (1997), *Bazele statistice ale hidrografiei*, Edit. Didactică și pedagogică, R.A., București
34. Dumitrescu, V., (1974), *Proгноza apelor mari de primăvară pe râurile de munte din Republica Socialistă România*, *Studii de hidrologie*, vol. XLIII, București
35. Fairfield, J., Leymarie, P., (1991), *Drainage networks from grid digital elevation models*, *Water Resour. Res.*, 27(5), 709–717
36. Florea, N., Bălăceanu, V., Răuță, C., Canarache, A., (1987), *Metodologia elaborării studiilor pedologice partea III-a indicatorii ecopedologici*, București.
37. Florea, N., Bălăceanu, V., Răuță, C., Canarache, A., (1987), *Metodologia elaborării studiilor pedologice partea III-a indicatorii ecopedologici*, București.
38. Florea, N., Munteanu, I., (2003) *Sistemul Român de taxonomie a solurilor*, Edit. Estfalia, București
39. Florescu, D., Avădanei, A., (1963), *Calculul debitelor maxime în bazine mici*, *Metodologia, hidrologia și gospodărirea apelor* nr.3
40. Freeze, R.A., Harlan, R.L, (1969), *Blueprint for a physically-based digitally-simulated hydrological response model*, *Journal of Hydrology*, Volume 9, pp. 237-258.
41. Graham, D.N., Butts, M.B., (2005), *Flexible, integrated watershed modelling with*

- MIKE SHE, Watershed Models, Singh, V.P., Ed. (In Press) CRC Press.
42. Haidu, I., (1993), *Evaluarea potențialului hidroenergetic natural al râurilor mici. Aplicație la Carpații Maramureșului și Bucovinei*, Edit. Gloria în colaborare cu RENEL, Cluj
 43. Haidu, I., (1997), *Analiza seriilor de timp: aplicatii in hidrologie*, Editura *H*G*A*, Bucuresti
 44. Haidu, I., (2002), *Analiza de frecvență și evaluarea cantitativă a riscurilor*, Riscuri și catastrofe, Edit. Casa Cărții de Știință, Cluj-Napoca
 45. Haidu, I., (2006), *Elemente de hidrologie*, Edit. Academicpres, Cluj-Napoca
 46. Haidu, I., Bilașco, Șt., (2004), *Implementarea S.I.G. în calculul viiturilor de versant*, , Lucrările simpozionului *Sisteme geografice informaționale Nr.11*, Chișinău, Analele Științifice ale Universității „Al. I. Cuza”, Iași
 47. Haidu, I., Bilașco, Șt., (2007), *Serious „flash flood” risks in rural area*, Rural Space and Local Development, Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca
 48. Haidu, I., Haidu, C., (1998), *S.I.G. analiză spațială*, Edit. HGA, București
 49. Haidu, I., Lazăr, I., Lenart, C., Imbroane, Al., (1990), *Modeling of Natural Hydroenergetical Organization of the Smal Basins*, 1-st World Renewable Energy Congress, Reading-UK, in Energy and the Environment, Pergamon
 50. Hîncu, S., Stănescu, P., Platagea, Gh., (1971), *Hidrologia agricolă*, Edit. Ceres, București
 51. Hutchinson, M.F., (1988), *Calculation of hydrologically sound digital elevation models*, Third International Symposium on Spatial Data Handling, Sydney. Columbus, Ohio, International Geographical Union
 52. Hutchinson, M.F., (1989), *A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits*, Journal of Hydrology, 106, 211-232.
 53. Imbroane, A. M., Moore, D., (1999), *Inițiere în G.I.S. și teledetecție*, Edit. Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca
 54. Imbroane, Al., (2007) *Curs statistică*, Facultatea de Geografie, Cluj-Napoca
 55. Institutul de Meteorologie și Hidrologie (1971), *Râurile României. Monografie hidrologică*
 56. Ionescu, V., Giurma, I., (1975), *Calcule și modele matematice pentru eroziunea solului*, Institutul Național de Informare și Documentare, București
 57. Irimescu, I., (1997) *Cartografiere geomorfologică*, Edit. Focul Viu, Cluj-Napoca
 58. Irimescu, I. A., Vescan, I., Man, T., (2005) *Tehnici de cartografiere. Monitoring si Analiza G.I.S.*, Edit. Casa Cărții de Știință, Cluj-Napoca
 59. Jenson, S. K., Domingue, J.O., (1988), *Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis*, Photogramm. Eng. Remote Sens., 54(11), 1593–1600
 60. Ken, B., (2004), *Hydraulic Design Manual*. Texas Department of Transportation
 61. Krițki, S. N., Menkel, M. F., (1924), *Calculul scurgerii fluviale*, O.N.T.I
 62. Krițki, S. N., Menkel, M. F., (1981), *Ghidrologhische asnovi upravlenia recinim stokam*, Moscova
 63. Kuichling, E., (1989), *The relation between the rainfall and the discharge of sewers in populous districts*, Transactions, American Society of Civil Engineers, vol. 20, p. 1–60.
 64. Lăzărescu, D., Panait, I., (1957), *Tipurile de regim ale râurilor din România*, Meteorologia și hidrologia, vol. 2, nr. 4, București, p. 22-37

65. Lea, N. L., (1992), *An aspect driven kinematic routing algorithm*, in Overland Flow: Hydraulics and Erosion Mechanics, edited by A. J. Parsons and A. D. Abrahams, Chapman & Hall, New York
66. Luijten, J.C., Jones, J.W., Knapp, E.B., (2000), *Spatial water budget model and G.I.S. hydrological tools*, ICASA
67. Marshall, D.,C.W., Bayliss, A., C., (1994), *Flood estimation for small catchments*. Institute of Hydrology. Oxfordshire. United Kingdom
68. Melching, C.S., Marquardt, J.S., (1996), *Equations for estimating synthetic unit-hydrograph parameter values for small watersheds in Lake County*, U.S. Geological Survey Open-File Report 96-474, 49 p.
69. Miță, P., (1983), *Du probleme des ondes de crue dans les petits bassins*. Meteorology and Hidrology, vol. 13, nr.1, București
70. Miță, P., Muscanu, M., Mustață, M., (1988), *Determinarea principalilor parametri ai formulelor pentru calculul debitelor maxime în bazine mici*, Studii și cercetări de hidrologie, vol. 57, București, p.33-42
71. Miță, P., Muscanu, M., (1986), *Coeficienți de scurgere în bazine mici*, Studii și cercetări de hidrologie, vol. 53, București, p.45-58
72. Miță, P., și colab. (1992), *Cercetări pentru determinarea principalelor elemente caracteristice ale scurgerii de apă și aluviuni în bazine reprezentative*, Lucrare dactilografată, I.M.H., București
73. Morgan, R., Hullinhors, D.W., (1939), *Unit hzdrographs from gaged and ungaged watersheds*, U.S. Enfineers Office, Binghamton, New-York
74. Munteanu, S., Traci, C., Clinciu, I., Lazăr, N., Untaru, E., (1991), *Amenajarea bazinelor hidrografice torențiale prin lucrări silvice și hidrotehnice*, Edit. Academiei Române, București
75. Mustață, L., (1973), *Calculul debitelor maxime din ploi pe râurile din România*, Studii de hidrologie, vol. 36, București p. 87
76. Mustață, L., (1973), *Probleme privind calculul debitelor maxime pe râurile mici*, Studii de hidrologie, I.M.H., București, XLI
77. Mustață, L., (1974), *Contribution aux problemes de la determination des debits maximaengendres par les pluies sur des petite rivers*, Meteorology and Hydrology, vol. 4, nr. 2, București
78. Mustață, L., Miță, P., (1969), *Variația debitelor maxime pe râurile din România*, Studii de hidrologie, vol. 26, București, p.133-148
79. Musy, A., Higy, C., (1998), *Hydrologie appliquee*, Edit. *H*G*A*, București
80. Niadas, I.A., (2005), *Regional flow duration curve estimation in small ungauged catchments using instantaneous flow measurements and a censored data approach*, Consulting Engineers. Athens, 22 s
81. O'Callaghan, J.F., Mark, D.M., (1984), *The extraction of drainage networks from digital elevation data*, Comput. Vision Graphics Image Process., 28, 328-344
82. O'Kelly, J.J., (1955), *The employment of unit hydrographs to determine the flows of Irish arterial drainage channels*, Proceedings, Institution of Civil Engineers (Ireland), vol. 4, no.3, p. 365-412.
83. Patriche, C.V., (2005), *Spațializarea precipitațiilor folosind regresii și krigingul rezidual în cadrul SIG*, Analele Universității Al. I. Cuza, Tomul LI, Iași, p.57-71
84. Păcurar, I., (2005), *Pedologie forestieră*, Edit. Academicpres, Cluj-Napoca
85. Păcurar, V.D., (2005), *Cercetări privind scurgerea și eroziunea în bazine hidrografice*

- mintane prin modelare matematică și simulare*, Teză de doctorat, Universitatea Transilvania Braşov
86. Platagea, Gh., (1957), *Studiul ploilor torenţiale pe teritoriul României și influența lor asupra scurgerii*. Meteorologia, hidrologia și gospodărirea apelor, vol. 4, nr. 4, Bucureşti
 87. Platagea, Gh., Platagea, M., (1958), *Distribuția teritorială și calculul debitelor maxime pluviale pe râurile din România*, Meteorologia, hidrologia și gospodărirea apelor, vol. 3, Bucureşti
 88. Platagea, Gh., Platagea, M., (1965), *Calculul debitelor maxime pluviale pe râurile din România în cazul când lipsesc datele din observații directe*. Studii de hidrologie, vol. 12, Bucureşti, p.3-32
 89. Platagea, M., (1974), *Caracteristicile de calcul ale ploilor torenţiale necesare în determinarea debitelor maxime pe versanți și în bazinele hidrografice mici de pe teritoriul României*, Revista Hidrotehnica, nr. 2, Bucureşti
 90. Podani, M., (1960), *Criterii de clasificare a cursurilor de apă de pe teritoriul R.P.R.*, Meteorologia, hidrologia și gospodărirea apelor, 1
 91. Poliacov, B. V., (1951), *Calcule hidrologice la proiectarea instalațiilor pe râuri cu bazine mici*, Edit. Tehnică, Bucureşti
 92. Ponce, V. M., Hawkins, R. H., (1996), Runoff curve number: has it reached maturity, Journal of Hydrologic Engineering.
 93. Quinn, P., Beven, K., Chevallier, P., Planchon, O., (1991), *The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modeling using digital terrain models*, Hydrol. Proc., 5, p.59–80
 94. Quinn, P.F., Beven, K.J., Lamb, R. (1995) *The $\ln(a/\tan\beta)$ index: How to calculate it and how to use it within the TOPMODEL framework*, Hydrological Processes 9, p.161-182.
 95. Rădoane, N., Maria Rădoane, Olariu, P., Dumitru, D., (2006), *Bazinele hidrografice mici, unități fundamentale de interpretare a dinamicii reliefului*, Editura Universității Suceava.
 96. Refsgaard, J.C., Storm, B. (1995), *MIKE SHE*, Computer models of Watershed
 97. Schwab, G. O., Frevert, R. K., Edminster, T. W. (1981), *Soil and water conservation engineering. Thrid edition*, John Willey and Sons, New York
 98. Sherman, L.K., (1932), *Stream-flow from rainfall by the unit-graph method*. Eng. News. Rec., vol. 108 p.501-505
 99. Singh V.P., Valiron, F., (1995), *Computer models of Watershed Hydrology*, Water Resources Publications, USA
 100. Snyder, F.F., (1938), *Syntetic unit graphs*, Trans. Am. Geophys. Union, vol. 19, p. 447-454
 101. Sorocovschi, V., (2003), *Complexitatea teritorială a riscurilor și catastrofelor*, Riscuri și catastrofe, Casa Cărții de Știință, Cluj-Napoca p.39-48
 102. Sorrell, R.C., Hamilton, D.A., (1991), *Computing Flood Discharges for Small Ungaged Watersheds*, Michigan Department of Natural Resources - Land and Water Management Division.
 103. Stallings, J., (1957), *Soil conversation*, Prentice Hall. Inc. New York
 104. Stănescu, Al.V., (1985), *Modele matematice în hidrologie*, Institutul Național de Meteorologie și Hidrologie, Bucureşti
 105. Stănescu, P., (1970), *Amenajarea antierozională a bazinului hidrografic*, mijloc

important în lupta împotriva inundațiilor, Hidrotehnica, nr. 12, București

106. Stănescu, V. Al., (1973), *Probleme ale modelării matematice a scurgerii maxime în bazine hidrografice mici*, Studii de hidrologie, I.M.H., București, XXXV.
107. Stănescu, V. Al., (1972), *Modele matematice pentru determinarea undelor de viitură critice*, Studii de hidrologie, București, p.304
108. Strahler, A. N., (1952), *Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks, section 4-II*. In: Handbook of Applied Hydrology (V.T. Chow, et al. (1988)). , McGraw-Hill, New York USA
109. Straub, T.D., Melching, C.H.S., Kocher, K.E., (2000), *Equations for Estimating Clark Unit-Hydrograph Parameters for Small Rural Watersheds in Illinois*. USGS, Urbana (Illinois), 30 p.
110. Șerban, P., (1986), *Modele hidrologice operaționale*, Studii și cercetări de hidrologie, vol.55, București, p. 3-64
111. Șerban, P., (1990), *Proceduri de reactualizare ale prognozelor hidrologice*, Hidrotehnica, vol. 35, nr. 5, București
112. Șerban, P., Corbuș, C., (1987), *Contribuții la simularea numerică a propagării viiturilor prin albiile râurilor*, Hidrotehnica, vol. 32, nr.4, București
113. Tarboton D. G., R. L. Bras, I. Rodriguez-Iturbe, (1991), *On the extraction of channel networks from digital elevation data*, Hydrological Processes. Vol. 5
114. Tarboton, D. G., (1989), *The analysis of river basins and channel networks using digital terrain data*, Sc.D. thesis, Dep. of Civ. Eng., Mass. Inst. of Technol., Cambridge.
115. Thomas, H.A., Fiering, M.B., (1962), *Mathematical Synthesis of Streamflow Sequences for the Analysis of River Basins by Simulation*. Design of Water Resources Systems, Harvard University Press, Cambridge
116. Tsou, M., Zhan, X., (2004) *Estimation of runoff and sediment yield in the Redrock Creek Watershed using AnnAGNPS and G.I.S.*, Journal of Environmental Sciences (in press).
117. U.S. Soil Conservation Service, (1972), și Pilgrim, D., H., (1987), *Australian Rainfall and Runoff*, Institution of Engineers Australia
118. Ujvari, I., (1962), *Râurile mici din țara noastră ca surse hidroenergetice*, Natura, 5
119. Ungureanu Irina-Brândușa, (1978), *Hărți geomorfologice*, Edit. Junimea, Iași
120. Vladimirescu, I., (1984), *Bazele hidrologiei tehnice*, Edit. Tehnică, București
121. Xiaoyong Zhan, Min-Lang Huang, (2004), *ArcCN-Runoff: an ArcG.I.S. tool for generating curve number and runoff maps*, Environmental Modelling & Software XX
122. Zăvoianu, I., (1978), *Morfometria bazinelor hidrografice*, Edit. Academiei, București
123. xxx (1982), *Harta solurilor 1:200000*, I.C.P.A., București.
124. xxx (1996), *ArcView G.I.S.*, ESRI, Redland, USA.
125. xxx (1996), *Understanding G.I.S.. The ARC/INFO Method*, ESRI, Redland, USA.
126. xxx (1997), *Instrucțiuni de calcul a debitelor maxime în bazine hidrografice mici*, INMH, București
127. xxx, (1984), *Mejdunarodnoe rukavodstvo pa metodam rasciot asnovih gidrologhinskih karakteristik*. Leningrad
128. xxx, (1986), *Urban Hydrology for Smal Watershed*, TR-55, Soil Conservation Service, USDATA, Washington, DC
129. http://smig.usgs.gov/SMIG/features_0301/clark.pdf
130. www.apeprut.ro/deswat.htm

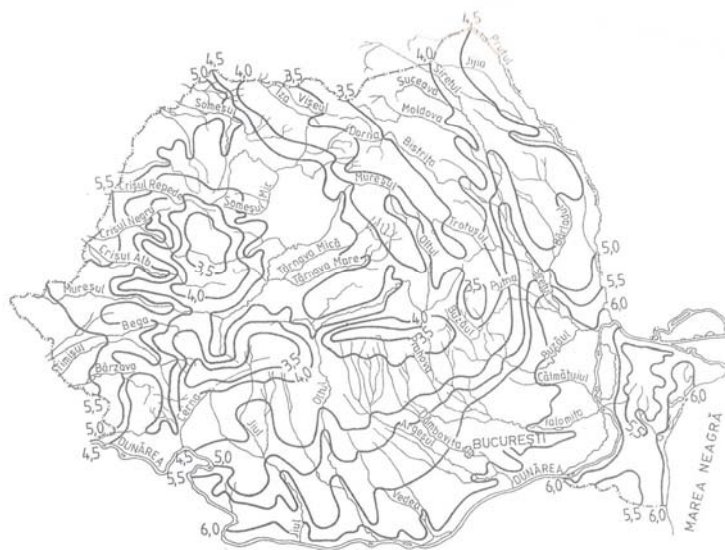
- 131. www.esri.com
- 132. www.esri.com
- 133. www.fce.vutbr.cz/veda/JUNIORSTAV2007/Sekce_3/Trnavska_Elena_CL.pdf
- 134. www.G.I.S..com
- 135. www.hec.usace.army.mil/whoweare/history.html
- 136. www.tucson.ars.ag.gov/kineros/

ANEXE

Anexa I Indicele de reducere a intensității ploii (după Platagea Gh.)



Anexa II Zonarea coeficientului A (după Platagea Gh.)



A detailed topographic map of Romania, showing its geographical features and major cities. The map includes contour lines indicating elevation, with labels such as 4.5, 5.0, 5.5, 6.0, 3.5, and 4.0. Major cities and towns are marked, including București (Bucharest), Iași, Cluj, Sibiu, Brașov, and Timișoara. The map also shows the Black Sea (Marea Neagră) to the east and the Danube River (Dunărea) flowing through the southern part of the country. The Carpathian Mountains are depicted as a series of peaks and valleys, with the highest peaks reaching over 6,000 meters. The map is oriented with North at the top.

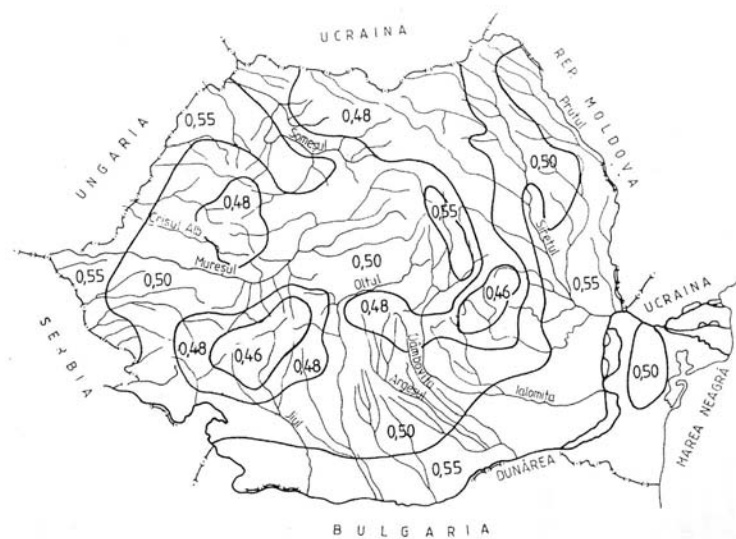
Tipul văii sau al versantului	Viteza apei pe versant Vv (m/s)	Viteza apei pe albie Va (m/s)
Bazine (versanți) situate în zona de câmpie joasă	0,05-0,10	0,30-0,50
Bazine (versanți) situate în zona de câmpie	0,10-0,15	0,50-1,00
Bazine (versanți) situate în zona de deal	0,15-0,25	1,00-2,50
Bazine (versanți) situate în zona de dealuri înalte	0,25-0,45	2,50-3,50
Bazine (versanți) situate în zona de munte	0,45-0,65	3,50-5,50

Tipul văii sau al versantului	Viteza apei pe versant Vv (m/s)	Viteza apei pe albie Va (m/s)
Bazine (versanți) situate în zona de câmpie joasă	0,05-0,10	0,30-0,50
Bazine (versanți) situate în zona de câmpie	0,10-0,15	0,50-1,00
Bazine (versanți) situate în zona de deal	0,15-0,25	1,00-2,50
Bazine (versanți) situate în zona de dealuri înalte	0,25-0,45	2,50-3,50
Bazine (versanți) situate în zona de munte	0,45-0,65	3,50-5,50

Anexa V Intensitatea maximă orară cu probabilitatea de depășire 1% (după Platagea Gh.)



Anexa VI Zonarea coeficientului m (după C. Diaconu ș.a.)



Anexa VII Tabelul Krički-Menkel

$$C_s = 4C_v$$

$p\%$	C_v											
	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0	1,1	1,2
0,001	1,58	2,50	3,82	5,60	8,10	11,00	14,20	17,50	20,60	24,00	27,50	32,90
0,01	1,51	2,20	3,15	4,35	5,90	7,70	9,57	11,40	13,55	15,60	17,65	20,71
0,03	1,45	2,05	2,87	3,85	5,05	6,35	7,81	9,15	10,70	12,25	13,70	15,99
0,05	1,40	1,97	2,72	3,60	4,70	5,75	7,00	8,20	9,46	10,90	12,10	13,99
0,1	1,38	1,87	2,53	3,29	4,20	5,07	6,05	7,02	8,12	9,25	10,42	11,65
0,3	1,34	1,73	2,23	2,61	3,45	4,09	4,75	5,46	6,18	6,94	7,71	8,53
0,5	1,30	1,67	2,10	2,60	3,13	3,69	4,25	4,81	5,38	6,02	6,65	7,31
1,0	1,25	1,58	1,94	2,34	2,77	3,17	3,59	4,01	4,43	4,90	5,35	5,82
3	1,19	1,43	1,67	1,92	2,18	2,44	2,67	2,90	3,12	3,35	3,60	3,84
5	1,17	1,36	1,55	1,75	1,93	2,11	2,28	2,45	2,60	2,77	2,92	3,07
10	1,11	1,26	1,38	1,51	1,61	1,72	1,82	1,90	2,00	2,05	2,12	2,18
20	1,08	1,15	1,21	1,26	1,31	1,34	1,37	1,40	1,41	1,42	1,43	1,43
25	1,06	1,11	1,16	1,19	1,21	1,23	1,23	1,24	1,25	1,24	1,24	1,22
30	1,05	1,08	1,10	1,12	1,13	1,13	1,12	1,12	1,10	1,09	1,07	1,06
40	1,02	1,03	1,02	1,01	0,99	0,97	0,95	0,93	0,90	0,87	0,85	0,81
50	0,99	0,98	0,95	0,92	0,89	0,85	0,82	0,78	0,75	0,71	0,67	0,63
60	0,97	0,93	0,89	0,84	0,79	0,75	0,70	0,66	0,62	0,57	0,53	0,49
70	0,94	0,88	0,82	0,76	0,71	0,65	0,60	0,55	0,50	0,46	0,42	0,38
75	0,93	0,86	0,79	0,72	0,65	0,60	0,55	0,50	0,45	0,40	0,37	0,32
80	0,91	0,83	0,75	0,68	0,61	0,55	0,50	0,45	0,40	0,36	0,31	0,27
90	0,88	0,77	0,57	0,59	0,51	0,44	0,38	0,33	0,29	0,25	0,21	0,18
95	0,85	0,72	0,61	0,52	0,44	0,37	0,32	0,26	0,22	0,18	0,15	0,12
97	0,83	0,69	0,58	0,48	0,40	0,33	0,27	0,23	0,18	0,15	0,12	0,10
99	0,80	0,64	0,52	0,42	0,34	0,27	0,22	0,17	0,14	0,11	0,08	0,08
99,5	0,78	0,61	0,49	0,39	0,30	0,24	0,19	0,15	0,11	0,08	0,06	0,05
99,7	0,77	0,60	0,47	0,37	0,29	0,22	0,17	0,13	0,10	0,07	0,05	0,04
99,9	0,75	0,56	0,43	0,33	0,25	0,19	0,14	0,10	0,08	0,05	0,04	0,03