

Universitatea Al. I. Cuza din Iași
Facultatea de Geografie și Geologie



Teză de Doctorat

REALIZAREA UNUI CADRU DE LUCRU PENTRU ANALIZA GEOMORFOMETRICĂ A RELIEFULUI REPREZENTAT PE MODELELE NUMERICE ALE SUPRAFETEI TERENULUI

Niculiță Mihai

Coordonator științific: **prof. univ. dr. Constantin Rusu**

Cuprins

1	Geomorfologia, geomorfometria și analiza geomorfometrică	1
1.1	Geomorfologia	1
1.2	Geomorfometria	2
1.3	Analiza geomorfometrică	2
2	Cadrul digital de lucru pentru analiza geomorfometrică a reliefului reprezentat pe modelele numerice ale altitudinii suprafeței terenului	4
2.1	Schema logică a procesului de analiză geomorfometrică a reliefului reprezentat pe modelele numerice ale altitudinii suprafeței terenului	4
2.2	Mediul digital utilizat ca suport al procesului de analiză geomorfometrică	5
2.2.1	Știința calculatoarelor	5
2.2.2	Programarea și scripting-ul	6
2.2.3	Programele SIG	6
2.3	Implementarea în cadrul digital a schemei logice de analiză geomorfometrică: cmd, Shell, QuantumGIS, GRASS, SAGA, R și Phyton	9
3	Modelele numerice ale suprafeței terenului	11
3.1	Modelele matematice de reprezentare a suprafeței terenului	11
3.1.1	Suprafața terestră	11
3.1.2	Geodezia globului terestru	12
3.1.3	Cartografia suprafeței terestre	12
3.1.4	Modelele matematice utilizate în reprezentarea altitudinii terestre	14
3.1.5	Fractalitatea suprafeței terestre	14
3.1.6	Modelele digitale utilizate în reprezentarea altitudinii terestre	15
3.2	Sursele de altitudine pentru crearea modelelor numerice ale suprafeței terenului	17
3.2.1	Stereorestituția fotogrammetrică	17
3.2.2	Imaginile RADAR	18
3.2.3	LIDAR	18
3.2.4	Scanerile terestre laser	18
3.3	Crearea modelelor numerice ale altitudinii suprafeței terenului	18
3.3.1	Scara și rezoluția modelelor numerice ale altitudinii suprafeței terenului	18
3.3.2	Metodele de interpolare a modelelor numerice ale altitudinii suprafeței terenului	20
3.3.3	Metodologii de creare a modelelor numerice ale altitudinii suprafeței terenului	23
3.3.4	Suprafețele matematice (sintetice)	30
3.4	Erorile și nesiguranța asociată modelelor numerice ale suprafeței terenului	33
3.4.1	Erori datorate modelului de stocare	33
3.4.2	Erori datorate interpolării	35
3.4.3	Erori datorate procesului de achiziție (datelor sursă)	36
3.5	Modele numerice ale suprafeței terenului disponibile liber pentru teritoriul României	39
3.5.1	SRTM	39
3.5.2	ASTER GDEM	42
3.5.3	Îmbunătățirea modelului SRTM3 pentru teritoriul României	42

4	Derivarea variabilelor geomorfometrice	55
4.1	Aspecte generale privind variabilele geomorfometrice	55
4.2	Derivarea variabilelor geomorfometrice în cadrul digital pe baza modelelor numerice ale altitudinii suprafeței terenului	56
4.2.1	Derivatele primare	56
4.2.2	Variabile cuantificatoare ale formei suprafeței terestre	77
4.2.3	Derivatele secundare	80
4.2.4	Indicii fractali	83
4.2.5	Derivatele complexe	83
4.3	Problema scării de lucru în derivarea variabilelor geomorfometrice	88
4.4	Erorile și nesiguranța asociată derivării variabilelor geomorfometrice	89
4.4.1	Erorile și nesiguranța asociate derivării pantei și expoziției	89
4.4.2	Erorile și nesiguranța asociate derivării statisticii altitudinii	91
4.4.3	Erorile și nesiguranța asociate derivării curburilor	91
4.4.4	Erorile și nesiguranța asociate derivării ariei de drenaj și variabilelor asociate	91
5	Delimitarea obiectelor geomorfometrice și obținerea atributelor acestora	94
5.1	Modelarea ontologică, semantică și geomorfologică a obiectelor geomorfometrice	94
5.1.1	Modelarea ontologică și semantică a reliefului	94
5.1.2	Sistemele proces-formă	95
5.1.3	Punctele și liniile specifice ale suprafeței terestre	97
5.1.4	Rețeaua hidrografică/ rețeaua de drenaj	98
5.1.5	Rețeaua de culmi	99
5.1.6	Bazinele hidrografice	100
5.2	Metode de delimitare a obiectelor geomorfometrice	100
5.2.1	Metode supervizate	100
5.2.2	Metode nesupervizate	113
5.2.3	Fuzionarea contextuală	115
5.3	Obținerea variabilelor obiectelor geomorfometrice	119
5.3.1	Variabile geometrice	119
5.3.2	Variabile statistice	122
5.3.3	Variabile hipsometrice	122
5.4	Erorile și nesiguranța asociată derivării variabilelor obiectelor geomorfometrice	122
6	Metode statistice și spațiale utilizate în analiza geomorfometrică	124
6.1	Probabilități și statistica descriptivă (univariată)	125
6.1.1	Măsuri ale locației (ale valorii centrale)	125
6.1.2	Măsuri ale dispersiei (variației)	129
6.1.3	Măsuri ale formei	130
6.1.4	Măsuri ale asocierii datelor	131
6.1.5	Statistica descriptivă a datelor circulare	132
6.1.6	Transformarea variabilelor	132
6.1.7	Grafica statisticii descriptive	132
6.1.8	Probabilități	134
6.1.9	Statistica inferențială și testele statistice	136
6.2	Statistica multivariată	139
6.2.1	Regresia	139
6.2.2	Analiza componentelor principale	140
6.2.3	Clasificarea și clasificatorii	140
6.2.4	Metode de validare a metodelor statistice de inferență	141
6.3	Geostatistica (statistica spațială)	141
6.3.1	Modele geostatistice	141

6.3.2	Fluxul analizei geostatistice	142
7	Studii de caz ale aplicabilității analizei geomorfometrice	145
7.1	Analiza statistică a MNAȘT reprezentând suprafața terestră la nivel global și național . .	145
7.2	Utilizarea variabilelor geomorfometrice în modelarea proceselor geomorfologice	146
7.2.1	Controlul geomorfometric al eroziunii solului	146
7.2.2	Controlul geomorfometric al deplasărilor în masă	152
7.2.3	Nesiguranța introdusă de variabilele geomorfometrice	156
7.3	Detecția schimbărilor geomorfologice	159
7.3.1	Sectorul Căiuți al văii Troțușului	160
7.3.2	Formațiunile erozionale din arealul Păltinoasa-Berchișești	161
7.3.3	Arealul minier Negoțul Românesc – Pietricelu – Călimani	161
7.4	Analiza reliefului de custe din Podișul Moldovei	165
7.4.1	Schemă de clasificare a reliefului de custe din Podișul Moldovei	165
7.4.2	Geomorfometria reliefului de custe	167
7.5	Cartarea geomorfometrică a reliefului României	169
7.6	Regionarea geomorfometrică a reliefului României	173
7.6.1	Clasificarea geomorfometrică generală a pixelilor	175
7.6.2	Clasificarea geomorfometrică specifică a obiectelor geomorfometrice	177
8	Concluzii	197
	Referințe bibliografice	199

Listă de figuri

1.3.1	Componentele procesului de analiză geomorfometrică	3
2.1.1	Schema logică a procesului de analiză geomorfometrică	5
2.2.1	Script de GRASS dezvoltat de autor, cu interfață grafică creată prin <i>g.parser</i> , care filtrează valorile excepționale dintr-un raster	7
2.3.1	Implementarea GMORPHALYS	9
2.3.2	GMORPHALYS în QuantumGIS	10
2.3.3	Interfața grafică a aplicației GMORPHALYS	10
3.2.1	Nor de puncte LIDAR (lidar.cr.usgs.gov/)	19
3.2.2	Nori de puncte obținuți prin scanare terestră: malul albiei minore a râului Dofteana și Trotuș	19
3.3.1	Arealul Sârca - Podu Iloaiei. Curbele de nivel extrase de pe hărți 1:25 000 (echidistanță normală de 5 m) și cotele extrase de pe hărți 1:5 000: stânga vertecșii curbelor+cote, dreapta varianta linii curbe+cote	22
3.3.2	Interpolarea unui MNAST pentru arealul Sârca - Podu-Iloaiei prin diferite metode (rezoluție de 30 m)	24
3.3.3	Interpolarea unui MNAST din curbe de nivel pentru arealul Sârca - Podu-Iloaiei prin diferite metode (continuare)	25
3.3.4	Datele de altitudine din arealul Podu Iloaiei	26
3.3.5	Modelarea scheletului unei culmi	27
3.3.6	Modelarea firului văii	27
3.3.7	Modelarea neregularităților versanților	28
3.3.8	Modelarea bazei versanților	28
3.3.9	Modelarea înșeuărilor	29
3.3.10	O suprafață sinusoidală obținută în R: varianta ciclic închisă (stânga), varianta de studiu (centru) și curbele de nivel ale acestora (dreapta)	31
3.3.11	Suprafețe fractale Brown-iene obținute cu funcția <i>r.surf.fractal</i> Wood (1996) din GRASS GIS: stânga - D=2.1, centru D=2.5 și dreapta D=2.9	32
3.3.12	Suprafața de calcul a curburilor utilizată de Schmidt ș.a. (2003)	32
3.3.13	Suprafață gaussiană creată cu SAGA GIS	33
3.4.1	Efectul de aliasing (30...120, rezoluția pixelului în metri)	34
3.4.2	Testarea influenței reproiectării asupra distribuției altitudinii	36
3.4.3	Profil topografic al rezultatelor metodelor de interpolare aplicate zonei Sârca - Podu-Iloaiei (Fig. 3.3.2 și 3.3.3)	37
3.4.4	Erorile de achiziție ale MNT-ului SRTM: stânga Masivul Ceahlău, dreapta Lunca Dunării în zona Cernavodă	38
3.4.5	Erorile de achiziție din ASTER GDEM: a) stânga - zona Bărgan, b) dreapta - zona Parincea (Podișul Bârladului)	38
3.5.1	Montarea instrumentului SRTM (http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/images/bibliography/SRTM_Fig02.jpg)	39
3.5.2	Geometria achiziției imaginilor SRTM (http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/images/bibliography/SRTM_Fig04.jpg) (http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/images/bibliography/SRTM_Fig05.jpg)	40

3.5.3	Acoperirea globală cu datele SRTM în banda C (a) și în banda X (b) (http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/images/bibliography/SRTM_Fig03.jpg)	40
3.5.4	Acoperirea României cu datele SRTM în banda X (http://eoweb.dlr.de)	41
3.5.5	Arealul test N45E25	43
3.5.6	Repartiția punctelor din rețeaua geodezică, considerate valori de referință	45
3.5.7	Histogramele altitudinilor SRTM3 și ASTER GDEM pentru teritoriul României	46
3.5.8	Distribuțiile diferenței dintre datele de referință și datele SRTM/ASTER GDEM: stânga pentru valorile de referință originale, dreapta pentru valorile de referință transformate vertical	47
3.5.9	Statistica descriptivă a diferenței dintre datele de referință și datele SRTM/ASTER GDEM	47
3.5.10	Semivariogramele datelor de validare pentru teritoriul României	49
3.5.11	Zonele test din SUA	50
3.5.12	Prezența artefactelor de tip bandă în SRTM	52
3.5.13	Profil topografic prin arealul test Rocky Mountain, reprezentând rezultatele reșapării	54
4.1.1	Numerotarea vecinilor în ferestrele glisante	56
4.2.1	Calculul geometric al pantei	58
4.2.3	Panta obținută printr-o serie de algoritmi pentru suprafața matematică sinusoidală	63
4.2.2	Schema utilizării pixelilor vecini în fereastra glisantă pentru calculul pantei	63
4.2.4	Forme ale ferestrei glisante utilizate în calculul pantei	64
4.2.5	Modul de calcul al ariei reale conform lui Jenness (2004)	65
4.2.6	Geometria calculului expoziției	66
4.2.7	Modul de notare ca azimut al expoziției	67
4.2.8	Modelul geometric de calcul al umbririi	67
4.2.9	Modelul geometric de calcul al factorului de vizibilitate al cerului	69
4.2.10	Modul de calcul al reliefului de drenaj (pentru poziționarea zonei vezi Fig. 4.2.11)	71
4.2.11	Calculul reliefului disponibil pentru bazinul hidrografic Trotuș	71
4.2.12	Statistica altitudinii calculată în SAGA GIS pentru arealul Onești (poziționarea în Fig 4.2.11) în fereastră glisantă 3×3 pixeli	73
4.2.13	Semivariograme ale altitudinii în arealul Onești (sursa de altitudine SRTM)	76
4.2.14	Aria de drenaj amonte a suprafeței matematice sinusoidale $\sin x + \sin y$	86
4.2.15	Conceptualizarea calculului indicelui de umiditate topografică și a gradientului distanței aval	88
4.4.1	Histograma ariei de drenaj calculată cu diverși algoritmi pentru suprafața matematică sinusoidală	92
5.1.1	Clasificarea de tip catenă în accepțiuni diverse (King, 1953; Ruhe, 1975; Conacher și Dalrymple, 1977)	96
5.1.2	Schema logică de trasare a rețelei de drenaj	99
5.2.1	Clasificarea lui Dikau (Dikau, 1988): dreptunghiurile negre indică clasele aferente clasificării lui Troeh;	101
5.2.2	Elementele de formă ale clasificării Wood (Wood, 1996)	102
5.2.3	Clasificarea lui Schmidt și Hewitt (2004)	103
5.2.5	Clasificarea lui Shary și Sharaya (2006)	103
5.2.4	Clasificarea Schmidt și Hewitt (2004) pentru zona Sârca- Podu Iloaiei	104
5.2.6	Clasificarea Pennock și Reuter pentru zona Sârca- Podu Iloaiei	106
5.2.7	Clasificarea MacMillan pentru zona Sârca- Podu Iloaiei	108
5.2.8	Rezultatele clasificării globale Iwahashi și Pike (2007) pentru teritoriul României : http://gisstar.gsi.go.jp/terrain/front_page.htm	109
5.2.9	Analiza de aglomerare aplicată pentru Podișul Moldovei, la diferite extensii spațiale	114
5.2.10	Detecția limitelor pentru arealul test Balta Ialomiței	116

5.2.11	Detecția limitelor pentru arealul test Balta Ialomiței (continuare)	117
5.2.12	Segmentarea watershed a pantei (metoda gradientului maxim) pentru arealul test Balta Ialomiței utilizând algoritmi implementați în SAGA GIS	118
5.2.13	Interogarea spațială a clasificării cuestelor pentru arealul Sârca - Podu Iloaiei	119
6.1.1	Grafic de tip cutie	128
6.1.2	Graficul de tip cutie al SRTM N45E25	128
6.1.3	Histograme ale altitudinii SRTM N45E25	133
6.1.4	Graficul Q-Q al altitudinii SRTM N45E25	134
7.1.1	Histogramele altitudinii MNAȘT la nivel global	147
7.1.2	Histograma altitudinilor Terrei (jos) și a planetei Marte (sus) (sursa de date altitudinale SRTM30, respectiv MOLA, iar liniile verticale întrerupte reprezintă intervalele prag calculate cu ajutorul pachetului <i>classIntervals</i> , algoritmul <i>cluster</i>)	148
7.1.3	Histograma altitudinilor la nivelul României (sursa de date altitudinale SRTM)	149
7.2.1	Indicele de eroziune-depunere (IED) USPED	150
7.2.2	Deviația standard a pantei și ariei de drenaj	151
7.2.3	Modelarea eroziunii solului funcție de potențialul geomorfometric conform modelului RUSLE3D și a zonelor de eroziune selectate pe baza IED USPED (valea Bahluiului între Iași și Podul Iloaiei)	152
7.2.4	Deplasările în masă de tip „debris-flow” din zona Munților Călimani și metodologia de probare	153
7.2.5	Analiza componentelor principale a covariatelor utilizate la modelarea probabilistică a prezenței deplasărilor în masă	154
7.2.6	Covariatele utilizate	155
7.2.7	Curba ROC	156
7.2.8	Histograma valorilor de probabilitate (stânga) și graficul QQ (dreapta)	157
7.2.9	Rezultatele estimării probabilității de apariție a procesului de deplasare în masă de tip „debris flow” pentru arealul Călimani (extradomeniu): arealele hașurate au probabilitate mai mare de 0,5	158
7.3.1	Valea Trotușului în zona localității Căiuți	162
7.3.2	Ravenele din arealul Păltinoasa-Berchișești	163
7.3.3	Cariera Negoii Românesc - Pietricelul	164
7.4.1	Perspectivă 3D a MNAȘT SRTM la nivelul Podișului Moldovei	166
7.4.2	Schema de clasificare a reliefului de custe din Podișul Moldovei	167
7.4.3	Clasificarea reliefului de custe în arealul Sârca - Podu Iloaiei	168
7.4.4	Clasificarea reliefului de custe în arealul Tutova	168
7.4.5	Perspectivă 3D a distribuției spațiale a versanților de tip cuestă la nivelul Podișului Moldovei	170
7.4.6	Distribuția expoziției pixelilor de versant în Podișul Moldovei	171
7.4.7	Distribuția expoziției versanților de tip cuestă în Podișul Moldovei	171
7.4.8	Distribuția spațială a versanților de tip cuestă la nivelul contactului Câmpiei Colinare a Jijiei cu Podișul Central Moldovenesc (poligoanele delimitate cu linie neagră reprezintă propunerea de agregare în custe)	172
7.4.9	Distribuția spațială a versanților de tip cuestă la nivelul Colinelor Tutovei și Dealurilor Fălciului (poligoanele delimitate cu linie neagră reprezintă propunerea de agregare în custe)	172
7.4.10	Distribuția spațială a versanților de tip cuestă la nivelul Podișului Fălțicenilor (poligoanele delimitate cu linie neagră reprezintă propunerea de agregare în custe)	173
7.5.1	Harta geomorfometrică a zonei Iași	174

7.6.1	Graficul centroidelor claselor obținute prin analiza de aglomerare (aglomerările identificate cu elipse corespund aglomerării în 10 clase, iar liniile întrerupte indică posibile noi limite de aglomerare)	176
7.6.2	Analiza de tip aglomerare - altitudine absolută, amplitudinea altitudinii și indicele vectorial al rugozității - 5 clase	179
7.6.3	Analiza de tip aglomerare - altitudine absolută, amplitudinea altitudinii și indicele vectorial al rugozității - 10 clase	180
7.6.4	Analiza de tip aglomerare - altitudine absolută, amplitudinea altitudinii și indicele vectorial al rugozității - 15 clase	181
7.6.5	Analiza de tip aglomerare - altitudine absolută, amplitudinea altitudinii și indicele vectorial al rugozității - 20 clase	182
7.6.6	Analiza de tip aglomerare - altitudine absolută, amplitudinea altitudinii și indicele vectorial al rugozității - 25 clase	183
7.6.7	Analiza de tip aglomerare - altitudine absolută, amplitudinea altitudinii și indicele vectorial al rugozității - 30 clase	184
7.6.8	Analiza de tip aglomerare - altitudine absolută, amplitudinea altitudinii și indicele vectorial al rugozității - 35 clase	185
7.6.9	Distanța medie față de controid, pentru rezultatele aglomerării altitudinii absolute, amplitudinii altitudinii și indicelui vectorial al rugozității pentru 5 - 35 clase	186
7.6.10	Studiu de caz: limita sudică a Câmpiei Piteștiului	187
7.6.11	Analiza de tip aglomerare - altitudine absolută, amplitudinea altitudinii și raportul de relief - 10 clase	188
7.6.12	Limita dintre Câmpia Colinară a Jijiei și Podișul Central Moldovenesc (pentru legendă a se vedea Fig. 5.2.9, 7.6.2, 7.6.3, 7.6.4, 7.6.5; linia neagră reprezintă propunerea de stabilire a limitei)	189
7.6.13	Analiza de tip aglomerare aplicată rezultatelor segmentării de tip watershed - altitudine absolută, amplitudinea altitudinii și raportul de relief - 5 clase	190
7.6.14	Analiza de tip aglomerare aplicată rezultatelor segmentării de tip watershed - altitudine absolută, amplitudinea altitudinii și raportul de relief - 10 clase	191
7.6.15	Analiza de tip aglomerare aplicată rezultatelor segmentării de tip watershed - altitudine absolută, amplitudinea altitudinii și raportul de relief - 15 clase	192
7.6.16	Analiza de tip aglomerare aplicată rezultatelor segmentării de tip watershed - altitudine absolută, amplitudinea altitudinii și raportul de relief - 20 clase	193
7.6.17	Analiza de tip aglomerare aplicată rezultatelor segmentării de tip watershed - altitudine absolută, amplitudinea altitudinii și raportul de relief - 25 clase	194
7.6.18	Analiza de tip aglomerare aplicată rezultatelor segmentării de tip watershed - altitudine absolută, amplitudinea altitudinii și raportul de relief - 30 clase	195
7.6.19	Analiza de tip aglomerare aplicată rezultatelor segmentării de tip watershed - altitudine absolută, amplitudinea altitudinii și raportul de relief - 35 clase	196

Listă de tabele

3.5.1	Statistica descriptivă a altitudinilor SRTM1, SRTM3 și ASTER GDEM pentru arealul N45E25	44
3.5.2	Statistica descriptivă a altitudinilor SRTM1, SRTM3 și ASTER GDEM pentru teritoriul României	44
3.5.3	Statistica descriptivă a diferenței dintre setul de referință și SRTM/ASTER GDEM . . .	46
3.5.4	Coeficientul de corelație Pearson pentru datele de validare	48
3.5.5	Parametrii modelării semivariogramelor datelor de validare pentru teritoriul României .	48
3.5.6	Rezultatele validării reșapării SRTM3 în SRTM1, pentru teritoriul SUA, prin metoda bivariată cubică spline	53
3.5.7	Rezultatele validării reșapării SRTM3 în SRTM1, pentru teritoriul SUA, prin metoda MBS	53
3.5.8	Rezultatele validării reșapării SRTM3 în SRTM1, pentru teritoriul SUA, prin metoda kriging ordinar cu nugget 0	53
3.5.9	Rezultatele validării reșapării SRTM3 în SRTM1, pentru teritoriul SUA, prin metoda cokriging	53
4.2.1	Detaliile modelului variogramelor	76
4.4.1	Statistica descriptivă a pantei calculată pe suprafețele matematice	89
5.2.1	Criteriile de clasificării Wood (1996), unde + sau -, reprezintă valorile prag pozitive sau negative, iar # lipsa criteriului	102
5.2.2	Criteriile clasificării Reuter (2004), Reuter ș.a. (2006)	105
5.2.3	Criteriile clasificării MacMillan 2000	107
5.2.4	Criteriile clasificării Hammond	110
5.2.5	Ierarhia clasificării lui Hammond	111
7.1.1	Statistica descriptivă a MNAȘT globale	145
7.2.1	Matricile intra (stânga) și extra domeniu (dreapta) pentru modelul de regresie logistică multinomială	156

Argument

În demersul științific există două tipuri de explicații științifice, cea inductivă și cea deductivă. Asocierea acestor două forme antagonice, dar complementare de gândire științifică prezintă un model interesant la nivelul evoluției gândirii științifice, în general pe parcursul istoriei, dar și pe parcursul unei cariere științifice. Inducția este cea mai folosită, mai ales în primele stadii ale dezvoltării științelor. Ulterior prin apariția instrumentelor tehnice și matematice apar premisele pentru aplicarea deducției. La nivelul evoluției unei cariere științifice, primele rezultate se datorează inducției, prin prisma teoriei studiate și a unei mai mult sau mai puțin vaste fapci acumulate. Ulterior, realizând că demersul inductiv este greoi deoarece necesită acumularea unor cunoștințe prea vaste, iar timpul avut la dispoziție este redus, omul de știință aplicând pe problematici înguste, demersul deductiv. Acest demers presupune definirea strictă a problematicii și construirea unei metodologii clare, care să ducă la testarea ipotezelor. Demersul inductiv a fost cel care cel mai adesea a dus la descoperiri/revoluții științifice (văzute ca avansări rapide ale cunoașterii științifice pe parcursul unei cariere științifice și în general ca urmare a muncii unui singur om de știință, față de avansul lent apărut ca urmare a aplicării deducției de către mase mari de oameni de știință pe parcursul unui timp îndelungat). Spre finalul carierei, deoarece fapci acumulată este îndeajuns pentru demersul inductiv, iar demersul deductiv cere o implicare intensă ce nu mai este la dispoziție, primul este adoptat cu “succes”. Acest ultim demers inductiv poate constitui și el o descoperire/revoluție științifică, dar deseori dacă este prelungit spre infinit (mai ales de continuatorii care nu reușesc să dezvolte direcția, ci o aplică cu sânguință în forma inițială), constituie o piedică în calea progresului științei (a se vedea cazul Davis și perioada davisiană în geomorfologie). Pe fondul acestor considerente, și pe fondul apariției unor modele numerice ale altitudinii suprafeței terestre cu acoperire globală și rezoluții acceptabile, disponibile cercetării, și care pot fi manipulate de calculatoarele obișnuite, se poate face un pas înainte în geomorfologie și geomorfometrie, abordând problematica analizei geomorfometrice ca metodă de lucru în geomorfologie. La acest nivel nu există încă un consens metodologic, de aceea noi dorim să translăm această analiză pe demersul deductiv, și să ajungem la realizarea unui cadru de lucru de aplicarea a analizei geomorfometrice, ca metodă de lucru în geomorfologie. Automatizarea o vedem drept o opțiune eficientă în acest demers, iată de ce dorim punerea la punct a unui cadru conceptual și digital de aplicare a analizei geomorfometrice. Atât în România, cât și la nivel mondial, cel mai adesea partea de geomorfometrie este de fapt o descriere fără nici un miez de interpretare, eventual cu interpretări fanteziste, nesustinite de date și fapte geomorfologice. Există și excepții notabile, care prin inducție realizează testări ale unor ipoteze geomorfologice interesante, dar ele sunt incluse uneori în analize de altă factură decât cea geomorfologică, și nu finalizează totdeauna în metodologii sau automatizări eficiente. Nu uităm și cerința generală și necesară, de a reveni cu picioarele pe Pământ și de a lua contact cu realitatea, și ne propunem ca pe viitor să validăm în teren și să aplicăm metodologiile în aplicații practice.

Mulțumiri

Prezenta teză este rodul unei munci de documentare începută în perioada studenției, pentru realizarea lucrării de licență și continuată în perioada realizării lucrărilor de disertație și de doctorat. Pe parcursul acestei perioade o serie întreagă de membri ai comunității academice geografice ieșene, și nu numai, au participat direct sau indirect la crearea mediului propice cercetării doctorale.

Primele mulțumiri se îndreaptă către conducătorul de doctorat, prof. dr. Constantin Rusu pentru sprijinul științific și încrederea totală acordată în abordarea tematicii.

Fundamental a fost și ajutorul științific acordat de „părintele” geomorfometriei moderne Ian Evans, căruia doresc să îi mulțumesc pentru sprijinul total acordat în fasonarea ideilor privind structura și conținutul tezei, și în integrarea în comunitatea geomorfometricienilor.

Alese gânduri de recunoștință se îndreaptă și către membrii comisiei de susținere publică a tezei: prof. dr. Maria Rădoane, prof. dr. Bogdan Mihai și conf. Dan Dumitriu, și tutorilor din perioada programului individual de cercetare științifică, cerc. dr. Bogdan Roșca și asist. dr. Iulian Stângă, pentru contribuțiile la critica constructivă a tezei.

Membrii Școlii Doctorale a Facultății de Geografie și Geologie și colegii din Departmentul de Geografie sunt cei care au favorizat mediul propice de studiu doctoral.

Pentru suportul moral grațitudinea se îndreaptă către soția Iuliana Cornelia, familie și prieteni.

Septembrie 2012

Universitatea „Alexandru Ioan Cuza” din Iași

Mihai Niculiță

*

Finanțare

Rezultatele prezentate în această teză au fost finanțate prin Fondul European Social pentru România, sub responsabilitatea și managementul Autorității pentru Programul Operațional Sectorial - Dezvoltarea Resurselor Umane 2007-2013 [grant POSDRU/88/1.5/S/47646].

1 Geomorfologia, geomorfometria și analiza geomorfometrică

1.1 Geomorfologia

Geomorfologia, interpretată mot a mot (“ge”=Terra, Pământ; „morphe”=formă; “logos”=discurs), este știința care studiază aspectele/formele geometrice ale suprafeței terestre (Chorley ș.a., 1984). Pornind de la etimologia ce indică studiul formei suprafeței terestre, diverși geomorfologi au extins înțelegerea geomorfologiei ca știință, prin adăugarea de completări ale aspectelor acestui studiu. Pe lângă forma în sine, geomorfologii au studiat natura, componența, alcătuirea, istoria, geneza formelor suprafeței terestre (Selby, 1985; Rădoane ș.a., 2005). Inerent acestor aspecte, trebuie considerat și studiul proceselor generatoare ale reliefului.

“Geomorfologia este studiul științific al aspectelor geometrice ale suprafeței terestre” (Chorley ș.a., 1984)

Din perspectivă istorică, geomorfologia a evoluat de la descrierile redescoperite ale anticilor greci, spre interpretările formelor funcție de modele cognitive din perioada lui Davis și Penk, către aplicarea metodelor cantitative începând cu Strahler, modelarea sistemică teoretizată de Chorley, până la experimentele și modelările interdisciplinare susținute de computere și SIG, din perioada actuală (Pelletier, 2008). Deși termenul “ge” pare limitativ, formele studiate nu sunt doar cele de pe uscat, ci și cele de sub nivelul mării sau alte planete (Chorley ș.a., 1984).

“Geomorfologia este știința preocupată cu înțelegerea formelor și proceselor suprafeței terestre prin care aceasta este creată, atât în prezent, cât și în trecut” (<http://www.geomorphology.org.uk/pages/geomorphology/>, BSG – British Society for Geomorphology).

Definiții asemănătoare sunt date și de Selby (1985), într-o sinteză, ca știință de sine stătătoare, geomorfologia având ca obiect de studiu suprafața terestră, din punctul de vedere al formei și proceselor care o modelează, genezei și vârstei acesteia. Diverși geomorfologi, au enunțat variate variante de abordare a demersului geomorfologic. Chorley ș.a. (1984) sugerează că demersurile geomorfologice gravitează în jurul a două direcții: una genetic-evolutivă (geneza și evoluția formelor de relief), iar cealaltă funcțională (relația formă-proces).

Din punctul de vedere al filozofiei științei, Baker (1996) vede geomorfologia ca fiind “un mod de gândire (logos) despre suprafața (morphos) planetei” Terra. Principala menire a geomorfologiei, după același autor ar fi cea a simplificării, atât din punct de vedere al clasificării numeroaselor individualizări studiate într-un număr mai mic de categorii (categorii conceptuale), cât și prin enunțarea unui număr mic de principii de bază, pe baza cărora, cel puțin teoretic se pot explica formele și procesele complexe de la suprafața Terrei. Acest proces de simplificare pentru înțelegerea completului complex se suprapune deducției și analizei.

Din punct de vedere logic se face distincția între deducție și inducție ca metode de analiză. Metodologia de investigare geomorfologică a devenit predominant cantitativă și statistică după revoluția cantitativă din știință, sub influența activității unor geomorfologi ca Horton, Strahler, Schumm, și Chorley. În același timp a fost preluată și deducția, ca metodă științifică de gândire și studiu. Teoria sistemelor a impus și ea folosirea modelelor pentru reprezentarea proceselor geomorfologice. Metodologia de investigare geomorfologică adună deci toate aspectele metodologice și practice care sunt folosite pentru studiu și analiză geomorfologică. Deci, aplicarea modelului deductiv, a metodelor de analiză statistică, măsurătorile de teren asupra formelor de relief sau a ratelor proceselor geomorfologice, modelarea, datarea, reprezintă toate abordări ale metodologiei de investigare geomorfologică.

Demersul geomorfologic are patru ramuri (Chorley, 1966), care sunt succesive sau nu, și care reprezintă abordarea realistă, de zi cu zi a geomorfologilor. Procesul care compune abordările specifice ale acestor ramuri, dând înțeles și unitate demersului geomorfologic este procesul de analiză geomorfologică. În acest fel de gândire, analiza geomorfologică este procesul de segmentare a formelor și proceselor geomorfologice terestre, și studierea lor, în teren, laborator, birou sau teoretic, folosind diverse metodologii pur geomorfologice sau preluate din alte științe, totul pentru a dezvălui modul de evoluție a reliefului terestru. Oricare ar fi metodele și oricum s-ar înfăptui demersul geomorfologic, abordarea care dă succes acestuia, este cea a analizei (Baker, 1996).

1.2 Geomorfometria

Geomorfometria este ramura Geomorfologiei care se ocupă cu studiul formelor suprafeței terestre (în acest sens etimologia este clară: morfometria Terrei). Ea este considerată o metodă de investigație geomorfologică (Goudie ș.a., 2005). Noi tendințe văd geomorfometria ca știință separată (Pike, 2000a; Pike ș.a., 2009a; Hengl și Reuter, 2009). Noi credem că folosirea statisticii, matematicii și informației nu reprezintă un argument pentru considerarea geomorfometriei ca știință separată, această tendință de diversificare a metodelor cercetării fiind prezentă și în cazul altor științe (Biologie – Biomatematică, Biostatistică, Bioinformatică). Cel mult, aceste tipuri de diversificare duc la apariția ramurilor multidisciplinare sau de graniță. Geomorfometria este “știința analizei cantitative a suprafeței terestre” (Pike, 2000a), a “descrierii cantitative și analizei caracteristicilor geometric-topologice ale reliefului” (Rasemann ș.a., 2004).

Cel mai adesea în literatura recentă privind Geomorfometria, simpla utilizare a Modelelor Numerice ale Alitudinii Suprafeței Terestre sau a variabilelor geomorfometrice ca variabile independente în estimarea unor variabile dependente este considerat demers geomorfometric, când aceste proceduri sunt de fapt aplicații ale Geomorfometriei în alte științe și domenii. Astfel, în aceste demersuri de geomorfologie specifică (definită de Evans, 1979a) accentul se pune nu pe problemele geomorfometrice, ci pe utilizarea variabilelor geomorfometrice ca factori într-un model predictiv. Definind geomorfometria în sens geomorfologic, ca studiu cantitativ al formei suprafeței terestre, nu doar modelele numerice ale altitudinii suprafeței terestre pot constitui date de intrare pentru caracterizarea cantitativă a formei suprafeței terestre, ci orice măsurătoare de formă a unui proces geomorfologic sau formă de relief.

Geomorfometria este ramura Geomorfologiei care se ocupă cu parametrizarea și cuantificarea formei, mărimii și a altor relații spațiale ale reliefului/formelor de relief (Goudie ș.a., 2005; Huggett, 2003). Rădoane ș.a. (2005) includ Geomorfometria ca al doilea nivel al Geomorfologiei, după Metageomorfologie (Yatsu, 2002), sub denumirea de Geomorfologie descriptivă. Ei definesc Geomorfometria ca ramură a Geomorfologiei care se ocupă cu descrierea orografică și morfologică a marilor forme de relief și a geometriei formelor de relief. Geomorfometria și analiza geomorfometrică este baza de la care se pleacă în Geomorfologie. Rasemann ș.a. (2004) menționează că din perspectiva relației dintre procesele geomorfologice și formele geomorfologice, geomorfometria trebuie să se ocupe cu recunoașterea și cuantificarea formelor de relief.

Cea mai sintetică, dar în același timp cea mai cuprinzătoare prezentare a geomorfometriei este făcută de Evans (1979a), deși la ora actuală cea mai citată referire la geomorfometrie este cea a lui Pike (2000a).

Diversitatea geomorfometriei discutată de Pike (2000a) nu poate fi cea care duce la conturarea unei noi științe. “Combinarea științei Pământului și a calculatoarelor cu matematica și ingineria” nu credem că generează “(geo)morfometria”, așa cum menționează Pike (2000a), acest cuvânt compus având altă etimologie, arătată mai sus. Tot Pike (2000a) asociază geomorfometria cu geomorfologia cantitativă, dar deși cele două se intersectează, putând spune chiar că a doua o include pe prima.

1.3 Analiza geomorfometrică

Deja există câteva lucrări de factură monografică (Wilson și Gallant, 2000b; Hengl și Reuter, 2009), care se ocupă de aspecte teoretice și metodologice importante ale geomorfometriei, cum ar fi pregătirea

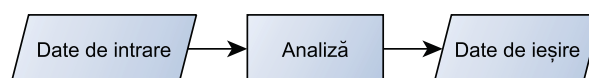


Figura 1.3.1 – Componentele procesului de analiză geomorfometrică

Modelelor Numerice ale Altitudinii Suprafeței Terenului (MNAȘT) și extragerea variabilelor geomorfometrice, obiectelor geomorfometrice, aplicațiile la care se referă această monografie ținând mai mult de știința solului, climatologie-meteorologie, hidrologie, etc., fiind de fapt o caracterizare a relațiilor dintre elementele cuantificabile cantitativ ale suprafeței terestre și anumite componente fizico-geografice. Prezentarea abordare a analizei geomorfometrice, este cea de construcție a modelelor de analiză a variabilelor și obiectelor/formelor geomorfometrice, cu scopul de utilizare a acestora în analize statistice, geostatistice și spațiale cu aplicabilitate în evidențierea controlului geomorfometric al proceselor geomorfologice, în enunțarea și testarea unor ipoteze de lucru în geomorfologie, a cartării și regionării geomorfometrice și geomorfologice. Aceste modele de analiză, le asociem noțiunii de analiză geomorfometrică și extindem noțiunea de analiză geomorfometrică în geomorfologie.

Analiza ca metodă filozofică este procesul de “izolare sau întoarcere la ce este fundamental prin faptul că ceva, care este inițial considerat ca atare, poate fi explicat sau reconstituit” (<http://plato.stanford.edu/entries/analysis/>). Generalizând această definiție putem concluziona că analiza este o metodă generică în științe care presupune abordarea înțelegerii, cunoașterii și cercetării unui subiect/obiect prin studierea părților sale componente. Această metodă generică este utilizată în mai toate științele, vorbindu-se de analiză matematică, statistică, lingvistică, etc., în cazul nostru geografică, geomorfologică și geomorfometrică.

În filozofie se mai utilizează noțiunea de analiză conceptuală în sensul că, “conceptele - înțelesul general al predicatelor lingvistice - sunt obiectele fundamentale ale investigației filozofice, iar aceste observații ale înțelesurilor conceptuale sunt exprimate în adevăruri conceptuale (propoziții analitice), necesare” (Hanna, 1998).

Extinzând în geomorfologie și geomorfometrie aceste considerente, la nivelul geomorfologiei teoretice suprafața terestră în timp și spațiu poate fi conceptualizată prin forme și procese. Analiza geomorfometrică în sensul clasic de înțelegere a termenului analiză devine procesul de fragmentare în părți componente fundamentale a formei suprafeței terestre (ca întreg), și studierea acestora pentru a se putea înțelege și explica modul de geneză și evoluție a acestei forme (ca întreg). Deși bazat în special pe formă, acest demers nu exclude, ci chiar include studiul proceselor care duc la apariția formelor. Astfel, mergând pe ideea geomorfometriei generale (se consideră suprafața terestră în ansamblul ei) și a geomorfometriei specifice (se consideră doar anumite părți constituente ale suprafeței terestre, cu caracteristici de sine stătătoare), analiza geomorfometrică poate fi aplicată întregii suprafețe terestre, sau unor componente de sine stătătoare (obiecte geomorfometrice/forme de relief), prin studierea căreia/căroră se poate înțelege modul de formare și evoluție sub acțiunea factorilor genetici.

În demersul de analiză ne folosim de analiza conceptuală în primă instanță, prin separarea de concepte/componente, ulterior pentru analiza conceptelor/componentelor ne folosim de analiza matematică, analiza geometrică și analiza statistică (statistica descriptivă și statistica inferențială). Segmentarea/fragmentarea se face deci atât la nivel al formei, cât și la nivel conceptual, de unde rezultă oportunitățile de aplicare a analizei geomorfometrice, atât în cartarea/regionarea geomorfologică, cât și în modelarea evoluției reliefului.

Practic, procesul de analiză geomorfometrică va presupune un flux format de date de intrare, procesul de analiză propriu-zisă și datele de ieșire (Fig. 1.3.1). Funcție de scopul analizei, și de tipul datelor de intrare pot exista etape intermediare.

2 Cadrul digital de lucru pentru analiza geomorfometrică a reliefului reprezentat pe modelele numerice ale altitudinii suprafeței terenului

Geomorfometria și analiza geomorfometrică la ora actuală sunt foarte strâns legate de modelele numerice ale altitudinii suprafeței terenului și de știința calculatoarelor, existând păreri că utilizarea acestora dau geomorfometriei poziția de știință aparte (Hengl și Reuter, 2009). Oricare ar fi părerile, pro sau contra acestei poziții, este clar că tendința în geomorfometrie, este spre automatizare și informatizare a achiziției, vizualizării și analizei datelor geomorfometrice. De aceea credem că teoretizarea analizei geomorfometrice trebuie dublată și de implementarea ei în cadrul digital/informatic.

2.1 Schema logică a procesului de analiză geomorfometrică a reliefului reprezentat pe modelele numerice ale altitudinii suprafeței terenului

Digitalizarea și informatizarea analizei geomorfometrice trebuie însoțită și de o schematizare a procesului pentru o bună înțelegere a mecanismelor de funcționare. Limbajul Unificat de Modelare (Unified Modeling Language - UML) este un limbaj grafic utilizat în schematizarea și reprezentarea grafică a procesului de modelare. Diagramele de Curgere a Datelor (Data Flow Diagram - DFD) sunt utilizate în orice sistem informațional pentru conceptualizarea fluxului de informații. Diagramele Entitate-Relație (Entity-Relationship Diagram - ER) sunt diagrame utilizate pentru a reprezenta integrarea obiectelor reale la nivelul conceptual al limbajelor de programare. Pseudo-codul este o exprimare generalizată a algoritmilor care stau la baza codului de programare, nefiind specific unui anumit limbaj de programare. Toate aceste elemente pot fi utilizate pentru a conceptualiza demersul de analiză geomorfometrică a MNAȘT.

Aplicarea în practică a analizei geomorfometrice presupune o serie de etape și de surse care se înlanțuie pe ideea intrare - procesare - ieșire. În Fig. 2.1.1 este prezentată o schemă logică a etapelor de analiză geomorfometrică. Datele de intrare, respectiv o sursă de altitudine, pot fi prezente direct ca MNAȘT, sau pot necesita crearea unuia. Identificarea erorilor/nesiguranței, crearea unui model al acestora/acesteia și preprocesarea pentru eliminarea lor/ei este necesară în cazul ambelor situații de date altitudinale. Urmează derivarea variabilelor geomorfometrice și a obiectelor geomorfometrice (eventual și a caracteristicilor acestora), moment în care etapa de obținere a datelor de intrare în procesul de analiză este realizată.

Pe baza unui model conceptual, metode statistice, geostatistice sau spațiale pot fi aplicate datelor de intrare, care în această etapă pot fi suplimentate de date adiționale, nerelaționate de MNAȘT. Varietatea metodelor de analiză propriu-zisă este mare, fiind necesare conceptualizări ale legăturii dintre variabilele/obiectele geomorfometrice și procese/situații geomorfologice.

Rezultatul acestor analize metodologice este reprezentat de date de ieșire, care se pot utiliza în diferite problematice ale analizei geomorfologice. Cele mai frecvente utilizări sunt predicția prezenței/ratelor proceselor geomorfologice, utilizarea în cadrul unor modele fizice, testarea unor ipoteze geomorfologice sau obiectivizarea cartării și regionării geomorfologice.

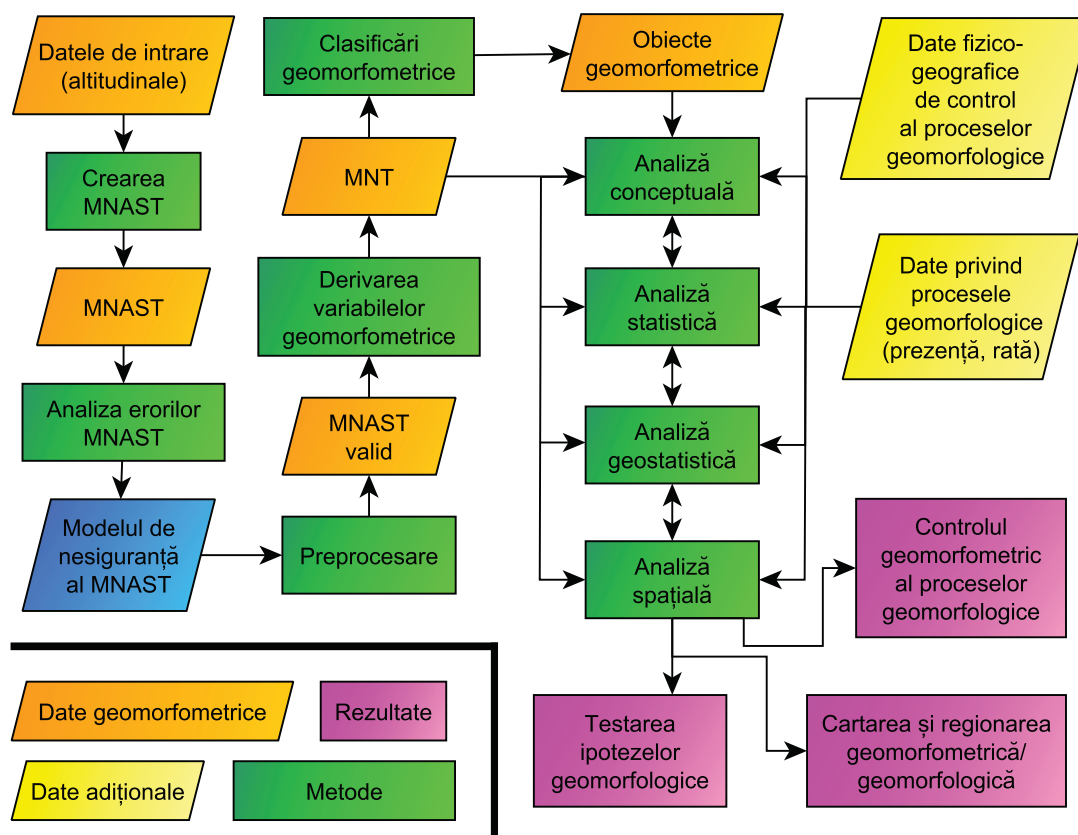


Figura 2.1.1 – Schema logică a procesului de analiză geomorfometrică

2.2 Mediul digital utilizat ca suport al procesului de analiză geomorfometrică

Extinderea capacităților de calcul din perioada modernă, face ca acestea să fie utilizate preponderent în știință, ca metode standard de cercetare, așa cum sunt matematica și statistica. Calculul, ocupă o poziție fundamentală în știința calculatoarelor (informatica), așa că prezentul capitol va face o trecere în revistă a posibilităților actuale de utilizare a tehnicilor informatice și în special al aplicațiilor SIG, în suportul procesului de analiză geomorfometrică, insistându-se pe nevoia de standardizare, automatizare și utilizare de aplicații cu sursă deschisă. Mai trebuie specificat că materialul prezentat în acest capitol trebuie interpretat ca făcând parte din metodologia de cercetare utilizată în aplicațiile de analiză geomorfometrică.

2.2.1 Știința calculatoarelor

"Știința și ingineria calculatoarelor este studiul sistematic al proceselor algoritmice - teoria, analiza, designul, eficiența, implementarea și aplicarea lor - care descriu și transformă informația" (Denning ș.a., 1989)

Știința calculatoarelor stă sub semnul unor noțiuni cum ar fi calcul, programare și design (Denning ș.a., 1989). Calculul este o zonă de graniță între matematică aplicată, știință și inginerie, a cărei principală întrebare este: Ce poate fi automatizat eficient? (Denning ș.a., 1989; Abelson ș.a., 1996).

Calculatoarele sunt mașini programabile, care necesită date de intrare, manevrează procese de calcul (Abelson ș.a., 1996) și produc date de ieșire. Calculatoarele digitale folosesc reprezentări simbolice ale

variabilelor, spre deosebire de cele analoage, care folosesc valori instantanee ale unor variabile, provenind din sisteme fizice și mecanice. Procesele de calcul manevrează date și informații sub controlul unui set de reguli numite program (Abelson ș.a., 1996).

În perioada actuală, în orice ramură a științei și tehnicii, deoarece se vehiculează informații, știința calculatoarelor își găsește aplicabilitate în manipularea acestora. Deși de multe ori este prezentată ca o cutie neagră/magică în cazul științelor care o utilizează, este benefică înțelegerea metodelor acesteia, și eventual utilizarea/modificarea unora, pentru a putea vehicula informația în scopul specific al fiecărei discipline.

2.2.2 Programarea și scripting-ul

Esența programării (înțeleasă ca tehnică de creare a unui program) este dată de codul sursă, în care se indică printr-un limbaj de nivel înalt, operațiunile pe care calculatorul trebuie să le ducă la îndeplinire. Pentru acest lucru este nevoie de convertirea comenzilor de nivel înalt, în comenzi de nivel jos, înțelese de calculator. Această convertire este realizată de către un compilator, rezultând un program utilizabil.

Codul sursă poate fi sintetizat și prin diagrame sau prin pseudo-cod, exprimând sintetic algoritmi implementați, astfel încât acesta să poată fi eventual tradus în alte limbaje de programare.

Limbajele de scripting sunt limbaje de programare, care permit crearea de scripturi, programe care automatizează execuția unor instrucțiuni, în cadrul unui mediu de dezvoltare.

Unul dintre cele mai utilizate limbaje de programare, atât în mediul Windows cât și Linux este C++, creat de Bjarne Stroustrup (Stroustrup, 2008).

2.2.2.1 CMD/Linux Shell

Reprezintă interfețe generaliste pentru cele două sisteme de operare Windows, respectiv Linux, prin care se pot accesa executabilele unor aplicații. Aceste interfețe suportă și manipulări diverse care au loc în administrarea zilnică a unui sistem de operare, interfețele de tip “shell” permițând chiar cod de programare și compilare de cod, pe lângă scripting.

2.2.2.2 Python

Python este un limbaj de programare (<http://www.python.org/>), centrat pe dezvoltarea de librării cu ajutorul cărora se pot manipula informații. Python, prin librăria *thinker* (<http://wiki.python.org/moin/TkInter>) dând posibilitatea de a crea interfețe grafice pentru scripturi. Cea mai utilizată librărie cu sursă deschisă pentru interfețe grafice este Qt (<http://qt.nokia.com/products/>). Varianta Python a acestei librării este PyQt (<http://www.riverbankcomputing.co.uk/software/pyqt/intro>).

2.2.3 Programele SIG

Programele SIG au arhitecturi variate, însă se pot extrage o serie de caracteristici generale funcție de tipul aplicației, liberă sau proprietară, limbajul de scriere sau complexitatea aplicației. Astfel, aplicațiile SIG trebuie să realizeze principalele funcții ale SIG, percepute atât ca Sisteme Informatic Geografice, dar mai ales ca Știința Informației Geografice (Longley ș.a., 2005), și anume importul/exportul informațiilor, stocarea, managementul și analiza acestora. Majoritatea aplicațiile SIG cu sursă deschisă sunt susținute de către OSGeo (<http://www.osgeo.org/>).

2.2.3.1 GRASS

GRASS (<http://grass.fbk.eu/>) este scris în C++ și Python, fiind un SIG complet, dezvoltat inițial de către US Army Force, acum fiind sub tutela FBK (www.fbk.eu). Funcțiile GRASS sunt disponibile și ca linie de comandă, atât în Windows (*cmd* sau *PowerShell*), cât și în Linux (*sh*, *bash*). În Windows, GRASS are integrat un mediu *sh* (*Msys*) și suportă cod de Python (având integrat un mediu *Python*).

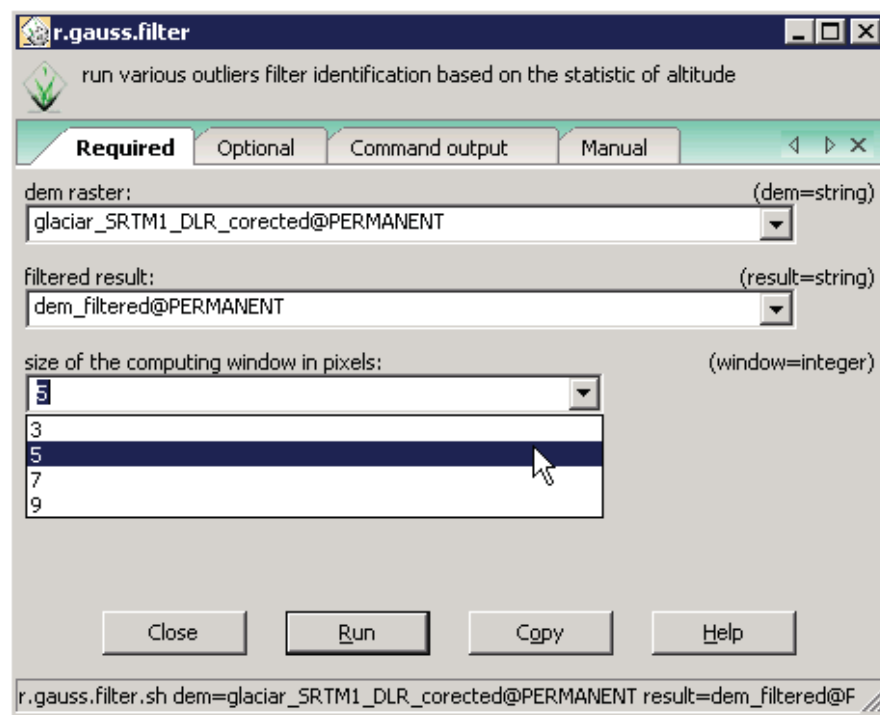


Figura 2.2.1 – Script de GRASS dezvoltat de autor, cu interfață grafică creată prin *g.parser*, care filtrează valorile excepționale dintr-un raster

Dezvoltarea de scripturi este facilă, prin intermediul *sh* sau *Python*, cu ajutorul *g.parser* putându-se crea modele scripturi și chiar de interfețe grafice asociate acestora.

2.2.3.2 SAGA

SAGA (www.saga-gis.org) este scris în C++, și este dezvoltat de *SAGA User Group Association*. Funcțiile SAGA sunt disponibile și prin linie de comandă, putând fi și automatizate. La ora actuală SAGA GIS este unul dintre cele mai complete aplicații în privința posibilității de calcul a variabilelor geomorfometrice, fiind și foarte rapid. În schimb posibilitățile de scripting sunt limitate, fiind necesar cod C++ pentru crearea de noi funcționalități (Hengl ș.a., 2009). În același timp însă, existența variantei de linie de comandă cuplată cu versiunea portabilă deschide posibilitatea de inserare a aplicației în scripturi.

2.2.3.3 QuantumGIS

QuantumGIS (www.qgis.org) este scris în C++ și Python, devenind un SIG complet prin inserarea funcțiilor de analiză ale GRASS, SAGA și Sextante (www.sextantegis.com). Dezvoltarea de plugin-uri se face cu ajutorul Plugin Builder, Python, Qt și PyQt.

2.2.3.4 R

Limbajul R (www.r-project.org) este derivat din limbajul de statistică S, fiind varianta cu sursă deschisă a acestuia. Aplicația R este una dintre cele mai utilizate de către comunitatea academică, având surse deschise și fiind gratuită. Mediul digital și aplicația R permite implementarea codului de programare C++, direct, fără a fi nevoie de compilare, în acest fel putându-se extinde foarte ușor funcționalitățile acestui mediu. Utilizatorii au acces la cod și pot scrie cod, ce va fi ulterior distribuit sub formă de pachete.

Datele geografice se pot manipula în aplicația R cu ajutorul claselor implementate de pachetul *sp* (Bivand, 2006; Bivand ș.a., 2008). Astfel, prin intermediul *GDAL/OGR* (www.gdal.org) (pachetul *rgdal*), se pot citi, scrie și converti formate geospațiale, care acompaniază pachetul de date geospațiale *sp*. Deoarece R încarcă rastele în memoria RAM, pentru raste mari aceasta poate fi o problemă, de

aceea se poate utiliza funcția *raster()*, din librăria *raster*, care doar face legătura cu fișierul raster, și nu îl încarcă în memorie.

Un obiect *SpatialGridDataFrame*, echivalentul în R al rasterului este de fapt o listă, căreia i se atașează diverse alte obiecte. Se poate observa mai jos că este format din *@data* cu o bandă, unde sunt stocate valorile pixelilor sub forma unui tabel, *@grid* care conține topologia rasterului (număr de linii și coloane, rezoluție, coordonate), *@bbox*, cadrul de coordonate înscris și *@proj4string*, coordonatele în format *proj4*. Accesarea datelor rasterului pentru aplicarea unor diverse metode statistice se face accesând *@data\$band1*.

```

1 > library(rgdal)
2 > library(sp)
3 > srtm <- readGDAL("N45E026.hgt")
4   N45E026.hgt has GDAL driver SRTMHGT and has 1201 rows and 1201
      columns
5 > str(srtm) Formal class 'SpatialGridDataFrame' [package "sp"] with 4
      slots
6   ..@ data      : 'data.frame': 1442401 obs. of  1 variable:
7   .. ..$ band1: int [1:1442401] 703 698 703 718 736 745 748 748 745
      743 ...
8   ..@ grid      : Formal class 'GridTopology' [package "sp"] with 3
      slots
9   .. .. ..@ cellcentre.offset: Named num [1:2] 26 45
10  .. .. ..- attr(*, "names")= chr [1:2] "x" "y"
11  .. .. ..@ cellsize          : num [1:2] 0.000833 0.000833
12  .. .. ..@ cells.dim         : int [1:2] 1201 1201
13  ..@ bbox       : num [1:2, 1:2] 26 45 27 46
14  .. ..- attr(*, "dimnames")=List of 2
15  .. .. ..$ : chr [1:2] "x" "y"
16  .. .. ..$ : chr [1:2] "min" "max"
17  ..@ proj4string: Formal class 'CRS'
18 [package "sp"] with 1 slots .. .. ..@ projargs: chr "_+proj=longlat
      _+ellps=WGS84_+towgs84=0,0,0,0,0,0,0,0_+no_defs"
```

Ulterior aceste obiecte spațiale pot fi analizate cu alte funcții spațiale sau statistice implementate în R. Pachetul *gstat* (Pebesma, 2004) implementează metode geostatistice pe obiecte spațiale, *geoR*, *maptools* sau *shapefile* fiind alte pachete care pot fi utilizate la . R este conectat prin pachete dedicate de GRASS (*spgrass*) și SAGA (*RSAGA*), trimițând comenzi spre linia de comandă a acestora. Cu ajutorul funcției *shell()* se poate utiliza pentru a rula orice executabil de tip linie de comandă.

Pe lângă o serie de funcționalități de tip *shell* portate, R suportă și elemente de programare (bucle condiționale, variabile, clase, etc.), putând fi extins continuu.

2.2.3.5 PostgreSQL, PostGIS și PL/R

Dezvoltarea extensiei *PostGIS* (postgis.refractory.net) în cadrul aplicației cu sursă deschisă *PostgreSQL* (www.postgresql.org) extinde posibilitatea utilizării bazelor de date în stocarea și analiza datelor spațiale. *PostGIS* stochează într-o coloană de tip geometric/geografic, coordonatele spațiale ale vectorilor sau rasterelor, astfel încât acestea se pot afișa, sau pot fi interogate spațial (analiza de incluziune, calculul lungimii, ariei, perimetrului). Interfațarea mediului R în *PostgreSQL* prin intermediul *PL/R* (www.joeconway.com/plr/) extinde posibilitățile de analiză spațială și geostatistică a datelor stocate ca baze de date *PostGIS*.

2.3 Implementarea în cadrul digital a schemei logice de analiză geomorfometrică: cmd, Shell, QuantumGIS, GRASS, SAGA, R și Python

Ținând cont de elementele discutate la subcapitolul 2.2 și de implementarea schemei logice discutate la subcapitolul 2.1 s-a realizat cu ajutorul limbajului de scripting Python, o interfață grafică în cadrul QuantumGIS, care trimite comenzi (prin scripturi) către GRASS, SAGA și R. Această implementare a fost numită GMORPHALYS (GeoMORPHometric AnaLYsis). Ea se poate utiliza atât în mediu Windows cât și în Linux.

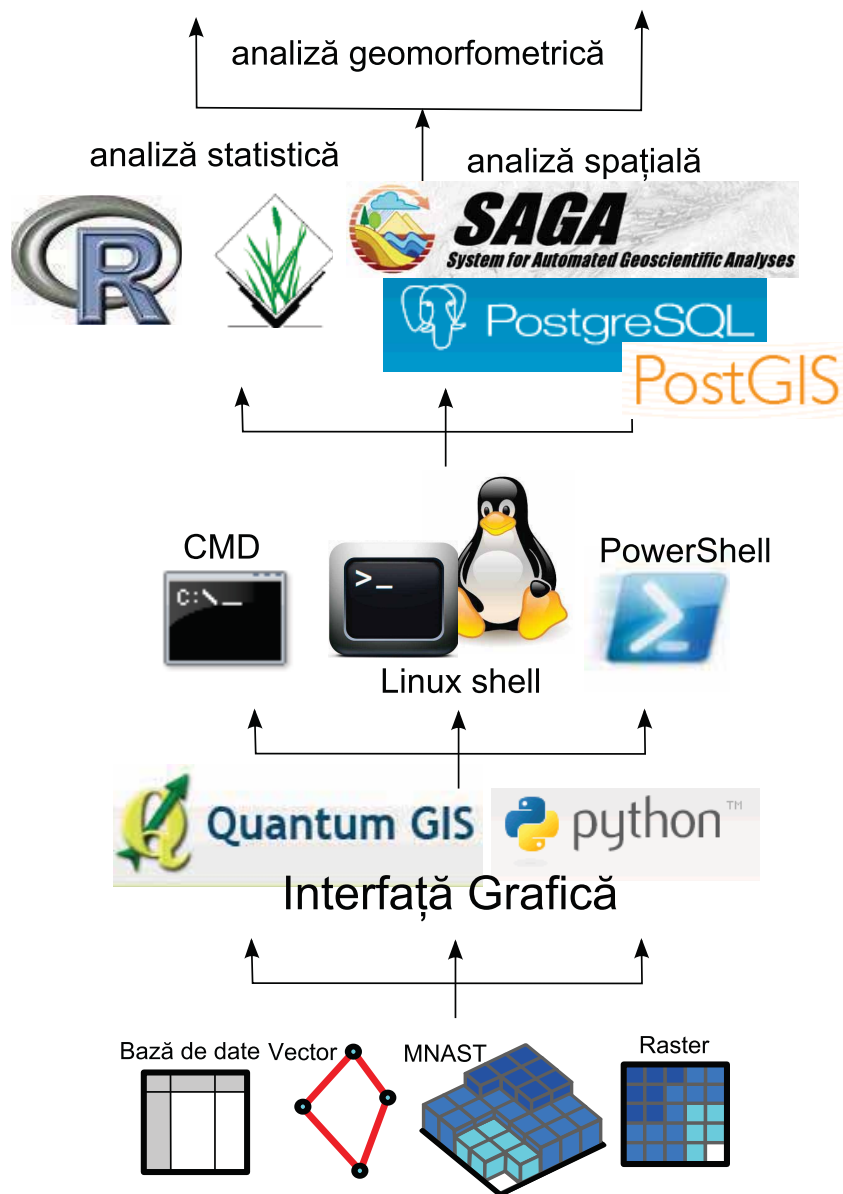


Figura 2.3.1 – Implementarea GMORPHALYS

Aplicația GMORPHALYS se poate utiliza atât propriu-zis în studii de caz, cât și ca instrument didactic, deoarece sintetizează și prezintă sub forma unui proces etapizat analiza geomorfometrică. Aplicația este disponibilă ca un plugin de Quantum GIS la adresa http://www.geomorphologyonline.com/qgis/mniculita_qgis_repo.xml.

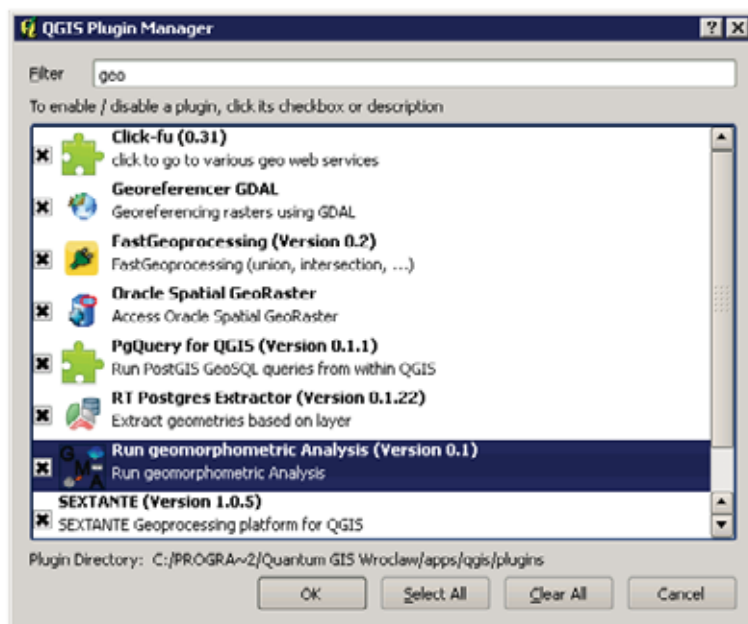


Figura 2.3.2 – GMORPHALYS în QuantumGIS

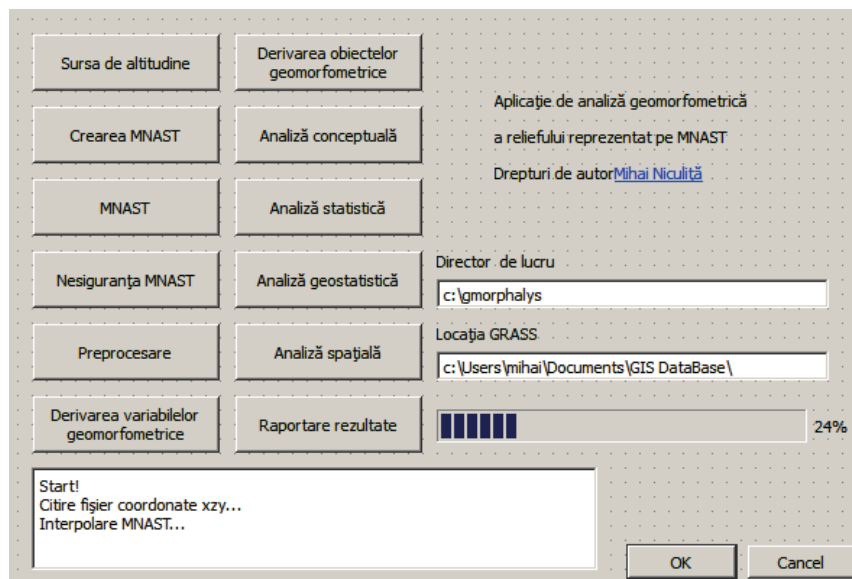


Figura 2.3.3 – Interfața grafică a aplicației GMORPHALYS

La rularea aplicației în fereastra principală se realizează o serie de setări, după care se apasă butonul OK, moment în care se vor realiza operațiunile selectate. La fiecare selecție sau completare de opțiune, o fereastră adițională explică opțiunile sau emite avertizări în cazul unor selecții greșite.

3 Modelele numerice ale suprafeței terenului

Model numeric al terenului (MNT - digital terrain model - DTM) este termenul generic care se referă la reprezentarea digitală a suprafeței terestre (Zhilin ș.a., 2005). Această reprezentare se poate baza pe altitudine, care poate reprezenta atât relieful, cât și alte detalii topografice, de unde și denumirea generică de teren, dar și pe alte variabile geomorfometrice (pantă, expoziție, umbrire). Dacă se consideră și componenta de sub-suprafață a terenului (sol și geologie), rezultând cu adevărat tridimensionalitatea, într-adevăr noțiunea acoperă conceptual termenul MNT. Deoarece se lucrează doar cu suprafața terenului, credem că termenul model numeric al suprafeței terenului (MNST) este cel mai corect.

Modelul numeric al altitudinii suprafeței terenului (MNAST) este termenul geomorfologic complet care se referă la acele reprezentări digitale ale altitudinii reliefului suprafeței terestre. Varianta mai scurtă, MDE sau model digital de elevație (digital elevation model - DEM) este un specimen de MNT, care se referă la reprezentarea altitudinii terenului (Pike ș.a., 2009b). Deși în general nu este o greșală utilizarea oricărei variante prezentate mai sus, există situații specifice, când este important dacă o reprezentare digitală a terenului este un MNST, un MDE sau un MNAST.

3.1 Modelele matematice de reprezentare a suprafeței terenului

3.1.1 Suprafața terestră

Suprafața terestră este o *suprafață rugoasă* și reprezintă o zonă de trecere între două medii (solid-fluid), între care există multe de zone de difuzie (clastele, surplombe, cavitățile subterane), iar această zonă de limită trebuie considerată *cu părți duble* și *orientabilă* (Shary, 2008) (din punctul de vedere al forței gravitaționale nu putem considera negativul suprafeței terestre, ci partea exterioară a acesteia). Geomorfologia, și geomorfometria ramura sa, este singura știință care studiază suprafața terestră în sensul indicat mai sus, ca limită între cele două medii. Bineînțeles că pentru a se putea înțelege geneza, evoluția și dinamica actuală este nevoie și de studierea mediului solid (rocile-litosfera) și mediilor fluide (aerul-atmosfera și apa-hidrosfera) adiacente.

Spațial, suprafața terestră este difuză (fuzzy), atât funcție de scară, cât și datorită contactului geosferelor. Identificarea cu precizie a limitelor acesteia necesită specificarea unor criterii, care variază de la ramură la ramură în științele Pământului. Dacă geologii se referă strict la partea solidă, geomorfologii la zona de trecere solid-fluid, ecologii și environmentaliștii o asociază noțiunii de teren. Este clar că în studiu se utilizează o generalizare a suprafeței reale foarte rugoase, interesând doar reprezentări cu scări pornind de la câțiva metri (Hengl și Evans, 2009), existând însă și tehnici geomorfometrice aplicate unor suprafețe microscopice și chiar teoretizări ale geomorfometriei ca studiu și al nano-suprafețelor (Pike, 2000b). Reprezentarea topografică a suprafeței terestre se face pe baza unor măsurători punctuale ale altitudinilor, între care se utilizează interpolarea. Acesta este cazul tuturor modelelor numerice ale altitudinii suprafeței terenului obținute prin interpolarea curbilor de nivel extrase de pe hărțile topografice. În cazul acestora pe lângă scară și rezoluție trebuie definită și forma de relief cu suprafață minimă ce poate fi recunoscută pe astfel de suprafețe. Aceasta este dată atât de frecvența Nyquist (jumătate din rata minimă de eșantionare unui semnal) (Jain, 1989; Acharya și Ray, 2005), cât și de extinderea spațială a formei de relief. Pe hărți, formele de relief cu extindere spațială redusă sunt reprezentate cel mai adesea prin semne convenționale, care nu indică decât poziția și eventual dimensiunile, dar nu le reprezintă spațial dimensiunile și extinderea.

Considerăm că trebuie să facem o serie de distincții între anumiți termeni utilizați în literatura de specialitate. Topografia (*topos* = loc, *graphos* = a desena) reprezintă măsurarea și reprezentarea grafică a

tuturor aspectelor aflate la suprafața terestră (suprafața terestră în sine, plus toate componentele fizico-geografice și antropice). Suprafața topografică ar reprezenta în acest sens, suprafața terestră cu toate aspectele sale, deși de multe ori acest termen este utilizat cu sensul de altitudine a suprafeței terestre. Orografia (*oros* = munte, *grafis* = a desena) este un termen folosit preponderent de geografi care desemnează o descriere geografică aplicată munților într-o anumită perioadă istorică. Topografia se referă, față de geodezie, la măsurătorile în plan realizate pe suprafața terestră (Torge, 1991).

Funcție de modelul ales pentru reprezentarea digitală, unele aspecte ale suprafeței terestre nu pot fi reprezentate. De exemplu surplombele, peșterile, dar și abrupturile nu pot fi reprezentate în modelul raster, ele putând fi reprezentate doar în modelul vector sau TIN.

Reprezentarea cartografică analogă și digitală a suprafeței terestre se face folosind un model neted, probarea și reprezentarea suprafeței terestre făcându-se în anumite puncte cu poziție tridimensională bine definită și măsurată, între care se interpolează valorile funcție de distanțe: suprafața terestră este văzută ca o funcție a lui z (altitudinea) funcție de x și y (poziționarea, distanța).

3.1.2 Geodezia globului terestru

Știința și tehnica care se ocupă de măsurarea și cartarea globului terestru în totalitatea sa poartă numele de geodezie (Snyder, 1987; Torge, 1991) (*geo* = Pământ, *daisia* = a divide). Aceasta se ocupă și cu determinarea câmpului gravitațional, important în determinarea geoidului.

Suprafața reală a globului terestru, din punct de vedere geodezic, este estimată cel mai bine sub forma geoidului. Acesta este un concept, nefiind o suprafață geometrică analitică, dat de suprafața generalizată a oceanelor, continuat idealizat sub continente, definind o stare de echilibru sub influența unei suprafețe echipotențiale a câmpului gravitațional (Torge, 1991).

Pentru scopuri cartografice se folosesc însă reprezentări geometrice generalizate sub forma elipsoizilor de rotație (de revoluție) (Torge, 1991). Elipsoidul de rotație reprezintă forma tridimensională a unei elipse, fiind deformat prin turtire la poli și bombare la Ecuator (Snyder, 1987). Geometric, elipsoizii sunt definiți de axa mare, axa mică, turtire și meridianul central (pentru realizarea proiecției cartografice se utilizează drept centru de coordonate 0,0 acest meridian central, de aceea este nevoie de specificat în grade longitudine față de Greenwich, locația sa) (Snyder, 1987). Pentru efectuarea măsurătorilor topografice, necesare reprezentării cartografice, elipsoidul de rotație, formă geometrică ideală, trebuie conectat la suprafața terestră (punct de conexiune care se poate afla pe suprafața terestră sau nu, ale cărei coordonate sunt bine definite), în acest fel obținându-se **datum**-ul (Iliffe, 2003). Datum-ul va reprezenta suprafața față de care vor fi făcute toate măsurătorile terestre. Elipsoizi determinați în perioada actuală, cu ajutorul măsurătorilor satelitare, numiți și geocentrici (Snyder, 1987), reprezintă mult mai bine forma terestră și nu mai au nevoie de datum-uri, deoarece centrul de coordonate 0,0 se află în centrul Terrei. Acești elipsoizi nu sunt folosibili pentru proiecții ale unor suprafețe mici.

Datum-ul se poate utiliza atât pentru datele cu referință orizontală (distanțe), cât și pentru datele cu referință verticală (altitudini), de aceea există noțiunea de datum orizontal și datum vertical. Când se utilizează date de altitudine care au datum-uri diferite, este nevoie de transformarea acestora folosind un datum comun. În cadrul librăriei *proj4*, cea mai utilizată pentru transformări de coordonate, și cu cod deschis, rolul de proiecție universală este jucat de proiecția geografică cu datum vertical și orizontal WGS84.

Acești parametri geodezici sunt utilizați în reprezentarea cartografică a suprafeței terestre de către programele SIG. În calculele ulterioare aplicate vectorilor și rasterelor există aspecte importante de care trebuie ținut cont pentru a se putea obține afișări și analize corecte.

3.1.3 Cartografia suprafeței terestre

Cartografia reprezintă tehnica de creare și studiu al hărților ca mod de reprezentare grafică a suprafeței terestre (Robinson ș.a., 1995).

Proiectarea cartografică a suprafeței terestre în plan are două variante: proiectarea geografică (sferică) și proiectarea în coordonate carteziane.

Proiecția geografică este utilizată pentru reprezentarea cartografică a întregului glob terestru sau a unor regiuni întinse, afectate de curbura suprafeței terestre. Pentru localizarea diverselor aspecte se utilizează sistemul de proiecție geografic, în care poziționarea pe sferă se face prin unghiul dintre raza punctului respectiv și raza planului ecuatorial (latitudinea, Lat. ϕ , φ) și unghiul dintre planul sferei punctului respectiv și planul sferei locației Greenwich (longitudinea, Long., λ) (Iliffe, 2003; Van Sickle, 2010). Unitățile de măsură utilizate sunt gradele sexagesimale (0° - 360°), cu subunități de măsură minutele de arc ($1/60$ dintr-un grad) și secunde de arc ($1/60$ dintr-un minut de arc și $1/3600$ dintr-un grad). Gradele sexagesimale sunt însă greu de utilizat în stocarea coordonatelor primitivelor grafice ale vectorilor sau a rezoluției spațiale a rasterelor (în GRASS se utilizează spre exemplu notarea $dd : mm : ssN$ pentru latitudine nordică sau $dd.mm.ss$ pentru rezoluția spațială a rasterelor), de aceea se utilizează varianta zecimală a gradelor (în loc de $50^\circ 30' 30''$ se utilizează $50,5^\circ$).

Proiecția echidistantă cilindrică (Plate Carree, Latitudine/Longitudine) este cel mai adesea utilizată pentru reprezentarea cartografică a globului terestru în SIG, deoarece, deși neegală (deformează ariile) și neconformă (forme sunt deformate și direcțiile nu sunt reale), (Snyder, 1987) caroiajul format de paralele și meridianele paralele este asemănătoare cu formatul raster. Latitudinile nordice și longitudinile estice au valori pozitive, iar latitudinile sudice și longitudinile vestice au valori negative, deoarece centrul sistemului de coordonate carteziane (0,0) se află în centrul proiecției. Deși foarte utilă în afișarea întregii suprafețe terestre, datorită ușurimii afișării, în analiză este de preferat a fi evitată această proiecție. Acest lucru se datorează faptului că deformările suprafețelor sunt prezente și nu se respectă principiul reprezentării raster. În analiză este de preferat utilizarea unor proiecții de coordonate carteziane. Proiecția în coordonate carteziane, utilizează un sistem de coordonate carteziane cu originea (0,0), localizarea făcându-se cu ajutorul coordonatei x (abscisă) care crește spre est și a coordonatei y (ordonată) care crește spre nord, de unde și notarea lui X cu “easting” și a lui Y cu “northing” (Snyder, 1987).

Analiza spațială aplicată datelor geografice trebuie să țină cont de specificitatea proiecției în care sunt stocate acestea. Deoarece majoritatea formulelor de analiză aplicată rasterelor au la bază matematica euclidiană și consideră spațiul izotrop pe cele trei direcții x, y, z , și proiecția utilizată pentru rastere trebuie să fie una de coordonate carteziane și nu geografică, atât atunci când se lucrează cu modele numerice ale suprafeței terenului globale, cât și cu cele care acoperă areale mici. Acest considerent intră în contradicție cu ideea că până la derivarea variabilelor geomorfometrice sursele primare de altitudine nu trebuie procesate, pentru micșorarea erorilor, când utilizăm surse globale de altitudine (ETOPO5, GTOPO, SRTM30), deoarece acestea au ca proiecție primară proiecția echidistantă cilindrică, și ar trebui transformate în coordonate carteziane. Nici considerentul că pentru suprafețe mici se pot utiliza proiecții geografice (Hengl și Evans, 2009), deoarece curbura suprafeței terestre nu afectează arealele spațiale restrânse, nu credem că este valabil, deoarece în aceste proiecții pixelul este dreptunghiular, și nu pătrat, nerespectându-se izotropia.

Pentru a se rezolva problema modelelor numerice ale suprafeței terenului în proiecții geografice se pot imagina mai multe soluții. Prima ar fi transformarea acestora în proiecții rectangulare. În acest caz nu se mai respectă principiul netransformării datelor, cu posibile efecte în precizia analizei. Din aceste punct de vedere trebuie studiat efectul transformărilor din coordonate geografice în coordonate rectangulare asupra formei suprafeței terestre, reprezentată de modelele numerice folosite (a se vedea 3.4.1.1). Geometria celor două rastere se va schimba, dar cel mai important este de analizat, influența asupra altitudinii.

A doua ar fi derivarea unor formule de calcul pentru a obține variabilele geomorfometrice din ferestre non-rectangulare și pixeli non-pătrați. În acest caz nu se respectă principiul izotropiei spațiului, dar de cele mai multe ori considerente de ordin practic impun această situație (procesarea unor modele numerice ale terenului la nivel global, sau pe areale în care nu există proiecții locale care să acopere întreaga arie de lucru, iar segmentarea acestor arii conform zonelor UTM ar implica un volum de lucru mare). Acest tip de formule au fost derivate de către (Florinsky, 1998) pentru procesarea unor areale de dimensiuni sub-continentale, și în cazul unor rastere trapezoidale. Onorati ș.a. (1992) și Zhang ș.a. (1999), pentru a procesa rastere dreptunghiulare în proiecții geografice, utilizează formule de calcul a lățimii și lungimii pixelului funcție de latitudine. Florinsky (1998) aduce o serie de argumente în sprijinul

utilizării formulelor pentru calculul în cadrul unor ferestre trapezoidale:

- pentru păstrarea principiului izotropiei, aria de studiu este limitată la lățimi de 450 – 225 km, în proiecții geografice;
- dacă aria de studiu intră în cazul proiecției UTM pe mai multe zone, apar probleme de manipulare, deoarece datele nu se vor putea procesa și afișa în aceeași instanță.

O variantă simplificată presupune utilizarea unui factor de scară în calculul variabilelor geomorfometrice, care atunci când este diferit de 1, ia în considerare faptul că pe axa y (longitudinea) are loc deformarea pixelului către forma dreptunghiulară.

Apare deci nevoia definirii unui mod de stocare a datelor altitudinale globale, care să permită și o analiză corectă și fundamentată. Există o serie de modele create în acest scop (Dutton, 1999), dar nici unul nu a fost implementat în aplicațiile SIG utilizate frecvent.

3.1.4 Modelele matematice utilizate în reprezentarea altitudinii terestre

Măsurarea și reprezentarea altitudinii suprafeței terestre se realizează în cadrul unui sistem de coordonate carteziene, funcție de coordonatele x , y și z . În cadrul acestui sistem, altitudinea poate fi conceptualizată și prelucrată matematic și geometric, pentru reprezentare digitală sau pentru procesare geomorfometrică, în mai multe moduri.

Altitudinea z poate fi modelată ca o **funcție** (Hengl și Evans, 2009): $z = f(x, y)$. Acest model matematic stă la baza reprezentării topografice a altitudinii sub forma curbelor de nivel și la baza interpolării modelelor numerice ale terenului, din acestea.

Altitudinea z poate fi modelată prin prisma *teoriei câmpurilor*, ca **vector** (Krcho, 1973; Ritter, 1987; Jordan, 2007). Din punctul de vedere al analizei vectoriale, există două tipuri de cantități, scalarii și vectorii (Gibbs și Wilson, 1901). Scalarii sunt cantități care au magnitudine, dar nu au direcție (Gibbs și Wilson, 1901), de exemplu masa, densitatea, temperatura, lungimea sau volumul unui corp. În schimb, vectorii sunt cantități care prezintă atât magnitudine, cât și direcție, de exemplu forța, viteza sau accelerația unui corp. În același timp însă, și în cazul vectorilor se poate defini și o dimensiune (distanță respectiv), cazul tipic al forței.

Suprafața terestră din punct de vedere al formei sale poate fi descrisă cantitativ atât prin scalarii, cât și prin vectorii (Jordan, 2007). Suprafața, volumul, altitudinea și statistica acestora sau gradientul (Δh) reprezintă cantități scalare, având doar magnitudine. Panta în schimb este definită atât de o magnitudine (gradientul), cât și de o direcție (expoziție). Vectorii complecși pot fi considerați direcția scurgerii și lungimea scurgerii, dacă în exprimarea lor se consideră și forța gravitației cantitativ. Spre exemplu, direcția de curgere a apei este un vector cu magnitudine, o direcție și o distanță de aplicare a forței.

Altitudinea z poate fi modelată de asemenea și ca **semnal** bidimensional, dezvoltat pe două direcții x și y , astfel încât ea devine tot o suprafață (Chorley și Haggett, 1965; Evans, 1979a; McBratney, 1998). În această direcție, seriile Fourier, seriile Taylor și teoria „wavelet” sunt utilizate la considerarea suprafeței terestre drept o sumă de sinusoidale, pe direcțiile x și y , cu frecvențe diferite. Suprafața terestră nu este o undă sinusoidală continuă, regulată („wave”), ci mai degrabă o undă neregulată („wavelet”), localizată în timp și nu în frecvență, ca sumă a unor unde neregulate (Soman și Ramachandran, 2004).

3.1.5 Fractalitatea suprafeței terestre

Fractalii (*fractal* este derivat din adjectivul latin, *fractus* derivat la rândul său din verbul *frangere* = a rupe în fragmente neregulate) sunt forme geometrice derivate de către Mandelbrot (1983) pentru a descrie geometria neregulată, ne-euclidiană a naturii. Fractalii au forme regulate și neregulate descrise, controlate statistic, identice la toate scările (invariante față de scară, proprietate numită scalare), iar dacă invarianța se aplică și similarității geometrice, sunt și identic-similari. Seturile fractale pot fi curbe, suprafețe, rețele sau elemente dispartate, formate din fractali.

Spațiul euclidian presupune existența dimensiunilor identice (seturi concordante dimensional), pe când seturile fractale presupun dimensiuni diferite (seturi discordante dimensional). Dimensiunea este un număr întreg atribuit oricărui set din spațiul euclidian. Pentru a defini dimensiunea, este nevoie de plane

de referință: din acest punct de vedere, o curbă are dimensiunea 1 (definită de un plan), o suprafață are dimensiunea 2 (definită de două plane), iar spațiul are dimensiunea 3 (definit de trei plane). Dimensiunea topologică (D_T) presupune lipsa invarianței și prezența orientării, și este un număr întreg, iar dimensiunea Hausdorff-Besicovitch (DF), numită și dimensiune fractală, este o fracție, putând fi decimală și mai mare decât cea topologică. Un fractal este un set care respectă relația $DF \geq D_T$, iar numai fractalii au DF număr decimal (putând fi și întreg). Demonstrația existenței dimensiunii fractale pleacă de la exemplul măsurătorii unui țărm sau a unei granițe. Măsurarea presupune utilizarea unei unități de lungime standardizate ε , lungimea prin măsurare folosind această unitate ca pas de eșantionare, fiind:

$$L(\varepsilon) \sim F \times \varepsilon^{1-DF}, \quad (3.1.1)$$

unde F este numărul de intervale de lungime ε , iar DF reprezintă dimensiunea utilizată la potențarea lungimii, fiind independentă de ε . Dacă $\varepsilon \rightarrow 0$ atunci și $L \rightarrow \infty$, iar pentru ca L să fie o lungime optimă, DF trebuie să fie optim. Identic-similaritatea poate fi definită ca împărțirea unui întreg în N părți componente, astfel încât toate să fie similare geometric, prin utilizarea unei rații r :

$$r = \frac{1}{\sqrt[DF]{N}}, \quad (3.1.2)$$

unde D este dimensiunea potențării (1 pentru linii, 2 pentru curbe, 3 pentru suprafețe). De aici $N = \frac{1}{r^{DF}}$ și:

$$DF = \frac{\log(N)}{\log(\frac{1}{r})}. \quad (3.1.3)$$

Dintr-o perspectivă geografică (Goodchild și Mark, 1987):

$$DF = \frac{\log(\frac{n_1}{n_2})}{\log(\frac{s_1}{s_2})}, \quad (3.1.4)$$

unde s_1 și s_2 reprezintă lungimea segmentelor standardizate utilizate la măsurarea lungimii unei linii, $s_1 \geq s_2$, iar n_1 și n_2 sunt numărul de segmente obținute prin măsurarea curbelor L_1 și L_2 , $L_1 = n_1 \times s_1$ și $L_2 = n_2 \times s_2$.

Dacă o linie are dimensiunea fractală 1, o curbă va avea dimensiunea fractală între 1 și 2, 2 fiind dimensiunea unui plan (suprafață plană), o suprafață curbă va avea dimensiunea între 2 și 3, 3 fiind dimensiunea unui cub, iar suprafețele fractale tridimensionale vor avea dimensiuni mai mari de 3. Cu cât dimensiunea fractală se va depărta de valoarea standard a dimensiunii topologice, cu atât acea formă geometrică este mai neregulată.

Goodchild și Mark (1987) folosesc grafice în care afișează pe scară logaritmică dimensiunea DF pentru diverse mărimi ale pasului de eșantionare. Cu cât linia de grafic va fi mai dreaptă, cu atât este mai regulată forma geometrică analizată. Pentru a fi fractală, suprafața terestră, interpretată ca o curbă sau ca suprafață, trebuie să aibă DF constant. Acest lucru nu este valabil (Goodchild și Mark, 1987), valorile lui DF variind pe areale omogene, astfel încât dimensiunea fractală poate fi interpretată ca variabilă geomorfometrică.

3.1.6 Modelele digitale utilizate în reprezentarea altitudinii terestre

3.1.6.1 Modelul raster

Modelul de reprezentare raster este utilizat în știința computerelor și “GISscience” pentru a reprezenta omogen câmpuri. Pentru discretizarea valorilor câmpului, se utilizează o rețea rectangulară, ce delimitează pătrate/dreptunghiuri, a căror suprafață se consideră a fi definită de valoarea discretizată. Este bine să se facă distincția de un alt tip de discretizare, utilizat în special în vizualizările perspective, și anume discretizarea valorilor în nodurile rețelei rectangulare.

În literatura de procesare a imaginilor, mai ales din punctul de vedere al aplicării filtrelor (Acharya și Ray, 2005), pixelii de margine nu mai întrunesc condițiile minime de vecinătate, având doar 6 vecini, de aceea se pune problema abordării situației lor. În acest sens au fost identificate trei situații posibile de tratare a problemei, una dintre ele fiind implementată curent în programele SIG (variantea doi):

- ignorarea acestor pixeli în imaginea finală, și utilizarea lor doar pentru calcul, obținându-se o imagine de mărimea $(rânduri - 1) \times (coloane - 1)$;
- folosirea pixelilor de margine în calcul, și includerea lor în imaginea finală;
- considerarea imaginii ca ciclic închisă, ultimul rând și ultima coloană fiind adiacente primului rând și primei coloane.

Pentru a rezolva această problemă mulți cercetători utilizează areale mai mari decât arealul luat în studiu, utilizând în final doar arealul luat în studiu. Acest aspect poate părea simplist pentru filtre obișnuite în ferestre de 3×3 , dar este o problemă serioasă atunci când se utilizează filtre mai mari, pentru probleme de scări multiple sau când se utilizează variabile compuse, a căror valoare depinde de alte arii de pixeli (aria de drenaj). Nu este însă de desconsiderat și mărimea imaginii pentru timpul procesării, de aceea când se utilizează filtre, este de ajuns o zonă de proximitate cel puțin egală cu mărimea ferestrei, pentru a se putea procesa pixelii de margine ai zonei de interes. Pentru a nu dubla și mărimea stocării datelor, nu este nevoie de două rastere, unul pentru zona de studiu și celălalt pentru o arie de proximitate, ci se pot utiliza măști, rastere binare, obținute din vectorul utilizat pentru extragerea zonei proxime, în care zona de procesat are valoarea pixelilor 1, iar zona care nu intră în studiu are valoarea pixelilor 0.

3.1.6.2 Modelul vector

Modelul de reprezentare vector se bazează pe discretizarea realității geografice în primitive grafice (punct, linie/poli-linie, poligon). Aceste primitive grafice au o structură ierarhică, putându-se realiza conversia între ele, baza stocării digitale fiind reprezentată de punct de coordonate x, y, z . Aceste puncte pot fi conectate prin segmente, care prin interconectare dau poli-linii. O poli-linie închisă topologic devine poligon. Reprezentarea informației clasic regăsită pe o hartă topografică sau culeasă din teren cu ajutorul stației totale sau a unui GPS se bazează pe acest mod de reprezentare. Cotele altitudinale sunt puncte de coordonate x, y, z , curbilor de nivel sunt poli-linii și poligoane care unesc punctele de aceeași altitudine z . Funcție de relațiile topologice care se pot stabili între punctele de coordonate x, y, z definim în continuare principalele moduri de stocare în format vector a altitudinilor suprafeței terestre.

3.1.6.2.1 Modelul curbilor de nivel („contours”) Având informații x, y, z pentru fiecare punct al unor intersecții de plane paralele și echidistante cu suprafața terestră (prin unirea cărora se obțin curbele de nivel), o reprezentare vector a curbilor de nivel ca poli-linii și poligoane, poate fi estinsă pentru a interpola între aceste curbe de nivel, cu ajutorul curbilor de nivel intermediare, a cotelor altitudinale, a rețelei hidrografice și a rețelei de suport topologic (Moore și Grayson, 1991; Wilson și Gallant, 2000a; Zhilin ș.a., 2005). Acest tip de reprezentare are la ora actuală o răspândire mult mai restrânsă decât celelalte modele de reprezentare, deși o serie din caracteristicile sale o fac atractivă.

3.1.6.2.2 Modelul rețelei triangulare neregulate (Triangulated Irregular Network - TIN) Având un set de puncte de coordonate x, y, z la distanțe ne-egale, numite vertecși, pentru a interpola altitudinea între acestea, se poate defini o rețea de segmente, numite margini, care să unească aceste puncte, după un set de criterii topologice, astfel încât oricare trei puncte vecine să reprezinte colțurile unor triunghiuri (Burrough, 1987; Zhilin ș.a., 2005). Acest model este unul dintre cele mai flexibile ca mod de obținere din date punctuale x, y, z , modelarea unor situații topografice complexe (tunele, poduri) fiind posibilă.

3.2 Sursele de altitudine pentru crearea modelelor numerice ale suprafeței terenului

3.2.1 Stereorestituția fotogrammetrică

Stereorestituția fotogrammetrică se bazează pe principiul viziunii stereoscopice (Linder, 2006). Viziunea stereoscopică permite estimarea coordonatelor x, y, z ale unui punct de pe suprafața terestră, fotografiat (cu o cameră a cărei geometrie este cunoscută) din cel puțin două poziții ale căror coordonate sunt cunoscute. Punctul aflat pe suprafața terestră trebuie reperat pe ambele aerofotograme. Relațiile geometrice stabilite între geometria camerei fotografice, a punctului de pe suprafața terestră și a poziției aparatului de zbor (aerotriangulația), permit ortorectificarea aerofotogramelor și transformarea lor în imagini ortorectificate. În procesul de stereorestituție aerofotogrammetrică digitală se produc următoarele date de ieșire (Falkner și Morgan, 2002; Linder, 2006):

- imagini ortorectificate care ulterior pot fi filtrate și mozaicate;
- MNAȘT din care pot fi obținute curbe de nivel, obținute pe baza îndesirii rețelei de puncte utilizate pentru reperaj.

3.2.1.1 Curbele de nivel

În fotogrammetria clasică (Weibrecht, 1975; Ghosh, 1979; Kraus, 1981) datele de ieșire ale stereorestituției erau reprezentate de curbele de nivel și de diverse strate tematice, asta deoarece instrumentele utilizate erau de natură analogă, iar imagini ortorectificate era de natură optică, fiind interpretată de operator pentru a produce datele menționate. Pe baza informațiilor extrase de pe imagini ortorectificate se compilau hărțile topografice. Erez (1960) menționează că în general operatorul generalizează într-o oarecare măsură poziția exactă a curbelor de nivel, iar Richardus (1973) extinde teoriile precedente privind precizia curbelor de nivel, imaginând eroarea acestora ca un tub în care se află curba de nivel actuală..

Ghosh (1987) exemplifică standardele generale de acuratețe a curbelor de nivel, și anume ca 90% din datele supuse analizei erorilor să aibă erori sub jumătate din echidistanță. Pentru echidistanța de 5 m care ar fi echivalentă unei scări 1:10 000, eroarea ar fi de $\pm 0,7$ m, iar pentru echidistanța de 10 m, echivalentă unei scări 1:25 000, eroarea ar fi de $\pm 1,0$ m. Din aceste punct de vedere, conform aceluiași autor și lui Richardus (1973), deoarece de exemplu pentru hărțile românești 1:5 000 și 1:25 000, echidistanța se dublează în zonele montane, față de zonele de deal și podiș (echidistanța normală variază de la 10/5 la 5/2,5 m), curbele de nivel din zonele de deal și podiș au acuratețe mai mare decât cele din zona de munte. Pentru curbele de nivel din zona de câmpie, teoretic înjumătățirea echidistanței prin utilizarea curbelor de nivel ajutătoare, dă o acuratețe sporită față de zona de deal și podiș.

Hengl și Evans (2009) consideră că după 20 de ani, materialele topografice devin depășite în privința reprezentării reliefului, unele elemente de topografie putând intra în această categorie chiar mai devreme (elementele dinamice cum ar fi relieful fluvial).

3.2.1.2 MNAȘT obținute prin stereorestituție

Imaginile satelitare de spectru vizibil obținute în cuplu stereografic pot fi utilizate pe același principiu prezentat mai sus pentru a deriva date de altitudine, pornind de la puncte reperate și un model geometric stereoscopic. Imaginile satelitare SPOT și ASTER sunt utilizate în mod curent pentru obținerea de MNAȘT.

Modelul numeric ASTER-GDEM este disponibil la nivel global, pentru suprafața uscatului, cu o rezoluție de 30 m, fiind obținut prin stereorestituția imaginilor ASTER (Abrams, Hooks, și Ramachandran, Abrams ș.a.) cu o rezoluție de 15 m.

Acuratețea MNAȘT fotogrammetrică depinde de (Torlegard ș.a., 1986):

- tipul terenului;
- densitatea punctelor de măsurare;
- metoda de interpolare;

- rezoluția MNAȘT;
- precizia operatorului și instrumentului;
- locația și acuratețea punctelor de control;
- calitatea imaginilor;
- înălțimea de zbor.

3.2.2 Imaginile RADAR

Imaginile satelitare RADAR sunt obținute prin scanarea suprafeței terestre cu o antenă receptoare de unde radar, cu dispoziție laterală față de aparatul care se deplasează deasupra suprafeței terestre (Oliver și Qegan, 2004). Mărimea antenei este în concordanță cu frecvența undelor, lățimea de undă și arealul acoperit pe suprafața terestră, lansarea și achiziția semnalelor făcându-se la intervale mici de timp, pentru a se permite suprapunerea achiziției. Distanța până la suprafața terestră se estimează din diferența de timp și de fază a două imagini succesive.

SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) este un produs RADAR de tip SAR (Synthetic Aperture Radar), disponibil pentru suprafața de uscat dintre 60° N și 60° S, la o rezoluție de 30 m. Postprocesarea imaginilor achiziționate în decursul unei săptămâni în februarie 2000, a durat până în 2004, când trei tipuri de produse au fost distribuite publicului. SRTM1 este versiunea procesată cu rezoluție de 30 m, disponibilă gratuit doar pentru teritoriul SUA. SRTM3 reprezintă fie o mediere a 3×3 pixeli SRTM1, fie pixelul central al unei ferestre 3×3 SRTM1, fiind disponibilă gratuit pentru întregul teritoriu cu date SRTM. SRTM30 este o reșapare a datelor SRTM1 la o rezoluție de ~ 1 km.

3.2.3 LIDAR

LIDAR (Light Detection and Ranging) este o tehnologie care utilizează pulsurile laser pentru a determina distanțele până la suprafețele vizate. Se obțin modele numerice ale suprafeței terestre de înaltă rezoluție, din care prin procesare, se poate obține altitudinea suprafeței terestre, și volumul vegetației sau al construcțiilor.

3.2.4 Scanerile terestre laser

Principiul de măsurare este asemănător tehnicii LIDAR, doar că senzorul nu se află în mișcare, iar suprafața acoperită este mai redusă, dar și rezoluția este mai mare. Procesarea rezultatelor, necesită printre altele eliminarea vegetației, rezultatul putând fi utilizat la analiza morfologiei și dinamicii malurilor, spre exemplu.

3.3 Crearea modelelor numerice ale altitudinii suprafeței terenului

3.3.1 Scara și rezoluția modelelor numerice ale altitudinii suprafeței terenului

Noțiunea de scară a căpătat mai multe înțelesuri. În sens pur cartografic și matematic, scara reprezintă raportul de proporție utilizat la micșorarea detaliilor suprafeței terestre pentru reprezentarea pe hărți. Dacă ne gândim la cantitatea de detalii reprezentabile pe hărți, aerofotograme sau imagini satelitare, scara capătă sensul de rezoluție spațială, indicând dimensiunea pixelului sau dimensiunea celui mai mic obiect reprezentabil pe hartă/aerofotogramă/imagini satelitare (Longley ș.a., 2005).

Teoria probării spune că pentru a reprezenta toate detaliile unui câmp spațial este necesară o rată de probare măcar de două ori mai mare decât cea mai mare frecvență spațială din câmp (frecvența Nyquist Acharya și Ray, 2005; Hengl, 2006). Pentru a crea o reprezentare fidelă a suprafeței, probarea trebuie să fie la o rată prin care să se creeze cel puțin două probe pentru cea mai mică sinuozitate a suprafeței luată în studiu. Astfel, oricare ar fi rata de probare, cea mai mare frecvență spațială care va rezulta în modelare nu va depăși jumătate din rata de probare.

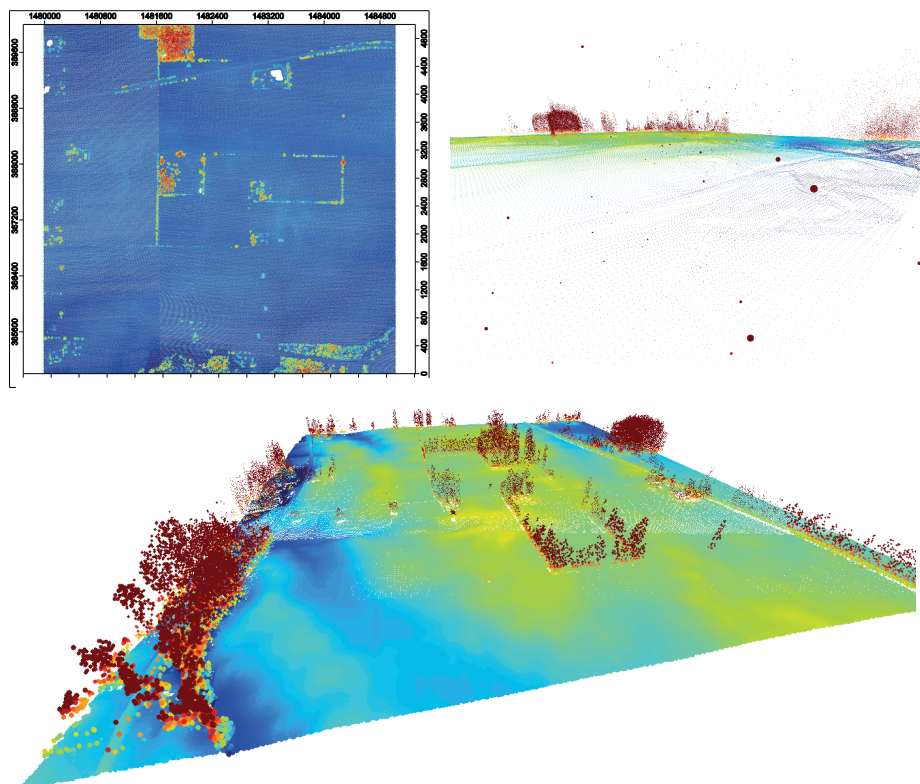


Figura 3.2.1 – Nor de puncte LIDAR (lidar.cr.usgs.gov/)

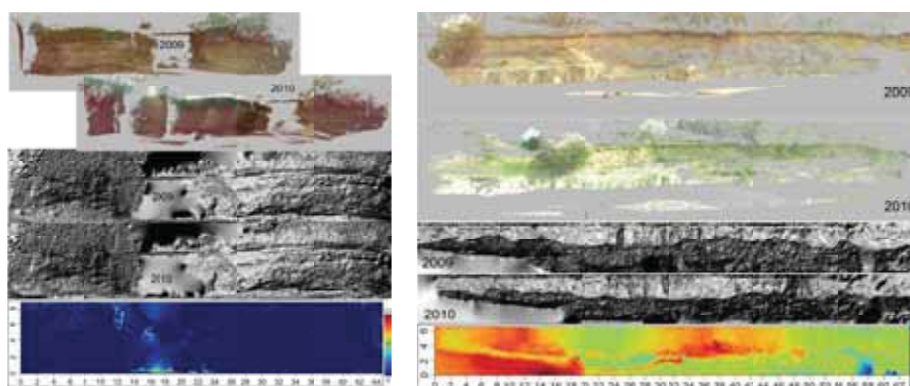


Figura 3.2.2 – Nori de puncte obținuți prin scanare terestră: malul albiei minore a râului Dofteana și Trotuș

Aceste considerente sunt foarte importante în analiza reliefului de pe modelele numerice ale altitudinii suprafeței terestre. În cazul MNAȘT obținute prin metode radiometrice rezoluția depinde de mărimea arealului de pe care se citește informația radiometrică, dar cel mai adesea aceasta este mai mică decât cea numerică. În cazul MNAȘT obținute prin stereorestituție rezoluția depinde de densitatea punctelor. În cazul MNAȘT obținute prin curbe de nivel Hengl (2006) tratează foarte pe larg subiectul, concluzia principală fiind că trebuie aleasă o cale de mijloc, între a cuprinde în doi pixeli cea mai mică distanță dintre curbele de nivel, dar care introduce erori în arealele cu distanțe mari între curbele de nivel, și generalizarea, care elimină detalii importante.

3.3.2 Metodele de interpolare a modelelor numerice ale altitudinii suprafeței terenului

În cazul utilizării ca surse de altitudine a hărților topografice, datele de altitudine sunt discrete (x, y, z) , dar conțin un model de estimare a continuității altitudinii. Acest model este dat de utilizarea izoliniilor, respectiv a curbelor de nivel. Interpolarea valorilor intermediare pornind de la modelul curbelor de nivel se realizează utilizând interpolatori matematici, altitudinea fiind interpolată ca funcție a distanțelor pe cele două axe x și y ($z = f(x, y)$). În literatură nu se specifică foarte clar o metodologie de obținere a modelelor numerice ale altitudinii suprafeței terenului prin interpolarea curbelor de nivel, fiecare utilizator alegând interpolatori pe baza unor variate aspecte (disponibilitatea interpolatorilor în aplicațiile SIG, etc.).

În continuare vom descrie cei mai utilizați interpolatori, iar mai apoi vom încerca schițarea unei metodologii care ducă la obținerea unui model numeric al altitudinii suprafeței terestre din curbe de nivel. Deși la ora actuală acest tip de sursă de date nu mai este utilizat decât în areale în care alte surse nu sunt disponibile, curbele de nivel aferente hărților topografice se pot utiliza cu succes în detecția schimbărilor geomorfologice.

3.3.2.1 Interpolarea polinomială

Utilizând polinoame de diverse ordine se pot impune suprafețe care să aproximeze cât mai bine datele de intrare, în general pe distanțe mici: lineare, pătratice, cubice, cuartice sau cvintice, în varianta simplă pe o singură direcție, sau pe ambele direcții.

Metoda celui mai apropiat vecin Utilizează cei mai apropiați doi vecini ($P_1(x_1, y_1, z_1)$ și $P_2(x_2, y_2, z_2)$), pe direcția x sau y între care se interpolează linear (Zhilin ș.a., 2005):

$$f(x, y) = a + b \times x + c \times y, \quad (3.3.1)$$

sau utilizează un singur vecin, eventual utilizează altitudinea celui mai apropiat vecin.

Metoda bilineară Utilizează cei mai apropiați patru vecini, între care se interpolează linear, dar pe ambele direcții x și y (Zhilin ș.a., 2005):

$$f(x, y) = a + b \times x + c \times y + d \times x \times y. \quad (3.3.2)$$

Metoda bicubică Utilizează un polinom cubic pe ambele direcții x și y , alegând cei mai apropiați vecini:

$$f(x, y) = \sum_{i=0}^3 \sum_{j=0}^3 a_{ij} \times x^i \times y^j. \quad (3.3.3)$$

Metoda distanței inverse ridicate la putere (IDW) Se bazează pe utilizarea celor mai apropiați N vecini z_i (cu o valoare presetată a distanței de căutare a acestor vecini d) și aplicarea unei funcții care cal-

culează valoarea nouă de altitudine ($z_n[x, y]$) ca fiind invers proporțională cu distanța ridicată la puterea p (în general 2, cazul GRASS GIS) (Shepard, 1968; Neteler și Mitasova, 2008):

$$f(x, y) = \sum_{i=1}^N \frac{w_i \times z_i}{\sum_{j=0}^N w_j}, \quad (3.3.4)$$

unde

$$w_i = \frac{1}{d(z, z_i)^p}. \quad (3.3.5)$$

Cu cât valoare p este mai mare, cu atât interpolarea se face mai bine între puncte distanțate.

3.3.2.2 Interpolarea cu ajutorul funcțiilor spline

Funcțiile spline sunt polinoame “piecewise” (care își schimbă direcția funcție de un parametru independent) care definesc cel mai bine suprafața ce trebuie să treacă printr-un set de puncte.

Metoda funcțiilor bivariante regulate spline cu tensiune (RST) (Mitášová și Mitáš, 1993; Mitasova și Hofierka, 1990; Neteler și Mitasova, 2008) Constă în însumarea unei funcții de tendință (T), cu o funcție radială de bază (R), cu formă specifică măsurii de netezime utilizate:

$$f(x, y) = T + \sum_{j=1}^N \lambda_j R(z, z^j). \quad (3.3.6)$$

Acest interpolator este considerat unul dintre cei optimi, deoarece aproximează cel mai bine o suprafață curbă care trece exact prin punctele de intrare, iar specificarea celor doi parametri, tensiunea și netezimea reglând modul în care această suprafață poate devia de la punctele de intrare. Tensiunea mare rezultă în obligarea curbei spline să se apropie de punctul de interpolare, fiind nevoie de atenție la baza versanților și la culmi, iar netezimea reglând forma la distanțe mari de punctul de interpolare. Netezirea poate fi specificată ca parametru global sau poate fi specificată ca variabilă pe areale.

Această funcție implementată în GRASS GIS ca *s.surf.rst*, include și parametri de anizotropie, cu specificarea direcției (*unghi theta*) și scării (*scalex*), în cazul în care seturile de date de altitudine au dezvoltare doar pe unele direcții (cum ar fi cazul ridicărilor batimetrice cu ajutorul sonarului).

Metoda nivelelor multiple B-spline (MBS) (Lee ș.a., 1997) Acest interpolator utilizează serii de funcții spline bicubice, aplicate în cadrul unor cadrane (Φ), pentru punctul ϕ_{ij} , la nivele spațiale din ce în ce mai reduse, care însumate dau forma finală a funcției apropiată de cea reală a suprafeței astfel (Lee ș.a., 1997):

$$f(x, y) = \sum_{k=0}^3 \sum_{l=0}^3 B_k(s) B_l(t) \phi_{(i+k)(j+l)}, \quad (3.3.7)$$

unde $i = \lfloor x \rfloor - 1$, $j = \lfloor y \rfloor - 1$, $s = x - \lfloor x \rfloor - 1$, $t = y - \lfloor y \rfloor$, iar B_k și B_l sunt funcții cubice B-spline definite ca:

$$B_0(t) = \frac{(1-t)^3}{6}, \quad (3.3.8)$$

$$B_1(t) = \frac{(3t^3 - 6t^2 + 4)}{6}, \quad (3.3.9)$$

$$B_2(t) = \frac{(-3t^3 + 3t^2 + 3t + 1)}{6}, \quad (3.3.10)$$

$$B_3(t) = \frac{t^3}{6}, \quad (3.3.11)$$

$$0 \leq t < 1. \quad (3.3.12)$$

Funcțiile cubice B-spline sunt utilizate la proporționalizarea controlului fiecărui punct de control pe baza distanței față de punctul de interpolare.

Implementarea din SAGA GIS utilizează maximum 14 nivele de interpolare, astfel încât la nivelul maxim 14, se va obține cea mai bună rezoluție, pe când spre nivelul 11 suprafața va fi netezită din ce mai mult.

Metoda thin plate spline (TPS) (Donato și Belongie, 2002) Acest interpolator impune cu ajutorul funcțiilor spline (fiind generalizarea 2D a “cubic splines”) o suprafață de tip constrâns, care onorează punctele (x,y) prin minimizarea energiei de curbare, sub forma (Donato și Belongie, 2002):

$$f(x,y) = a_1 + a_x x + a_y y + \sum_{i=1}^p w_i U(\| (x_i, y_i) - (x, y) \|), \quad (3.3.13)$$

unde w și a sunt ponderatori.

Pentru rezolvarea funcției se utilizează și parametrul de regularizare care controlează modul în care se onorează punctele de intrare, la valori 0, interpolatorul fiind exact, pe când la valori de 1 el este flexibil la maximum. În SAGA GIS sunt implementate o serie de variante ale acestui interpolator, funcție de vecinătatea de aplicare a funcției de interpolare.

3.3.2.3 Interpolarea de tip kriging

Kriging-ul se poate utiliza ca metodă de interpolare a curbelor de nivel, mai ales în cazul modelelor cu erori introduse de metoda de achiziție, sau chiar a contopirii mai multor surse de altitudine. Deși este apropiat de metodele spline, fundamentarea acestuia este statistică, astfel că se poate estima și o formă a erorii, prin calculul deviației standard, iar în plus utilizarea simulărilor condiționale, poate fi utilizată la micșorarea nesiguranței (Reuter ș.a., 2009). Mărirea ariei de calcul a variogramei poate fi utilizată în netezirea, sau din contră mărirea rugozității MNAST-ului interpolat. Astfel, variația amplitudinii variogramei și a numărului de puncte utilizate la interpolare, poate controla rugozitatea suprafeței obținute.

Mai multe detalii despre kriging sunt disponibile în secțiunea 6.3.2.3, unde krigingul este prezentat ca metodă geostatistică.

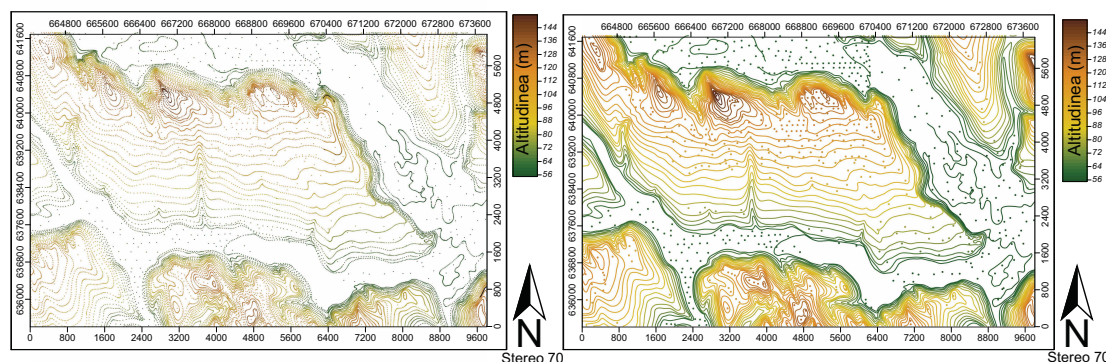


Figura 3.3.1 – Arealul Sârca - Podu Iloaiei. Curbele de nivel extrase de pe hărți 1:25 000 (echidistanță normală de 5 m) și cotele extrase de pe hărți 1:5 000: stânga vertecșii curbelor+cote, dreapta varianta linii curbe+cote

3.3.2.4 Construcția TIN-urilor

Formatul vector de tip TIN se obține din date punctuale, de coordonate x, y, z , prin analiza vecinătății fiecărui punct și calculul triangulației Delaunay. Triangulația Delaunay se realizează prin unirea punctelor cu liniilor, numite margini, astfel încât să se obțină triunghiuri. Construcția triunghiurilor se face în așa fel încât acestea să fie duale diagramelor Voronoi (poligoane care circumscriu echidistant punctele) (Dey, 2007). Există variate metode de alegere a configurației triunghiurilor (Zhilin ș.a., 2005).

Crearea TIN-urilor este considerată mai robustă decât interpolarea, deoarece elimină foarte multe probleme care pot apărea în urma interpolării. În același timp se pot modela mult mai bine detalii și situații topografice nereprezentabile pe MNAȘT în format raster. Conversia TIN-urilor în rastere rezolvă și necesitatea de izotropie, TIN-urile fiind anizotrope. Din această cauză, rezoluția TIN-ului variază funcție de densitatea punctelor de altitudine.

Alt avantaj în crearea TIN-urilor este posibilitatea de utilizare a liniilor de inflexiune, pentru a detalia triangulația, acolo unde densitatea punctelor este mică. Liniile de inflexiune, utilizate împreună cu triangulația curbilor de nivel pot genera MNAȘT foarte fidele.

Deși intens utilizat în măsurătorile terestre și afișare, formatul TIN de reprezentare a MNAȘT-urilor nu a reușit să se impună la nivelul analizei și modelării în științele Pământului.

3.3.3 Metodologii de creare a modelelor numerice ale altitudinii suprafeței terenului

Modelul de reprezentare a reliefului pe hărțile topografice necesită o serie de operațiuni pentru crearea unui model numeric al altitudinii suprafeței terestre. Aceste operațiuni se pot grupa în trei seturi:

- operațiuni de îndesire a informațiilor de altitudine;
- operațiuni de interpolare;
- operațiuni de preprocesare.

3.3.3.1 Operațiunile de îndesire a informațiilor de altitudine

Modelul curbilor de nivel nu asigură caracterizarea completă a suprafeței terestre. Cele mai mari probleme din acest punct de vedere apar în zonele de altitudine maximă, respectiv minimă, și zonele în care densitatea punctelor nu este mare, și care nu vor putea fi descrise de interpolator (albiile majore). Extrapolarea rețelei hidrografice și a vârfurilor/culmilor (Shmutter, 1989) se poate realiza prin operațiuni de calcul geometric: extragerea scheletului exterior, respectiv interior unui poligon (Thibault și Gold, 2000; Zhilin ș.a., 2005) sau extracția centroidul unui poligon. Extrapolarea curbilor de nivel intermediare (Carara ș.a., 1997; Goncalves ș.a., 1999; Hengl ș.a., 2004) se poate realiza prin funcții de tip proximitate sau prin calculul poligoanelor Thiessen (diagrame Voronoi) (Dey, 2007; Thibault și Gold, 2000) pe baza punctelor vertex ale curbilor de nivel (eventual îndesite). Atribuirea altitudinilor se poate realiza prin utilizarea informațiilor date de cercurile circumscrie poligoanelor Thiessen (Thibault și Gold, 2000). Extracția automată a vâilor elementare date de inflexiunea curbilor de nivel se poate realiza tot pe baza triangulațiilor Delaunay (Ai, 2007). Hutchinson (1989) și Hutchinson ș.a. (2011) au elaborat o metodologie care în considerare impunerea rețelei hidrografice și lacurilor (ANUDEM), implementată în aplicația ArcGIS.

Extrapolarea detaliilor antropice este foarte utilă pentru obținerea unor modele care vor fi utilizate în simulări hidrologice. În Fig. 3.3.4 este reprezentat cazul informațiilor altitudinale aferente zonei orașului Podu Iloaiei, și extrase de pe hărțile topografice 1:25 000, ediția a II-a (1983-1985). Se observă că pe lângă curbele de nivel și cotele altitudinale, există o gamă largă de informații privind relieful, sub forma unor semne convenționale, cărora li se poate asocia o altitudine (literele de culoare roșie) raportată la suprafața terenului zonei.

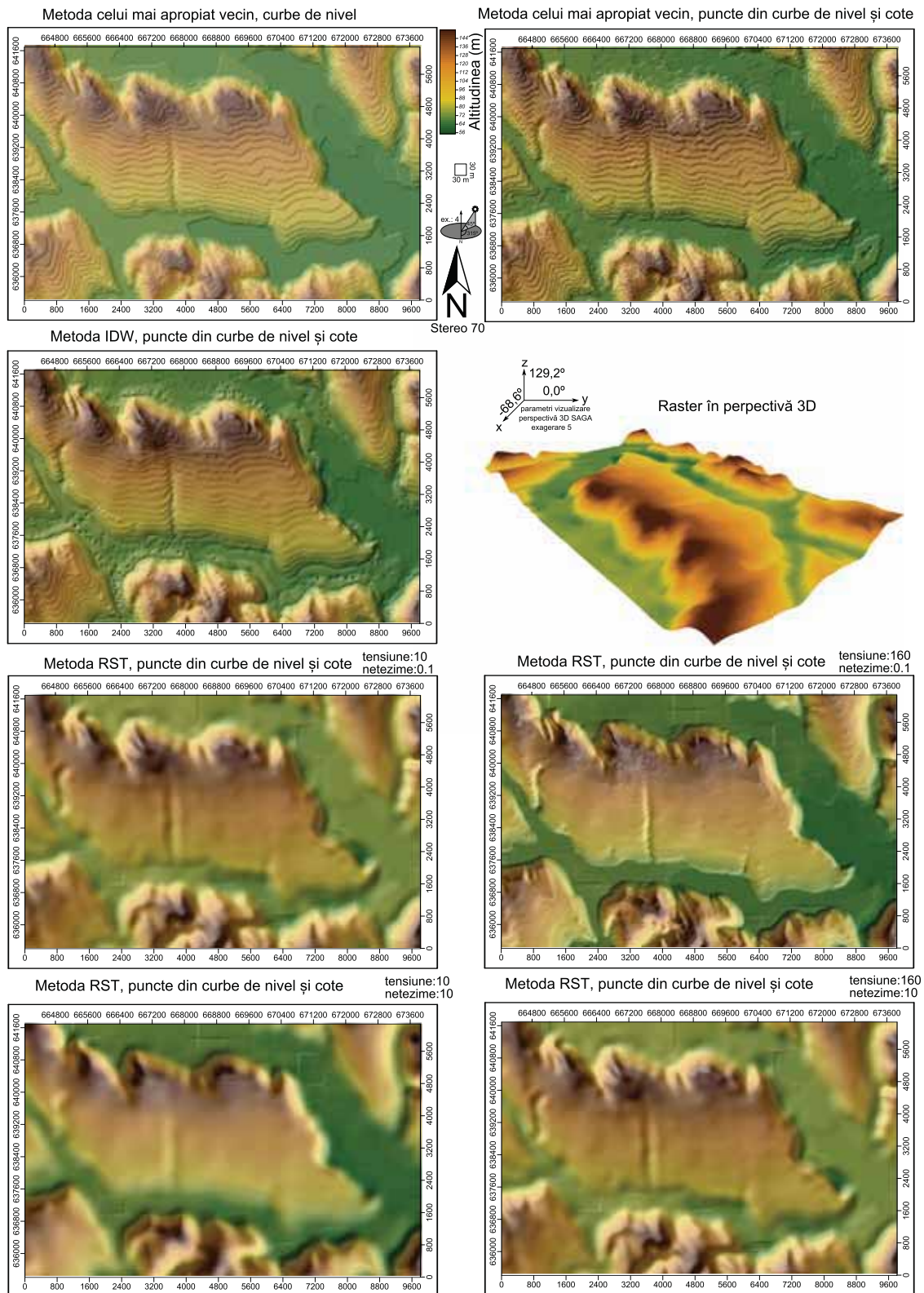


Figura 3.3.2 – Interpolarea unui MNAȘT pentru arealul Sârca - Podu-Iloaiei prin diferite metode (rezoluție de 30 m)

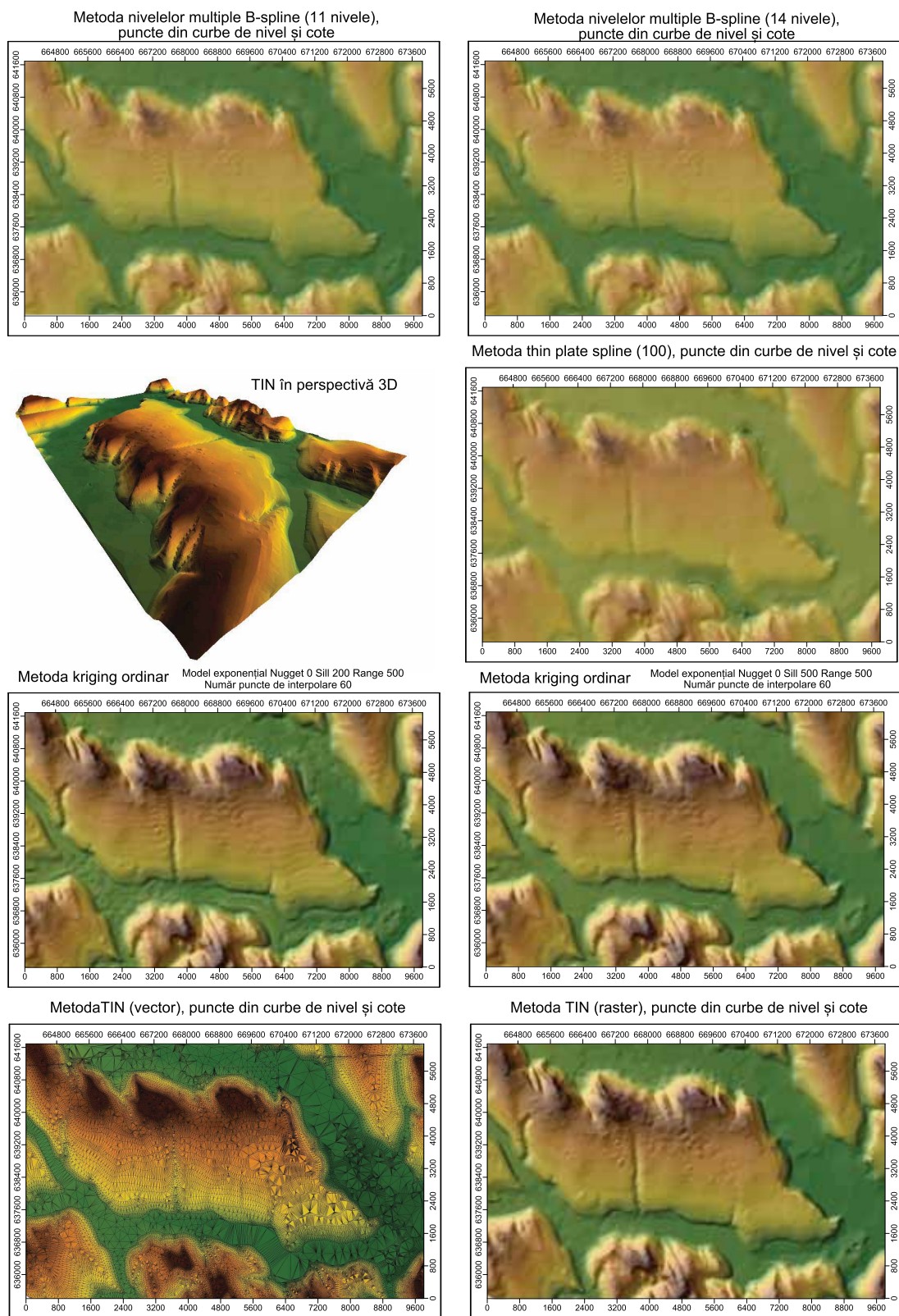


Figura 3.3.3 – Interpolarea unui MNAȘT din curbe de nivel pentru arealul Sârca - Podu-Iloaiei prin diferite metode (continuare)

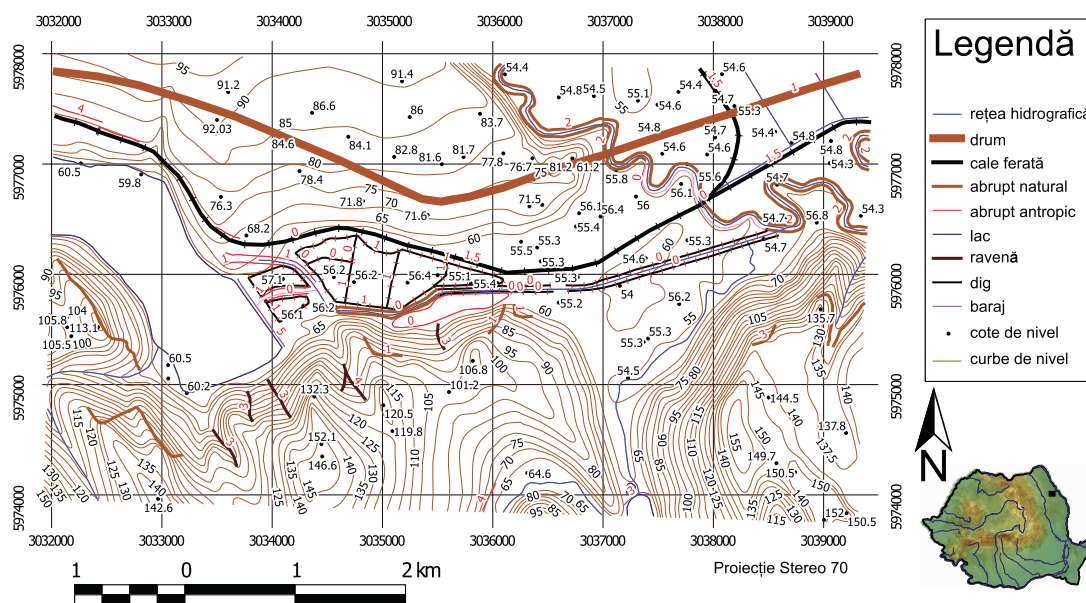


Figura 3.3.4 – Date de altitudine din arealul Podu Iloaiei

Înălțimile și culmile Curbele de nivel închise indică prezența unui vârf, respectiv a unei culmi. Dacă aferență înălțimii maxime a vârfului sau culmii, nu există o cotă de altitudine, atunci forma respectivelor obiecte geomorfometrice trebuie modelată. În cazul vârfurilor, prezente în modelul de reprezentare al curbilor de nivel sub forma unor elipse, se poate genera punctul central căruia să i se atribue o altitudine egală cu jumătate din echidistanța curbilor de nivel mai mare decât curba de nivel care îl închide. Pentru curbele de nivel de culme, cu forme ovale, calculul poligoanelor Thiessen poate fi utilizat la extragerea scheletului aferent acestor forme geometrice, iar acestuia i se atribue valori de altitudine pornind de la jumătate din echidistanță, până la valori apropiate de curba de culme. Dacă pe o curbă de nivel de culme, de formă ovală apar cote, poligoanele Thiessen vor genera o curbă de nivel ajutătoare în jurul cotelor respective, pentru care trebuie determinată altitudinea.

Albiile majore și minore Modelarea albiilor minore pe modelul numeric al altitudinii suprafeței terenului este fundamentală, în special dacă acesta este utilizat în modelări hidrologice. În orice albie majoră, modelarea albiei minore și a malurilor acesteia ajută la constrângerea suprafeței interpolate, deoarece în albiile majore, densitatea curbilor de nivel este redusă. Funcție de rezoluția orizontală a modelului numeric și de informațiile conținute de harta topografică, albia minoră și malurile pot fi incluse din start în interpolare, sau pot fi impuse ulterior. Acolo unde nu există detalii ale rețelei hidrografice, se poate extrage firul văii din poligoanele Thiessen.

Versanții Versanții nu pun probleme în general la interpolare deoarece în cadrul acestora curbele de nivel au densități mari, dar poate apărea nevoia de îndesire a informațiilor altitudinale, dacă apar zone plane (terase) sau morfologii de tip alunecare în cadrul acestora. Îndesirea curbilor pe versanți se poate face prin calculul poligoanelor Thiessen din vertecșii curbilor de nivel, adăugându-se scheletizarea culmilor secundare și curbe de nivel ajutătoare la nivelul monticulilor.

Baza versanților Modelarea corectă a bazei versanților este cea mai mare problemă a modelului curbilor de nivel. Funcție de echidistanță și de metoda de interpolare, concavitatea bazei versantului poate fi surprinsă cu o acuratețe mai mare sau mai mică. În cazul utilizării interpolatorilor de tip spline pot apărea erori de tip “undershoot”, unde această concavitate se află sub nivelul albiei majore simulând un canal de scurgere (la tensiuni mari), sau “overshoot”, unde concavitatea nu este prezentă (la tensiuni mici).

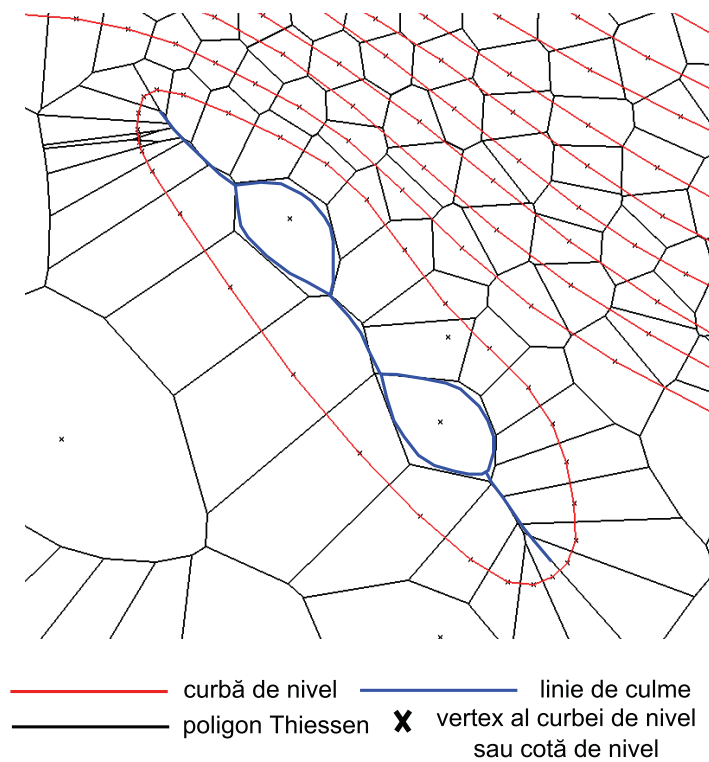


Figura 3.3.5 – Modelarea scheletului unei culmi

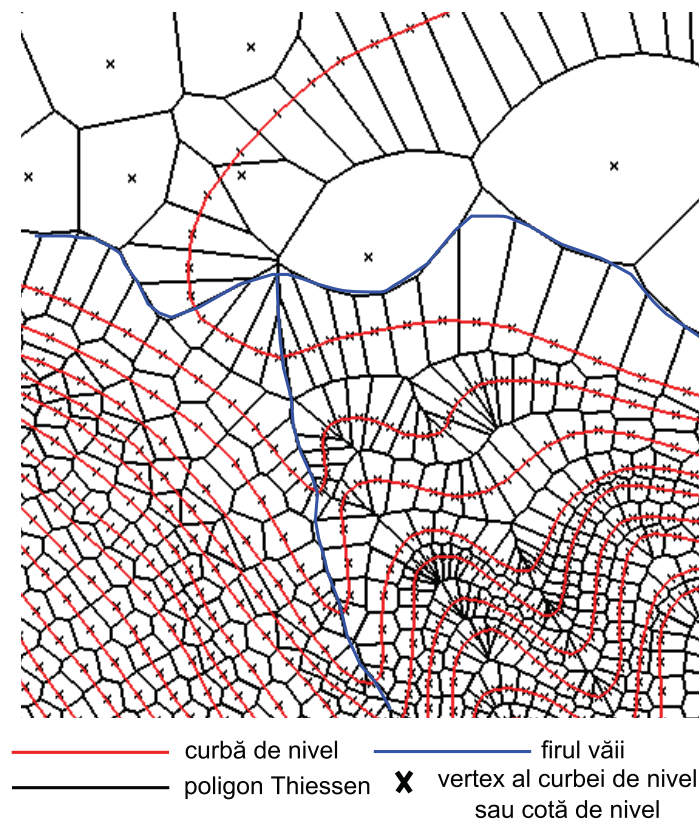


Figura 3.3.6 – Modelarea firului văii

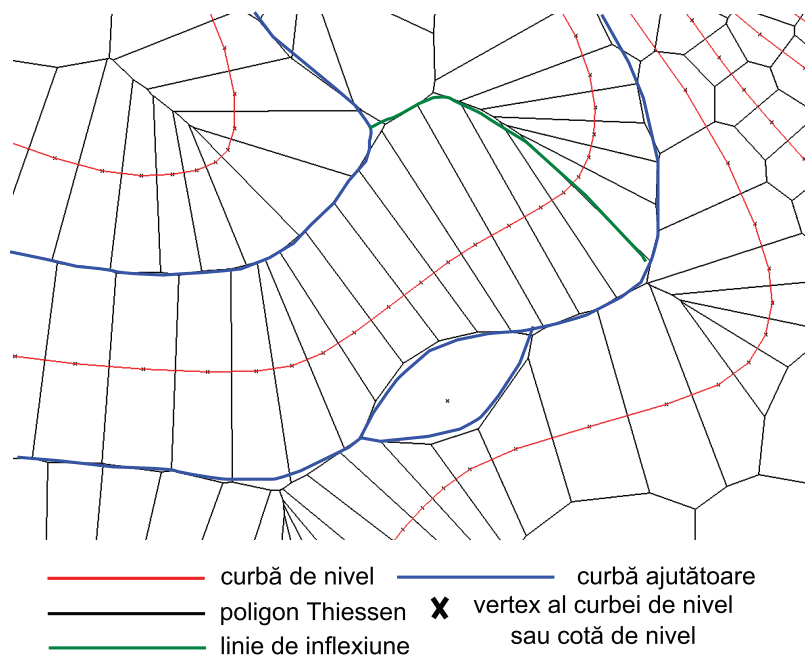


Figura 3.3.7 – Modelarea neregularităților versanților

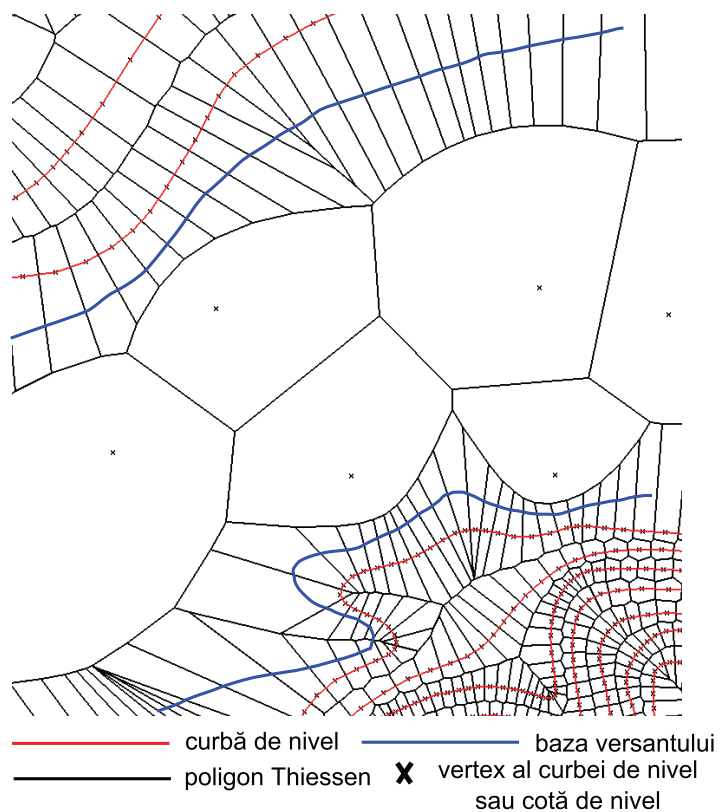


Figura 3.3.8 – Modelarea bazei versanților

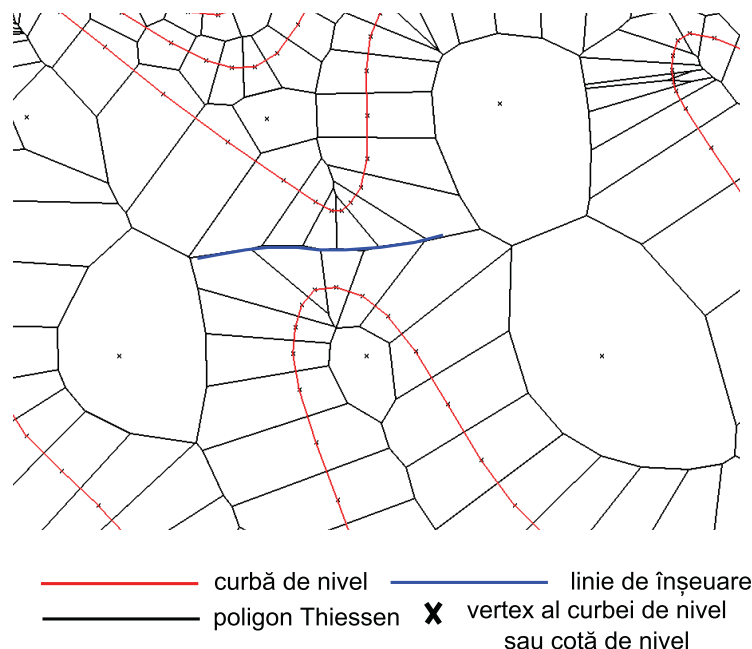


Figura 3.3.9 – Modelarea înșeușurilor

Înșeușurile Sunt situații morfologice delicate, dar pot fi modelate prin îndesirea curbelor de nivel și prin extracția elementelor de schelet a reliefului, cu ajutorul poligoanelor Thiessen, eventual prin prelungirea scheletului culmi și legarea sa de firul văii.

Formele de relief reprezentabile la scara hărții Abrupturile, ravenele și deplasările în masă sunt forme de relief care necesită modelarea, prezența lor în model fiind fundamentală unei analize geomorfometrice. Modelarea lor se poate face prin inserarea informațiilor altitudinale înainte de interpolare, prin trasarea curbelor de nivel în așa fel încât formele acestora să fie incluse. În unele situații este nevoie și de extrapolarea altitudinii abrupturilor, când acestea se află între două curbe de nivel și harta topografică conține informații privind înălțimea/adâncimea lor.

Formele de relief antropic Elementele de relief antropic, cum sunt rambleele, debleuri, movilele antropice, depresiunile antropice, barajele, digurile, carierele se pot modela ca forme geometrice de altitudine dată deasupra suprafeței modelului, în general după generarea acestuia. În anumite situații modelarea elementelor antropice este fundamentală pentru corectitudinea hidrologică a modelelor numerice ale altitudinii suprafeței terenului (Duke ș.a., 2003). Utilizarea liniilor de inflexiune în obținerea TIN-urilor este cea mai bună metodă de modelare pe MNAȘT a reliefului antropic.

Formele de relief antropic sunt necesare de modelat pe MNAȘT, funcție de scara de lucru, deoarece pot fi în sine studiate, sau influențează drenajul.

3.3.3.2 Operațiuni de interpolare

Interpolarea duce la obținerea unui raster, pe baza informațiilor conținute de un vector. Se utilizează la interpolarea modelelor numerice ale altitudinii suprafeței terenului, atât vertecșii curbelor de nivel digitizate, cât și curbele în sine. Este de preferat utilizarea punctelor de tip vertex, care deși pot introduce artefacte în jurul acestora, vor da o distribuție corectă altitudinii, în cazul utilizării liniilor, fiind cunoscut efectul de treaptă introdus în model și cel de maxim, introdus în distribuție (histogramă) (Wood, 1996; Wise, 2000). În cazul liniilor, acestea favorizează apariția în model a altitudinilor aferente acestora, existând și algoritmi care mai întâi convertesc în format raster curbele de nivel, după care realizează interpolarea între acestea.

3.3.3.3 Operațiuni de preprocesare

Postprocesarea se referă la operațiunile efectuate după interpolarea/obținerea modelului numeric al altitudinii suprafeței terestre în scopul de a pregăti modelul pentru calculul variabilelor și delimitarea obiectelor geomorfometrice. Funcție de sursa de altitudine și metoda de creare, preprocesarea diferă.

În cazul modelelor numerice ale altitudinii suprafeței terenului obținute prin interpolarea curbilor de nivel preprocesarea pentru eliminarea arealelor depresionare și impunerea rețelei hidrografice este cea mai utilizată operațiune. Există și mențiuni ale utilizării unor filtre de mediere pentru eliminarea valorilor excepționale, dar aceste filtre pot să reducă din rezoluția obiectelor modelului numeric al altitudinii suprafeței terestre (în special văile, vârfurile și culmile sunt afectate). În cazul valorilor excepționale sunt de preferat filtre adaptative (Vosselman, 2000; Zhilin ș.a., 2005; Reuter ș.a., 2009), care sunt mai robuste în identificarea valorilor excepționale, decât medierea.

Pentru modelele numerice ale altitudinii suprafeței terenului obținute prin stereorestituție, cazul ASTER GDEM, cea mai utilizată preprocesare este utilizarea unor filtre de netezire, care să ducă la eliminarea artefactelor, prezente în special în arealele joase, sub forma unei rugozități accentuate. Astfel de filtre de netezire se bazează fie pe statistica altitudinii din ferestre de vecinătate, fie pe o abordare multi-scară. Dintre filtrele de netezire cele mai bune rezultate le dau filtrul Lee (Lee, 1980) și filtrul Sun (Sun ș.a., 2007; Stevenson ș.a., 2010).

Pentru modelele numerice ale altitudinii suprafeței terenului obținute prin tehnici SAR, datorită erorilor de tip zgomot filtrarea prin filtre de netezire este cea mai indicată. Se acordă o importanță deosebită și corectării zonelor fără date (Hall ș.a., 2005; Reuter ș.a., 2007; Luedeling ș.a., 2007), a valorilor excepționale și a detaliilor antropice și de vegetație.

3.3.4 Suprafețele matematice (sintetice)

Folosindu-se funcții matematice (algebrice sau trigonometrice) aplicate unor carioaje (matrici) de coordonate (x, y) pentru a reprezenta atributul z , se pot obține suprafețe matematice sintetice care pot simula relieful terestru. Ele sunt utilizate în special pentru testarea unor algoritmi deoarece sunt diferențiabile în orice punct prin utilizarea funcției ce a fost aplicată inițial, valorile calculate astfel fiind folosite ca valori de referință. Ele au în același timp proprietăți matematice bine cunoscute, ce pot fi utilizate pentru testarea diverselor ipoteze privind geomorfometria suprafeței terestre.

Pentru obținerea unei astfel de suprafețe se utilizează același sistem de coordonate x, y, z și formatul raster, cu mărimi, care însă să poată fi manipulate digital cu ușurime. Pentru a nu exista erori în zonele de margine, ideal este de a considera suprafața ciclic închisă (Acharya și Ray, 2005) așa cum se consideră în procesarea imaginilor. Acest lucru se realizează prin obținerea unei suprafețe mai mari decât cea care ne propunem să o studiem, și în care să fie repetat modelul spațial.

Se generează două șiruri de valori corespunzătoare axelor x și y , sau o matrice, funcție de tipul de transformare matematică aplicat acestora. Valorile date pot fi ulterior transformate pentru a genera valori de altitudine care să fie în conformitate cu o suprafață reală. Spre exemplu, pentru a modela o suprafață sinusoidală cu ajutorul funcției sinus, valorile inițiale ale șirurilor vor fi date de funcția (Fig. 3.3.10):

$$z = \sin(x) + \sin(y), \quad (3.3.14)$$

ulterior valorile între -1 și 1 obținute pentru z putând fi scalate la valori între 0 și 100 .

Din aceste două șiruri se obține o matrice în care valorile vor fi date de aplicarea ecuației matematice dorite, prin înlocuirea în formulă a valorilor x și y , conform poziției în matrice.

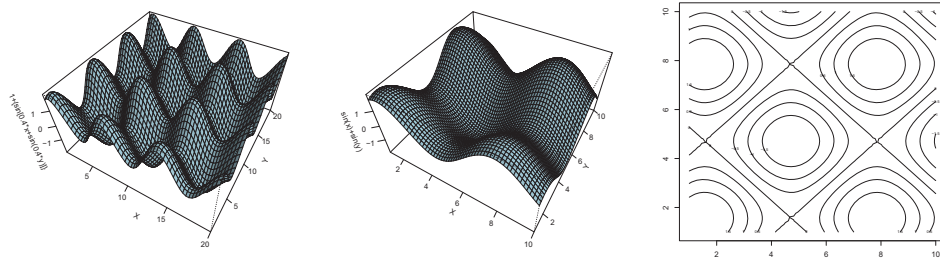


Figura 3.3.10 – O suprafață sinusoidală obținută în R: varianta ciclic închisă (stânga), varianta de studiu (centru) și curbele de nivel ale acesteia (dreapta)

3.3.4.1 Suprafețe fractale

Teoria fractală pusă de punct de (Mandelbrot, 1983) dă posibilitatea de a utiliza o serie de fractali în generarea de suprafețe cu proprietăți fractale știute. Cel mai simplu set fractal este mișcarea brown-iană fracțională (mBf) (Goodchild și Mark, 1987; Mandelbrot, 1983), ce poate fi aplicată ca funcție definită de o variogramă pentru generarea unei suprafețe:

$$E [z_{(x)} - z_{(x+D)}] = k \times (|D|)^{2H}, \quad (3.3.15)$$

unde E este expectanța statistică, $z_{(x)}$ și $z_{(x+D)}$ valorile de altitudine ale suprafeței în punctul de locație x și în punctul vecin $x + D$, k o constantă, iar H este un parametru cu valoare între 0 și 1.

Aplicând această funcție se obțin suprafețe cu D omogen, ale căror radical din diferența de altitudine între două puncte vecine este proporțional cu distanța dintre ele ridicată la puterea $2H$. Valori mici ale lui H generează suprafețe netede, pe când valori mari generează suprafețe rugoase. Valoarea de 0,7 generează terenuri foarte apropiate de cele reale, care dacă sunt inundate simulează contururi insulare, singurele probleme apărând din plafonarea varianței altitudinii (cu maxim la $H = 0$), extensia ridicată a depresiunilor ne-drenate și densitatea și spațierea regulată a culmilor și albiilor. La $H = 1$ se obține o suprafață aleatoare foarte abruptă.

În 3.3.11 sunt reprezentate suprafețe fractale browniene (101×101 pixeli) obținute cu ajutorul funcției *r.surf.fractal* (Wood, 1996) din GRASS GIS, cu diferite valori ale dimensiunii fractale D .

3.3.4.2 Forme geometrice

Schmidt ș.a. (2003) propun o suprafață (Fig. 3.3.12) dată de formula:

$$z = 1 + \{ \sin [by + \sin(ax)] \}, \quad (3.3.16)$$

pentru a fi utilizată la estimarea erorii algoritmilor de calcul al curburii.

Zhou și Liu (2004a) utilizează o suprafață elipsoidală dată de relația:

$$\frac{x^2}{A^2} + \frac{y^2}{B^2} + \frac{z^2}{C^2} = 1 \quad (z < 0), \quad (3.3.17)$$

și o suprafață gaussiană dată de relația:

$$z = A \left[1 - \left(\frac{x}{m} \right)^2 \right] e^{-\left(\frac{x}{m} \right)^2 - \left(\frac{y}{n} + 1 \right)^2} - B \left[0.2 \left(\frac{x}{m} \right) - \left(\frac{x}{m} \right)^3 - \left(\frac{y}{n} \right)^5 \right] e^{-\left(\frac{x}{m} \right)^2 - \left(\frac{y}{n} \right)^2} - C e^{-\left(\left(\frac{x}{m} + 1 \right) \right)^2 - \left(\frac{y}{n} \right)^2}, \quad (3.3.18)$$

unde A,B,C sunt parametri care reglează altitudinea suprafeței, iar m și n sunt parametri care reglează extinderea spațială a acesteia. Suprafața elipsoidală se poate obține cu $A = 400$, $B = 300$, $C = 300$, iar suprafața gaussiană cu $A = 3$, $B = 10$, $C = \frac{1}{3}$, $-500 \leq x, y \leq 500$.

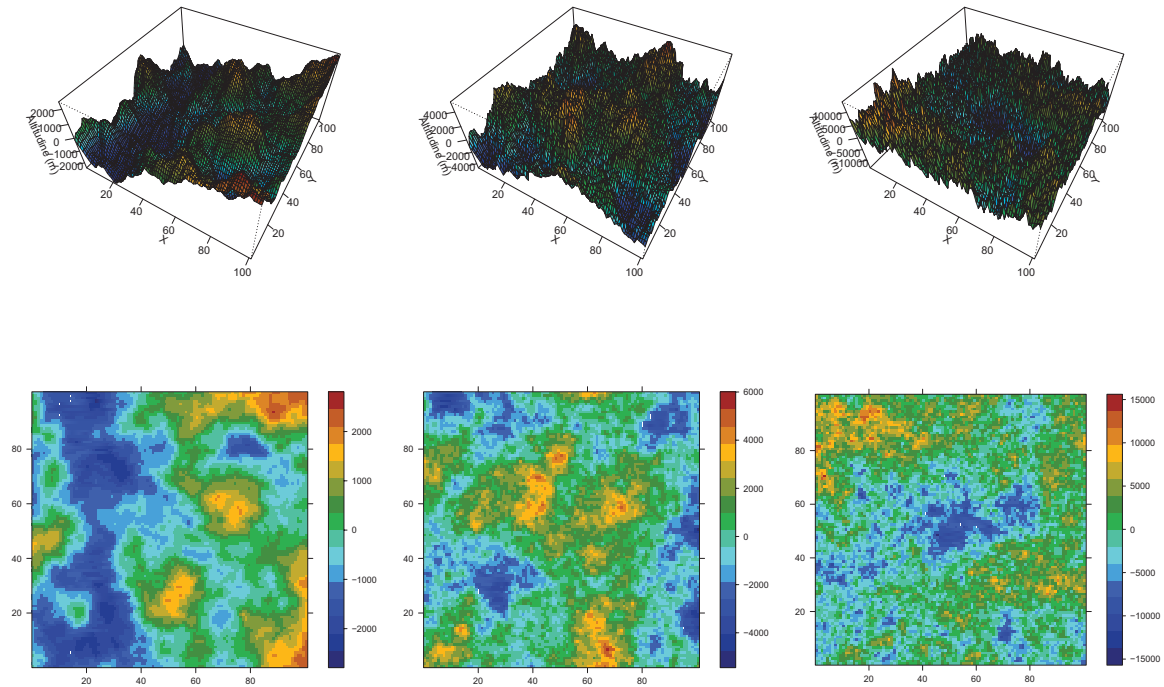


Figura 3.3.11 – Suprafețe fractale Brown-iene obținute cu funcția *r.surf.fractal* Wood (1996) din GRASS GIS: stânga - $D=2.1$, centru $D=2.5$ și dreapta $D=2.9$

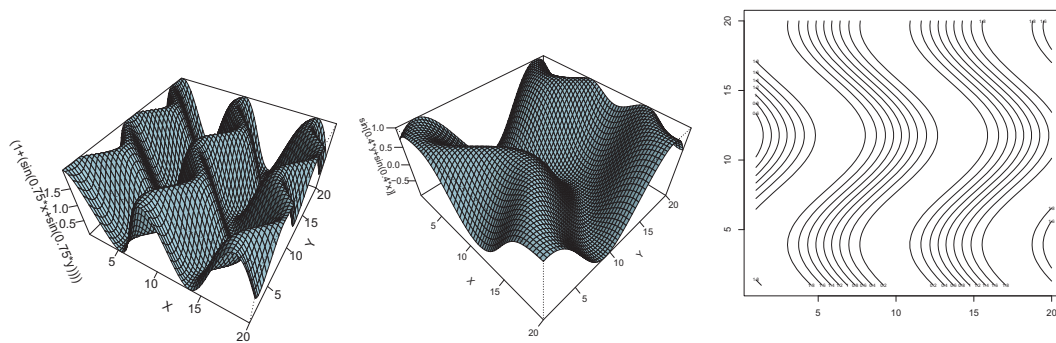


Figura 3.3.12 – Suprafața de calcul a curburilor utilizată de Schmidt ș.a. (2003)

3.3.4.3 Suprafețe gaussiene

O suprafață gaussiană este o suprafață cu autocorelație 0, medie 0 și deviație standard 1, a cărei pixeli x și $x + D$, au valori aleatoare. Pentru a avea valori de referință este bine să se pornească de la un set de puncte, spațiate regulat și care să aibă ca valoare z altitudinea. De la acest set de puncte se pot obține rastere cu rezoluții diverse printr-o interpolare liniară simplă, care să nu introducă erori. Matricea inițială de puncte poate fi îndesită prin aceeași interpolare liniară pentru a putea constitui serie de valori de referință pentru rasterele testate, valorile inițiale între 0 și 1 putând fi scalate ulterior.

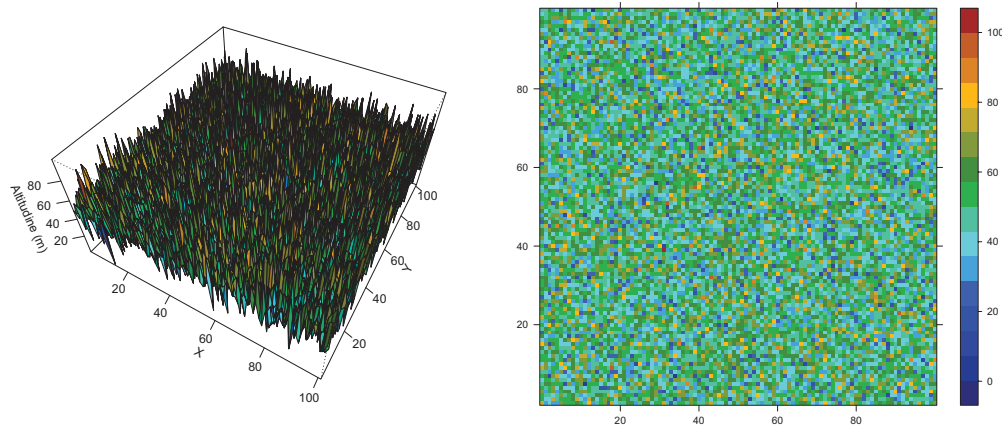


Figura 3.3.13 – Suprafață gaussiană creată cu SAGA GIS

3.4 Erorile și nesiguranța asociată modelelor numerice ale suprafeței terenului

Din punctul de vedere al unei analize a erorilor trebuie specificat că termenul eroare poate fi utilizat atunci când se cunoaște valoarea reală și aceasta se compară cu valoarea estimată. De cele mai multe ori însă valoarea reală nu este cunoscută, chiar și cele mai precise măsurători având erorile lor. De aceea este de preferat termenul de nesiguranță a măsurătorii, interpolării, calculării etc. Când însă se poate calcula cu un anumit grad de precizie o diferență dintre o serie de valori considerate reale și o altă serie de valori estimate, se poate estima o eroare.

Acuratețea unui MNAȘT este dată de (Zhilin ș.a., 2005):

$$A_{MNAȘT} = f(S_{MNAȘT}, M_{MNAȘT}, R_{teren}, A, D, DN, X), \quad (3.4.1)$$

unde $A_{MNAȘT}$ este acuratețea MNAȘT, $S_{MNAȘT}$ sunt caracteristicile suprafeței terenului, M este metoda de obținere a MNAȘT, R este rugozitatea terenului, A este acuratețea, D este distribuția iar DN este densitatea datelor sursă, X reprezentând alte elemente. Fiecare din componentele prezentate are influență asupra erorii/nesiguranței MNAȘT.

Cu cât rugozitatea crește, cu atât complexitatea suprafeței este mai mare și vor trebui mai multe puncte pentru a se descrie detaliat suprafața. Metoda de obținere a MNAȘT influențează predominant erorile, la fel ca și datele sursă, care vor transmite erorile lor acestuia, iar prin propagare și derivării variabilelor și delimitării obiectelor geomorfometrice.

3.4.1 Erori datorate modelului de stocare

Erorile datorate modelului de stocare a altitudinilor apar atunci când caracteristicile acestuia au impact în procesarea MNAȘT.

3.4.1.1 Erorile datorate reșapării

Aceste erori se datorează faptului că regula frecvenței Nquist nu este respectată, în literatura de procesare a imaginilor efectul produs de aceste erori fiind numit efectul de “aliasing”. În cazul modelelor numerice ale terenului este situația în care dintr-o rezoluție mică se reșapează rezoluții mai mari. Efectele sunt evidențierea direcțiilor liniare, prin mărirea diferențelor pe verticală dintre pixelii vecini (Fig. 3.4.1).

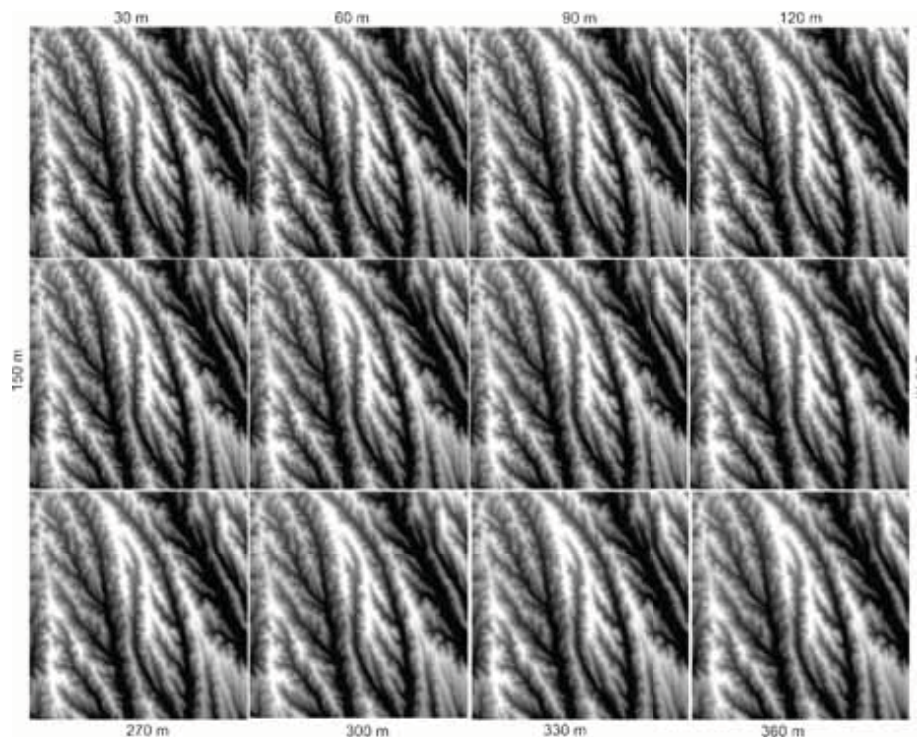


Figura 3.4.1 – Efectul de aliasing (30...120, rezoluția pixelului în metri)

Pentru a ilustra influența reproiectării și a interpolării la reproiectare am utilizat bucățile SRTM USGS *n46e27* (aferentă părții central-nordice a Podișului Bârladului), *n44e26* (aferentă părții centrale a Câmpiei Române) și *n45e24* (aferentă defileului Oltului și contactului Masivului Făgăraș cu Masivul Parâng). Acestea au fost procesate cu ajutorul SAGA GIS și a comenzii *gdalwarp* din librăria GDAL (<http://www.gdal.org>), care utilizează *proj4* (trac.osgeo.org/proj/) la definirea proiecțiilor și transformări, și care are ca principală funcție conversia și reproiectarea între diverse formate spațiale și sisteme de proiecție.

Reproiectarea s-a făcut din proiecție geografică Plate Carée:

- cod EPSG (<http://www.epsg.org/>) 4326;
- parametri *proj4*

+proj=longlat +ellps=WGS84 +datum=WGS84 +no_defs +towgs84=0,0,0;

în proiecție Stereo 70:

- cod EPSG 3844;
- parametri *proj4*

+proj=merc +lon_0=0 +k=1 +x_0=0 +y_0=0 +a=6378137 +b=6378137 +
units=m +no_defs;

la o rezoluție de 90×90 m.

Algoritmii de interpolare utilizați de SAGA GIS sunt:

- metoda celui mai apropiat vecin;
- metoda bilineară;
- metoda distanței inverse;
- metoda cubică spline;
- metoda B-spline.

Algoritmii de interpolare utilizați de librăria GDAL în cadrul funcției *gdalwarp* sunt:

- metoda celui mai apropiat vecin;
- metoda bilineară;
- metoda cubică;

- metoda cubică spline;
- metoda Lanczos (Duchon, 1979).

Analiza statisticii descriptive și a graficelor acestora arată că diferențele sunt nesemnificative. Un test neparametric de tip Kolmogorov-Smirnov arată că rezultatele interpolării nu sunt statistic diferite, chiar la un nivel de semnificativitate de 20-30% (vezi 6.1.9). Acest lucru este valabil atât între rezultatele reproiectate și reinterpolate, cât și între datele originale și cele reproiectate (pentru acest caz, testul a fost aplicat la 1442401 valori ale datelor originale, și la un eșantion echivalent din datele reproiectate).

Cu toate acestea diferențele de altitudine dintre rezultatele diferitelor interpolări și a reproiectării sunt cuprinse în intervalul $-30 \longleftrightarrow +30 \text{ m}$ (Fig 3.4.2). Aplicarea unui test parametric, din care să putem extrage o eroare a acestei proceduri pe baza testării normalității este prezentat la 6.1.9. Deși din test rezultă că distribuția diferențelor dintre altitudinea SRTM *N46E27* reproiectată și interpolată prin metoda celui mai apropiat vecin și cea interpolată cu metoda bicubică nu este normală, se poate observa din Fig. 3.4.2 că media este 0, doar deviația standard fiind 3,05, față de 1 cât ar avea distribuția normală, așa că s-ar putea presupune normalitatea. În acest caz eroarea de interpolare la nivelul de 75% este $\sim 6 \text{ m}$ ($2 \times 3,05$), iar la nivelul 95% este $\sim 18 \text{ m}$ ($3 \times 3,05$). Aceste erori vor avea influență mai ales la nivelul derivării variabilelor geomorfometrice, și vor crește prin propagare.

O metodă de a minimiza aceste erori este de a reproiecta datele de altitudine, după transformarea loc în puncte x, y, z , fiecare punct reprezentând centrul pixelului.

3.4.1.2 Erorile datorate rezoluției

Așa cum se arăta mai sus trebuie aleasă o rezoluție optimă deoarece, dacă ea este prea mare apare generalizarea și efectul de “aliasing”, iar dacă este prea mică, nu neapărat redă forma exactă a suprafeței terestre, și poate induce erori de interpolare.

3.4.2 Erori datorate interpolării

Aceste erori sunt specifice fiecărei metode de interpolare în parte și rezultă din modul în care interpolatorul rezolvă matematic altitudinea dintre punctele de altitudine. Deși profund influențate de densitatea punctelor, metodele de interpolare au caracteristici intrinseci din care rezultă o serie de erori.

În Fig. 3.4.3 în cadrul unui profil topografic sunt figurate valorile de altitudine obținute prin diferitele metode de interpolare specificate la 3.3.2.

În general se pot face următoarele precizări, pe baza Fig. 3.4.3 pentru rezultatele din Fig. 3.3.2 și 3.3.3:

- cele mai mari erori apar în lunca Bahluiului și pe culmi, acolo unde densitatea punctelor de altitudine este mică;
- interpolarea de tipul celui mai apropiat vecin nu este recomandată pentru topografie, decât la reșapare, deoarece creează efectul de treaptă prin includerea preferențială a valorilor altitudinale aferente curbilor de nivel, neputând pe distanțe mari să interpoleze corect;
- interpolarea de IDW nu este recomandată pentru topografie, decât la reșapare, deoarece supraestimează efectul distanței;
- interpolările de tip spline pun cele mai mari probleme, acolo unde densitatea punctelor este mică, deoarece apar sub- și supraevaluările (“undershoot” și “overshoot”);
- interpolarea RST, deși cunoscută ca foarte flexibilă, este sensibilă la densitatea mică a punctelor; timpul mare de calcul este un dezavantaj al acestei metode;
- interpolarea MBS pare a fi cea mai puțin afectată de acest tip de erori, probabil datorită nivelelor succesive la care se face interpolarea, însă permite influența locală a punctelor (prin utilizarea unui număr mai mic de nivele acest impediment se poate elimina); rapiditatea de calcul este un punct forte al acestei metode;
- interpolarea kriging estimează foarte bine suprafața, pe baza avantajului dat de fundamentarea statistică, fiind cea mai promițătoare metodă; timpul mare de calcul este un dezavantaj al acestei metode;

- interpolarea TIN estimează foarte bine suprafața, introducând însă unghiuri ascuțite în forma acesteia; rapiditatea de calcul este un punct forte al acestei metode.

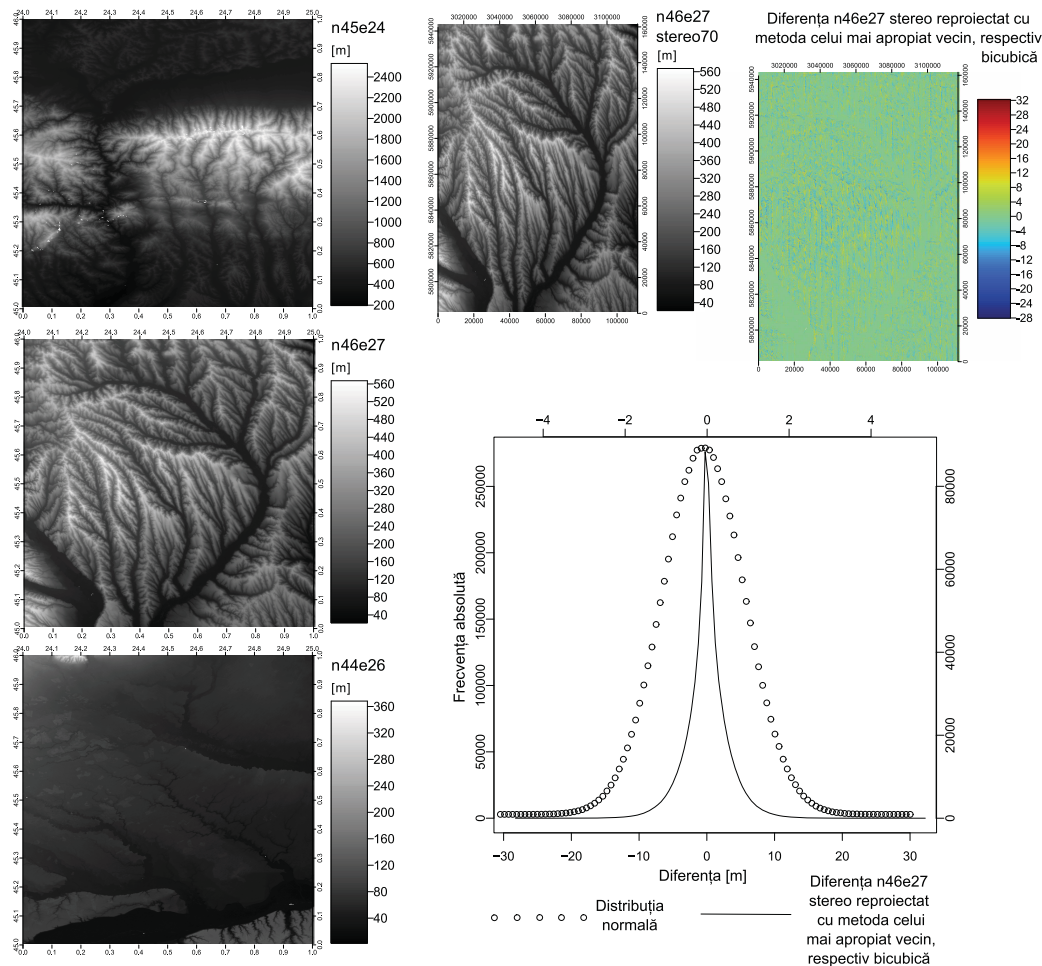


Figura 3.4.2 – Testarea influenței reproiectării asupra distribuției altitudinii

Erorile datorate interpolării se pot identifica foarte ușor dacă se analizează umbrirea modelului numeric rezultat 3.3.2 (vezi Fig. 3.3.2 și 3.3.3, unde umbrirea transparentă este suprapusă peste hipsometrie) sau histogramei.

3.4.3 Erori datorate procesului de achiziție (datelor sursă)

Curbele de nivel, așa cum s-a precizat în sect. 3.2.1.1, prezintă o eroare introdusă de modul de obținere:

$$m_c = m_v + m_h \times \tan \beta, \quad (3.4.2)$$

unde m_c este acuratețea curbelor de nivel, m_v este acuratețea verticală a curbelor de nivel, $m_c m_h$ este acuratețea orizontală a curbelor de nivel, iar $\tan \beta$ este panta. În afară de problematica deja discutată la 3.2.1.1, se poate adăuga eroarea introdusă de digitizare, care nu depășește $\frac{1}{3}$ din echidistanță (Zhilin ș.a., 2005).

Modelul numeric al altitudinii suprafeței terestre SRTM poate fi considerat cel mai bun exemplu de model în care există erori datorate procesului de achiziție. Acestea includ (Fig. 3.4.4):

- **zonele fără date**, unde undele RADAR nu au reflectat, cel mai adesea zonele lacustre (Lunca Dunării) și zonele de umbră topografică (Cheile Bicazului și Ceahlău);

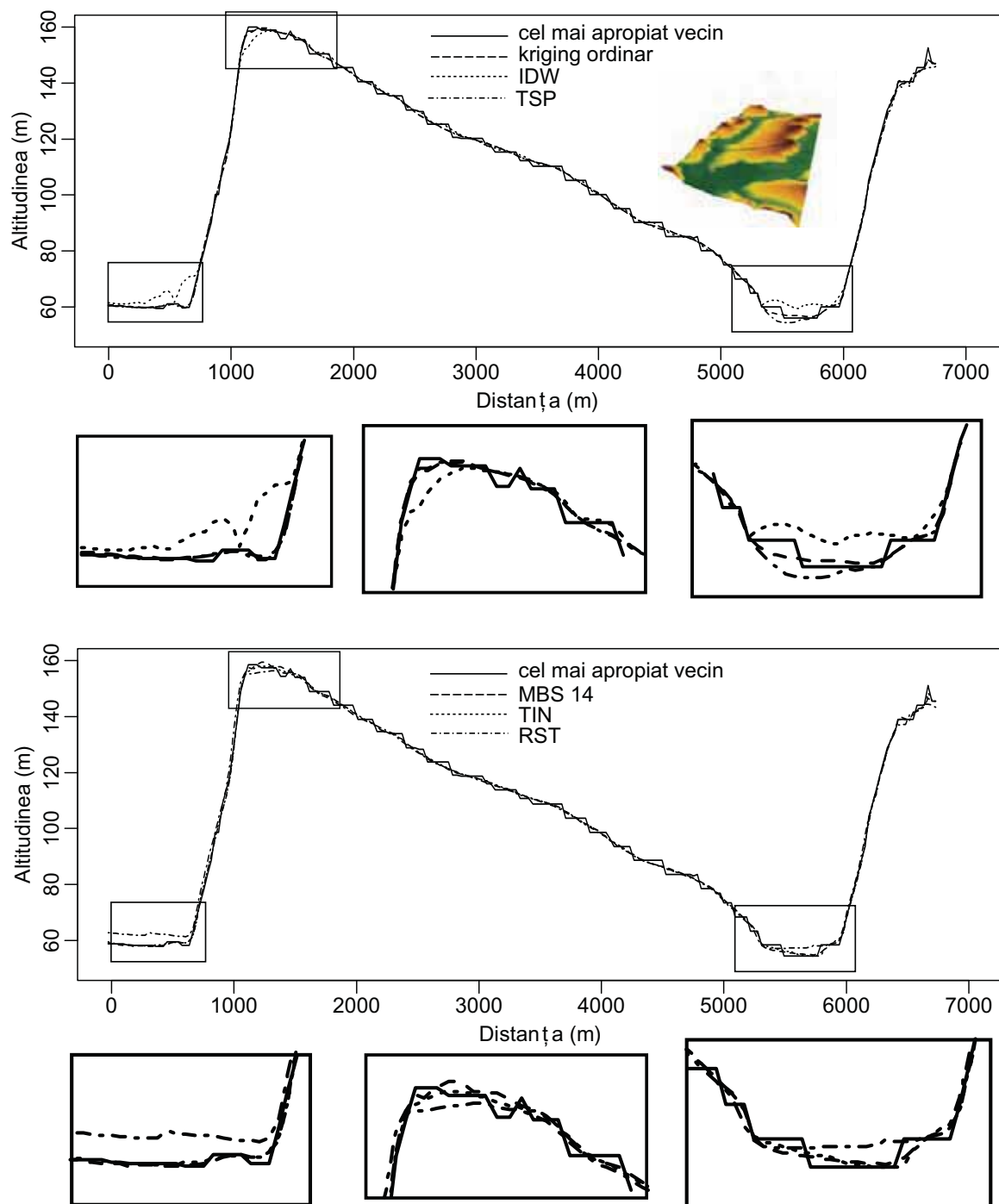


Figura 3.4.3 – Profil topografic al rezultatelor metodelor de interpolare aplicate zonei Sârca - Podu-Iloaiei (Fig. 3.3.2 și 3.3.3)

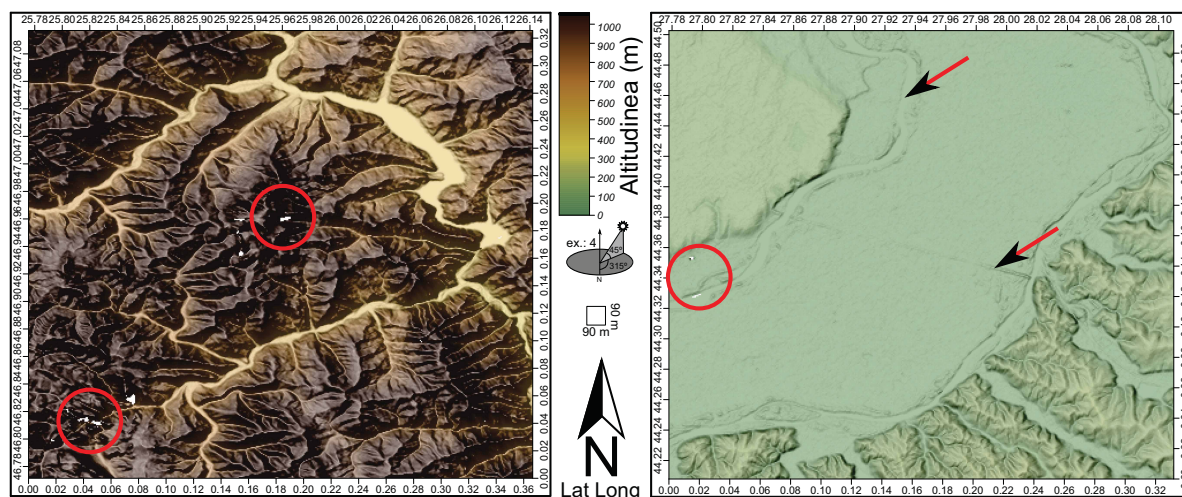


Figura 3.4.4 – Erorile de achiziție ale MNT-ului SRTM: stânga Masivul Ceahlău, dreapta Lunca Dunării în zona Cernavodă

- *modelele repetitive de tipul benzilor*, se datorează metodei de achiziție RADAR, prin deplasarea satelitului și baleierea undelor RADAR (vezi Fig. 3.5.12);
- prezența *elementelor topografice*, cum ar fi vegetația și construcții antropice (în Lunca Dunării podul de la Cernavodă).

Becek (2008) a validat modelul SRTM cu date de altitudine existente pentru 302 aeroporturi internaționale, obținând rezultate cuprinse în intervalul ± 5 m. Cu toate acestea, validarea în areale plane, fără obstrucționare din partea unor înălțimi nu garantează lipsa erorilor de achiziție.

Alt exemplu îl reprezintă ASTER GDEM, care prezintă următoarele probleme:

- diferențe altitudinale în zonele de lipire a imaginilor satelitare utilizate în stereorestituție (Fig. 3.4.5 a);
- apariția în zonele plane a influenței elementelor de teren (Fig. 3.4.5 a);
- erori aleatoare de tipul valorilor excepționale (Fig. 3.4.5 b).

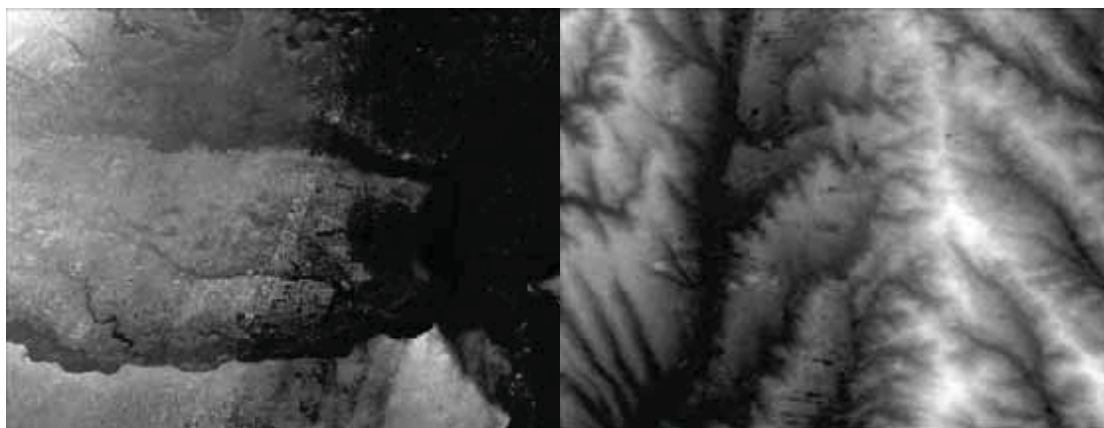


Figura 3.4.5 – Erorile de achiziție din ASTER GDEM: a) stânga - zona Bărăgan, b) dreapta - zona Parincea (Podișul Bârladului)

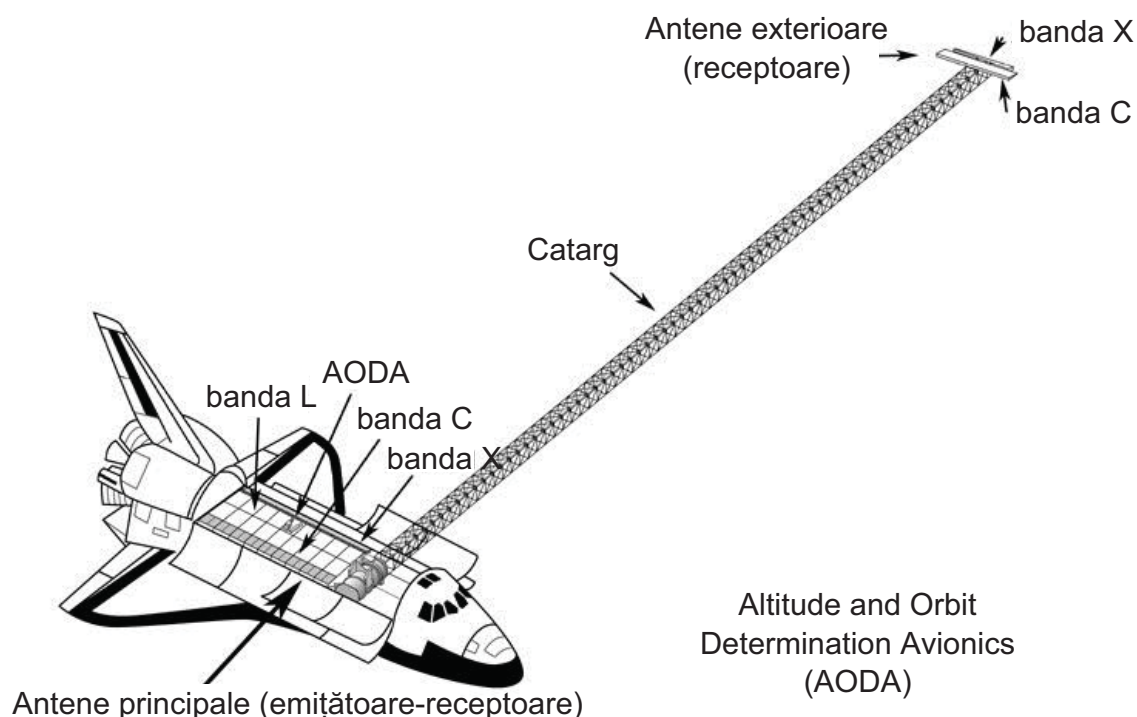


Figura 3.5.1 – Montarea instrumentului SRTM (http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/images/bibliography/SRTM_Fig02.jpg)

3.5 Modele numerice ale suprafeței terenului disponibile liber pentru teritoriul României

3.5.1 SRTM

Misiunea SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) a fost realizată de NASA (National Aeronautics and Space Administration) în colaborare cu NGA (National Geospatial-Intelligence Agency), DLR (German Aerospace Center) și ASI (Agenzia Spaziale Italiana). Zborul care a dus la achiziționarea datelor SRTM, a avut loc în perioada 11-22 februarie 2000 (Farr ș.a., 2007).

Instrumentul SRTM a fost un SIR (Spaceborne Imaging Radar), cu câte un receptor și doi transmițători pentru fiecare bandă RADAR C (5,6 cm lungime de undă) și X (3,1 cm lungime de undă) (Farr ș.a., 2007). Antena emițător și receptor au fost instalate pe corpul navei Endeavour, iar o altă antenă receptor pe catarg (cu lungime de 60 m) (Fig. 3.5.1) pentru a forma un interferometru cu o bază de 60 m (Rabus ș.a., 2003).

SIR-urile (Synthetic Aperture Radars) sunt instrumente cu viziune laterală și achiziționează datele de-a lungul unor amprente continue. Ampretele SRTM au fost achiziționate de la o altitudine de 233 km și unghiuri „off-nadir” cuprinse între 30° și 58°, având lățime de 225 km pentru banda C (cu patru sub-benzi) și 50 km pentru banda X (Rosen ș.a., 2001) (Fig. 3.5.2). Instrumentul a achiziționat 1000 de amprente individuale, de lungimi variabile, atât timp cât a operat deasupra uscatului (Farr ș.a., 2007).

Acoperirea datelor SRTM nu este globală, ci doar pentru zona cuprinsă între 60° latitudine nordică și 57° latitudine sudică. Ca acoperire, 99.96% din masa de uscat prognozată a fost achiziționată cel puțin o dată, 94.59% cel puțin de două ori, iar 50% cel puțin de trei ori sau mai mult, în cazul instrumentului operat de NASA în banda C (Fig. 3.5.3) (Farr ș.a., 2007). Acest lucru a fost făcut pentru a reduce erorile introduse de umbra topografică. Instrumentul german în banda X a achiziționat o suprafață mai mică, deoarece lățimea benzii de achiziție a fost mai mică, apărând astfel areale fără date, care la Ecuator au o dimensiuni de 150x150 km (Rosen ș.a., 2001).

Deoarece senzorul RADAR în banda X a fost experimental și nu a presupus utilizarea tehnologiei

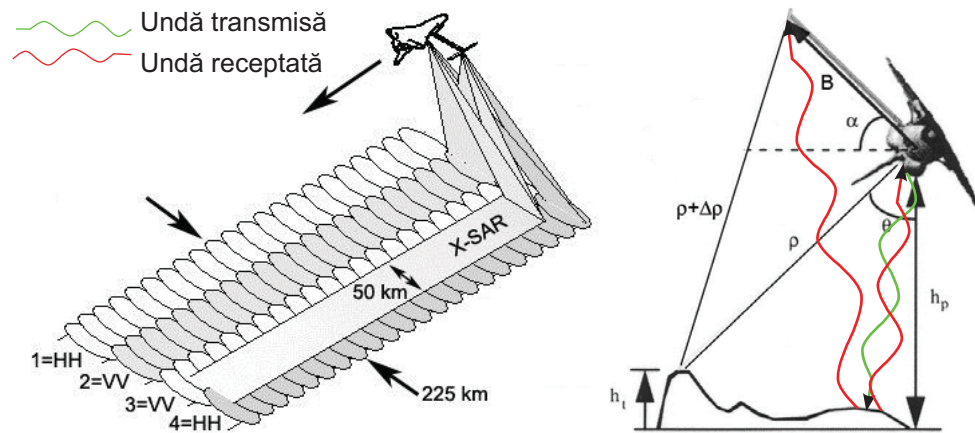


Figura 3.5.2 – Geometria achiziției imaginilor SRTM (http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/images/bibliography/SRTM_Fig04.jpg) (http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/images/bibliography/SRTM_Fig05.jpg)

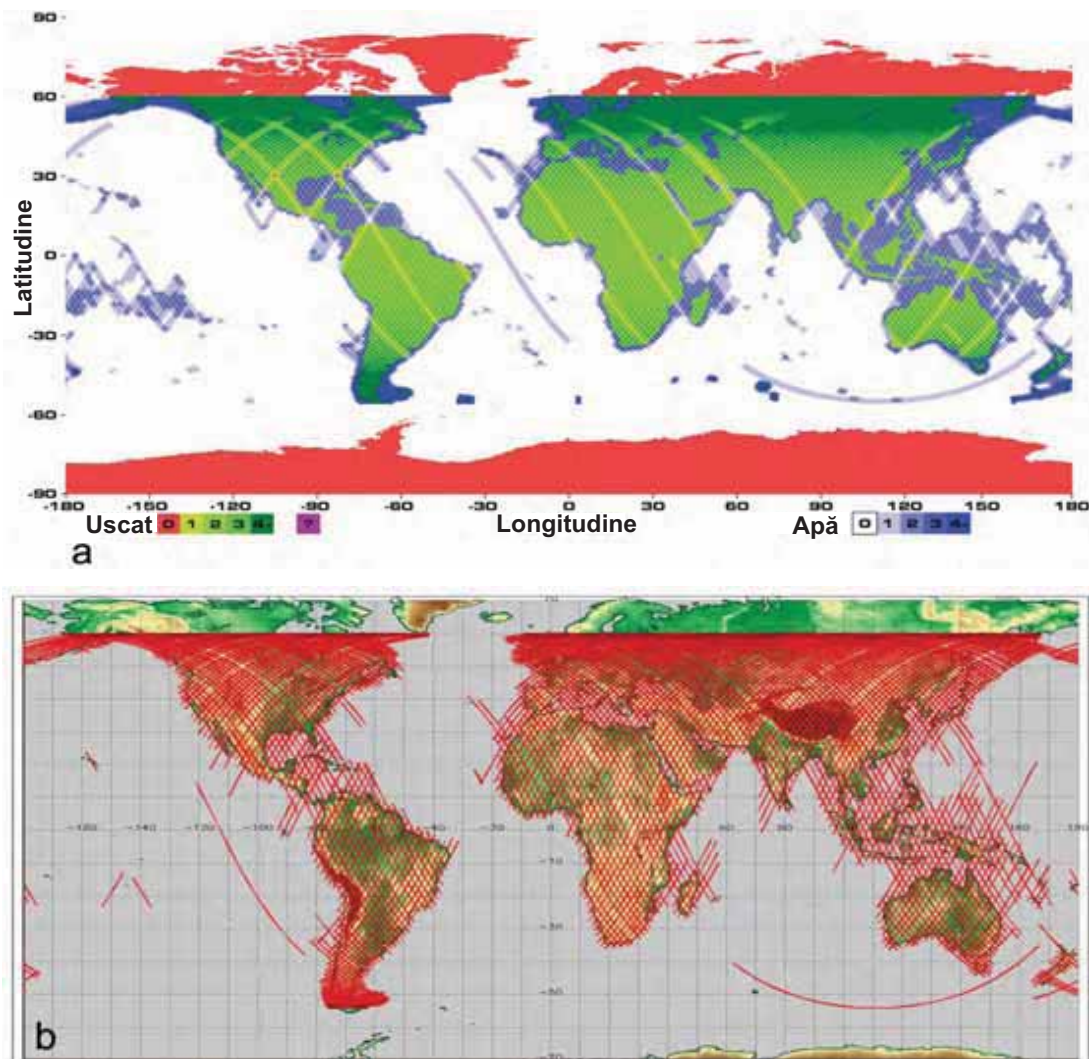


Figura 3.5.3 – Acoperirea globală cu datele SRTM în banda C (a) și în banda X (b) (http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/images/bibliography/SRTM_Fig03.jpg)



Figura 3.5.4 – Acoperirea României cu datele SRTM în banda X (<http://eoweb.dlr.de>)

ScanSAR, datele obținute au o rezoluție mai bună, un raport semnal-zgomot (Signal-to-Noise, SNR) mai bun și erori aleatorii cel puțin înjumătățite față de datele din banda C, de aceea primele pot fi utilizate la procesarea și controlul celor din urmă (Hoffmann și Walter, 2006).

NASA și NGA au procesat datele obținute în banda C, iar DLR și ASI au procesat datele în banda X. 9 TB de date achiziționate au fost calibrate și validate de NASA, ajungând în ianuarie 2003 la NGA. Această agenție a început editarea și verificarea datelor SRTM, pentru a produce date conforme cu specificația DTED (Digital Terrain Elevation Data).

MNST-ul SRTM banda C are o rezoluție de $1'' \times 1''$ latitudine/longitudine, rezoluție verticală de 1 m, cu georeferință orizontală pe datumul WGS 84 și verticală pe datumul EGM96, format numeric 16 biți întregi cu semn, acuratețe absolută pe orizontală de ± 20 m, relativă pe orizontală de ± 15 m, acuratețe absolută pe verticală de ± 16 m, relativă pe verticală de ± 10 m, toate cu eroare circulară de 90%. Mărimea imaginilor SRTM X-band este de $15'$, adică ~ 30 km. Pentru fiecare imagine SRTM banda C au fost create și un mozaic de imagine ortorectificată a datelor de amplitudine RADAR, o imagine a erorile altitudinale derivate din procesul de interferometrie a imaginilor RADAR și o imagine compozită a zonelor de lipire și fără date, dar acestea din urmă nu sunt disponibile public (Farr ș.a., 2007).

DLR și ASI au procesat 4 TB de date (Roth ș.a., 2001), rezultând atât produse SAR cât și MNT. MNST-ul SRTM banda X are o rezoluție de $1'' \times 1''$ latitudine/longitudine, rezoluție verticală de 1 m, cu georeferință orizontală și verticală pe datumul WGS 84, format numeric 16 biți întregi cu semn, acuratețe absolută pe orizontală de ± 20 m, relativă pe orizontală de ± 15 m, acuratețe absolută pe verticală de ± 16 m, relativă pe verticală de ± 6 m, toate cu eroare circulară de 90%. Mărimea imaginilor SRTM banda X este de $15'$, adică aprox. 30 km. Pentru fiecare imagine SRTM banda X este disponibilă și o imagine echivalentă cu erorile altitudinale derivate din procesul de interferometrie a imaginilor RADAR.

Datele SRTM, banda C, procesate de NASA vor fi numite în continuare SRTM NASA. Datele SRTM3 disponibile la <http://dds.cr.usgs.gov/srtm/> vor fi numite în continuare SRTM3 DDS, iar cele disponibile prin serviciul Earth Explorer vor fi numite SRTM3 USGS.

Datele SRTM, banda X, procesate de DLR sunt disponibile la <https://centaurus.caf.dlr.de:8443/eoweb-ng/template/default/welcome/entryPage.vm> și vor fi numite SRTM1 DLR.

Datele de altitudine SRTM NASA sunt procesate după specificațiile DTED (NIMA, 2000), fiind prezentate sub forma a trei variante:

- SRTM1: reprezintă datele cu rezoluția inițială de 30 m, disponibile gratuit doar pentru teritoriul S.U.A;
- SRTM3: reprezintă varianta agregată a lui SRTM1 la o rezoluție de 90 m, prin două metode;
- SRTM30: reprezintă varianta agregată a datelor SRTM1 la o rezoluție de ~ 1 km.

3.5.2 ASTER GDEM

Misiunea ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) este o misiune satelitară de achiziție a datelor privind emisivitatea termică și reflectanța suprafeței terestre la rezoluții cuprinse între 15,3 și 90 m (Yamaguchi ș.a., 1998). Pe lângă aceste obiective, un telescop adițional a fost montat pentru achiziția de imagini în cuplu stereografic. Această configurație permite obținerea de MNST, chiar în absența punctelor de control de pe teren, prin măsurarea foarte precisă a efemeridelor satelitului și a calibrării instrumentului (Fujisada ș.a., 2005).

Asupra acurateței datelor ASTER GDEM (2σ la 95% confidență) există diverse informații, bazate pe diverse surse:

- ~ 20 m folosind puncte de control și MNAST existent (Fujisada ș.a., 2005);
- ~ 10 m în zone joase, 15-20 m în zone deluroase și 30 m în zone montane, pe baza punctelor de control (Eckert ș.a., 2005);
- ~ 25 -30 m folosind date SRTM și ICESat (Zhao ș.a., 2010).

În privința validității datelor ASTER există o serie de cercetări privind validitatea acestora în:

- hidrologie (Pryde ș.a., 2007);
- inventarierea și evoluția ghețarilor (Bolch și Kamp, 2005).

În același timp, deși rezoluția acestui model altimetric este mai bună decât cea a modelului altimetric SRTM, erorile introduse de procesul de achiziție sunt aleatoare și greu de eliminat, astfel încât utilizarea modelului se poate face doar prin fuzionare cu datele SRTM (Pryde ș.a., 2007; Hengl și Reuter, 2011).

3.5.3 Îmbunătățirea modelului SRTM3 pentru teritoriul României

Interesează pentru teritoriul României care din aceste două MNST libere reprezintă cel mai fidel altitudinea suprafeței terestre. Trebuie menționat că SRTM este un MNST, conținând altitudinea vegetației și elementelor antropice, pe când ASTER GDEM reprezintă un MNAST. Cu toate acestea ASTER GDEM are ca influență și erori introduse de vegetație și elementele antropice în procesul de stereorestituție, mai ales în zonele joase. Față de erorile din SRTM, care se pot identifica prin diverse metode, erorile ASTER GDEM au o componentă aleatoare care îngreunează corecția.

Pentru exemplificarea aplicării statistice în determinarea validității a fost luat în studiu atât întregul teritoriu al României, cât și arealul acoperit de eșantionul SRTM *N45E25* (latitudinea și longitudinea colțului sud-estic). Acesta acoperă zona de limită dintre Carpații Orientali și Meridionali, culoarul Rucăr Bran și o parte a depresiunii Brașovului, având distribuții altitudinale variate. Rezultatele obținute pe acest areal vor fi comparate statistic cu rezultatele de la nivelul întregii țări, pentru a se putea evidenția și validitatea utilizării unor areale restrânse (Ni ș.a., 2010), pentru corectarea modelului.

Ca set de referință (menționat în tabele ca .ref) a fost considerat un inventar de 14.420 coordonate x, y, z reprezentând punctele de nivelment geodezic de ordinul 0, referențiate pe datum vertical Marea Baltică (EPSG:5705) și provenind de pe hărțile topografice 1:25.000. Pentru a se putea compara datele altitudinale ale acestui set de referință cu datele SRTM și ASTER, acestea au fost transformate din datumul vertical Marea Baltică în datumul EGM96 (EPSG:5773) (cu ajutorul librăriei *liblas*, <http://www.liblas.org/>). Proiecția Stereografică 1970 și datumul orizontal S-42 (EPSG:3844) au fost atribuite datelor SRTM și ASTER, prin transformare din WGS84 (EPSG:4326). Datumul vertical a rămas EGM96.

Interesează cât de diferite sunt sursele SRTM3 și ASTER GDEM una față de cealaltă, și față de setul de referință. Interesează și eroarea aferentă concluziei că oricare din cele trei seturi de date altitudinale

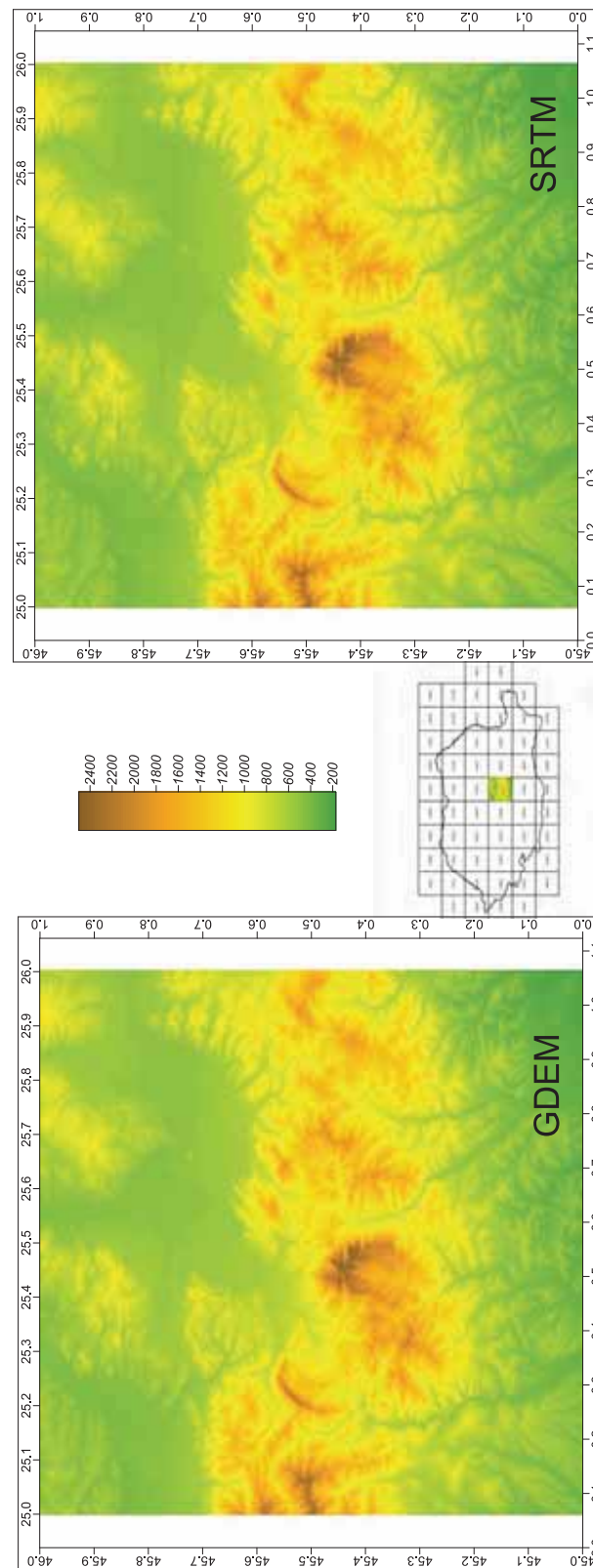


Figura 3.5.5 – Arealul test N45E25

reprezintă la nivelul teritoriului României sursa de altitudine corectă.

Din analiza statisticii descriptive și a graficii acestora, cele două MNST, la nivelul întregii României, par a fi asemănătoare. Testul Kolmogorov-Smirnov (vezi 6.1.9) aplicat la nivelul întregii României, obține $D = 0.0223$ și $p < 2,2e - 16$, cu probabilitate de 0,04 la nivel de 0.1, de unde rezultă acceptarea ipotezei nule. La nivelul eșantionului N45E25, din ambele distribuții se obține $D = 0,0087$ și $p < 2,2e - 16$, rezultând o probabilitate foarte apropiată de 0, chiar la nivel de 0,001, fapt ce duce la acceptarea ipotezei nule.

Analiza distribuției setului de referință, datelor SRTM3 și datelor ASTER GDEM (testul Kolmogorov-Smirnov), arată că acestea sunt semnificativ asemănătoare (referință vs. SRTM3 $D = 0,0367$ și $p < 7.463e - 09$, referință vs. ASTER GDEM $D = 0,0356$ și $p < 2.209e - 08$, SRTM3 vs. ASTER GDEM $D = 0,0142$ și $p < 0.1085$), provenind din aceeași distribuție.

	ref.	SRTM3	SRTM1	ASTER GDEM
n	512	1441200	12970802	12970802
min.	270	187	188	171
q25	556	529	529	526
medie	875	800	800	797
mediană	726	684	684	681
q75	1085	1010	1010	1008
max.	2401	2498	2489	2501
dev. std.	422	362	363	364

Tabelul 3.5.1 – Statistica descriptivă a altitudinilor SRTM1, SRTM3 și ASTER GDEM pentru arealul N45E25

	ref.	SRTM3 ref.	ASTER GDEM ref.	SRTM3	SRTM1	ASTER GDEM
n	14420	14420	14420	264840632	47044067	264859634
min.	0,139	-3	-20	-40	-40	-180
q25	115	103	103	104	75	104
medie	439	422	425	264	123	264
mediană	286	271	273	396	291	396
q75	592	567	423	556	393	557
max.	2544,03	2477	2507	2530	2530	2515
dev. std.	439	431	434	354	387	388

Tabelul 3.5.2 – Statistica descriptivă a altitudinilor SRTM1, SRTM3 și ASTER GDEM pentru teritoriul României

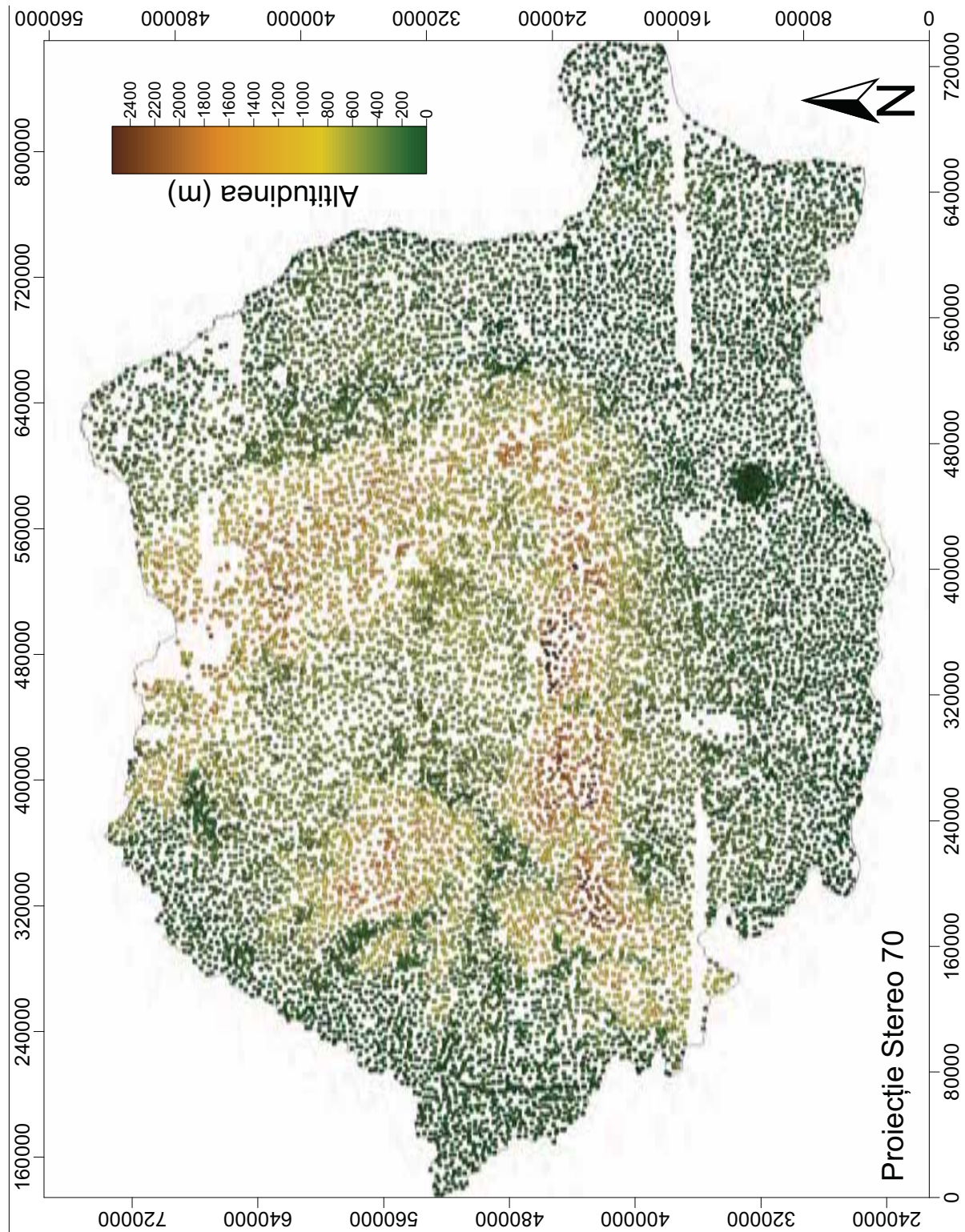


Figura 3.5.6 – Repartiția punctelor din rețeaua geodezică, considerate valori de referință

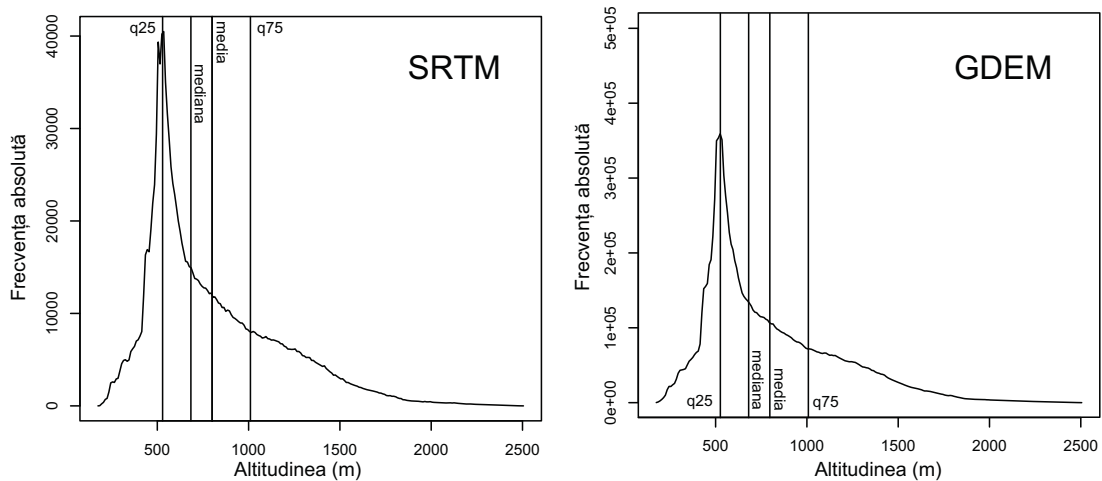


Figura 3.5.7 – Histogramele altitudinilor SRTM3 și ASTER GDEM pentru teritoriul României

Rămâne de investigat distribuția diferențelor dintre valorile celor două rastere, care ar trebui să fie apropiată de o distribuție normală. În această privință ar fi de menționat că la transformarea datelor de referință, din datumul vertical Marea Neagră în datumul vertical EGM96, se adaugă înălțimea geoidului EGM96, care pe teritoriul României este cuprinsă ~ între 30 și 42 m. Aceste valori depășesc cu mult datele SRTM și ASTER, față de situația în care se face diferența între datele SRTM/ASTER și datele de referință în datum vertical Marea Baltică. De aceea au fost analizate ambele situații. Dacă transformarea este cerută de geodezie, rezultatele aplicării transformării sunt consistente într-o mai mică măsură cu datele de referință și vom arăta acest lucru în continuare.

	ref.-SRTM3	ref.-ASTER GDEM	SRTM- ASTER	ref. transf.- SRTM3	ref. transf.- ASTER GDEM
n	14420	14420	14420	14420	14420
min.	-117	-127	-65	-75	-85
q25	3,6	3	-1,6	41	41
medie	17	14	-2,5	54	52
mediană	12	11,5	-1,6	50	49
q75	26	23	2,5	65	62
max.	259	252	65	294	287
dev. std.	17,8	17,5	9,6	18,7	17,9

Tabelul 3.5.3 – Statistica descriptivă a diferenței dintre setul de referință și SRTM/ASTER GDEM

Testul Shapiro-Wilk relevă că distribuția diferențelor dintre valorile de referință originale și cele transformate, și cele două MNAȘT nu sunt distribuții normale, iar forma lor este diferită de cea a unei

distribuții normale (Fig. 3.5.8). Acest lucru arată că la nivel local diferențele dintre datele de referință și cele două modele sunt notabile, mai ales datorită bazei mai largi a distribuțiilor, față de distribuție normală. Dintre seturile de diferențe, cel bazate pe valorile de referință originale sunt cel mai centrate și cu deviație standard mică.

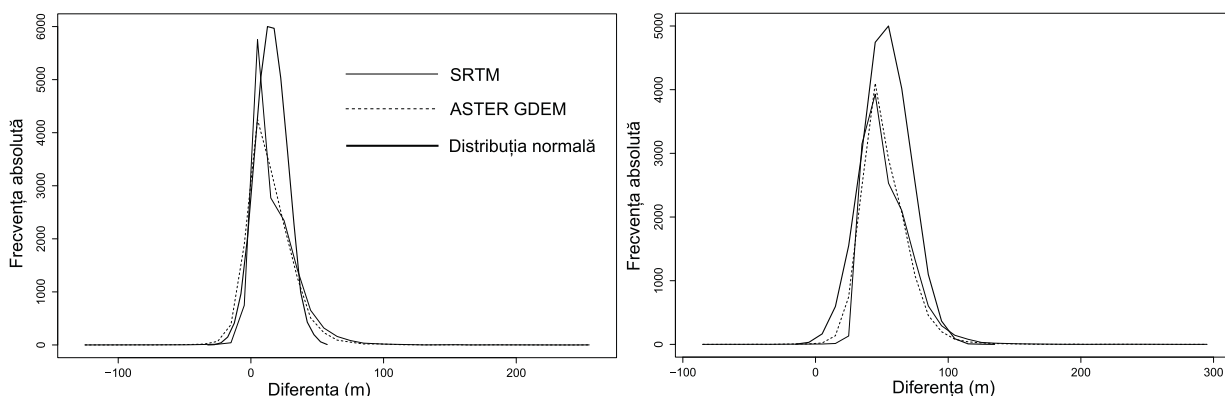


Figura 3.5.8 – Distribuțiile diferenței dintre datele de referință și datele SRTM/ASTER GDEM: stânga pentru valorile de referință originale, dreapta pentru valorile de referință transformate vertical

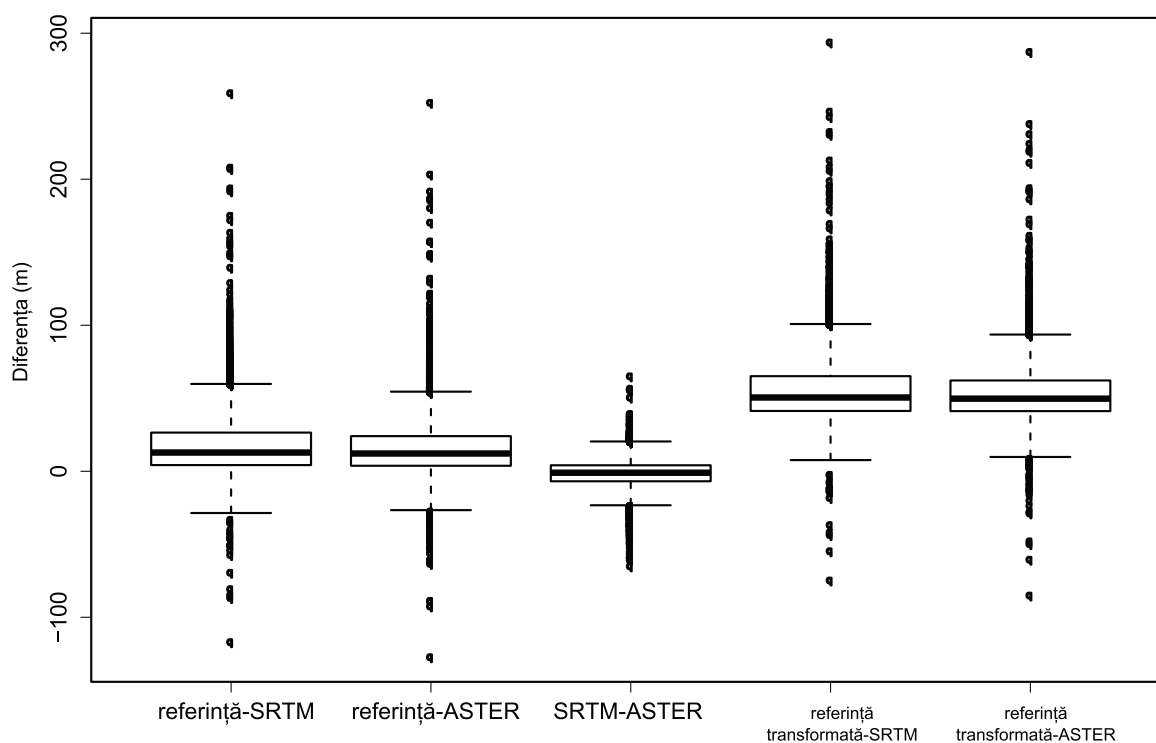


Figura 3.5.9 – Statistica descriptivă a diferenței dintre datele de referință și datele SRTM/ASTER GDEM

Coeficientul de corelație dintre cele trei seturi de date, indică corelația mai bună a SRTM față de GDEM, cu setul de referință. Deviația standard a diferenței față de setul de referință a MNST SRTM este însă mai mare decât cea a MNST ASTER GDEM. Analiza semivariogramelor datelor de validare indică autocorelație pe distanțe variate pentru datele de altitudine și pentru diferența SRTM și ASTER, dar nu și pentru diferențele dintre valorile de referință și cele două MNAST. Acest lucru arată că erorile celor două MNAST sunt aleatoare, date de metoda de achiziție în principal.

Datele prezentate la nivelul României nu reușesc nici să confirme, dar nici să infirme concluziile din

literatură, privind validitatea modelului SRTM față de modelul ASTER GDEM. Este nevoie de analiza derivatelor la nivel local și de considerarea erorilor fiecărui set de date, pentru a se stabili care model reprezintă cel mai fidel suprafața terestră la nivelul României.

	ref.	SRTM3	GDEM
ref	-	0.9993455	0.9992807
SRTM	0.9993455	-	0.9997730
GDEM	0.9992807	0.9997730	-

Tabelul 3.5.4 – Coeficientul de corelație Pearson pentru datele de validare

	model	nugget	sill	range
ref.	exp.	0	212327	153267
SRTM	exp.	0	210197	153823
GDEM	exp.	0	212327	153268
ref-SRTM	gau.	290	470	2946088
ref-GDEM	exp.	320	2086	7431081
SRTM-GDEM	gau.	60	35	142257

Tabelul 3.5.5 – Parametrii modelării semivariogramelor datelor de validare pentru teritoriul României

Reșaparea SRTM3 În literatura de specialitate este argumentată necesitatea reșapării („downsampling”) datelor SRTM3 în date SRTM1 din mai multe motive:

- datele SRTM3 decimate suferă de efectul de “aliasing”;
- rezoluția de 30 m este compatibilă cu alte date precum Landsat sau Aster.

Metodele de reșapare variază de la simpla utilizare a interpolatorilor de tip spline (Keeratikasikorn și Trisirisatayawong, 2008), până la kriging local cu presupunerea unui nugget 0 (Grohmann și Steiner, 2008) sau kriging global cu variograme diverse (de Morisson Valeriano și de Fátima Rossetti, 2012).

Apariția datelor SRTM1 DLR din banda X a deschis posibilitatea de a aborda și krigingul universal pentru reșapare. Utilizarea datelor SRTM din banda X pentru a completa datele din banda C a fost studiată de Hoffmann și Walter (2006). Autorii au folosit media ponderată de varianță și o serie de metode de detecție a valorilor excepționale pentru a fuziona cele două surse. Rezultatele sunt superioare benzii C printr-o scădere a deviației standard față de un set de date de referință GPS cu 14%, și prin faptul că datele SRTM banda X introduc mai mult detaliu. Rezultatele menționate argumentează posibilitatea de a utiliza și pentru teritoriul României datele SRTM pentru reșapare. Trebuie făcută mențiunea că datele SRTM1 DLR trebuie filtrate pentru valori excepționale, iar în zonele în care acest MNST nu are acoperire, trebuie utilizate datele ASTER GDEM.

Pentru a argumenta reșaparea la nivelul României, am plecat de la validarea unei serii de metode pentru teritoriul SUA, acolo unde există datele originale SRTM1 NASA și din care se pot simula datele SRTM3 NASA. Au fost alese o serie de zone, care să reflecte condiții de relief cât mai variate și mai apropiate de situația României.

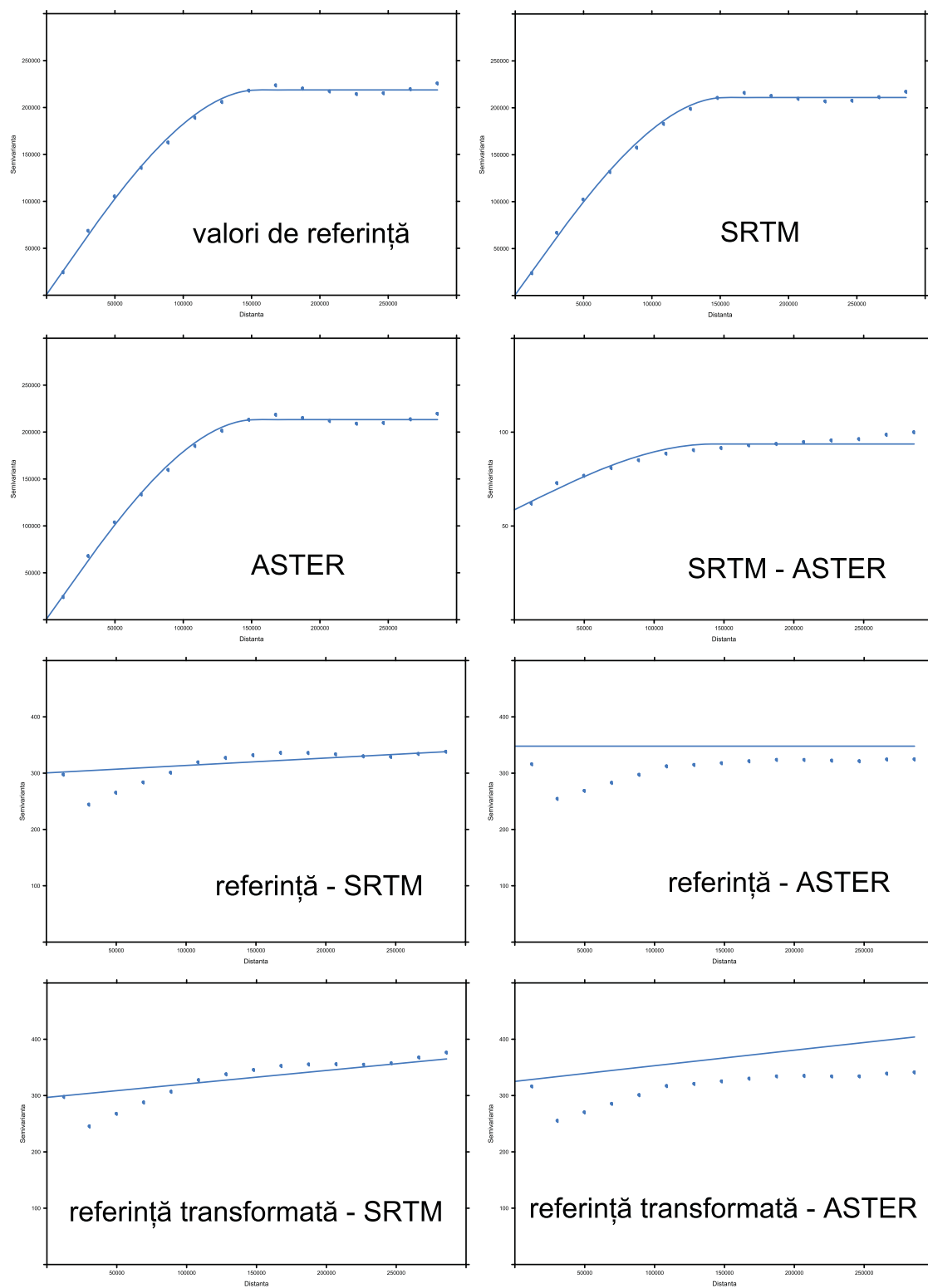


Figura 3.5.10 – Semivariogramele datelor de validare pentru teritoriul României

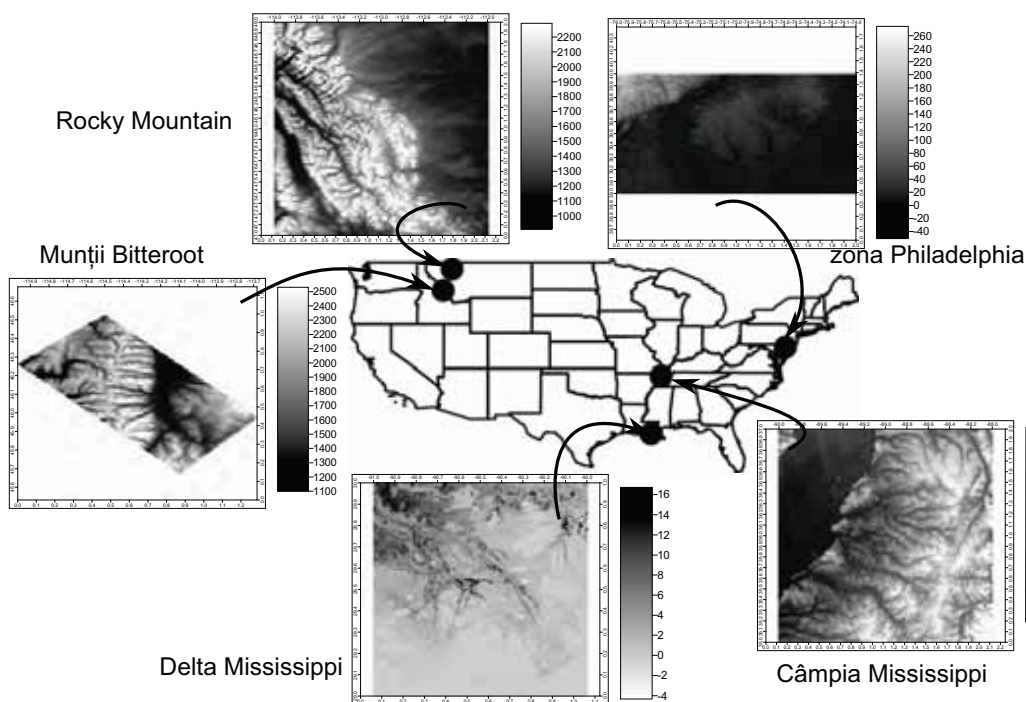


Figura 3.5.11 – Zonele test din SUA

Zonele fără date Zonele fără date prezente în datele SRTM apar ca urmare a imposibilității undelor RADAR de a se întoarce la antena receptoare, și astfel la crearea imaginilor SRTM în arealul aferent acestor situații nu se poate rezolva altitudinea. Acest lucru apare în special în două areale (Hall ș.a., 2005):

- arealele acoperite cu apă, unde nu are loc reflexia undelor RADAR;
- arealele aflate în umbră topografică, unde undele RADAR nu ajung datorită situației topografice; aceste situații apar în general la pante de peste 30° și expoziții opuse sensului de zbor al navei Endeavour.

În funcție de complexitatea reliefului cuprins în arealul fără date, corectarea acestora se poate face:

- prin interpolări simple, dacă arealul zonei fără date ocupă o porțiune de versant;
- utilizarea unor surse de altitudine adiționale dacă arealul zonei fără date ocupă mai multe forme de relief.

În cazul datelor SRTM3 USGS pentru teritoriul României zonele fără date datorate apei au fost corectate de NASA, cu excepția unor seturi de pixeli aflați mai ales în albiile majore, dar a căror număr mic permite interpolarea simplă. Crestele montane (Ceahlău, Bucegi, Făgăraș, Parâng, Retezat-Godeanu) prezintă zone fără date datorate umbrei topografice, unde datele ASTER GDEM au fost utilizate. O atenție sporită trebuie acordată Cheilor Bicazului, unde trebuie păstrată conectivitatea hidrologică.

Măștile de ape Pentru că în zonele acoperite cu ape răspunsul RADAR este inexistent, NASA a generat pe baza datelor Landsat o bază de date care conține poligoane aferente extensiei spațiale a arealelor acvatice (SWBD - Sea and Water Body Dataset). Această bază de date conține arealele lacustre, albiile de râu și relieful antropoc litoral.

Procesarea SRTM conform standardelor DTED 2 (NIMA, 2000), a suprafețelor acoperite de ape este realizată utilizând datele LANDSAT, clasificate ca mască de ape. Datele LANDSAT sunt cu până la 10 ani mai vechi decât datele SRTM, au acuratețe orizontală de 50 m față de 20 m pentru SRTM, și au fost reprojecate și reșapate pentru a coincide cu datele SRTM.

Au fost incluse în SWBD lacurile cu lungime minim de 600 m, lățime maximă de 185 m, și canalele, peninsulele de cel puțin 90 m lățime. Pentru aria aferentă oglinzii lacustre a fost atribuită aceeași valoare de altitudine, mai mică cu 1 m decât aria vecină. Orice detaliu altitudinal de natură antropică existent în

cadrul lacului, cum ar fi podurile sunt eliminate prin setarea altitudinii întregii arii. Se acceptă valorile negative de altitudine pentru lacuri.

Pentru ca albia minoră a unui râu clasificat pe imagini LANDSAT să fie impusă modelului SRTM trebuie ca acesta să aibă o lățime de 90 m pe o lungime de cel puțin 600 m. Acești parametri fac ca doar albiile minore ale Dunării și cursului inferior al Siretului să apară impuse modelului SRTM3. Dacă pe parcursul unui kilometru aval de punctul de început a albiei minore, apare o lățime a acesteia mai mică de 90 m, albia se va menține. Dacă nu este într-unită condiția de lățime, impunerea albiei se oprește. Altitudinea impunerii albiei scade gradual, ortogonal pe axa mediană a albiei. Din acest punct de vedere, prin reșapare la 30 m, se poate impune și albia altor râuri, cu lățimi ale albiei mai mari de 30 m.

Porturile rămân ca altitudine dacă au atribut corespondent în clasificarea LANDSAT. Podurile care traversează albiile minore sunt eliminate prin impunerea albiilor.

Țărmurile și liniile de coastă trebuie să aibă altitudinea cel puțin cu 1 m mai mare ca altitudinea oceanului. Totuși, pentru datele SRTM3 aferente teritoriului Deltei Dunării și complexului lagunar Razim-Sinoe acest criteriu nu este respectat pe toată lungimea țărmului. Acest fapt poate fi pus pe corectitudinea clasificării imaginilor LANDSAT în aceste zone, eventual a faptului că aceste areale de cordon litoral nu întrunesc criteriul de lățime.

Suprafața aferentă oceanelor și mărilor are altitudinea 0. În arealele de țărm există mult zgomot (minime și maxime foarte apropiate), care nu sunt eliminate, respectându-se principiul de 1 m diferență a liniei de țărm față de nivelul oceanelor și mărilor. Aspectele antropice de natură portuară nu sunt eliminate, în schimb sunt eliminate navele. Insulele rămân dacă au fost separate de clasificarea imaginilor LANDSAT. În cazul insulei Șerpilor și a insulei Popina Mare (din complexul lagunar Razim-Sinoe), acestea sunt prezente pe datele SRTM.

Filtrarea erorilor de achiziție Procesul de achiziție al datelor altitudinale și cel de obținere din acestea a modelului numeric al altitudinii suprafeței terestre introduc o serie de erori care trebuie eliminate înainte de a se realiza reșaparea.

Înainte de reșapare a fost utilizat un filtru de tip „destriping”, pentru a elimina artefactele liniare generate de metoda de achiziție (Perego, 2009), implementat de către Perego (2009) în SAGA GIS. Acest filtru are ca parametri:

- unghiul de direcție a benzilor;
- raza de filtrare, ca jumătate din lungimea maximă în pixeli a benzii;
- lățimea în pixeli a benzilor.

Filtrul se aplică în două etape. În prima etapă, se calculează altitudinea medie de-a lungul benzilor, iar în cea de-a doua se calculează diferența dintre benzile înalte și cele joase. Diferența dintre valorile obținute în cele două etape este considerată ca fiind eroarea introdusă de benzi și este eliminată.

În arealele joase benzile sunt evidente, existând areale în care ele sunt prezente într-o singură direcție și altele în care se prezintă în două direcții.

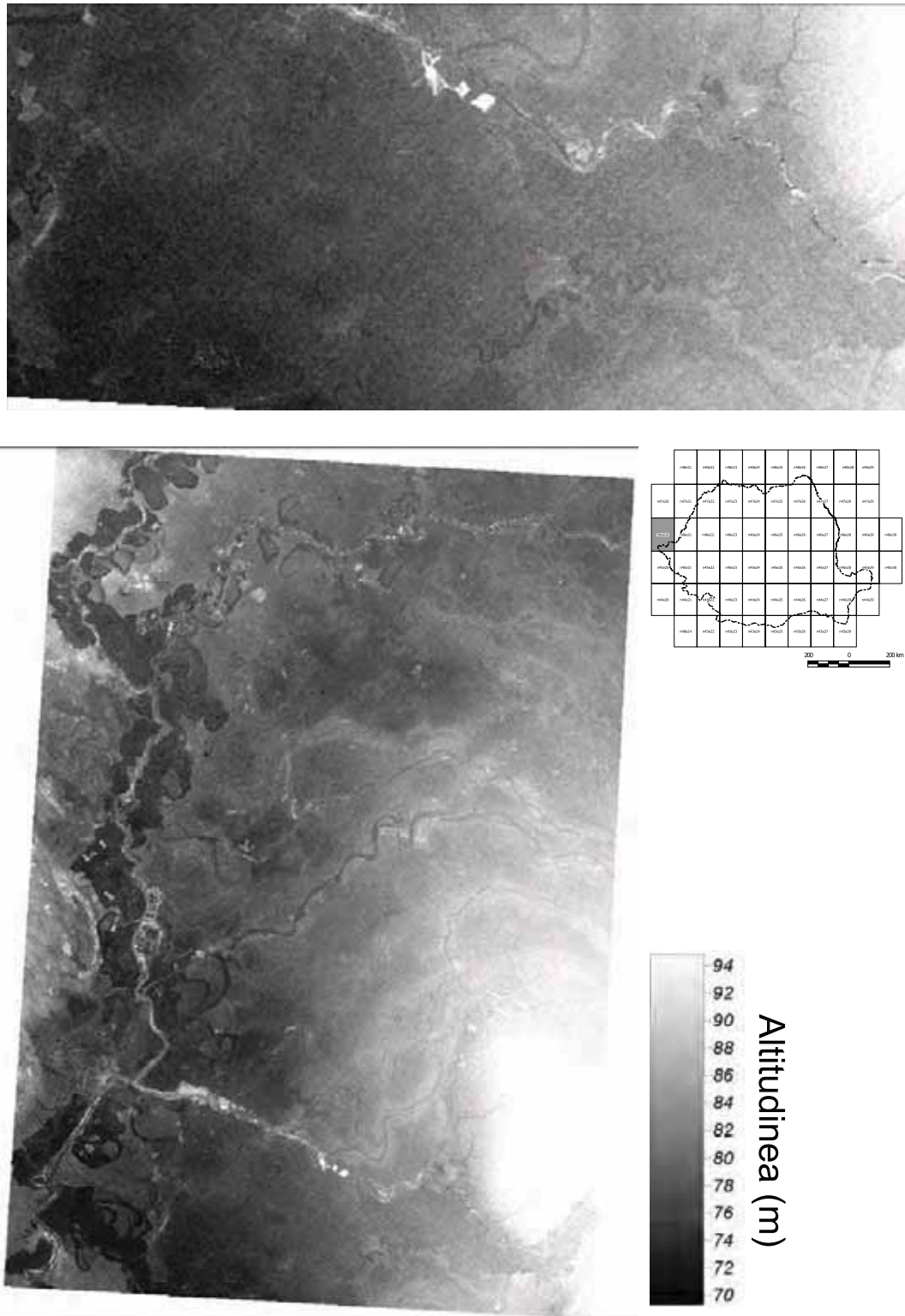
Decimarea din SRTM1 a introdus și o serie de benzi cu direcție nord-sud, dar care se datorează efectului de anti-aliasing și vor dispărea la reșapare.

SRTM1 DLR conține multe valori excepționale, deoarece zonele fără date nu au fost corectate, ci interpolate. Și estimarea erorilor metodei de achiziție conține valori excepționale. Aceste erori au fost eliminate utilizând un filtru pentru valorile excepționale bazat pe statistica descriptivă a altitudinii 6.1.2.3 și implementat în GRASS GIS. După corecția erorilor, datele SRTM1 au fost transformate din datumul vertical WGS84 în cel EGM96. În zonele fără acoperire cu date SRTM1 DLR au fost preluate datele obținute din media ASTER GDEM și SRTM3 DDR.

Mai jos (Tab. 3.5.6,3.5.7,3.5.8,3.5.9) sunt prezentate rezultatele aplicării unor metode de interpolare pentru reșaparea din puncte de coordonate z SRTM3 USGS spațiate la 90 m în rezoluție 30 m aferentă SRTM1, pentru zonele test din SUA. Validarea datelor s-a făcut prin scădere din datele originale SRTM1 NASA.

Se poate observa că metodele de reșapare bazate pe kriging dau valorile cele mai bune, de aceea spre exemplu krigingul ordinar este foarte flexibil de aplicat, deoarece se poate controla mai bine nivelul de

generalizarea (rezultatele sunt bazate pe „nugget” 0, „sill” 60 și „range” 90), față de MSB, unde nivelul maxim (14) nu mai poate fi depășit.



Zona test	Min.	Med.	Max.	St. dev.
Delta Mississippi	-	-	-	-
Câmpia Mississippi	-63	0,0017	83	2,83
zona Philadelphia	-	-	-	-
Munții Bitterroott	-	-	-	-
Rocky Mountain	-299	0,15	275	9,13

Tabelul 3.5.6 – Rezultatele validării reșapării SRTM3 în SRTM1, pentru teritoriul SUA, prin metoda bivariată cubică spline

Zona test	Min.	Med.	Max.	St. dev.
Delta Mississippi	-59	0,00	95	1,21
Câmpia Mississippi	-59	0,0045	85	1,98
zona Philadelphia	-77	-0,0079	59	1,60
Munții Bitterroott	-180	0,33	197	11,75
Rocky Mountain	-332	0,15	435	8,44

Tabelul 3.5.7 – Rezultatele validării reșapării SRTM3 în SRTM1, pentru teritoriul SUA, prin metoda MBS

Zona test	Min.	Med.	Max.	St. dev.
Delta Mississippi	-59	0,00	95	1,18
Câmpia Mississippi	-64	0,0048	83	1,96
zona Philadelphia	-73	-0,0078	59	1,57
Munții Bitterroott	-180	0,33	197	11,71
Rocky Mountain	-355	0,15	367	8,38

Tabelul 3.5.8 – Rezultatele validării reșapării SRTM3 în SRTM1, pentru teritoriul SUA, prin metoda kriging ordinar cu nugget 0

Zona test	Min.	Med.	Max.	St. dev.
Delta Mississippi	-63	0,00	207	1,35
Câmpia Mississippi	-91	0,0048	112	1,89
zona Philadelphia	-74	0,0057	73	1,36
Munții Bitterroott	-398	0,396	1033	13,32
Rocky Mountain	-203	0,4	203	8,85

Tabelul 3.5.9 – Rezultatele validării reșapării SRTM3 în SRTM1, pentru teritoriul SUA, prin metoda cokri-
ging

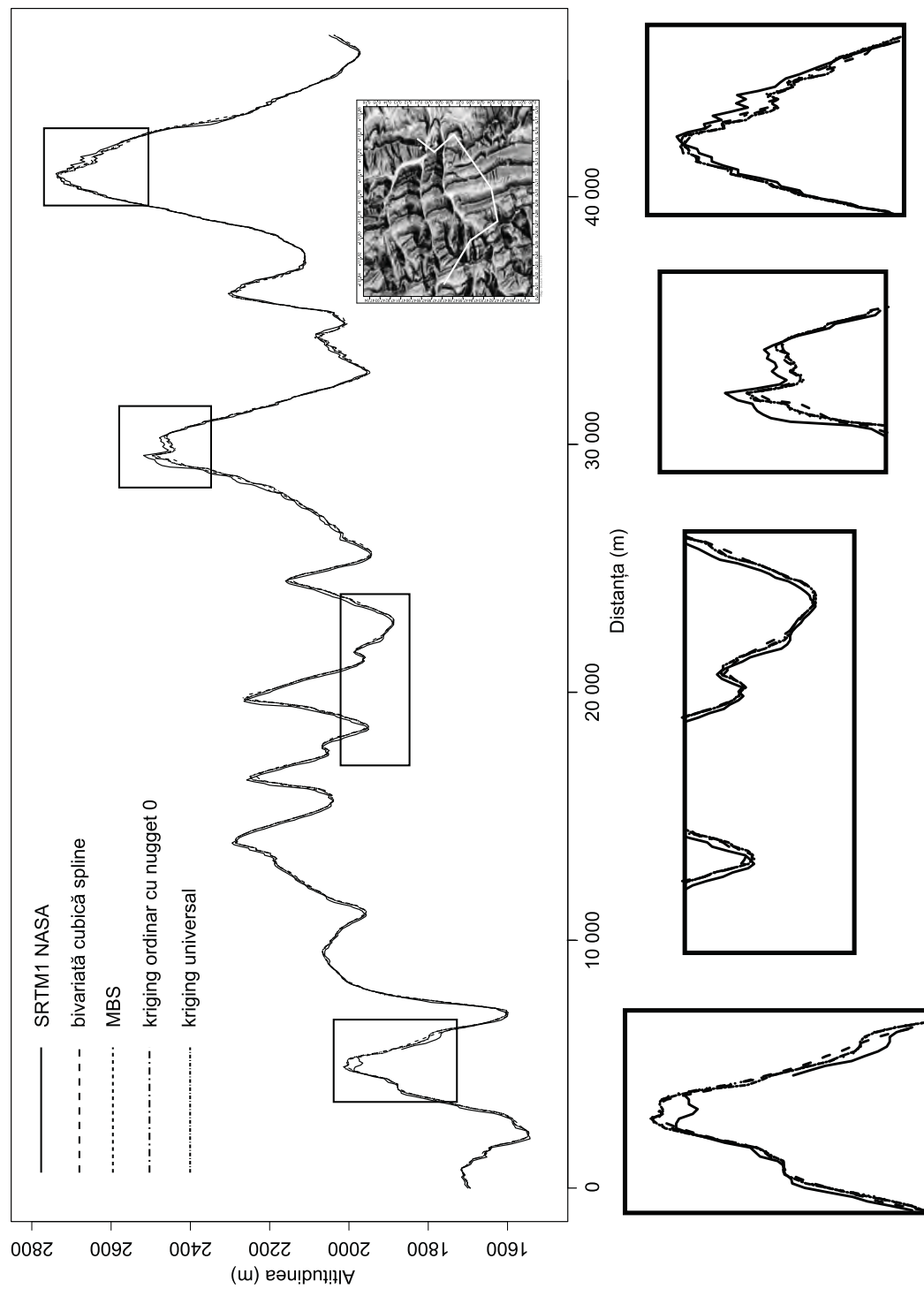


Figura 3.5.13 – Profil topografic prin arealul test Rocky Mountain, reprezentând rezultatele reșapării

4 Derivarea variabilelor geomorfometrice

Variabilele geomorfometrice sunt caracteristice geomorfometriei generale putând fi derivate pentru orice punct al suprafeței terestre (Evans, 1979a; Pike ș.a., 2009a).

4.1 Aspecte generale privind variabilele geomorfometrice

Suprafața terestră este cuantificată cantitativ cu ajutorul variabilelor geomorfometrice. Pentru a denumi caracteristicile cantitative ale formei suprafeței terestre pe lângă variabilă, au fost folosiți termenii: atribut și parametru. Considerăm varianta variabilă ca fiind cea mai potrivită deoarece termenul atribut se referă la caracteristici calitative, iar termenul parametru este o cantitate folosită pentru a relaționa funcții și variabile. Variabila este o cantitate ce poate lua o serie de valori, utilizată într-o ecuație sau funcție. Considerând suprafața terestră un câmp continuu, derivatele primare, secundare sau diverși indici ai caracteristicilor cantitative a acestei suprafețe, atât scalari cât și vectori, pare normal, atât din punct de vedere matematic cât și din punct de vedere conceptual ca termenul variabilă să fie folosit pentru a exprima caracteristicile cantitative de formă ale suprafeței terestre.

Încă din perioada cartografiei analitice au fost teoretizate metode de calcul al variabilelor geomorfometrice ținând cont de modelarea suprafeței terestre drept câmp. În mod clasic variabilele geomorfometrice se derivau pornind de la hărțile topografice prin diverse metode (Zakrzewska, 1963; Evans, 1979a). Utilizarea modelelor numerice ale terenului în diferite formate urmează principiile cartografiei analitice, cu diverse adaptări funcție de implementarea de calcul utilizată, principala îmbunătățire fiind automatizarea procesului de derivare.

Variabilele geomorfometrice pot fi clasificate după mai multe criterii (Olaya, 2009; Shary ș.a., 2002):

1. gradul de transformare matematică al altitudinii: variabile primare și variabile derivate;
2. tipul matematic de algoritm folosit: variabile geometric-trigonometrice și variabile statistice;
3. scara spațială pe care o caracterizează: variabile locale, regionale, globale;
4. influența scării: variabile influențate de scară și variabile neinfluențate de scară;
5. orientarea suprafeței/câmpului: variabile specifice orientării câmpului și variabile invariante orientării câmpului.

Evans (1979a) și Mark (1975) sintetizează o altă perspectivă de clasificare a variabilelor geomorfometrice, pornind de la ideea că practic geomorfometria generală studiază variația altitudinii:

- variabile cuantificatoare ale variației în plan orizontal: granulozitatea și textura;
- variabile cuantificatoare ale variației în plan vertical: amplitudinea;
- variabile cuantificatoare ale relației variației în plan orizontal și vertical: dispersia, magnitudinea și orientarea pantei;
- variabile cuantificatoare ale dezvoltării pe verticală a masei de sub suprafața topografică: indicii hipsometrice.

O mare parte din variabilele geomorfometrice derivate cu ajutorul ferestrelor de vecinătate (numite în literatura de procesare a imaginilor și ferestre „kernel” sau ferestre glisante, adică ferestre în care centrul, nucleul este vizat, iar valoarea sa se obține prin procesarea unui număr de vecini), au variante sub forma filtrelor din procesarea imaginilor (Olaya, 2009). Acestea în literatura de procesare a imaginilor poartă numele de filtre de convoluție ¹ spațială. Ele sunt utilizate la procesarea imaginilor, prin atribuirea unei noi valori fiecărui pixel dintr-o fereastră glisantă, aplicându-se o funcție ponderată spațial.

Filtrele utilizate în procesarea imaginilor sunt de următoarele tipuri (Acharya și Ray, 2005):

¹convoluția este o operație matematică, aplicată la două funcții pentru a obține o a treia, în cazul de față $f(z,x)$ și $f(z,y)$ pentru a obține $f(z)$

- filtrele cu calibrul de nivel ridicat („high-pass”) și calibrul de nivel coborât („low-pass”);
- filtrele de margine („edge”);
- filtrele de mediere („blur” - estompere).

Filtrele de tip „low-pass” atenuează componentul cu frecvență mare, cunoscut și sub numele de zgomot, prin medierea valorilor în fereastra glisantă (aparitia punctelor luminoase, abrupt separate de fundal). Aceste filtre au efect de estompere. Ele reduc zgomotul cu un factor egal cu numărul de pixeli aleși ca vecinătate.

Filtrele de tip „high-pass” atenuează componentul cu frecvență mică, fiind numite și filtre pentru evidențierea marginilor, prin ajustarea coeficienților filtrului. Aceste filtre au și efect de reducere a estompării. Același efect poate fi obținut prin efectuarea scăderii între cele două filtre.

Toate valorile folosite în aceste matrici sunt subunitare și adunate, trebuie să însumeze valoarea 1.

Funcția *r.neighbour* din GRASS GIS permite calcularea unor variabile pe ferestre glisante de mărimi până la 65 de pixeli și formă pătrată sau rotundă.

Funcția *r.mapcalc* din GRASS GIS are implementată codarea vecinilor pixelului central dintr-o fereastră glisantă, lucru ce permite implementarea filtrelor și a calculului pe ferestre glisante (Shapiro și Westervelt, 1992; Shapiro și Clements, 2010) (Fig. 4.1.1)

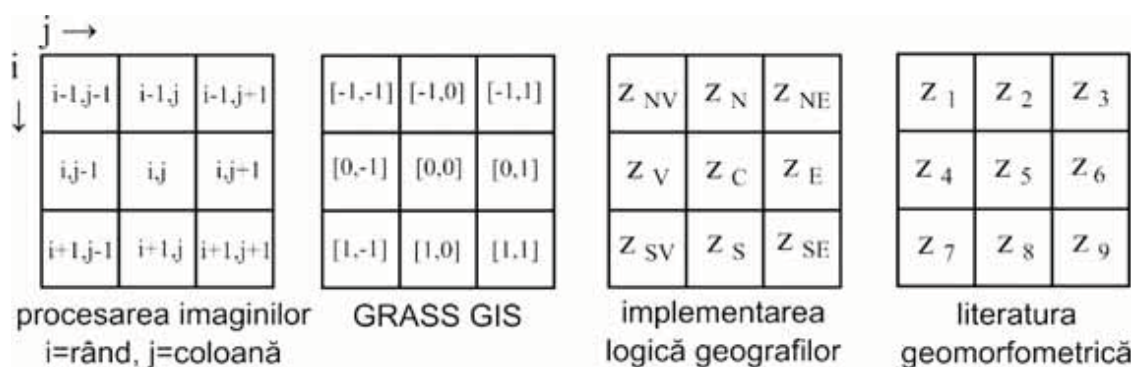


Figura 4.1.1 – Numerotarea vecinilor în ferestrele glisante

4.2 Derivarea variabilelor geomorfometrice în cadrul digital pe baza modelelor numerice ale altitudinii suprafeței terenului

4.2.1 Derivatele primare

Baza matematică ce stă la baza calculului derivatelor primare ale altitudinii este reprezentată de considerarea suprafeței terestre ca un câmp definit matematic de o funcție. Plecând de la această reprezentare matematică și de la faptul că majoritatea surselor de altitudine sunt reprezentate de matricile de tip grid, ecuațiile polinomiale și ecuațiile diferențiale au fost utilizate pentru derivarea formulelor de calcul al derivatelor de pe acest tip de modele numerice ale suprafeței terestre. Există formule care sunt valabile doar pentru rasterele în proiecții cartezene, pentru proiecțiile geografice fiind derivate alte formule. Matematic vorbind, același tip de calcul poate fi obținut și prin utilizarea filtrelor de imagine (pentru rasterele în proiecții rectangulare).

Calculul diferențial se bazează pe calculul derivatei unei funcții (Thomas și Finney, 1998; Wainwright și Mulligan, 2004), în cazul nostru funcția ce descrie variația altitudinii suprafeței terestre:

$$f(z) = \lim_{h \rightarrow 0} \frac{f(z+h) - f(z)}{h}. \quad (4.2.1)$$

Ecuația de mai sus se poate nota ca derivată a lui z fie față de axa x astfel: $\frac{dz}{dx}$ sau $\frac{\delta_z}{\delta_x}$, fie față de axa y astfel: $\frac{dz}{dy}$ sau $\frac{\delta_z}{\delta_y}$, axe pe care se determină h . În cazul rasterelor, h devine D , rezoluția rasterului. În

cadrul ecuațiilor diferențiale (LeVeque, 1998), au fost definite diferențele finite ca metode aproximare a derivatelor: Schemele de aplicare a acestor diferențe finite pot fi unilaterale:

$$\frac{\delta z}{\delta_x} = \frac{z - (z + h)}{h}, \quad (4.2.2)$$

$$\frac{\delta z}{\delta_x} = \frac{z - (z - h)}{h}, \quad (4.2.3)$$

sau centrate:

$$\frac{\delta z}{\delta_x} = \frac{(z + h) - (z - h)}{2h}. \quad (4.2.4)$$

Reprezentarea suprafeței terestre ca vector 3D (curbe de nivel cu altitudine, TIN) necesită un alt tip de abordare matematică al calcului derivatelor, deoarece aceste reprezentări nu sunt reprezentări izotrope (Meyer ș.a., 2001).

4.2.1.1 Panta

Panta este o caracteristică cantitativă a unei drepte, a unui segment de dreaptă sau a unei funcții, fiind definită de raportul dintre dezvoltarea pe axa y și pe axa x . Această definiție este dată de geometrie. Dacă considerăm panta ca vector, ea va avea o magnitudine, cunoscută drept gradient și o direcție, cunoscută drept expoziție.

În științele Pământului, panta (denumită și înclinare, declivitate, geodeclivitate, gradient) este o caracteristică cantitativă a suprafeței terestre și reprezintă unghiul dintre planul suprafeței terestre și planul orizontalei locului. Pentru calculul pantei se recurge la rezolvarea triunghiului dreptunghic format de planul suprafeței terestre, planul orizontalei și a verticalei locului. Funcție de unitate de măsură cerută rezolvarea devine (Fig. 4.2.1):

- pentru calculul în grade [°]:

$$\beta = \tan \sqrt{\left(\frac{BC}{AC}\right)^2}, \quad (4.2.5)$$

- pentru calculul în procente [%]:

$$\beta = \sqrt{\left(\frac{BC}{AC}\right)^2} \times 100. \quad (4.2.6)$$

Implementarea digitală cere utilizarea unei funcții asemănătoare tangentei, dar care întoarce valoarea direct în grade: *atand*.

Sharpnack și Akin (1969) utilizează pentru calculul pantei coeficienții de regresie ai unei matrici de 3×3 altitudini:

$$B = \begin{bmatrix} \frac{(z_{NV} + z_N + z_{NE} - z_{SV} - z_S - z_{SE})}{6 \times D} \\ \frac{(z_{NE} + z_E + z_{SE} - z_{NV} - z_V - z_{SV})}{6 \times D} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} B_1 \\ B_2 \end{bmatrix}. \quad (4.2.7)$$

Pornind de la o intensă trecere în revistă ca metodelor utilizate pe hărțile topografice pentru calculul pantei, (Evans, 1979a,b) argumentează utilizarea unei matrici de altitudini, de mărimea 3×3 , în cadrul căreia se utilizează un polinom bivariat de gradul doi pentru impunerea unei suprafețe care să aproximeze cât mai mult suprafața terestră a zonei, dar fără a trece neapărat prin punctele de altitudini cunoscute:

$$z = a \times x^2 + b \times y^2 + c \times x \times y + d \times x + e \times y + f, \quad (4.2.8)$$

unde coeficienții sunt:

$$a = \frac{[z_{NV} + z_{NE} + z_{SV} + z_{SE} - 2 \times (z_N + z_S) + 3 \times (z_V + z_E) - 6 \times z_C]}{5 \times D^2}, \quad (4.2.9)$$

$$b = \frac{[z_{NV} + z_{NE} + z_{SV} + z_{SE} - 2 \times (z_V + z_E) + 3 \times (z_N + z_S) - 6 \times z_C]}{5 \times D^2}, \quad (4.2.10)$$

$$c = \frac{[-z_{NV} + z_{NE} + z_{SV} - z_{SE}]}{4 \times D^2}, \quad (4.2.11)$$

$$d = \frac{z_{NE} + z_E + z_{SE} - z_{NV} - z_V - z_{SV}}{6 \times D}, \quad (4.2.12)$$

$$e = \frac{z_{NV} + z_N + z_{NE} - z_{SV} - z_S - z_{SE}}{6 \times D}, \quad (4.2.13)$$

$$f = z_C. \quad (4.2.14)$$

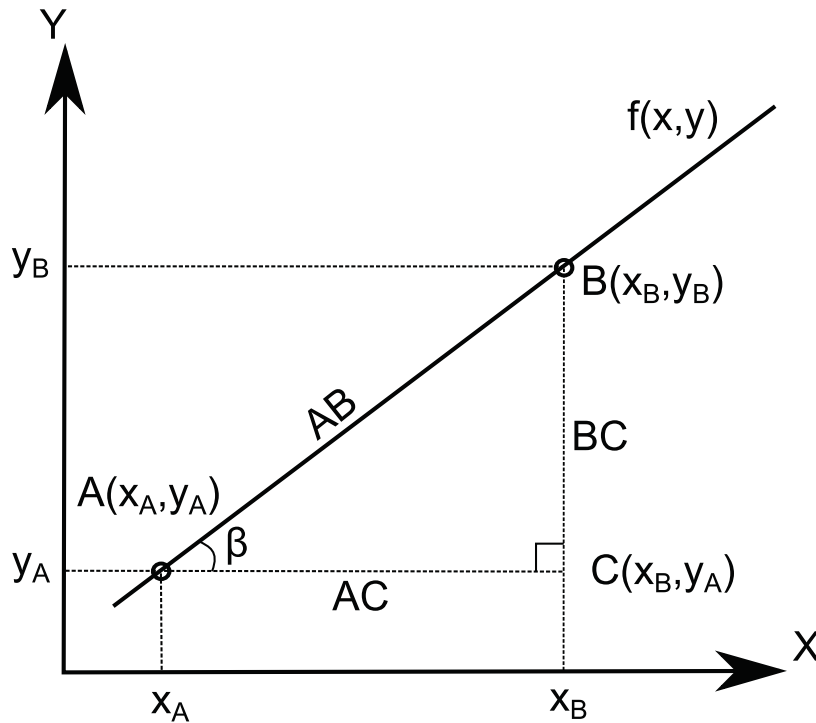


Figura 4.2.1 – Calculul geometric al pantei

Unwin (1981) argumentează utilizarea matricii de 3×3 pentru derivarea pantei, atât ca gradient al unui câmp scalar, cât și ca înclinare a unei suprafețe trend, intuind și posibilitatea utilizării unor suprafețe aproximative de polinoame de ordin superior.

Haralick (1983) utilizează o fereastră de 5×5 pixeli căreia îi impune un polinom bicubic de forma:

$$z = a \times x^3 + b \times x^2 \times y + c \times x \times y^2 + d \times y^3 + e \times x^2 + f \times x \times y + g \times y^2 + h \times x + i \times y + j. \quad (4.2.15)$$

Zevenbergen și Thorn (1987) pentru a obține o suprafață care trece prin toate punctele de altitudine cunoscută ale ferestrei de 3×3 , folosesc un polinom bivariat parțial de ordinul patru:

$$z = a \times x^2 \times y^2 + b \times x^2 \times y + c \times x \times y^2 + d \times x^2 + e \times y^2 + f \times x \times y + g \times x + h \times y + i, \quad (4.2.16)$$

unde coeficienții $a - i$ sunt:

$$a = \frac{\left[\frac{(z_{NV} + z_{NE} + z_{SV} + z_{SE})}{4} - \frac{(z_N + z_V + z_E + z_S)}{2} + z_C \right]}{D^4}, \quad (4.2.17)$$

$$b = \frac{\left[\frac{(z_{NV} + z_{NE} - z_{SV} - z_{SE})}{4} - \frac{(z_N - z_S)}{2} \right]}{D^3}, \quad (4.2.18)$$

$$c = \frac{\left[\frac{(-z_{NV} + z_{NE} - z_{SV} + z_{SE})}{4} + \frac{(z_V - z_E)}{2} \right]}{D^3}, \quad (4.2.19)$$

$$d = \frac{\left[\frac{(z_V + z_E)}{2} - z_C \right]}{D^2}, \quad (4.2.20)$$

$$e = \frac{\left[\frac{(z_N + z_S)}{2} - z_C \right]}{D^2}, \quad (4.2.21)$$

$$f = \frac{(-z_{NV} + z_{NE} + z_{SV} - z_{SE})}{4 \times D^2}, \quad (4.2.22)$$

$$g = \frac{(-z_V + z_E)}{2 \times D}, \quad (4.2.23)$$

$$h = \frac{(z_N - z_S)}{2 \times D}, \quad (4.2.24)$$

$$i = z_C. \quad (4.2.25)$$

Wood (1996) rescrie în formă conică ecuația lui Evans sub forma:

$$a^2 \times x + 2 \times \frac{c}{2} \times x \times y + b^2 \times y + 2 \times \frac{d}{2} \times x + 2 \times \frac{e}{2} \times y + f - z = 0, \quad (4.2.26)$$

ecuație conică care se poate reduce la trei cazuri ce corespund la trei tipuri de suprafețe:

$$\text{dacă } \begin{cases} a \times b - (\frac{c}{2}) > 0 \\ a \times b - (\frac{c}{2}) = 0 \\ a \times b - (\frac{c}{2}) < 0 \end{cases} \text{ atunci suprafața este } \begin{cases} \text{eliptică} \\ \text{parabolică} \\ \text{hiperbolică} \end{cases}. \quad (4.2.27)$$

Shary (1995) utilizează o implementare similară celei lui Evans, cu polinomul:

$$z = \frac{a}{2} \times x^2 + \frac{b}{2} \times y^2 + c \times x \times y + d \times x + e \times y + f, \quad (4.2.28)$$

unde coeficienții c , d , e și f sunt aceiași cu cei indicați de Evans (ecuațiile), doar coeficienții a și b fiind ușor modificați:

$$a = \frac{[z_{NV} + z_{NE} + z_{SV} + z_{SE} - 2 \times (z_N + z_S) + 3 \times (z_V + z_E) - 6 \times z_C]}{5 \times D^2}, \quad (4.2.29)$$

$$b = \frac{[z_{NV} + z_{NE} + z_{SV} + z_{SE} - 2 \times (z_V + z_E) + 3 \times (z_N + z_S) - 6 \times z_C]}{5 \times D^2}. \quad (4.2.30)$$

Shary ș.a. (2002) creează o modificare a algoritmului lui Evans prin aplicarea unui filtru izotrop de netezire, filtru care modifică valoarea de altitudine a pixelului central (z_C) din fereastra de 3×3 pixeli cu valoarea z'_C :

$$z'_C = s \frac{(z_N + z_V + z_E + z_S)}{9} + \left(\frac{1-4s}{9}\right) \times z_C, \quad (4.2.31)$$

unde

$$s = \frac{1}{9}, \quad (4.2.32)$$

ecuația devenind

$$z'_C = s \frac{(z_N + z_V + 41 \times z_C + z_E + z_S)}{45}. \quad (4.2.33)$$

Ritter (1987) imaginează calculul pantei pornind de la ideea a doi vectori pe direcțiile N-S și E-V, care prin compunere dau vectorul de pantă.

Jones (1998b) introduce un algoritm numit diagonal, în care rotește axele N-S și E-V ale lui Ritter (1987) cu 45°, astfel încât se vor folosi altitudinile pixelilor aflați în colțurile ferestrei 3 × 3.

Modelele matematice enunțate mai sus sunt rezolvate pentru calculul pantei pe modelele numerice ale altitudinii suprafeței terenului în format raster prin metoda calculului diferențial, formula aplicându-se atât pe direcția x , cât și pe direcția y , devenind:

$$\beta = \tan \sqrt{\left(\frac{\delta z}{\delta x} + \frac{\delta z}{\delta y}\right)^2}. \quad (4.2.34)$$

În mediul digital al formatului raster problema se traduce în utilizarea vecinilor dintr-o fereastră de 3 × 3 pixeli (Fig. 4.1.1). Această fereastră este glisată pentru fiecare pixel în parte și se realizează calculul lui $\frac{\delta z}{\delta x}$ și $\frac{\delta z}{\delta y}$. δx și δy reprezintă rezoluția pixelului (notată ca D) înmulțită cu un factor, iar δz se calculează diferit, funcție de algoritmul utilizat, reprezentând penultimul, respectiv antepenultimul factor al ecuațiilor utilizate pentru impunerea unei suprafețe în matricea de 3 × 3 altitudini (ecuațiile 4.2.35 - 4.2.48).

Deși modelul matematic de la care s-a pornit în implementare variază, de multe ori algoritmul final de calcul obținut are aceeași formă. După notarea făcută de către Zhou și Liu (2004a) și Lee și Clarke (2005), se diferențiază următorii algoritmi:

- SIMPLD (Simple Difference) (Jones, 1998b):

$$\frac{\delta z}{\delta x} = \frac{z_C - z_N}{2D}, \quad (4.2.35)$$

$$\frac{\delta z}{\delta y} = \frac{z_C - z_V}{2D}, \quad (4.2.36)$$

- 2FD (Second-order Finite Difference) (Fleming și Hoffer, 1979; Zevenbergen și Thorn, 1987; Ritter, 1987), supranumit și “rock’s case”(Jones, 1998a):

$$\frac{\delta z}{\delta x} = \frac{z_N - z_S}{2D}, \quad (4.2.37)$$

$$\frac{\delta z}{\delta y} = \frac{z_E - z_V}{2D}, \quad (4.2.38)$$

- DIAG (“Diagonal Ritter’s”) (Jones, 1998b):

$$\frac{\delta z}{\delta x} = \frac{z_{NE} - z_{SV}}{2D\sqrt{2}}, \quad (4.2.39)$$

$$\frac{\delta z}{\delta y} = \frac{z_{NV} - z_{SE}}{2D\sqrt{2}}, \quad (4.2.40)$$

- 3FD (Third-order Finite Difference) (Sharpnack și Akin, Sharpnack și Akin; Evans, 1979a; Wood, 1996; Shary, 1995):

$$\frac{\delta z}{\delta x} = \frac{(z_{NV} - z_{SV}) + (z_N - z_S) + (z_{NE} - z_{SE})}{6D}, \quad (4.2.41)$$

$$\frac{\delta z}{\delta y} = \frac{(z_{NE} - z_{NV}) + (z_E - z_V) + (z_{SE} - z_{SV})}{6D}, \quad (4.2.42)$$

- 3FDWRSD (Third-order Finite Difference Weighted by Reciprocal of Squared Distance) (Horn, 1970):

$$\frac{\delta z}{\delta x} = \frac{(z_{NV} - z_{SV}) + 2 \times (z_N - z_S) + (z_{NE} - z_{SE})}{8D}, \quad (4.2.43)$$

$$\frac{\delta z}{\delta y} = \frac{(z_{NE} - z_{NV}) + 2 \times (z_E - z_V) + (z_{SE} - z_{SV})}{8D}, \quad (4.2.44)$$

- 3FDWRD (Third-order Finite Difference Weighted by Reciprocal of Distance)(Unwin, 1981) :

$$\frac{\delta z}{\delta x} = \frac{(z_{NV} - z_{SV}) + \sqrt{2} \times (z_N - z_S) + (z_{NE} - z_{SE})}{(4 + 2\sqrt{2}) \times D}, \quad (4.2.45)$$

$$\frac{\delta z}{\delta y} = \frac{(z_{NE} - z_{NV}) + \sqrt{2} \times (z_E - z_V) + (z_{SE} - z_{SV})}{(4 + 2\sqrt{2}) \times D}, \quad (4.2.46)$$

- FFD (Frame Finite Difference) (Chu și Tasi, 1995 citat de Zhou și Liu (2004a)):

$$\frac{\delta z}{\delta x} = \frac{(z_{NV} - z_{SV}) + (z_{NE} - z_{SE})}{4D}, \quad (4.2.47)$$

$$\frac{\delta z}{\delta y} = \frac{(z_{NE} - z_{NV}) + (z_{SE} - z_{SV})}{4D}. \quad (4.2.48)$$

În aceeași tendință, la această listă care conține cei mai utilizați algoritmi în literatura de specialitate, se pot adăuga următorii:

- BP (Bicubic Polynomial) (Haralick, 1983)
- MG (Maximum Gradient) (Travis ș.a., 1975; Zhang ș.a., 1999):

$$\beta = \frac{\max \sqrt{(z_C - z_i)^2}}{L}, \quad (4.2.49)$$

unde

$$i = N, NE, E, SE, S, SV, V, NV, \quad (4.2.50)$$

$$L = D, \text{ dacă } i = N, E, S, V, \quad (4.2.51)$$

$$L = D\sqrt{2}, \text{ dacă } i = NE, SE, SV, NV, \quad (4.2.52)$$

- MUG (Maximum Upward Gradient):

$$\beta = \frac{\sqrt{[\max(z_C - z_i)]^2}}{L}, \quad (4.2.53)$$

- MDG (Maximum Downward Gradient) (Hickey, 2000):

$$\beta = \frac{\sqrt{[\min(z_C - z_i)]^2}}{L}, \quad (4.2.54)$$

- MGFD (Maximum Gradient on Flow Direction):

$$\beta = \frac{\max(\sqrt{[\max(z_C - z_i)]^2}) - \min(\sqrt{[\min(z_C - z_i)]^2})}{L}, \quad (4.2.55)$$

- FCRT (Four Contiguous Right Triangles) (Onorati ș.a., 1992);
- DIAGBPT (Diagonals Best Plane Fit) (Beasley și Huggins, 1982; Srinivasan și Engel, 1991):

$$\beta = \frac{(z_{\max} - z_{\max+2}) \times AT}{Slen}, \quad (4.2.56)$$

unde:

$$AT = \frac{(z_{\max} + 1) - (z_{\max} + 2)}{z_{\max} - (z_{\max} + 1)}, \quad (4.2.57)$$

$$Slen = d \times \sqrt{1 + AT^2}, \quad (4.2.58)$$

$$z_{\max} = \max(z_1, z_2, z_3, z_4), \quad (4.2.59)$$

$$z_1 = \frac{3 \times z_{NV} + z_{NE} - z_{SV} + z_{SE}}{4}, \quad (4.2.60)$$

$$z_2 = \frac{z_{NV} + 3 \times z_{NE} + z_{SV} - z_{SE}}{4}, \quad (4.2.61)$$

$$z_3 = \frac{z_{NV} - z_{NE} + 3 \times z_{SV} + z_{SE}}{4}, \quad (4.2.62)$$

$$z_4 = \frac{z_{NV} - z_{NE} + z_{SV} + 3 \times z_{SE}}{4}. \quad (4.2.63)$$

Algoritmul 3FD este implementat de Wood (1996) în GRASS GIS, în cadrul funcției *r.param.scale* (Raster/Terrain Analysis/Terrain parameters), iar algoritmul 3FDWRSR este implementat în ArcGIS 10 (ESRI, 2012). SAGA GIS are implementați în funcția *Terrain Analysis - Morphometry => Local Morphometry* algoritmi: MG, 2FD, 3FD și BB, iar TntMIPS v.7.3 - 2011 are implementați algoritmi 2FD, 3FD, 3FWRD și 3FWRSD. Implementarea algoritmilor menționați se poate face în cadrul funcției *r.mapcalc* din GRASS GIS.

Algoritmul MG are două variante în funcție de alegerea valorilor maxime, făcându-se alegerea dintre cele negative și atunci algoritmul devenind MDG (Maximum Downward Gradient) (Hickey, 2000) sau cele pozitive, în acest caz algoritmul devenind MUG (Maximum Upward Gradient). Ambele variante pot avea aplicații hidrologice interesante.

Există implementări care măresc aria de calcul a pantei. Este cazul scripturilor de ILWIS implementate de Hengl ș.a. (2009) și funcției *r.param.scale* din GRASS GIS. Aceste implementări trebuie să aibă în vedere alte formule de calcul, în care metoda diferențelor finite este utilizată pentru distanțe diferite în jurul vecinilor (Meyer ș.a., 2001).

În afară de fereastra de 3×3 , de formă pătrată, Shi ș.a. (2007) utilizează o fereastră rotundă (Fig. 4.2.4) pentru calculul pantei. Într-adevăr, dacă se dorește respectarea principiului omogenității spațiului în cadrul formatului raster, utilizarea unei ferestre rotunde pentru calculul pantei este mai logică, și așa cum arată autorii chiar mai acurată. În acest caz, trebuie modificate formulele de calcul pentru algoritmi 3FD, 3FDWRSR, 3FDWRD, FFD și MG, la nivelul lui D (mărimea pixelului) pentru pixelii aflați la colțurile ferestrei pătrate, D devenind $D\sqrt{2}$, iar pentru implementarea lui Evans parametrii polinomului devin:

$$a = \frac{(z_{NV} + z_{NE} + 3 \times z_V + 3 \times z_E + z_{SV} + z_{SE} - z_N - 8 \times z_C - z_S)}{4 \times D^2}, \quad (4.2.64)$$

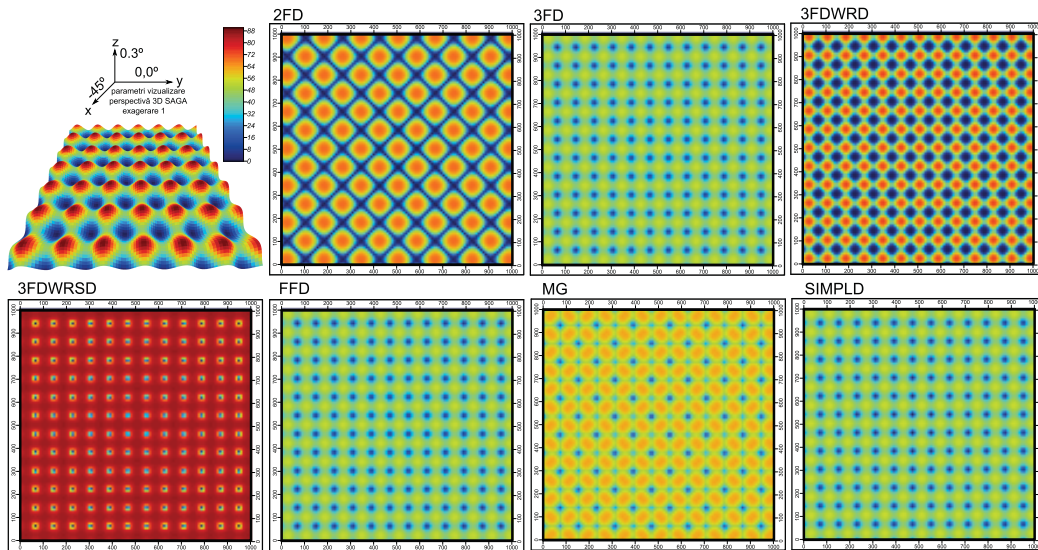


Figura 4.2.3 – Panta obținută printr-o serie de algoritmi pentru suprafața matematică sinusoidală

$$b = \frac{(z_{NV} + z_{NE} + 3 \times z_S + 3 \times z_N + z_{SV} + z_{SE} - z_V - 8 \times z_C - z_E)}{4 \times D^2}, \quad (4.2.65)$$

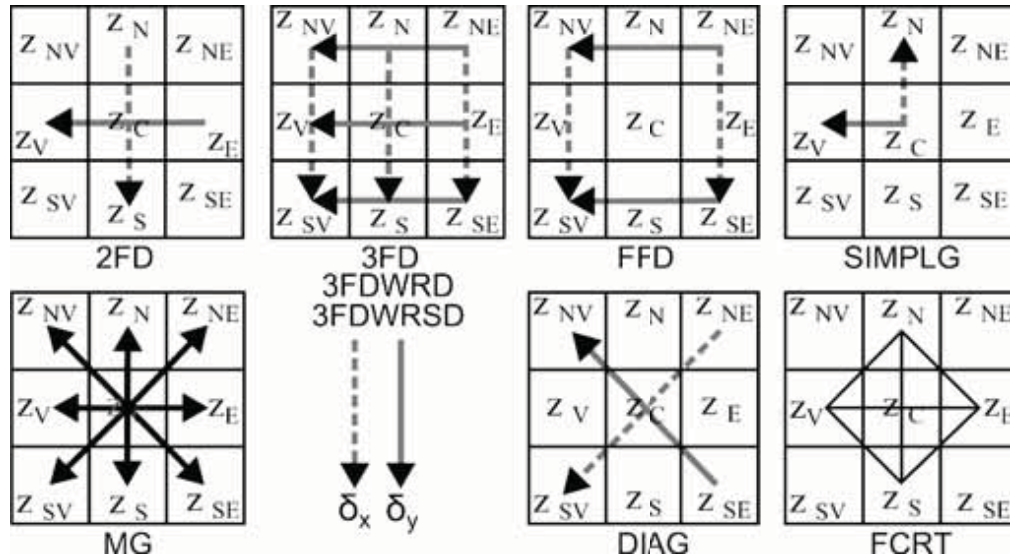


Figura 4.2.2 – Schema utilizării pixelilor vecini în fereastra glisantă pentru calculul pantei

$$c = \frac{(z_{NE} + z_{SV} - z_{NV} + z_{SE})}{2 \times D^2}, \quad (4.2.66)$$

$$d = \frac{(\sqrt{2} \times z_{NE} + \sqrt{2} \times z_E + \sqrt{2} \times z_{SE} - \sqrt{2} \times z_{NV} - 2 \times z_V - \sqrt{2} \times z_{SV})}{8 \times D}, \quad (4.2.67)$$

$$e = \frac{(\sqrt{2} \times z_{NV} + \sqrt{2} \times z_N + \sqrt{2} \times z_{NE} - \sqrt{2} \times z_{SV} - 2 \times z_S - \sqrt{2} \times z_{SE})}{8 \times D}, \quad (4.2.68)$$

$$f = z_5 \quad (4.2.69)$$

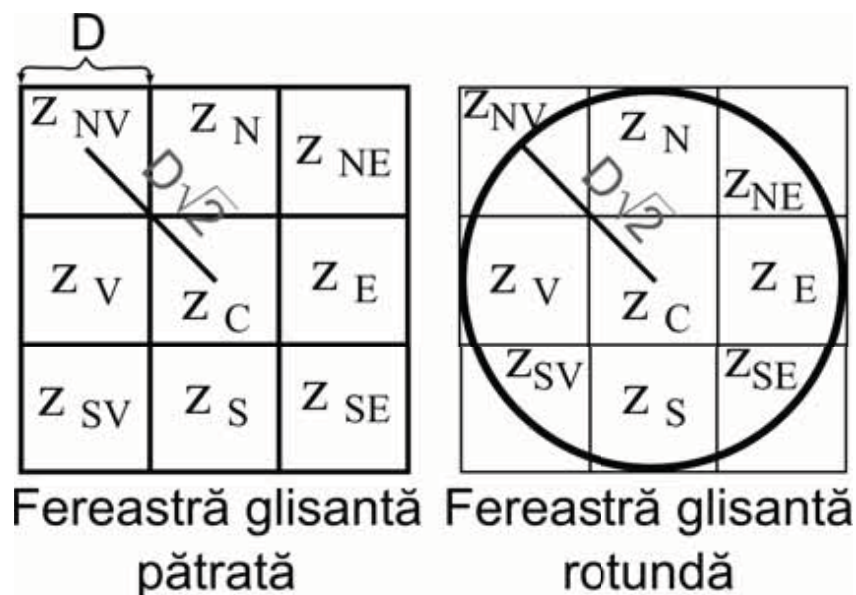


Figura 4.2.4 – Forme ale ferestrei glisante utilizate în calculul pantei

Există și implementări ale calculului pantei pe ferestre de dimensiuni mai mari de 3×3 . O primă menționare a acestei posibilități este realizată de Clerici (1980). Aceste implementări au fost create mai ales de către pedologi, care au descoperit că în special regresia unor parametri ai solului cu variabilele geomorfometrice dă rezultate statistic mai bune dacă variabilele geomorfometrice sunt calculate pe areale mai largi (Smith ș.a., 2006). Implementarea calculului pe ferestre mai mari de 3×3 pixeli, menționată de Smith ș.a. (2006) este implementată în programul 3DMapper (<http://www.terrainanalytics.com/>), fiind utilizate polinoame care produc regresii de tipul celor mai mici pătrate, care generalizează suprafața terestră. Wood (1996) a implementat în GRASS GIS, în cadrul funcției *r.param.scale*, calculul pantei pe ferestre de mărimi până la 65×65 pixeli, prin impunerea unui polinom bivariat de ordinul doi, prin metoda celor mai mici pătrate.

Pentru modelele numerice ale suprafeței terenului în format vector se utilizează formule de calcul care se bazează pe formula geometrică (Fig. 4.2.1). Pornind de la curbele de nivel digitizate sau create prin metoda “contouring”, echidistanța acestora reprezintă gradientul vertical, iar panta va depinde de gradientul orizontal, adică distanța dintre curbele de nivel. Cea mai bună abordare o reprezintă cererea către utilizator, de a specifica clasele de pantă pe care le dorește, eventual și precizia numerică. Pe baza acestora se cere identificarea distanțelor dintre curbele de nivel care corespund valorilor de pantă dintre intervale. Astfel, ariile dintre curbele de nivel se vor segmenta funcție de clasele specificate. Vectorul obținut astfel se poate transforma în raster. Pe modelul vector se pot implementa și metodele clasice de estimare a pantei de pe hărți topografice sintetizate de Zakrzewska (1967) și Evans (1979a).

Pentru modelele numerice ale suprafeței terenului în format TIN calculul pantei se face în cadrul unor triunghiuri, fie prin metoda geometrică și medierea ei din panta laturilor triunghiului, fie prin impunerea unor polinoame celor trei puncte de altitudine cunoscută, care să estimeze panta planului impus triunghiului.

4.2.1.1.1 Aria reală vs. aria proiectată Prin estimarea pantei, se poate estima și suprafața reală, respectiv, volumul real al suprafeței terestre. Pentru fiecare pixel aria reală (A_r) este aria proiectată ($A_p = D^2$) pe planul orizontalei, împărțită la cosinusul pantei:

$$A_r = \frac{A_p}{\cos(\beta)}. \quad (4.2.70)$$

Formula de mai sus este doar o estimare grosieră a pantei deoarece ea reprezintă înclinarea suprafeței impuse celor 8/9 puncte de altitudine din matricea de 3×3 pixeli. Considerând aceeași matrice și

demonstrațiile lui Hodgson (1995) valide, Jenness (2004) a introdus calculul ariei suprafeței terestre, folosind proporțional aria celor 4 triunghiuri create de cele nouă puncte din matrice (Fig. 4.2.5):

$$A_r = A_1 + \dots + A_8, \quad (4.2.71)$$

unde

$$A_i = \frac{A_i}{2}, i = 1, \dots, 8, \quad (4.2.72)$$

$$A_i = \frac{a + b + c}{2}, \quad (4.2.73)$$

$$a_i = \sqrt{(2 \times D\sqrt{2})^2 + |\Delta z|^2}, \quad (4.2.74)$$

$$b_i = \sqrt{(2 \times D)^2 + |\Delta z|^2}, \quad (4.2.75)$$

$$c_i = \sqrt{(2 \times D)^2 + |\Delta z|^2}. \quad (4.2.76)$$

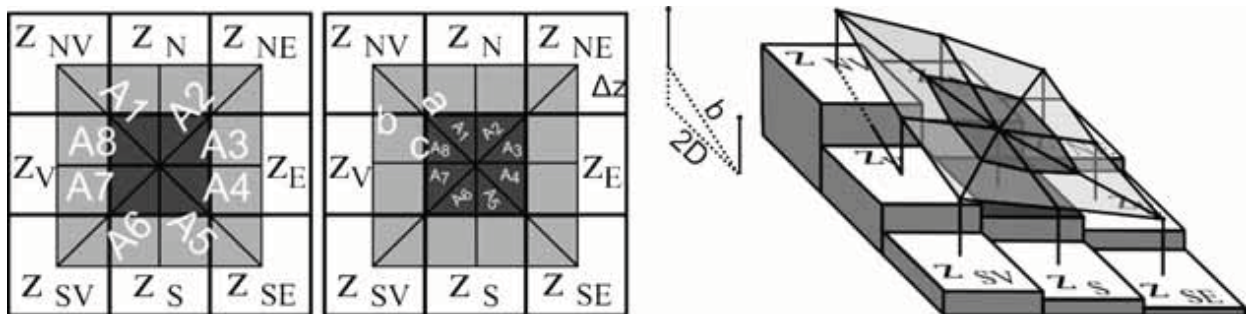


Figura 4.2.5 – Modul de calcul al ariei reale conform lui Jenness (2004)

4.2.1.2 Expoziția (aspectul)

Calculul expoziției se face în strânsă legătură cu gradientul, după cum am menționat în cazul considerării sale drept component de direcție al vectorului pantă. În literatura internațională de limbă engleză expoziția, mai este denumită și aspect, deoarece o reprezentarea grafică a acestei variabile în tonuri de gri, înfățișează aspectul general al reliefului, fiind o denumire provenită din literatura de procesare a imaginilor. Nu considerăm oportună utilizarea denumirii de aspect în geomorfometrie, deoarece aceasta nu este nici în concordanță cu modelul geometric, nici cu cel vectorial.

Expoziția (E , Exp , A , Ψ , α) se calculează folosind gradientii utilizați la calculul pantei (indicați la secțiunea 4.2.1.1), în literatură specificându-se mai multe formule de calcul:

- Unwin (1981)

$$\tan E = \frac{\frac{\delta z}{\delta y}}{\frac{\delta z}{\delta x}}, \quad (4.2.77)$$

- Ritter (1987)

$$E = 90^\circ - \arctan\left(\frac{\frac{\delta z}{\delta y}}{\frac{\delta z}{\delta x}}\right) \quad \text{dacă } \frac{\delta z}{\delta x} > 0, \quad (4.2.78)$$

$$E = 270^\circ - \arctan\left(\frac{\frac{\delta z}{\delta y}}{\frac{\delta z}{\delta x}}\right) \quad \text{dacă } \frac{\delta z}{\delta x} < 0, \quad (4.2.79)$$

- Gallant și Wilson (1996)

$$E = 180^\circ - \arctan\left(\frac{\frac{\delta z}{\delta y}}{\frac{\delta z}{\delta x}}\right) + 90^\circ \left(\frac{\frac{\delta z}{\delta x}}{\left|\frac{\delta z}{\delta x}\right|}\right), \quad (4.2.80)$$

- Hunter și Goodchild (1997)

$$\tan E = \frac{-\frac{\delta z}{\delta y}}{\frac{\delta z}{\delta x}}, \quad (4.2.81)$$

- Zhou și Liu (2004a,b)

$$E = 270^\circ + \arctan\left(\frac{\frac{\delta z}{\delta y}}{\frac{\delta z}{\delta x}}\right) - 90^\circ \left(\frac{\frac{\delta z}{\delta x}}{\left|\frac{\delta z}{\delta x}\right|}\right), \quad (4.2.82)$$

- Shary ș.a. (2002):

$$E = -90 \times \left[1 - \text{sign}\left(\frac{\delta z}{\delta y}\right)\right] \times \left[1 - \left|\text{sign}\left(\frac{\delta z}{\delta x}\right)\right|\right] + 180 \times \left[1 + \text{sign}\left(\frac{\delta z}{\delta y}\right)\right] -$$

$$- 180 \times \left[\text{sign}\left(\frac{\delta z}{\delta y}\right)\right] \times \arccos \frac{\sqrt{\left[\left(\frac{\delta z}{\delta x}\right)^2 + \left(\frac{\delta z}{\delta y}\right)^2\right]}}{\pi}, \quad (4.2.83)$$

unde

$$\text{sign}(x) = \begin{cases} 1 & \text{if } x > 0 \\ 0 & \text{if } x = 0 \\ -1 & \text{if } x < 0. \end{cases} \quad (4.2.84)$$

Funcția arctangentă întoarce o valoare între 0° și 90° , această valoare trebuind transformată în azimut față de direcția nord, funcție de semnul celor doi componente. Dacă se utilizează doar semnul lui $\frac{\delta z}{\delta x}$, când acesta este pozitiv valoarea în grade obținute se scade din 90° , iar dacă acesta este negativ din 270° . Dacă se utilizează atât semnele lui $\frac{\delta z}{\delta x}$, cât și ale lui $\frac{\delta z}{\delta y}$, atunci există patru cazuri, a căror rezolvare se adună la 0° , 90° , 180° și 270° , funcție de cadranul corespondent (Fig. 4.2.6).

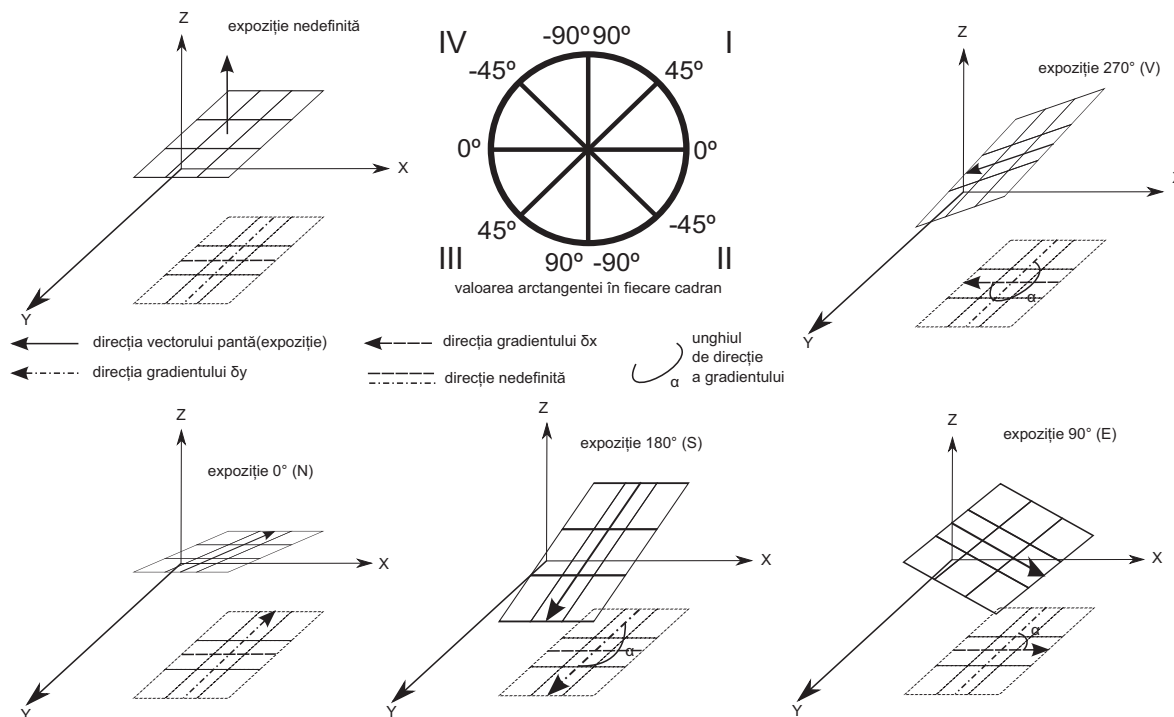


Figure 4.2.6 – Geometria calculului expoziției

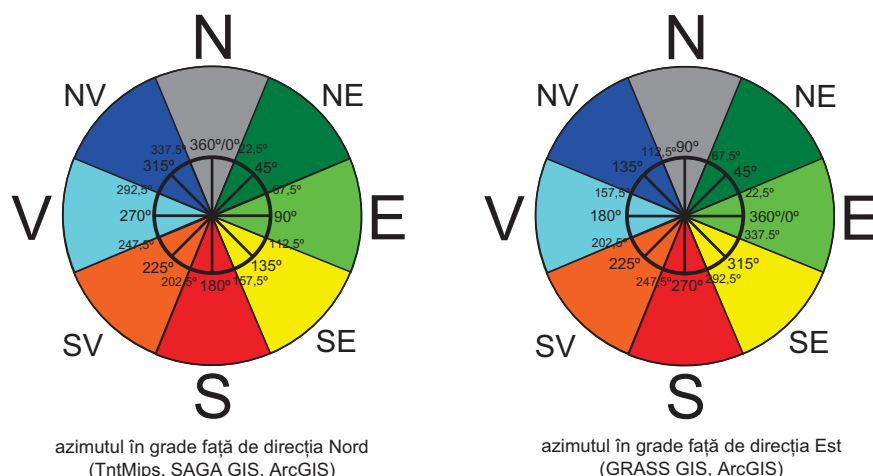


Figura 4.2.7 – Modul de notare ca azimut al expoziției

Utilizarea funcției tangentă care în mediul digital întoarce valoare în grade, indică direct un unghi cu valoare între 0° și 360° , care va reprezenta azimutul față de direcția nord, sau chiar față de direcția est (Fig. 4.2.7).

4.2.1.2.1 Umbrirea Umbrirea se poate deriva direct din expoziție (Fig. 4.2.8) și reprezintă un indice adimensional, care exprimă în procente, de la 0 la 100, gradul de umbrire al suprafeței terenului funcție de poziția Soarelui pe cer, poziție indicată de utilizator. Acest model de calcul al umbririi presupune un model Lambertian de reflectanță (Horn, 1970; Cooper, 2003), adică suprafața reflectă toată lumina ajunsă la aceasta egal către toate direcțiile, umbrirea reprezentând intensitatea luminii reflectate de către suprafața terestră. Soarele, ca punct de plecare al razelor este considerat la o distanță infinită iar razele solare care sosesc spre suprafața terestră sunt paralele. Pentru realismul vizualizării umbririi se poate introduce în locul valorii 0 (umbrire totală) o valoare medie a radiației difuze (Corripio, 2003).

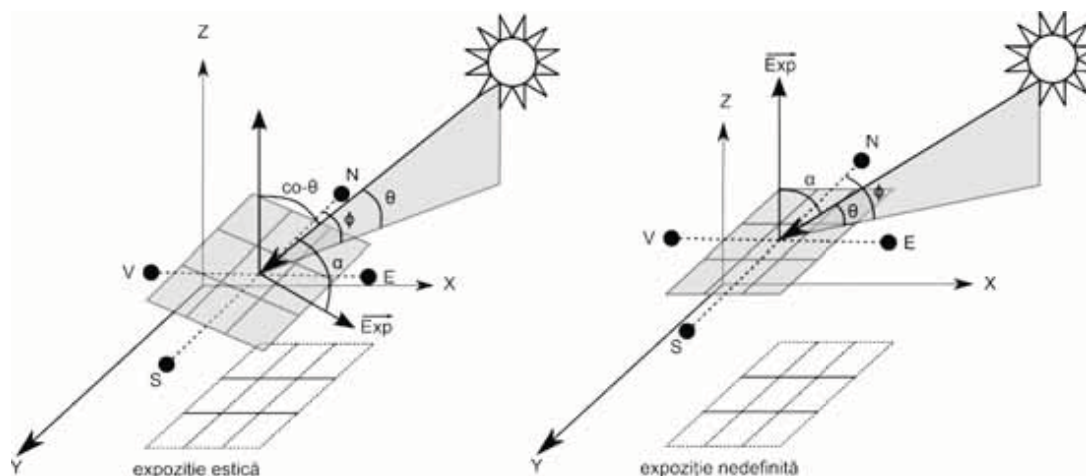


Figura 4.2.8 – Modelul geometric de calcul al umbririi

Formulele de calcul ale umbririi sunt variate, dar includ utilizarea gradientilor din fereastra glisantă menționați la derivarea pantei (ecuațiile 4.2.35 - 4.2.48):

- Zhou (1992):

$$U = \frac{100}{c} \times \left(\sin \theta - \frac{\delta_z}{\delta_x} \times \sin \phi \times \cos \theta - \frac{\delta_z}{\delta_y} \cos \phi \times \cos \theta \right), \quad (4.2.85)$$

unde

$$c = \sqrt{1 + \left(\frac{\delta_z}{\delta_x}\right)^2 + \left(\frac{\delta_z}{\delta_y}\right)^2}, \quad (4.2.86)$$

$$\phi = \text{azimutul Soarelui față de direcția Nord}, \quad (4.2.87)$$

$$\theta = \text{înălțimea Soarelui pe cer}, \quad (4.2.88)$$

• Shary ș.a. (2002):

$$U = 50 \times \left\{ 1 + \text{sign} \left[\cos a - \sin a \times \left(\frac{\delta_z}{\delta_x} \times \sin \phi + \frac{\delta_z}{\delta_y} \times \cos \phi \right) \right] \right\} \times \frac{\left[\cos a - \sin a \times \left(\frac{\delta_z}{\delta_x} \times \sin \phi + \frac{\delta_z}{\delta_y} \times \cos \phi \right) \right]}{\left[1 + \left(\frac{\delta_z}{\delta_x}\right)^2 + \left(\frac{\delta_z}{\delta_y}\right)^2 \right]}, \quad (4.2.89)$$

unde

$$90 - a = \text{înălțimea Soarelui pe cer}. \quad (4.2.90)$$

Cea mai tipică utilizare a umbririi este vizualizarea acesteia cu o paletă de culori în tonuri de gri, eventual cu introducerea unei transparențe și suprapunerea peste o hartă hipsometrică sau peste modelul numeric al altitudinii suprafeței terenului vizualizat cu o paletă de culori hipsometrice. Acest tip de vizualizare ține locul unei *hărți morfografice*, în accepțiunea clasică, pe baza căreia geomorfologul poate recunoaște forma suprafeței terestre în zona respectivă. Vizualizarea umbririi este importantă și în evaluarea calității modelului numeric după ce acesta a fost interpolat, deoarece vizualizarea altitudinii reprezentată de o paletă de culori poate ascunde eventualele erori de interpolare. Cu ajutorul vizualizării umbririi ne putem face o imagine calitativă asupra formei suprafeței terestre. În cartografie există o mulțitudine de metode de creare a umbririi, în această branșă derivarea umbririi folosind modelele numerice ale suprafeței terestre fiind denumită *metoda analitică* (Jenny, 2001).

Umbrirea poate fi utilizată la estimarea cantitativă a formei suprafeței terestre, utilizând imagini satelitare și știindu-se parametrii iluminării (Horn, 1970; Wilson și Hancock, 1999; Liu, 2003; Cooper, 2003). Această metodă a fost folosită pentru estimarea altitudinilor suprafeței unor planete ca Marte (Dorrer și Zhou, 1998) sau a satelitelui Luna (Lohse și Heipke, 2004).

Umbrirea poate fi calculată pentru fiecare interval orar al zilei, ca medie a oricărei zile, și ca medie anuală, putând fi utilizată în corectarea cantității de radiație ajunsă la nivelul suprafeței terestre (insolația), în modele fizice complexe care pot include și corecția temperaturii, umidității și evapo-transpirației. Astfel de modele fizice complexe au fost implementate de Wilson și Gallant (2000c) ca SRAD în TAPES-G și de (Suri și Hofierka, 2004; Šúri ș.a., 2007) ca funcțiile *r.sun* și *r.shading* în GRASS GIS. Umbrirea poate fi relaționată și cu radiația directă, prin metode statistice.

Pe lângă umbrirea datorată expoziției și pantei suprafeței terestre, și altitudinile vecine pot crea *umbrire indirectă*. Aceasta se calculează pe baza *unghiului zenital al orizontului vizibil*. Dacă pixelul în cauză se află în umbra unui pixel vecin, acesta trebuie considerat umbrît (umbrire de valoare 0) (Böhner și Antonic, 2009).

În afară de umbrire se mai pot calcula o serie de variabile relaționate de iluminare, tot cu ajutorul altitudinilor și derivatelor acestora, și anume orizontul vizibil și factorul de vizibilitate a cerului. Acestea pot fi utilizate și în modelarea radiației primite de suprafața terestră, fiind relaționate în special de radiația difuză.

Factorul de vizibilitate al cerului reprezintă fracția emisferică de cer vizibil (neobstrucționat) dintr-un anumit punct (Corripio, 2003). Acest factor este influențat de către poziționarea altitudinală a pixelului

respectiv față de altitudinea vecinilor pe cele 4 sau 8 direcții cardinale. Calculul presupune estimarea mediei unghiului zenital ($co - \theta$, fiind complementarului lui α , unghiul de înălțime a razei solare) a orizontului vizibil, prin care se estimează raportul de rază dintre emisfera vizibilă și emisfera totală, pentru toate direcțiile cardinale (Fig. 4.2.9):

$$FV = \sin^2(\overline{co - \theta}) = \left(\frac{\bar{r}}{\bar{R}}\right)^2. \quad (4.2.91)$$

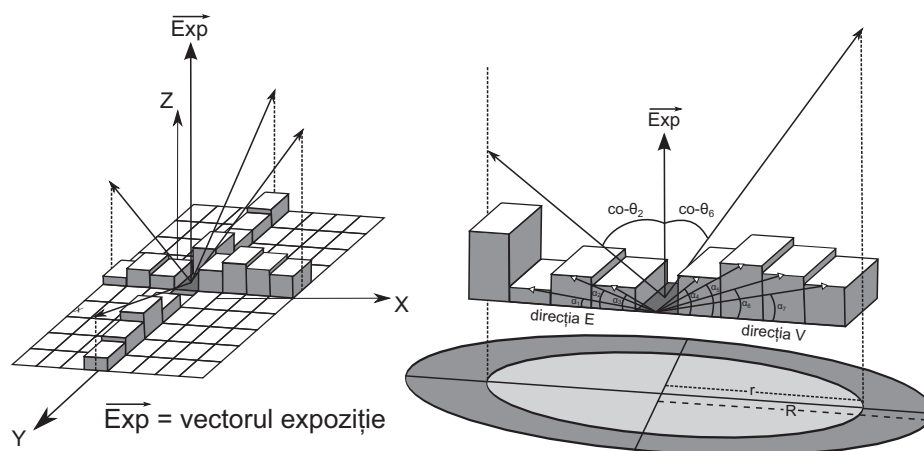


Figura 4.2.9 – Modelul geometric de calcul al factorului de vizibilitate al cerului

Din Fig. 4.2.9 este clar că unghiul θ este complementarul unghiului de pantă, calculul factorului de vizibilitate a cerului putând fi relaționat de calculul pantei. Panta se calculează între pixelul central și pixelii vecini pe direcția cardinală până ce se ajunge la un maxim ($\max(\beta_1, \dots, \beta_n)$). În acest scop Dozier (1981) descrie un algoritm care simplifică calculul orizontului vizibil pe direcții cardinale. O implementare facilă de calcul a unghiului zenital al orizontului vizibil este realizată de Suri și Hofierka (2004) ca *r.horizon* în cadrul GRASS GIS. Factorul de vizibilitate al cerului este cunoscut și sub numele de *indicele de deschidere topografică* (Yokoyama ș.a., 2002).

Complementarul, *factorul de vizibilitate a terenului*, poate fi relaționat de radiația de undă scurtă reflectată. SAGA GIS calculează atât factorul de vizibilitate a cerului, cât și pe cel al terenului.

4.2.1.3 Statistica altitudinii

Tot în cadrul derivatelor primare putem include și statistica altitudinii (altitudinea notată ca z), calculată pe ferestre glisante de diferite forme (pătrată, rotundă, trapezoidală, sau forme neregulate) și mărimi ($3 \times 3, 5 \times 5, 7 \times 7, \dots, (n+1) \times (n+1)$, unde $n = \text{număr par}$) sau la nivelul întregului raster utilizat. Utilizarea statisticii altitudinii în geografie își are rădăcinile în sec. XIX (Péguy, 1998), în general statistica univariată descriind dispersia altitudinii. Dacă statistica altitudinii poate avea semnificații geomorfologice și geomorfometrice distincte, statistica folosind ferestre glisante pentru celelalte variabile poate fi și ea utilă.

Minima și maxima Minimele și maximele altitudinale de nivel local (calculate în ferestre de 3×3) sau regionale (calculate în ferestre de mărimi mai mari sau pe bazine hidrografice) reflectă situații de tip depresiune sau vale, respectiv vârf sau culme.

Operatorii de tip minimă și maximă sunt utilizați în literatura de procesare a imaginilor (Johnston și Rosenfeld, 1975; Peucker și Douglas, 1975; Nakagawa și Rosenfeld, 1978; Jenson, 1985; Jenson și Domingue, 1988; Kim ș.a., 2006) pentru a crea operatorii de subțiere, eroziune și deschidere, putând fi utilizați și pentru extragerea culmilor, vârfurilor, văilor, depresiunilor, pasurilor, atât de pe rastere binare, cât și de pe rastere reprezentabile în tonuri de gri (așa cum pot fi considerate modelele numerice ale

altitudinii suprafeței terenului în format raster). Maxima și minima sunt folosite și în derivarea altor variabile geomorfometrice.

Amplitudinea reliefului vs. energia de relief Considerăm că energia de relief este o noțiune controversată. În literatura de specialitate francofonă, și de aici în literatura geomorfologică românească această variabilă a fost numită adâncimea fragmentării reliefului (Grigore, 1979; Ungureanu, 1988), eventual fragmentarea pe verticală. În literatura de specialitate anglofonă este utilizat termenul "relief", "relative relief" sau "local relief", pe această filieră apărând și termenul de energie de relief. Variabila a fost utilizată pentru prima oară de către Partsch (1911), sub numele de "reliefenergie". Există afirmații că această variabilă reprezintă potențialul de forță gravitațională disponibilă pentru denudație (Miller, 1948; Ahnert, 1984). Totuși, ca unitate de măsură adâncimea fragmentării nu reprezintă o energie, de aici și polemica pe baza folosirii acestui termen.

În mod clasic, amplitudinea reliefului (H) se calculează pe areale relativ mari (peste 1 km²), de forme circulare sau pătrate, prin calcularea diferenței dintre altitudinea maximă și cea minimă. Astfel se obține valoarea amplitudinii reliefului, a intervalului altitudinal pe care se dezvoltă relieful acelei zone, între minima aflată teoretic pe un curs de drenaj, și maxima aflată teoretic la nivelul culmilor. În acest sistem de calcul termenul adâncimea fragmentării reliefului nu poate fi valabil deoarece nu putem diferenția între adâncime sau dezvoltare pozitivă pe verticală, deoarece nu ne raportăm nici la o suprafață de bază, nici la nivelul marilor înălțimi, neavând siguranța nici că maximele se află pe culmi, sau minimele pe axa văilor. De aceea de preferat este termenul de amplitudine a reliefului. Această amplitudine se poate raporta și la aria arealului, obținându-se un indice adimensional care ne spune câți metri amplitudine parvin în medie fiecărui metru pătrat din arealul respectiv.

Pentru modele numerice ale altitudinii suprafeței terenului în format raster, modul clasic de calcul se poate transla în calculul maximei, minimei și diferenței altitudinale, în ferestre de diverse mărimi sau diverse forme. Dacă la ferestre de 3 × 3 pixeli se obține practic gradientul local, ce poate fi utilizat și la calculul unei pante medii, pentru ferestre mai mari obținându-se o variabilă regională. Utilizarea unor ferestre foarte mari generează valori nerealiste, cu modele de tip pătrat sau rotund, funcție de forma ferestrei utilizate.

Analizând o arie localizată în bazinului râului Ohio, Glock (1932) introduce termenii:

- **relief de drenaj**, ca fiind distanța verticală pe care o parcurge apa din momentul în care atinge suprafața terestră la partea superioară a culmilor, și până unde ajunge în rețeaua hidrografică;
- **relief disponibil**, ca fiind diferența de nivel dintre suprafața albiilor râurilor *grade* și suprafața superioară, cu rol de suprafață de nivelare în care acestea s-au adâncit;
- **relief critic**, ca fiind altitudinea în etapa în care din suprafața inițială nu mai rămân decât nivelele de culme.

Johnson (1933) discută și critică intens aceste noțiuni. Relieful de drenaj în accepțiunea lui Glock (1932) ar trebui să fie echivalent cu distanța pe verticală corespunzătoare scurgerii areolare în accepțiunea lui Horton (1945).

Dury (1951) reia ideea reliefului disponibil, dar așa cum arată Mark (1975), el se referă de fapt la relieful de drenaj al lui Glock (1932). În SAGA GIS este implementată o variantă de amplitudine a reliefului, numită fie "Distanța oververticală până la canalul de drenaj" ("Vertical distance to channel network"), fie "Altitudinea deasupra rețelei de canale" ("Altitude above channel network"), corespunzătoare reliefului de drenaj. În calculul acestei variabile se interpolează o suprafață din altitudinea albiilor, și scăzând aceasta din suprafața actuală (Fig. 4.2.10 și Fig. 4.2.11), se obține amplitudinea de relief exprimată ca altitudine relativă față de suprafața rețelei de drenaj, și reprezentând aria ce stă la dispoziție pentru a fi erodată. Din valorile acestui relief disponibil se poate calcula și volumul disponibil de relief, de unde se poate deriva **relieful disponibil mediu**, ca raport între volumul și aria reliefului disponibil, conform lui Dury (1951).

Dury (1951) menționează și posibilitatea calculării adâncimii disecției, prin interpolarea unei suprafețe a culmilor, din care se scade suprafața actuală. Pentru această variabilă este mai potrivit termenul de **adâncime a fragmentării reliefului**, deoarece pentru fiecare pixel se obține valoarea în metri reprezen-

tând adâncirea față de nivelul culmilor, generată de adâncirea rețelei hidrografice. Totuși, interpolarea suprafeței culmilor este mai dificilă, decât cea a albiilor, pentru că trebuie separate culmi de diferite ordine, iar în zonele depresionare nu există puncte de sprijin pentru interpolare.

Datorită acestor considerente considerăm oportună utilizarea termenului de **amplitudine** a reliefului pentru calculul pe areal sau în ferestre, iar pentru calculul prin raportare la suprafața culmilor **adâncimea fragmentării/diseceției** sau prin raportare la suprafața axelor văilor, **relieful de drenaj**.

Ahnert (1984) analizează funcția logaritmică existentă între valorile energiei de relief calculate în cercuri cu diametre variabile și diametrul acestora pentru mai multe areale de pe glob pentru a argumenta existenței unei limite superioare a amplitudinii culmilor montane.

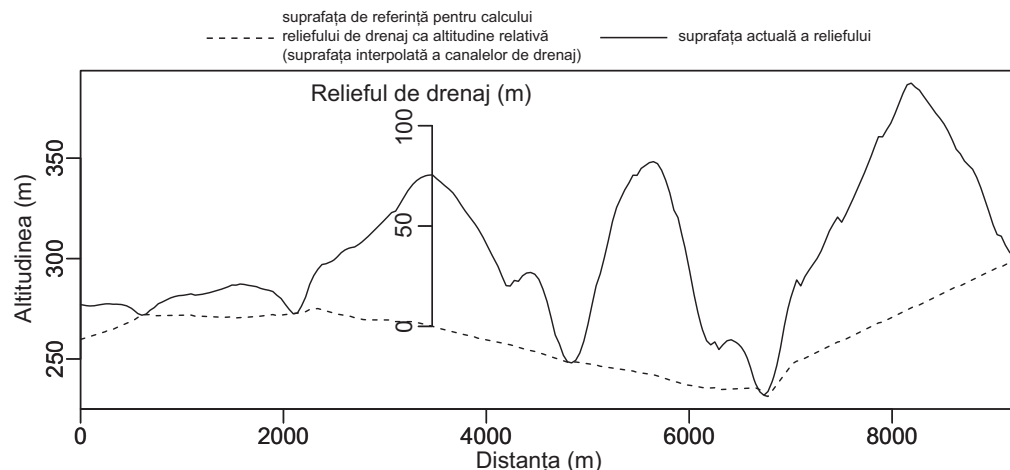


Figura 4.2.10 – Modul de calcul al reliefului de drenaj (pentru poziționarea zonei vezi Fig. 4.2.11)

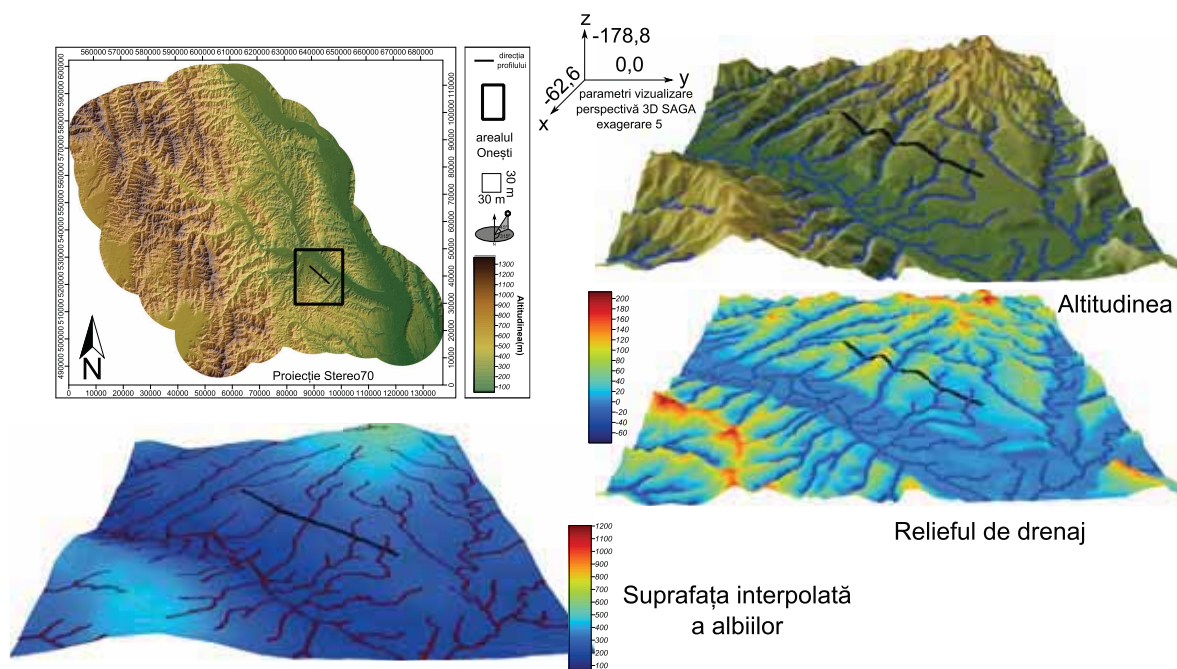


Figura 4.2.11 – Calculul reliefului disponibil pentru bazinul hidrografic Trotuș

Media (Wilson și Gallant, 2000b) Media altitudinilor dintr-o fereastră de diverse mărimi și forme:

$$\bar{z} = \left(\frac{z_1 + z_2 + \dots + z_n}{n} \right). \quad (4.2.92)$$

poate fi utilizată ca filtru de mediere, sau poate fi utilizată drept component al unor interogări complexe. În general se recomandă utilizarea filtrelor de mediere, deoarece se consideră că ele duc la eliminarea punctelor extreme, care pot influența calculul altor variabile (Reuter ș.a., 2009).

Diferența față de medie Wilson și Gallant (2000b) Diferența față de medie poate fi un indice topografic al poziției pixelului în cauză față de contextul local. Weiss (2000) și Guisan ș.a. (2000) pentru a explica repartiția unor specii de arbori în vestul Americii de Nord, folosesc varianța sub numele de *Indicele de poziție topografică*:

$$z_v = z_i - \bar{z}. \quad (4.2.93)$$

Prin raportarea diferenței față de medie calculată pe ferestre glisante de diverse mărimi, rezultă indicele menționat. Valorile pozitive mari indică situarea la altitudini mai mari decât media zonei, corespunzând zonelor de culme, valorile apropiate de 0 arată apropierea de medie, cazul versanților, iar valorile negative mari indică situarea mult sub media zonei, cazul albiilor. Acest indice este o măsură locală, deoarece dacă se mărește foarte mult fereastra de calcul, semnificația de poziție a unor forme de relief se poate schimba.

Mediana Mediana poate fi folosită ca indice de poziție topografică, exprimându-se altitudinea relativă a pixelului central dintr-o fereastră glisantă, față de mediana zonei, care poate constitui linia de mijloc a pantei:

$$\tilde{z} = \frac{z_{max} - z_{min}}{2}. \quad (4.2.94)$$

Majoritatea Majoritatea altitudinilor poate fi folosită pentru generalizare, prin atribuirea altitudinii pixelului central dintr-o fereastră glisantă, majorității (valoarea cea mai frecventă) valorilor din acea fereastră. Inversa acestei măsuri, *minoritatea* poate fi utilizată pentru evidențierea maximelor și minimelor locale.

Varianța (dispersia) Varianța este o măsură a dispersiei, fiind suma diferențelor dintre valorile șirului de date și media, ridicate la pătrat, și împărțite la numărul de observații (Everitt, 2006):

$$z_{VAR} = \frac{1}{n-1} \times \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2. \quad (4.2.95)$$

Deviația standard Evans (1979a) consideră că deviația standard (folosită pentru prima dată de Péguy, 1998) reprezintă o măsură mai bună a dispersiei decât amplitudinea, deoarece este mai puțin sensibilă la mărirea ariei de calcul. Wilson și Gallant (2000b) menționează că în ferestre mici poate fi un substitut al amplitudinii locale a reliefului, dar în ferestre de calcul mari este o măsură a rugozității reliefului. Deviația standard este radicalul varianței (Everitt, 2006):

$$\sigma_z = \sqrt{z_{var}}. \quad (4.2.96)$$

Deviația față de medie (Wilson și Gallant, 2000b) Este un alt indice al poziției topografice relative, fiind de data aceasta normalizată la amplitudine:

$$z_{DEV} = \frac{z_i - \bar{z}}{\sigma_z}. \quad (4.2.97)$$

Valorile sunt cel mai adesea cuprinse între -1 și +1, valorile care depășesc aceste valori arătând variații foarte mari în cadrul altitudinii.

Coeficientul de variație Coeficientul de variație al altitudinii, arată procentual dispersia valorilor față de medie:

$$C_z = \frac{\sigma_z}{\bar{z}} \times 100. \quad (4.2.98)$$

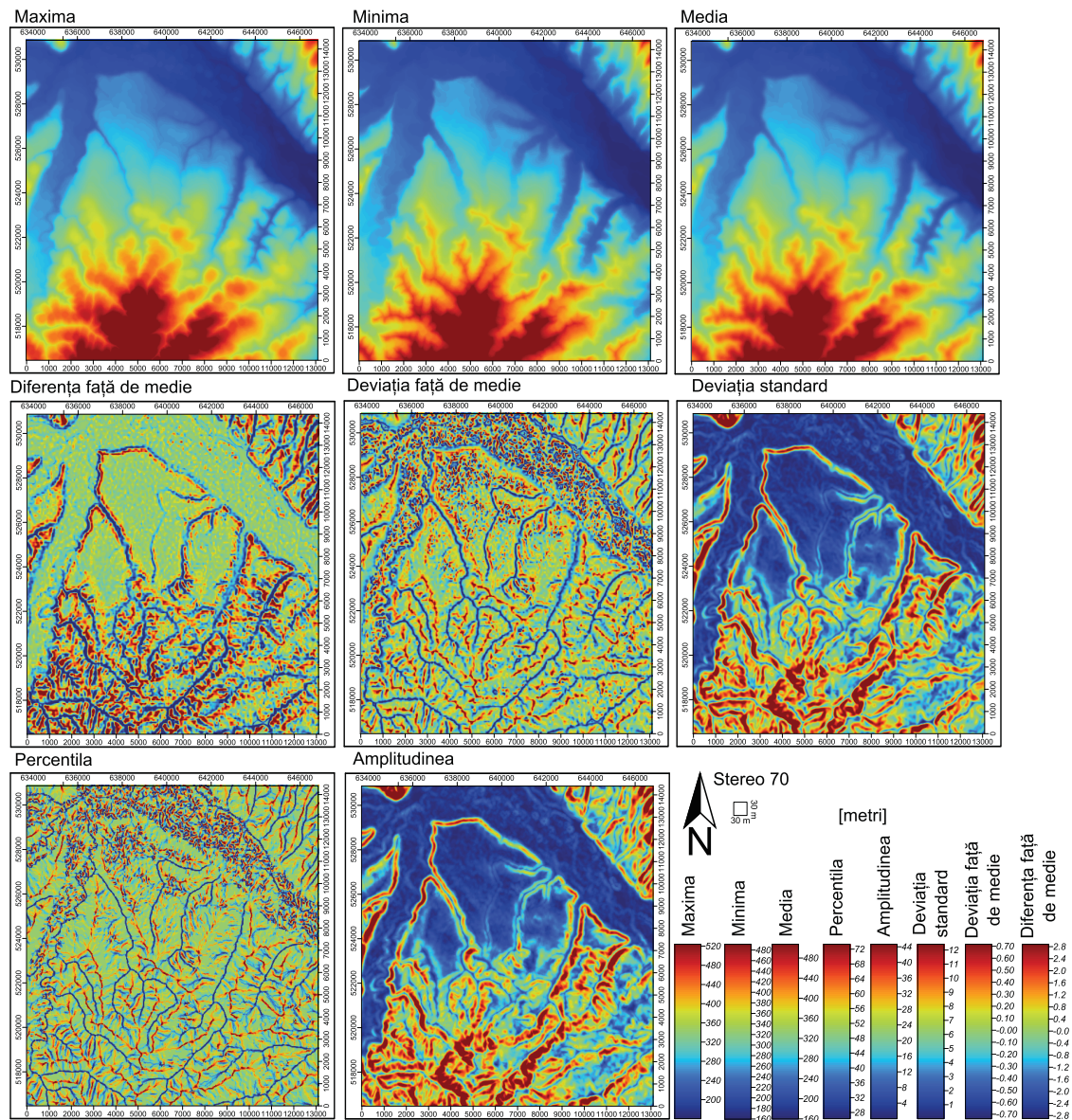


Figura 4.2.12 – Statistica altitudinii calculată în SAGA GIS pentru arealul Onești (poziționarea în Fig 4.2.11) în fereastră glisantă 3 × 3 pixeli

Raportul (rația) de relief Calculul raportului de relief a fost derivat din indicele de masivitate (indicele de articulare, indicele de aerație) calculat de Martonne:

$$IM = \frac{Z_{med}}{Z_{max}}, \quad (4.2.99)$$

dar s-a dovedit a fi valabil doar pentru zonele înalte, fapt pentru care Péguy (1942) utilizează raportul (numit coeficientul relativ de masivitate de către Evans, 1979a):

$$CRM = \frac{Z_{med} - Z_{min}}{Z_{max} - Z_{min}}. \quad (4.2.100)$$

Pike și Wilson (1971) demonstrează că raportul de relief:

$$RR = \frac{Z_{med} - Z_{min}}{Z_{max}}, \quad (4.2.101)$$

are aceeași valoare cu integrala hipsometrică, fiind însă cu mult mai ușor de calculat.

Percentila (Wilson și Gallant, 2000b) Percentila este o măsură a rangului pixelului în cauză față de aria înconjurătoare, prin calcularea ca procentaj a numărului de puncte cu altitudine mai joasă decât a pixelului în cauză din numărul total de pixeli:

$$z\% = \frac{100}{i} count(z_i < z_C), \quad (4.2.102)$$

sau ca procentaj a altitudinii în cauză din amplitudine:

$$z\% = 100 \times \frac{z_C - z_{min}}{z_{max} - z_{min}}. \quad (4.2.103)$$

Asimetria (Skewness) Indicele de asimetrie cuantifică lipsa asimetriei unei distribuții probabilistice (Rădoane ș.a., 1996; Everitt, 2006; Lefebvre, 2009):

$$\gamma_1 = \frac{(\bar{z}_3)^2}{(\sigma_z)^6} = \frac{[E(z - \bar{z})^3]}{(\sigma_z)^6} =, \quad (4.2.104)$$

unde

$$E = \text{media ponderată (operatorul de expectantă)}. \quad (4.2.105)$$

E poate fi asociat mediei în cazul unei distribuții normale, cu probabilități egale de apariție a fiecărei valori.

Când indicele este egal cu 0 distribuția este *simetrică* (media corespunde medianei), atunci când este pozitiv și tinde spre 1 asimetria este puternică și *de dreapta*, iar când este negativ și tinde spre -1 asimetria este puternică și *de stânga*.

Excesul (Kurtosis) Indicele de exces cuantifică forma unei distribuții probabilistice unimodale, față de distribuția normală, în sensul în care aceasta poate fi *leptocurtică* (ascuțită față de distribuția normală), *mezocurtică* (corespunde distribuției normale) sau *platicurtică* (aplatizată față de distribuția normală) (Rădoane ș.a., 1996; Everitt, 2006; Lefebvre, 2009):

$$\gamma = \frac{(\bar{z}_4)^2}{(\sigma_z)^4} - 3 = \frac{[E(z - \bar{z})^4]}{(\sigma_z)^4} - 3. \quad (4.2.106)$$

Valorile quartilelor Cele trei valori de quartilă împart un intervalul de valori în patru segmente egale ca proporție. Prima quartilă (Q_1) se află la 25% din interval, a doua quartilă (Q_2) la 50%, iar a treia quartilă (Q_3) la 75% din interval. Q_2 este echivalentă cu mediana, iar $Q_3 - Q_1$ reprezintă amplitudinea inter-quartilică.

Variograma Variograma este diferența ridicată la pătrat dintre valorile unei variabile separate de vectorul distanță D (decalajul) (Cressie, 1991; Gringarten și Deutsch, 2001):

$$2\gamma = Var[(z - z_{x+D})] = E\{[z_x - z_{x+D}]^2\}, \quad (4.2.107)$$

unde z_x este valoarea variabilei altitudine în cazul nostru în poziția x , iar z_{x+D} este valoarea altitudinii într-o poziție obținută prin decalarea lui x cu D . Ea este o măsură a variabilității datelor într-o anumită proximitate, iar figurarea grafică a acestei variabile, la distanțe din ce în ce mai mari poartă numele tot de variogramă.

Semivariograma este divizarea variogramei cu 2. Deși la reprezentarea grafică cel mai practic este de a utiliza semivariograma, în exprimarea scrisă se vorbește despre variogramă. De aceea și noi ne vom referi la variogramă, dar în grafice va fi indicată pe axa y utilizarea semivariogramei.

Covarianța descrie similaritatea/corelația a două variabile (Gringarten și Deutsch, 2001; Lefebvre, 2009):

$$COV[x, y] = E \times [(x - \bar{x}) \times (y - \bar{y})], \quad (4.2.108)$$

în cazul de față interesând corelația dintre diferența altitudinii față de medie în punctul x și punctul $x + D$:

$$z_{COV} = E \times (z_x - \bar{z}) \times (z_{x+D} - \bar{z}), \quad (4.2.109)$$

covarianța la $D = 0$ fiind de fapt varianța (σ^2), iar $COV = 0$ atunci când valorile lui z distanțate la D nu sunt linear corelate. Între covarianță și semivariogramă se poate menționa relația:

$$\gamma = COV_0 - COV_D, \quad (4.2.110)$$

$$COV_D = COV_0 - \gamma, \quad (4.2.111)$$

de unde se poate extrage interpretarea *pragului* (sill) variogramei, acesta reprezentând valoarea variogramei la care covarianța este 0. Sub această valoare corelația este negativă (inversă), iar peste această valoare corelație este pozitivă. "*Efectul de pepită*" (nugget efect) este o noțiune cu sens istoric (primele variograme au fost utilizate pentru a caracteriza distribuția aurului în depozitele geologice, în care pepitele introduceau prezența unui proces aleator, lipsit de corelație) și semnifică valoarea variogramei care descrie lipsa autocorelației, indicând un proces aleator. Această valoare a variogramei se află la intersecția liniei ce descrie relația variogramei cu distanța, cu axa y .

În general se utilizează reprezentarea grafică a valorii (semi)variogramei, pentru distanțe D multiplicare cu factori de până la 100 (pentru a avea din punct de vedere al calculului eficiență), pe cele 4 direcții cardinale principale (N, E, S, V) (Fig. 4.2.13). Calculul semivariogramei poate fi aplicat pe direcții cardinale la distanțe date de pixelii întâlniți pe acele direcții, iar pentru pixelul în cauză se pot stoca parametrii „nugget” și „sill”, eventual parametrul ecuației impuse variogramei. Variograma se poate calcula și pentru o grupare de pixeli/puncte, pentru fiecare dintre acestea calculându-se variograma față de vecinii aflați la distanța $D \times \text{factorul } n$.

În Fig. 4.2.13 este reprezentată variograma pentru 5 direcții și 5 areale, iar în Tab. 4.2.1 detalii privind modelarea variogramei pentru a se indica posibilitatea utilizării variogramei ca variabilă geomorfometrică. Variogramele au fost modelate cu ajutorul programului R și a pachetului *gstat* (Pebesma, 2004, 2011b,a). Ele reprezintă ca medie norul de puncte de variogramă funcție de distanță. Pentru cele 5 linii, s-a calculat variograma pentru direcția E, iar pentru cele 5 areale s-a calculat variograma pentru cele 8 direcții cardinale principale. Pentru fiecare variogramă în parte s-au folosit la reprezentarea liniei de impunere modelele exponențial, sferic, gaussian și matheron, alegându-se cel care a dat cea mai bună potrivire. Pentru cele 5 areale s-a impus și o linie cu anizotropie de 45 și de 135, care au dat rezultate mai bune decât direcțiile principale, de aceea ele au fost folosite la estimarea parametrilor variogramei (Tab. 4.2.1).

4.2.1.3.1 Corelograma Corelograma este reprezentarea grafică a *covarianței* pe distanțe crescătoare și direcții date, interpretarea acestui grafic putând fi mult mai simplă decât a variogramei. Se poate identifica distanța de la care încetează corelația, sau i se schimbă semnul, etc.

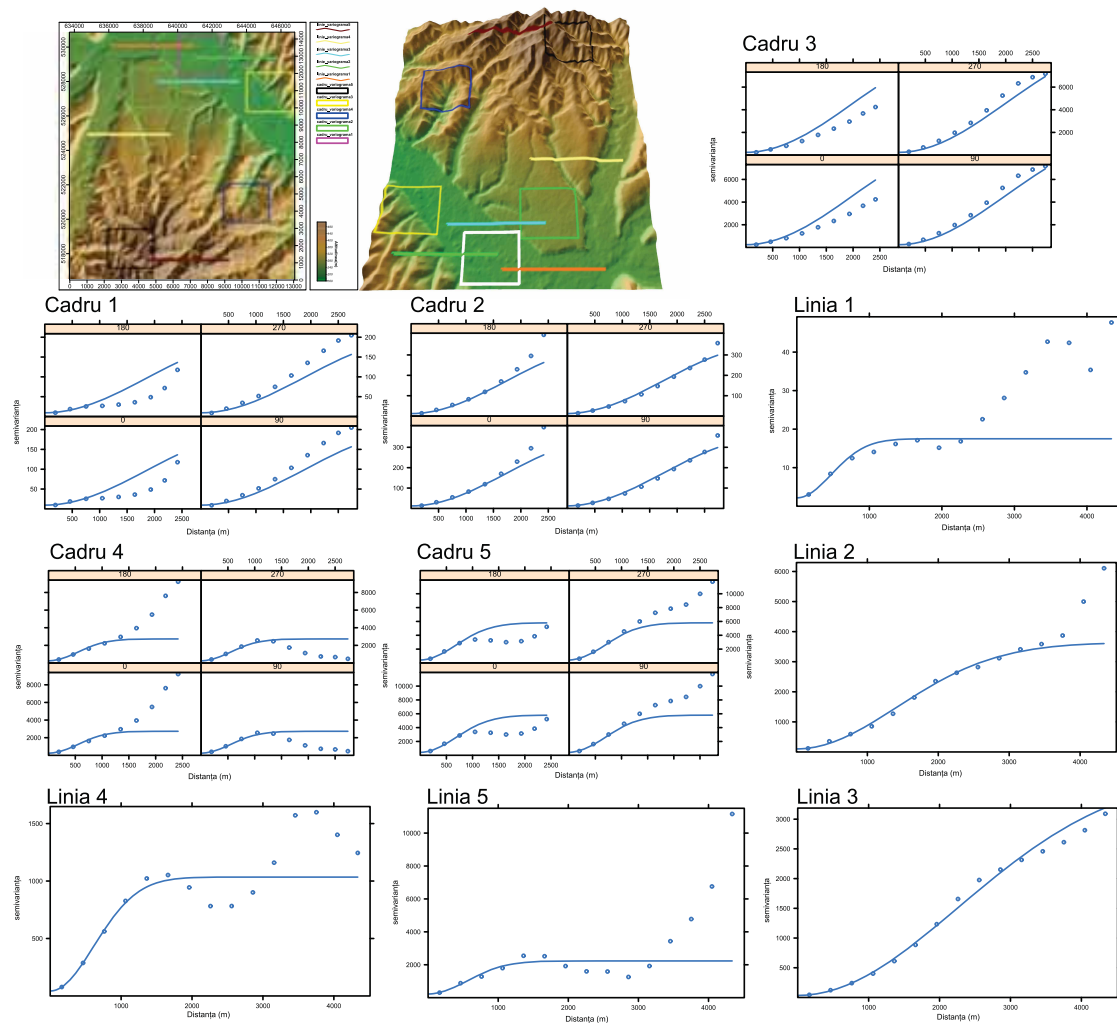


Figura 4.2.13 – Semivariograme ale altitudinii în arealul Onești (sursa de altitudine SRTM)

Cod	Nugget	Prag	Interval	Model	Anizotropie
Linia 1	1,75	15,33	669,46	gaussian	-
Linia 2	48,20	3535,37	2004,808	gaussian	-
Linia 3	8,27	3754,90	3199,16	gaussian	-
Linia 4	29,40	990,99	870,099	gaussian	-
Linia 5	126,49	2008,32	782,93	gaussian	-
Cadru 1	5,46	220,83	4135,25	gaussian	45
Cadru 2	4,55	395,72	3818,11	gaussian	45
Cadru 3	91,99	10961,67	5639,95	gaussian	45
Cadru 4	71,10	2482,29	1213,94	gaussian	45
Cadru 5	232,91	5373,37	954,29	gaussian	45

Tabelul 4.2.1 – Detaliile modelului variogramelor

Alt parametru al corelației este *coeficientul de corelație* (Lefebvre, 2009):

$$z[x]_{COR} = \frac{z[x]_{COV}}{\sqrt{z[x]_{VAR} \times z[x+D]_{VAR}}}, \quad (4.2.112)$$

pentru fiecare pixel de poziție x , indicând corelația cu pixelul vecin de poziție $x+D$, pe direcția dată și la distanța $D \times \text{factorul } n$.

4.2.1.3.2 Autocorelația Varianța altitudinii pe o anumită direcție și la o anumită distanță nu este o variabilă aleatoare, ci prezintă o corelație numită autocorelație. Funcție de tipul reliefului, de la o anumită distanță această autocorelație dispare sau își micșorează valoarea.

Autocorelația poate fi estimată la nivelul întregului raster, sau pe areale, eventual în ferestre glisante, sub forma *indicii de autocorelație Moran (I)* (Anselin, 1995; Paradis, 2011), în varianta:

- globală

$$I = \frac{n}{S_0} \times \frac{\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n w_{ij} \times (x_i - \bar{x}) \times (y_j - \bar{y})}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}, \quad (4.2.113)$$

unde w_{ij} este factorul de ponderare între observațiile i și j (dacă este cazul), iar S_0 este suma tuturor factorilor w_{ij} :

$$S_0 = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n w_{ij}, \quad (4.2.114)$$

- sau locală (Anselin, 1995)

$$I_i = z_i \times \sum_j w_{ij} \times z_j. \quad (4.2.115)$$

Acest indice are valori cuprinse între 1 și -1, valori apropiate de 1, respectiv -1, arătând existența autocorelației, iar valorile apropiate de 0 indică lipsa acesteia. Indicele de autocorelație Moran global este calculat de către SAGA GIS (Geostatistics -Grids / Global Moran's for Grids).

4.2.2 Variabile cuantificatoare ale formei suprafeței terestre

Aceste variabile au valori cantitative, dar exprimă mai degrabă calitativ forma suprafeței terestre: se spune despre un teren că este rugos, sau este neted, dar nu avem o măsură sigură a limitei dintre neted și rugos.

4.2.2.1 Rugozitatea (fragmentarea)

Rugozitatea caracterizează iregularitatea unei suprafețe, în cazul de față, al *suprafeței* terestre (Mark, 1975). Din cauza factorilor diverși care generează rugozitatea se utilizează mai multe măsuri ale acesteia. Cel mai complet set pare a fi dat de analiza spectrală (Evans, 1979a; Mark, 1975).

Baza *analizei spectrale* a suprafeței terestre o reprezintă considerarea acesteia ca o sumă de semnale bidimensionale cu rezoluții diferite (Chorley și Haggett, 1965; Bassett și Chorley, 1971; Evans, 1979a; McBratney, 1998; Hengl și Evans, 2009), astfel încât analiza seriilor Fourier sau analiza spectrală poate fi utilizată în filtrarea altitudinii suprafeței terestre, pentru estimarea acestor semnale cu lungimi de undă diferite. Este nevoie de o inițială filtrare a suprafeței, pentru a se elimina tendința (liniară sau polinomială), și a aduce în plan orizontal semnalul altitudinal (condiția de staționaritate) (Chorley și Haggett, 1965; Frederiksen, 1981). **Exponentul spectrului**, ca amplitudine a oscilațiilor semnalului la diferite lungimi de undă și orientări se poate obține prin transformarea Fourier a funcției de autocovarianță (Evans, 1979a; Frederiksen, 1981). **Funcția de densitate a exponentului spectrului** poate fi utilizată pentru a estima rugozitatea (Evans, 1979a).

4.2.2.1.1 Granulația topografică Granulația topografică este aria/lungimea maximă care conține cele mai importante detalii asupra reliefului (Schaber ș.a., 1980; Pike ș.a., 1989). Aceasta se obține reprezentând grafic variația amplitudinii reliefului (sau deviația standard a acesteia) funcție de mărimea ferestrei de calcul și extragerea valorii ferestrei de calcul de la care linia graficului se plafonează. Aceeași operațiune se poate realiza utilizând variograma, însă ea nu corespunde neapărat cu valoarea obținută prin utilizarea amplitudinii reliefului, existând zone în care poziția aferentă granulației/pragului sunt ușor de identificat, dar existând și zone în care este mai greu de realizat acest lucru Pike ș.a. (1989). Impunerea unor modele variogramei, și extragerea automată a sill-ului și amplitudinii variogramei poate fi extinsă și la semivariograma amplitudinii altitudinii.

4.2.2.1.2 Textura topografică Este aria/lungimea minimă cu semnificație geomorfologică, practic extinderea reală/lățimea celei mai mici forme de relief (cea mai mică lungime de undă în interpretarea spectrală a semnalului). Modul de calcul este legat fie de analiza spectrală, fie de numărul de crenelații ale curbei de nivel raportat la perimetrul bazinului (Mark, 1975). Dacă s-ar utiliza variograma, efectul de nugget ar putea fi utilizat ca echivalent, reprezentând variația de undă scurtă.

4.2.2.1.3 Densitatea de drenaj Această variabilă a fost introdusă de Horton (1945):

$$D_d = \frac{\sum L_d}{S}, \quad (4.2.116)$$

unde $\sum L_d$ reprezentând lungimea rețelei de drenaj, iar S suprafața de referință. Rezultatul, exprimat în $\frac{m}{m^2}$, este utilizat în estimarea scurgerii și a debitelor lichide (Carlston, 1963) sau solide.

Rețeaua de drenaj este extrasă fie de pe hărțile topografice, de pe modele numerice ale altitudinii suprafeței terenului sau cartată, fiind compusă din rețeaua hidrografică (linia albastră continuă sau discontinuă, de pe hărțile topografice), cu izvoare care atestă intersectarea unor acvifere freatice, debit lichid relativ stabil și morfologie fluvială specifică, și rețeaua de drenaj, adică arealele care concentrează scurgerea apei doar la ploi, fără morfologie fluvială specifică. Modelele numerice ale suprafeței terenului constituie o sursă foarte utilizată de extracție a rețelei de drenaj, cu toate erorile asociate, datorită automatizării eficiente, de pe hărțile topografice acest lucru realizându-se cu ajutorul criteriului curbelor de nivel.

Dobos și Daroussin (2007) implementează calculul *densității de drenaj potențiale*, prin numărarea pixelilor canal de drenaj dintr-o fereastră glisantă circulară și transformarea lor în lungime. Autorul menționează că acest parametru este diferit de cel utilizat de geomorfologi sau hidrologi, în sensul că acesta obține valori foarte mari ale densității în arealele joase ale Câmpiei Panonice, deoarece estimarea rețelei de drenaj se face printr-un model simplist, care creează o rețea foarte densă în arealele slab înclinate. Acestei implementări i se putea asocia direcția scurgerii, pentru că pixelii cu direcții cardinale intermediare (NE, SE, SV, NV) au o lungime a scurgerii diferită ($D \times \sqrt{2}$) de cei cu direcție de scurgere cardinală (N, E, S, V, care au lungime D).

4.2.2.1.4 Densitatea culmilor Densitatea culmilor (Evans, 1979a; Mark, 1975):

$$D_c = \frac{\sum L_c}{S}, \quad (4.2.117)$$

este complementară densității de drenaj, și este de așteptat să înregistreze valori mai mari decât aceasta.

4.2.2.1.5 Frecvența cursurilor de apă Variabilă introdusă de (Horton, 1945):

$$F_c = \frac{N_c}{S}, \quad (4.2.118)$$

se obține raportând numărul de cursuri de apă (N_c) la unitatea de suprafață, și exprimând mai bine densitatea fragmentării.

4.2.2.1.6 Autocovarianța Prezența/lipsa autocorelației poate fi indicată de analiza covarianței sau a semivariogramelor, rezultând o serie de concluzii (Evans, 1979a):

- lipsa autocorelației indică o suprafață pur aleatoare, lucru rar întâlnit în cazul suprafețelor terestre reprezentate de către hărțile topografice sau modelele numerice ale suprafeței terestre;
- prezența autocorelației este generalizată, fiind diferită raza acesteia de manifestarea și eventual direcția, cuantificată de anizotropie (anizotropie utilizată la relevarea linițiilor induse în relief de geologie).

4.2.2.1.7 Indicii de rugozitate a terenului Indicii de rugozitate a terenului sunt măsuri mediate ale granulației și texturii, ele exprimând în general raportul dintre lungimi/suprafețe reale și proiecția acestora pe planul orizontal. Modul de calcul variază, inițial prin utilizarea hărților topografice, ea presupunea raportarea lungimii totale a curbelor de nivel dintr-o arie dată.

Strahler (1958) introduce **numărul de rugozitate**:

$$NR = D_d \times H, \quad (4.2.119)$$

ca produs al densității de drenaj și amplitudinii reliefului.

Indicele de dezvoltare al suprafeței (Zaborski, 1959) reprezintă raportul dintre lungimea reală (L_r) și lungimea proiectată (L_p), calculată în mod clasic pe o rețea densă de profile:

$$IDS = \frac{L_r}{L_p}. \quad (4.2.120)$$

Pe modelele numerice ale altitudinii suprafeței terenului în format raster acest indice se poate implementa în ferestre de mărimi diferite, pe direcții diferite, inclusiv la nivelul ariei reale a suprafeței terestre (A_r) (Hobson, 1972), raportată la aria proiectată (A_p), fiind o estimare a rugozității medii:

$$IDS = \frac{A_r}{A_p}. \quad (4.2.121)$$

Zakrzewska (1963) estimează rugozitatea medie numărând curbele de nivel existente într-o arie circulară și raportând acest număr la suprafața ariei.

La ora actuală se utilizează ca indice de rugozitate suma diferenței de altitudine dintre vecinii din fereastra glisantă și fereastra centrală (Riley ș.a., 1999):

$$IRT = \sqrt{(z_i - z_c)}, \quad (4.2.122)$$

unde $i = (N, NE, E, SE, S, SV, V, NV)$, putându-se utiliza și ferestre glisante mai mari de 3×3 pixeli.

Considerând că IRT nu cuantifică rugozitatea diferit în areale cu pante mari și în areale fragmentate, Sappington ș.a. (2007) introduc **măsura vectorială a rugozității** (MVR) ca dispersie a vectorului normalei (proiecția acestuia în cele trei plane x, y, z) la suprafața cu pantă și expoziție calculată pe ferestre glisante de diverse mărimi:

$$MVR = 1 - \frac{\sqrt{x^2 + y^2 + z^2}}{n}, \quad (4.2.123)$$

unde

$$x = xy \times \sin(\beta), \quad (4.2.124)$$

$$y = xy \times \cos(\beta), \quad (4.2.125)$$

$$z = \cos(\alpha), \quad (4.2.126)$$

$$xy = \sin(\alpha). \quad (4.2.127)$$

4.2.3 Derivatele secundare

4.2.3.1 Curburile

Demonstrații matematice ale existenței și calculului curburilor sunt date de către Shary (1995) și Jordan (2007). *Curbura* (k) este văzută drept inversul razei cercului circumscris formeii suprafeței terestre, funcție de un plan, numit în geometria diferențială, secțiunea normală (Shary, 1995; Olaya, 2009). Deoarece secțiunea normală poate fi rotită în spațiu se poate defini un sistem infinit de curburi, din care semnificație geomorfometrică pot avea doar un set finit de curburi. Stabilirea acestor curburi se face funcție de mai multe criterii, două fiind de importanță practică.

Dacă se aplică **criteriul geometriei diferențiale** (rezultând curburi indiferente de direcția de pantă), pentru orice suprafață se pot defini o *curbură minimă* (k_{min}), o *curbură medie* (H) și o *curbură maximă* (k_{max}), astfel:

$$k(\theta) = k_{max} \times \cos^2 \theta + k_{min} \times \sin^2 \theta, \quad (4.2.128)$$

unde θ este unghiul dintre secțiunile normale de curbura k_{max} și curbura $k(\theta)$, obținute prin rotirea planului secțiunii normale dintr-o poziție inițială într-o poziție definită de unghiul θ ,

$$H = \frac{(k_{max} + k_{min})}{2}. \quad (4.2.129)$$

Având în vedere situația unei sfere, se poate defini o *curbură de nesfericitate* (M):

$$M = \frac{(k_{max} - k_{min})}{2}, \quad (4.2.130)$$

care va fi egală cu 0 în cazul punctelor umbilicale, de pe o sferă.

Gauss (Gauss) a definit *curbura totală gaussiană* (K) astfel:

$$K = k_{max} \times k_{min}. \quad (4.2.131)$$

Wilson și Gallant (2000b) adaugă curbura totală ca sumă a derivatelor secundare:

$$K_{tot} = r + 2s + t. \quad (4.2.132)$$

După **criteriul orientării suprafeței terestre**, respectiv a vectorului forței de gravitație, are loc normalizarea cele două plane considerate putându-se defini: *curbura verticală* (Evans, 1979a), (*în profil*) (k_v) și *curbura orizontală*, (*în plan sau de contur*, eventual a curbei de nivel) (k_h).

Din punctul de vedere al **direcției de înclinare al pantei** și de curgere al apei se poate defini și *curbura tangențială* (k_t), calculată funcție de un plan rectangular pe direcția de cea mai mare pantă și *curbura longitudinală* (k_l), calculată pe un plan tangent direcției de cea mai mare pantă. *Curbura secțiunii în cruce* (k_{sc}) este definită funcție de planul ortogonal direcției de pantă.

Diferența dintre două curburi determinate de cele două plane normale ortogonale, este *diferența de curbură* (E) (Shary, 1995):

$$E = \frac{(k_v - k_h)}{2}. \quad (4.2.133)$$

Se mai pot defini *excesul de curbura verticală* (k_{ve}) și *excesul de curbura orizontală* (k_{he}) (Shary, 1995):

$$k_{ve} = M + E = k_{max} - k_h = k_v - k_{min} \geq 0, \quad (4.2.134)$$

$$k_{he} = M - E = k_{max} - k_v = k_h - k_{min} \geq 0. \quad (4.2.135)$$

De aici se pot defini *acumularea totală de curbura* (KA) și *curbura inelară totală* (KR) astfel (Shary, 1995):

$$KA = H \times H - E \times E = k_v \times k_h, \quad (4.2.136)$$

$$KR = M \times M - E \times E = k_{ve} \times k_{he} \geq 0. \quad (4.2.137)$$

Relațiile dintre curburile menționate sunt definite de formulele lui Shary (1995):

$$k_{max} = H + M, \quad (4.2.138)$$

$$k_{min} = H - M, \quad (4.2.139)$$

$$k_v = H + E, \quad (4.2.140)$$

$$k_h = H - E, \quad (4.2.141)$$

$$k_v + k_h = k_{max} + k_{min}, \quad (4.2.142)$$

$$H = \frac{(k_v + k_h)}{2}, \quad (4.2.143)$$

$$M = \frac{(k_{ve} + k_{he})}{2}, \quad (4.2.144)$$

$$E = \frac{(k_{ve} - k_{he})}{2}, \quad (4.2.145)$$

$$K = H \times H - M \times M, \quad (4.2.146)$$

$$KA = K + KR. \quad (4.2.147)$$

Rezultă astfel un număr total de 12 curburi care pot fi utilizate pentru caracterizarea curburii suprafeței terestre. Calculul acestor curburi în cazul modelelor numerice ale altitudinii terenului în format raster se face utilizând derivatele secundare ale suprafeței impusă matricei de 3×3 altitudini (vezi 4.1.1).

Schmidt ș.a. (2003) introduc termenul de *tendință a curburii* pentru a desemna atributele convex, liniar și concav. Acestea pot fi obținute prin clasificarea curburii: **convex** semnifică curbura pozitivă, **liniar** curbura apropiată de 0 (putându-se folosi operatorii $<, >, =, \leq, \geq$ și o valoare prag diferită de 0) și **concav**, curbura negativă.

Calculul curburii se face utilizând derivatele secundare ale suprafeței impuse altitudinilor ferestrei glisante, și diferențierea lor. Schmidt ș.a. (2003) fac o inventariere a algoritmilor utilizați în calculul curburii și concluzionează că cele mai utilizate modele de impunere a suprafeței sunt cele ale lui (Evans, 1979b), Shary (1995) și Zevenbergen și Thorn (1987), existând și o serie de implementări care filtrează suprafața înainte de a aplica polinoamele de estimare (deoarece curbura este foarte sensibilă la valorile extreme). Derivatele secundare, ca notație simplificată, apar astfel (Olaya, 2009) :

$$p = \frac{\delta_z}{\delta_x}, q = \frac{\delta_z}{\delta_y}, r = \frac{\delta_z^2}{\delta_x^2}, s = \frac{\delta_z^2}{\delta_x \delta_y}, t = \frac{\delta_z^2}{\delta_y^2}. \quad (4.2.148)$$

Ele se calculează funcție de implementarea polinomului astfel:

- varianta (Evans, 1979b)

$$r = \frac{z_{NV} + z_{NE} + z_V + z_E + z_{SV} + z_{SE} - 2 \times (z_N + z_C + z_S)}{3 \times D^2}, \quad (4.2.149)$$

$$s = \frac{z_{NE} + z_{SV} - z_{NV} - z_{SE}}{4 \times D^2}, \quad (4.2.150)$$

$$t = \frac{z_{NV} + z_N + z_{NE} + z_{SV} + z_S + z_{SE} - 2 \times (z_V + z_C + z_E)}{3 \times D^2}, \quad (4.2.151)$$

- varianta (Shary, 1995)

$$r = \frac{z_{NV} + z_{NE} + z_V + z_E + z_{SV} + z_{SE} - 6 \times (z_N + z_C + z_S)}{5 \times D^2}, \quad (4.2.152)$$

$$s = \frac{z_{NE} + z_{SV} - z_{NV} - z_{SE}}{4 \times D^2}, \quad (4.2.153)$$

$$t = \frac{z_{NV} + z_N + z_{NE} + z_{SV} + z_S + z_{SE} - 6 \times (z_V + z_C + z_E)}{5 \times D^2}, \quad (4.2.154)$$

- varianta (Zevenbergen și Thorn, 1987)

$$r = \frac{z_V + z_E - 2 \times z_C}{D^2}, \quad (4.2.155)$$

$$s = \frac{z_E + z_V}{2 \times D}, \quad (4.2.156)$$

$$t = \frac{z_N + z_S - 2 \times z_C}{D^2}. \quad (4.2.157)$$

Pentru implementarea calculului curburilor se poate pleca de la curbura medie și curburile minime și maxime (Shary ș.a., 2002; Schmidt ș.a., 2003; Olaya, 2009):

$$k_v = \frac{p^2 \times r - 2 \times p \times q \times s + q^2 \times t}{(p^2 + q^2) \times \sqrt{(1 + p^2 + q^2)^3}}, \quad (4.2.158)$$

$$k_h = \frac{q^2 \times r - 2 \times p \times q \times s + p^2 \times t}{(p^2 + q^2) \times \sqrt{(1 + p^2 + q^2)^3}}, \quad (4.2.159)$$

$$k_t = -\frac{q^2 \times r - 2 \times p \times q \times s + p^2 \times t}{(p^2 + q^2) \times \sqrt{1 + p^2 + q^2}}, \quad (4.2.160)$$

$$k_l = -\frac{p \times r + 2 \times p \times q \times s + p \times t}{(r + t)}, \quad (4.2.161)$$

$$k_{sc} = -\frac{p \times r - 2 \times p \times q \times s + p \times t}{(r + t)}, \quad (4.2.162)$$

$$H = -\frac{(1 + q^2) \times r - 2 \times p \times q \times s + (1 + p^2) \times t}{2\sqrt{(1 + p^2 + q^2)^3}}, \quad (4.2.163)$$

$$M = \frac{\sqrt{\left(\frac{r \times \sqrt{\frac{(1+q^2)}{(1+p^2)}} - \frac{t}{\sqrt{\frac{(1+q^2)}{(1+p^2)}}}}{\sqrt{(1+p^2+q^2)}} \right)^2 + \left(\frac{pqr \times \sqrt{\frac{(1+q^2)}{(1+p^2)}} - 2s \times \sqrt{(1+q^2)(1+p^2)} + \frac{pqt}{\sqrt{\frac{(1+q^2)}{(1+p^2)}}}}{2\sqrt{(1+p^2+q^2)^3}} \right)^2}}{2\sqrt{(1+p^2+q^2)^3}}. \quad (4.2.164)$$

Unitatea de măsură utilizată în calculul curburii este $\frac{1}{m}$ (m^{-1}), doar pentru curburi totale utilizându-se $\frac{1}{m^2}$ ($(m^2)^{-1}$), sau înmulțirea cu 100, pentru o vizualizare mai eficientă.

4.2.4 Indicii fractali

4.2.4.1 Dimensiunea fractală

Conform lui Goodchild și Mark (1987), dimensiunea fractală DF poate fi utilizată ca variabilă geomorfometrică, aceasta fiind relativ omogenă pe anumite suprafețe (fapt ce reflectă diverși factori de control ai reliefului). Pentru modele numerice ale altitudinii terenului în format raster DF , Clarke (1986) propune un algoritm bazat pe calculul ariei într-un mod asemănător cu Jenness (2004), doar că acest algoritm calculează aria pornind de la cei 8 vecini, cu laturi ale triunghiurilor de dimensiune D , până la dimensiuni de ordinul $D \times n$. Pentru fiecare $D \times n$ se calculează aria aferentă (care scade o dată cu creșterea lui $D \times n$) și se realizează o regresie a acestor două șiruri de valori, din care:

$$DF = 2 - b \quad (4.2.165)$$

unde b este panta liniei de regresie.

Pentru a se determina DF folosind volume s-a pus la punct metoda cutiei de numărare (Falconer, 1990). Dimensiunea fractală poate fi și un indice al rugozității, deoarece cu cât ea este mai mică, în intervalul 2 – 3 pentru rastere, cu atât suprafața este mai netedă, și cu cât este mai mare în același interval, cu atât suprafața este mai rugoasă.

4.2.5 Derivatele complexe

4.2.5.1 Aria de drenaj

Aria de drenaj reprezintă suprafața amonte care la precipitații generează scurgere spre o anumită secțiune (Wilson și Gallant, 2000a). Pe modelul vectorial al curbelor de nivel secțiunea este un segment al curbelor de nivel, iar pe modelul raster este latura pixelului. Această variabilă a fost numită: acumularea scurgerii, mai ales pentru un stadiu intermediar de calcul, reprezentând numărul de pixeli din amonte a căror scurgere se acumulează către pixelul respectiv, sau aria din amonte/aria de drenaj (de bazin de drenaj), care reprezintă suprafața amonte care generează scurgere către pixelul respectiv. Când se utilizează atributul totală, aria de drenaj se exprimă ca *arie totală de drenaj* (ATD), iar când se utilizează atributul specifică, aria totală se împarte la aria pixelului, sau la lungimea curbei de nivel care primește scurgerea de pe acea arie, obținându-se *arie specifică de drenaj* (ASD).

Pentru a se putea modela aria de drenaj, trebuie derivată mai întâi *direcția de drenaj* (DD). Aceasta este foarte asemănătoare cu aspectul, fiind obținută cu ajutorul formulei (Gallant și Wilson, 1996):

$$DD = 2^{j-1}, \text{ unde } j = MG \text{ (ec. 4.2.49)}. \quad (4.2.166)$$

Calculul ariei de drenaj, după identificarea direcției/direcțiilor de scurgere și a unei matrici de conectivitate (care conține codarea pixelului/pixelilor care generează scurgere spre pixelul central) se realizează prin atribuirea în pași iterativi pixelului central, ariei/proporției din arie pixelului/pixelilor care au direcție de scurgere către acesta.

Datorită prezenței unor depresiuni reale în suprafața studiată (doline, depresiuni antropice), fie datorită prezenței unor erori în modelul numeric sub forma unor depresiuni, datorate în special interpolărilor, sau prezenței vegetației sau elementelor antropice în modelele cu sursă satelitară, scurgerea modelată de către algoritmi de calcul a ariei de drenaj poate fi întreruptă. Depresiunile sunt areale în care gradientii pixelului față de vecini săi indică valori negative, din aceste zone rutarea scurgerii nemaifiind posibilă. Rezolvarea acestor depresiuni se poate realiza fie înaintea modelării hidrologice, fie în timpul acesteia.

"Corectarea" depresiunilor înaintea aplicării algoritmului de rutare hidrologică presupune identificarea acestora și "umplerea" lor, până la nivelul în care printr-un pixel aflat pe marginea proximală a depresiunii, scurgerea să poată fi continuată. Problema depresiunilor poate fi rezolvată și în timpul aplicării algoritmului.

O altă metodă des întâlnită în crearea modelelor numerice ale altitudinii suprafeței terenului, și care are efecte pozitive în eliminarea erorilor cu efecte în modelarea hidrologică, este impunerea rețele hidrografice ("hydrologic enforcement"). Impunerea rețele hidrografice se face prin scăderea unei altitudini predefinite pentru fiecare pixel care se suprapune rețelei hidrografice cartate sau extrase de pe hărți/imagini satelitare. Această metodă este implementată în GRASS GIS ca funcție separată, dar poate fi implementată în orice program SIG care permite conversia vector-raster.

O altă problemă poate apărea în cazul în care, pentru depresiuni lacustre, are loc "umplerea" acestora, sau pentru lacuri, când se utilizează măști, pentru a simula oglinda lacustră. În acest caz se formează arii plate, în care modelarea hidrologică realizează linii de drenaj paralele ireale. De aceea Soille (2003, 2004) a propus o metodă de eliminare a barajelor care creează acumularea scurgerii, fapt ce îmbunătățește simularea hidrologică.

Modelarea fizică a scurgerii apei pe modelele numerice ale terenului presupune infiltrație 0 și are două variante de rutare a scurgerii: pe o singură direcție sau pe mai multe direcții.

Algoritmi D8 (Single Flow Eight Directions) (O'Callaghan și Mark, 1984) Apa din precipitațiile căzute pe aria aferentă unui pixel se va deplasa către unul dintre cei opt vecini, care se află în direcția de cea mai mare pantă (O'Callaghan și Mark, 1984). Acest algoritm nu poate modela scurgerea divergentă de pe culmi și generează căi de scurgere liniare, dar modelează scurgerea convergentă în văi și ajută la delimitarea bazinelor hidrografice (Gallant și Wilson, 2000). În cazul în care mai mulți vecini întrunesc condiția de pantă, direcția de scurgere va fi atribuită aleator (Gruber și Peckham, 2009). Modificări semnificative ce țin de implementarea digitală a algoritmului au fost realizate de către Jenson (1985) și Jenson și Domingue (1988).

Algoritmul Rho8 (Single Flow Randomized Eight Directions) (Fairfield și Leymarie, 1991) Acest algoritm introduce un component aleator în calculul direcției de scurgere, între cele două direcții probabile. Se îmbunătățesc problemele algoritmului D8, dar la fiecare rulare succesivă a algoritmului se obțin rezultate diferite, datorită componentului aleator introdus.

Algoritmul de rutare cinematică (RC) (Lea, 1992) Algoritmul simulează rostogolirea unei mingi pe un plan înclinat, prin impunerea unei suprafețe folosind pixelii de colț, direcția de scurgere fiind orice valoare între 0 și 2π , fără a considera dispersia.

Algoritmul MFD (Multiple Flow Direction) Algoritmi de direcții de scurgere multiple au fost implementați de diverși autori (Freeman, 1991) pentru a simula scurgerea divergentă de pe culmi, punctul slab al algoritmului D8, care de altfel este foarte rapid ca timp de calcul.

Formula de calcul a fracției de scurgere pentru fiecare vecin i este (Gruber și Peckham, 2009):

$$i = \frac{\tan(\beta_i)^v \times L_i}{\sum_{j=1}^8 [\tan(\beta_j)^v \times L_j]} \quad (4.2.167)$$

unde parametrul ν controlează gradul de dispersie. Pentru acest parametru Freeman (1991) indică o valoare optimă (testată pe suprafețe matematice) de 1, 1, valori mari concentrând drenajul, iar valori mici (dar ≥ 0) dispersând scurgerea. Singura problemă raportată de diverși autori este faptul că dispersia este prea mare în cazul aplicării acestui algoritm.

Algoritmul DEMON (Digital Elevation Model) (Costa-Cabral și Burges, 1994) Costa-Cabral și Burges (1994) extind ideile lui Lea (1992), și impun o suprafață altitudinilor din colțurile ferestrei glisante, utilizând altitudinile pixelilor de colț, considerând direcția de drenaj rezultată ca aplicându-se întregii ferestre glisante. În locul considerării unei sfere care se deplasează pe suprafața rezultată, acest algoritm consideră drenajul unui val de apă care se scurge pe suprafața impusă ferestrei glisante, pornind dintr-un punct, conform direcției gradientului. Acest val se poate contracta sau dilata funcție de configurația suprafeței, iar valorile de arie de drenaj se determină ca pondere a scurgerii pentru fiecare pixel întâlnit. După simularea realizată pentru toți pixelii, se calculează suma proporțiilor.

Algoritmul D_{∞} (Dinf) (Tarboton, 1997) Acest algoritm calculează direcția vectorului pantă (varianta inițială calculează valori cuprinse în intervalul $0 - 2\pi$, dar gradele sunt mai indicate (Gruber și Peckham, 2009)), pe baza unor triunghiuri formate de pixelul central cu pixelii vecini, și atribuie direcția scurgerii către pixelul din direcția ei. Când direcția este între doi pixeli vecini aflați de o parte și de cealaltă a vectorului pantă, se aplică o formulă de atribuire către ambii vectori ai scurgerii (Tarboton, 1997; Gruber și Peckham, 2009):

$$d_1 = \frac{\alpha_1}{\alpha_1 + \alpha_2}, \quad (4.2.168)$$

$$d_2 = \frac{\alpha_2}{\alpha_1 + \alpha_2}. \quad (4.2.169)$$

Acest lucru duce la introducerea unei dispersii, dar limitată doar la situațiile când direcțiile nu sunt aferente direcțiilor cardinale, situație ce reduce mult din artificialitatea direcțiilor de drenaj.

Pentru un pixel oarecare se poate defini pe baza matrici de acumulare a scurgerii rezultate din direcția de drenaj, *aria de drenaj în amonte* (AD_{am}), respectiv *aria de dispersie în aval* (AD_{av}) (Gruber ș.a., 2009).

Calculul ariei de drenaj se poate realiza și pe modele numerice ale suprafeței terestre de tip vector (Silfer ș.a., 1987).

Calculul ariei de drenaj amonte de pe MNAȘT în format raster utilizând algoritmi descriși mai sus este implementat în SAGA GIS, inclusiv într-un modul de procesare paralelă (Terrain Analysis - Hydrology / Parallel Processing și Flow Tracing), ce permite reducerea timpilor de calcul, care pentru algoritmi cu direcții multiple și MNAȘT de dimensiuni mari pot dura foarte mult. Rezultatele aplicate pentru o suprafață matematică sinusoidală sunt prezentate mai jos (Fig. 4.2.14).

Calculul ariei de drenaj permite implementarea unor variabile primare și hipsometrice, care se raportează spațial la aceasta. În SAGA GIS este implementat calculul acestor variabile pentru aria de drenaj amonte a fiecărui pixel (calculată cu algoritmul MFD) dintr-un model numeric al altitudinii suprafeței terenului (Terrain Analysis - Morphometry / Relative Heights and Slope Positions). Practic, pentru fiecare pixel se calculează bazinul de drenaj, iar pentru acesta se derivă variabile. Nu putem include aceste variabile la obiectele geomorfometrice, deoarece se obțin distribuții spațiale omogene. Aceste variabile sunt descrise în continuare.

Înălțimea ariei de drenaj Reprezintă amplitudinea medie a altitudinii din bazinul de drenaj aferent fiecărui pixel (altitudinea pixelului de culme cel mai înalt minus altitudinea pixelului respectiv). Valori mari se vor întâlni pentru pixeli aferenți canalelor de drenaj, iar valori mici pixelilor de culme. Drenajul este considerat convergent către pixelul respectiv.

Panta (gradientul) ariei de drenaj Reprezintă raportul dintre înălțimea ariei de drenaj și lungimea acesteia. Valorile cele mai mari le vor avea versanții abrupti (acest lucru se datorează faptului că lungimea versanților este plafonată zonei dintre culme și canalul de drenaj aferent), valori medii canalele de drenaj, iar valori mici culmile și albiile majore.

Înălțimea pantei (ÎP) Reprezintă cea mai mare înălțime a pixelului respectiv față de cel mai îndepărtat pixel către care generează scurgere. Acest parametru poate fi o măsură mult mai potrivită pentru relieful de drenaj, deoarece de exemplu pentru pixeli aflați de o parte și de alta a unei culmi, rezultatele pot fi foarte diferite (diferențe de 50-200 m), funcție de poziționarea pixelilor respectivi față de rețeaua de drenaj. Drenajul în acest caz este considerat divergent din pixelul respectiv.

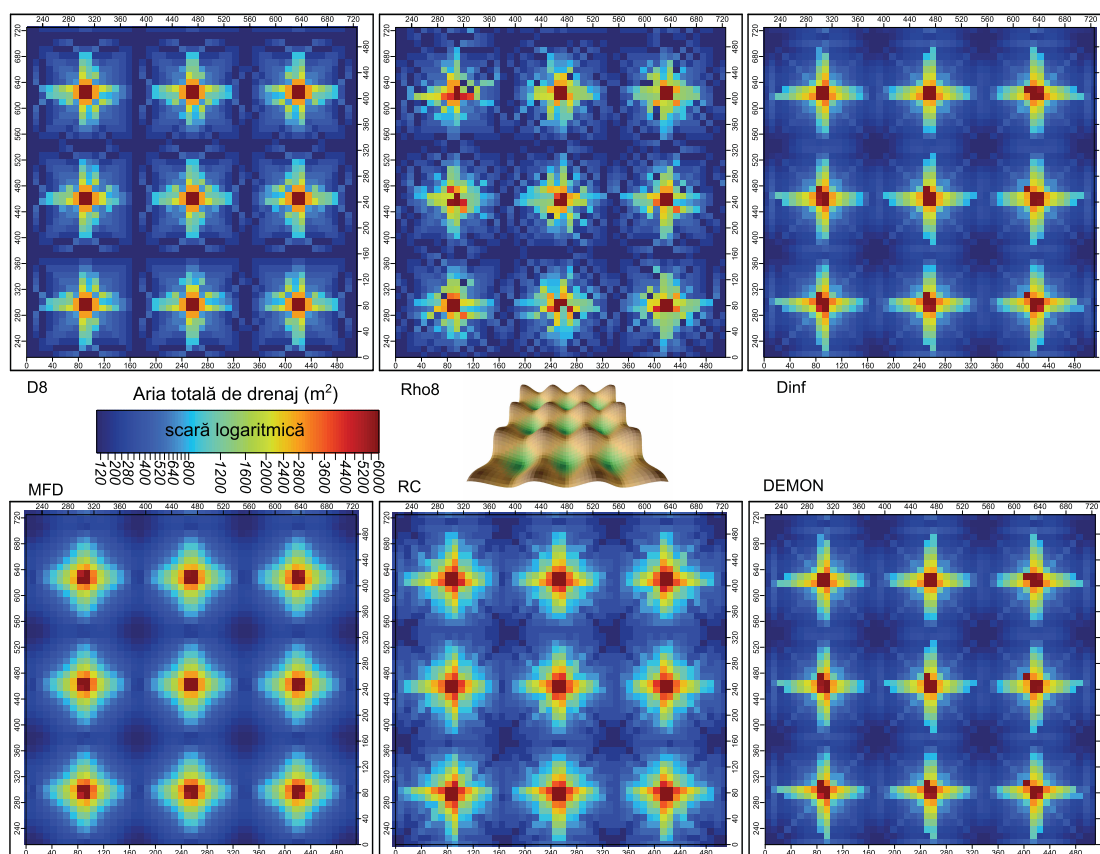


Figura 4.2.14 – Aria de drenaj amonte a suprafeței matematice sinusoidale $\sin x + \sin y$

Adâncimea văilor (AV) Reprezintă inversa înălțimii pantei. Este conceptual relaționat de înălțimea ariei de drenaj, dar datorită modului de calcul prezintă diferențe spațiale, în sensul că pentru fiecare pixel se calculează diferența dintre altitudinea absolută și înălțimea pantei.

Altitudinea normalizată (AN) Calculul altitudinii normalizate presupune relaționarea altitudinii pixelului la înălțimea pantei și adâncimea văii:

$$AN = 0,5 \times \left(1 + \frac{\hat{IP} - AV}{\hat{IP} + AV}\right), \quad (4.2.170)$$

astfel încât se vor obține valori cuprinse între 0 pentru pixelii canal de drenaj și 1 pentru pixelii culme.

Altitudinea standardizată (AS) Presupune standardizarea altitudinii normalizate față de altitudinile absolute ale MNAȘT:

$$AS = AN \times (z_i - z_{min}) + z_{min}. \quad (4.2.171)$$

Poziția pantei mediane (PPM) Poziția pantei mediane presupune calcularea medianei dintre înălțimea pantei și adâncimea văilor ca altitudine absolută, și raportarea la aceasta a altitudinii pixelului în cauză. În acest fel valoarea 1 va indica poziția pantei mediane, valoarea 0 poziția culmilor și văilor, iar valorile intermediare factori între aceste trei poziții.

Lungimea drenajului (pantei/versantului) *Lungimea scurgerii areolare*, în percepția lui Horton (1945) reprezintă lungimea scurgerii apei pe versanți până în punctul în care aceasta se concentrează într-o albie. Același autor arată că valoarea acesteia este aproximativ jumătate din distanța dintre albi, și de aici jumătate din reciproca densității drenajului. *Lungimea de drenaj* este un concept mai larg, aceasta putându-se estima din matricea direcțiilor de drenaj utilizată la calculul ariei de drenaj prin metoda D8, ca reprezentând pentru fiecare pixel însumarea lungimii pixelilor afluenți (funcție de direcția de drenaj, această lungime poate fi D sau $D\sqrt{2}$, vezi ec. 4.2.50 - 4.2.52) care generează scurgere direct către pixelul în cauză. Datorită criteriului de drenaj direct, lungimea drenajului este plafonată ca lungime între culmi și albi, valoarea sa pentru pixelul vecin unui pixel albie reprezentând lungimea totală a versantului. Dacă se consideră un criteriu de valoare a pantei, arie de drenaj amonte, a unor indici complecși de convergență sau a unor date de teren, se poate fracționa valoarea de arie de drenaj pentru a se obține lungimea scurgerii areolare.

Lățimea drenajului Lățimea drenajului (w) mai este numită și lungimea efectivă a curbei de nivel ortogonală pe direcția de curgere, în cadrul MNST în format raster aceasta fiind relaționată de D și de tipul de modelare al scurgerii. Această variabilă este importantă deoarece este utilizată la calculul ariei de drenaj amonte specifică. Pentru algoritmi care atribuie direcția de drenaj doar direcțiilor cardinale, lățimea scurgerii devine fie D , fie $D\sqrt{2}$ (vezi ec. 4.2.50 - 4.2.52). Pentru algoritmi care atribuie și direcții intermediare celor cardinale, lățimea drenajului va avea o valoare cuprinsă între D și $D\sqrt{2}$, calculată cu formula (Gruber și Peckham, 2009):

$$w = \sin \alpha \times D + \cos \alpha \times D. \quad (4.2.172)$$

4.2.5.2 Indicele de umiditate topografică (Indicele topografic compus)

Indicele de umiditate topografică (IUT) a fost derivat din modelul fizic TOPMODEL (Beven și Kirkby, 1979), prin încercarea de a defini scurgerea în cadrul solului (q) în timpul unui eveniment pluvial cu intensitate de condiție staționară $\tilde{i}$ și independent de timp, ca funcție a ariei de drenaj amonte (AD) și a lungimii efective a curbei de nivel ortogonală pe direcția de curgere (w):

$$q = K_0 \exp\left(\frac{S_j}{m}\right) \tan \beta, \quad (4.2.173)$$

unde $K_0 \tan \beta$ este scurgerea atunci când stocajul S_j are valoare 0.

De aici:

$$S_j [mm] = m \ln \frac{\tilde{i} \times AD}{K_0 \tan \beta}, \quad (4.2.174)$$

iar aria va fi saturată dacă $\frac{AD}{\tan \beta} > \frac{K}{\tilde{i}} \exp \frac{S_{Tj}}{m}$, unde S_T este stocajul maxim local. MNAST poate fi utilizat pentru a calcula:

$$IUT = \ln \frac{AD}{\tan \beta}, \quad (4.2.175)$$

ca indice care ne arată posibilitatea ca topografia, în condiții staționare și condiții spațiale variabile de infiltrație și transmisivitate să genereze saturația locală a solului.

4.2.5.3 Gradientul distanței aval

Gradientul distanței aval este un indice creat de Hjerdt (2004), ca o completare aval a IUT, care ne arată condiție de saturație din amonte, cu efect asupra nivelului freatic. Acest indice al pantei aval poate fi exprimat fie ca lungime L_d [m], fie ca gradient (Fig. 4.2.15):

$$\tan \beta_d = \frac{d}{L_d}, \quad (4.2.176)$$

unde L_d este distanța orizontală către punctul de altitudine cu d metri aval de pixelul în cauză, pe direcția de drenaj.

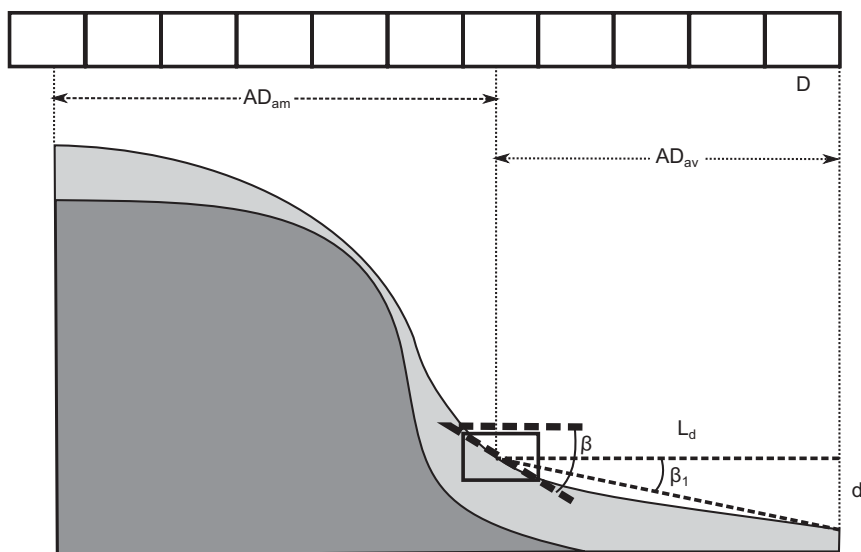


Figura 4.2.15 – Conceptualizarea calculului indicelui de umiditate topografică și a gradientului distanței aval

4.2.5.4 Indicele de putere a râului

Indicele de putere al râului este o mărime adimensională a puterii de eroziune a râului funcție de aria de drenaj amonte și de pantă:

$$IPR = AD \times \tan \beta, \quad (4.2.177)$$

cu cât aria de drenaj și panta sunt mai mari, cu atât râul având o viteză de curgere și un debit mai mare, asociate cu o putere mai mare de eroziune și transport.

4.3 Problema scării de lucru în derivarea variabilelor geomorfometrice

Variația valorii variabilelor geomorfometrice funcție de scara de lucru are două componente (Zhilin, 2008):

- scara, ca arie de acoperire, vorbindu-se de scară locală, regională sau globală, cu menținerea pasului de eșantionare pe dimensiunile x, y, z ;
- scara, ca rezoluție de măsurare și reprezentare, presupune modificarea pasului de eșantionare pe dimensiunile x, y, z , vorbindu-se de scară mică (rezoluție mare) sau scară mare (rezoluție mică).

La ora actuală principalele metode de studierea a influenței scării de lucru în derivarea și analiza variabilelor geomorfometrice, constau în agregarea și de-agregarea unui set de date, la rezoluții mai mici,

suprafața gaussiană	2FD	3FD	3FDWRD	3FDWRS	FFD	MG	SIMPLD
min.	-73	-24	-36	-69	-46	-62	-66
max.	55	67	67	63	61	17	72
dev. stand.	23	15	19	19	21	13	25
suprafața sinusoidală	2FD	3FD	3FDWRD	3FDWRS	FFD	MG	SIMPLD
min.	-13	-3	-19	-43	-3	-23	-13
max.	55	12	33	9	12	2	20
dev. stand.	19	3	14	7	3	5	5

Tabelul 4.4.1 – Statistica descriptivă a pantei calculată pe suprafețele matematice

respectiv mai mari, pentru a se observa variabilitatea. Comparația între date cu rezoluții diferite de achiziție este și ea utilizată, dar este nevoie de atenție, deoarece în aceste cazuri eroarea nu poate fi estimată cu precizie, și concluziile pot fi eronate.

La sect. 4.1 se menționa drept unul din criteriile de clasificare a variabilelor geomorfometrice, scara spațială pe care o caracterizează acestea: locală, regională sau globală. Chiar și variabilele considerate locale (panta) pot fi transformate în variabile regionale prin modul de calcul sau prin agregare.

Indicii de scară multiplă se pot calcula raportând valoarea unei variabile geomorfometrice calculată la o scară locală (fereastră de 3×3) la valoarea unei variabile geomorfometrice calculată la o scară regională (fereastră de 9×9) (un exemplu de astfel de indice este *indicele de poziție topografică*). Este de înțeles că diferența cantitativă dintre local, regional și global este mai greu de realizat, ea diferind funcție de zona morfogenetică, rezoluția modelului numeric al altitudinii terenului utilizat sau modalitatea de achiziție a datelor de altitudine. Ideală ar fi o imagine globală la o anumită rezoluție, pe care să se poată analiza influența scării ca arie de acoperire. Fractalitatea poate constitui un sprijin în acest sens, căci dacă ea ar fi dovedită, atunci practic legătura dintre scările local-regional-global ar fi cantitativ estimată.

Un exemplu al considerării scării, este agregarea modelului numeric SRTM3 în setul de date GMTED2010 (Danielson și Gesch, 2008, 2011). La agregarea modelelor numerice se pierde detalii în special la nivelul culmilor, care devin mai coborâte, și cel al albiilor, care devin mai ridicate, decât în cazul rezoluției din care sunt agregate. O metodă de agregare care să rezolve această situație a fost prezentată de autorii citați, prin considerarea altitudinii culmilor și albiilor, acolo unde acestea sunt prezente în fereastra de agregare, sau de utilizarea unei metode de mediere, acolo unde nu există pixeli de culme/albie în fereastra de agregare.

4.4 Erorile și nesiguranța asociată derivării variabilelor geomorfometrice

Erorile și nesiguranța asociată derivării variabilelor geomorfometrice sunt grupate pe două componente: erorile asociate derivării propriu-zise a variabilelor, introduse în special de către algoritmi de derivare și erorile datorate propagării erorilor introduse de modelele numerice. În general, ca studiu teoretic, utilizarea suprafețelor sintetice poate elimina din ecuație erorile datorate modelelor numerice, și poate permite analiza introdusă de către algoritmul de calcul.

4.4.1 Erorile și nesiguranța asociate derivării pantei și expoziției

Utilizând o suprafață gaussiană și una sinusoidală (descrise în sect. 3.3.4) generate cu ajutorul SAGA GIS, cu dimensiuni de 101 rânduri pe 101 coloane, 10 m rezoluție și valori scalate între 0.1 și 100 m, Niculiță (2011b) calculează panta utilizând algoritmi descriși mai sus. Statistica descriptivă a varianței rezultatelor este prezentată în 4.4.1.

Pentru un model de predicție a adâncimii solului funcție de pantă, bazat pe o regresie liniară simplă a valorilor grosimii solului, de la 0.1 la 225 cm funcție de pantă, cu valori de 0.1-90°: $adâncimea\ solului(cm) = -2.5 * panta + 225$, chiar și cu un coeficient $r^2 = 1$, eroarea introdusă de variația pantei, ca urmare a algoritmului de calcul, va fi de până la 81,5%, dar cel mai frecvent până la 12.08% din adâncimea maximă a solului.

4.4.1.1 Unitatea de măsură: grade sau procente?

Se pune întrebarea care unitate de măsură este cea mai corectă de utilizat? Corectitudinea în acest caz este o noțiune interpretabilă, un inginer cerând cel mai adesea valoarea adimensională sau în procente a gradientului, pe când un geograf mai degrabă lucrează cu grade, deoarece sunt mai ușor de conceptualizat.

Hodgson (1995) analizează trei algoritmi de calcul al pantei și încearcă să identifice aria căreia de fapt i se calculează panta, utilizând ferestre de 3x3 pixeli, ajungând la concluzia că această arie este mai mică decât fereastra de calcul.

4.4.1.2 Cel mai corect algoritm

Există o suită de autori care au utilizat suprafețe reale (Wilson ș.a., 2000) sau suprafețe matematice (Skidmore, 1989; Jones, 1998a; Zhou și Liu, 2004a,b; Skidmore, 2006) pentru evaluarea algoritmilor de pantă menționați. Concluziile nu sunt unitare, dar se pot împărți în două tendințe: lucrările care utilizează modele numerice ale altitudinii suprafeței terenului reale obțin rezultate opuse celor care utilizează suprafețe matematice. În această direcție Zhou și Liu (2004a) și Qiming și Xuejun (2008) fac o demonstrație a faptului că în cazul celor care utilizează modele numerice ale altitudinii suprafeței terenului reale pentru a testa eroarea algoritmilor de pantă, eroarea introdusă de modelul numeric al altitudinii suprafeței terestre este greu de estimat și nu poate fi delimitată clar de eroarea datorată algoritmului.

Qiming și Xuejun (2008) concluzionează că pentru suprafețe sintetice cel mai bun algoritm este 2FD, dar pentru modele numerice ale altitudinii terenului, care conțin mult zgomot cel mai bun algoritm este 3FD. 3FD este un algoritm care mediază valoarea de pantă, utilizând 8 altitudini, pe când 2FD utilizând doar 4, este sensibil la valori extreme.

4.4.1.3 Influența rezoluției numerice a rasterului

Rezoluția numerică a rasterului se referă la tipul de număr utilizat la stocarea altitudinii: număr întreg sau număr zecimal. La ora actuală nu se mai poate pune problema utilizării numerelor întregi, acest aspect fiind o problemă, în perioada în care puterea de calcul și de stocare a computerelor era redusă (Carter, 1992). Astăzi pentru stocarea altitudinii și pentru calcule asupra acestora se utilizează numere zecimale cu precizie cuprinsă între 2 și 16 zecimale. Precizia numerică poate reprezenta o sursă de erori în zonele plate, în care prin rotunjire se obțin valori de pantă 0. Rotunjirea poate crea și pante, direcții predominante, care se pot observa în histograma ca valori foarte frecvente (Carter, 1992). Rotunjirea, respectiv numărul de zecimale poate avea efecte atunci când zona de lucru este mică și rezoluția modelului este mare, deci și precizia va fi mare, și nu trebuie depășită de eroarea datorată rotunjirii (Zhou și Liu, 2004b). Rezoluția modelului numeric influențează prin faptul că la o rezoluție mare suprafața terestră este mai bine reprezentată. În același timp panta va fi mai bine estimată.

4.4.1.4 Influența rezoluției rasterului

Zhou și Liu (2004a) demonstrează prin utilizarea unei ecuații de estimare a erorii calculului pantei, că această eroare este direct proporțională cu rezoluția MNAST, iar rezoluția MNAST este invers proporțională cu eroarea MNAST. Cu cât MNAST este mai precis (rezoluția este mai mare) cu atât panta și expoziția sunt mai sensibile la erorile datorate algoritmului. Știind eroarea MNT-ului și ignorând eroarea datorată algoritmului, Zhou și Liu (2004a) propun o formulă de calcul al rezoluției optime a rasterului:

$$g = \frac{bm}{m_a} \times \frac{180^\circ}{\pi} \cos^2 S \quad (4.4.1)$$

unde m este eroarea cunoscută de MNAȘT iar S panta medie a zonei. Pentru suprafețele sintetice folosite de autori aceasta este între 8 și 13,6 m.

O rezoluție mare nu asigură neapărat o acuratețe mai mare a pantei, importantă fiind și eroarea MNAȘT, care de multe ori poate fi subestimată. Deoarece eroarea MNAȘT este foarte greu de estimat cel mai adesea, o rezoluție optimă care să minimizeze erorile de calcul al pantei poate fi obținută folosind considerente de ordin practic.

4.4.1.5 Erorile și nesiguranța asociate derivării expoziției

Aceleași considerente exprimate la pantă, privind erorile determinate de proprietățile modelului numeric al altitudinii suprafeței terestre sunt valabile și pentru expoziție, lucru rezultat din calcularea expoziției cu ajutorul derivatelor primare. Merită menționat faptul că pentru expoziție, indiferent de algoritmul utilizat, expozițiile multiple de 45°, apar preferențial, fapt arătat de histograme ale expoziției (Evans și Cox, 1998). Acest lucru poate fi relaționat de modelul de reprezentare raster.

4.4.2 Erorile și nesiguranța asociate derivării statisticii altitudinii

Calculul statisticii altitudinii este practic cel mai puțin influențat de eroarea algoritmului de calcul, fiind influențat doar de erorile modelului numeric al altitudinii suprafeței terestre.

4.4.3 Erorile și nesiguranța asociate derivării curburilor

Analiza erorilor generate de algoritmul de calcul al curburii este realizată de către Schmidt ș.a. (2003) pentru o suprafață matematică și câteva suprafețe reale. Concluzia acestor autori este că diferențele între rezultatele algoritmilor sunt minime, dar cele mai bune rezultate sunt date de algoritmul Evans (1979b), iar cele mai slabe de algoritmul Zevenbergen și Thorn (1987), atât ca diferență față de valorile analitice, cât și cu creșterea rezoluției modelului numeric. Din acest punct de vedere, deoarece curbura sunt folosite în special la clasificarea formelor de relief, sunt de preferat metodele care folosesc polinoame de gradul doi, față de cele care folosesc polinoame de ordine superioare, mult mai sensibile la erorile din modelele numerice ale suprafeței terestre, și care pot genera efecte nedorite în clasificări.

Dintre curbura evaluate (plan, profil, tangențială), curbura în plan s-a dovedit a fi cea mai sensibilă la erorile modelului numeric. Cantitativ, erorile cresc până la 0.00018, respectiv 0.09 deviație standard față de valorile analitice, pentru curbura în profil și cea în plan, la rezoluții de 20 m. De aceea Schmidt ș.a. (2003) menționează că ar fi preferat utilizarea curburii tangențiale în locul curburii în plan.

4.4.4 Erorile și nesiguranța asociate derivării ariei de drenaj și variabilelor asociate

O analiză statistică a valorilor ariei de drenaj calculate cu ajutorul algoritmilor menționați mai sus (Galant și Wilson, 2000) dezvăluie variabilitatea mare a rezultatelor (Fig. 4.4.1).

În cazul ariei de drenaj, diferențele dintre algoritmi nu sunt legate doar de alegerea polinomului corespunzător de estimare a suprafeței terestre, ci există și diferențe de conceptualizare a scurgerii. Dacă pentru delimitarea bazinelor de drenaj, algoritmul D8 are rezultate acceptabile și poate fi implementat în mediul digital într-un mod optim, pentru determinarea ariei de drenaj ce va fi utilizată în modele variate sau în calculul altor variabile, alegerea unui algoritm de tip MFD pare cea mai bună alegere. Rho8 pune probleme deoarece nu este stabil în rezultate și pentru lățimea drenajului estimarea este practic imposibilă, MFD creează prea multă dispersie a scurgerii, de aceea RC și DEMON rămân variantele posibile a fi cei mai buni estimatori ai ariei de drenaj.

Utilizarea suprafețelor matematice pentru validarea algoritmilor cu date de referință este îngreunată deoarece încă nu s-au generat suprafețe de referință de pe acestea Zhou ș.a. (1998).

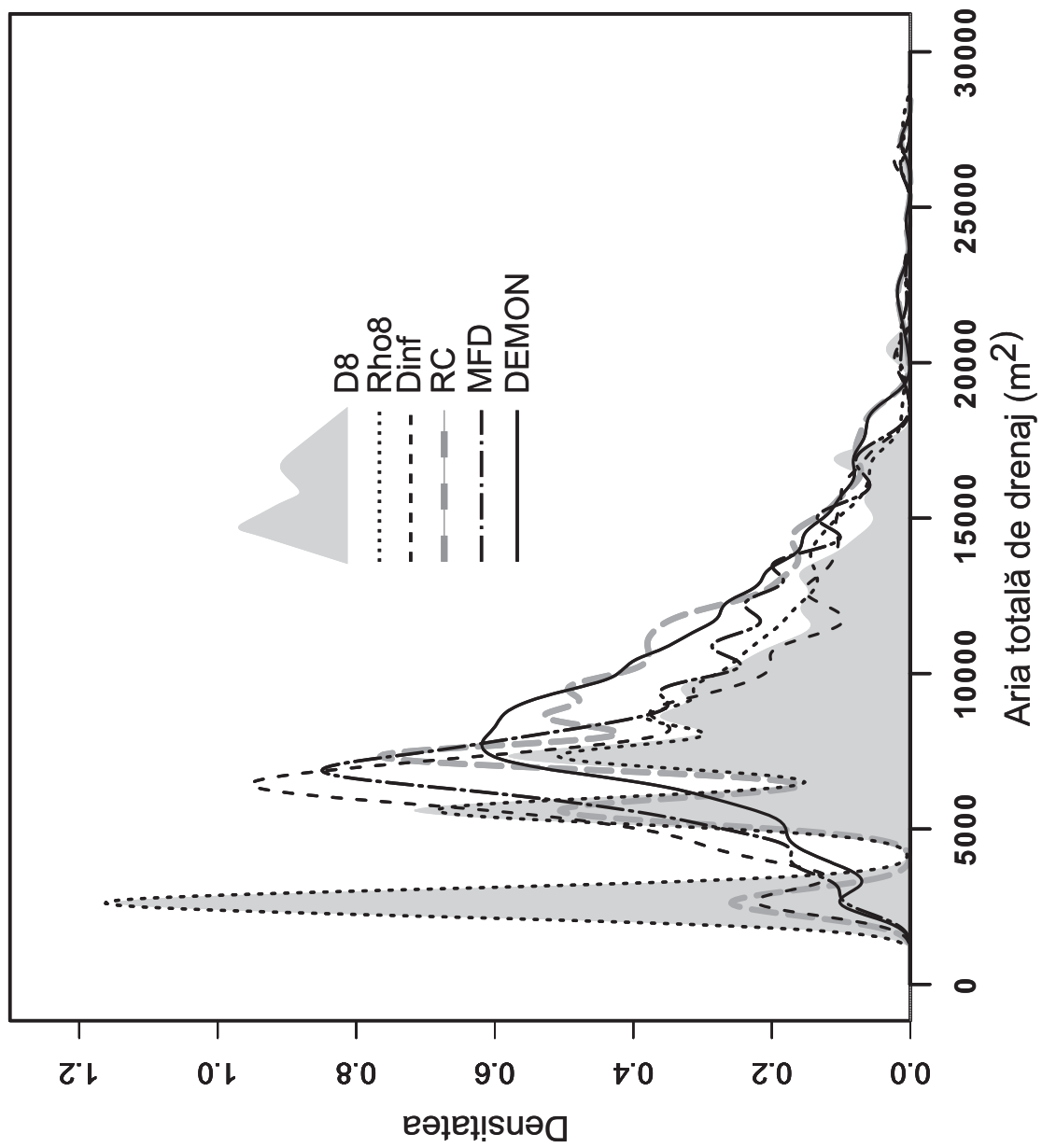


Figura 4.4.1 – Histograma ariei de drenaj calculată cu diverși algoritmi pentru suprafața matematică sinusoidală

Temme ș.a. (2009) realizează o analiză a propagării erorilor din pantă, spre indicii de umiditate topografică și spre un model de eroziune a solului care le încorporează pe cele două (LAPSUS - Schoorl ș.a. (2000)), cu ajutorul analizei Monte-Carlo. Aceasta, aplicată pe MNAST reale presupune obținerea a cât mai multe realizări aleatoare ale erorii asociate, și derivarea variabilelor geomorfometrice. La final, se obține coeficientul de variație, care arată efectele erorilor introduse în MNAST asupra valorii variabilelor. Concluzia este că variabilele compuse (IUT și eroziunea LAPSUS) sunt cele mai sensibile la erorile introduse.

5 Delimitarea obiectelor geomorfometrice și obținerea atributelor acestora

Obiectele geomorfometrice sunt acele arii de pe suprafața terestră care sunt omogene conform unor diferite criterii geometric-geomorfometrice sau geomorfologice, caracteristice geomorfometriei specifice (Pike ș.a., 2009b; MacMillan și Shary, 2009).

5.1 Modelarea ontologică, semantică și geomorfologică a obiectelor geomorfometrice

5.1.1 Modelarea ontologică și semantică a reliefului

La ora actuală ontologia are două accepțiuni (Corazzon, 2011). Una definește ontologia ca ramură a filozofiei, care studiază existența, iar cealaltă, în cadrul sistemelor de limbaj și de cunoaștere, studiind entitățile abstracte (Corazzon, 2011). În știința computerelor, ontologia are un înțeles clar: "o ontologie este o specificare explicită a unei conceptualizări" (Gruber, 1993), conceptualizarea reprezentând "o viziune abstractă, simplificată a lumii pe care dorim să o reprezentăm pentru un scop anume" (Gruber, 1993). Translată în geografie (Mark ș.a., 1999), și mai nou în știința sistemelor informatice geografice („GIScience”) (Smith și Mark, 2001) ontologia geografică are ca finalitate studierea partiționărilor geografice a lumii la scară medie pentru a le asocia pe acestea cu partițiile domeniilor științifice asociate (Smith și Mark, 2001). Astfel, geografia, în genere, teoretizează fenomenele calitativ, în termenii limbajului natural, pentru ca acestea să fie studiate de către disciplinele științifice cantitative (geologie, geomorfologie, meteorologie, climatologie, hidrologie, GIScience). Ontologic, prin conceptualizare, se separă obiecte, care în geografie (numite și obiecte geospațiale) sunt organizate la două nivele conceptuale: nivelul indivizilor și cel al tipurilor. La nivelul tipurilor cel mai important concept este cel al obiectelor care se ierarhizează.

Normele de categorie sunt acele instanțe ale unei categorii cele mai utilizate de către oameni, când se dorește exemplificarea unei categorii (Battig și Montague, 1969). Categoriile geografice sunt atât generale, cât și relevante domeniului. În cazul geomorfologiei, și al geomorfometriei, cea mai tipică aplicație a ontologiei se realizează la nivelul formelor de relief (Mark și Smith, 2003). Noțiunea de formă de relief se referă la suprafețe unitare ale suprafeței terestre, care din punct de vedere al formei, dar și al genezei și evoluției, au trăsături omogene. Omogenitatea trăsăturilor geometrice și geomorfologice, dar și limita acestor obiecte, este influențată de scara de lucru, fiind nevoie de considerarea unor noțiuni precum caracterul vag sau cel difuz și ierarhizarea.

Smith și Mark (2001) redau categoriile identificate Battig și Montague (1969) în privința unei **formațiuni naturale terestre** ("a natural Earth formation"), aranjate în ordinea frecvenței menționării și în engleză pentru a nu crea inadvertențe de traducere:

Mountain, Valley, Hill, River, Rock, Lake, Canyon, Cliff, Ocean, Cave

și analizează la rândul lor un **tip de aspect geografic** ("a kind of geographic feature")

Mountain, River, Lake, Ocean, Valley, Hill, Plain, Plateau, Desert, Volcano, Island, Fores, Stream.

Overschelde ș.a. (2004) reiau categoriile lui Battig și Montague (1969) obținând:

Mountain(s), River(s), Ocean(s), Volcano(es), Lake(s), Valley(s), Hill(s), Rock(s), Canyon(s), Plateau(s), Tree(s), Plain(s), Cave(s), Glacier(s), Grand Canyon, Island(s), Stream(s), Cliff(s), Desert(s), Beach(es), Dirt, Grass, Waterfall(s).

American National Standard for Information Systems (1997) utilizează următorii termeni pentru a

clasifica entitățile geografice reprezentabile pe hărți (au fost alese doar cele în legătură cu formele de relief):

- Termeni: **BASIN, BAR, CLIFF, DELTA, MOUNT, PLATEAU, SHORE; RIDGE, ROCK, TERRACE, VALLEY, WATERCOURSE;**
- Entități: *aluvial fan, arete, bank, basin, bay, beach (berm, cusps, face, ridge, scarp), benck, bend, braided river, braided stream, caldera, cascade, cataract, canyon, cavern, cliff, channel, coastline, coastal plain, crest, creek, cuesta, depression, delta moraine, dome, drainage basin, drumlin, dyke, esker, estuary, fan, fan delta, fiord, fjord, flume, glacial (gorge, moraine, stream, trough), glacier (tongue), gorge, graben, gulch, gulf, gully, guyot, hill, hollow, humock, ice cliff, ice peak, inshore, island arc, islet, kame, kettle, laguna, lateral moraine, lava cone, marine cliff, meander, mesa, mound, mount (pass, ridge), moraine, neck, nunatak, offshore bar, outlet, outwash, pass, pit, pingo, plateau, pool, pond, promontory, ravine, reach, rill, river (bed), rivulet, rock (terrace, glacier), sabkha, sand (bank, dune, hills, horn, lobe, pit) scar, scarp, seamount (chain, group, range), shoreface, sill, sink, sinkhole, spit, spur, stream (channel), summit, tableland, terminal moraine, torrent, valley, volcano.*

Din cele prezentate mai sus se poate observa că din punct de vedere semantic există o multitudine de termeni semantici utilizați pentru același concept, lucru normal într-o anumită măsură. Acest lucru este valabil dacă există un model semantic, care să atribuie înțeles fiecărui cuvânt. Sintaxa este preocupată de proprietățile structurale ale cuvintelor, semantica de înțelesul/semnificația limbajului, a cuvintelor, iar pragmatica de utilizarea acestora pentru a crea acte comunicative (Hurford ș.a., 2007; Bezuidenhout, 2009; Riemer, 2010). Pornind de la ideile de semantică și sintaxă aplicată în SIG pentru a teoretiza interoperabilitatea lui Bishr (1998), Dehn (2001) discută modelarea semantică a formelor de relief, extinzând practic conceptele ontologice către utilizarea lor în munca geomorfologilor, prin semantică.

Smith și Mark (2003) analizează din punct de vedere conceptual și semantic termenul de munte (mountain), iar Dehn (2001) pe acela de versant („hillslope”). Concluzia celor două lucrări este că extinderea semanticii la toate aspectele legate de formele de relief și utilizarea unor limbaje de modelare (cum ar Unified Modelling Language - UML) pentru a exprima complexitatea unor sisteme de programe în știința computerelor, reprezintă direcția în care cel puțin geomorfometricienii trebuie să se îndrepte.

Există o serie amplă de lucrări care pun în discuție tipurile de forme de relief. Acestea impun o clasificare funcție de scară și ierarhie (Dikau, 1990). La macro scară există câteva clasificări semantice (Strahler, 1946), datând din prima parte a secolului trecut, la ora actuală fiind nevoie de o reconsiderare a lor, atât din prisma teoriei tectonicii globale, cât și prin prisma disponibilității unor MNST globale (ETOPO5, SRTM30plus).

Haggett ș.a. (1965) creează o clasificare ierarhică a formelor de relief geomorfologice la nivelul planetei, funcție de ordinul de mărime și complexitatea geometric-topologică (scara G):

- microrelief ($10^1 - 10^4$), mezurelief ($10^4 - 10^8$), macrolief ($10^8 - 10^{12}$) și megarelief ($10^{12} - 10^{16}$);
- fațetă de formă, element de formă, formă de relief, asociație de forme de relief, ierarhie taxonomică a unităților de relief,

în continuare aceste două șiruri putând fi mixtate.

5.1.2 Sistemele proces-formă

În geomorfologie se face distincția între procese geomorfologice și forme geomorfologice. Legătura dintre ele este dată de faptul că procesele sunt generatoare de forme. Dacă la începutul secolului trecut geomorfologia era calată în special pe descrierea formelor, în a doua jumătate a secolului trecut geomorfologia a trecut spre o cuantificare cantitativă a proceselor. Aceasta este viziunea pe care o au Rhoads și Thorn (1993, 1996b), împreună cu ideea că formele de relief/relieful nu reprezintă o categorie naturală, ele nefiind cu adevărat delimitabile în realitate. Această viziune, care elimină din geomorfologie formele de relief este considerată greșită de Smith și Mark (2003) deși explicația lor face trimitere la o serie de argumente din introducerea cărții editate de Rhoads și Thorn (1996a). Nu suntem de acord cu ideea excluderii formelor de relief ca obiecte din geomorfologia aplicată, însă suntem de părere că

într-adevăr, punându-se accent foarte mult pe procese, formele au fost lăsate deoparte, fiind preluate pe anumite direcții de către ecologi și pedologi.

Concluzionăm, că o abordare de genul sistemelor proces(e)-formă/forme, asemănătoare cu cea a sistemelor sol-teren (Huggett, 1975) este cea mai potrivită atât pentru studiul formelor, cât și cel al proceselor. Aceste două noțiuni sunt practic strâns legate, doar nevoia de măsurare, modelare și explicare ducând la separarea lor. Orice proces este abordat cantitativ într-un context de formă, și viceversa fiind valabilă (sau cel puțin așa ar trebui să fie). Aceste idei pot fi intuite din faptul că:

- măsurătorile asupra proceselor geomorfologice se fac în contextul unor forme, de ex. debitul se măsoară la închiderea unor bazine hidrografice, acțiunea erozională a apei curgătoare se măsoară la nivelul malurilor și albiilor, etc.;
- blocajul clasificărilor geomorfometrice, mai ales cele nesupervizate, în care statistic rezultatul clasificării este valid, dar interpretarea sa geomorfologică lasă de dorit.

La limita mezoscară - microscară cea mai simplă și cuprinzătoare clasificare a formelor de relief conceptuale ale unui relief modelat predominant fluvial este cea de tip *catenă* (termen introdus de Milne, 1935, extins apoi de geomorfologi și pedologi, Gennadiyev și Bockheim, 2006), cu cea mai simplă delimitare în *culmi*, *versanți* și *alpii*. Acestora li se mai pot adăuga pe criterii de curbura și erozional-depoziționale: culmea propriu-zisă („summit”), fața pantei („backslope”), baza pantei („footslope”) și talpa acesteia („toeslope”) (Schaetzl și Anderson, 2005) (Fig. 5.1.1). Catenele sunt tributare, și pot include la partea inferioară canalele de drenaj, respectiv albiile minore și cele majore.

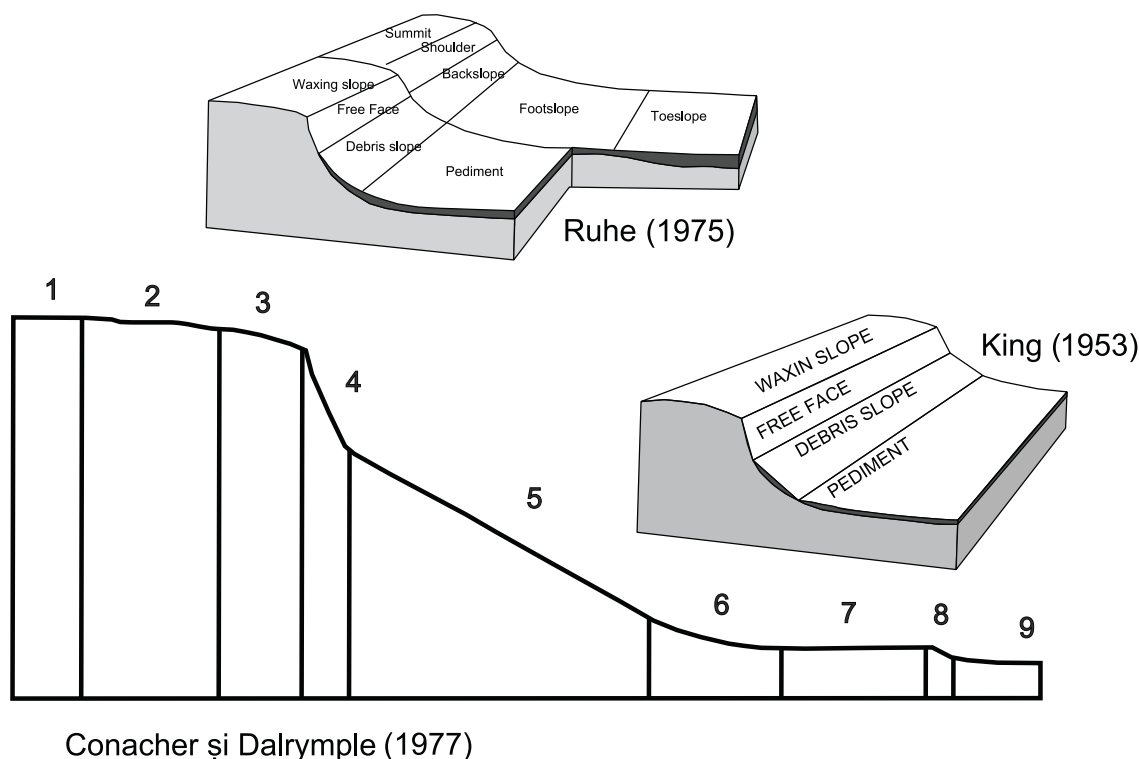


Figura 5.1.1 – Clasificarea de tip catenă în accepțiuni diverse (King, 1953; Ruhe, 1975; Conacher și Dalrymple, 1977)

Bazinul hidrografic este elementul fundamental de transfer energetic în cadrul reliefului, fiind privit ca unitate morfogenetică fundamentală (Rădoane ș.a., 2005). Bazinele hidrografice pot fi privite ca o succesiune de alpii interconectate între ele, alături de care sunt interconectate pe direcții perpendiculare și mai sus menționatele catene.

5.1.3 Punctele și liniile specifice ale suprafeței terestre

Geomorfometria nu este singura care se ocupă de suprafețe, din acest punct de vedere existând o serie de teoretizări în topologie și știința computerelor, în privința punctelor specifice ale unor suprafețe, care pot fi utilizate în codarea digitală a suprafețelor, pe modelul raster (Peucker și Douglas, 1975), sub forma unor grafuri, cu puncte și margini (Morse, 1968a; Mark, 1977; Rana, 2004).

Bazele analizei suprafețelor au fost puse de Cayley (1859), care intuiește posibilitatea reprezentării unei suprafețe cu ajutorul izoliniilor, definește **vârfurile** și maximele lor, **depresiunile** și punctele lor minime (numite „*immit*”), umplerea lor cu apă și drenajul printr-un punct de ieșire, contactul dintre două depresiuni numit **barieră** („*bar*”), **înșeuările** și punctele centrale ale acestora pe care le numește **noduri** (*knot*), **liniile de pantă** care intersectează perpendicular curbele de nivel, **liniile de culme**, **liniile de albie** și **bazinul de drenaj**. Maxwell (1870) definește minimele și maximele false (barierele și înșeuările), numește liniile de pantă care unesc două culmi **dealuri** (numiți „hills”), și liniile de pantă care unesc un vârf cu o minimă, **bazine** sau **văi** (numite „dale”), punând și bazele delimitării **cumpenei de ape**. Același autor pune bazele demonstrației matematice a **punctelor** și **liniilor principale ale unei suprafețe**.

Morse (1968a,b, 1969) pune bazele stocării digitale a curbilor de nivel sub forma unor grafuri, concepte ce vor fi extinse ulterior, în domeniul geografiei, remarcându-se contribuțiile lui Mark (1977) și Rana (2004), iar ca metode de extracție a suprafețelor elementare de pe astfel de suprafețe, contribuțiile lui Takahashi (2004) și Schneider și Wood (2004).

Peucker și Douglas (1975) pun bazele extracției punctelor specifice de pe MNAST în format raster definind:

- **Depresiunea** („pit”) - este o arie aflată mai jos decât toți vecinii săi, din punct de vedere al procesării imaginilor fiind o minimă;
- **Vârful** („peak”) - este o arie care nu are drenaj de intrare, din punct de vedere al procesării imaginilor fiind o maximă;
- **Înșeuarea** („pass”) - sunt arii de maximă dintr-o direcție, și minime din cealaltă direcție;
- **Linia de culme** („ridge lines”) - sunt linii care unesc vârfurile de înșeuări;
- **Liniile de drenaj** - sunt liniile de cea mai mare pantă pe care are loc acumularea (convergența) scurgerii între culmi și canalele de drenaj;
- **Canalele de drenaj** („channel lines”): sunt linii care unesc depresiunile de înșeuări.

Utilizând raportul dintre un pixel și cei 9 vecini ai săi, Peucker și Douglas (1975) implementează clasificarea celor mai importante puncte ale unei suprafețe de relief, astfel:

$$Vârful : \Delta_+ = 0, \Delta_- > -t, N = 0, \quad (5.1.1)$$

$$Depresiune : \Delta_+ > -t, \Delta_- = 0, N_c = 0, \quad (5.1.2)$$

$$Înșeuare : \Delta_+ + \Delta_- > -t, N = 4, \quad (5.1.3)$$

$$Culme : \Delta_+ + \Delta_- > t, L \neq \frac{8}{2}, N = 2, \quad (5.1.4)$$

$$Vale : \Delta_+ - \Delta_- > t, L \neq \frac{8}{2}, N = 2, \quad (5.1.5)$$

$$Abrupt I : \Delta_+ - \Delta_- > t, L = \frac{8}{2}, N = 2, \quad (5.1.6)$$

$$Abrupt II : \Delta_+ - \Delta_- > t, L = \frac{8}{2}, N = 2, \quad (5.1.7)$$

$$Plat : \Delta_+ + \Delta_- < t, \quad (5.1.8)$$

$$\text{Suprafață înclinată : } |\Delta_- - \Delta_+| < t, \Delta_+ + \Delta_- > t, L_c = \frac{8}{2}, N_c = 2, \quad (5.1.9)$$

unde

$$Z_N, Z_{NE}, Z_E, Z_{SE}, Z_S, Z_{SV}, Z_V, Z_{NV}, Z_C, \quad (5.1.10)$$

$$\Delta Z_i = \text{diferența dintre } Z \text{ și cea opt } Z_i, \text{ unde } i = (N, NE, E, SE, S, SV, V, NV), \quad (5.1.11)$$

$$\Delta_+ = \text{suma diferențelor pozitive ale } \Delta Z_i, \quad (5.1.12)$$

$$\Delta_- = \text{suma diferențelor negative ale } \Delta Z_i, \quad (5.1.13)$$

$$N_c = \text{numărul de schimbări de semn ale } \Delta Z_i, \quad (5.1.14)$$

$$L_c = \text{numărul de puncte dintre două schimbări de semn ale } \Delta Z_i. \quad (5.1.15)$$

Algoritmul dezvoltat de Peucker și Douglas (1975) este implementat în SAGA GIS.

Implementarea pe MNASt în format raster a principalelor linii nu poate fi extinsă fără utilizarea informațiilor privind modelarea scurgerii apei, încercările de tipul (Toriwaki ș.a., 1982; Sternberg, 1986; Bevacqua și Floris, 1987) fiind valabile doar procesării imaginilor. Schneider și Wood (2004) argumentează și implementează o metodologie de extracție a unei rețele de linii specifice suprafeței terestre, și extrase utilizând MNASt-uri.

5.1.4 Rețeaua hidrografică/ rețeaua de drenaj

Rețeaua hidrografică reprezentată pe hărțile topografice la diverse scări este doar o parte a rețelei hidrografice reale, întâlnite pe teren (Abrahams și Mark, 1986; Mark, 1983). Acest lucru se datorează generalizării introduse de operatori prin aerofotointerpretare, sau chiar a unei fotointerpretări eronate (a se vede cazuri de hărți topografice, în care pe foi vecine nu se continuă rețeaua hidrografică, chiar dacă curbele de nivel ar indica acest lucru, sau imposibilitatea recunoașterii rețelei hidrografice sub zonele împădurite). Cel mai adesea aceste aspecte apar în arealele montane, subcarpatice sau de deal și podiș cu pădure, în care, fără muncă de teren pentru recunoaștere, trasarea rețelei hidrografice este un lucru imposibil.

Utilizarea geomorfometriei și a modelelor numerice ale altitudinii suprafeței terenului poate avea ca finalitate delimitarea automată a rețelei de drenaj, eventual a rețelei hidrografice. Corectitudinea extracției depinde de calitatea MNASt care poate fi optimizat în acest scop.

Cel mai simplu mod de extracție este considerarea unei valori limită a ariei de drenaj, de la care, fiecare pixel conectat cu valori mai decât această valoare este considerat pixel reprezentând rețeaua de drenaj (Peucker și Douglas, 1975; Martz și Jong, 1988; Martz și Garbrecht, 1992). Funcție de algoritmul de calcul al ariei de drenaj rezultatele acestei metode sunt limitate, cel mai adesea (mai ales atunci când pentru derivare a fost utilizat algoritmul D8) în areale în care versantul are altitudini apropiate unui plan înclinat rezultând rețele de drenaj paralele spațiate strâns Garbrecht și Martz (1993). Pentru a limita aceste efecte se poate defini o lungime minimă a rețelei de drenaj trasate (aceasta va elimina rețelele de drenaj foarte scurte) și o lățime minimă între două cursuri extrase (care va elimina o parte din drenajul paralel creat de versanții relativ uniformi).

Pentru a se putea conecta pixelii pe baza direcției de scurgere este nevoie și de un model numeric al altitudinii suprafeței terestre care să nu conțină depresiuni. Acestea sunt situații de zone plane sau de curbă concavă, unde se ajunge la un pixel care nu mai este conectat hidrologic cu alți pixeli. Pentru rezolvarea acestei probleme de conectivitate, se folosesc algoritmi de preprocesare a acestor depresiuni.

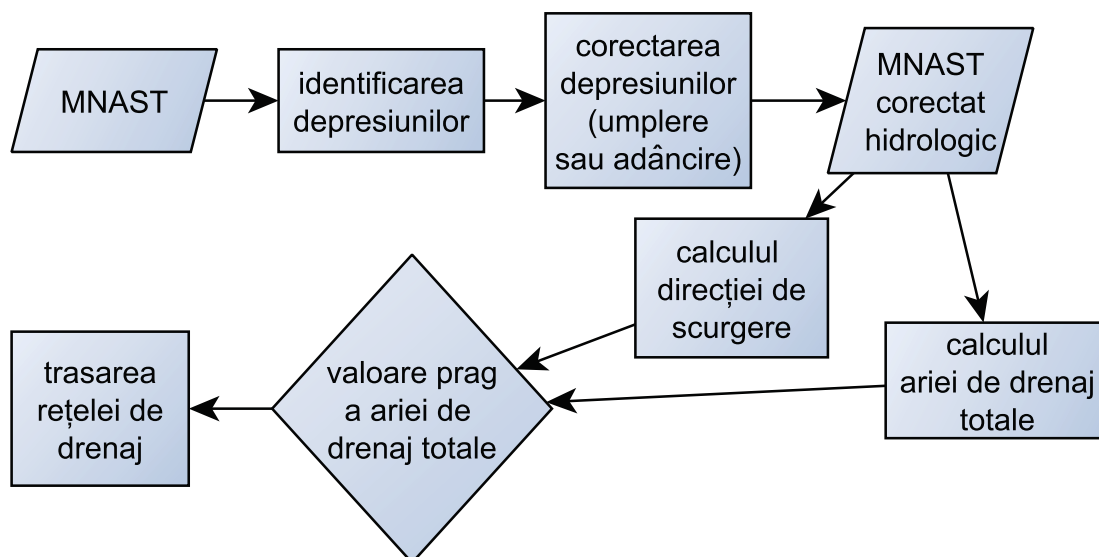


Figura 5.1.2 – Schema logică de trasare a rețelei de drenaj

Acești algoritmi fie ridică altitudinea zonei depresionare până la un nivel care asigură conectivitate (algoritmi de umplere a depresiunilor) (Gruber și Peckham, 2009), sau identifică zona care creează “barajul” zonei depresionare, și creează o breșă în acesta (algoritmi de gravare) (Soille, 2003). Există și posibilitatea includerii unei rețele hidrografice în modelul numeric al altitudinii suprafeței terestre, atât la interpolarea sa, cât și după, pe baza unei rețele în format vector, astfel încât conectivitatea hidrologică să fie îmbunătățită.

În privința locației precise a unui punct exterior al rețelei de drenaj, aceasta depinde de mai mulți factori (Dietrich ș.a., 1987; Montgomery și Dietrich, 1989; Montgomery, 1988; Montgomery și Dietrich, 1992; Montgomery și Foufoula-Georgiou, 1993; Montgomery și Dietrich, 1994; Dietrich ș.a., 1993; Dietrich și Dunne, 1993), putându-se crea pe baza unor cartări de areale reprezentative generalizări pe arii destul de largi (Hancock și Evans, 2006; McNamara ș.a., 2006).

Bevacqua și Floris (1987) utilizează un algoritm de căutare a schimbărilor de pantă pentru extracția rețelei de culmi și rețea, plecând de la punctele caracteristice de pe un MNST în format raster.

Ai (2007), Ai și Li (2010) implementează utilizând curbele de nivel în format vector extracția rețelei hidrografice funcție de inflexiunea curbelor de nivel, algoritm promițător care poate depăși unele probleme legate de extracție de pe MNST în format raster, și fiind echivalent cu trasarea manuală a rețelei de drenaj de pe hărțile topografice funcție de inflexiunile curbelor de nivel.

O altă serie de algoritmi de extracție pleacă de la modul de organizare al scurgerii, având la bază observația (Montgomery și Dietrich, 1989; Montgomery, 1988; Montgomery și Dietrich, 1992; Montgomery și Foufoula-Georgiou, 1993) că în raport cu freaticul, punctul de apariție al rețelei hidrografice este legat o schimbare a pantei canalului de drenaj.

5.1.5 Rețeaua de culmi

Rețeaua de culmi se extrage considerând maximele locale și modelarea scurgerii. Utilizând algoritmul D8, pixelii aflați de o parte și alta a culmii vor avea arie de drenaj minimă, acest criteriu putând fi utilizat la extracția culmilor, trebuind a se ține cont însă de faptul că practic aceasta se poate prelungi până la contactul cu rețeaua de drenaj. Din acest punct de vedere, se poate defini o altitudine relativă la care să se oprească trasarea ei, eventual și în acord cu panta acesteia, care poate indica versanții pur erozionali care ar putea fi interpretați hidrologic drept culmi. O dată extrasă, rețeaua de culmi ar trebui ierarhizată,

ținând cont de maximele regionale și de conectivitatea acestora cu maximele locale și înșeuări. Rețeaua de culmi nu a primit atât de multă atenție ca rețeaua de drenaj, existând potențial de analiză imens în această direcție.

5.1.6 Bazinele hidrografice

Extracția bazinelor hidrografice este relaționată de modelarea scurgerii și de trasarea rețelei de drenaj. Practic, trebuie identificate punctele de confluență ale segmentelor exterioare ale rețelei hidrografice cu segmentele interioare, iar pentru acestea, iterativ se va căuta și delimita gruparea de pixeli care generează scurgerea către acestea. Dacă rețeaua hidrografică este și ierarhizată într-un sistem de ierarhizare, se pot extrage bazine de diferite ordine.

Una dintre cele mai bine fundamentate aplicații de extracție a rețelei hidrografice și a bazinelor de drenaj este suita de scripturi pentru GRASS GIS *r.stream* create de (Jasiewicz și Metz, 2011).

5.2 Metode de delimitare a obiectelor geomorfometrice

Delimitarea obiectelor geomorfometrice se realizează utilizând diverse criterii, de cele mai multe ori fiind însă o clasificare automatizată, iar conform scării G (Haggett ș.a., 1965), obiectele geomorfometrice se pot încadra atât fațetelor, cât și oricăror variante și asociații ierarhic superioare. Această clasificare este definită la o scară sau la o asociație de scări, putând fi extinsă la nivelul întregii scări G doar dacă se utilizează o clasificare ierarhică. Domeniul de aplicare al clasificărilor geomorfometrice variază de la micro- la mezoscară (MacMillan și Shary, 2009).

5.2.1 Metode supervizate

Metodele de clasificare supervizată presupun crearea unor arbori de clasificare funcție de un sistem conceptual formă-proces geomorfologic, pentru clasificarea și delimitarea formelor de relief dintr-un areal dat. Supervizarea se referă la faptul că există o conceptualizare semantică și geomorfologică a priori, translată în variabilele utilizate și valorile prag asociate acestora (Hengl și Rossiter, 2003; MacMillan și Shary, 2009).

Există o serie de clasificări supervizate care prin schimbarea pragurilor de clasificare pot fi aplicate la nivelul întregului glob (de ex. Iwahashi și Pike, 2007) sau a oricărei arii de pe glob. Există în schimb și clasificări supervizate care sunt realizate doar pentru areale în care există anumite forme de relief ce sunt vizate de clasificare, pentru a fi delimitate.

5.2.1.1 Clasificările locale bazate pe curburi

Curburile pot fi utilizate la clasificarea formei locale conform tendinței curburii (vezi 4.2.3.1). În literatură se specifică diverse valori prag ale curburilor, pentru a separa tendința liniară de cele concave și convexe, cea mai utilizată fiind $\pm 1/600$ m (Schmidt și Hewitt, 2004).

Clasificarea lui Troeh (1964, 1965) Conform lui Shary și Sharaya (2006), Shary (2008), acesta partiționează relieful în patru clase pe baza curburilor tangențială și în profil, pentru a diferenția cele două mecanisme de acumulare și deflecție, și două situații intermediare, de tranzit.

Clasificarea lui Dikau (Dikau, 1988; Barsch și Dikau, 1989) Pe baza celor două curburi în plan și în profil se obțin nouă clase de versanți (Fig. 5.2.1), notate prin mixtarea simbolurilor: X - convex, V - concav, SF - profil drept și SL - plan drept.

Clasificarea lui Wood Pentru a putea clasifica culmile și albiile, pe lângă versanții din clasificarea lui Dikau, Wood (1996) propune utilizarea pantei, a curburii secțiunii în cruce, curburii minime și curburii maxime, obținând șase clase.

Clasificarea lui Schmidt Schmidt și Hewitt (2004) extind clasificarea Dikau pentru situațiile în care panta este 0, respectiv culmi/platouri sau canale/lunci, unde curbura maximă și minimă sunt utilizate pentru a diferenția mecanismul de acumulare. Rezultă astfel 15 clase care completează atât clasificarea lui Dikau, cât și pe cea a lui Wood.

Clasificarea completă a lui Shary Shary (1995), Shary și Sharaya (2006) propun pe baza celor 12 curbură o clasificare funcție de semnul acestora și arată posibila configurație a acestora pentru depresiuni, înșeuări și suprafețe eliptice și parabolice. Deși teoretic completă, această clasificare este greu de interpretat din punct de vedere geomorfologic.

5.2.1.2 Clasificările complexe

Clasificările complexe includ pe lângă curbură, panta sau aria de drenaj pentru a delimita conceptual elemente ale versanților, în special pe ideea că forma în sine nu poate clasifica complet, fără a se face și o poziționare topografică sau de drenaj.

Clasificarea lui Pennock (Pennock ș.a., 1987; Pennock și Veldkamp, 2006) Pennock ș.a. (1987) pune la punct utilizând curburile în profil și plan o separare a pixelilor după tendința curburii (concavă, planară, convexă, rezultând umerii - SH - „shoulder”, profil convex, și baza pantei - FS, profil concav) și efectul asupra scurgerii (divergentă - D sau convergentă - C) astfel:

- VV - CFS - umăr convergent;
- VX - DFS- umăr divergent;
- XV - CSH- bază a pantei convergentă;
- XX - DSH- bază a pantei divergentă.

		+ curbură ~0 în plan -		
		convex	profil-drept	concav
+ curbură ~0 în profil +	convex			
	plan-drept			
	concav			

Figura 5.2.1 – Clasificarea lui Dikau (Dikau, 1988): dreptunghiurile negre indică clasele aferente clasificării lui Troeh;

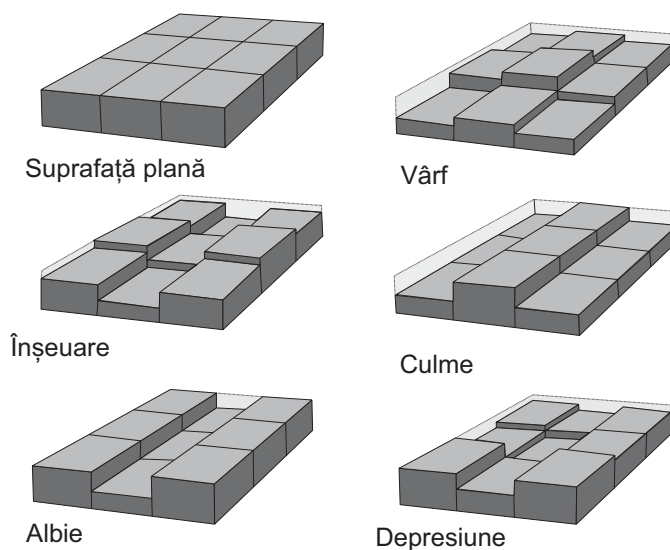


Figura 5.2.2 – Elementele de formă ale clasificării Wood (Wood, 1996)

Elementul	panta	curb. secțiunii în cruce	curb. long.	curb. max.	curbura min.
Vârf	0	#	#	+	+
	+	+	+	#	#
	0	0	0	0	0
Culme	0	#	#	+	0
	+	+	0	#	#
	+	0	+	#	#
Înșeuare	0	#	#	+	-
	+	+	-	#	#
	+	-	+	#	#
Supraf. plană	0	#	#	0	0
	+	0	0	#	#
Albie	0	#	#	0	-
	+	-	0	#	#
	+	0	-	#	#
Depresiune	0	#	#	-	-
	+	-	-	#	#

Tabelul 5.2.1 – Criteriile de clasificării Wood (1996), unde + sau -, reprezintă valorile prag pozitive sau negative, iar # lipsa criteriului

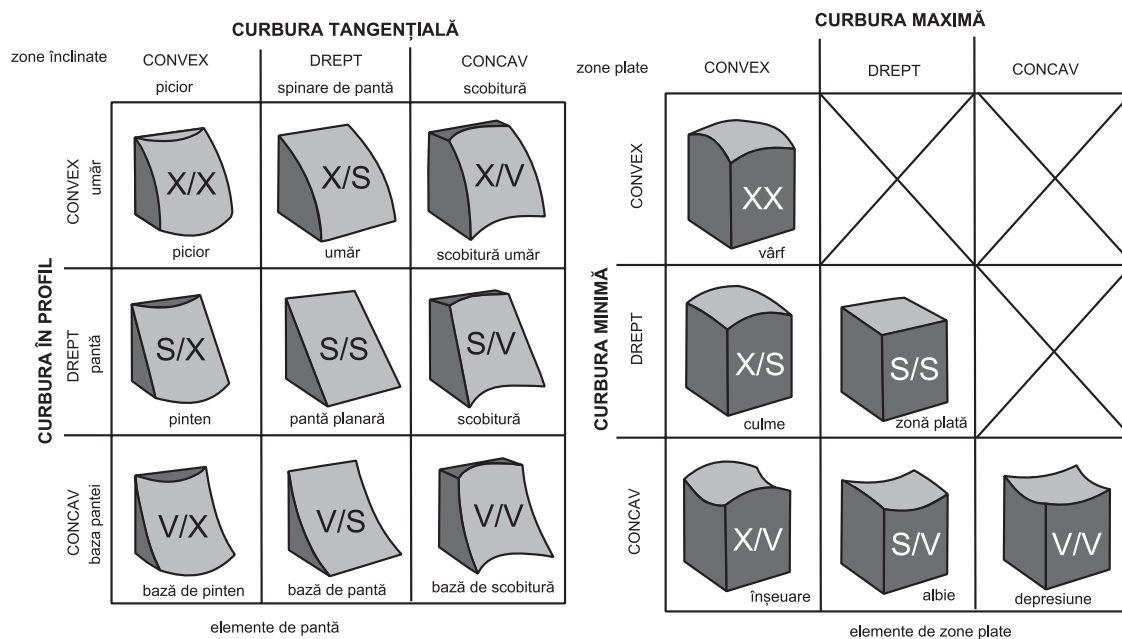


Figura 5.2.3 – Clasificarea lui Schmidt și Hewitt (2004)

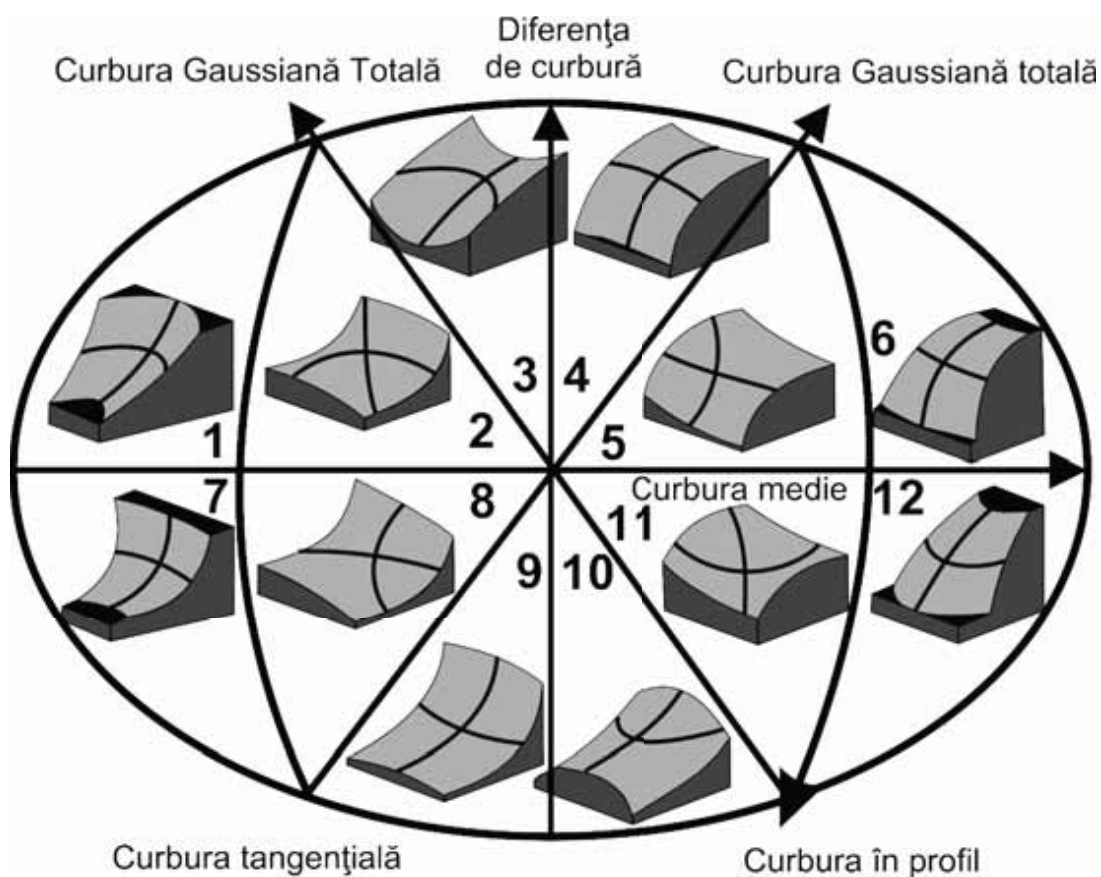


Figura 5.2.5 – Clasificarea lui Shary și Sharaya (2006)

Pentru pixelii de curbura în profil cuprinsă între $-0,1$ și $+0,1$, adică cei planari (L), se aplică pragul de pantă $< 3^\circ$, pentru a separa panta propriu-zisă („backslope” - BS) de versantul linier (L) cu pantă $> 3^\circ$. Panta propriu-zisă este apoi considerată divergentă (DBS), la convexitate în plan și convergentă (CBS)

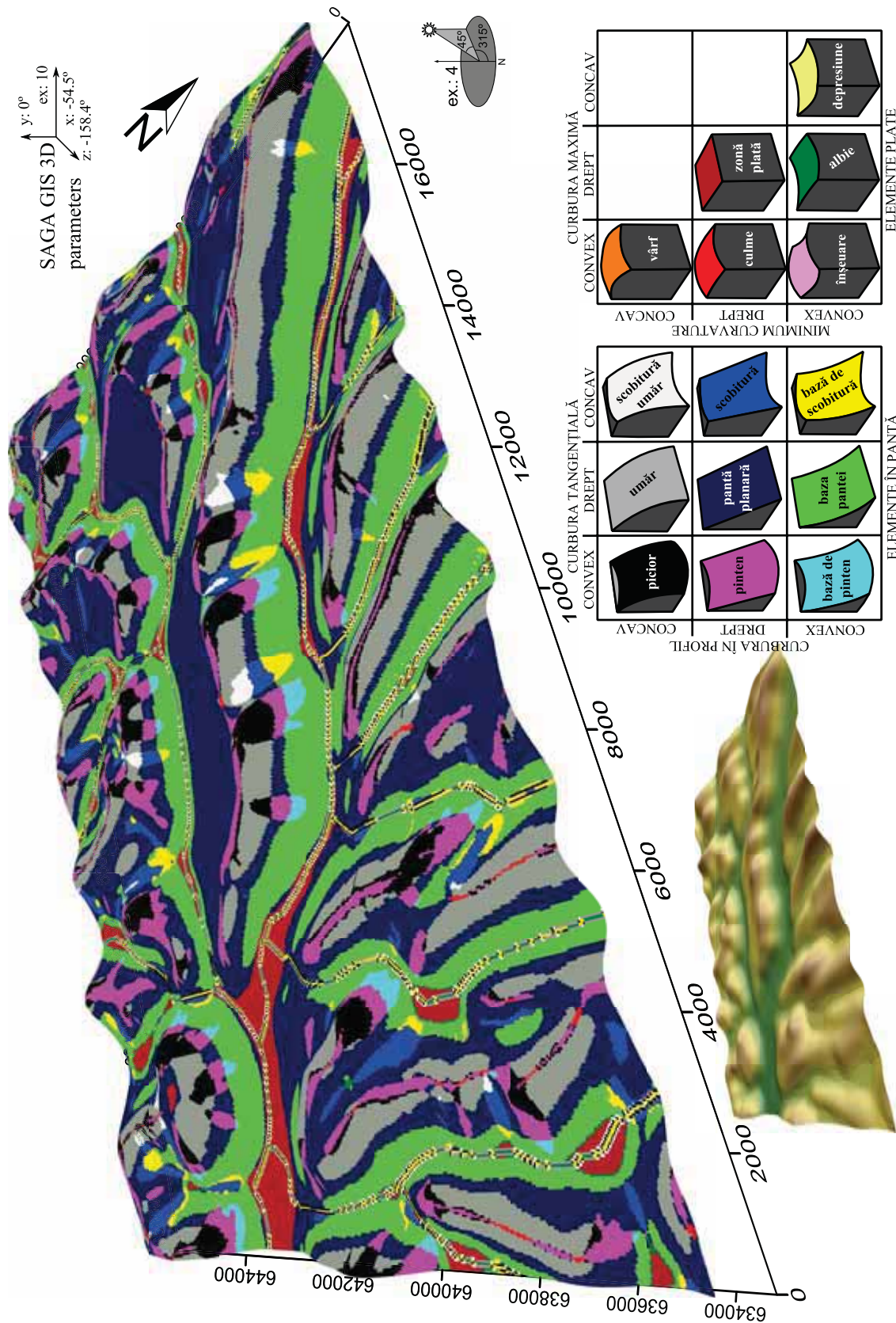


Figura 5.2.4 – Clasificarea Schmidt și Hewitt (2004) pentru zona Sârca- Podu Iloaiei

la concavitate în plan.

Pennock (2001) și Reuter ș.a. (2006), pe baza ariei de drenaj (prag de $500 m^2$), adaugă nivelul inferior al bazinului de drenaj (LCL) și nivelul superior al bazinului de drenaj (HCL). Reuter (2004) adaugă variantele planare (LSH, LBS, LFS) pe baza pragului de curbura, și implementează clasificarea într-un script pentru ArcINFO.

Tabelul 5.2.2 – Criteriile clasificării Reuter (2004), Reuter ș.a. (2006)

Elementele de relief	Nr. crt.	Cod	Panta (grade)	Curbura în profil (1/100m)	Curbura în plan (1/100m)	Aria de drenaj totală (m)
Umăr divergent	1	DSH	> 0	> 0.1	> 0.1	NA
Umăr planar	2	PSH	> 0	> 0.1	≤ 0.1 ≥ -0.1	NA
Umăr convergent	3	CSH	> 0	> 0.1	< -0.1	NA
Pantă divergentă	4	DBS	> 3.0	≥ -0.1 ≤ 0.1	> 0.1	NA
Pantă planară	5	PBS	> 3.0	≥ -0.1 ≤ 0.1	≤ 0.1 ≥ -0.1	NA
Pantă convergentă	6	CBS	> 3.0	≥ -0.1 ≤ 0.1	< -0.1	NA
Bază de pantă divergentă	7	DFS	> 0	< -0.1	> 0.1	NA
Bază de pantă planară	8	PFS	> 0	< -0.1	≤ 0.1 ≥ -0.1	NA
Bază de pantă convergentă	9	CFS	> 0	< -0.1	< -0.1	NA
Nivel de bazin hidrografic ridicat	10	HCL	≤ 3	≥ -0.1 ≤ 0.1	NA	< 500
Nivel de bazin hidrografic coborât	11	LCL	≤ 3	≥ -0.1 ≤ 0.1	NA	> 500

Clasificarea lui MacMillan MacMillan ș.a. (2000), ?, ? extinde clasificările precedente prin adăugarea la cele 10 clase ale clasificării Pennock-Reuter, dar din care păstrează doar 5, 10 clase, grupate pe conceptele de:

pantă superioară

- Nivelul culmii (LCR)
- Depresiune superioară (UDE)

mediană

- Terasă (TER)
- Înșeuare (SAD)
- Depresiune mediană (MDE)

și inferioară

- Extremitatea pantei (toeslope - TSL);
- Con (FAN);
- Luncă plană (level lower slope - LLS);
- Movilă joasă (LSM);
- Depresiunea (DEP).

Rezultă 15 clase prezentate în Tab. 5.2.3 :

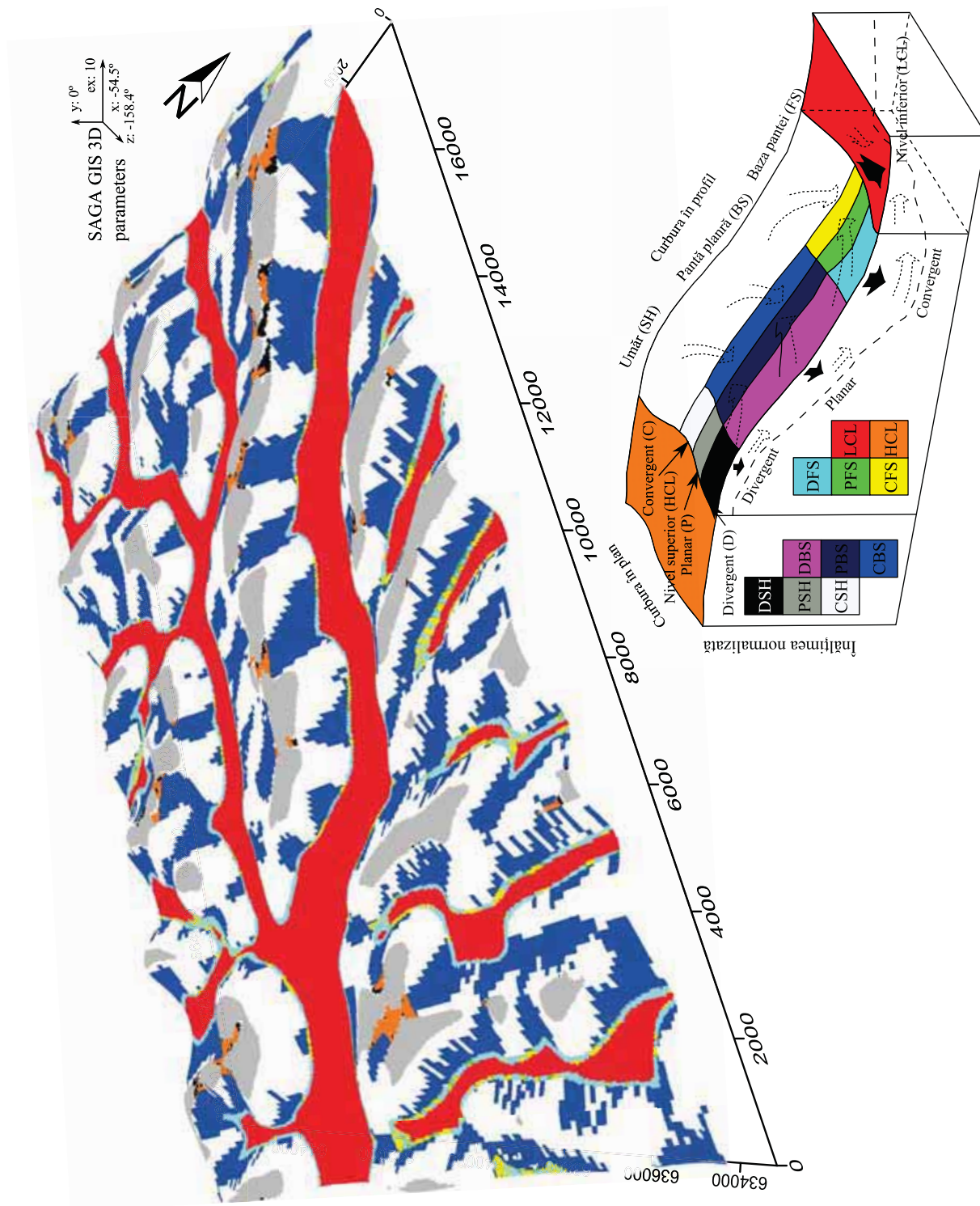


Figura 5.2.6 – Clasificarea Pennock și Reuter pentru zona Sârca- Podu Iloaiei

Tabelul 5.2.3 – Criteriile clasificării MacMillan 2000

		Elementul de relief		Pantă	Curbura pantei (1/m)		Înălțimea normali- zată	Poziția medie a pantei
Categoria de relief	Nr. crt.	Nume	Cod	Profil	Plan			
pantă superioară	1	Nivelul culmii	LCR	0 – 2	–10 la +10		> 0.85	
	2	Umăr divergent	DSH	> 2	> +10		> 0.85	
	3	Depresiune superioară	UDE	0 – 2	< –10	< –10	> 0.85	
pantă mediană	4	Pantă rectilinie	BSL	> 2	–10 la +10	–10 la +10		–0.5 la +0.5
	5	Pantă divergentă	DBS	> 2	–10 la +10	> +10		–0.5 la +0.5
	6	Pantă convergentă	CBS	> 2	–10 la +10	< –10		–0.5 la +0.5
	7	Terasă	TER	0 – 2	–10 la +10	NA		–0.5 la +0.5
	8	Înșeuare	SAD	NA	< –10	> 10		–0.5 la +0.5
	9	Depresiune mediană	MDE	0 – 2	< –10	< –10		–0.5 la +0.5
	10	Baza pantei	FSL	> 2	< –10	NA	0.10 la 0.15	
pantă inferioară	11	Extremitatea pantei	TSL	> 2	–10 la +10	–10 la +10	≤ 0.10	
	12	Con (FAN)	FAN	> 2	–10 la +10	> +10	≤ 0.10	
	13	Movilă joasă	LSM	> 2	> +10	> +10	≤ 0.10	
	14	Luncă plană	LLS	0 – 2	–10 la +10	–10 la +10	≤ 0.10	
	15	Depresiunea	DEP	0 – 2	< –10	< 0	≤ 0.10	

5.2.1.3 Clasificările ierarhice

Clasificarea globală Iwahashi și Pike (2007) Iwahashi și Pike (2007) creează o schemă de clasificare în serie, pe baza pantei, convexității locale și rugozității (texturii), și raportarea acestora la media acestor variabile într-o fereastră glisantă, pentru a crea o clasificare în 8, 12 sau 16 clase. Clasificarea este aplicată MNAST-ului SRTM30, un model numeric derivat din datele SRTM la o rezoluție de 1 km.

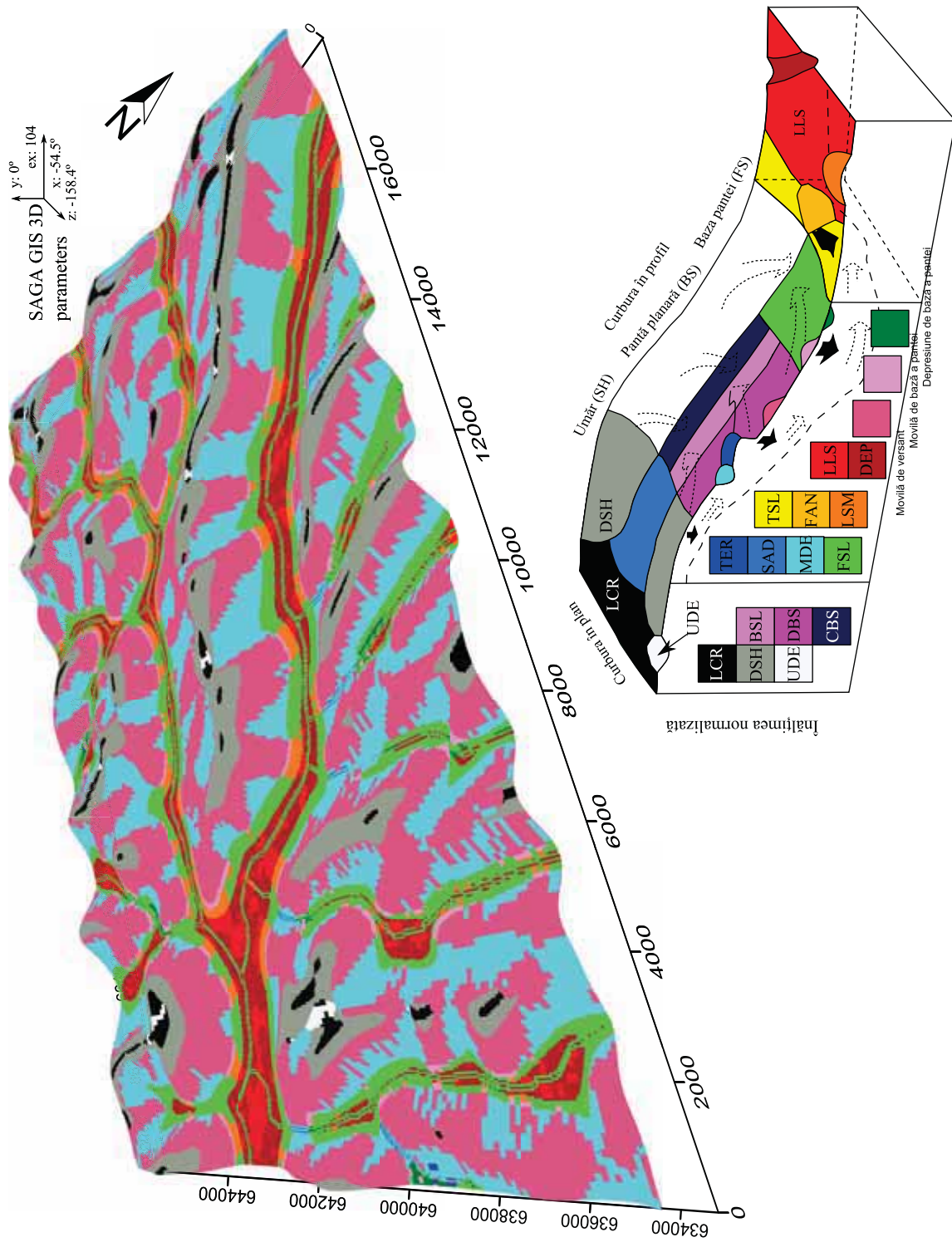


Figura 5.2.7 – Clasificarea MacMillan pentru zona Sârca - Podu Iloaiei

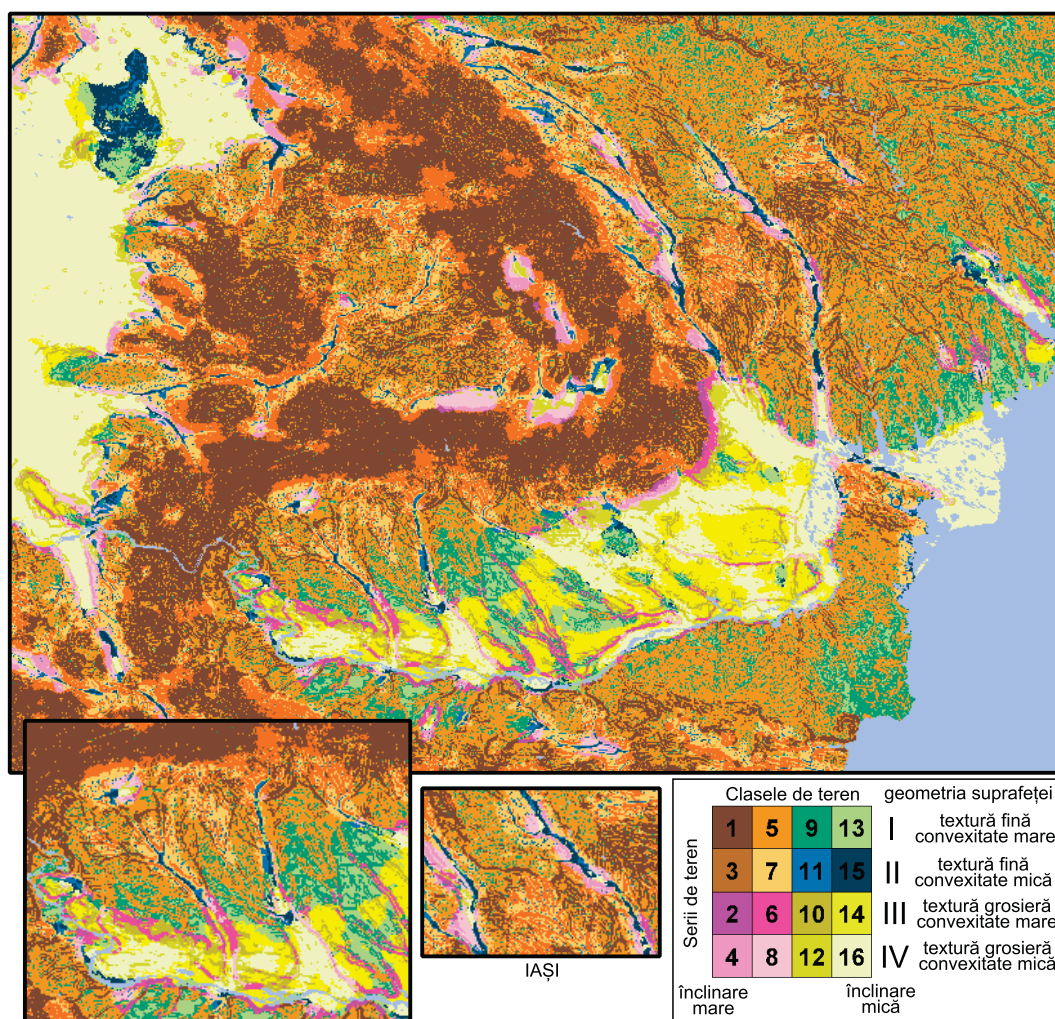


Figura 5.2.8 – Rezultatele clasificării globale Iwahashi și Pike (2007) pentru teritoriul României : http://gisstar.gsi.go.jp/terrain/front_page.htm

Clasificarea lui Hammond Hammond (1954, 1964a) pune la punct o clasificare a reliefului SUA, ierarhică, cu trei nivele: tipuri de relief, clase de relief și subclase de relief.

Calculul următoarelor variabilelor geomorfometrice s-a făcut prin mișcarea unei ferestre pătrate pe hărți la scara 1:250 000 (cu echidistanța normală de 15,2 m și principală de 61 m), pe distanța de 9,65 km, fără a se realiza suprapunerea acestora:

- procentajul arealelor cu pante mici, sub 8% (considerat un criteriu);
- amplitudinea locală a reliefului;
- tipul profilului, ca proporție relativă a pantelor mici care apar în zone joase sau înalte.

Criteriile de clasificare sunt grupate în trei clase, caracterizate de **pantă**, **amplitudinea reliefului** și **tipul profilului zonei**, fiecare cu patru, șase și opt subclase. Din aceste subclase, se pot obține 5 tipuri de relief, 24 de clase de relief, și 96 subclase de relief (Tab. 5.2.5).

Pentru zona central sudică a SUA, conform acestei clasificări s-au identificat doar un număr de 45 de subclase, din care 31 sunt prezentate în legenda hărții propuse de Hammond (1964b) astfel:

- Câmpii
- A1 - câmpii plate
- A2 - câmpii netede
- B1 - câmpii neregulate, cu amplitudine mică

Panta	Valori prag	Amplitudinea locală	Valori prag
A	> 80% din suprafață cu pante mici	1	< 30 m
B	50 – 80% din suprafață cu pante mici	2	30 – 91.9 m
C	20 – 50% din suprafață cu pante mici	3	92 – 152,9 m
D	< 20% din suprafață cu pante mici	4	153 – 305,9 m
		5	306 – 915.9 m
		6	≥ 916 m
Tipul profi-lului	Valori prag		
a	> 75% pante mici în zonele joase		
b	50 – 75% pante mici în zonele joase		
c	50 – 75% pante mici în zonele înalte		
d	> 75% pante mici în zonele înalte		

Tabelul 5.2.4 – Criteriile clasificării Hammond

B2 - câmpii neregulate

- Dealuri și munți deschiși

C2 - dealuri deschise joase

C3 - dealuri deschise

C4 - dealuri deschise înalte

C5 - munți joși deschiși

C6 - munți înalți deschiși

- Podișuri

B3c,d - podișuri, amplitudine moderată

B4c,d - podișuri, amplitudine considerabilă

B5c,d - podișuri, amplitudine mare

B6c,d - podișuri, amplitudine foarte mare

- Dealuri și munți

D3 - dealuri

D4 - dealuri înalte

D5 - munți joși

D6 - munți înalți

- Câmpii cu dealuri sau munți

A,B3a,b - câmpii cu dealuri

B4a,b - câmpii cu dealuri înalte

B5a,b - câmpii cu munți joși

B6a,b - câmpii cu munți înalți.

Tipul de relief	Clasa de relief	Codul subclasei de relief
Câmpii (PL)	Câmpii plate sau aproape plate	A1a, A1b, A1c, A1d
	Câmpii netede cu o mică amplitudine locală	A2a, A2b, A2c, A2d
	Câmpii neregulate cu amplitudine joasă	B1a, B1b, B1c, B1d
	Câmpii neregulate cu amplitudine moderată	B2a, B2b, B2c, B2d
Podișuri (TAB)	Podișuri cu amplitudine moderată	A3c, A3D, B3c, B3d
	Podișuri cu amplitudine considerabilă	A4c, A4D, B4c, B4d
	Podișuri cu amplitudine mare	A5c, A5D, B5c, B5d
	Podișuri cu amplitudine foarte mare	A6c, A6D, B6c, B6d
Câmpii cu dealuri și munți (PHM)	Câmpii cu dealuri	A3a, A3b, B3a, B3b
	Câmpii cu dealuri înalte	A4a, A4b, B4a, B4b
	Câmpii cu munți joși	A5a, A5b, B5a, B5b
	Câmpii cu munți înalți	A6a, A6b, B6a, B6b
Dealuri și munți deschiși (OPM)	Dealuri deschise foarte joase	C1a, C1b, C1c, C1d
	Dealuri deschise joase	C2a, C2b, C2c, C2d
	Dealuri deschise moderate	C3a, C3b, C3c, C3d
	Dealuri deschise înalte	C4a, C4b, C4c, C4d
	Munți deschiși joși	C5a, C5b, C5c, C5d
	Munți deschiși înalți	C6a, C6b, C6c, C6d
Dealuri și munți (HMO)	Dealuri foarte joase	D1a, D1b, D1c, D1d
	Dealuri joase	D2a, D2b, D2c, D2d
	Dealuri moderate	D3a, D3b, D3c, D3d
	Dealuri înalte	D4a, D4b, D4c, D4d
	Munți joși	D5a, D5b, D5c, D5d
	Muni înalți	D6a, D6b, D6c, D6d

Tabelul 5.2.5 – Ierarhia clasificării lui Hammond

Clasificarea Hammond-Dikau Plecând de la clasificarea propusă de Hammond, Dikau ș.a. (1991), Dikau (1995) propun automatizarea acesteia, cu implementarea unei ferestre de aceeași mărime, dar aplicată la 200 m distanță, și păstrează doar 42 de clase din cele 96 posibile. Stabilirea zonelor joase sau înalte, se face utilizând aceeași fereastră glisantă și mediana altitudinii (amplitudinea raportată la 2), drept criteriu.

Clasificarea ierarhică a lui MacMillan MacMillan ș.a. (2004) extinde clasificare complexă realizată inițial, adăugând o ierarhizare atât de rezoluție, cât și conceptual de scară:

- elementele de relief, reprezintă cele 15 clase de clasificare complexă;
- tipurile de relief, reprezintă ansambluri de elemente de relief cu repetitivitate la nivelul teritoriului și la scări diferite, exemple fiind toposecvențele și catenele;
- sistemele fiziografice, sunt variantele geomorfologice ale sistemelor de teren;
- regiunile fiziografice, sunt variantele geomorfologice ale eco-regiunilor.

Această clasificare, coroborată cu aplicarea unei logici fuzzy și cu rețeaua hidrografică și bazinele hidrografice, extrase tot de pe MNAȘT, poate argumenta utilizarea ei, ca fiind cea mai completă conceptual.

Pe lângă aceste sisteme de clasificare, există și rezultate pe anumite direcții ale clasificării geomorfometrice a reliefului și care vor fi expuse pe scurt în continuare, putând fi implementate în cadrul sistemelor de clasificare, pentru a le îmbunătăți.

Clasificarea SOTER (World SOils and TERrain Digital Data base) (Engelen și Wen, 1994; Dobos ș.a., 2007) se bazează printre altele și pe relief pentru a extrage areale omogene de teren, unde solurile din punct de vedere genetic și evolutiv sunt relativ omogene.

Minar și Evans (2008) încearcă să definească matematic forme elementare de relief, cu măcar două variabile geomorfometrice omogene sau cu o anumită tendință, delimitate de arii de discontinuitate, care pot fi utilizate pe baza unui model conceptual la cartarea geomorfologică.

Algoritmul lui Wang ș.a. (2010) utilizează ferestre de diverse mărimi pentru a obține indicii de corelație între parametrii actuali și parametrii optimi ai unor forme matematice elementare (vârf, înșeuare, depresiune), pentru a crea o clasificare fuzzy.

Cele mai interesante aplicații ale clasificării morfometrice sunt cartarea planetelor pentru care există MNAȘT globale sau de rezoluții medii și mici: Marte (Stepinski și Vilalta, 2005; Stepinski ș.a., 2006; Bue și Stepinski, 2006a,b; Stepinski și Vilalta, 2007; Bue și Stepinski, 2007) și Luna (Pike, 1980, 1967). Practic, la nivelul reliefului acestor planete geomorfometria este fundamentală pentru studiul proceselor generatoare și modelatoare a reliefului.

Clasificarea de tip catenă a zonelor fluviale Deoarece teritoriul României se încadrează din punct de vedere morfogenetic zonei temperate unde procesele fluviale sunt cele care guvernează modificările suprafeței terestre, utilizarea unui model conceptual proces-formă de tipul catenei (toposecvenței) credem că este cel mai util de aplicat pentru areale regionale.

Pe baza ariei de drenaj se poate extrage rețeaua de drenaj, formată dintr-o rețea de linii, cu lățime de un pixel, aferentă zonelor cu arie de drenaj mai mare de o valoare prag. Albiile majore se pot delimita utilizând înălțimea normalizată, media și deviația standard focală a acesteia: pixelul de albie majoră este acel pixel care are înălțimea standardizată mai mare decât o valoare prag și deviația standard focală mai mare decât media focală. Și relieful de drenaj se poate utiliza în delimitarea luncilor.

Culmile vor reprezenta arealele cu arie de drenaj sub o valoare prag, eventual filtrate prin operații de subțiere ("thinning", Hasthorpe și Mount, 2007). Restul arealelor, neîncadrate în cele două clase se atribuie versanților.

Rețeaua de drenaj se poate ierarhiza în sistem Horton-Strahler, iar bazinele de drenaj aferente fiecărui ordin se pot extrage. Utilizarea bazinelor de ordinul I sau II se poate utiliza la segmentarea rezultatelor clasificării catenare, criteriul hidrologic fiind cel mai logic de utilizat în sistemul morfogenetic fluvial.

5.2.2 Metode nesupervizate

Metodele nesupervizate presupun utilizarea unor metode statistice de clasificare a formelor de relief, ce nu au la bază nici o cunoștință a priori despre acesta. Totuși, cele mai multe dintre clasificările nesupervizate cer ca date de intrare numărul de clase. Acesta poate fi calculat din datele de intrare prin diferite metode, pe baza grupării statistice a datelor de intrare. Datele de intrare sunt reprezentate de variabilele geomorfometrice.

Aceste clasificări supervizate sunt relativ recent introduse în geomorfometrie având un potențial ridicat de a extinde clasificările geomorfometrice, ele fiind specifice statisticii, procesării imaginilor și teledetecției (Chen, 2008; Nixon și Aguado, 2008; Tso și Mather, 2009). Totuși apar probleme în privința mărimii ariei de aplicare a acestor metode, deoarece rezultatele diferă funcție de aria de aplicare, iar metodele statistice aplicate pe rastere de mărimi mari, necesită resurse de calcul.

Metodele statistice vor fi prezentate în detaliu la capitolul 6.2.3.

5.2.2.1 Clasificările multivariate de tip analiză de aglomerare

Analiza aglomerării presupune o serie de operațiuni statistice menite să regăsească subseturile de observații care se aglomerează în jurul unui centru, fiind statistic similare (Izenman, 2008). Ca date de intrare trebuie minim două variabile geomorfometrice în format raster de mărime și extensie identică, din analiza aglomerării derivând un al treilea raster, care conține extensia spațială a valorilor ce corespund aglomerărilor găsite (numărul acestora se specifică prin numărul de clase).

Aplicații ale analizei de aglomerare în clasificarea obiectelor geomorfometrice prin metoda ISODATA sunt prezentate de Irvin (1997), Ventura și Irvin (2000) și Hengl (2009).

Metoda fuzzy k-means este un caz particular de analiză de aglomerare, care folosește media drept criteriu de stabilire al aglomerărilor și logica fuzzy pentru a face separația între aglomerări foarte apropiate statistic, a căror membri de graniță sunt comuni mai multor aglomerări.

Aplicații ale analizei multivariate de tip k-means în clasificarea obiectelor geomorfometrice sunt prezentate de (Irvin, 1997; Lagacherie, 1997; Ventura și Irvin, 2000) și (Burrough, 2000).

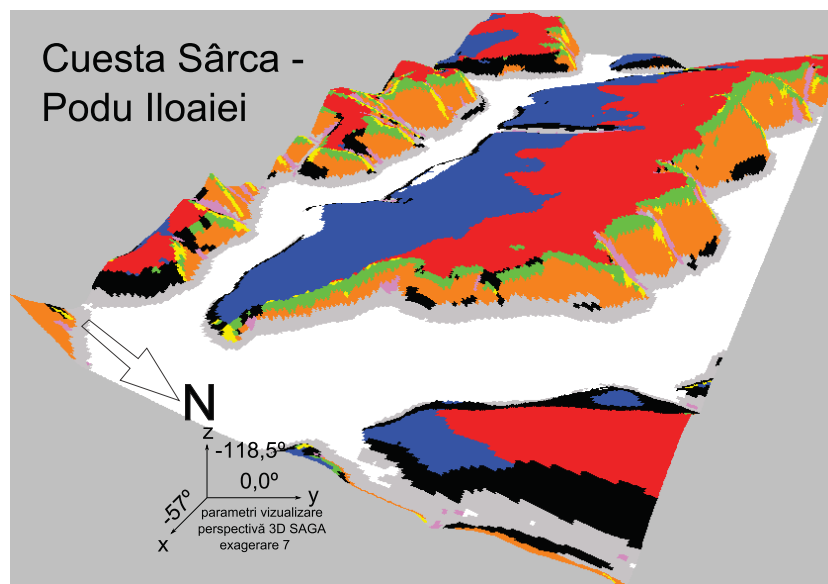
În Fig. 5.2.9 sunt reprezentate rezultatele aplicării analizei de aglomerare pentru MNAȘT cuestei Sârca - Podu Iloaiei derivat prin kriging ordinar din curbe de nivel și cote și pentru două eșantioane din MNST SRTM3 USGS (în centru un decupaj aferent contactului dintre Câmpia Colinară a Jijiei și Podișul Central Moldovenesc, iar jos un decupaj pentru întregul Podiș Moldovenesc). Variabilele geomorfometrice utilizate au fost altitudinea absolută, panta, curbura în plan, curbura în profil, indicele de umiditate topografică, înălțimea normalizată și indicele de deschidere topografică. Se poate observa că la schimbarea rezoluției (de la 30 m pentru MNAȘT Sârca - Podu Iloaiei, și 90 m pentru SRTM3) are loc o schimbare între clase, dar fără a afecta semnificația geomorfologică a acestora. Sunt delimitate:

- albiile majore (clasa 8 la 30 m, și clasa 9 la 90 m), care includ și terasele joase;
- baza concavă a versanților (clasa 7 la 30 m și clasa 8 la 90 m);
- partea inferioară (clasa 1 la 30 m) și partea superioară a versantului (clasa 2 la 30 m) pentru versanții revers de cuestă;
- panta planară (clasa 9 la 30 m și clasa 7 la 90 m);
- panta de tip umăr (clasa 3 la 30 m și clasa 5 la 90 m);
- panta de tip pînten (clasa 5 la 30 m și clasa 4 la 90 m);
- panta de tip văiugă (clasa 6 la 30 m și la 90 m)
- umărul culmii (clasa 4 la 30 m și clasa 3 la 90 m).

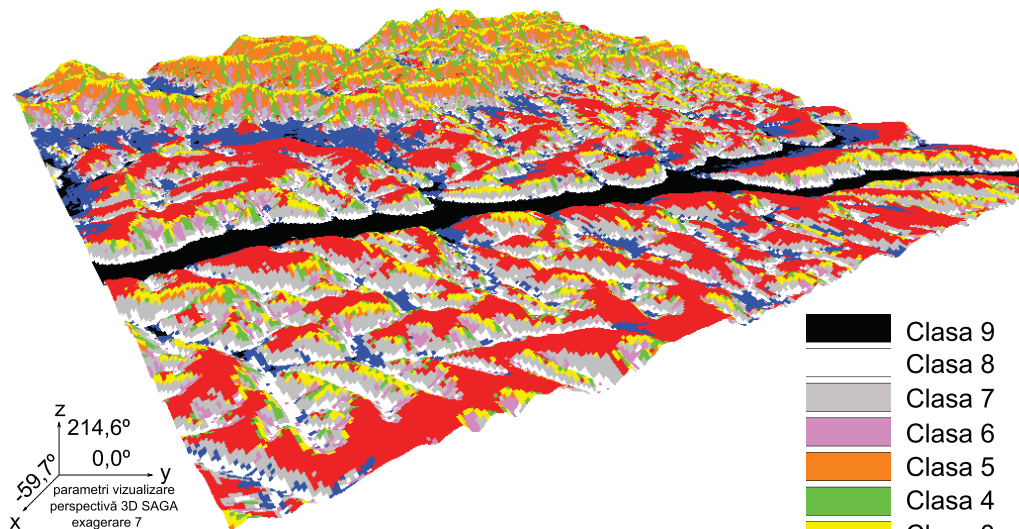
La rezoluția de 90 m a MNST SRTM3, clasele sunt relativ stabile, dar clasa 1 aferentă luncilor cu o pantă mai ridicată, apare preponderent în Subcarpații Moldovei și Culoarul Siretului, pe când în Câmpia Colinară a Jijiei clasa 8 reprezintă luncile largi și slab înclinate.

5.2.2.2 Segmentarea imaginilor

MNAȘT în format raster sunt de fapt imagini din punctul de vedere al procesării imaginilor, de aceea lor li se pot aplica metodele de segmentare a imaginilor. Aceste metode au ca scop partiționarea unei



Câmpia Colinară a Jijiei - Pod. Central Moldovenesc



Câmpia Colinară a Jijiei Pod. Central Moldovenesc - Culoarul Siretului

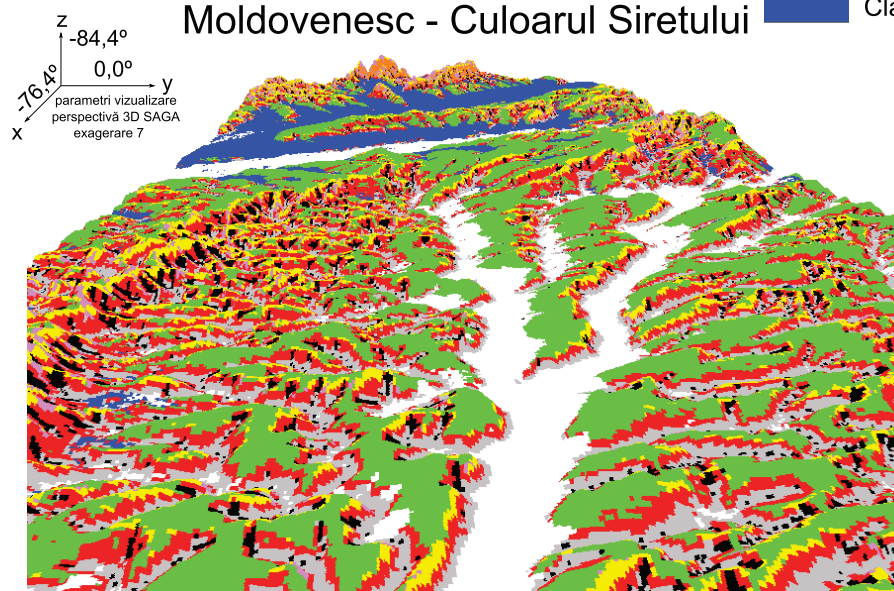


Figura 5.2.9 – Analiza de aglomerație aplicată pentru Podișul Moldovei, la diferite extensii spațiale

imagini în segmente (seturi de pixeli), cu proprietăți omogene.

Astfel de metode de segmentare se bazează pe utilizarea histogramei, detecția marginilor, segmentare quadtree, transformare watershed sau seturi de rețele neuronale.

Detecția marginilor Detecția marginilor este o metodă de identificare a schimbărilor abrupte de gradient a valorilor unei imagini (Canny, 1986; Jenčo și Pacina, 2009). Variabila de intrare este o proprietate a imaginii, în cazul de față o variabilă a MNAȘT, care este analizată cu un filtru, care funcționează de un factor de scară și unul de valoare prag va hotărî dacă un pixel corespunde sau nu unui maxim al gradientului, în direcția acestuia. În Fig. 5.2.10 și 5.2.11 sunt prezentate rezultatele aplicării filtrului de detecție a marginilor implementat în SAGA GIS (Imagery - ViGrA / ViGrA - Edge Detection), tip Canny (Canny, 1986) cu diverse valori ale parametrilor scară și valoare prag a gradientului și pentru mai multe variabile geomorfometrice.

Se observă faptul că o dată cu creșterea scării, la aceeași valoare prag a gradientului, orice schimbare de gradient devine margine. Marginile altitudinii sunt reprezentate de zona mediană a secțiunilor abrupte de versant. Marginile pantei reprezintă linia de inflexiune a oricărei schimbări de pantă. Marginile curburii în plan reprezintă liniile de maximă inflexiune care caracterizează inflexiunile concave de la baza versanților, respectiv inflexiunile convexe ale umărului culmii. Marginile curburii în profil reprezintă liniile de maximă inflexiune aferente canalelor de drenaj și culmilor.

5.2.2.3 Analiză imaginilor orientată pe obiecte (OBIA și GEOBIA)

Analiza imaginilor orientată pe obiecte este o metodă relativ nouă care are ca scop nu clasificarea pixelilor, ci identificarea unor areale similare numite obiecte (Lang, 2008), pornindu-se de la identificarea unor primitive grafice, funcție de diverse proprietăți ale acestora, fiind luată în considerare scara spațială a acestor obiecte și o ierarhie a lor.

Aplicații ale OBIA în clasificarea obiectelor geomorfometrice au început să se extindă, o dată cu apariția unor algoritmi preluați din literatura de teledetecție (Drăguț și Blaschke, 2006, 2008).

Segmentarea watershed Segmentarea watershed este bazată pe tehnica delimitării bazinelor hidrografice, asemănătoare celei aplicate pe MNAȘT, cu mențiunea că modul de extracție este diferit (Soille, 1991; Roerdink și Meijster, 2001). În imaginea de analizat sunt identificate, fie minimele, fie maximele locale, după care se verifică iterativ vecinii acestora și se includ în watershed, până ce criteriul de includere este încălcat. Criteriul de includere al vecinilor în watershed este dat de o valoare prag a gradientului valorii imaginii. Fiecare implementare practică a acestui algoritm aplică diferit criteriul, varianta implementată în SAGA GIS având posibilitatea de a fuziona obiectele watershed delimitate.

Segmentarea pe baza varianței locale (Woodcock și Strahler, 1987; Drăguț și Eisank, 2011) Analiza varianței locale a fost dezvoltată de Woodcock și Strahler (1987) pentru segmentarea imaginilor satelitare, fiind ulterior implementată pentru segmentarea MNAȘT Drăguț ș.a. (2010), Drăguț și Eisank (2011). Această metodă presupune identificarea valorilor prag de extracție a limitelor dintre obiecte, la nivele spațiale diferite, prin intermediul unui grafic al varianței locale la mărirea ferestrei de calcul.

5.2.3 Fuzionarea contextuală

Mai ales în cazul clasificărilor nesupervizate, rezultatele nu vor avea o interpretare geomorfologică directă, deoarece reprezintă areale omogene morfologic, din anumite puncte de vedere, fiind într-o anumită măsură obiecte statistice sau fundamentale ale suprafeței terestre. De aceea, aceste obiecte elementare trebuie analizate și trebuie fuzionate în obiecte care să aibă din punct de vedere geomorfologic interpretabilitate.

Metodele statistice de clasificare prezentate pot fi utilizate cu succes în realizarea fuzionării. Romstad (2001) utilizează algoritmi de aglomerare pentru a fuziona rezultatele unei clasificări, pentru un versant abrupt, erodat de o serie de torenți și conurile aluviale ale acestora, din Spitsbergen.

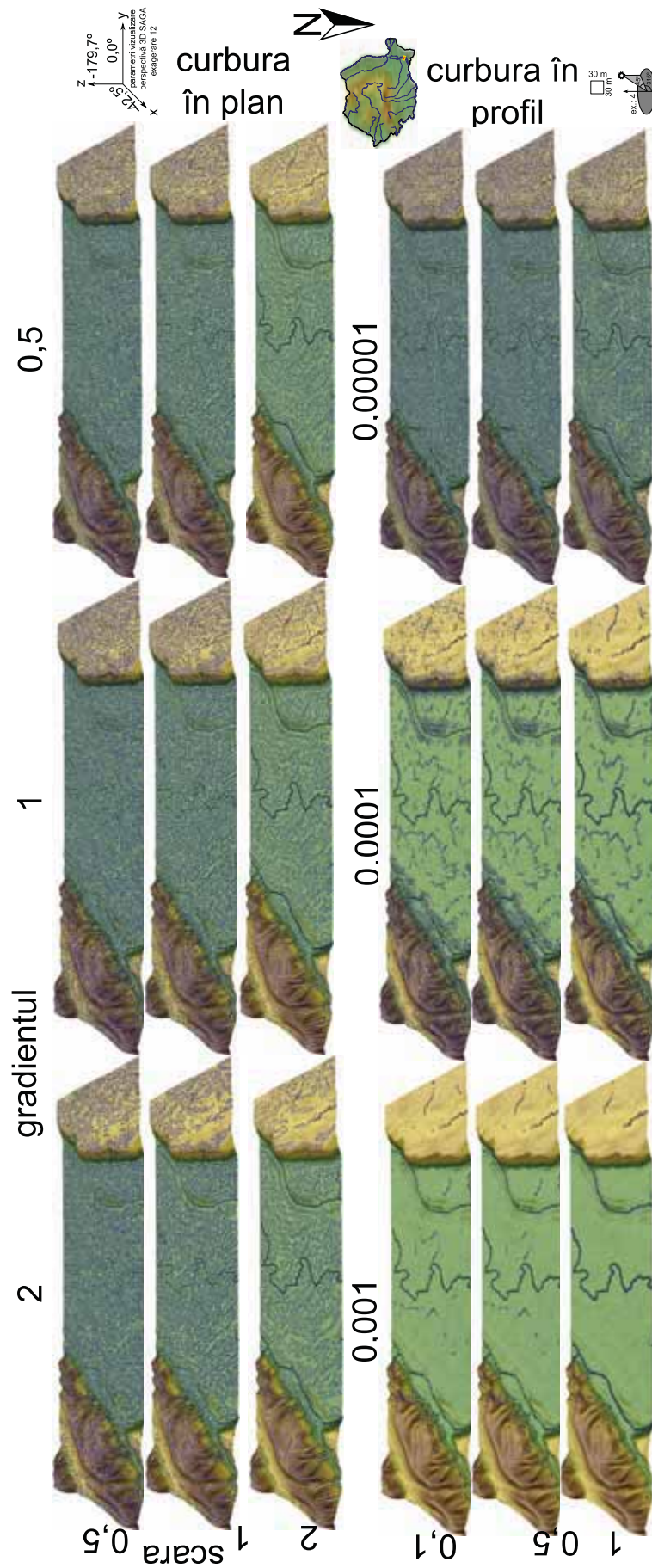


Figura 5.2.10 – Detecția limitelor pentru arealul test Balta Ialomeiței

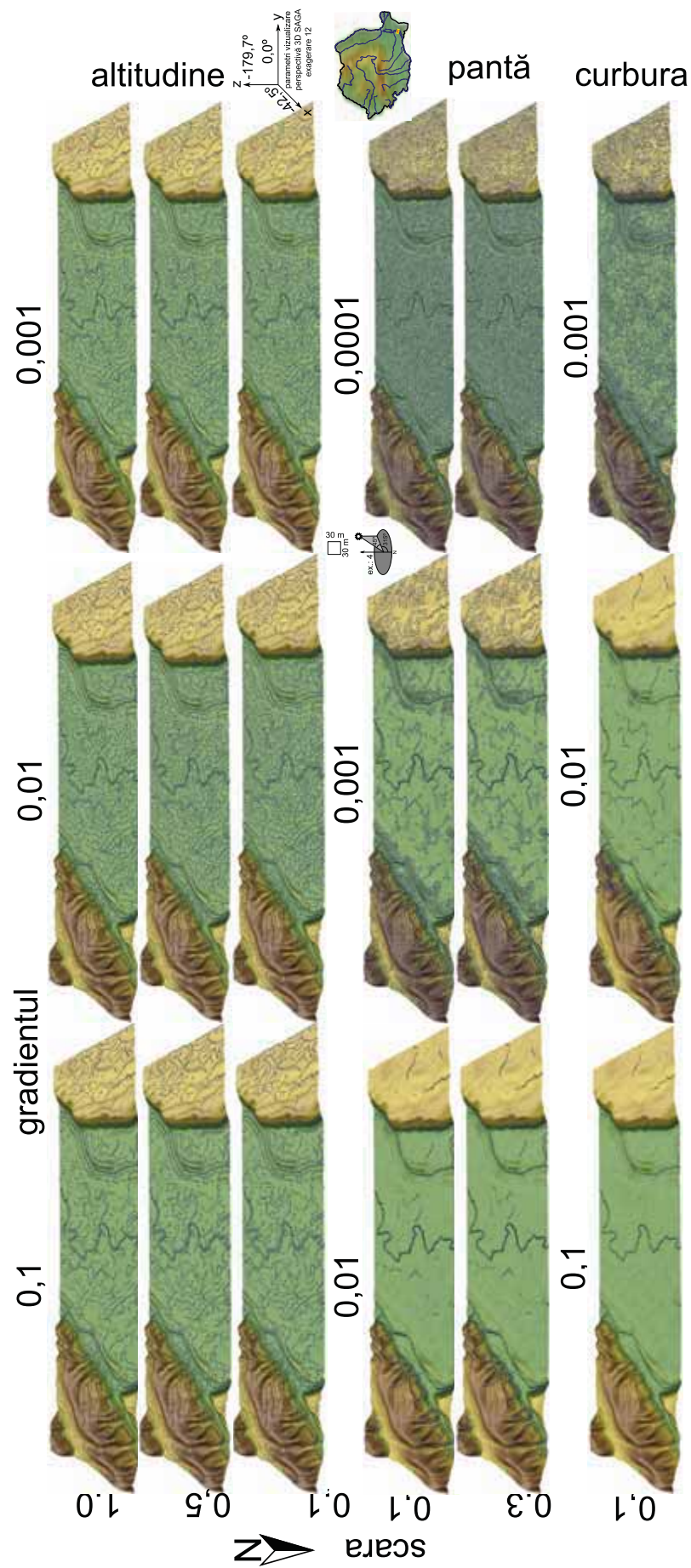
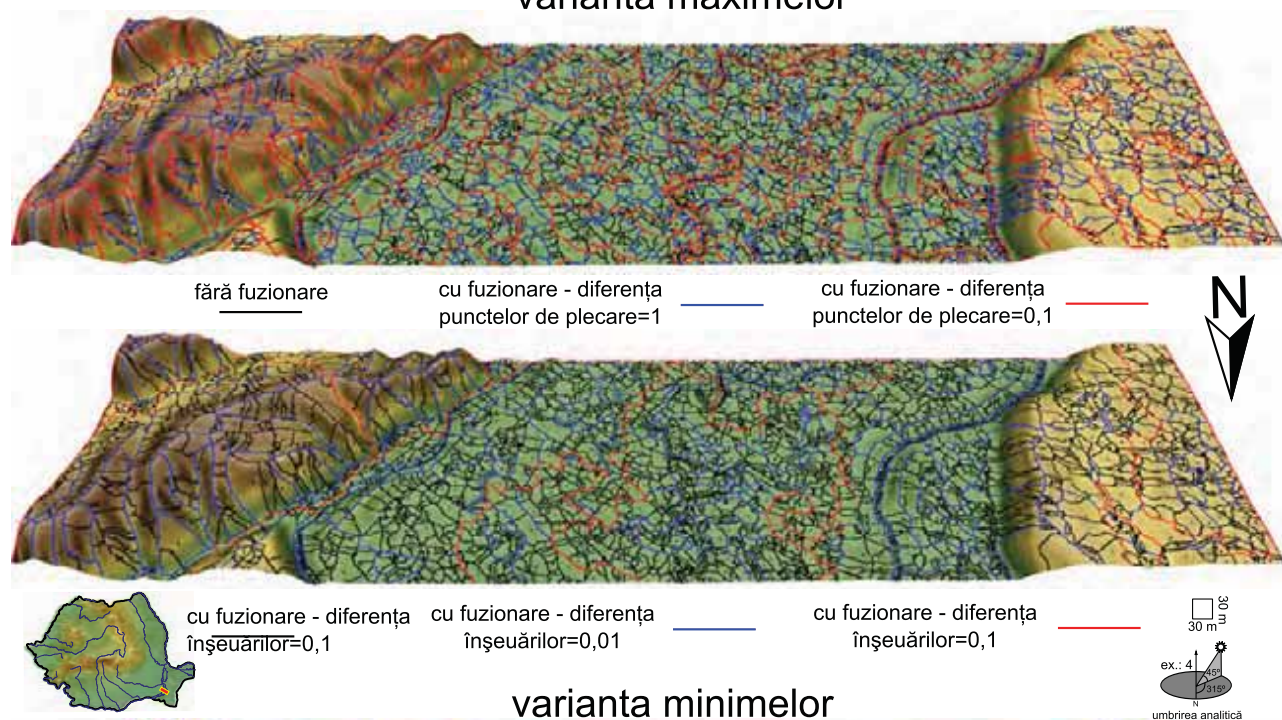
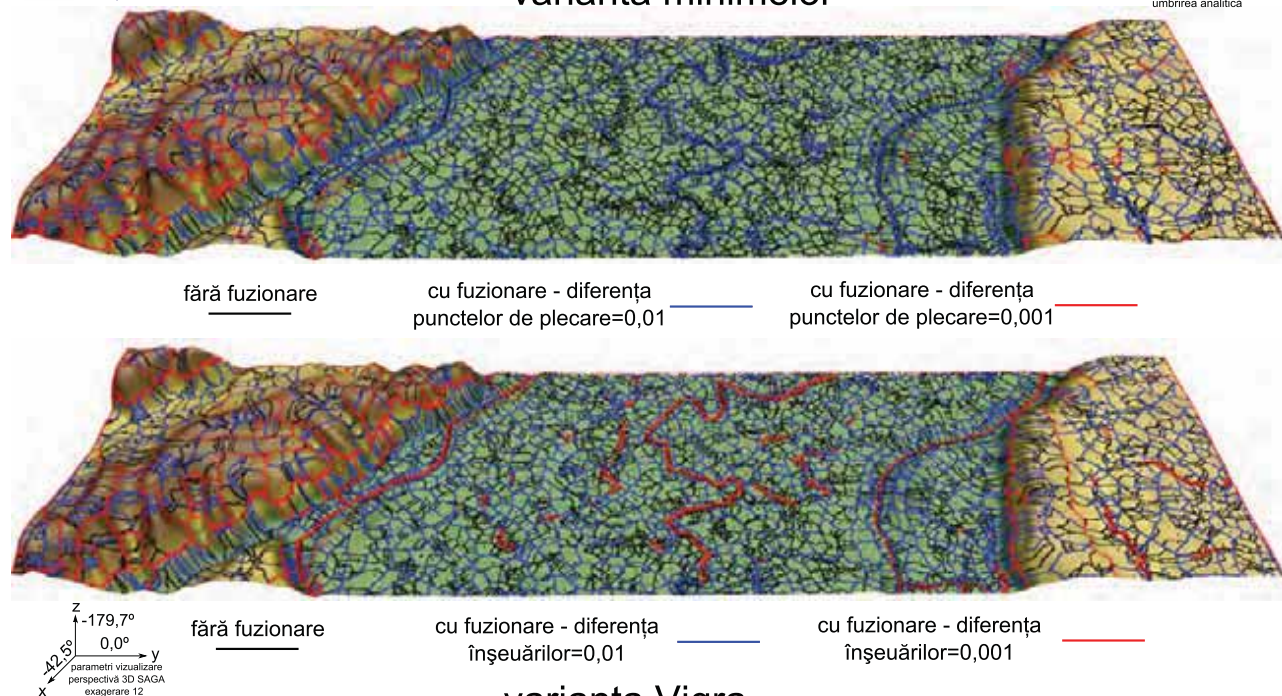


Figura 5.2.11 – Detecția limitelor pentru arealul test Balta Ialomitei (continuare)

varianta maximelor



varianta minimelor



varianta Vigra

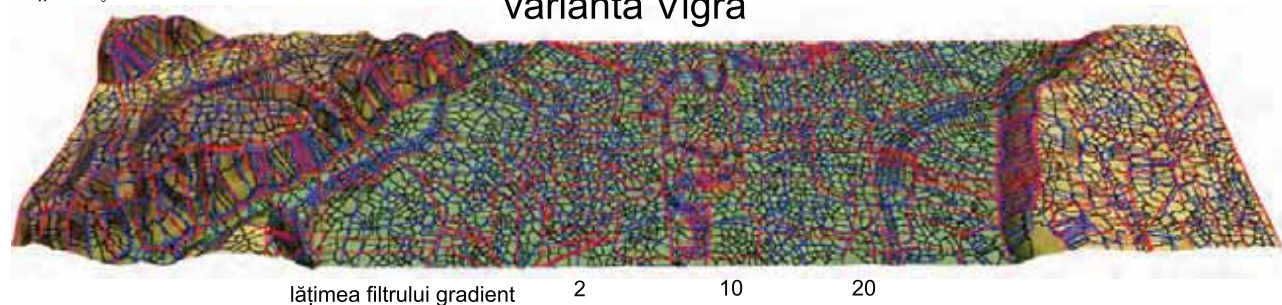


Figura 5.2.12 – Segmentarea watershed a pantei (metoda gradientului maxim) pentru arealul test Balta Ialomiței utilizând algoritmi implementați în SAGA GIS

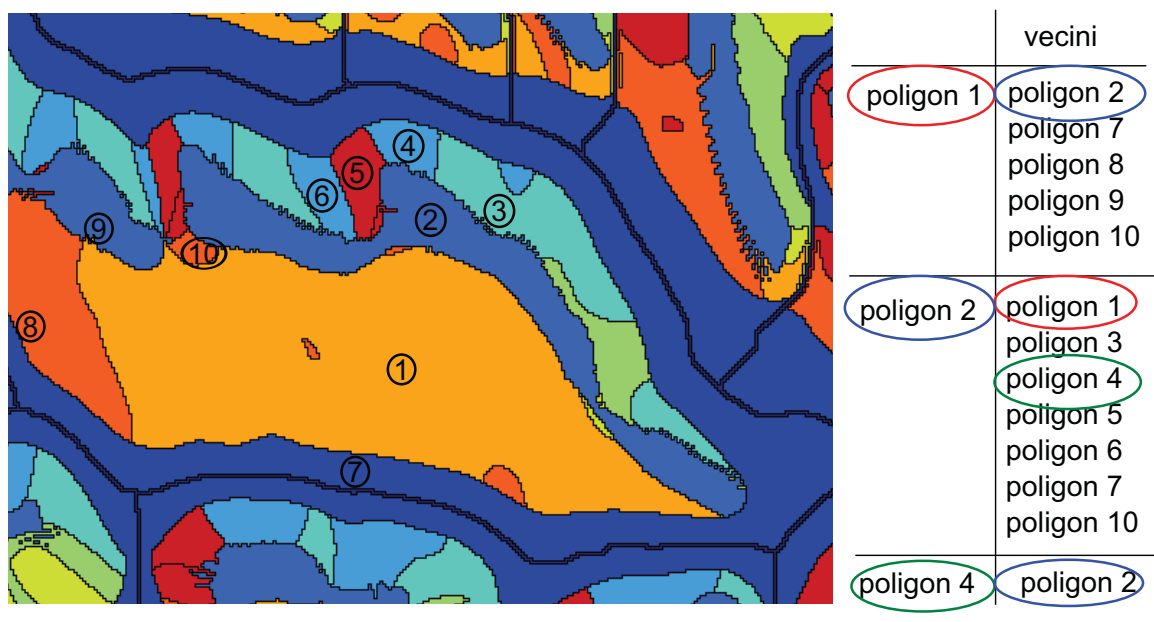


Figura 5.2.13 – Interogarea spațială a clasificării cuestelor pentru arealul Sârca - Podu Iloaiei

Critica acestor metode este că ele nu fac decât să agrege rezultatul clasificării anterioare, fără a releva o interpretabilitate geomorfologică superioară. Metodele statistice dau rezultate bune pe diferite areale de întindere mică, utilizarea spațiului statistic făcându-le sensibile la variația acestuia. De aceea este ideală utilizarea unor metode care să ia în considerare adiacența spațială a obiectelor geomorfometrice. În acest fel, dacă se analizează pentru fiecare obiect relațiile spațiale cu vecinii săi, se pot identifica modele de asociere a acestora pentru a obține obiecte agregate și care să aibă relevanță geomorfologică. Dikau (1990) propune o agregare bazată pe un set de ierarhii a formelor fluviale, iar Mackay ș.a. (1992) realizează un set de reguli bazate pe operatorii logici pentru ierarhizarea reliefului glaciar.

În Fig. 5.2.13 se poate vizualiza un exemplu de interogare spațială care se poate realiza spre exemplu în PostGIS. Pentru fiecare culme se determină poligoanele versant vecine, pe baza unor criterii, acest asamblaj putând fi agregat într-o cuestă.

5.3 Obținerea variabilelor obiectelor geomorfometrice

O dată obținută clasificarea și delimitarea obiectelor geomorfometrice, acestea se pot converti (dacă nu sunt deja obținute direct în acest format) în format vector. Pentru fiecare poligon reprezentând un obiect geomorfometric se pot calcula o serie de variabile, prezentate în continuare.

5.3.1 Variabile geometrice

5.3.1.1 (Geo)morfometria bazinelor hidrografice și rețelei hidrografice

O serie de lucrări monografice (Gardiner și Park, 1978; Zăvoianu, 1985; Dodds și Rothman, 2000b,a; Dodds, 2000; Gardiner, 2005) ne pot dezvălui complexitatea la care s-a ajuns în studiul bazinelor și rețelelor hidrografice, mai ales după implementarea extracției automate a acestora de pe MNAȘT.

Dimensiunea și indicii de formă a bazinelor hidrografice Din punct de vedere geometric un bazin hidrografic este definit de un centroid, lățimi și lungimi. Se poate defini o lățime/lungime minimă, medie și maximă.

Factorul de formă (Horton, 1932) este raportul dintre aria bazinului (A_b) și lungimea sa (L_b)

$$F = \frac{A_b}{L_b^2}. \quad (5.3.1)$$

Raportul de circularitate (Miller, 1953) este raportul dintre aria bazinului și aria cercului (A_{cP}) cu același perimetru (P_b)

$$C = \frac{A_b}{A_{cP}}. \quad (5.3.2)$$

Raportul de elongație (Schumm, 1956) este raportul dintre diametrul (d) al unui cerc de aceeași arie ca a bazinului (A_{cA}) și lungimea maximă a bazinului (L_m), pe linia principală de drenaj:

$$E = \frac{d}{L_m}. \quad (5.3.3)$$

Indicele lemniscatei (Chorley ș.a., 1957) exprimă apropierea formei bazinului de forma unei petale (matematic ∞ este o curbă lemniscată):

$$k = \frac{L^2 \pi}{4A_b}. \quad (5.3.4)$$

Rația de relief Schumm (1956) reprezintă raportul dintre amplitudinea altitudinii din bazin și lungimea maximă a bazinului:

$$RR = \frac{z_{max} - z_{min}}{L_m}. \quad (5.3.5)$$

Horton (1945) definește densitatea de drenaj și frecvența râurilor care se pot calcula și pentru bazinele hidrografice.

Ierarhizarea rețelei hidrografice Horton (1945) pune bazele teoriei hidrologice a drenajului și dezvoltării rețelei de drenaj. Pentru a clasifica rețelele hidrografice el pune la punct o metodă de ierarhizare a acestora, care ulterior modificată de Strahler (1958), este astăzi numită metoda Horton-Strahler, fiind cea mai utilizată metodă de ierarhizarea, implementarea ei în mediul digital SIG este foarte facilă (atât pentru rețele hidrografice în format raster, cât și pentru cele în format vector).

Alte sisteme de ierarhizare sunt Shreve Shreve (1967), în care ordinul în rețea este dat de cumularea numărului de segmente de albie de râu afluențe, Scheidegger (1967) și Smart (1969).

Având la bază ierarhizarea rețelei hidrografice Horton (1945), Schumm (1956), Strahler (1958) arată existența unor rații a căror valoare este aproximativ aceeași la toate ordinele:

- **Rația de bifurcație**

$$R_b = \frac{n_\omega}{n_{\omega+1}}, \quad (5.3.6)$$

- **Rația lungimii**

$$R_{lb} = \frac{l_{\omega+1}}{l_\omega}, \quad (5.3.7)$$

- **Rația ariilor**

$$R_a = \frac{A_{\omega+1}}{A_\omega}, \quad (5.3.8)$$

- **Rația pantei**

$$R_p = \frac{P_{\omega+1}}{P_\omega}, \quad (5.3.9)$$

unde n_ω este numărul de segmente de râu de ordinul ω , l_ω lungimea medie a segmentelor de râu de ordinul ω , A_ω aria medie a segmentelor de râu de ordinul ω , și P_ω panta medie a segmentelor de râu de ordinul ω , ce are un maxim Ω .

Rețeau hidrografică este fractală, atât din punct de vedere al lungimii și ariilor (df), ca arborescență și ca drenaj în totalitate (DF) (Roth ș.a., 1996):

$$df = \max \left(1, 2 \frac{\log R_l}{\log R_a} \right), \quad (5.3.10)$$

$$DF = \min \left[2, \max \left(1, \frac{\log R_b}{\log R_l} \right) \right]. \quad (5.3.11)$$

Legile de scalare și alometria a rețelelor și bazinelor hidrografice (Tokunaga, 1978; Dodds și Rothman, 1999, 2000c,a,b; Dodds, 2000) pot fi descrise următoarele relații:

$$L \propto A^\alpha, \quad (5.3.12)$$

$$P = tQ^z, \quad (5.3.13)$$

$$Q = aA^x, \quad (5.3.14)$$

- (Roth ș.a., 1996)

$$\Theta = - \frac{\log R_a}{\log R_s} = xz, \quad (5.3.15)$$

$$AS^\Theta = ta^z = constant, \quad (5.3.16)$$

- (Rodriguez-Iturbe ș.a., 1992)

$$Q^{0.5}S = constant. \quad (5.3.17)$$

Acestea converg spre exemplu spre pragul de apariție al râurilor (Montgomery și Dietrich, 1992):

$$AS^2 = \frac{500}{4000} \quad (5.3.18)$$

sau generalizând (Roth ș.a., 1996) :

$$A^\Theta S = constant. \quad (5.3.19)$$

5.3.1.2 Metrica peisajelor/terenului

Peisajul/terenul este un concept vehiculat în ecologia peisajelor și este cuantificat spațial prin parcele/“petice” (Farina, 1998). Din acest punct de vedere, deoarece sunt mai ușor de delimitat, mai ales prin utilizarea imaginilor satelitare, s-a ajuns la o multitudine de indici de metrică a peisajelor. Implementarea acestora în programe de tipul lui FRAGSTAT (McGarigal și Marks, 1994) a făcut ca acești indici să fie intens utilizați de geografi, biologi, ecologi sau environmentaliști.

Calculul acestor variabile este structurat pe următoarele direcții:

- **metrica ariilor**, conținând aria, indicele de similaritate al peisajului;
- **metrica densității**, variabilității și formei parcelor, conținând numărul, densitatea, mărimea medie, deviația standard, coeficientul de variație;
- **metrica limitelor/marginilor**, conținând perimetrul, indicele de contrast a limitelor, densitatea limitelor;
- **metrica formelor**, conținând indicele de formă, dimensiunea fractală;
- **metrica vecinilor**, conținând distanța până la cel mai apropiat vecin, indicele de proximitate;
- **metrica diversității**, conținând indicele de diversitate Shannon, Simpson, bogăția parcelor, indicii de uniformitate.

Această metrică poate fi aplicată la evaluarea rezultatelor clasificărilor nesupervizate.

5.3.2 Variabile statistice

Variabilele statistice utilizate în capitolul 4 și 6 se pot calcula și pentru obiectele geomorfometrice. Statistica descriptivă a variabilelor geomorfometrice aferente suprafeței obiectelor geomorfometrice se poate extrage automat în SIG, existând și posibilitatea de a compensa cu aria reală și calcularea statisticii descriptive cu ajutorul întregii populații statistice aferente.

5.3.3 Variabile hipsometrice

Hipsometria relaționează ariile de altitudini Evans (1979a), fiind foarte pragmatic teoretizată în geomorfologie de către Strahler (1952), deși există precursori ai metodei (Péguy, 1942, 1998; Martonne, 1941).

5.3.3.1 Curba hipsometrică

Punctele slabe ale utilizării curbei hipsometrice au fost detaliate de către Péguy (1942). Acesta utilizează conceptual suprafețe matematice ale căror formă a curbei hipsometrice o estimează, și arată că aceeași curbă hipsometrică poate fi determinată de suprafețe diferite, și reversul că suprafețe cu aceeași pantă pot avea curbe hipsometrice diferite.

O altă problemă apare din faptul că arealele pentru care se calculează curba hipsometrică (bazine hidrografice sau masive montane) nu sunt egale. De aici apare ideea standardizării, atât a altitudinilor, cât și a ariilor.

Harlin (1978) introduce calculul momentelor curbei hipsometrice, iar Pérez-Peña ș.a. (2009) implementând calculul lor în SIG.

5.3.3.2 Integrala hipsometrică

Integrala hipsometrică a fost utilizată pentru prima oară de Langbein (1947) într-un context hidrologic, pentru a se estima hidrograful. Strahler (1952) introduce utilizarea integralei hipsometrice pentru estimarea vârstei bazinelor hidrografice. Pike și Wilson (1971) arată că matematic integrala hipsometrică are aceeași valoare cu raportul de relief.

Implementări de calcul a integralei hipsometrice folosind curbele de nivel în format vector sunt date și de modele numerice ale altitudinii suprafeței terenului în format raster.

5.3.3.3 Curba hipsoclinică

Prima utilizare a curbei clinografice apare în Péguy (1942), aceasta fiind o diagramă în care pe axa y erau reprezentate clasele de altitudine, iar pe axa x dezvoltarea curbelor de nivel (raportul dintre diferența de nivel a unei clase de altitudini și suprafața acestei clase), estimând panta medie. Din punctul de vedere al lui Péguy forma curbei clinografice reprezintă profilul mediu al versanților. Rasemann ș.a. (2004) argumentează utilizarea noțiunii de curbă hipsoclinică, deoarece o astfel de reprezentare include atât altitudinea, cât și panta.

5.4 Erorile și nesiguranța asociată derivării variabilelor obiectelor geomorfometrice

Lindsay și Evans (2008) analizează efectele erorilor DEM-ului asupra variabilelor rețelei hidrografice extrase automat, existând autori care utilizează rețeaua de drenaj extrasă de pe MNAST cu rezoluții și surse diferite diferite pentru a evalua (Hancock, 2005) acuratețea acestora.

Din punctul de vedere al erorilor de delimitare a formelor de relief cea mai bună metodă de abordare a problemei rămâne utilizarea logicii fuzzy Burrough (2000), Schmidt și Hewitt (2004), Shi ș.a. (2005), Wang ș.a. (2010) și a filtrării datelor de intrare.

Dikau (1999) pune în discuție nevoie de a delimita și evidenția în teren formele de relief, ca sprijin al încercării de a le extrage de pe hărți sau modele digitale, atât prin predicție, cât și prin inferență.

Analiza formei bazinelor hidrografice a ajuns la un climax, cu o serie de critici legate de redundanță (Gardiner, 1978), însă analiza fractală este o direcție promițătoare pentru dezvoltarea acestui tip de analiză geomorfologică.

6 Metode statistice și spațiale utilizate în analiza geomorfometrică

Statistica este o ramură a matematicii aplicate, fiind o “matematică aplicată datelor observaționale” (Fisher, 1954), “știința nesiguranței, care încearcă să modeleze ordinea în dezordine” (Cressie, 1991), considerată “știința, tehnologia și arta de a extrage informații din datele observaționale, cu emfază pe rezolvarea unor probleme ale lumii reale” (Wilcox, 2009). Statistica modernă “pune la dispoziție o metodologie cantitativă pentru știința empirică” (Stigler, 1986), fiind utilizată pe larg în știință și tehnică, ca metode suport în experimente, descrierea și analiza datelor, testarea și validarea ipotezelor, etc.

Statistica presupune că datele privind valorile cantitative, măsurate, ale unui fenomen natural sunt rezultatul unui proces aleatoriu. Reală sau nu, această presupunere reprezintă baza aplicării metodelor statistice. Se face astfel distincția dintre datele statistice *deterministice* și cele *aleatorii* (Marques de Sa, 2007). *Datele deterministice* provin din măsurători experimentale, ele fiind (cu erorile induse de precizia măsurătorilor) asemănătoare în condiții asemănătoare ale experimentului. *Datele aleatoare* în schimb vor fi diferite, fiind rezultatul unui fenomen necontrolat experimental. Când datele experimentale au și un component temporal, ele trebuie privite ca realizări (instanțe) ale unui set infinit de realizări. Aceste procese mai sunt numite *proces aleatorii (stochastice)*. Tocmai aici intervine statistica, prin descrierea datelor, încercându-se găsirea unor relații deterministice între datele existente și fenomenele care le determină.

Datele temporale sunt realizări care au o dinamică temporală, fapt ce duce la nevoia analizei lor atât la anumit nivel temporal, cât și în cadrul acelui nivel temporal. Un proces *staționar* este un proces care din punct de vedere statistic nu își schimbă caracteristicile în timp, distribuțiile probabilistice rămânând aceleași. Un proces este *ergodic* atunci când proprietățile sale statistice generale sunt aceleași cu ale unei manifestări temporale ale procesului. Un *proces staționar ergodic aleatoriu* nu își schimbă proprietățile statistice în timp, iar proprietățile unei instanțe temporale pot fi utilizate la caracterizarea statistică a întregului proces.

Din punctul de vedere al analizei suprafeței terestre, altitudinea acestora are o variație temporală, datorită proceselor geomorfologice. Unele areale au o dinamică temporală mai accentuată, altele fiind mai stabile. Totuși, *altitudinea suprafeței terestre* poate fi considerată *staționară* și *ergodică*, dar *nu este în totalitate aleatorie*, ci are un anumit grad de *determinism*. Astfel, schimbările altitudinale induse de factorii interni sau de procesele geomorfologice nu se depărtează foarte mult față de starea inițială a altitudinii. Determinismul variază și funcție de scara de investigație și reprezentare.

Din punctul de vedere al studierii proceselor geomorfologice și a ratelor acestora, situația este diferită, dar depinde de procese și de sursele utilizate în estimarea ratelor. Astfel *procesele geomorfologice* pot fi cuantificate prin rate de proces, atât în sistem deterministic experimental, cât și în sistem aleatoriu, fiind *staționare*, *ergodice* și *aleatorii*.

Datele spațiale sunt date care un spațiu bine definit de apariție, și în interiorul căruia sunt poziționate prin coordonate, permițând calculul raportului geometric și de vecinătate topologică.

Variabilele continue sunt definite într-un anumit interval, putând lua orice valoare din cadrul acestui interval. Variabilele discrete sunt definite ca aparținând anumitor mulțimi. Variabilele discrete nominale (categoriale) sunt utilizate pentru a face distincția între anumite categorii, domeniul lor de definire fiind unic, eventual putându-se face încadrări în mai multe domenii. Variabile discrete ordinale sunt utilizate în definirea ordinii relaționale.

Demersul statistic este în general standard (Wilcox, 2009). Primul pas este achiziția datelor care să reflecte un eșantion din populația respectivă, populația fiind văzută ca totalitatea datelor de acel tip. Fiecare valoare a eșantionului reprezintă o instanță, un caz, un obiect, un individ al unui fenomen, făcând

parte din populația valorilor fenomenului respectiv. Urmează verificarea reprezentativității populației de către eșantion, validitatea acestei prezumții, ducând către descrierea datelor, prin sumarizarea lor. Pasul final este realizarea de inferențe statistice (predicții, generalizări), cu ajutorul unui model de probabilitate, pentru a lega concluziile obținute pe eșantion de o populație, cu o eroare marginală definită (Verzani, 2005).

În cazul de față se lucrează cu MNAȘT, ce reprezintă altitudinea suprafeței terestre. Aceasta reprezintă un fenomen aleatoriu sau determinist? Deși fenomenele care duc la formarea suprafeței terestre sunt aleatoare, în evoluția altitudinilor suprafeței terestre se pot găsi relații deterministice. MNAȘT este obținut la rândul său prin interpolarea altitudinilor unui eșantion din populația altitudinilor unei suprafețe terestre.

Pentru a fi cât mai practici și expliciti în textul acestui capitol a fost inserat și codul de R utilizat la analiza statistică (împreună cu numărul rândului de cod).

6.1 Probabilități și statistica descriptivă (univariată)

Statistica descriptivă (univariată) cumulează o serie de procesări matematice utilizate în descrierea/sumarizarea datelor. Sumarizarea presupune găsirea unei valori statistice care să descrie printr-o relație matematică întregul eșantion. Descrierea datelor se face prin trei tipuri de măsuri: măsuri ale locației, măsuri ale dispersiei și măsuri ale formei distribuției.

6.1.1 Măsuri ale locației (ale valorii centrale)

Măsurile valorii centrale sunt valori singulare care încearcă să descrie eșantionul.

6.1.1.1 Media eșantionului

Media reprezintă suma tuturor valorilor unui eșantion al unei populații, împărțită la numărul acestora:

$$\bar{X} = \frac{1}{n} \sum X_i. \quad (6.1.1)$$

```

1 > x = c(1,2,3,4,5,6,7,8,9,10)
2 > mean(x)
3 [1] 5.5
4 #— importul MNAȘT SRTM
5 > library(raster)
6 > dem = raster("dem.sdat")
7 > celStats(dem, stat="mean")
8 [1] 541.0909
9 > mean(doamna@data$band1)
10 [1] 541.0909

```

Derivată din medie este noțiunea de *valoare excepțională*, care se află la distanță foarte mare, numeric de medie. Media este sensibilă la aceste valori, existând posibilitatea de se calcula și o *medie echilibrată*, prin eliminarea acestor valori excepționale.

```

1 > x = c(1,2,3,4,5,6,7,8,9,10)
2 > mean(x, trim=0.2)
3 [1] 5.5

```

În cazul în care nu există posibilitatea de a aplica calculul mediei pe o un șir foarte lung de date (cazul altitudinii MNAȘT globale), aceasta poate fi estimată dacă există calculate frecvențele (acestea se pot calcula separat pe bucăți ale MNAȘT care trebuie analizat, și apoi se pot însuma)(Marques de Sa, 2007):

$$\hat{X} = \frac{1}{r} \sum_{j=1}^n f_j x_j, \quad (6.1.2)$$

unde f_j este frecvența claselor și x_j valorile mediane ale claselor. Acest mod de calcul poate fi implementat în R, prin prisma faptului că la crearea unei histogramme se creează un obiect care stochează datele necesare creării histogrammei (valorile limită ale intervalelor de frecvență, frecvența absolută, frecvența relativă, funcția probabilității etc.).

```

1 > h=hist(dem)
2 Warning messages: 1: In sampleInt(ncell(r), N) : size changed to n
  because it cannot be larger than n when replace is FALSE 2: In .
  local(x, ...) : 83% of the raster cells were used. 100000 values
  used.
3 > str(h)
4 List of 7
5 $ breaks : num [1:17] 250 300 350 400 450 500 550 600 650 700
  ...
6 $ counts : int [1:16] 118 16326 8815 8993 9151 9998 9840 9869
  7874 7301 ...
7 $ intensities: num [1:16] 2.36e-05 3.27e-03 1.76e-03 1.80e-03 1.83e
  -03 ...
8 $ density : num [1:16] 2.36e-05 3.27e-03 1.76e-03 1.80e-03 1.83e
  -03 ...
9 $ mids : num [1:16] 275 325 375 425 475 525 575 625 675 725
  ...
10 $ xname : chr "v"
11 $ equidist : logi TRUE
12 - attr(*, "class")= chr "histogram"
13 > hist(doamna@data$band1)
14 > str(h)
15 List of 7
16 $ breaks : num [1:17] 250 300 350 400 450 500 550 600 650 700
  ...
17 $ counts : int [1:16] 118 16326 8815 8993 9151 9998 9840 9869
  7874 7301 ...
18 $ intensities: num [1:16] 2.36e-05 3.27e-03 1.76e-03 1.80e-03 1.83e
  -03 ...
19 $ density : num [1:16] 2.36e-05 3.27e-03 1.76e-03 1.80e-03 1.83e
  -03 ...
20 $ mids : num [1:16] 275 325 375 425 475 525 575 625 675 725
  ...
21 $ xname : chr "v"
22 $ equidist : logi TRUE
23 - attr(*, "class")= chr "histogram"

```

6.1.1.2 Mediana eșantionului

Mediana este valoarea centrală a unui eșantion reprezentând o populație.

$$M = X_{(m)}, \text{ unde } \begin{cases} m = \frac{(n+1)}{2} \text{ dacă } n = \text{impar} \\ m = \frac{n}{2} \text{ dacă } n = \text{par} \end{cases} \quad (6.1.3)$$

Fiind insensibilă la valorile excepționale, mediana mai este numită și măsura rezistentă a locației.

```
1 > x = c(1,2,3,4,5,6,7,8,9,10)
2 > median(x)
3 [1] 5.5
4 > x = c(1,2,3,4,5,6,7,8,9,10,11)
5 > median(x)
6 [1] 6
```

6.1.1.3 Modul eșantionului

Calculul modului aplică doar șirurilor de date cu precizie numerică de tip număr întreg, reprezentând valoarea cu cea mai mare frecvență absolută. În cazul în care repartiția valorilor este multimodală, pot apărea mai multe moduri, care vor avea frecvențe absolute asemănătoare.

6.1.1.4 Quantilele eșantionului

Quantilele eșantionului reprezintă valorile cu anumite locații de frecvență absolută. A m -a quantilă se calculează utilizând formula:

$$Q = \frac{1+m}{n-1}, \quad (6.1.4)$$

Percentilele utilizează o scară de la 0 la 100. *Quantilele* reprezintă valorile corespunzătoare celor patru părți empirice ale eșantionului. Prima quantilă delimitează primii cei mai mici 25% dintre indivizii eșantionului, a doua 50% reprezentând mediana, iar a treia 75%. Se mai pot calcula *quintilele* (20%, 40%, 60%, 80%) și *decilele* (10%, 20%, ..., 90%).

R folosește un mod empiric de calcul al quantilelor, prin interpolarea liniară între maxim și minim (Dalgaard, 2002).

```
1 > x = c(1,2,3,4,5,6,7,8,9,10)
2 > quantile(x)
3      0%      25%      50%      75%     100%
4      1.00     3.25     5.50     7.75    10.00
5 > quantile(x,0.1)
6      10%
7      1.9
8 > quantile(dem)
9      0%      25%      50%      75%     100%
10     298.6620  398.4831  532.9177  660.5156 1023.3499
```

6.1.1.5 Minima eșantionului

```
1 > x = c(1,2,3,4,5,6,7,8,9,10)
2 > min(x)
3 [1] 1
4 > min(doamna@data$band1)
5 [1] 298.662
```

6.1.1.6 Maxima eșantionului

```
1 > x = c(1,2,3,4,5,6,7,8,9,10)
2 > max(x)
3 [1] 10
```

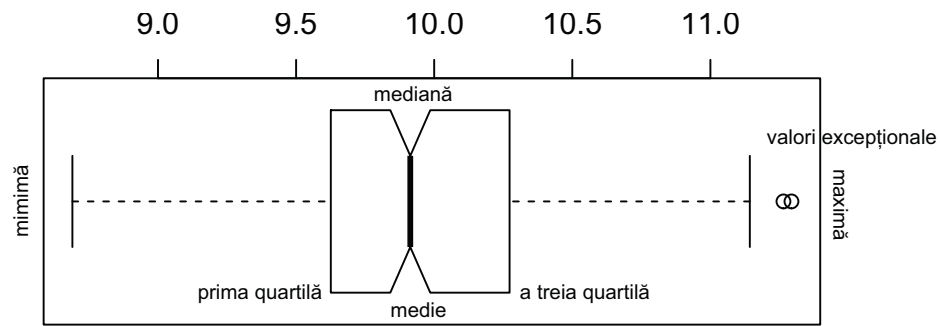


Figura 6.1.1 – Grafic de tip cutie

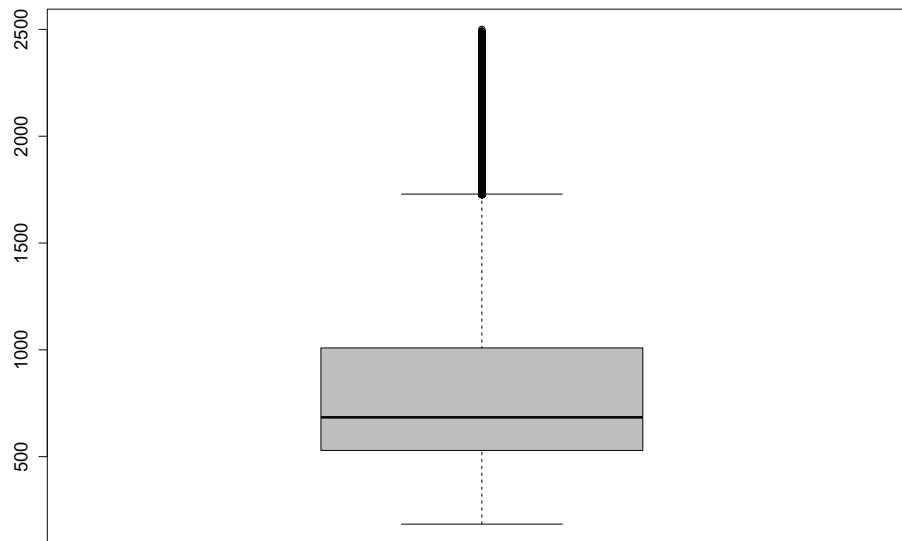


Figura 6.1.2 – Graficul de tip cutie al SRTM N45E25

Graficele de tip cutie sunt utilizate la reprezentarea grafică a măsurilor locației centrale.

```
1 > y.norm<-rnorm(n=200,m=10,sd=0.1)
2 > boxplot(x.norm, varwidth = TRUE,
3 notch = TRUE, outline = TRUE)
4 > boxplot(doamna@data$band1, varwidth = TRUE,
5 notch = TRUE, outline = TRUE)
```

6.1.1.7 Momentele unei distribuții

Momentele unei distribuții indică poziții față de medie:

$$m_k = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^k, \quad (6.1.5)$$

unde k este ordinea momentului. Al doilea moment central fiind varianța.

În R calculul unui moment de un anumit ordin este implementat în pachetul *moments*.

```
1 > library(moments)
2 > moment(doamna@data$band1, order=3, central=TRUE)
3 [1] 1328256
```

6.1.1.8 Valorile nule

Dintr-un șir de date ale unui eșantion, există situații în care valorile pot fi nule, în sensul că nu sunt prezente. Există și situații în care valoarea unei variabile este 0. Această distincție trebuie luată în considerare mai ales la lucrul cu rastere reprezentând altitudinea. La calculul valorilor tendinței centrale nu se iau în considerare valorile nule. Statistica descriptivă a unui șir de date se poate deriva folosind:

```
1 > summary(x)
2   Min. 1st Qu.  Median    Mean 3rd Qu.    Max.
3   1.00   3.25   5.50   5.50   7.75   10.00
4 > summary(doamna@data$band1)
5   Min. 1st Qu.  Median    Mean 3rd Qu.    Max.
6   298.7  398.5  532.9  541.1  660.5  1023.0
```

6.1.2 Măsurile ale dispersiei (variației)

Măsurile dispersiei reflectă variabilitatea datelor față de medie.

6.1.2.1 Amplitudinea

Reprezintă intervalul pe care se întinde eșantionul:

$$A = X_n - X_1. \quad (6.1.6)$$

```
1 > ampl=max(doamna@data$band1)-min(doamna@data$band1)
2 > ampl
3 [1] 724.6879
```

6.1.2.2 Varianța

Diferența dintre orice valoare și medie reprezintă *scorul de deviație*, iar media acestor diferențe ridicată la pătrat poartă numele de *varianță*:

$$v = \left(\frac{1}{n-1} \right) \sum (X_i - \bar{X})^2. \quad (6.1.7)$$

```
1 > var(x)
2 > var(doamna@data$band1)
3 [1] 26064.77
```

6.1.2.3 Deviația standard

Reprezintă radicalul varianței:

$$\sigma = \sqrt{v}. \quad (6.1.8)$$

```
1 > sd(x)
2 > sd(doamna@data$band1)
3 [1] 161.4459
```

Deviația standard exprimă deviația media a valorilor în jurul mediei. O proprietate interesantă a deviației standard, dată de Teorema Chebyshev (Marques de Sa, 2007) este că ~ 75% din distribuția unei variabile, se va afla la ± 2 deviații standard față de medie și ~ 95% la ± 3 deviații standard față de medie.

Amplitudinea interquartilică este diferența dintre prima și a treia quartilă, fiind o măsură mai robustă ca deviația standard (Dalgaard, 2002), în special deoarece nu este așa de sensibilă la valorile excepționale, precum deviația standard (Wilcox, 2009).

```
1 > IQR(x)
2 > IQR(doamna@data$band1)
3 [1] 262.0325
```

Scorul- z al unei valori reprezintă numărul de deviații standard față de medie a respectivei valori:

$$z = \frac{X_i - \bar{X}}{\sigma}, \quad (6.1.9)$$

fiind un mod de a compara șiruri de date ale căror minime și maxime sunt diferite (scări diferite), deoarece media acestor scoruri va fi 0, iar deviația standard 1.

O altă măsură standardizată este *coeficientul de variație*. Aceasta reprezintă raportul dintre deviația standard și medie:

$$CV = \frac{\sigma}{\bar{X}}. \quad (6.1.10)$$

Identificarea valorilor excepționale se poate face prin mai multe metode (Wilcox, 2009)

$$X = \text{valoare excepțională dacă} \begin{cases} \sqrt{\left(\frac{X - \bar{X}}{\sigma}\right)^2} \geq U & , \\ X < q_1 - 1.5(q_2 - q_1) & , \\ X > q_2 + 1.5(q_2 - q_1) & , \end{cases} \quad (6.1.11)$$

unde U se poate estima din valoarea deviației standard.

6.1.3 Măsuri ale formei

6.1.3.1 Coeficientul de asimetrie (skewness)

Pornind de la ideea că o distribuție continuă simetrică față de medie (cazul distribuției normale) va satisface relația (Marques de Sa, 2007):

$$f_X(\bar{X} + x) = f_X(\bar{X} - x), \quad (6.1.12)$$

se poate defini ca măsură a asimetriei unei distribuții față de medie, coeficientul de asimetrie:

$$CA = \frac{E[(X - \bar{X})^3]}{\sigma^3}. \quad (6.1.13)$$

Practic, coeficientul de asimetrie se poate calcula (Marques de Sa, 2007):

$$CA = \frac{(\bar{X} - M)}{\sigma}. \quad (6.1.14)$$

Distribuții asimetrice pozitive au indicele de asimetrie pozitiv, pe când distribuțiile asimetrice negative au indicele de asimetrie negativ. În cazul distribuțiilor asimetrice, mediana se va afla între medie (mai mică) și modul (mai mare). Trebuie luat în considerare și faptul că în cazul unor distribuții (o serie de funcții probabilistice) acest coeficient poate indica lipsa asimetriei, deși aceasta este prezentă.

6.1.3.2 Coeficientul de aplatizare/exces (kurtosis)

Gradul de aplatizare/ascuțime a unei distribuții (funcții de probabilitate sau densitate) în zona centrală a acesteia, ca exces față de o distribuție normală, poate fi definit ca (Marques de Sa, 2007):

$$CE = \frac{E[X - \bar{X}]^4}{s^4 - 3}. \quad (6.1.15)$$

Factorul 3 se introduce pentru a obține $CE = 0$ pentru distribuțiile normale. Practic calculul coeficientului de exces este (Marques de Sa, 2007):

$$CE = \frac{[n(n+1)M_4 - 3(n-1)M_2^2]}{[(n-1)(n-2)(n-3)s^4]}, \quad (6.1.16)$$

unde $M_j = \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^j$. În R se poate implementa calculul ca funcție aplicând formula de mai sus, sau se poate utiliza pachetul *moments*.

```
1 > skewness <- function(x) {
2 + n <- length(x)
3 + y <- (x - mean(x))^3
4 + n * sum(y) / ((n-1)*(n-2)*sd(x)^3)
5 + }
6 > library(moments)
7 > skewness(doamna@data$band1)
8 [1] 0.3156504
9 > kurtosis(doamna@data$band1)
10 [1] 2.150647
```

Un coeficient de exces negativ, indică aplatizare și caracterizează distribuțiile platicurtice, unul pozitiv, indicând ascuțime și caracterizează distribuțiile leptocurtice, iar valori apropiate de 0 caracterizează distribuțiile normale numite mezocurtice.

6.1.4 Măsuri ale asocierii datelor

6.1.4.1 Covarianța

Covarianța a două variabile eșantionate, x și y măsoară legătura liniară dintre cele două variabile:

$$v_{xy} = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y}). \quad (6.1.17)$$

O covarianță pozitivă arată legătură liniară directă, iar una negativă o legătură liniară indirectă.

```
1 > cov(x, y)
2 > cov(doamna@data$band1, slope@data$band1)
3 [1] 9.79089
```

6.1.4.2 Coeficientul de corelație

Coeficientul de corelație reprezintă covarianța a două variabile împărțită la produsul deviațiilor lor standard, considerate individual, fiind o mărime normalizată a relației liniare dintre cele două variabile:

$$r_{xy} = \frac{v_{xy}}{\sigma_x \sigma_y}. \quad (6.1.18)$$

Acest coeficient mai poartă numele de coeficient de corelație Pearson.

```
1 > cor(x, y)
2 > cor(doamna@data$band1, slope@data$band1)
3 [1] 0.5299171
```

Pentru variabilele ordinale, asocierea acestora se determină utilizând coeficientul de corelație ordinală Spearman. O altă măsură a asocierii pentru variabilele ordinale este statistica gamma.

6.1.5 Statistica descriptivă a datelor circulare

Analiza statistică descriptivă a datelor circulare, cum ar fi expoziția sau orientarea rețelei hidrografice necesită aplicare unor formule diferite. Acestea sunt spre exemplu implementate în pachetul *circular* din aplicația R.

6.1.6 Transformarea variabilelor

Dacă se utilizează într-o analiză statistică variabile a căror scară și distribuție de valori este diferită, pentru prezumția unei distribuții normale spre exemplu este ideal a se scala valorile (se obțin scoruri z). Această scalare se face prin scăderea din valorile variabilei a mediei, pentru centrare, urmată de împărțirea la deviația standard.

```
1 > scale(x, center=TRUE) #— diferența cu media pentru centrare
2 > scale(x, center=FALSE) #— fără centrare
3 > scale(x, center=TRUE) #— scalare cu deviația standard
4 > scale(x, center=FALSE) #— fără scalare
```

6.1.7 Grafica statisticii descriptive

6.1.7.1 Norul de puncte (Graficul de dispersie)

Diagramele de tip nor de puncte reprezintă valorile unei variabile pe axa x funcție de ordinea lor de apariție, sau valorile a două variabile x și y , pe cele două axe de coordonate. Acest tip de grafic este cel mai utilizat la aprecierea calitativă a legăturii dintre diverse variabile. Se poate opta și pentru varianta de tip "heatmap", care este mult mai specifică în privința arealelor de densitate mare ale norului de puncte.

```
1 > hmp <- c("blue4", "blue", "olivedrab1", "orange", "red")
2 > heatmap.colors <- colorRampPalette(hmp, space="rgb", interpolate="
  linear")
3 > plot(doamna@data$band1, main="Graficul_de_dispersie_al_
  altitudinii",
4       xlab="Indexul", ylab="Altitudinea_(m)", col=hmp, pch=19)
5 > plot(doamna@data$band1, slope@data$band1, main="Graficul_de_
  dispersie_al
6       altitudinii_fata_de_panta", xlab="Altitudinea_(m)", ylab="
  Panta_(grade)",
7       col=hmp, pch=19)
8 > library(graphics)
9 > library(RColorBrewer)
10 > smoothScatter(doamna@data$band1, nbin=1000, colramp =
11                heatmap.colors, nrpoints=Inf, pch="", cex=.7, main="Graficul_
  de
12                dispersie_al_altitudinii", xlab="Indexul", ylab="Altitudinea
13                (m)")
14 > smoothScatter(doamna@data$band1, slope@data$band1, nbin=1000,
15                colramp =
16                heatmap.colors, nrpoints=Inf, pch="", cex=.7, main="Graficul_
  de
17                dispersie_al_altitudinii_fata_de_panta", xlab="Altitudinea_(m)
  ),
  ylab="Panta_(grade)")
```

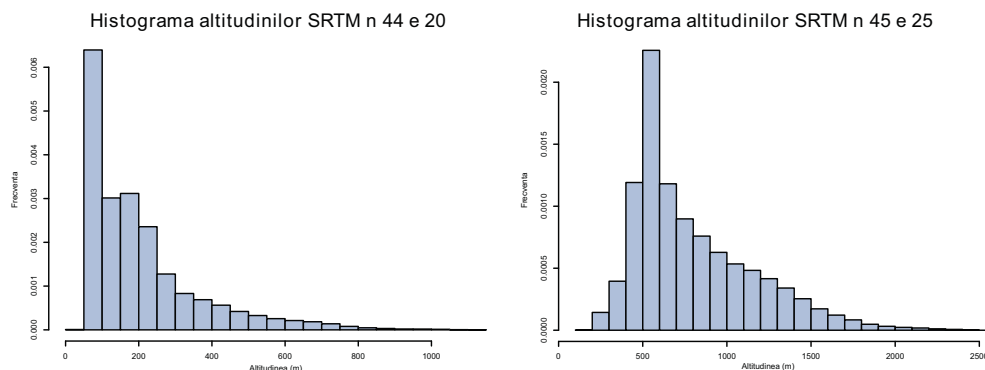


Figura 6.1.3 – Histograme ale altitudinii SRTM N45E25

6.1.7.2 Histograma

Histograma este un grafic care reprezintă distribuția valorilor eșantionului. Valorile sunt numărate în cadrul unor clase, obținându-se un tabel de frecvențe. Alegerea claselor de frecvențe este foarte importantă, pentru că prea multe clase nu sumarizează cum trebuie informație, iar prea puține, sintetizează prea mult. R are implementate o serie de metode de determinare a claselor de frecvență, dar se poate opta și pentru clase definite de utilizator. Algoritmul “Sturges” este folosit în mod predefinit dacă nu se specifică numărul de clase.

```
1 > hist(x)
2 > hist(doamna@data$band1, main="Histograma_altitudinii_bazinului_
    hidrografic_Doamna", xlab="Altitudinea_(m)", ylab="Frecventa_
    absoluta", col=8)
3 hist(slope@data$band1, main="Histograma_pantelor_bazinului_
    hidrografic_Doamna", xlab="Panta_(grade)", ylab="Frecventa_
    absoluta", col=8)
```

Pe lângă histograma cu intervale egale, se pot utiliza și histograme cu intervale inegale, în cadrul cărora se specifică de către utilizator clasele.

```
1 > hist(x, label=FALSE)
2 > x = c(0, 20, 50, 100, 500)
3 > y = c(0.1, 1, 10, 100, 1000)
4 > axes(at=x)
5 > axes(at=y)
```

6.1.7.3 Graficele Q-Q

Sunt utilizate la testarea normalității datelor, cu cât reprezentarea grafică a șirului de date depărtându-se de diagonala cadrului graficului, cu atât distribuția fiind asimetrică sau aleatorie.

```
1 > qqplot(x)
```

6.1.7.4 Intervalele de clasă ale unei distribuții

Dată fiind o distribuție și un număr de clase, există mai mulți algoritmi de selectare a unor valori prag de clasă, care să reflecte distribuția datelor (Evans, 1977). O serie dintre aceștia sunt implementați în funcția de R *classIntervals* din pachetul *classInt* (<http://cran.r-project.org/web/packages/classInt/classInt.pdf>).

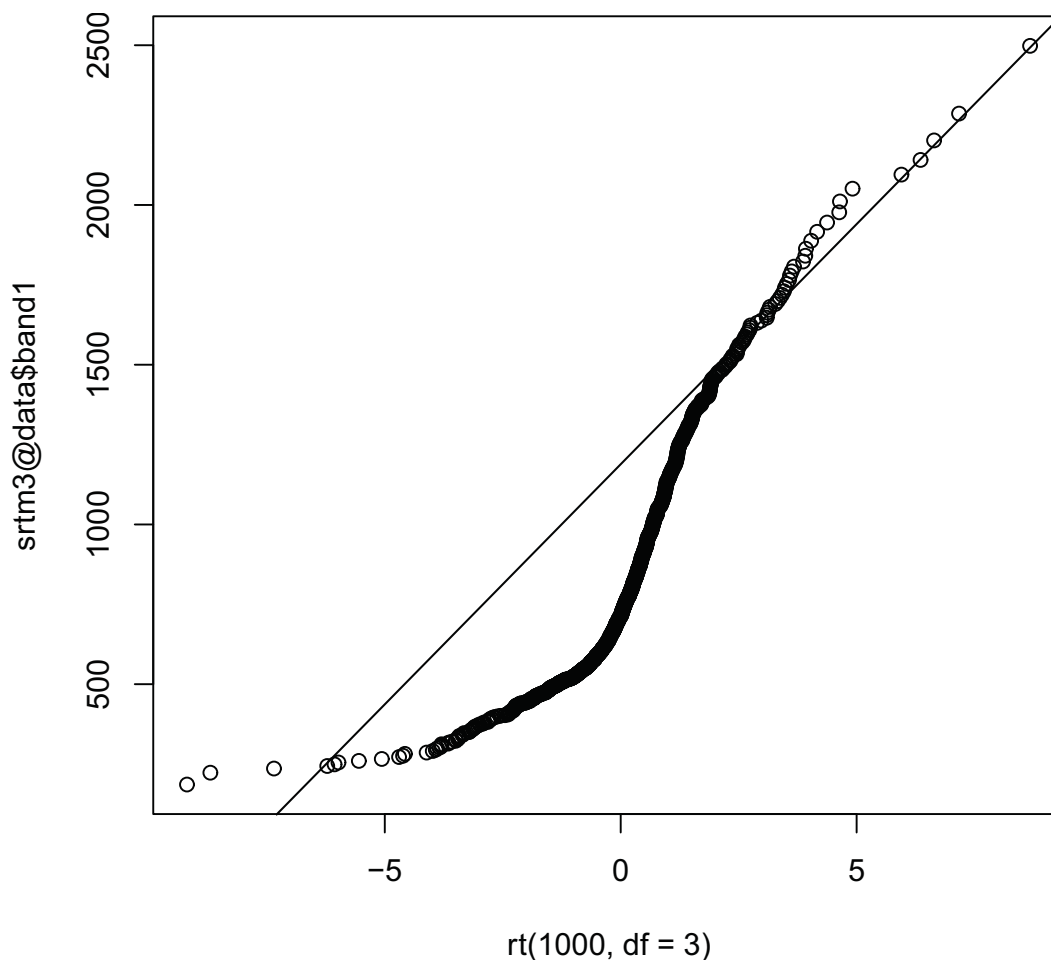


Figura 6.1.4 – Graficul Q-Q al altitudinii SRTM N45E25

6.1.8 Probabilități

Teoria statistică se bazează pe ideea că fenomenele pot fi studiate prin utilizarea unui eșantion de date privind acel fenomen (intensitate, formă), eșantion care deși nu reprezintă toată populația, permite analize și concluzii care reflectă situația întregii populații. În geomorfologie se utilizează populația altitudinilor suprafeței terestre, populația pantelor suprafeței terestre, populația deplasărilor în masă dintr-o anumită zonă, etc. Pentru a descrie aceste populații statistice se utilizează măsuri statistice ca valoarea minimă, maximă, medie, etc. sau teste care să compare distribuții teoretice cu distribuția în cauză. Asocierea unei distribuții teoretice cu cea a unei populații se face funcție de analiza empirică a distribuției acestei populații și de conceptualizarea manifestării fenomenului care a fost eșantionat.

De exemplu distribuția altitudinilor pe o anumită suprafață terestră, fie că are formă regulată, fără semnificativitate geomorfologică, fie că reprezintă o regiune omogenă geomorfologic (bazin hidrografic, formă de relief specifică) este în general cu asimetrie, fie de dreapta, fie de stânga, foarte rar fiind simetrică. Această deducție confirmată în general de analiza pe date reale (în cadrul zonei dominate de procesele fluviale), poate fi explicată prin prisma faptului că arealele de culme și albie minoră/majoră tind să aibă suprafețe mai mici decât versanți, care la altitudini intermediare vor genera asimetria, altitudinile maxime fiind reprezentate de vârfuri, a căror prezență, este cea mai redusă.

Măsura probabilității se referă la măsurarea caracterului aleatoriu al datelor statistice (Marques de Sa, 2007). Probabilitatea s-a născut din analiza frecvenței de apariție a unor evenimente într-o succesiune de încercări, în care fiecare eveniment apare în mod aleatoriu. Probabilitatea devine astfel o măsură a nesiguranței rezultatului unui fenomen aleatoriu. Astfel interesează frecvența absolută a ocurenței unor evenimente singulare $a, b, c, \dots, n$, ale unor fenomene/experimente independente, care transformată în

frecvență relativă ne dă nesiguranța/siguranța cu care apare respectivul eveniment, raporta bineînțeles la populația n . Dacă demonstrăm că actuala frecvență raportată la n reflectă condiția $n \rightarrow \infty$ (n considerat este apropiat de numărul maxim de posibilități), atunci putem exprima ca număr real în $[0, 1]$, siguranța cu care acel eveniment este imposibil (0) sau sigur (1).

În cazul unui eșantion de mărime n , descris de o variabilă discretă X , și presupunând exista a k valori distincte X_i ale lui X , fiecare apărând n_i ori, se poate defini *frecvența absolută* a lui X_i ca fiind n_i , și *frecvența relativă* (sau simplu *frecvența*) a lui XX_i ca fiind:

$$f_i = \frac{n_i}{n}, \text{ unde } n = \sum_{i=1}^k n_i. \quad (6.1.19)$$

Condițiile de calcul a probabilităților sunt:

- apariția evenimentelor este mutual exclusivă;
- toate evenimentele trebuie să aibă șansă de apariție egală.

Numărul de evenimente posibile și cel de evenimente probabile se obține în general cu ajutorul analizei combinatoriale.

Probabilitatea (P) de apariție a unui eveniment (a) devine (Marques de Sa, 2007):

$$P(a) = \frac{m}{k}, \quad (6.1.20)$$

unde m = numărul de evenimente probabile și k = numărul de evenimente posibile.

Valorile luate de P_i constituie funcția de probabilitate a variabilei X , notată $P(X)$, în cazul unor variabile discrete ordinale, suma valorilor P_i purtând numele de *funcție de distribuție*, notată $F(X)$.

Pentru variabilele continue, deoarece intervalul de definiție presupune o infinitate de valori, probabilitatea asociată fiecărei valori devine 0. Se pot calcula valori de probabilitate diferite de 0 doar pentru intervale de valori continue. Valorile lui P devin funcția de densitate probabilistică $f(x)$:

$$\Delta p(x) = f(x) \Delta x, \quad (6.1.21)$$

unde x este valoarea unei variabile continue X , $\Delta p(x)$ probabilitățile infinitezimale ale intervalului infinitezimal Δx .

Pentru un interval finit $[a, b]$ se poate calcula probabilitatea corespunzătoare astfel:

$$P(a < X \leq b) = \int_a^b f(x) dx. \quad (6.1.22)$$

Funcția de distribuție pentru cazul variabilelor continue devine:

$$F(u) = P(X \leq u) = \int_{-\infty}^u f(x) dx. \quad (6.1.23)$$

În realitate aceste probabilități nu pot fi calculate deoarece nu se știe și nu poate fi atins n , astfel încât se lucrează cu probabilități apropiate de cele reale, utilizându-se noțiunea de *interval de confidență* (Marques de Sa, 2007):

$$\delta = 1 - \alpha \quad (6.1.24)$$

unde α este *eroarea* sau *nivelul de semnificativitate*. Aceste intervale de confidență se bazează pe statistica eșantionului și pe baza unor modele/condiții teoretice. Se pleacă practic de la calculul acestor intervale de confidență ale modelelor teoretice de probabilitate și se încearcă estimarea lor din eșantionul analizat, iar dacă estimarea este mai mică decât cea teoretică, se poate presupune că estimarea este reală.

6.1.9 Statistica inferențială și testele statistice

Testele statistice sunt utilizate în principal pentru a răspunde la întrebarea: este variabila statistică calculată consistentă cu valoarea reală, a întregii populații? Procedurile de testare a validității acestei întrebări sunt cunoscute sub numele de testarea ipotezelor. Testarea ipotezelor se face prin testarea unei condiții statistice, și prin luare în considerare a două posibilități:

- Ipoteza nulă, H_0 , este o afirmație care statuează o situație, în cazul în care condiția statistică este adevărată;
- Ipoteza alternativă, H_a , definește ce este acceptat atunci când ipoteza nulă nu este susținută, respectiv condiția nu se aplică.

Testele statistice sunt standard și presupun luarea în considerare a unei distribuții standard pe baza căreia se calculează statistica T a testului. Statistica testului se calculează pentru ipoteza nulă. Un nivel de semnificativitate α (valoare prag a probabilității) este ales pentru a condiționa respingerea ipotezei nule, dacă testul obține valori sub aceasta. Statistica t reală, observată a testului se calculează pe datele reale. Dacă valoarea t este mai mică decât valoarea T pentru o un anumit nivel de semnificativitate α , atunci ipoteza nulă nu este acceptată, și este acceptată ipoteza alternativă.

Testele statistice cu un eșantion se realizează atunci când un eșantion dintr-o populație se compară cu populația unei ipoteze, utilizându-se populații teoretice sau caracteristicile calculate ale populației.

Testele statistice cu două eșantioane se realizează când se compară două eșantioane, unul experimental și unul de control.

Testele pereche se utilizează atunci când nu se pot controla variabilele, și se utilizează diferența dintre cele două seturi de date, diferența dintre ele devenind eșantionul.

Gradele de libertate (df) reprezintă numărul de valori independente utilizate la calculul unei statistici și care pot varia liber.

6.1.9.1 Testarea varianței și a mediei

Testele parametrice se aplică atunci când varianța sau media se compară cu cele ale unei distribuții teoretice. Testele neparametrice se aplică atunci când se compară statistica unor distribuții, pentru a se stabili dacă cele două corespund, fără a se lua în considerare forma distribuției.

Testele T Testele T compară mediile sub condiții relaxate, în sensul că se compară media unei populații cu o valoare specificată, bazată pe un eșantion de deviație standard estimată (de Smith, 2012). Se poate testa și diferența dintre două medii, în condiții de deviație standard necunoscută. Testele T se mai utilizează și la testarea semnificativității diferenței față de zero a coeficienților de regresie.

```

1 > t.test(shape@data$ZmSRTM)
2         One Sample t-test
3 data:   shape@data$ZmSRTM
4 t = 124.1384, df = 14151, p-value < 2.2e-16
5 alternative hypothesis: true mean is not equal
6 to 0.95 percent confidence interval:
7 15.0780 15.5618 sample estimates:
8 mean of x      15.3199
9 > t.test(shape@data$ZmGDEM)
10        One Sample t-test
11 data:   shape@data$ZmGDEM
12 t = 103.3101, df = 14151, p-value < 2.2e-16
13 alternative hypothesis: true mean is not equal
14 to 0.95 percent confidence interval:
15 13.02573 13.52957 sample estimates:
16 mean of x      13.27765

```

Testele „Chi-square” Testele „Chi-square” de varianță se folosesc la determinarea dacă o populație normală are o varianță specificată, ipoteza nulă fiind că are. Dacă populația din care s-a extras eșantionul are o distribuție normală, atunci suma deviațiilor ridicate la pătrat va avea o distribuție „chi-square”, aceasta testându-se cu ajutorul varianței.

```
1 > chisq.test(srtm3res@data$band1)
2      Chi-squared test for given probabilities
3 data:  srtm3res@data$band1
4 X-squared = 2130738721, df = 12974403, p-value < 2.2e-16
5 > chisq.test(gdem@data$band1) > cc
6      Chi-squared test for given probabilities
7 data:  gdem@data$band1 X-squared = 2154397293, df = 12974403, p-
      value < 2.2e-16
```

Testele „Chi-square” de independență, se folosesc pentru a releva independența sau asociativitatea unor variabile categorice, ipoteza nulă fiind că acestea sunt independente.

Testul Wilcoxon rank-sum Testul neparametric Wilcoxon rank-sum testează dacă două eșantioane provin din distribuții continue identice cu mediane egale, contra alternativei că acestea nu au mediane egale (de Smith, 2012). Testarea se face pe baza rangurilor asociate fiecărei valori ale eșantionului.

```
1 > srtmrom = readGDAL(, package=)
2 > srtm3 = readGDAL(, package=)
3 > gdem = readGDAL(, package=)
4 > sample(srtmrom, size, replace = FALSE, prob = NULL))
5 > wilcox.test(s, gdem@data$band1, paired=TRUE, conf.level=0.95)
6      Wilcoxon signed rank test with continuity correction
7 data:  s and gdem@data$band1
8 V = 4.854086e+12, p-value < 2.2e-16
9 alternative hypothesis: true location shift is not equal to 0
```

6.1.9.2 Testarea distribuției

Testele parametrice se aplică atunci când distribuția variabilei/variabilelor este asemănătoare unei distribuții teoretice, folosindu-se proprietățile acestora pentru a estima măsuri statistice, erori, nivele de semnificație sau măsura potrivirii (Everitt și Hothorn, 2005).

Testul Shapiro-Wilk Testul normalității Shapiro-Wilk utilizează statistica W, pentru a testa normalitatea unei distribuții. Ipoteza nulă este că distribuție aparține unei populații distribuită normal. La valori mici (peste limita aferentă lui p) ipoteza nulă nu este acceptată, și normalitatea nu este acceptată, pe când valori mari confirmă normalitatea.

Aplicat la datele de altitudine reproiectate și reinterpolate prezentate la 3.1.3 se observă că valoarea W este mai mică decât în cazul unei distribuții teoretice, astfel încât este clar că distribuția nu este normală.

```
1 > x=sample(stb@data$band1, 5000)
2 > shapiro.test(x)
3      Shapiro-Wilk normality test
4 data:  x
5 W = 0.9898, p-value < 2.2e-16
6
7 > x=sample(rnorm(5000))
8 > shapiro.test(x)
9      Shapiro-Wilk normality test
10 data:  rnorm(5000)
```

11 $W = 0.9995$, $p\text{-value} = 0.1526$

În cazul diferenței dintre altitudinea inițială și cea reproiectată, prezentată la 3.1.3, testul arată astfel:

```
1 > d=sample(diff@data$band1, 5000)
2 > shapiro.test(d)
3      Shapiro-Wilk normality test
4 data:  d
5 W = 0.9592, p-value < 2.2e-16
6 > shapiro.test(rnorm(1000))
7      Shapiro-Wilk normality test
8 data:  rnorm(1000)
9 W = 0.9984, p-value = 0.5002
```

Teste ne-parametrice se aplică atunci când distribuția nu seamănă cu nici o distribuție teoretică, analizându-se cel mai adesea cât de apropiate sau depărtate, cât de independente sau dependente sunt două eșantioane.

Testul Kolmogorov-Smirnov Testul Kolmogorov-Smirnov utilizează statistica D , pentru a testa apropierea unui distribuții probabilistice de o distribuție probabilistică de referință (variantea cu un eșantion), sau două distribuții diferite (variantea cu două eșantioane). Variantea cu două eșantioane este cazul testării cel mai multor distribuții ale altitudinii pentru a se putea stabili dacă cele două distribuții provin din aceeași populație statistică. Exemplificăm situația de la 3.1.3, privind MNAȘT reproiectat și reinterpolat. Ipoteza nulă este că cele două distribuții sunt asemănătoare, provenind dintr-o distribuție comună.

```
1 > ks.test(mnast@data$band1, mnastreproiectat@data$band1, alternative="
   two.sided")
2      Two-sample Kolmogorov-Smirnov test
3 data:  mnast@data$band1 and mnastreproiectat@data$band1
4 D = 0.0006, p-value = 0.8436
5 alternative hypothesis: two-sided
6
7 Warning message: In ks.test(mnast@data$band1, mnastreproiectat@data$
   band1) : p-values will be approximate in the presence of ties
8
9 > ks.test(mnast@data$band1, mnastreproiectat@data$band1, alternative="
   less")
10     Two-sample Kolmogorov-Smirnov test
11 data:  mnast@data$band1 and mnastreproiectat@data$band1
12 D^- = 0.0006, p-value = 0.4691
13 alternative hypothesis: the CDF of x lies below that of y
14
15 Warning message: In ks.test(mnast@data$band1, mnastreproiectat@data$
   band1, alternative = "less") : p-values will be approximate in
   the presence of ties
16
17 > ks.test(mnast@data$band1, mnastreproiectat@data$band1, alternative="
   greater")
18     Two-sample Kolmogorov-Smirnov test
19 data:  mnast@data$band1 and mnastreproiectat@data$band1
20 D^+ = 0.0003, p-value = 0.7892
21 alternative hypothesis: the CDF of x lies above that of y
22
23 Warning message: In ks.test(mnast@data$band1, mnastreproiectat@data$
   band1, alternative = "greater") : p-values will be approximate
```

in the presence of ties

Deoarece la valori foarte mari ale lui N , valorile prag ale statisticii D pentru diferite nivele de semnificativitate, sunt greu de estimat, (Molin și Abdi, 1998) implementează o formulă polinomială, determinată pe baza regresiei dintre valorile prag, nivelul de semnificativitate și mărimea eșantionului. Această formulă determină probabilitatea unei valori D , iar dacă aceasta este mai mare decât nivelul de semnificativitate ales, ipoteza nulă nu este acceptată. Pentru N de 2224686 în cazul de mai sus, deoarece D este foarte apropiat de 0, în toate cele trei cazuri, ipoteza nulă este acceptată. Se poate considera că cele două distribuții sunt asemănătoare și provin din aceeași distribuție (valori de referință în cazul a două eșantioane, mai ales la peste 10.000 de valori sunt dificil de calculat (de Smith, 2012)). Eroarea legată de prezența valorilor p aproximative se datorează faptului că distribuțiile analizate au maxime de frecvență.

6.2 Statistica multivariată

6.2.1 Regresia

Regresia statistică este o metodă de identificarea și cuantificare a corelațiilor dintre o variabilă dependentă și una sau mai multe variabile independente (Wilcox, 2009).

Regresia lineară simplă se realizează între o variabilă dependentă x și una independentă y .

```
1 > data.scaled=scale(data, scale=TRUE, center=TRUE)
2 > fit <- lm(x ~ y, data=data)
3 > summary(fit)
```

Regresia lineară multiplă se realizează între o variabilă dependentă x și mai multe variabile independente.

```
1 > data.scaled=scale(data, scale=TRUE, center=TRUE)
2 > fit <- lm(x ~ y+z, data=data)
3 > step <- stepAIC(fit, direction="both")
4 > summary(fit)
```

Pentru alegerea celui mai bun model care să se potrivească datelor se aplică în general metoda de alegere pas cu pas bazată pe Akaike Information Criterion (AIC) (Akaike, 1974; Venables și Ripley, 2002).

Regresia logistică multinomială se utilizează pentru a modela probabilitatea apariției variabilei x funcție de variabilele x și y . Probabilitatea se modelează ca valoarea între 0 și 1.

```
1 > data.scaled=scale(data, scale=TRUE, center=TRUE)
2 > fit <- glm(x ~ y+z, data=data, family=binomial())
3 > step <- stepAIC(fit, direction="both")
4 > anova(fit, test="Chisq")
5 > summary(fit)
6 > 1-pchisq(9757.2, df)
```

Cel mai simplu test al regresiei logistice binomiale este testarea deviației reziduale (deviația modelului). Aceasta reprezintă deviația modelului analizat față de un model teoretic perfect. Cu cât valoarea este mai mică, cu atât modelul performează mai bine. Se poate testa diferența dintre deviația modelului, respectiv deviația reziduală, față de deviația nulă, a modelului perfect, cu valoarea unei distribuții „Chi-square”, la un grad de libertate. Dacă valoarea „chi-square” este nesemnificativă, atunci modelul este bun, deoarece există foarte puțină varianță neexplicată de model. Inversa arată că modelul nu performează.

Valoarea suprafeței de sub curba ROC este un alt mod de a stabili performanța modelului. O serie de grafice pot suplimenta analiza performanței. Acestea sunt constituite de grafica statisticii descriptive a valorilor estimate și a reziduurilor.

6.2.2 Analiza componentelor principale

Aplicarea metodei componentelor principale relevă colinearitatea datelor și separă componenții care explică cea mai mare proporție a varianței (Jolliffe, 2002). Este bine ca datele să fie scalate, mai ales dacă se consideră variabile geomorfometrice precum aria de drenaj, ce are o distribuție exponențială.

```
1 > data=scale(data, scale=TRUE)
2 > fit <- princomp(data, cor=TRUE)
3 > summary(fit)
4 > loadings(fit)
5 > plot(fit, type="lines")
6 > fit$scores
7 > biplot(fit)
8 > fit.pca <- prcomp(data, cor=TRUE, score=TRUE)
```

6.2.3 Clasificarea și clasificatorii

Clasificarea este o operațiune matematică de atribuire a unui obiect unei clase pe baza unor covariate care descriu acel obiect. Ea se bazează pe distanța statistică dintre elementele populației.

6.2.3.1 Analiza de aglomerare

Analiza de aglomerare este una dintre cele mai utilizate metode statistice de clasificare prin învățare nesupervizată (Izenman, 2008). Aglomerările sunt definite ca seturi de indivizi ai populației statistice care sunt aflați în aria de proximitate a unui punct, reprezentând centroidul respectivei clase.

```
1 > wss <- (nrow(fit.pca$x)-1)*sum(apply(fit.pca$x, 2, var))
2 > for (i in 2:50) wss[i] <- > sum(kmeans(fit.pca$x,
                                     centers=i)$withinss)
3 > plot(1:15, wss, type="b", xlab="Numarul_de_aglomerari", ylab="
    Within_groups_sum_of_squares")
4 # Analiza de aglomerare K-Means
5 > fitkm <- kmeans(fit.pca$x, 5) # 5 clase
6 # calculează media claselor
7 > aggregate(fit.pca$x, by=list(fitkm$cluster), FUN=mean)
8 # atribuie clasele
9 mydata <- data.frame(fit.pca$x, fitkm$cluster)
10 #impunerea modelului
11 library(mclust)
12 fitmc <- Mclust(mydata)
13 plot(fitmc, mydata)
14 # afisarea rezultatelor
15 print(fitmc)
16 # afisarea celui mai bun model
17 library(cluster)
18 clusplot(mydata, fitkm$cluster, color=TRUE, shade=TRUE, labels=2,
           lines=0)
19 # afisarea centroizilor
20 library(fpc)
21 plotcluster(mydata, fitkm$cluster)
```

6.2.4 Metode de validare a metodelor statistice de inferență

Rezultatele modelărilor statistice trebuie validate folosind seturi de date separate de setul de date utilizat la modelare și considerate independente. Funcție de configurația spațială a acestor seturi de date se poate estima (Brenning, 2005) :

- eroarea spațială intra-domeniu - punctele test se află în domeniul spațial al ariei de training, corespunzând condițiilor actuale;
- eroarea spațio-temporală intra-domeniu - punctele test se află în domeniul spațial al ariei de training, dar corespund condițiilor viitoare;
- eroarea spațială extra-domeniu - punctele test se află în afara domeniului spațial al ariei de training, corespunzând condițiilor actuale;
- eroarea spațio-temporală extra-domeniu - punctele test se află în afara domeniului spațial al ariei de training, corespunzând condițiilor viitoare.

6.3 Geostatistica (statistica spațială)

Pe scurt, Cressie (1991) descrie statistica spațială, drept statistica care utilizează în analiză locații spațiale (locațiile $s_1, \dots, s_n$, definite de pozițiile $(x_1, y_1), \dots, (x_n, y_n)$, în cadrul unui sistem cartezian spre exemplu) și valorile unor fenomene observate în aceste locații (spre exemplu, altitudinea z , observată în locațiile definite mai sus, $z_1, \dots, z_n$).

Aplicarea geostatisticii spațiale se bazează tot pe o serie de presupuneri ale statisticii (Cressie, 1991). Astfel, independența și distribuția independentă a datelor este la baza oricăror metode geospațiale, dar nu totdeauna există cadrul de a eșantiona astfel de date. De aceea există o serie de modele bazate pe o serie de presupuneri, și utilizate pentru a se putea implementa metode geostatistice.

Atunci când omogenitatea datelor nu se poate argumenta, de exemplu atunci când nu se poate argumenta o medie constantă, totuși prin relaxarea condiției de distribuție identică, metodele statistice pot fi aplicate. Dacă variația mediei este influențată de o serie de variabile explanatorii, acestea pot fi folosite pentru stabilirea ei. Dacă nici această presupunere nu este validă, se poate merge mai departe prin considerarea unei medii constante, și considerarea că varianța este diferită de la o instanță la alta.

Deși independența este o condiție ideală pentru aplicarea statisticii, totuși de multe ori dependența datelor este un model mult mai aproape de realitate. Spre exemplu legea lui Tobler, prin care se statuează că în timp și spațiu independența nu se poate argumenta, ci datele se corelează spațial, direct proporțional cu distanța dintre ele, este o presupunere pe care se bazează multe dintre modele spațiale de modelare. Modelul temporal al datelor este asemănător, în acest caz vehiculându-se ideea că date succesive din punct de vedere temporal se corelează.

Geostatistica este practic analiza statistică a variației spațiale a unui variabile, având ca principale finalități estimarea, predicția și designul experimental.

6.3.1 Modele geostatistice

Datele spațiale și cele temporale au o serie de caracteristici care duc la necesitatea utilizării unei serii de metode statistice. Cressie (1991) propune un model spațial simplu, bazat pe distanța euclidiană descris mai departe.

Se ia în considerare distanța euclidiană (în spațiul Euclidean $\mathbb{R}^D \mathbb{R}^d$) dintre două locații $s = (s_1, \dots, s_d)'$ și $u = (u_1, \dots, u_d)'$, ca $\|s - u\| \equiv \left\{ \sum_{i=1}^d (s_i - u_i)^2 \right\}^{\frac{1}{2}}$.

Considerând $s \in \mathbb{R}^D \mathbb{R}^d$ ca fiind o locație generică în spațiu d -dimensional Euclidean și $Z(s)$ un datum potențial la locația s ca o cantitate aleatorie, variațiile lui s pentru un set index $D \subset \mathbb{R}^d$ generează un proces aleatoriu/câmp aleatoriu multivariat:

$$\{Z(s) : s \in D\} \quad (6.3.1)$$

a cărei realizare se va nota $\{z(s) : s \in D\}$. În privința lui D , acesta poate fi un subset fix sau aleatoriu al $\mathbb{R}^D \mathbb{R}^d$. Varianta aleatorie este o eșantionare a unui spațiu probabilistic în spațiul măsurabil (și în general închis) al subseturilor lui $\mathbb{R}^D \mathbb{R}^d$. Pentru o îmbunătățire a caracterului aleatoriu, atât D cât și Z pot varia de la o realizare la alta.

Conform acestui model, D ca subset al lui $\mathbb{R}^D \mathbb{R}^d$ devine un proces spațial, iar D și Z pot fi independente, sau pot fi inter-relaționate. În cazul considerării variației altitudinii suprafeței terestre ca Z , funcție de distanța euclidiană proiectată ca D , cele două componente sunt independente, deși există o anumită componentă de autocorelație a celor două pe distanțe scurte. În cazul considerării variației ratei unui proces geomorfologic ca Z , funcție de distanța euclidiană proiectată ca D , cele două componente sunt independente.

Datele geostatistice studiază practic variabilitatea la scară locală sau regională. Estimarea suprafeței trend evaluează variația la scară regională, presupunând erori independente (Cressie, 1991), pe când kriging-ul evaluează corelația la scară locală, pe distanțe scurte. Caracteristica fundamentală a datelor geostatistice este că indexul spațial s poate varia continuu de-a lungul oricărui subset al $\mathbb{R}^D \mathbb{R}^d$.

Datele de tip rețea continuă sunt caracterizate de un index spațial s continuu, spațiat regulat, dar și neregulat, locațiile s fiind relaționate de cele ale vecinilor. Cele mai tipice exemple de date de tip rețea regulată sunt seriile de timp și datele de teledetecție (care pot deveni și temporale). În cadrul acestora se poate argumenta atât corelație la scară locală/temporală, cât și independență.

Datele de tip model punctual se referă la situațiile în care variabila analizată se face în locațiile ale unor evenimente. Variabilele de tip mărime sunt cele mai utilizate la caracterizarea evenimentului.

În cazul geomorfometriei, altitudinea extrasă de pe hărțile topografice este de tip geostatistic și se poate utiliza geostatistica pentru a obține estimări și predicții ale acesteia funcție de distanță (interpolare). Altitudinea obținută prin surse de teledetecție RADAR este de tip rețea continuă, deoarece senzorul RADAR primește un semnal mediu al suprafeței rezoluție minimă. Dacă se utilizează variante eșantionate (SRTM3) ale variantei originale (SRTM1), atunci rezultatul devine de tip geostatistic și metodele geostatistice cum ar fi krigingul pot fi utilizate pentru a modela variația altitudinii.

6.3.2 Fluxul analizei geostatistice

6.3.2.1 Analiza spațială exploratorie

Analiza spațială exploratorie presupune analiza statisticii descriptive pentru a testa o serie de presupuneri pe care se bazează modelarea geostatistică:

- testarea distribuției variabilei de studiu;
- testarea modelului Gaussian al erorilor;
- testarea staționarității mediei (variația proprietăților nu se schimbă în aria de studiu);
- testarea staționarității (autocorelației) locale.

Pentru testarea unor astfel de presupuneri se utilizează statistica descriptivă și grafica acesteia.

Dacă presupunerile de normalitate se acceptă, se poate trece la analiza corelației dintre variabile, și eventual dacă aceasta este prezentă, utilizarea analizei componentelor principale pentru extracția unor componente care să explice cât mai mult varianța, și în același timp să nu fie colineare la utilizarea în regresie. Dacă presupunerile de normalitate nu se acceptă, dar și în cazul unor scări și distribuții diferite ale variabilelor, variabilele se pot transforma utilizând scorurile z sau transformarea logaritmică.

6.3.2.2 Variograma, semivariograma, corelograma

Presupunerea de estimare a variogramei este că media și variația sunt independente de locația spațială, astfel încât $\mu(u) = \mu$ și $\sigma^2(u) = \sigma^2$, deși cel mai adesea apar variații areale ale acestora, dar care pot fi modelate deterministic. Variograma este diferența ridicată la pătrat așteptată între două valori separate de un vector distanță h . Teoretic variograma ($2\gamma(h)$) se poate calcula:

$$2\gamma(h) = \text{Var}[Z(u) - Z(u+h)] = E \left\{ [Z(u) - Z(u+h)]^2 \right\}, \quad (6.3.2)$$

Matheron (1962) propune estimatorul clasic al variogramei:

$$2\hat{\gamma}(h) = \frac{1}{|N(h)|} \sum_{N(h)} (Z(s_i) - Z(s_j))^2, \quad (6.3.3)$$

unde $|N(h)|$ este numărul de elemente distincte ale lui $N(h)$, iar suma $s_i - s_j = h$.

? propune o abordare robustă bazată pe :

$$2\bar{\gamma}(h) = \frac{\left\{ \frac{1}{|N(h)|} \sum_{N(h)} (Z(s_i) - Z(s_j))^{\frac{1}{2}} \right\}^4}{\left\{ 0,457 + \frac{0,494}{|N(h)|} \right\}}. \quad (6.3.4)$$

Semivariograma ($\gamma(h)$) este jumătate din variograma, semivariograma fiind mai ușor de reprezentat grafic.

Gringarten și Deutsch (2001) sintetizează excelent modul de interpretare al variogramei. Variograma este o măsură a variabilității datelor, devenind din ce în ce mai mare pe măsură ce diferența dintre acestea pe distanțe scurte devine mai mare. Față de variogramă, covarianța măsoară corelația dintre valori, fiind o măsură a similarității:

$$C(h) = E \{ [Z(u) \cdot Z(u+h)] \} - m^2. \quad (6.3.5)$$

Covarianța $C(0)$ la $h = 0$ este de fapt varianța σ^2 . În același timp covarianța va fi 0 doar atunci când valori spațiate la distanța h nu sunt corelate linear. Mergând pe ideea de medie și varianță constantă, între semivariogramă și covarianță se realizează:

$$\gamma(h) = C(0) - C(h), \quad (6.3.6)$$

$$C(h) = C(0) - \gamma(h), \quad (6.3.7)$$

astfel că:

- „sill”-ul variogramei este varianța, adică variograma corespunzătoare corelației 0;
- corelația dintre $Z(u)$ și $Z(u+h)$ este pozitivă atunci când variograma este mai mică decât „sill”-ul;
- corelația dintre $Z(u)$ și $Z(u+h)$ este negativă atunci când variograma este mai mare decât „sill”-ul.

Interpretarea unei variograme trebuie făcută cu mare atenție, deoarece rezultatele și validitatea modelării rezultate depind de acest lucru.

O variogramă arată în general trei zone de variație, la trei nivele de scară (Gringarten și Deutsch, 2001):

- variația de scară mică, zona de efect „nugget”, în care rezidă eroarea de măsurare a variabilei și variația de undă foarte scurtă, care în general nu este probată, fiind mai mică decât rezoluția pixelului, în cazul modelului numeric al altitudinii suprafeței terestre;
- variația de scară intermediară, zona de anizotropia geometrică, care cuprinde variații cu direcții și puteri diferite;
- variația de scară mare, anizotropia zonală, este definită fie de o plafonare a variației, fie de efecte de gaură, datorate unei variații ciclice.

Calculul și afișarea variogramei se poate realiza utilizând pachetul *gstat* în cadrul aplicației R (Pebesma, 2004). Pentru calculul acesteia este nevoie de date punctuale, stocate într-un format spațial. Acest mod de stocare spațial este implementat prin pachetul *sp* (Bivand ș.a., 2008) tot în aplicația R. Cu ajutorul pachetului *rgdal* se pot importa formate spațiale cum ar fi fișierele ESRI Shapefile (.shp) sub format unor obiecte de tip *SpatialPointDataFrame*.

6.3.2.3 Kriging-ul

Krigingul este o metodă de interpolare/predicție a datelor spațiale bazată pe modelarea variogramei, și utilizarea ecuației de impunere a unui model pentru a estima valorilor variabilei independente (Cressie, 1991). Kriging se poate traduce prin predicție optimă (?).

Presupunerile modelării variogramei și aplicării krigingului sunt asemănătoare interpolărilor spațiale, prin considerarea distanței ca parametru al variabilității și estimării variabile Z , în locațiile spațiale s (?):

$$Z(s) = \mu + \delta(s), \quad (6.3.8)$$

unde μ este eroarea necunoscută, iar $\delta(s)$ un proces staționar aleatoriu cu variogramă $2\gamma(s)$. Predicția se va realiza prin:

$$p(Z) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z_i(s_i), \quad (6.3.9)$$

astfel încât $\sum_{i=1}^n \lambda_i = 1$.

Totuși, krigingul se aplică, funcție de o serie de presupuneri care depășesc limitele interpolărilor spațiale. Acestea sunt:

- prezența/absența anizotropiei;
- prezența/absența tendinței;
- prezența/absența autocorelației spațiale;
- prezența/absența erorii necorelate spațial;
- prezența/absența staționarității.

Funcție de tipul datelor și de presupunerile acceptate, krigingul poate fi de mai multe feluri (?):

- kriging ordinar: când eroarea asociată predicției nu este cunoscută, iar suma coeficienților liniari de predicție este 1;
- kriging simplu: când eroarea asociată predicției este cunoscută, suma coeficienților liniari de predicție nefiind 1;
- kriging lognormal: când variabila prezisă este transformată gaussian;
- cokriging: când există mai multe variabile independente utilizate pentru predicție;
- kriging universal: când eroarea este modelată ca distribuție.

Reprezentarea matematică a suprafeței terestre în format raster a fost prezentată în secț. 3.1.4. În cazul eșantionului pe baza căruia este interpolată și considerată continuă altitudinea suprafeței terestre, se consideră că variația pe distanțe scurte descrie o relație, proprietate denumită autocorelație. Acesta este și principiul modelării variogramei altitudinii și utilizării krigingului la interpolarea MNAȘT.

7 Studii de caz ale aplicabilității analizei geomorfometrice

7.1 Analiza statistică a MNAȘT reprezentând suprafața terestră la nivel global și național

La ora actuală există o serie de seturi de date altitudinale cu acoperire globală, atât la nivelul uscatului, cât și la nivelul zonelor submerse. Sursele utilizate la obținerea acestor MNAȘT variază, dar în general ele au fost obținute prin generalizarea dată de interpolatori, din seturi de date provenite din digitizarea hărților topografice. O altă sursă importantă este SRTM (cazul SRTM30 și GMTED2010), iar pentru batimetrie, sondajele acustice și inversiunea datelor gravimetrice satelitare (Smith și Sandwell, 1997).

Generalizarea a dus la obținerea unor rezoluții spațiale de la ~1 km până la ~10 km. Apare întrebarea dacă aceste seturi de date reprezintă, cu o anumită fidelitate suprafața terestră, și cât de utilizabile sunt ele la analize cantitative (în cadrul geomorfologiei planetare și tectonice). Se consideră că aceste MNAȘT globale de diverse rezoluții reprezintă distribuții aparținând populației altitudinilor terestre. Cu toate acestea, o serie de MNAȘT globale prezintă erori care se pot observa în curba hipsografică din Fig. 7.1.1. Analiza statisticii descriptive arată că minimele și maximele sunt eronate, situație datorată generalizării impuse de agregare. Media variază foarte mult, atât pentru MNAȘT reprezentând doar uscatul, cât și pentru cele care prezintă și suprafața submersă. Contează și influența calotelor glaciare, fapt ce iese bine în evidență pentru MNAȘT ETOPO care prezintă ambele variante.

GMTED2010 (Danielson și Gesch, 2011) este un exemplu de sursă la crearea căreia s-a luat în considerare efectul generalizării asupra fidelității reprezentării suprafeței terestre, acest model având ca principală sursă SRTM3, care acoperă 80% din uscatul terestru.

În Tab. 7.1.1 este reprezentată statistica descriptivă a MNAȘT globale:

Nr. crt.	MNAȘT	rezoluție (m)	min.	medie	max.	dev. std.
1.	GLOBE	~1000	-407	1137	8752	1158
2.	ETOPO5	~5000	-10376	-1895	7833	2658
3	ETOPO2v2c	~4000	-10791	-1888	8440	2649
4.	ETOPO1	~ 2000	-10803	-2112	8333	2357
5.	ETOPO1*	~2000	-10803	-1892	8333	2649
6.	SRTM30plus	~1000	-11584	-1540	8685	2680
7.	GTOPO30	~1000	-407	1135	8752	1156
8.	MOLA DEM	-	-8199	-720	21218	2976

Tabelul 7.1.1 – Statistica descriptivă a MNAȘT globale

Trebuie menționat că MNAȘT GLOBE, ETOPO5 și GTOPO30 reprezintă doar zonele emerse, pe când

celelalte MNAȘT prezintă ambele zone. Zonele polare reprezintă altitudinea gheții, doar ETOPO1*, având altitudinea bazei gheții..

Valoarea altitudinală minimă a suprafeței terestre este de $-10902 \longleftrightarrow -10916$ m (http://en.wikipedia.org/wiki/Mariana_Trench), în Groapa Marianelor.

Valoarea altitudinală maximă a suprafeței terestre determinată prin metode GPS este de 8850 m (<http://geography.about.com/library/misc/bleverest.htm>), în vârful Everest (Himalaya), față de 8848 m, altitudine determinată în 1954 de Serviciul Indian de Geodezie.

Determinarea valorii prag a 20 de clase, după metoda *fisher* în pachetul *classInt*, este reprezentată în Fig. 7.1.2, atât pentru histograma MNAȘT SRTM30, cât și pentru histograma MNAȘT MOLA (<http://pds-geosciences.wustl.edu/missions/mgs/megdr.html>). A fost utilizată și histograma altitudinilor planetei Marte, pe care prezența apei într-o perioadă geologică este presupusă și susținută de prezența văilor și țărmurilor, pentru a putea avea un termen de (Fisher, 1958) comparație. Vulcanismul și tectonica plăcilor în trecutul acestei planete sunt argumentate de prezența Olympus Mons și a canionului Valles Marineris, însă nu la nivelul și dinamica de pe Terra (Comer ș.a., 1985; Connerney ș.a., 2005; Fraeman și Korenaga, 2010). Pe Terra maximumul de frecvență al altitudinii este centrat pe altitudinea 0, semn al controlului nivelului marin asupra sistemului geomorfologic. Pe Marte maximumul de frecvență centrat pe nivelul 0 al mărilor este asemănător cu cel de pe Terra, dar se află peste nivelul 0 actual al planetei (datorită datumului vertical utilizat), existând variații altitudinale ale acestuia (Baker, 2001; Carr, 2003; Boyce, 2005). Forma distribuției altitudinilor uscatului terestru și a celui marțian sunt foarte asemănătoare, cu mențiunea că maximumul secundar al uscatului determinat pe Terra de lanțurile montane nu apare la același nivel pe Marte. Acest lucru se poate datora prezenței pe Marte doar a munților vulcanici (în special regiunea Tharsis), pe când pe Terra lanțurile orogenetice au frecvențe ale altitudinii mari la nivelul 2500-3500 m. Distribuția altitudinilor submerse ale Terrei indică un maxim dat de prezența platourilor continentale, care contribuie la maximumul centrat pe altitudinea 0, și un maxim secundar la -4000 m, aferent câmpiilor abisale. Maximumul secundar terestru este limitat de prezența platourilor și lanțurilor montane submerse, care pe Marte nu apar și generează maximumul submers.

La nivelul României, histograma MNAȘT SRTM30 reșapă la 30 m relevă o distribuție asemănătoare cu situația globală. Cea mai mare frecvență a altitudinilor apar în intervalul 0-200 m, cu maximumul centrat pe 90 m. Maximumul secundar este centrat pe 25 m. Altitudinile cuprinse între 0 și 50 corespund litoralului, Deltei Dunării, Luncii Dunării, luncii Prutului până la barajul de la Stânca Costești, Câmpiei Siretului Inferior și parțial Câmpiei Bărăganului. Altitudinile cuprinse între 50 și 200 m corespund Câmpiei de Vest, Câmpiei Române și luncilor din Podișul Bârladului, Câmpiei Colinare a Jijiei și Podișului Dobrogei.

Urmează altitudinile cuprinse între 200 m și 400 m. Acestea corespund restului Podișului Moldovei, Podișului Piemontan Getic, Dealurilor de Vest, Câmpiei Transilvaniei, luncilor Mureșului și Someșului din sectorul Depresiunii Transilvaniei, și luncilor râurilor subcarpatice.

Intervalul altitudinal 400-600 m corespunde Podișului Hârtibaciului, Subcarpaților, Depresiunii Brașov și depresiunilor submontane din Depresiunea Transilvaniei.

Intervalul altitudinal 600-1000 m corespunde zonei montane inferioare și zonei deluroase superioare.

Intervalul altitudinal 1000-1700 m corespunde masivelor montane, iar altitudinile de peste 1700 m, celor mai înalte masive montane (Maramureș, Rodna, Călimani, Ceahlău, Bucegi, Făgăraș, Parâng, Retezat-Godeanu).

7.2 Utilizarea variabilelor geomorfometrice în modelarea proceselor geomorfologice

7.2.1 Controlul geomorfometric al eroziunii solului

Eroziunea solului reprezintă un proces geomorfologic cu un important control geomorfometric, dar a cărui apariție, intensitate și evoluție este definită de modul de utilizare al terenului. Controlul geomorfometric se transpune într-un potențial de apariție și intensitatea a fenomenului.

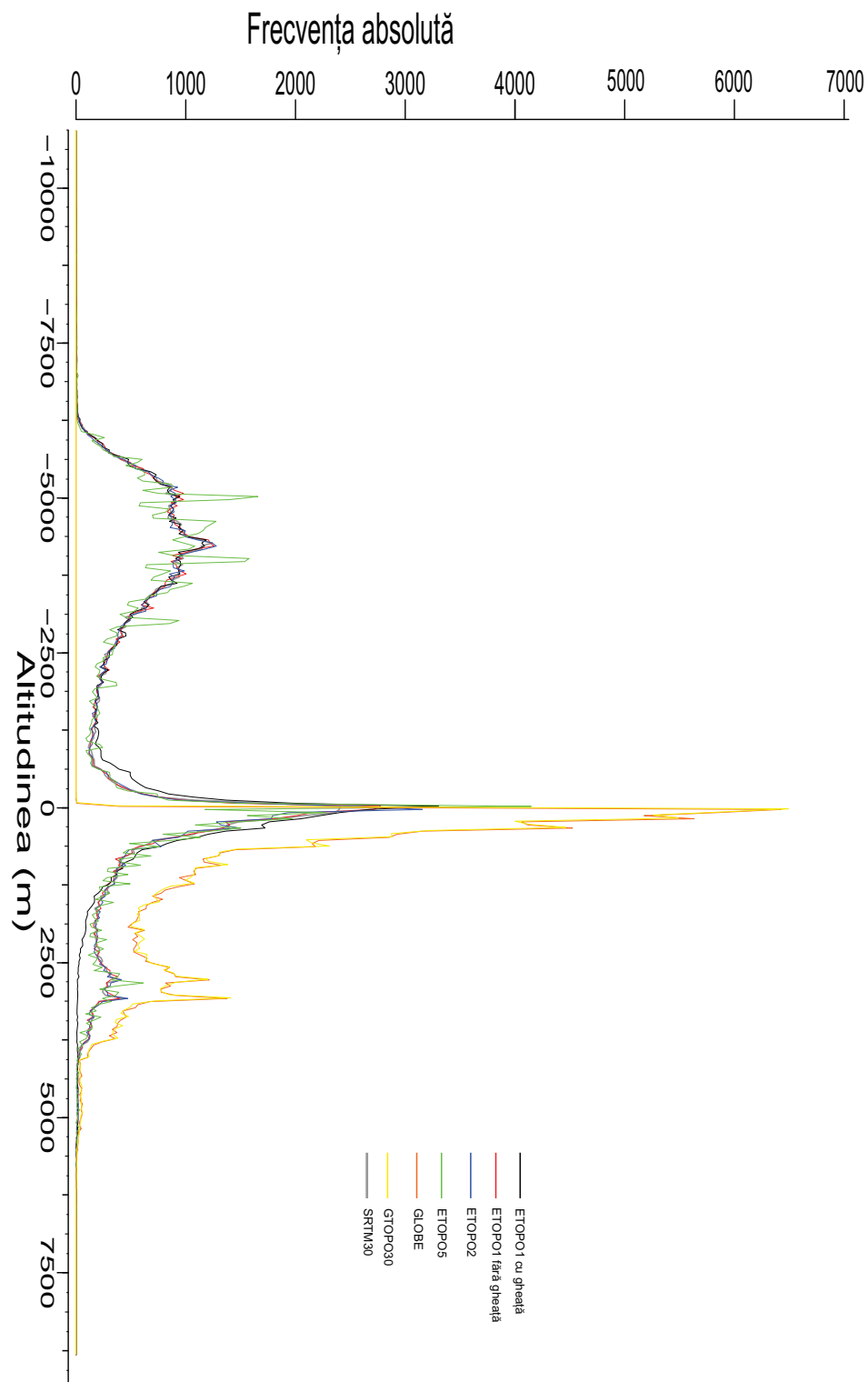


Figura 7.1.1 – Histogramele altitudinii MNAȘT la nivel global

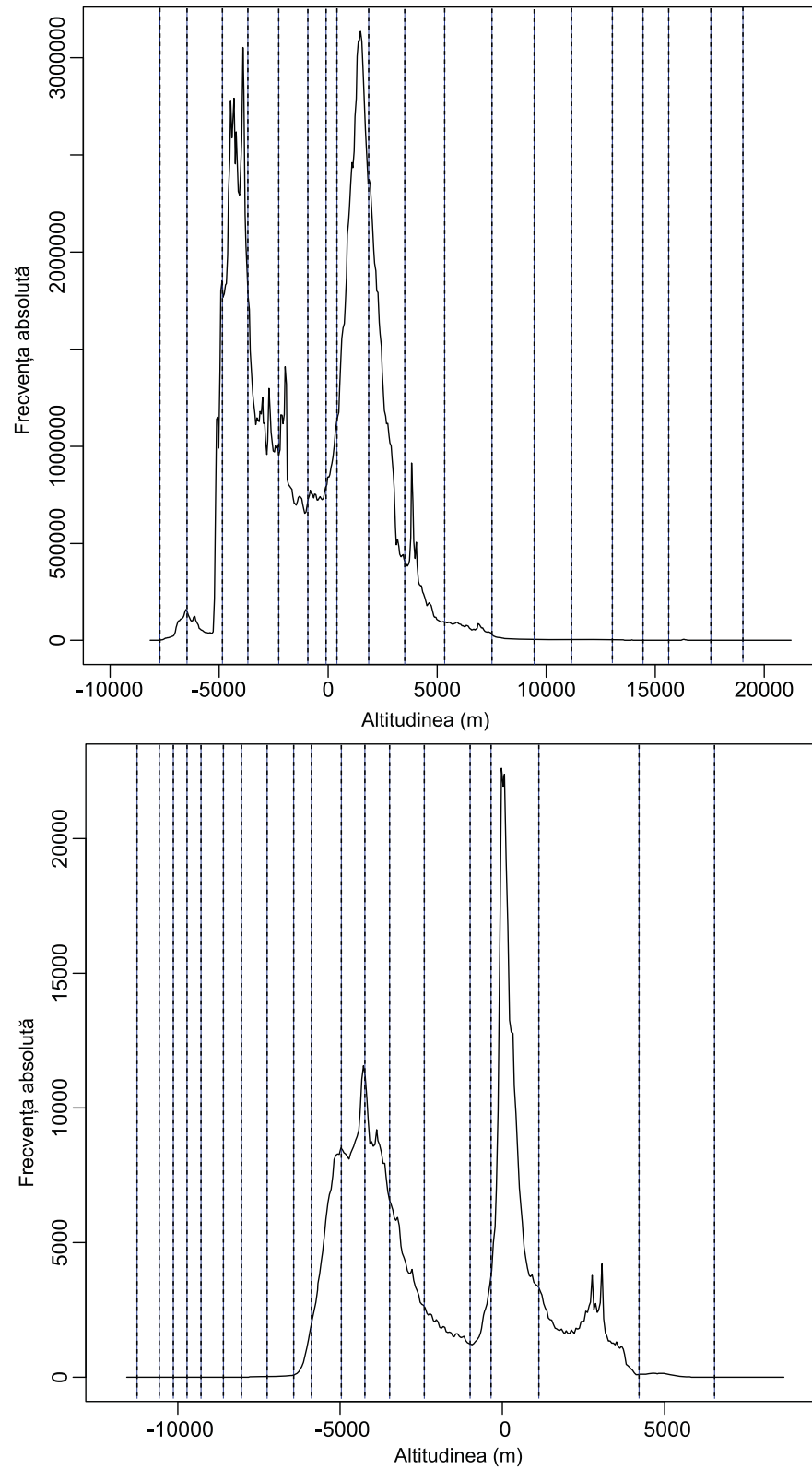


Figura 7.1.2 – Histograma altitudinilor Terrei (jos) și a planetei Marte (sus) (sursa de date altitudinale SRTM30, respectiv MOLA, iar liniile verticale întrerupte reprezintă intervalele prag calculate cu ajutorul pachetului *classIntervals*, algoritmul *cluster*)

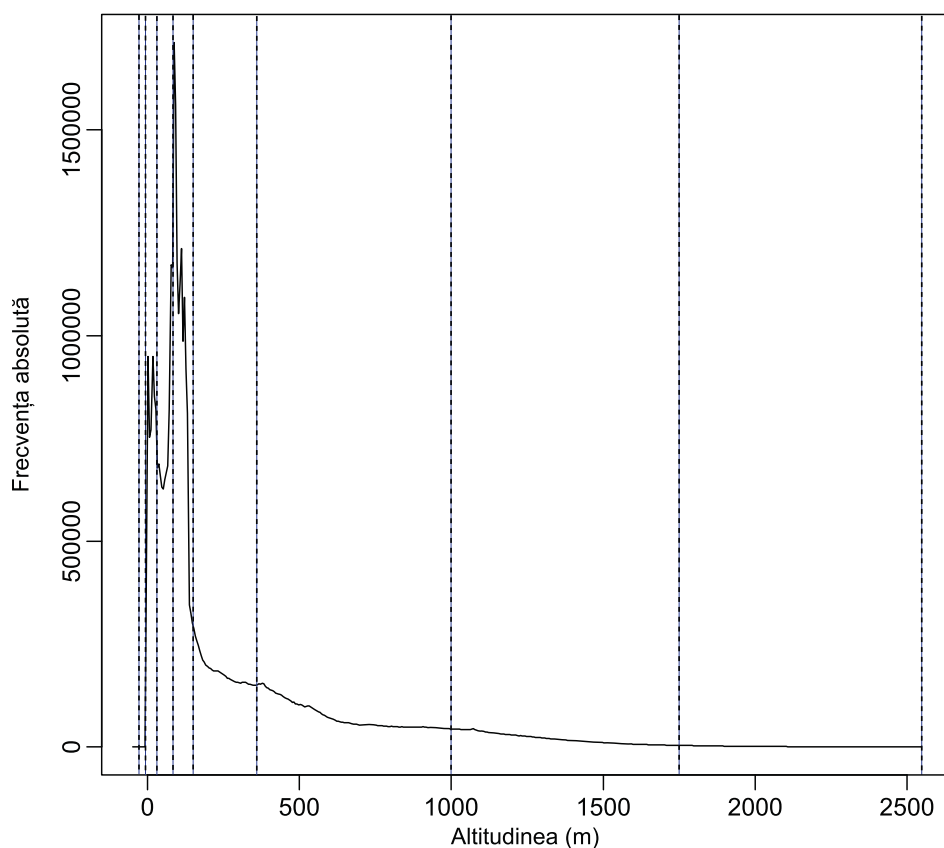


Figura 7.1.3 – Histograma altitudinilor la nivelul României (sursa de date altitudinale SRTM)

Controlul geomorfometric al eroziunii solului, dar și influența altor factori poate fi modelată cel mai bine cu ajutorul USLE (Wischmeier și Smith, 1978), existent și în varianta sa românească (Moțoc ș.a., 1979). Acest model estimează cantitatea de sol erodat (t/ha), la scări regionale și anual, prin procesele de eroziune în suprafață („*interill*”) și de mică adâncime („*rill*”). Modelul se bazează pe relațiile de tip regresie multiliniară între pierderile de sol pe parcele experimentale și o serie de factori de control. Factorul principal de control îl reprezintă impactul picăturilor de ploaie și scurgerea acestora pe versanți:

$$E[t/ha] = R \times K \times L \times S \times C \times P, \quad (7.2.1)$$

unde, E = este eroziunea medie spațială și anuală estimată în t/ha , R = factorul de energie a ploii (plus un factor legat de scurgerea la topirea zăpezilor), K = factorul de erodabilitate al solului (rata pierderilor de sol pentru parcela standard de 22,1 m lungime și 9% înclinare), L = factorul lungimii versantului, S = factorul înclinării versantului, C = factorul de utilizare și management și P = factorul de amenajare.

Deși este foarte utilizat pentru estimarea eroziunii în suprafață, aplicarea modelului și interpretarea rezultatelor trebuie făcută cu mare atenție. Îmbunătățirile aduse USLE, s-au concretizat în apariția RUSLE (Renard ș.a., 1991, 1997), diferit, mai ales prin specificarea mai corectă a factorilor. În sistemul clasic de aplicare al USLE/RUSLE, eroziunea se estimează pe areale de relief omogene, cu separarea arealelor erozionale, de cele depoziționale (Renard ș.a., 1997). Astfel interesează areale de versant de-a lungul cărora, lungimea versantului, ca lungime proiectată, este dată de zona de inițiere a scurgerii și punctul în care datorită pantei, are loc depunerea, sau datorită concentrării scurgerii, are loc apariția rețelei hidrografice (Renard ș.a., 1997). Se menționează în metodologie o limită a lungimii versanților de 122 m (~400 ft), deși pot exista versanți mai lungi (305 m ~ 1000 ft), pe care nu are loc concentrarea scurgerii, și nici sedimentarea.

Implementarea modelului USLE pe MNAȘT a necesitat o serie de modificări ale modelului, impuse și de faptul că în comparație cu datele de eroziune determinate cu Cs modelul USLE/RUSLE s-a dovedit

a subestima eroziunea (Warren ș.a., 2005). De aceea Mitasova ș.a. (1996), Mitasova și Mitas (1999) și Warren ș.a. (2005) au dezvoltat două modele, RUSLE3D și USPED (Unit Stream Power Erosion Deposition) pentru a implementa în mod corect estimarea eroziunii solului.

RUSLE3D este derivat din USLE/RUSLE, fiind înlocuită lungimea versantului cu aria totală de drenaj:

$$LS = \left(\frac{\text{Aria totală de drenaj}}{22,134} \right)^m \times \left(\frac{\sin \beta}{0,09} \right)^n, \quad (7.2.2)$$

și unde, m și n sunt parametri care controlează proporția eroziunii *rill/interill* (Mitas și Mitasova, 1998).

După calculul estimativ al eroziunii medii anuale cu ajutorul modelului RUSLE3D, se aplică modelul USPED. Acesta modelează capacitatea de transport a sedimentelor (T), generând un indice de eroziune-depunere (IED), prin diferențierea parțială a balanței de schimbare a capacității de transport a sedimentelor T (Mitasova ș.a., 1996):

$$IED = \frac{\delta(T \times \sin E)}{\delta x} + \frac{\delta(T \times \sin \beta)}{\delta y}, \quad (7.2.3)$$

unde E este expoziția.

Aplicarea modelelor RUSLE3D și USPED este în măsură să suplimenteze acuratețea modelului USLE (Niculiță, 2011a), prin valori apropiate de cele determinate cu metoda Cs (Warren ș.a., 2005), în plus eliminând din valoarea estimată arealele unde este cel mai probabilă depunerea, cum sunt reversurile foarte lungi de cuestă din Podișul Moldovei (unde lungimea scurgerii este foarte mare), baza versanților și albiile majore. Se observă din Fig. 7.2.1 că acest indice va elimina din estimarea USLE/RUSLE3D (zonele cu IED pozitiv, și potențial de acumulare, de culoare roșie) baza concavă a versanților înclinați și zonele de concentrare a scurgerii de pe versanți cu lungimi foarte mari.

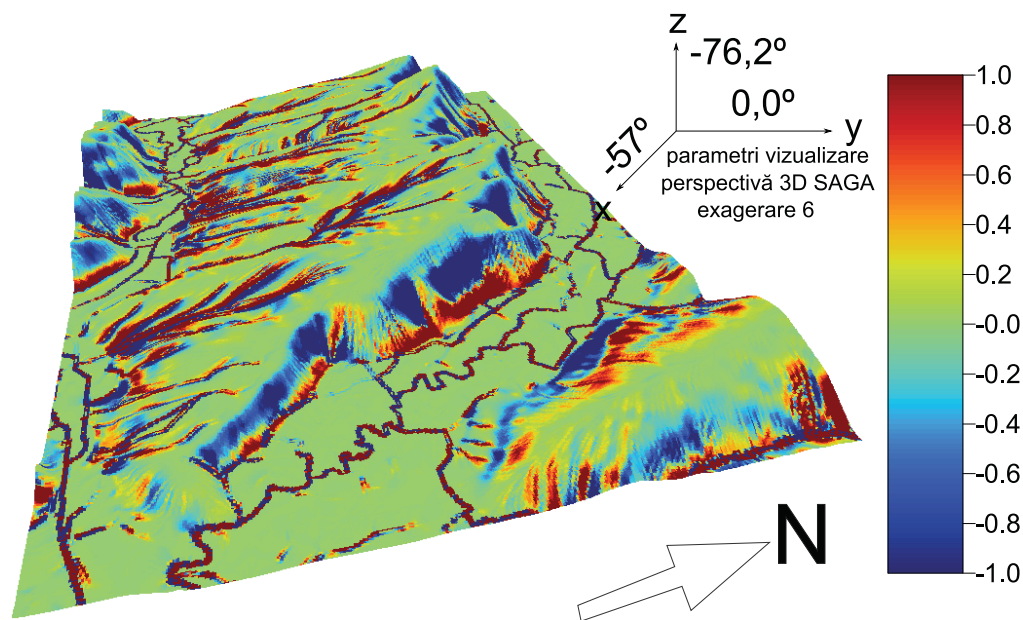


Figura 7.2.1 – Indicele de eroziune-depunere (IED) USPED

Metodologia prezentată mai sus este un exemplu de utilizare a geomorfometriei generale pentru a estima controlul geomorfometric al variabilelor geomorfometrice asupra procesului de eroziune în suprafața a solului. Și geomorfometria specifică se poate utiliza, prin clasificarea geomorfometrică a reliefului, de exemplu pe baza curburilor, care controlează fluxul de apă de la suprafața Terrei (Shary ș.a., 2002). Se pot delimita astfel formele elementare ale versanților, care guvernează accelerarea sau decelerarea procesului de eroziune, respectiv acumulare (Martz și Dejong, 1991). Urmărind Fig. 5.2.4, 5.2.6 și 5.2.7, luncile, unde potențialul erozional este minim pot fi eliminate din modelarea USLE. Aceeași situație este

caracteristică și pentru elementele de versant concave în profil, unde potențialul depozitional este mare, respectiv pentru elementele de versant concave în plan, unde potențialul de concentrare al scurgerii este mare.

Pentru a ilustra importanța controlului geomorfometric asupra eroziunii solului, a fost un areal cuprins între orașul Iași și orașul Podu Iloaiei, la nord și sud de valea Bahluiului. Pentru acest areal a fost generat un MNAST pe baza curbilor de nivel și a cotelor, prin interpolare MBS și impunerea rețelei hidrografice extrasă de pe hărți topografice 1:25 000 (ediția a II-a, 1983-1985). Pentru a putea calcula panta și prin metoda TIN, a fost generat un TIN pentru aceeași zonă (panta a fost calculată pentru fiecare triunghi, și apoi convertită în format raster). După preprocesarea hidrologică, panta și aria totală de drenaj a fost calculată prin algoritmi prezentați la secț. 4.

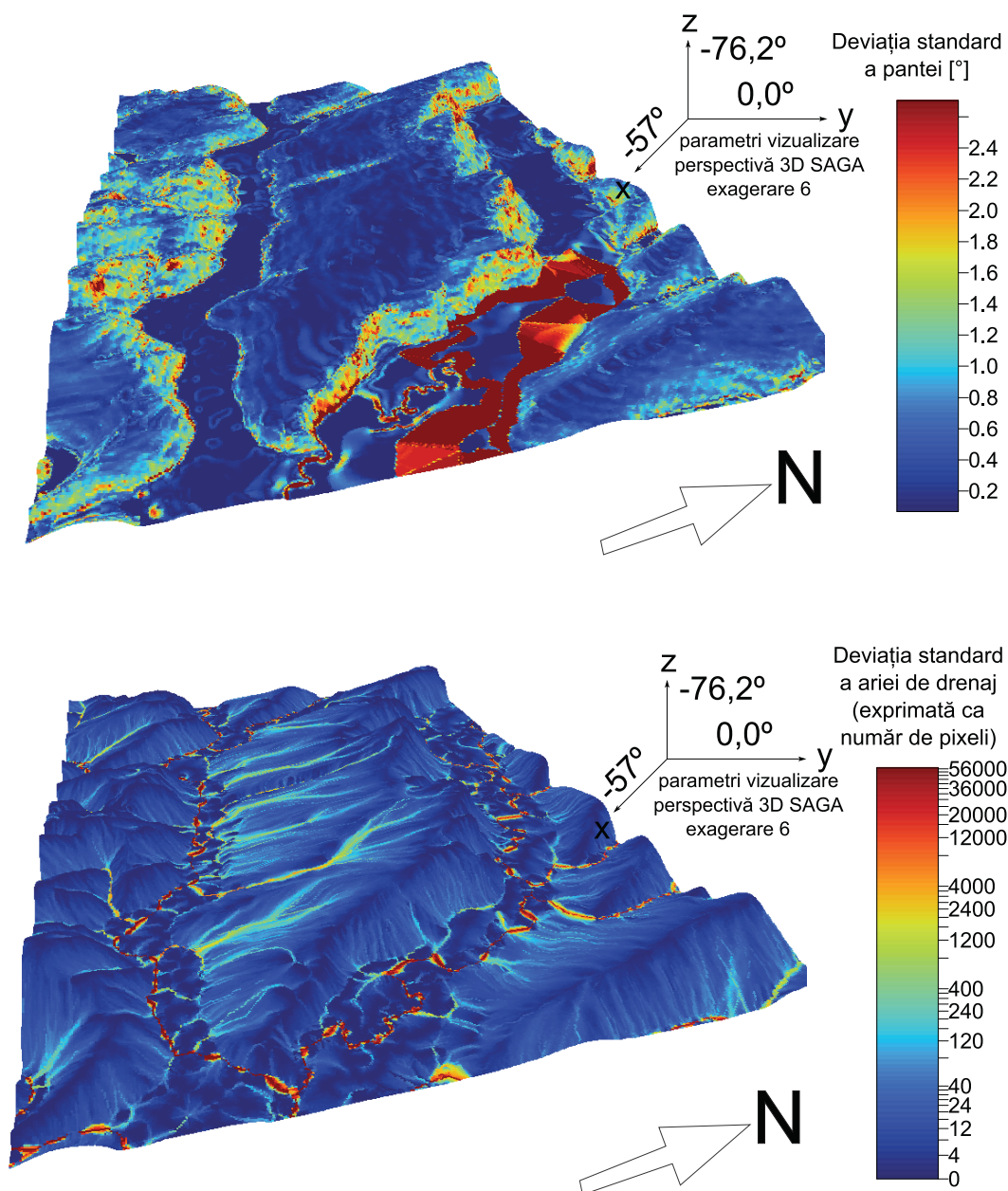


Figura 7.2.2 – Deviația standard a pantei și ariei de drenaj

Deviația standard poate fi utilizată ca măsură a variabilității datelor, de aceea această măsură a fost calculată pentru valorile de pantă și arie de drenaj obținute pentru fiecare algoritm de calcul. În Fig. 7.2.2 este reprezentată și deviația standard a pantei, respectiv ariei de drenaj calculată conform algoritmilor

menționați, putându-se observa arealele unde variația datorită algoritmului este cea mai mare.

În cazul pantei deviația standard este mare în lunca Bahluiului din cauza unei inconsistențe a TIN-ului utilizat. În cazul ariei de drenaj variația cea mai mare este proximală rețelei hidrografice, dar și pe versanți sunt importante variațiile (suprafața aferentă a 100-4000 pixeli). Influența acestei variații cu o medie de 0,9 pentru panta și 180.000 m^2 pentru aria de drenaj, în ec. 7.2.2 poate fi de până la 2 t/ha, atât pentru pantă, cât și pentru aria de drenaj (considerând 0,13 factorul R, și restul factorilor 1, a se vedea rezultatele în Fig. 7.2.3). Determinarea arealelor unde solul se poate recupera ca urmare a eroziunii în mod natural va fi foarte sensibilă astfel la variația valorilor de eroziune estimată prin USLE cu ± 2 t/ha. Sensitivitatea este dată și de eventualele erori impuse de crearea MNAȘT, și care se pot propaga. De aceea este util de transformat această sensibilitate într-o probabilitate, care să includă și variația datorată variabilelor geomorfometrice, eventual putându-se calcula media valorilor acestora, care va minimiza erorile.

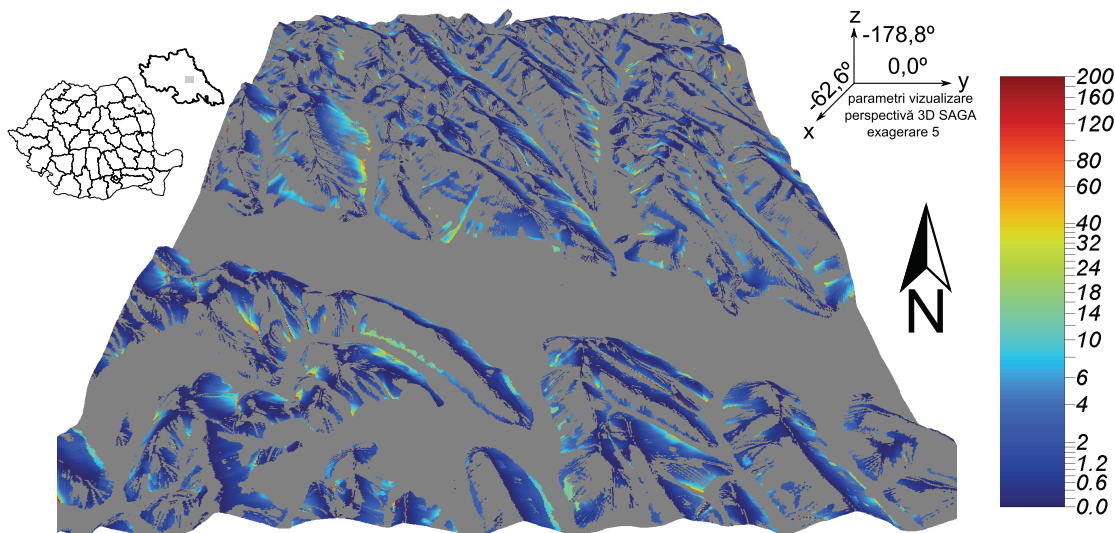


Figura 7.2.3 – Modelarea eroziunii solului funcție de potențialul geomorfometric conform modelului RU-SLE3D și a zonelor de eroziune selectate pe baza IED USPED (valea Bahluiului între Iași și Podul Iloaiei)

7.2.2 Controlul geomorfometric al deplasărilor în masă

Deplasările în masă sunt procese geomorfologice care presupun deplasarea gravitațională a materialelor de la suprafața scoarței terestre datorită unor diverse cauze, care generează instabilitatea acestor materiale (Ritter ș.a., 2001). Controlul geomorfometric nu este singurul factor de control al procesului, dar este cel mai ușor de inclus în modele probabilistice, putând fi covariat și pentru alți factori (Brenning, 2005; Chung, 2006; Carrara și Pike, 2008; Gao și Maro, 2010). Cea mai utilizată și mai flexibilă metodă probabilistică este regresia logistică multinomială, aplicată prin intermediul modelelor generalizate liniare sau a modelelor aditive liniare.

Modelarea probabilistică a apariției acestui proces geomorfologic are mai multe nivele. Pe baza unor locații în care acest proces este prezent, și a altora în care este absent, și a valorii unor covariate în aceste locații, se poate modela spațiul statistic și geografic al probabilității de apariție a acestui fenomen. În cazul unei baze de date multi-temporale, pentru evaluarea acurateței și validității modelării, este ideal de a se utiliza zone restrânse pe care se impune modelul statistic, iar testarea să se realizeze pe zone extinse, în afara zonei de impunere.

O modelarea mai precisă locațiilor potențiale pentru apariție acestui proces, și care poate fi evaluată mult mai bine ca acuratețe este cea în care se consideră evoluția temporală a acestui proces. Astfel pe baza locațiilor deplasărilor în masă în perioada t_1 se realizează modelarea probabilistică cu ajutorul covariatelor, după care se estimează acuratețea modelării probabilistice utilizând locațiile dintr-o perioadă ulterioară t_2 .

Setul de date utilizat în analiza actuală reprezintă delimitarea unor formațiuni de tip „debris-flow” în arealul Munților Călimani, puse la dispoziție de Olimpiu Pop (Facultatea de Geografie, Universitatea Babeș-Bolyai din Cluj Napoca). Baza de date nu este multi-temporală, ci reprezintă situația extrasă de pe imaginile ortorectificate ANCPI, ediție 2004-2006. De aceea, pentru validarea modelării s-a inclus în analiză doar un areal de formă dreptunghiulară, acesta fiind inclus într-un areal mai extins în care există inventariat fenomenul. Validarea modelării s-a realizat în mod extern, funcție de rezultatele modelării pe baza de date spațial restrânsă, în arealul extins unde fenomenul este inventariat (Fig. 7.2.4).

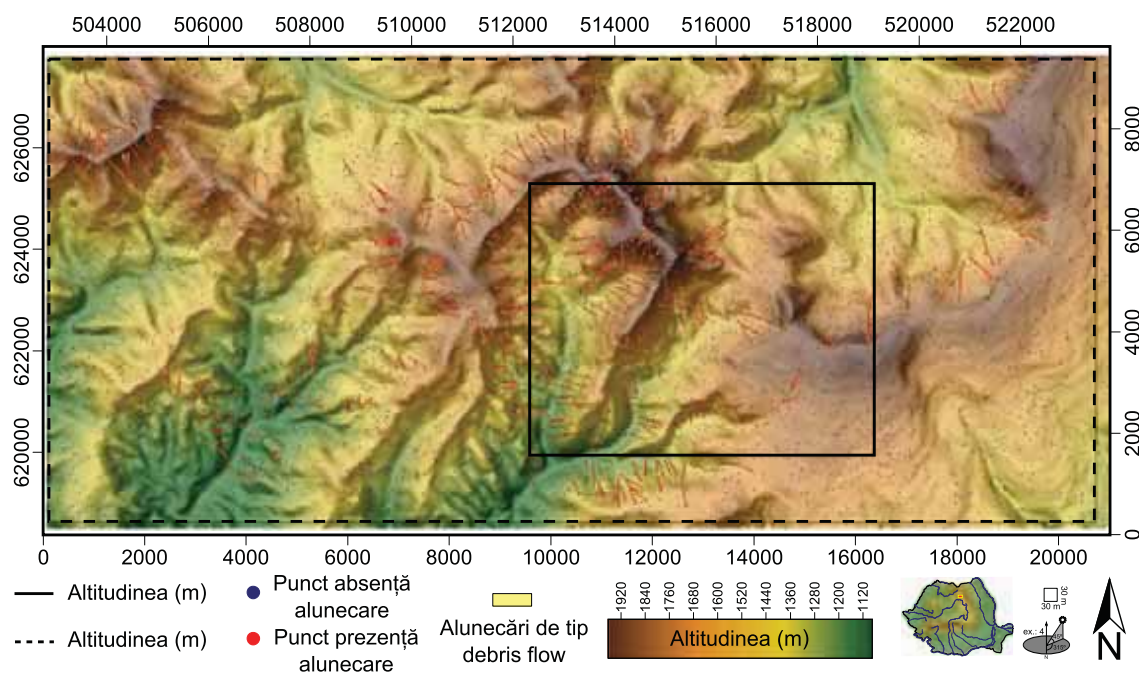


Figura 7.2.4 – Deplasările în masă de tip „debris-flow” din zona Munților Călimani și metodologia de probare

Punctele de probare a covariatelor sunt în număr de 8288, 50% cu prezență a procesului de alunecare și 50% cu absență a procesului. Zona de impunere a modelului conține un număr de puncte de probare, cu aceeași proporție de prezență/absență a procesului, și reprezintă ~ 20% din zona de validare.

Pentru a se putea alege covariatele care se corelează cu fenomenul analizat s-au calculat coeficienții de corelație pentru acestea. Covariatele care au coeficienți de corelație și care au fost utilizate la modelarea probabilistică a prezenței acestui proces geomorfologic sunt reprezentate de:

- utilizarea terenului, completată cu informații privind vegetația forestieră;
- panta (metoda gradientului maxim, 2FD și 3FD);
- indicii de convergență (calculat în fereastră glisantă de 90, 150, 210 m);
- deviația standard (calculată în fereastră glisantă de 30, 90, 120 m, cu cei mai mari coeficienți de corelație ~ -0,4);
- deviația față de medie (calculată în fereastră glisantă de 30, 90, 120 m);
- diferența față de medie (calculată în fereastră glisantă de 30, 90, 120 m);
- distanța gradientului (10 m);
- percentila (calculată în fereastră glisantă de 30, 90, 120 m);
- măsura vectorială a rugozității (calculată în fereastră glisantă de 90, 150, 210 m);
- curbura medie (calculată în fereastră glisantă de 30, 60, 90 m);
- curbura în plan;
- aria de drenaj (algoritmii D8, Dinf, Rho8, MFD, Kinematic Routing, DEMON);
- înălțimea pantei;
- adâncimea văii;
- înălțimea normalizată;

- indicele topografic de umiditate;
- deschiderea topografică (calculată în fereastră glisantă de 500, 1000, 2000 m).

Covariate care nu au arătat corelație sunt:

- geologia (harta geologică 1:200 000);
- solurile (harta solurilor 1:200 000);
- distanța gradientului (50 și 100 m);
- expoziția;
- curbura în profil.

După alegerea covariatelor, acestea au fost normalizate și calculați primii cinci componenți principali. Se observă din Fig. 7.2.5, că există trei direcții principale de corelație a covariatelor utilizate la modelarea probabilistică a proceselor de deplasare în masă. Covariatele relaționate de rugozitate reprezintă o direcție, cele relaționate de scurgerea apei, a doua, iar cele relaționate de curbura, a treia.

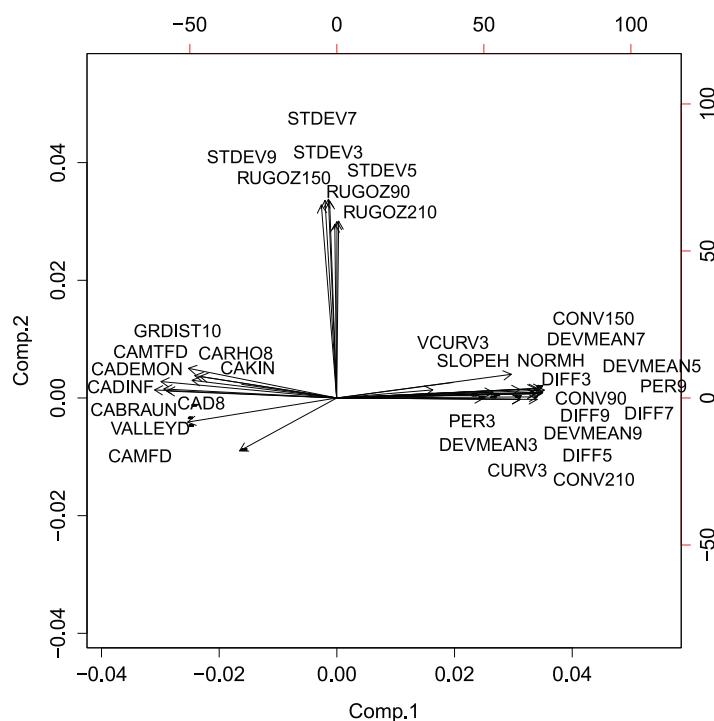


Figura 7.2.5 – Analiza componentelor principale a covariatelor utilizate la modelarea probabilistică a prezenței deplasărilor în masă

Cei cinci componenți principali împreună cu variabilele mai sus menționate au fost introduși în analiza de alegere pas cu pas bazată pe Akaike Information Criterion (AIC). Formula finală, împreună cu valoarea coeficienților rezultați este:

$$P(\text{alunecare}) = -2.644497179 + 19.429890395 * OP - 0.036382479 * DIF + 0.003892611 * AV + 223.721800917 * CPRF \quad (7.2.4)$$

unde OP este indicele de deschidere topografică calculat în fereastră glisantă de 500 m, DIF este diferența altitudinii în vecinătate de 440 m, AV este adâncimea văii și CPRF este curbura în profil.

Puterea de predicție de modelului este dată de:

- deviația reziduală: 9996, față de 14966 deviația nulă;
- valoarea de sub curba ROC: 0,747;
- forma histogramei valorilor de probabilitate (Fig. 7.2.8);
- matricea clasificării (Tab. 7.2.1);

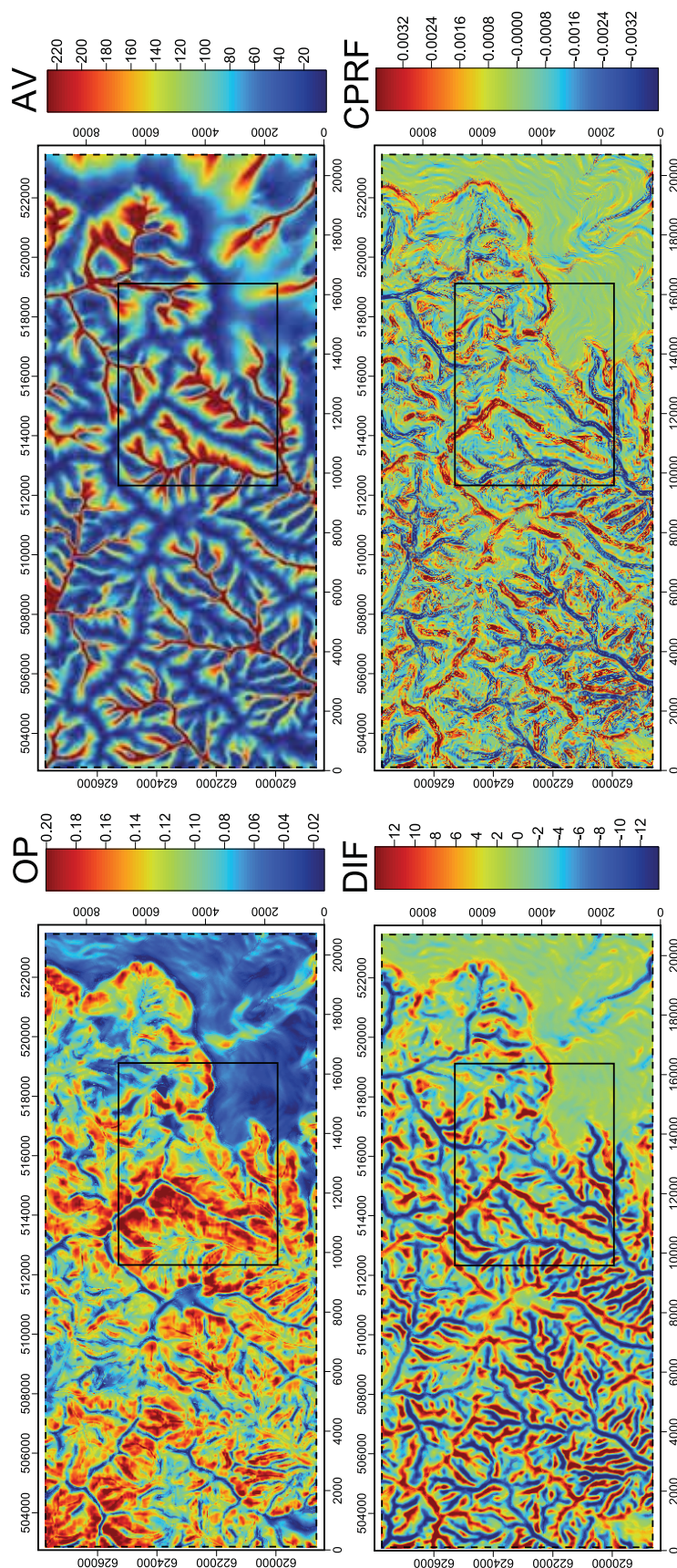


Figura 7.2.6 – Covariatele utilizate

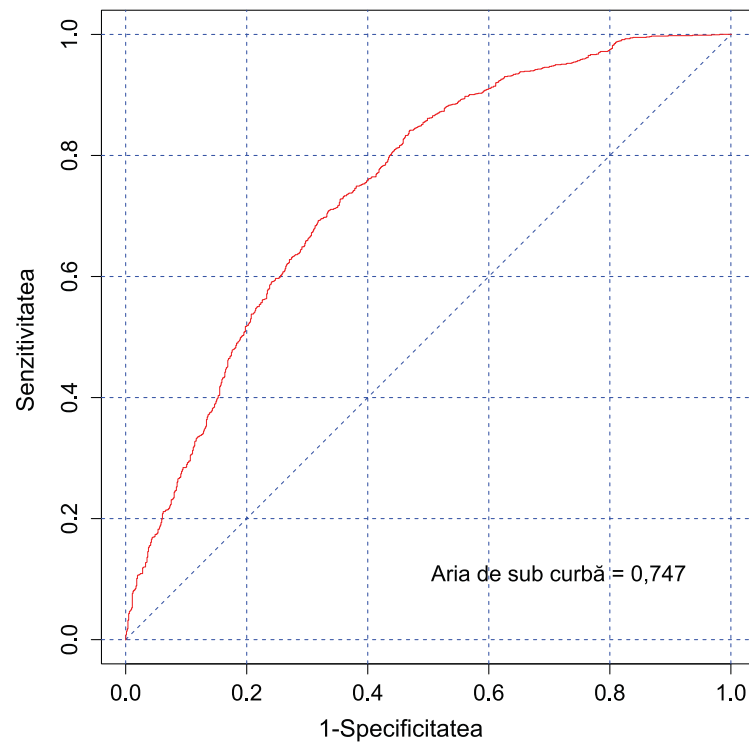


Figura 7.2.7 – Curba ROC

de la / la	0	1	Total	% corect	de la / la	0	1	Total	% corect
0	509	316	825	61,69	0	3066	1377	4443	69,00
1	316	1061	1377	77,05	1	1107	2738	3845	71,21
Total	825	1377	2202	69,37	Total	4173	4115	8288	70,11

Tabelul 7.2.1 – Matricile intra (stânga) și extra domeniu (dreapta) pentru modelul de regresie logistică multinomială

acesta fiind considerat valid și cu semnificație.

Pentru testarea sensibilității modelului de regresie logistică multinomială la erorile datorate MNAȘT, o eroare aleatoare de forma unei suprafețe gaussiene cu medie 0 și deviația standard 1, cu valori cuprinse între 0 și 40, a fost adăugată MNAȘT. Alegerea valorii de 40 m s-a făcut pe baza criteriului că această valoare este valoarea maximă de amplitudine a altitudinii în fereastră de 3×3 pixeli, dorindu-se influențarea aleatoare a altitudinii sub lungimea de undă a semnalului acesteia. Introducerea acestei erori, s-a propagat și în derivarea variabilelor geomorfometrice, astfel că modelul dat de ec. 7.2.2 devine:

$$P(\text{alunecare}) = -1.0884802 + 5.0110349 * OP - 0.0353319 * DIF + 0.0028079 * AV + 0.5336914 * CPRF, \quad (7.2.5)$$

model acceptat de criteriul Akaike, cu semnificativitate a coeficienților parțiali la nivele de semnificativitate $> 0,01$, în schimb cu aria de sub curba ROC de 0,666.

7.2.3 Nesiguranța introdusă de variabilele geomorfometrice

Deoarece datele de intrare în modelele prezentate mai sus, sunt în special cele geomorfometrice, este de mare importanță estimarea nesiguranței introduse de diferitele modalități de calcul a variabilelor geomorfometrice, eventual și de MNAȘT (Niculiță, 2011b).

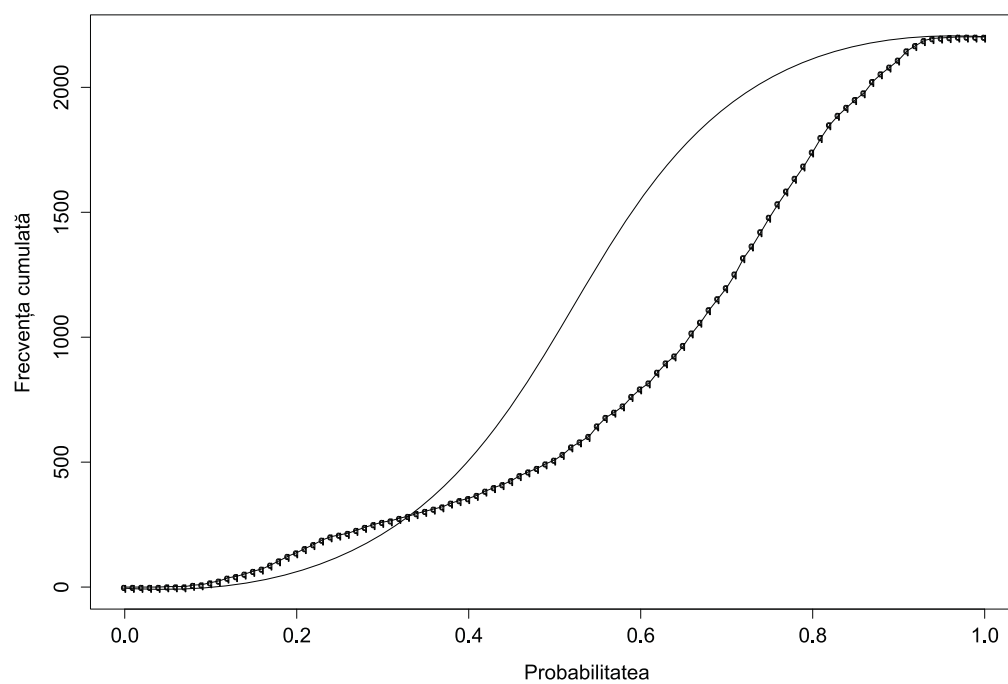


Figura 7.2.8 – Histograma valorilor de probabilitate (stânga) și graficul QQ (dreapta)

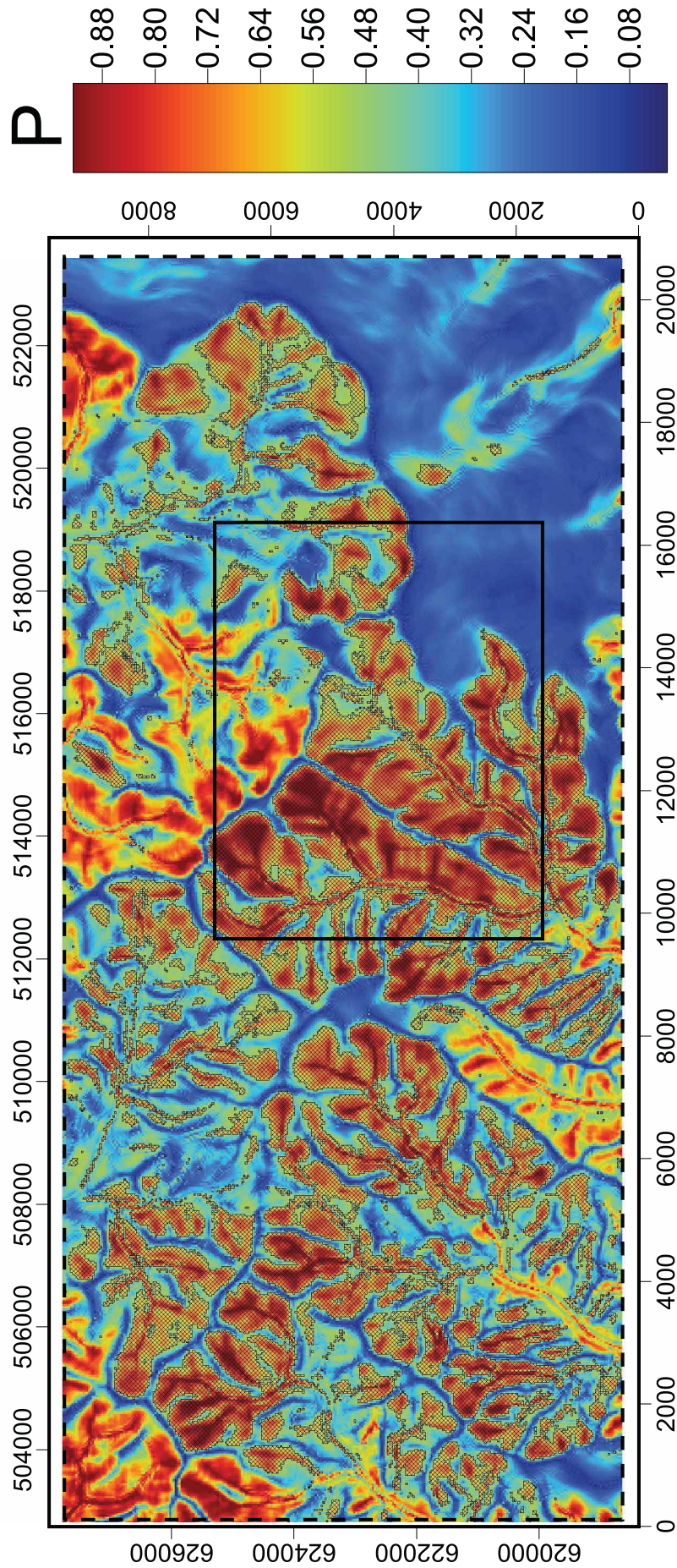


Figura 7.2.9 – Rezultatele estimării probabilității de apariție a procesului de deplasare în masă de tip „debris flow” pentru arealul Călimani (extradomeniul): arealele hașurate au probabilitate mai mare de 0,5

Deoarece este greu de găsit suprafețe de referință reale, pe baza cărora să se estimeze erorile, cele mai utilizabile pentru estimarea nesiguranței sunt suprafețele sintetice, obținute prin aplicarea unor formule matematice asupra unei matrici de coordonate. Pentru a exemplifica un mod de estimare a nesiguranței, am ales o suprafață sinusoidală (care reproduce formele unui relief fluvial generic) și o suprafață de câmp gaussian aleator (cu medie 0 și deviație standard 1), a căror valori de altitudine au fost scalate între valori de 0,1 și 100 m.

Pentru analiza efectelor algoritmului de calcul, au fost selectate trei tipuri de modele geomorfologice intens utilizate. Cel mai simplu model este regresia unei variabile (de exemplu adâncimea solului) cu o serie de covariate (panta și aria de drenaj, sau ambele), pentru a estima variabila în arii fără măsurători. Modelele statistice aditive ca USLE sau RUSLE3D folosesc o serie de indici, multiplicați, pentru a estima eroziunea medie (t/ha), unii din ei conținând și variabile geomorfometrice (USLE panta și RUSLE3D panta și aria de drenaj). Modelele fizice, precum TOPMODEL Beven și Kirkby (1979) or Sednet (<http://www.toolkit.net.au/Tools/DownloadDocumentation.aspx?id=1000229>), folosesc relații fizice pentru a modela scurgerea și eroziunea pe bazine hidrografice (t), încorporând indicele de umiditate topografică (TOPMODEL), USLE pentru estimarea eroziunii în suprafață, sau aria de drenaj în regresie cu eroziunea laterală a malurilor (Sednet).

Eroarea modelelor statistice de tip regresie este formată din eroarea modelului statistic, eroarea de calcul a pantei și erorile de măsurare a adâncimii solului. Considerând valorile de pantă ale suprafețelor matematice și regresia adâncimii solului cu panta (cu valori de 0,1 până la 255 pentru adâncimea solului și de la 0,1 la 90 pentru pantă), definită de ecuația de regresie liniară:

$$\text{Adâncimea solului [cm]} = -2,5 \times \text{Panta} + 225, \quad (7.2.6)$$

chiar și la nivelul $r^2 = 1$, eroarea cauzată de variația valorii pantei ca urmare a algoritmului de calcul, poate fi de maxim 81,5%, dar cel mai frecvent sub 12,08% din valoare maximă a adâncimii solului. Modelele aditive precum USLE sau RUSLE3d, au o participare a erorii datorate algoritmului de calcul mai mică, dar aceasta se poate multiplica, dacă se utilizează mai multe variabile geomorfometrice. Prin considerarea factorilor USLE, $R = 0,5$, $K = 0,5$, $C = 1$, $P = 1$, $L = 22m$, în ec. 7.2.1, variația factorului S poate introduce variații cuprinse între 2 și 12 t/ha. Modelele fizice, precum TOPMODEL și Sednet au cea mai mică participare a erorii introduse de algoritmul de calcul al variabilelor geomorfometrice, proporția din rezultat depinzând de modul de structurare al modelului, dar aceste erori pot crește, dacă pentru anumiți parametri se folosesc estimări bazate tot pe variabilele geomorfometrice.

Variabilitatea valorilor introdusă de modul de calcul al variabilelor geomorfometrice poate fi de până la 81,48%, dar cel mai frecvent sub 16,11% din valoarea finală estimată ca urmare a aplicării modelului (Niculiță, 2011b). Propagarea acestor erori, de la pantă la indicele de umiditate topografică, nu este foarte mare (Temme ș.a., 2009).

Utilizarea mediei valorilor obținute din calculul variabilelor geomorfometrice utilizând diferiți algoritmi, poate fi o tehnică menită să optimizeze și să minimizeze erorile care pot apărea ca urmare a alegerii unui anumit algoritm (Niculiță, 2011b).

7.3 Detecția schimbărilor geomorfologice

Detecția schimbărilor geomorfologice a fost argumentată de diverși autori (Evans ș.a., 2009; James ș.a., 2012) pentru introducerea dimensiunii timp în analiza geomorfologică. Sursele cartografice sunt materiale utile geomorfologilor, pentru că sunt surse de date privind distribuția spațială anterioară a unor procese și forme geomorfologice. Pe lângă informația de poziție orizontală a unor aspecte interpretate (albii, maluri, abrupturi), informația de altitudine conținută de modelul curbelor de nivel se poate utiliza la interpolarea unui MNAȘT și utilizarea tehnicii diferenței MNAȘT (James ș.a., 2012). Dacă unele surse cartografice sunt fundamentate geodezic (sunt construite pe baza unei rețele de nivelment geodezic), altele nu prezintă aceste caracteristici, de aceea este nevoie de o analiză a efectelor utilizării acestor date în geomorfologie, prin diferența MNAȘT.

Pentru analiza acestor aspecte pentru teritoriul României, au fost utilizate hărțile topografice disponibile în Departamentul de Geografie, al Facultății de Geografie și Geologie, Universitatea Alexandru Ioan Cuza din Iași (hărți topografice scara 1:25.000, prima ediție 1960-1965, și a doua ediție 1983-1985) și planurile directe de tragere scara 1:20 000 puse la dispoziție de comunitatea geospatial.org (<http://earth.unibuc.ro/download/planurile-directoare-de-tragere>).

Planurile directe de tragere, scara 1:20 000 au fost întocmite de Institutul Geografic al Armatei, în proiecție conică conformă Lambert-Choleski, reprezentând situația de teren din perioada 1895-1920 (Rus ș.a., 2007). Echidistanța normală este de 20 m, iar cea principală este de 100 m. Cotele altimetrice sunt rare, în schimb hașurile sunt folosite pentru indicarea schimbărilor de pantă. Relieful antropic este reprezentat la nivelul rambleelor, debleelor, amenajărilor hidrotehnice și abrupturilor antropice. Informații privind datumul vertical nu sunt disponibile, în general altitudinile corespunzând hărților topografice 1:25.000.

Hărțile topografice 1:25.000 în proiecție Gauss-Kruger au ca datum vertical Sistemul Marea Baltică 1942. Echidistanța normală este de 5 m la deal și podiș, și 10 m la munte, iar cea principală este de 25, respectiv 50 m. Curbele ajutătoare au echidistanță de 2,5, respectiv 5 m. Datele altitudinale sunt completate de cote altimetrice, de abrupturi, de forme antropice și de rețeaua hidrografică. Aceste informații suplimentare pot constrânge suprafața MNAȘT, așa cum s-a menționat la sect. 3.3.3.1, asigurând precizie analizei.

Pentru a se exemplifica detecția schimbărilor geomorfologice, utilizând materialul cartografic menționat, s-au ales trei zone în care sunt prezente o serie de procese geomorfologice dinamice.

7.3.1 Sectorul Căiuți al văii Trotușului

Sectorul Căiuți, se încadrează cursului subcarpatic al văii Trotușului, mai precis sectorului Târgu Trotuș - Burcioaia (Dumitriu, 2007). În acest areal albia Trotușului este dezvoltată în depozite pleistocen-cuaternare, și înregistrează cea mai mare rată de migrare laterală (în perioada 1895-1974) (Ichim și Rădoane, 1985). Acest sector este caracterizat de o succesiune de sectoare erozionale și de acumulare, cele de eroziune având extensie mai mare, dar intensitatea eroziunii fiind redusă. Aceeași autori remarcă dezvoltarea unor conuri aluviale în albia majoră.

Pentru sectorul menționat, a fost studiată evoluția albiei majore pentru intervalul 1920-1984, prin tehnica diferenței MNAȘT. Curbele de nivel, cotele topografice, rețeaua hidrografică și liniile de relief extrase de pe hărțile topografice edițiile 1920, 1960 și 1984, au fost îndesite, conform metodologiei prezentate la 3.3.3.1, și interpolate prin metoda MBS, obținându-se MNAȘT cu rezoluție de 10 m.

Pentru conul aluvial al pârâului Popeni se poate observa evoluția regresivă, prin retragerea curbelor de nivel de 155 și 165 m, spre apexul acestuia. Pentru situația 1920 este posibilă existența a două etaje de con, unul superior, comun cu al pârâului Căiuți, și unul inferior, erodat de Trotuș, ulterior realizându-se eroziunea amândurora. După 1960 cursul pârâului Popești a fost regularizat, iar conul acestuia s-a refăcut, dar nu la dimensiunile din 1920.

Pentru albia minoră a râului Trotuș, în sectorul Căiuți se poate observa trecerea de la un sector de agardare, la unul de degradare, pentru perioada dintre 1920 și 1960, punctul de trecere fiind situat în zona de vărsare a pârâului Căiuți, regularizat în 1960. Situația se poate explica dacă se consideră că, conul aluvial al pârâului Căiuți, în formare, a creat un nivel local către care s-a realizat o slabă acumulare, iar aval, datorită diferenței de nivel se creează eroziune, chiar dacă în această perioadă are loc și consumarea conului aluvial al pârâului Popești, cu flux de sedimente. Pentru perioada 1960-1984 se remarcă schimbarea sensului de evoluție, cu degradare amonte de vărsarea pârâului Căiuți, și agardare în aval. Explicația situației poate fi legată de faptul că acest sector se află aval de postul hidrometric Vrânceni, pentru care Rădoane ș.a. (1991) din analiza variației patului albiei indică o tendință de agardare cu ~ 80 cm, pentru perioada 1963-1985. Se poate considera că unda de agardare de la Vrânceni, are în aval o undă de degradare, care a migrat spre aval, mai ales pe fondul stabilizării conului pârâului Căiuți. Agardarea aval de vărsarea pârâului poate fi pusă pe seama fluxului intens de aluviuni datorită perioadei ploioase 1970-1980 și a regularizării cursului. Pentru arealul aval de vărsarea pârâului Popești se poate observa concordanța dintre aportul aluvionar al acestuia, împingerea albiei Trotușului spre nord,

și evoluția agrațională a patului albiei acestuia. Aval de conul aluvial Popești se remarcă o agrație mai redusă.

Situația topografică aferentă planurilor directe de tragere este cea mai supusă erorilor, deoarece echidistanța este de 20 m, pe conul aluvial studiat regăsindu-se doar o curbă de nivel. Semnele convenționale de tip hașură pot fi folosite cu succes pentru creșterea rezoluției în aceste zone și modelarea reliefului. Rămâne în schimb eroarea introdusă de datumul vertical, care în cazul planurilor directe de tragere nu este specificat cu precizie. Se poate estima că eroarea verticală este sub jumătate din echidistanță, adică sub 10 m. În privința influenței acestor erori asupra semnificativității geomorfologice prezentate, se poate estima că la ± 5 m, semnificație geomorfologică nu se schimbă. Pentru hărțile topografice scara 1:25.000, eroarea estimată este de $\pm 2,5$ m, semnificație geomorfologică rămânând neschimbată.

7.3.2 Formațiunile erozionale din arealul Păltinoasa-Berchișești

Arealul Păltinoasa-Berchișești al versantului stâng al văii Moldovei este secționat de o serie de formațiuni erozionale torențiale, cu adâncimi care permit reprezentarea pe hărțile topografice, și pe MNAȘT.

Metodologia de obținere a MNAȘT este identică cu cea prezentată la secț. 7.3.1. Semnificativitatea geomorfologică a planurilor directe de tragere este mică în cazul acestei zone, deoarece la altitudini mici, suprafața obținută de pe acestea se află sub suprafața hărților topografice, pe când la altitudini mari situația se schimbă. De aceea, erorile nu pot fi puse pe seama unei deplasări laterale a suprafeței planurilor directe. Și altitudinea albiei majore a Moldovei susține această teorie, ea fiind mai mare decât cea aferentă hărților topografice, fapt aflat în contradicție cu tendința de ridicare a suprafeței conurilor aluviale de la baza versantului văii Moldovei, susținută de suprafața hărților topografice.

Analiza diferențelor dintre altitudinile suprafețelor hărților topografice susține într-o anumită măsură evoluția geomorfologică a versantului văii Moldovei și a albiei majore. Adâncirea și avansarea organismelor torențiale din 1960 până în 1984 și ridicarea suprafeței conurilor aluviale din albia majoră se poate argumenta. Amploarea situațiilor inverse, mai ales la nivelul culmilor, poate indica faptul că nivelul erorilor poate avea același nivel de undă cu schimbările geomorfologice ale topografiei, de aceea posibilitatea de a releva evoluția este chestionabilă în acest caz.

7.3.3 Arealul minier Negoii Românesc – Pietricelu – Călimani

Masivul Călimani în arealul vârfurilor Negoii Românesc (1883 m) și Pietricelu (1975 m) a fost supus unei activități miniere, care a presupus excavarea și depozitarea unor volume importante de roci. S-a format un relief antropic, dominat de prezența carierelor și a haldelor.

Metodologia de obținere a MNAȘT este identică cu cea prezentată la 7.3.1, cu mențiunea că utilizarea planurilor directe de tragere nu a fost necesară, iar pentru relevarea situației actuale a lucrărilor miniere, au fost utilizate MNAȘT SRTM3 și ASTER GDEM.

Diferențele dintre suprafețele hărților topografice sunt consistente cu evoluția antropică a zonei, relevând cariera de pe versantul estic, și haldele de pe versantul estic și cel nord-estic. Profilul topografic indică o eroare la nivelul vârfului Negoii Românesc, cuprinsă între 5 și 15 m, depășind eroarea de ± 5 m, a curbelor de nivel. Această situație relevă diferențe între curbele de nivel ale celor două hărți topografice, și care nu pot fi puse pe seama modelării MNAȘT.

Datele SRTM și ASTER GDEM indică adâncirea carierei și creșterea nivelului haldelor. O analiză asemănătoare a fost realizată de către pe hărți 1:5.000 de Condorachi (2008), dar autorul nu specifică date cantitative privind magnitudinea diferențelor, cu care să le putem compara în cazul analizei noastre.

Metoda diferenței MNAȘT este foarte utilă în relevarea schimbărilor apărute la suprafața scoarței terestre. În această abordare calitatea și precizia surselor de date este esențială, deoarece influențează direct concluziile. Pentru a se putea analiza semnificativitatea geomorfologică, este nevoie de o analiză a erorilor (ca diferențe dintre MNAȘT în zone în care schimbarea geomorfologică este puțin probabilă), care să releve existența unor deviații verticale sau orizontale ale suprafeței. Eventualele variații verticale sau orizontale se pot corecta, dacă au aceeași magnitudine la nivelul întregii zone studiate. Neuniformitatea acestor variații face imposibilă utilizarea surselor de date respective. O atenție deosebită trebuie acordată

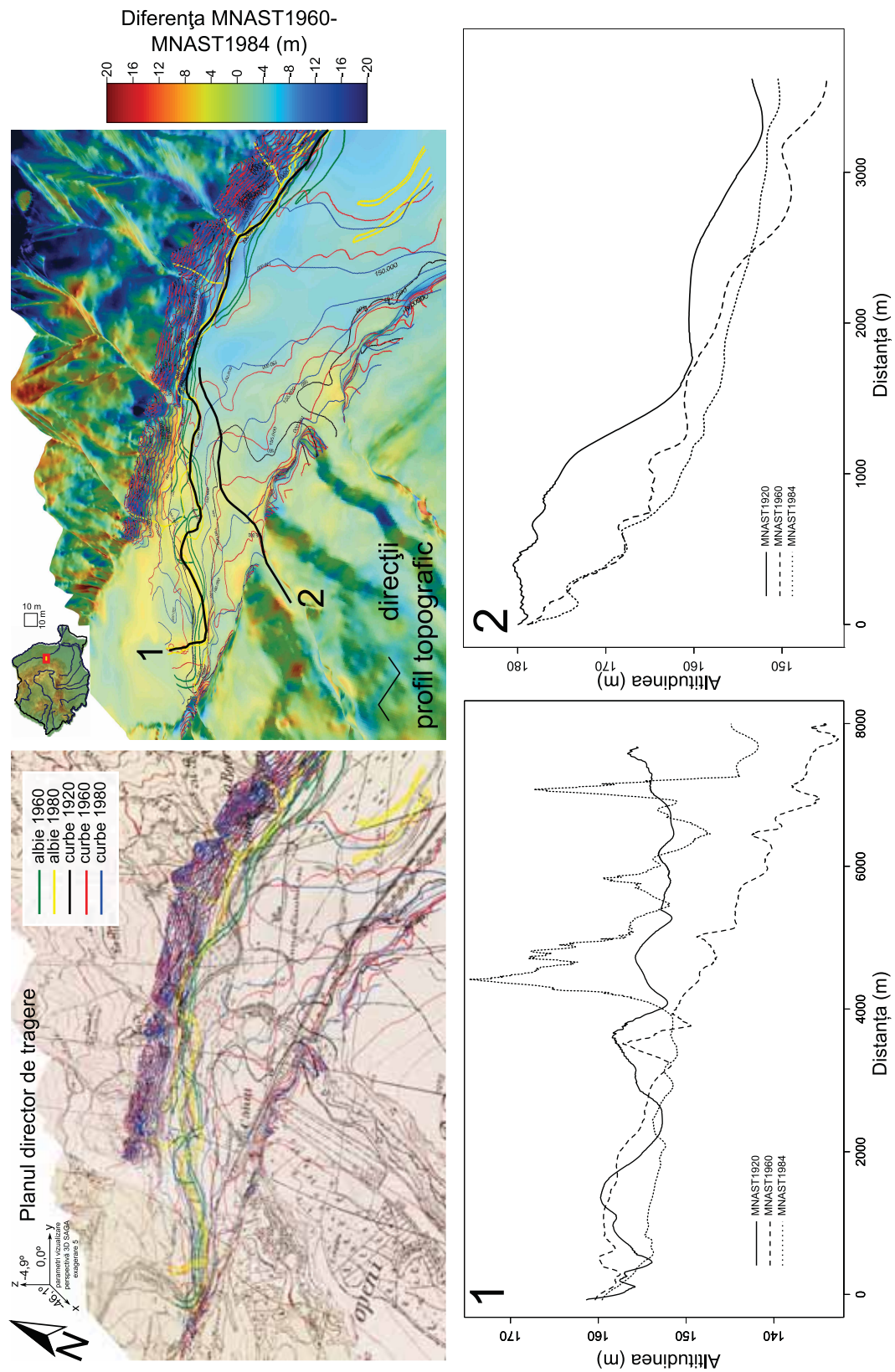


Figura 7.3.1 – Valea Troțușului în zona localității Căiuți

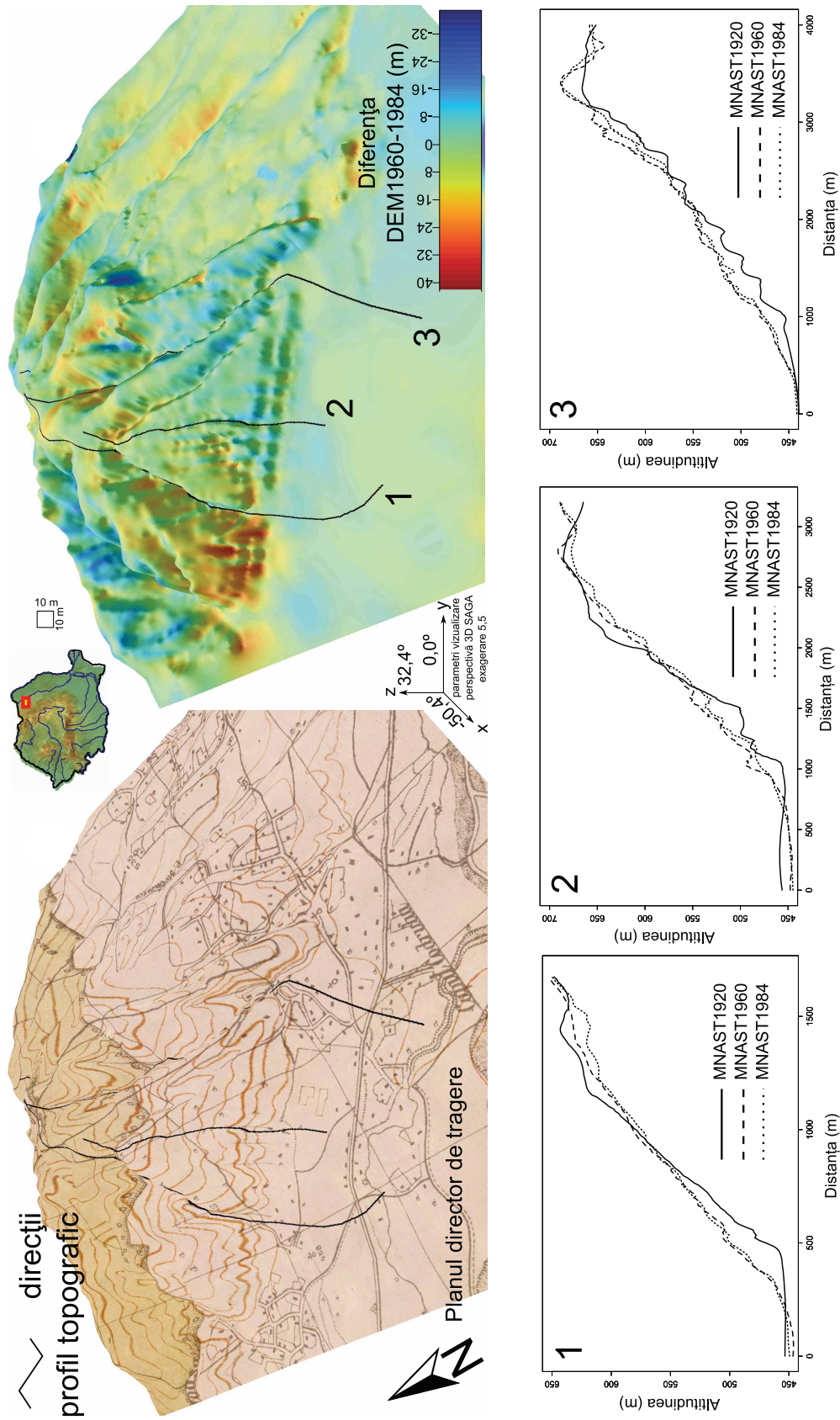


Figura 7.3.2 – Ravenele din arealul Pălinoasa-Berchișești

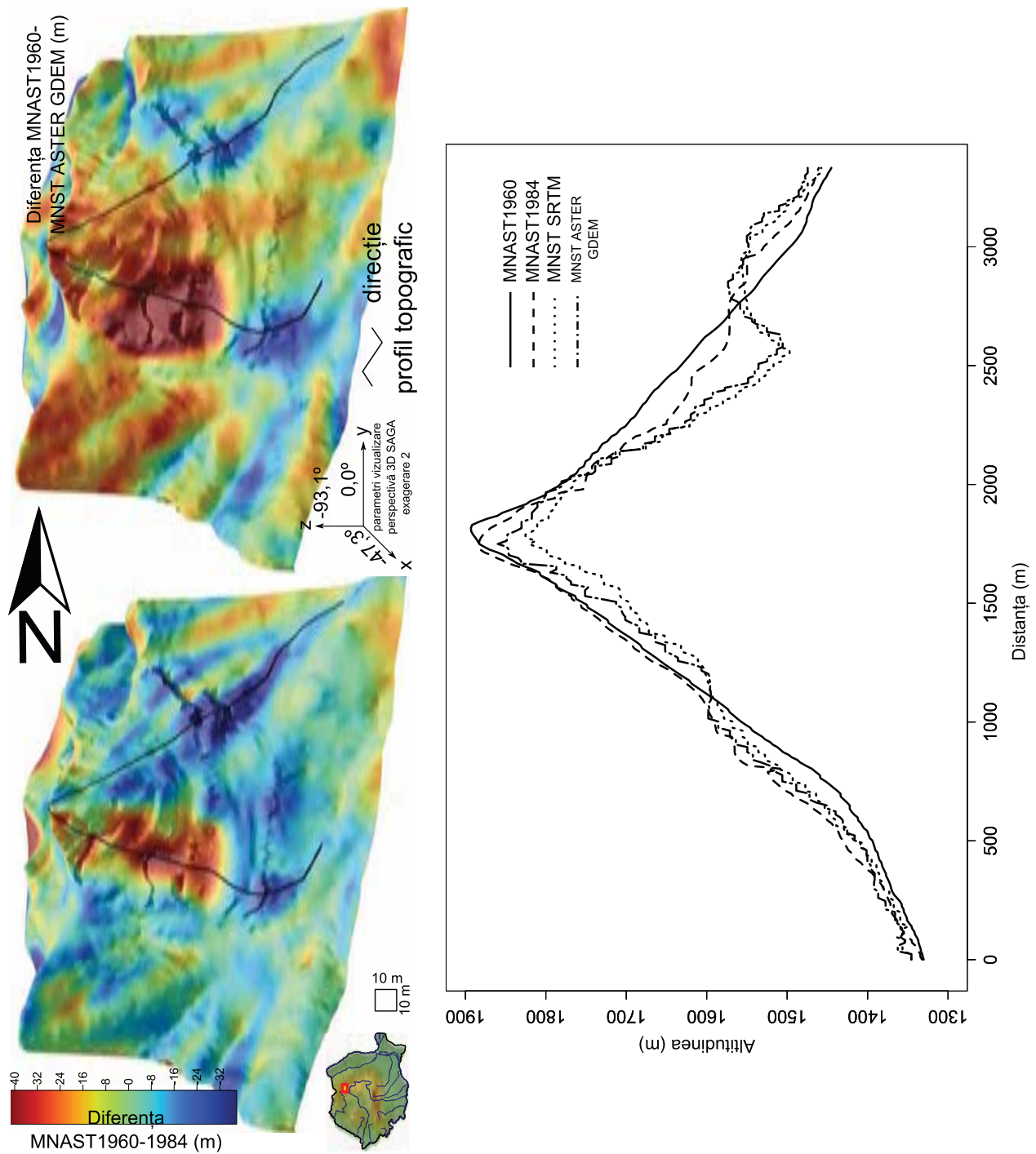


Figura 7.3.3 – Cariera Negoiiu Românesc - Pietricelul

și rezoluției suprafeței studiate, a cărei lungime de undă minimă trebuie să fie mai mică decât formele de relief studiate.

7.4 Analiza reliefului de cueste din Podișul Moldovei

Relieful structural din Podișul Moldovei este dominat de cueste și de văile structurale (Ioniță, 2000). Pe acest fond structural, formele sculpturale degradează formele de relief structurale. Caracteristicile principale ale reliefului de cueste sunt asimetria (Davis și Snyder, 1898; Selby, 1985) și deplasarea monoclinală (Thornbury, 1966), prezente la nivelul Podișului Moldovei, cu o serie de caracteristici locale.

Ioniță (2000) propune teoria dublei asimetrii, dată de faptul că stratele geologice înclină slab (8-12 m la 1 km) spre sud-est (“deep”), cu orientare (“strike”) vest-est (~N45E), și manifestată prin prezența a două tipuri de cueste:

- cuestele cu frunte de expoziție nordică și revers de expoziție sudică, corespunzătoare “asimetriei de ordinul I”;
- cueste cu frunte de expoziție vestică și revers de expoziție estică, corespunzătoare “asimetriei de ordinul II”.

Această conformație a reliefului de cueste, și care determină apariția unor văi consecvente, cu profil transversal asimetric, este controlată de raportul dintre rețeaua hidrografică și structura geologică.

O serie de aspecte complică situația teoretică prezentată mai sus:

- evoluția tectonică diferită a zonei nordice față de zona sudică (Matenco ș.a., 2007);
- prezența unor falii și a unor retrageri și reveniri succesive ale mării miocene (Pohrib ș.a., 2012);
- litologia, prin prezența “plăcii” de calcare oolitice (care determină apariția unor platouri structurale) și a complexului cineritic (care determină apariția unor umeri de vale în Colinele Tutovei, conform lui Niacșu, 2009);
- evoluția locală a rețelei hidrografice.

În contextul prezentat mai sus, geomorfometria este în măsură să prezinte situația surprinsă de MNAȘT prin analiza geomorfometrică. Aceasta presupune atât analiza geomorfometriei generale, respectiv a expoziției pixelilor, cât și la nivelul geomorfometriei specifice, respectiv a delimitării versanților și cuestelor și a expoziției acestora.

7.4.1 Schemă de clasificare a reliefului de cueste din Podișul Moldovei

Zona de studiu este reprezentată de aria geologică delimitată utilizând hărți geologice scara 1:200 000, a Platformei Moldovenești, cu mascarea ariilor de relief fluvial aferente Siretului și afluenților săi montani. Modelul utilizat a fost MNST-ul SRTM, cu o rezoluție de 30 m, reșapat prin kriging din datele SRTM3 USGS, în proiecție Stereo 70.

Asimetria morfologică provenită din structura geologică, se aplică atât la nivelul văilor, cât și al interfluviilor, putând constitui principalul criteriu de clasificare al acestora. Deoarece văile și interfluviile au în comun versanți, o clasificare catenară a fost aplicată, separând: culmi, versanți și albiile majore (care includ și albiile minore). Mai apoi, pe criterii de expoziție versanții pot fi clasificați drept frunți sau reversuri. Criteriul de expoziție este consecvent cu teoria dublei asimetrii (Ioniță, 2000), de aceea a fost utilizat la delimitarea tipurilor de versanți. Aceste aspecte asigură modelul conceptual și semantic prealabil, necesar aplicării clasificării reliefului de cueste.

Variabilele geomorfometrice utilizate în clasificare sunt: panta (algoritmul 2FD, implementat în GRASS GIS), aria totală de drenaj (algoritmul D8, din SAGA GIS), înălțimea normalizată (SAGA GIS), media și deviația standard ale acestora calculate pe fereastră glisantă de 3×3 pixeli. Clasificarea a fost realizată în trei pași, conform schemei din Fig. 7.4.2.

Pe baza ariei totale de drenaj, utilizând criteriul de 0.9 km² s-a început trasarea rețelei hidrografice. Ulterior aceasta a fost filtrată, eliminându-se segmentele mai scurte de 1 km. Varianta raster a rețelei a fost utilizată la crearea clasei de albiile minore. Albiile majore au fost delimitate utilizând înălțimea normalizată, media și deviația standard focală a acestora: pixelul de albie majoră este acel pixel care are

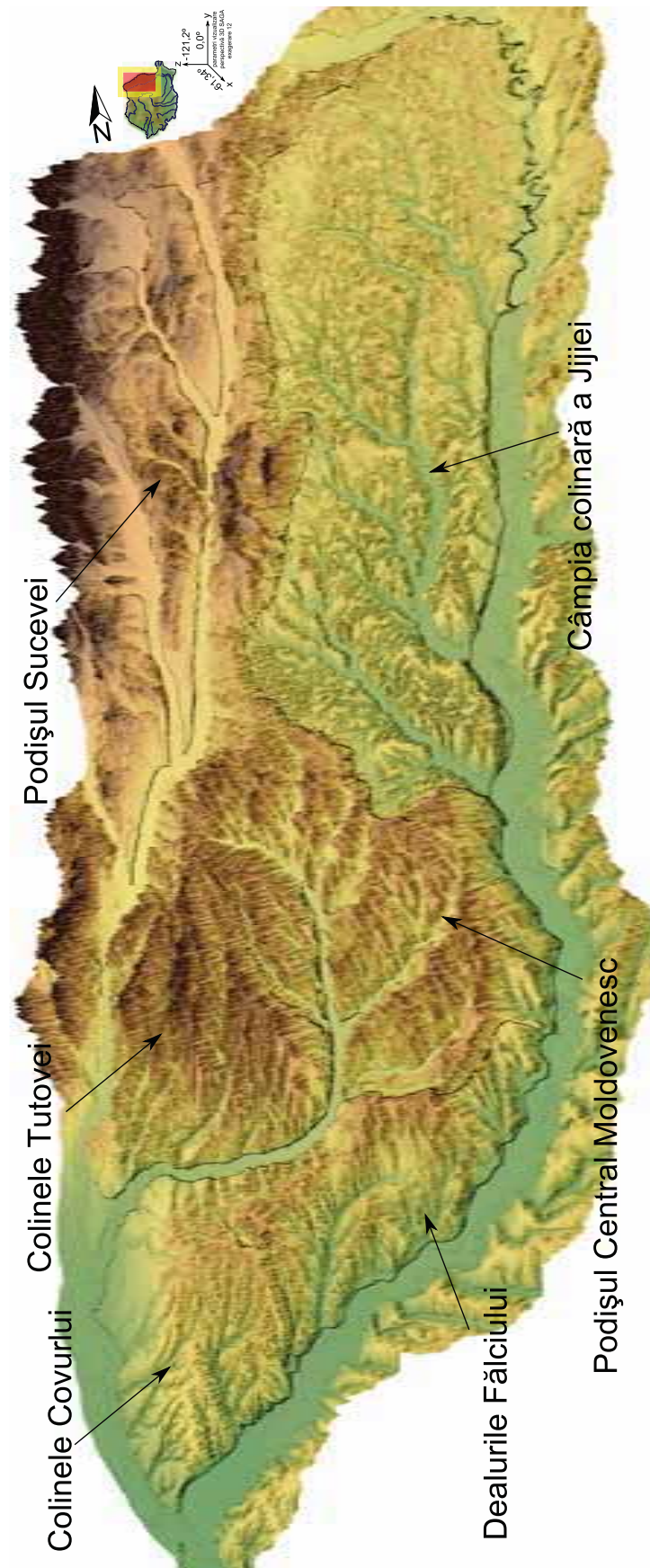


Figura 7.4.1 – Perspectivă 3D a MNAȘT SRTM la nivelul Podișului Moldovei

înălțimea standardizată mai mare decât 0,15 și deviația standard focală mai mare decât media focală. Prezența artefactelor în lunci, date de construcții antropice au fost eliminate prin eliminarea insulelor din cadrul poligonului care delimitează luncile. Culmile au fost delimitate pe baza criteriului ca aria totală de drenaj să fie mai mică de 900 m². Versanții sunt ariile neclasificate conform criteriilor de mai sus, separându-se patru clase de versanți funcție de expoziție: N (315 ° - 45 °), E (45 ° - 135 °), S (135 ° - 225 °) și V (225 ° - 315°). O dată realizată clasificarea, rasterul obținut a fost transformat în vector, iar acesta a fost filtrat pentru a îndepărta poligoanele cu suprafață mai mică de 5 km². Rezultatele clasificării sunt reprezentate în Fig. 7.4.3 și 7.4.4 pentru două areale reprezentative.

Se poate observa în arealul Sârca - Podu Iloaiei prezența atât a frunților cu expoziție nordică și reversurilor cu expoziție sudică, aparținând asimetriei de ordinul I (cf. Ioniță, 2000), cât și a frunților cu expoziție vestică și a reversurilor cu expoziție estică, aparținând asimetriei de ordinul II. Proportia cuestelor aparținând ambelor tipuri de asimetrii este aproximativ egală.

În arealul Tutova cuestele aparținând asimetriei de ordinul II sunt mai extinse, decât cele aparținând asimetriei de ordinul I.

După realizarea clasificării versanților cuestiformi, pentru a realiza analiza acestora a fost nevoie de o filtrare, pe baza suprafeței și a unor parametri de formă ai poligoanelor, pentru a elimina versanții cuestiformi cu suprafețe mici și datorati afluenților obsecvenți și reconvexenți de ordine Horton-Strahler mici.

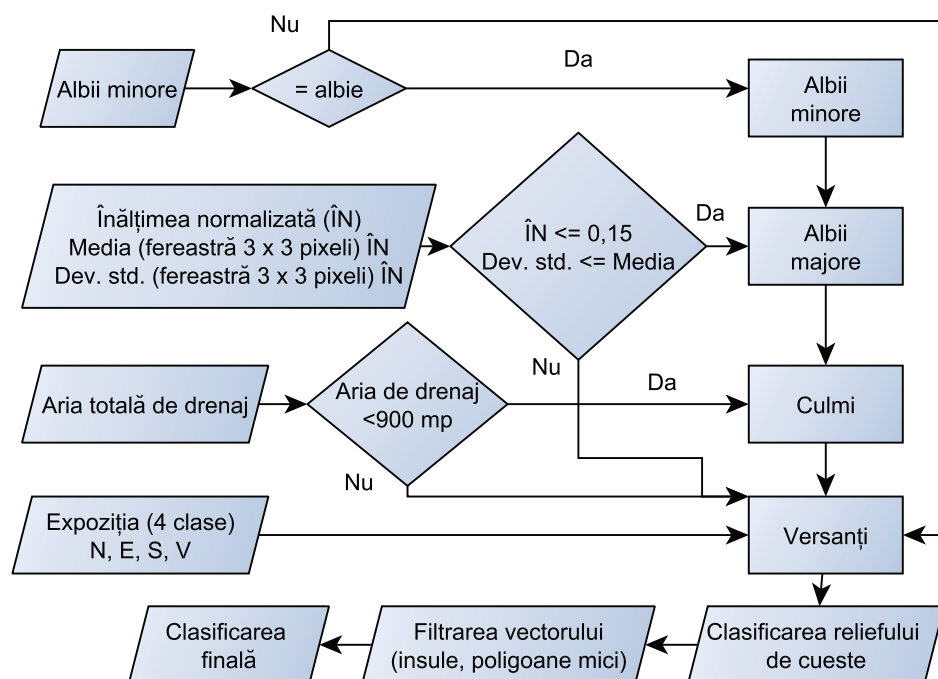


Figura 7.4.2 – Schema de clasificare a reliefului de cueste din Podișul Moldovei

7.4.2 Geomorfometria reliefului de cueste

Geomorfometria generală (la nivelul pixelilor) și cea specifică (la nivelul obiectelor geomorfometrice versanți) a Podișului Moldovei relevă următoarele aspecte, prin analiza descriptivă a distribuției expoziției versanților (albiile majore, albiile minore și culmile au fost eliminate):

- pe întreaga suprafață a podișului, domină ca suprafață expozițiile estice și vestice, urmate de cele sudice și apoi de cele nordice;

- la nivelul obiectelor geomorfometrice versanți situația se repetă, fapt ce întărește concluzia că la nivelul Podișului Moldovei “asimetria de ordinul II”, este o realitate;
- în privința repartiției pe subdiviziuni ale Podișului Moldovei, “asimetria de ordinul II” este cea mai evidentă la nivelul Câmpiei Colinare a Jijiei, Podișului Central Moldovenesc și Colinelor Tutovei, în restul subunităților proporția celor două tipuri de asimetrii fiind asemănătoare.

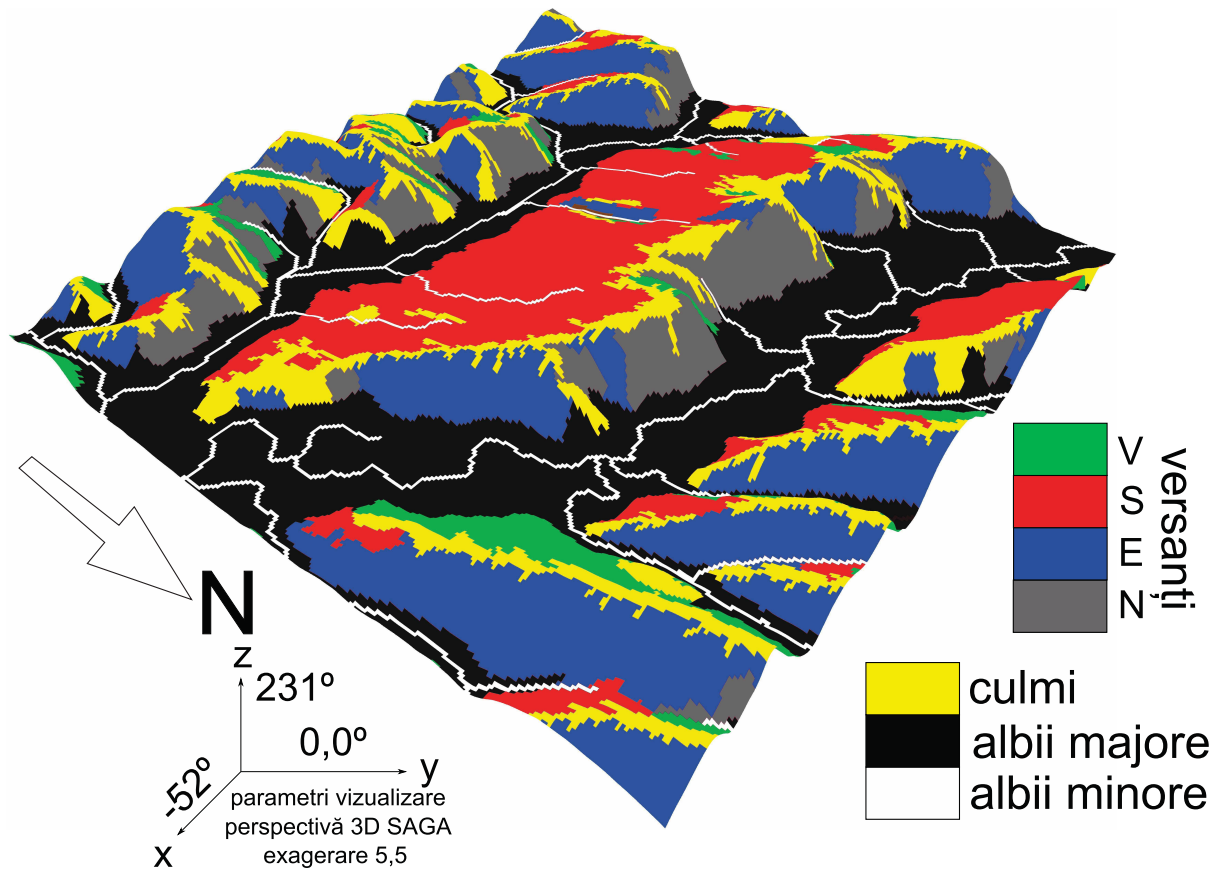


Figura 7.4.3 – Clasificarea reliefului de cuate în arealul Sârca - Podu Iloaiei

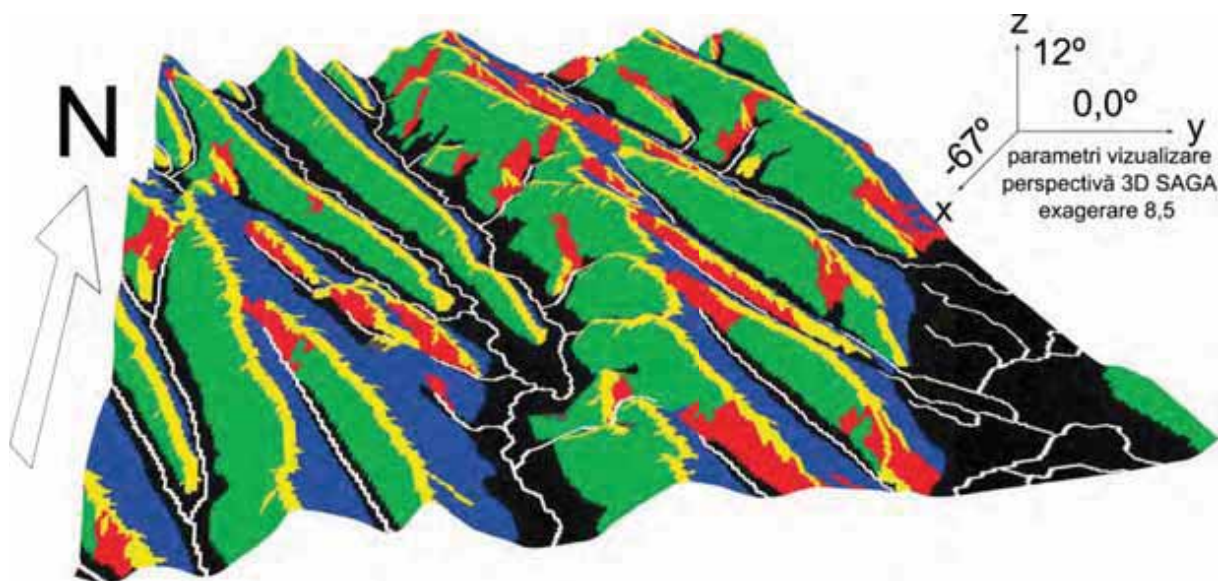


Figura 7.4.4 – Clasificarea reliefului de cuate în arealul Tutova

Analizând modul de organizare a versanților cuestiformi, se pot identifica o serie de tipuri de cueste:

- cueste tipice, care dezvoltă o singură frunte și un singur revers, aparținând doar uneia dintre cele două asimetrii;
- cueste compuse, care dezvoltă două tipuri de frunți, și două tipuri de revers, aparținând ambelor tipuri de asimetrii.

Cuestele compuse apar în general prin evoluția văilor reconstituite și obsecvente în generațiile de cueste apărute inițial prin deplasare monoclină. Este exemplul cuestelor din Câmpia Colinară a Jijiei, unde cuestele de ordinul I, au apărut ca urmare a deplasării monoclinale a Bahluiului și Jijiei spre sud, pe măsură ce acest proces evolua, afluenții celor două artere hidrografice impunând apariția versanților cuestiformi specifici asimetriei de ordinul II.

Cuestele compuse sunt foarte frecvente, cu diverse combinații de versanți, fiind nevoie eventual de o ierarhizare a versanților cuestiformi, funcție de ierarhia rețelei hidrografice, și eventual reconstituirea cuestelor primare (prin tehnici de generalizare a MNAȘT).

7.5 Cartarea geomorfometrică a reliefului României

Cartarea geomorfologică este văzută ca finalitate a cercetării geomorfologice a unei zone în unele țări (Evans, 2005), sau ca parte a abordării descriptive a formelor suprafeței terestre (Richards, 2005). Pe lângă utilizarea SIG în desenarea hărților geomorfologice digitale (Gustavsson ș.a., 2006; Rădoane și Rădoane, 2007; Mihai ș.a., 2008; Gustavsson ș.a., 2008; Dobre ș.a., 2011), rezultatele geomorfometriei moderne (Wilson și Gallant, 2000a; Hengl și Reuter, 2009; Smith, 2011) au potențialul de a rezolva îngrijorarea că în cartarea geomorfologică există tendința de a se face trecerea către “artă”, “Ikebana” și “știința a peisajului” (Yatsu, 1966) mai mult, decât către geomorfologie. Acest lucru este valabil, atât pentru scări mari, cât și pentru scări mici de lucru. Din acest punct de vedere, există un potențial imens în privința acoperirii unor areale extinse la scări mici, prin cartare geomorfometrică.

Cartarea geomorfologică se face prin asocierea formelor suprafeței terestre (cuantificabilă de către geomorfologie) cu procesele geomorfologice (Evans, 2005), modele care se pot asocia unor sisteme proces-formă (similare cu cea ce Huggett, 1975, sugerează în știința solului, ca sisteme sol-teren), sau prin fotointerpretarea imaginilor aeriene. În continuare prezentăm crearea unei hărți geomorfometrice a regiunii Iași la scara 1:100 000 (L-35-32) obținută prin diverse abordări ale tehnicilor geomorfometrice. Evans (2005) consideră “hărțile morfometrice”, reprezentarea grafică a variabilelor geomorfometrice, cum ar fi panta sau curbura, etc., (expresie cantitativă a formei suprafeței terestre), pe când hărțile morfografice reprezintă **morfologia/morfografia** (studiul formei), expresie calitativă a formei suprafeței terestre (Waters, 1956; Savigear, 1965, 1967). În cadrul geomorfometriei moderne este clar că distincția dintre morfometrie și morfografie dispare, mai ales că o serie de aspecte cantitative (plat, concav, convex) devin cuantificabile doar prin limite cantitative. Identificarea și cartarea unităților de formă elementare, numite și elemente (MacMillan și Shary, 2009) sau segmente de relief (Minar și Evans, 2008) este o finalitate a clasificărilor geomorfometrice ale reliefului (MacMillan și Shary, 2009). Astfel, pe lângă reprezentarea grafică a variabilelor geomorfometrice, hărțile și cartarea geomorfometrică ar trebui să reprezinte grafic obiectele geomorfometrice (segmente ale suprafeței terestre).

O metodologie supervizată de clasificare a suprafeței terestre pe baza curburilor în plan și profil (Schmidt și Hewitt, 2004) a fost utilizată pe datele SRTM pentru a obține 15 clase de curbura a suprafeței. Valoarea prag pentru zonele plane a fost aleasă valoarea de 0,1 grade, respectiv 0,001 [1/m]. Deși limitele clare sunt greu de identificat, în geomorfologie există o serie de limite considerate clare, create de procese geomorfologice. Acestea sunt culmile, canalele de drenaj, inflexiunile curburii care delimitează zonele plate de cele curbe, etc. Metode împrumutate din procesarea imaginilor, cum ar fi detecția gradientilor/marginilor (Jenčo și Pacina, 2009), se pot utiliza pentru a identifica astfel de linii de relief, utilizând ca date de intrare variabile geomorfometrice. Un algoritm de detecție a marginilor implementat în SAGA GIS (modulul Image Segmentation – ViGrA, funcția ViGrA - Edge Detection, metoda operatorului Canny, cu parametri de scară și valoare prag) a fost aplicată curbura în profil, pentru identificarea liniilor de inflexiune concavă sau convexă în profil.

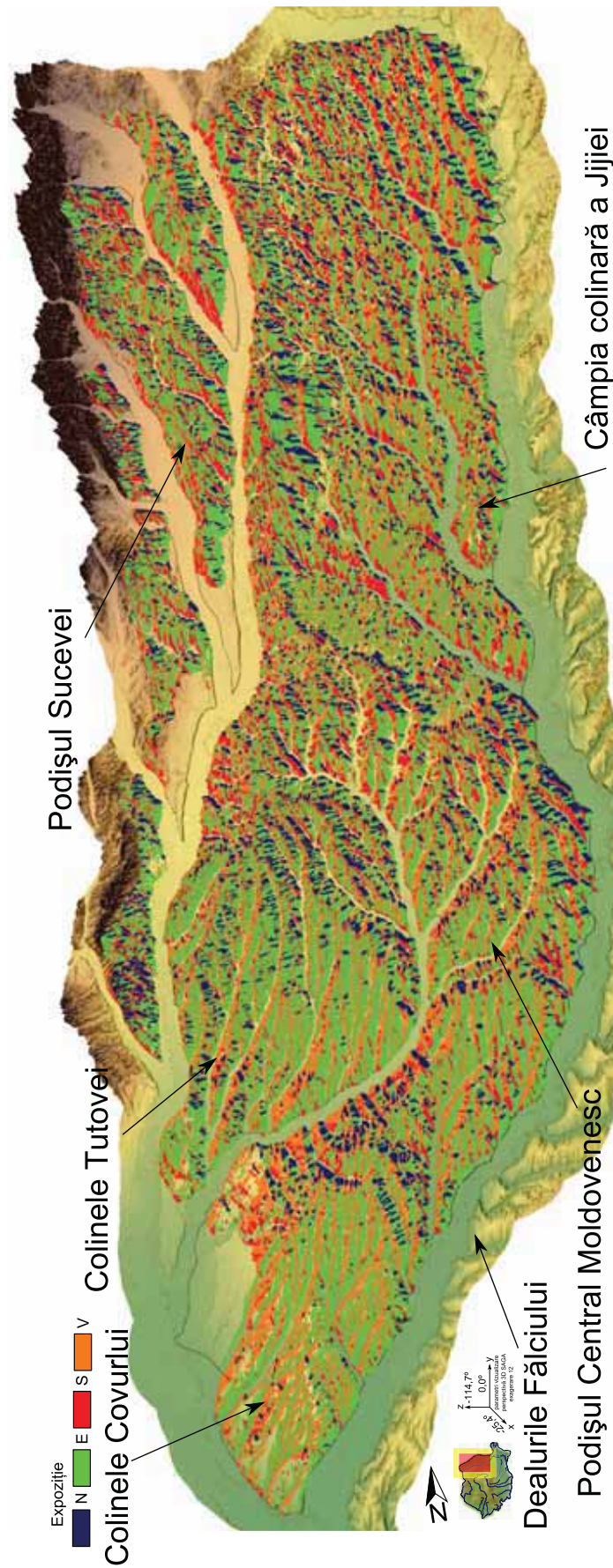


Figura 7.4.5 – Perspectivă 3D a distribuției spațiale a versanților de tip cuestas la nivelul Podișului Moldovei

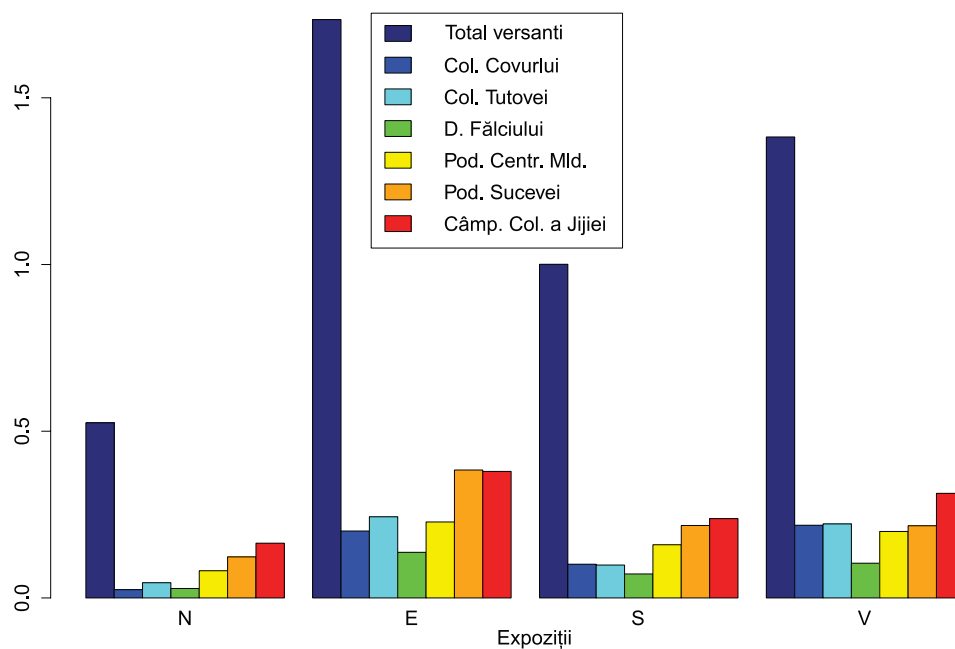


Figura 7.4.6 – Distribuția expoziției pixelilor de versant în Podișul Moldovei

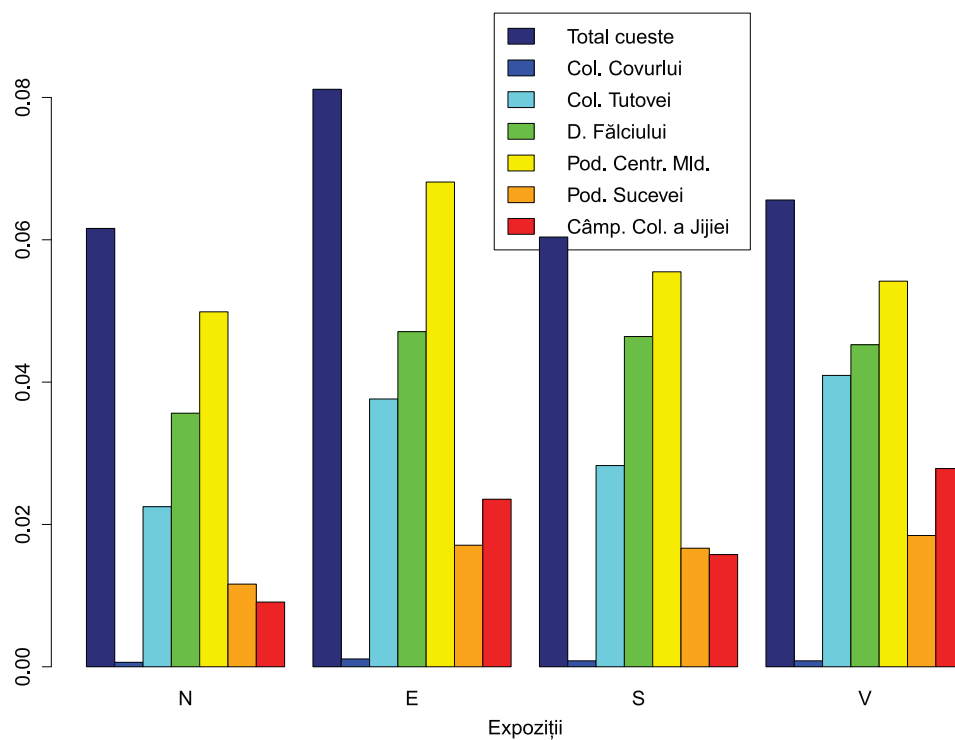


Figura 7.4.7 – Distribuția expoziției versanților de tip cuestă în Podișul Moldovei

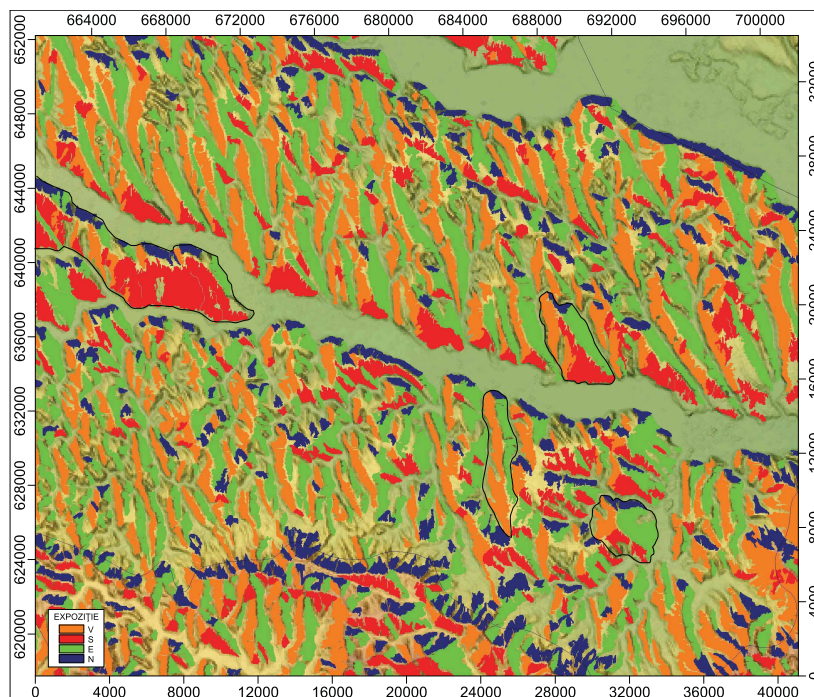


Figura 7.4.8 – Distribuția spațială a versanților de tip cuestă la nivelul contactului Câmpiei Colinare a Jijiei cu Podișul Central Moldovenesc (poligoanele delimitate cu linie neagră reprezintă propunerea de agregare în cueste)

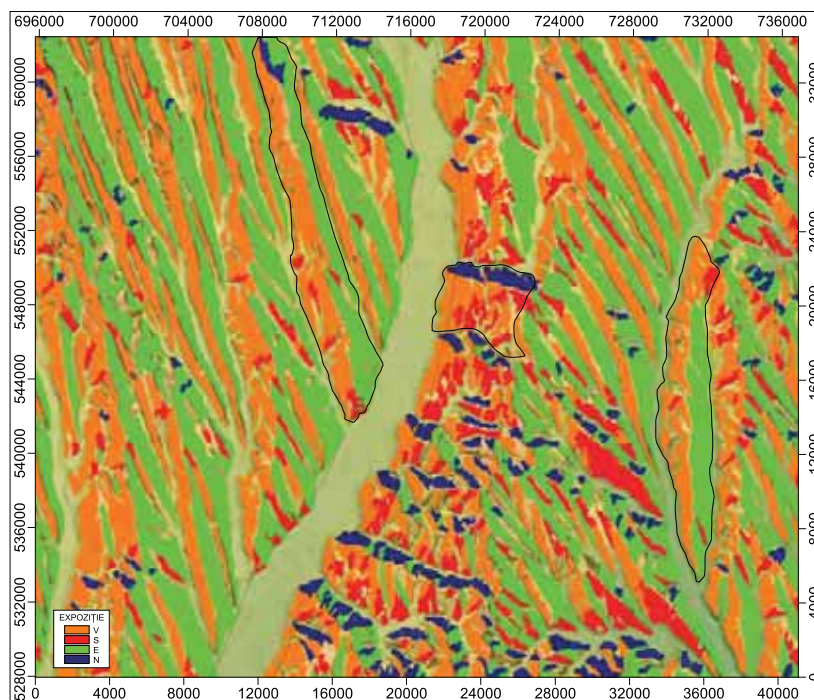


Figura 7.4.9 – Distribuția spațială a versanților de tip cuestă la nivelul Colinelor Tutovei și Dealurilor Fălciului (poligoanele delimitate cu linie neagră reprezintă propunerea de agregare în cueste)

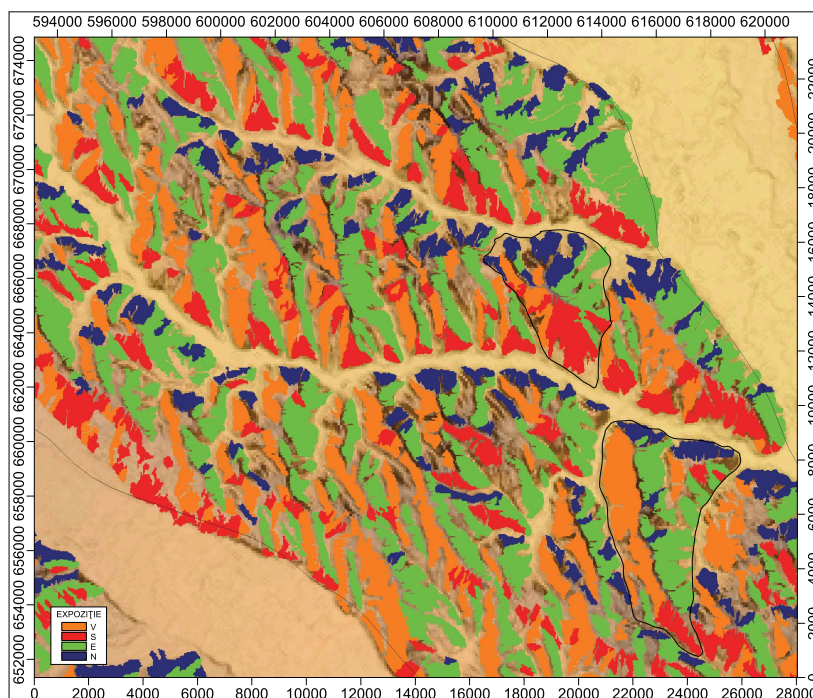


Figura 7.4.10 – Distribuția spațială a versanților de tip cuestă la nivelul Podișului Fălticeniilor (poligoanele delimitate cu linie neagră reprezintă propunerea de agregare în cueste)

Rezultatele sunt prezentate în Fig. 7.5.1, pentru un areal din regiunea Iași aferent nomenclaturii L-35-32, a hărților în proiecție Gauss-Krueger. O astfel de hartă geomorfometrică poate fi utilizată mai departe pentru agregarea claselor de curbură, în forme de relief.

Deși clasificarea propusă de Schmidt și Hewitt (2004), este considerată a descrie în totalitate clasele de curbură ale suprafeței terestre, rezultatele arată fie o problemă a modelului numeric al altitudinii suprafeței terenului, fie a metodei de clasificare, deoarece o serie de clase nu se regăsesc, iar ponderea celorlalte este foarte diferită, fapt observat anterior (Niculiță și Rusu, 2010) pentru modele numerice bazate pe curbe de nivel. O rezolvare poate fi legată de considerarea multi-scării printr-o tehnică similară cu cea descrisă de Gorini (2011).

Se poate concluziona că prin delimitare obiectelor geomorfometrice și agregarea acestora în forme de relief există potențialul de obiectivizarea a delimitării formelor de relief și de automatizarea a procedurilor, astfel încât să se poată acoperi areale extinse, la scări mici de studiu.

7.6 Regionarea geomorfometrică a reliefului României

Regionarea este o metodă de analiză în geografie care își propune delimitarea unor areale în care variația spațială a caracteristicilor geografice variază îndeajuns de slab pentru ca acele zone să fie considerate omogene (Fenneman, 1916; Berry, 1964). Deși considerată de natură istorică în geografie, ca ramură, regionarea rămâne utilă, mai ales pentru aplicațiile practice de management al resurselor sau de intervenție umană.

Cel mai adesea, critica adusă regionalizării este dată de subiectivitatea unor criterii de stabilire a limitelor între regiuni, și de imposibilitatea de a identifica un set de criterii complet prin care o regiune să fie delimitată spațial cu precizie. Conceptul de multi-scară afectează și regionarea geomorfologică, existând diverse ierarhii la care se poate aplica regionarea. În acest demers ideal este de a delimita areale spațiale cât mai reduse, după care utilizând metode statistice, gruparea acestora în regiuni ierarhic superioare să devină obiectivă și bine definită.

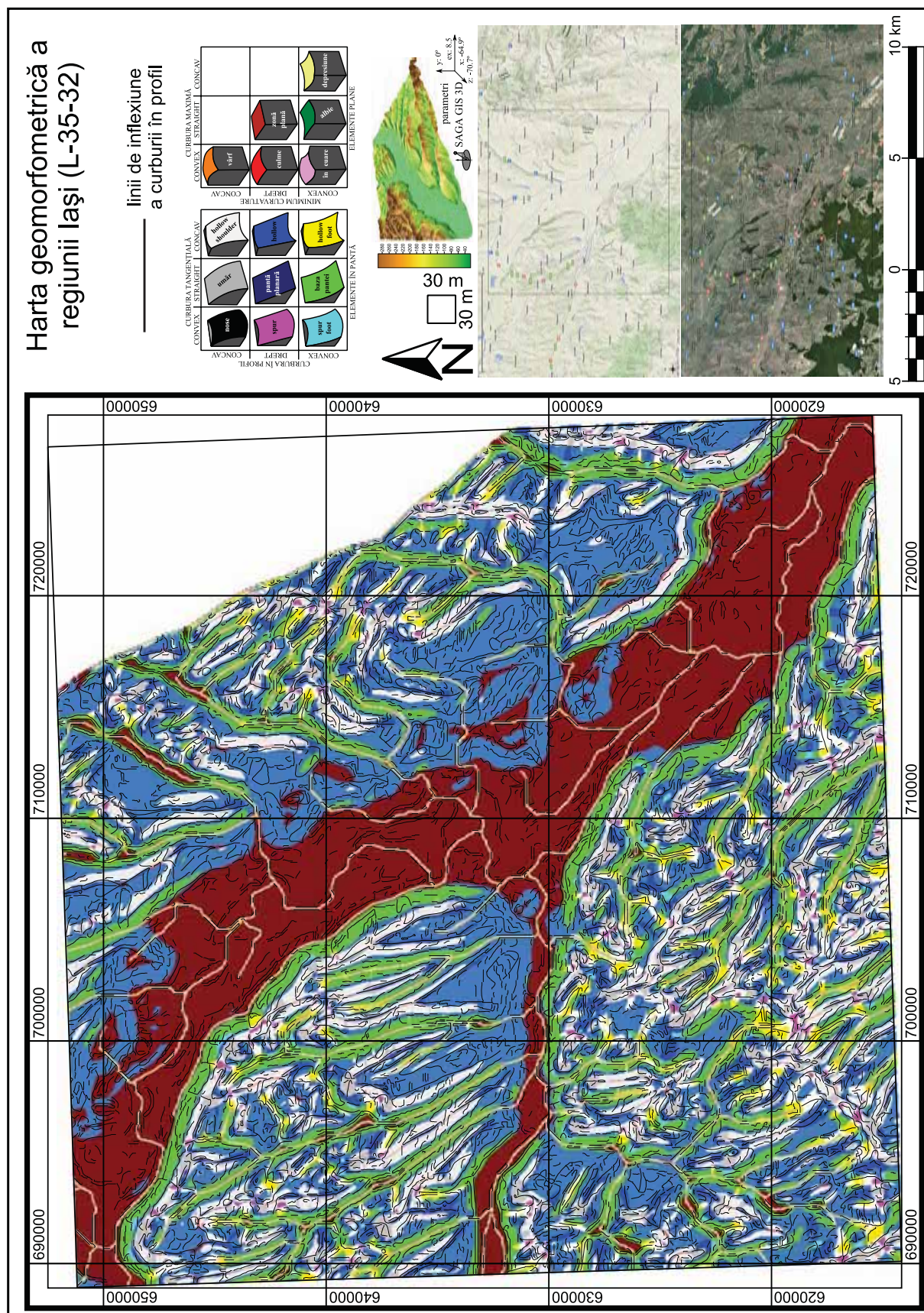


Figura 7.5.1 – Harta geomorfometrică a zonei Iași

Limitele în regionarea geomorfologică sunt cel mai adesea exprimate ca limite morfologice, cu bază geologică (structurală și litologică), mai ales la scări mici. În acest context, limitele morfologice sunt cel mai ușor de identificat de pe MNAȘT (Chai ș.a., 2009; Smith, 2011), mai ales prin utilizarea umbririi analitice. Ulterior, la scări mari de lucru, se pot utiliza și alte tipuri de limite, care pot să nu fie neapărat legate de morfologie, ci mai mult de rocă, procese geomorfologice, climă, vegetație sau intervenție antropică.

Prin regionalizare geomorfometrică, înțelegem partea regionării geomorfologice care se bazează pe geomorfometria suprafeței. Metodele statistice de clasificare pot fi utilizate pentru a obține într-un mod mai legat de datele în sine, decât de subiectivitatea specialistului, regionalizări geomorfometrice (Etzel Müller ș.a., 2007). Metodele statistice aplicate datelor geomorfometrice nu trebuie să înlocuiască cu totul specialistul, ci trebuie să îi înlesnească acestuia munca, mai ales prin posibilitatea de a automatiza extracția unor limite geomorfometrice (Chai ș.a., 2009). Necesitatea utilizării statisticii rezultă și din greutatea cu care specialistul poate defini corect forma suprafeței terestre, fie utilizând hărțile topografice, fie umbrirea MNAȘT (a se vedea problematica definirii ontologice a formelor de relief de la 5.1.1).

Clasificarea statistică se poate aplica atât pentru pixeli (ca demers al geomorfometriei generale), cât și pentru obiecte geomorfometrice (ca demers al geomorfometriei specifice). În continuare vom exemplifica conceptele menționate pentru evidențierea limitelor geomorfometrice identificabile la nivelul României, utilizând ca sursă de altitudine MNAȘT SRTM3 USGS. În reprezentarea rezultatelor vom include și un set de date privind **limitele unităților regionale de relief**, disponibil la <http://earth.unibuc.ro/download/harta-unitati-relief-romania>, și generat pe baza materialelor cartografice ale lui Posea și Badea (1984), Badea ș.a. (2001) și Badea ș.a. (2006). Departă de a fi un material complet din punctul de vedere al actualei concepții regionale geomorfologice din România sau al preciziei spațiale, acest material reprezintă un element de comparație pentru rezultatele obținute cu ajutorul geomorfometriei.

7.6.1 Clasificarea geomorfometrică generală a pixelilor

Pentru teritoriul României ar interesa în primul rând o analiză de aglomerare care să releve marile trepte de relief. Pentru a obține acest lucru este nevoie de variabile geomorfometrice care să descrie altitudinea absolută, variația pe verticală și variația pe orizontală a altitudinii. Au fost alese în acest scop altitudinea absolută, amplitudinea altitudinii și rugozitatea. Analiza de tip aglomerare a fost generată pentru 5, 10, 15, 20, 25, 30 și 35 de clase, pornind de la datele SRTM3 USGS și utilizând algoritmul combinat de analiză a aglomerării implementat în SAGA GIS, cu normalizarea datelor. Din punct de vedere statistic, numărul optim de clase este cuprins între 5 și 15 clase, deoarece diferențele dintre clase devin nesemnificativ de mici la peste 15 clase (situație relevată de către creșterea varianței). Cu toate acestea, din puncte de vedere geomorfologic se poate observa că în zonele de câmpie, unde variația variabilelor utilizate este redusă, abia la un număr mare de clase se relevă aglomerări.

Din Fig. 7.6.1 se poate observa că valorile foarte mari ale variabilelor geomorfometrice au fost interpretate ca valori extreme, și incluse în ultimele clase, astfel că centroizii sunt grupați în intervalul de altitudine 0-1700 m și amplitudine 0 - 150 m. La trecerea de la 10 clase spre 15 și 20 de clase, poziția centroizilor se păstrează, astfel încât aglomerarea în 10 clase se poate considera a fi de referință la nivelul țării. Aglomerările în 15 și 20 de clase pot fi considerate o îmbunătățire a rezoluției aglomerării. Interpretarea limitelor norului de puncte din Fig. 7.6.1 s-a făcut după Etzel Müller ș.a. (2007), cu adăugiri. Altitudinea și amplitudinea reliefului sunt controlate de echilibrul dinamic dintre ridicarea tectonică și eroziune, și determinând creșterea amplitudinii o dată cu altitudinea. O serie de suprafețe provenind din etape de evoluție trecute, se păstrează și generează amplitudini mici la altitudini mari. Alte suprafețe de amplitudine și altitudine joasă sunt datorate subsidenței tectonice și acumulării fluviale.

Analizând rezultatele spațiale ale aglomerării în zece clase, din Fig. 7.6.3 se pot extrage următoarele concluzii:

- clasa 3 corespunde arealelor cu relief de câmpie, dealuri joase și luncilor marilor râuri;
- clasa 4 corespunde versanților înclinați ai zonei deluroase și de podiș; delimitează Subcarpații și zonele de podiș, față de zonele de câmpie;

- clasa 1 corespunde versanților înclinați din zona de deal și de podiș, bazei versanților și luncilor în zona munților joși, fiind și limită a zonei montane față de Subcarpații și dealuri;
- clasa 8 corespunde suprafețelor relativ plane din zona de deal și de podiș;
- clasa 6 corespunde zonelor deluroase înalte și zonei montane joase, cu versanți puternic înclinați;
- clasa 2 corespunde zonelor de culme din zona montană joasă și medie;
- clasa 5 corespunde culmilor zonei înalte de podiș și a suprafețelor slab înclinate și fragmentate ale zonei montane joase;
- clasa 7 corespunde culmilor și suprafețelor slab înclinate din zona montană medie;
- clasa 9 corespunde versanților abrupti și intens fragmentați din zona montană joasă;
- clasa 10 corespunde versanților abrupti și intens fragmentați din zona montană medie și înaltă.

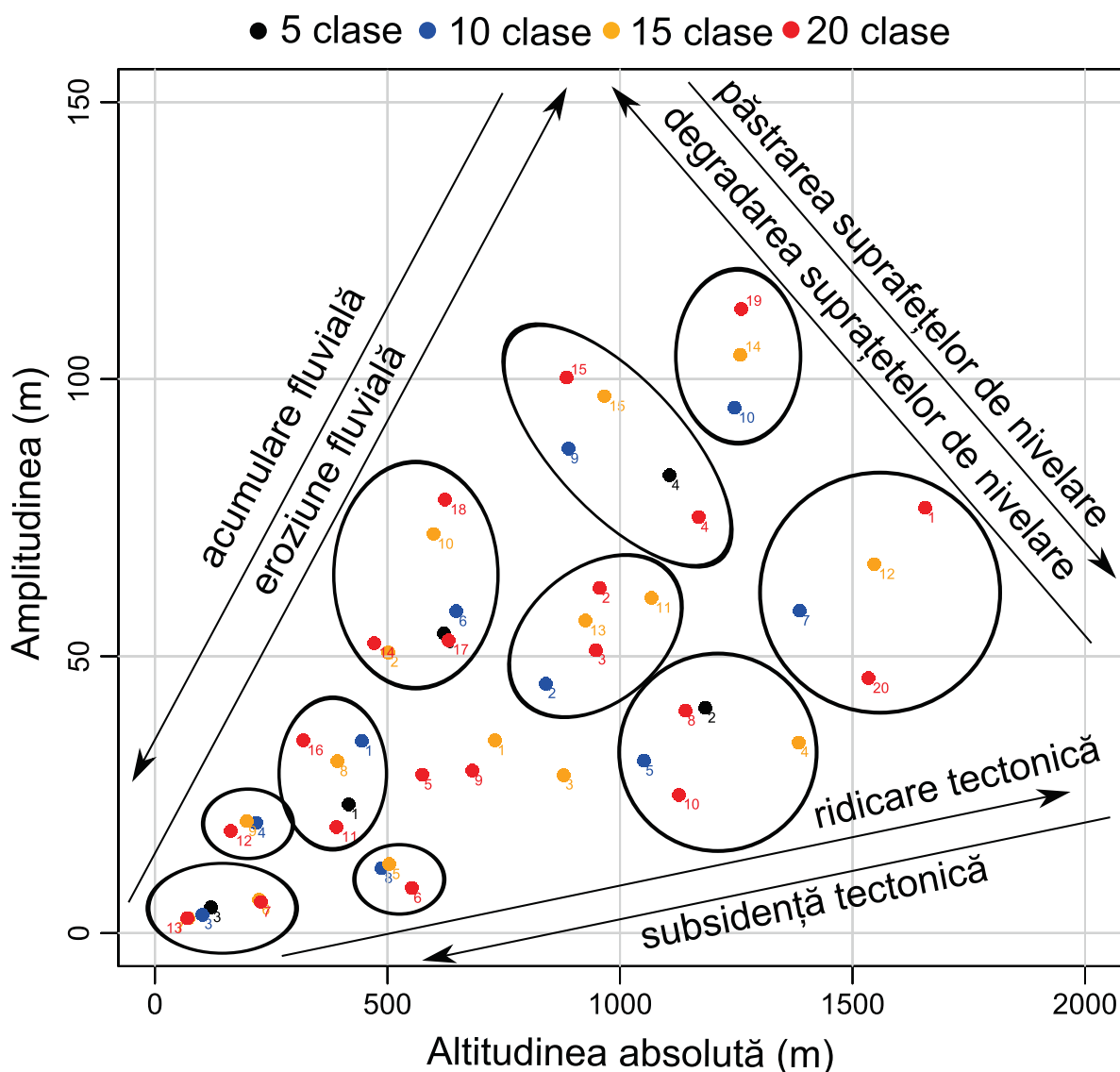


Figura 7.6.1 – Graficul centroidelor claselor obținute prin analiza de aglomerare (aglomerările identificate cu elipse corespund aglomerării în 10 clase, iar liniile întrerupte indică posibile noi limite de aglomerare)

Pentru zona de câmpie, așa cum am mai menționat, abia la peste 20 de clase se poate observa apariția unor aglomerări, care sunt însă relativ stabile. O posibilitate de a releva mai multe aglomerări în această zonă, ar fi utilizarea unei clasificări de aglomerare de tip „fuzzy”, sau identificarea unor variabile care să reflecte mai bine variația.

Analizând rezultatele se pot identifica zone unde, la un anumit număr de aglomerări o serie de limite morfologice, de natură tectonică, litologică sau erozională ies în evidență, prin limite între aglomerări. Deși, aglomerarea în 10 clase ar fi logică de ales din punct de vedere statistic, răspândirea spațială a clasificării relevă detalii și la un număr mai mare de clase. Acest lucru indică prezența efectului de scări multiple. Acesta necesită identificarea unor indici de multiscară care să poată fi utilizați pentru a separa areale unde să se poată utiliza una dintre clasificările propuse. În primul rând, se poate utiliza un indice ale variației rezultatelor, pentru fiecare pixel aplicându-se varianța spectrală, exprimată de distanța medie față de centroid, specifică analizei spectrale (Palmer ș.a., 2002 implementată în SAGA GIS, în funcția Multi-Band Variation). Cu cât acest indice este mai mare, cu atât zona respectivă are o variație de încadrare mai mare într-o aglomerare, și deci crește potențialul de a conține o limită. Cu cât indicele este mai mic, cu atât zona respectivă este mai stabilă.

În Fig. 7.6.9 se poate observa distribuția acestei măsuri la nivelul României. În Fig. 7.6.10 se prezintă un studiu de caz pentru utilizarea acestei măsuri pentru a argumenta limita sudică a Câmpiei Piteștiului. Față de limita Câmpiei Piteștiului a materialului digital (linie albă subțire), variația distanței medii față de centroid arată clar nevoia de corectare a limitei pentru partea sud-estică.

Pentru relevarea situațiilor regionale și locale se pot introduce în analiza de aglomerare variabile care definesc poziția topografică (înălțimea normalizată, indicele de poziție topografică) sau gradul de evoluție a eroziunii (raportul de relief). Ca exemplu, introducerea raportului de relief scoate în evidență zonele unde eroziunea a generat diferențe de nivel semnificative.

În zonele unde la nivel național, regional sau local nu a reieșit nici o limită, specialistul poate interveni și utiliza clasificări geomorfometrice și obiecte geomorfometrice, pentru a delimita subdiviziuni. Exemplificăm această situație pentru contactul dintre Câmpia Colinară a Jijiei și Podișul Central Moldovenesc, unde analiza de aglomerare la nivel național, nu identifică nici o limită clară de clasă. Astfel, deși contactul morfologic și litologic, se face printr-o diferență de nivel de peste 150 m, trecerea se face gradual, prin existența unor cueste etajate. Din Fig. 7.6.12 se observă diferențele dintre cele două regiuni, în Câmpia Colinară a Jijiei identificându-se clasa 3 și clasa 4, pe când în Podișul Central Moldovenesc apar și clasele 2 și 1.

În acest caz limita se află la nivelul clasei a patra, situația ridicând și o problemă de poziționare a limitei: limita se află la baza versantului Coastei Iașilor, sau în zona mediană a acestuia? În Fig. 7.6.12 prezentăm o propunere de limită aflată la baza versantului, la contactul cu luncile, reprezentată cu linie neagră, și bazată pe limitele vizibile pe clasificarea aglomerativă prezentată la 5.2.9, pentru întreg teritoriul Podișului Moldovei.

7.6.2 Clasificarea geomorfometrică specifică a obiectelor geomorfometrice

Pe lângă clasificarea generală aplicată pixelilor unui MNST, se poate aplica și o clasificare specifică unor areale delimitate ca fiind obiecte geomorfometrice, sau alte regiuni geomorfologice sau geologice. Aceste obiecte sunt specifice unei anumite scări, din acest punct de vedere posibilitățile de introducere a unor indici de multiscară fiind mai reduse, deoarece nu este sigură incluziunea rezultatelor la diverse scări.

Pentru a exemplifica și această posibilitate, algoritmul de segmentare de tip watershed a fost utilizat pentru obținerea unor segmente generalizate pe baza pantei, la nivelul întregii suprafețe a României, după datele SRTM3 USGS cu rezoluție de 90×90 m. Metoda maximelor, și o valoare prag de 0,1, diferență între poligoanele vecine, pentru fuzionarea rezultatelor au fost utilizate.

S-au obținut 797.528 obiecte, cu suprafețe cuprinse între 0,0081 și 483 km². Pentru fiecare poligon a fost generată valoarea medie de altitudine, amplitudine și indice vectorial al rugozității. Pe baza acestor variabile ale obiectelor geomorfometrice, analiza de aglomerare a fost aplicată pentru 5, 10 și 20 de clase.

Rezultatele clasificării obiectelor se pot observa în Fig. 7.6.13, 7.6.14, 7.6.15, 7.6.16, 7.6.17, 7.6.18 și 7.6.19. Analiza aglomerării în 10 clase relevă îmbunătățirea clasificării, prin eliminarea pixelilor singulari, și chiar a unor clase, astfel încât limita Carpaților și a zonelor deluroase devine foarte evidentă. La nivelul câmpiilor nu se relevă detalii decât la utilizarea unui număr mare de aglomerări.

Utilizarea unor obiecte cu extensie spațială, permite și aplicarea unor tehnici de fuzionare contextuală, în acest caz dorindu-se identificarea unor areale spațiale mai extinse care să includă respectiva delimitare, și să reprezinte structuri ierarhice superioare. Pentru a se obține acest deziderat se pot aplica pe lângă metodele de aglomerare menționate, metode de aglomerare ierarhică (Minar ș.a., 2011).

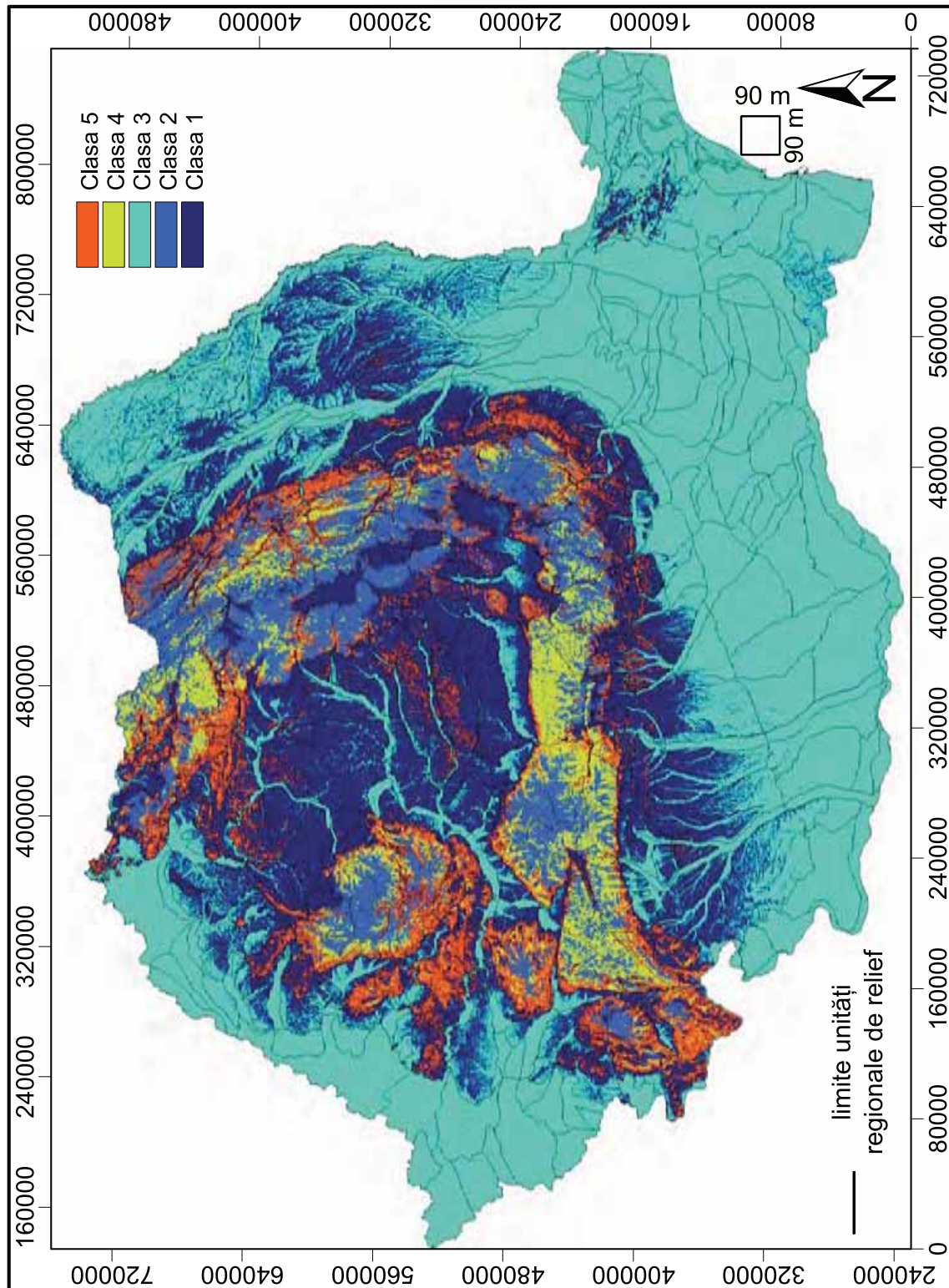


Figura 7.6.2 – Analiza de tip aglomerare - altitudine absolută, amplitudinea altitudinii și indicele vectorial al rugozității - 5 clase

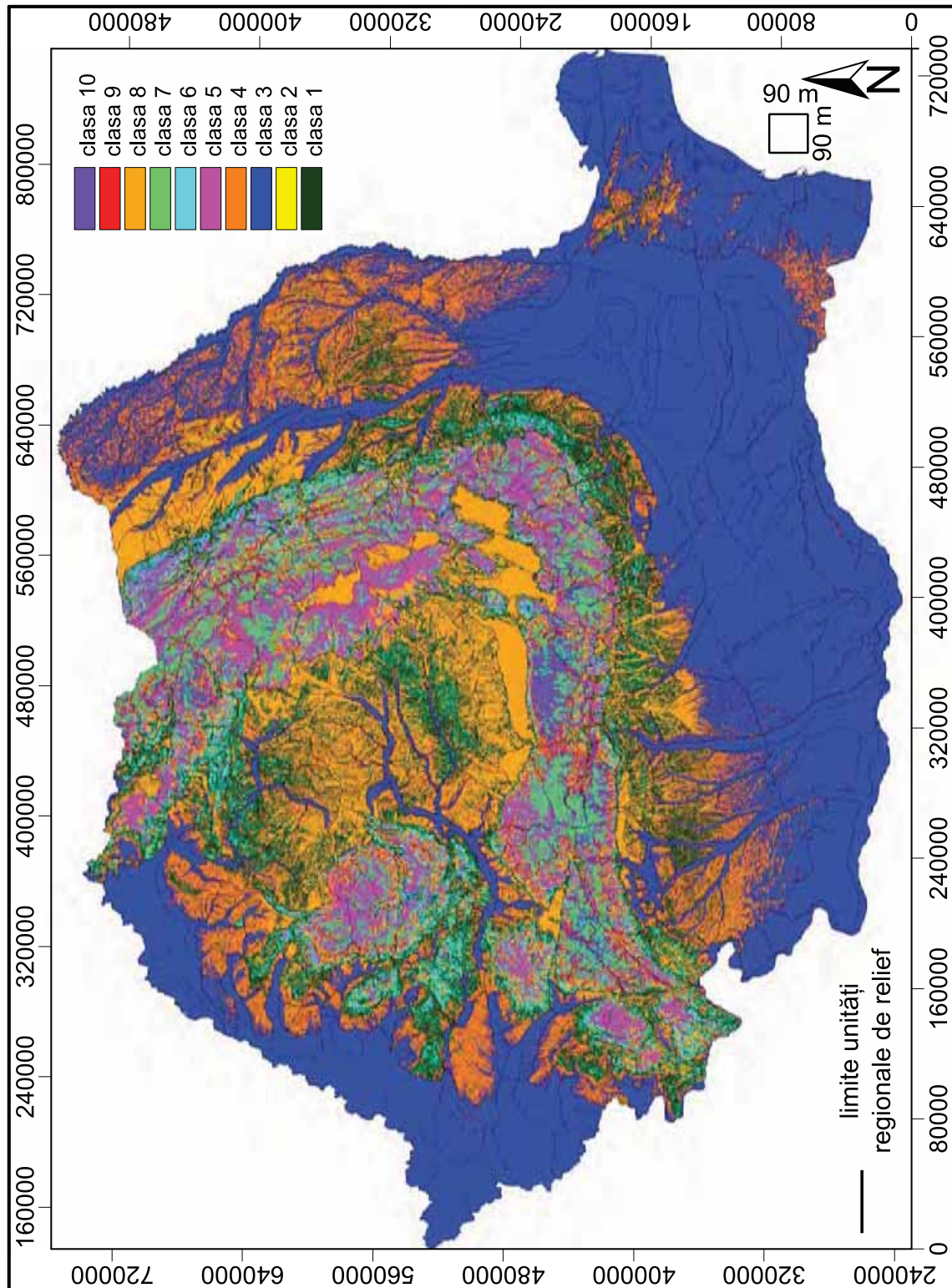


Figura 7.6.3 – Analiza de tip aglomerare - altitudine absolută, amplitudinea altitudinii și indicele vectorial al rugozității - 10 clase

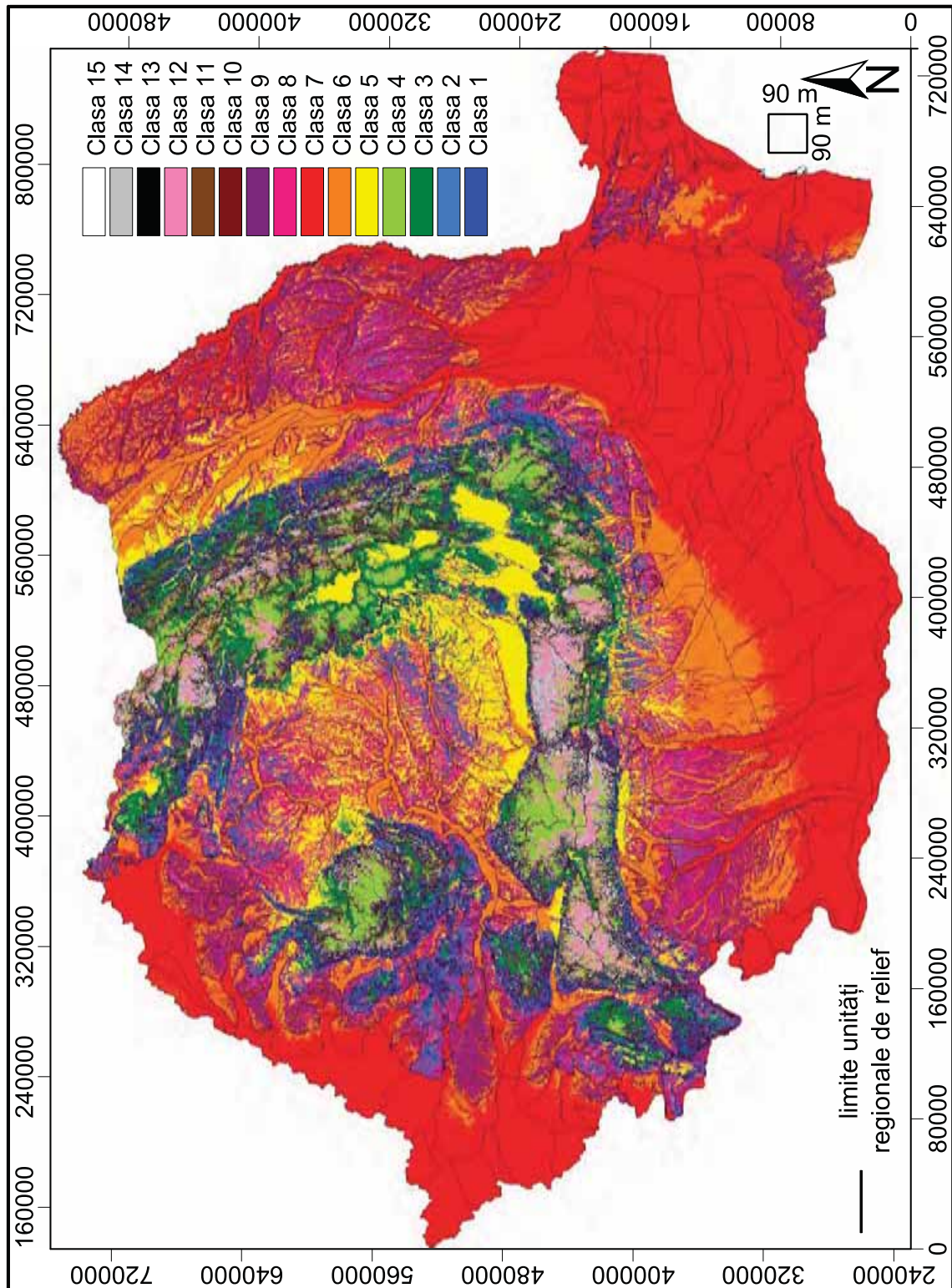


Figura 7.6.4 – Analiza de tip aglomerare - altitudine absolută, amplitudinea altitudinii și indicele vectorial al rugozității - 15 clase

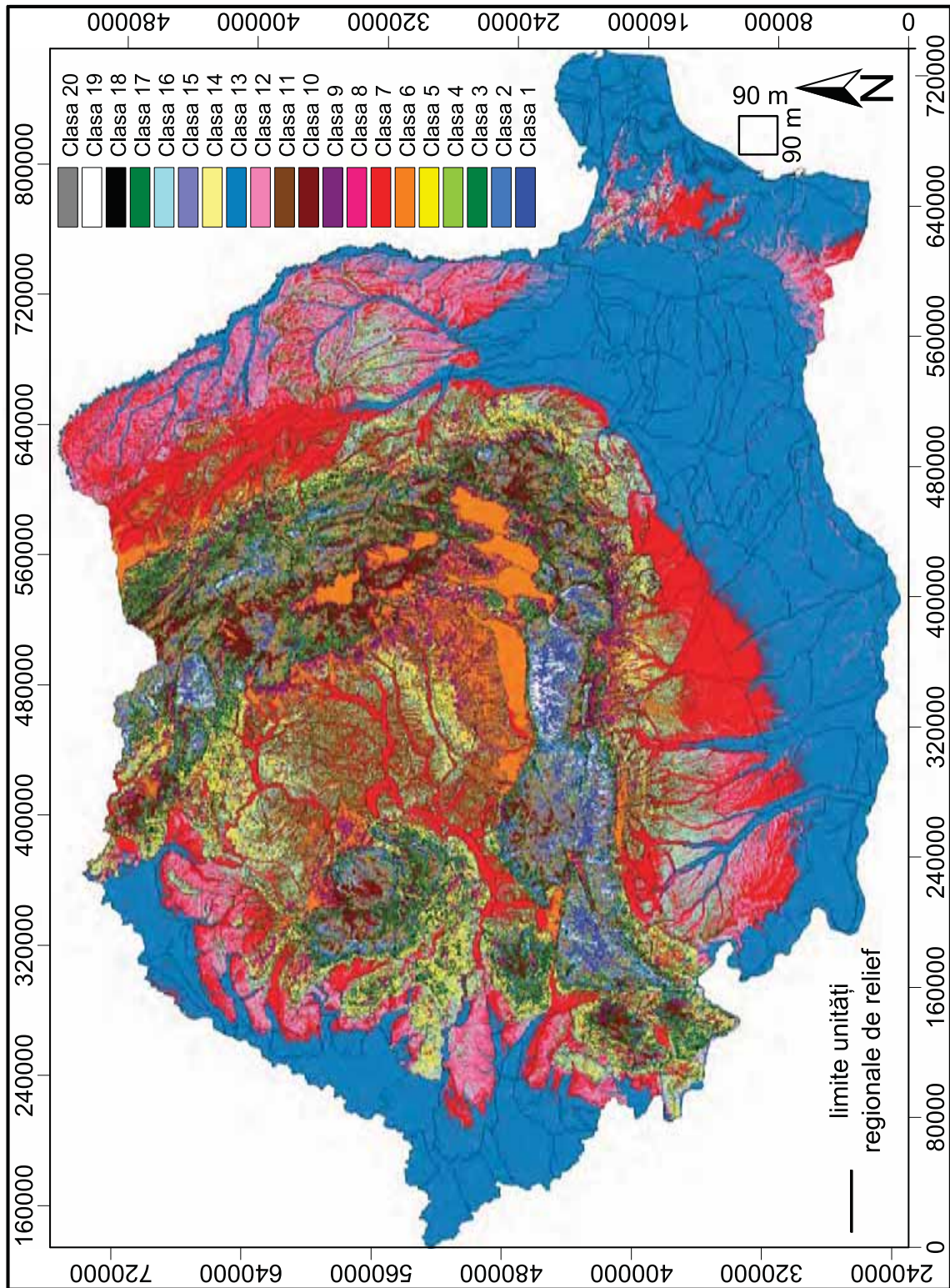


Figura 7.6.5 – Analiza de tip aglomerare - altitudine absolută, amplitudinea altitudinii și indicele vectorial al rugozității - 20 clase

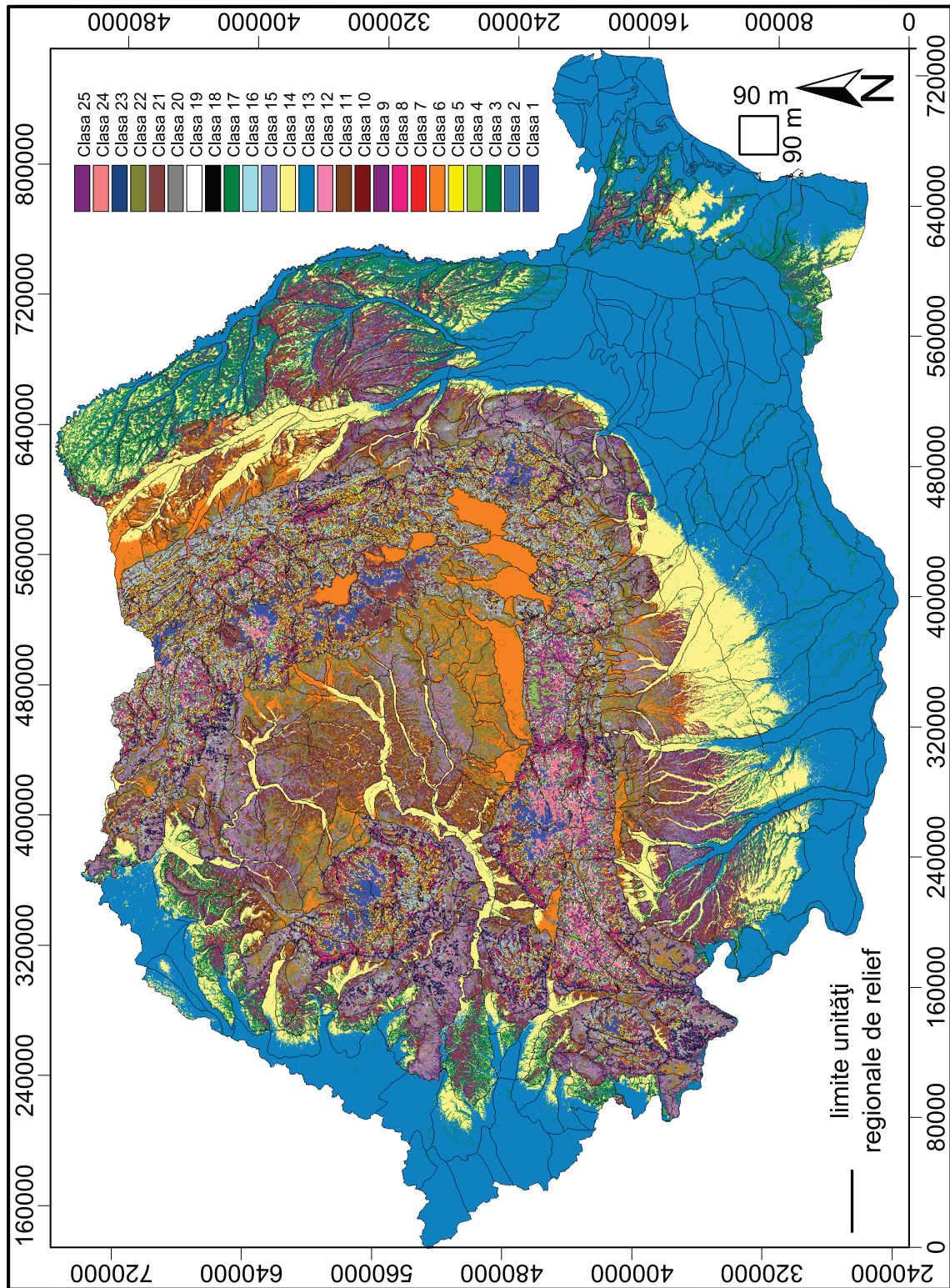


Figura 7.6.6 – Analiza de tip aglomerare - altitudine absolută, amplitudinea altitudinii și indicele vectorial al rugozității - 25 clase

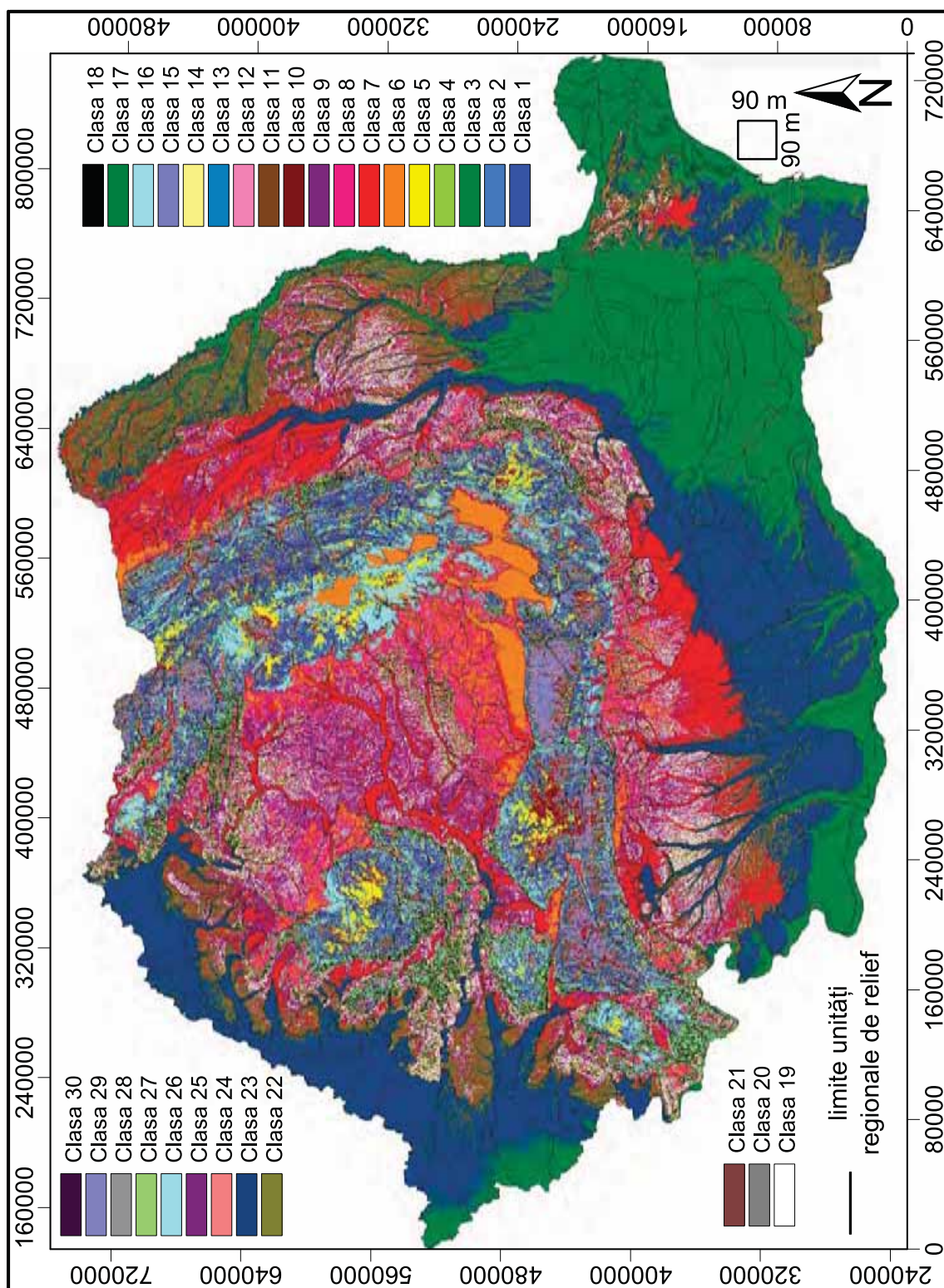


Figura 7.6.7 – Analiza de tip aglomerare - altitudine absolută, amplitudinea altitudinii și indicele vectorial al rugozității - 30 clase

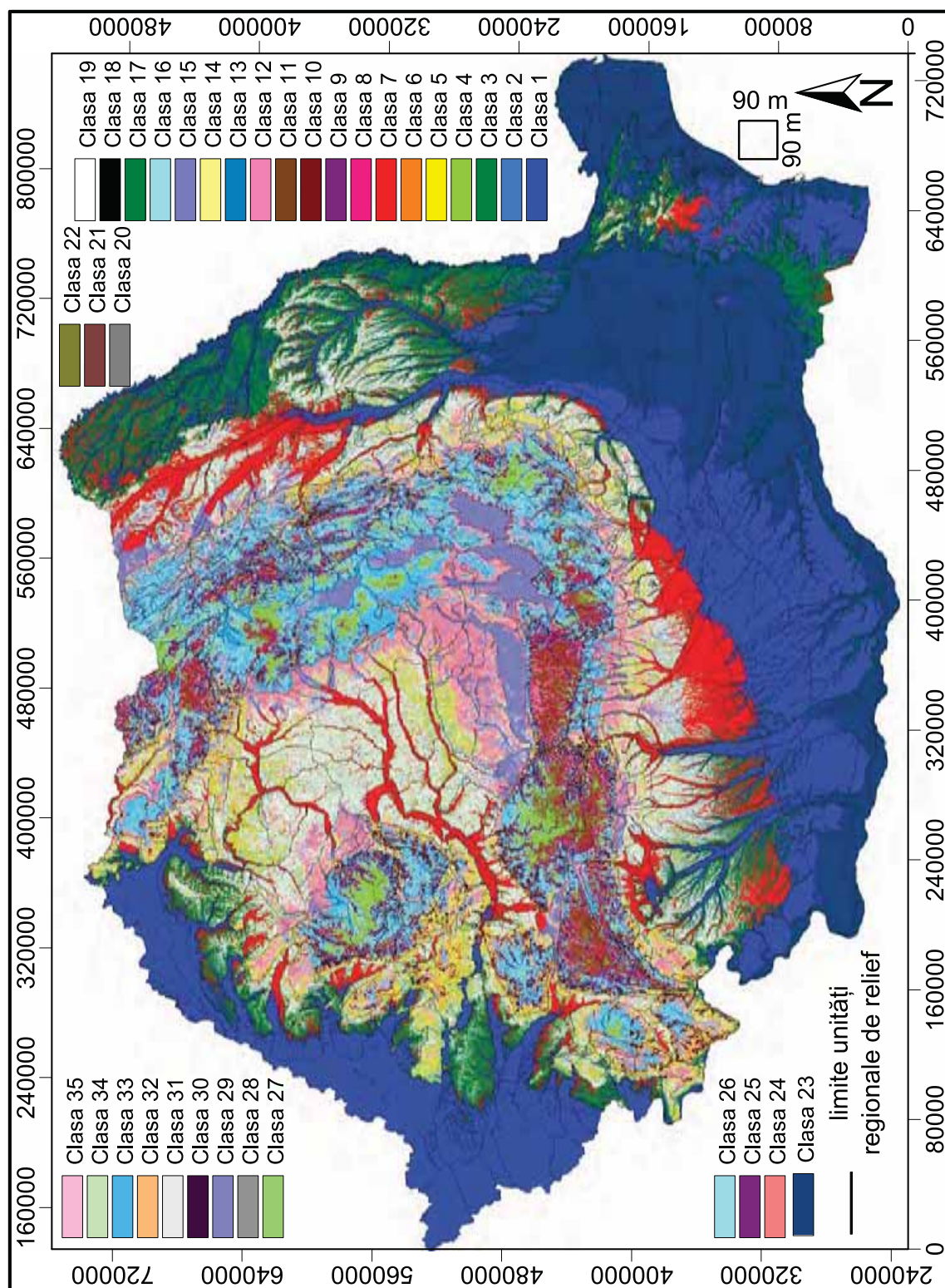


Figura 7.6.8 – Analiza de tip aglomerare - altitudine absolută, amplitudinea altitudinii și indicele vectorial al rugozității - 35 clase

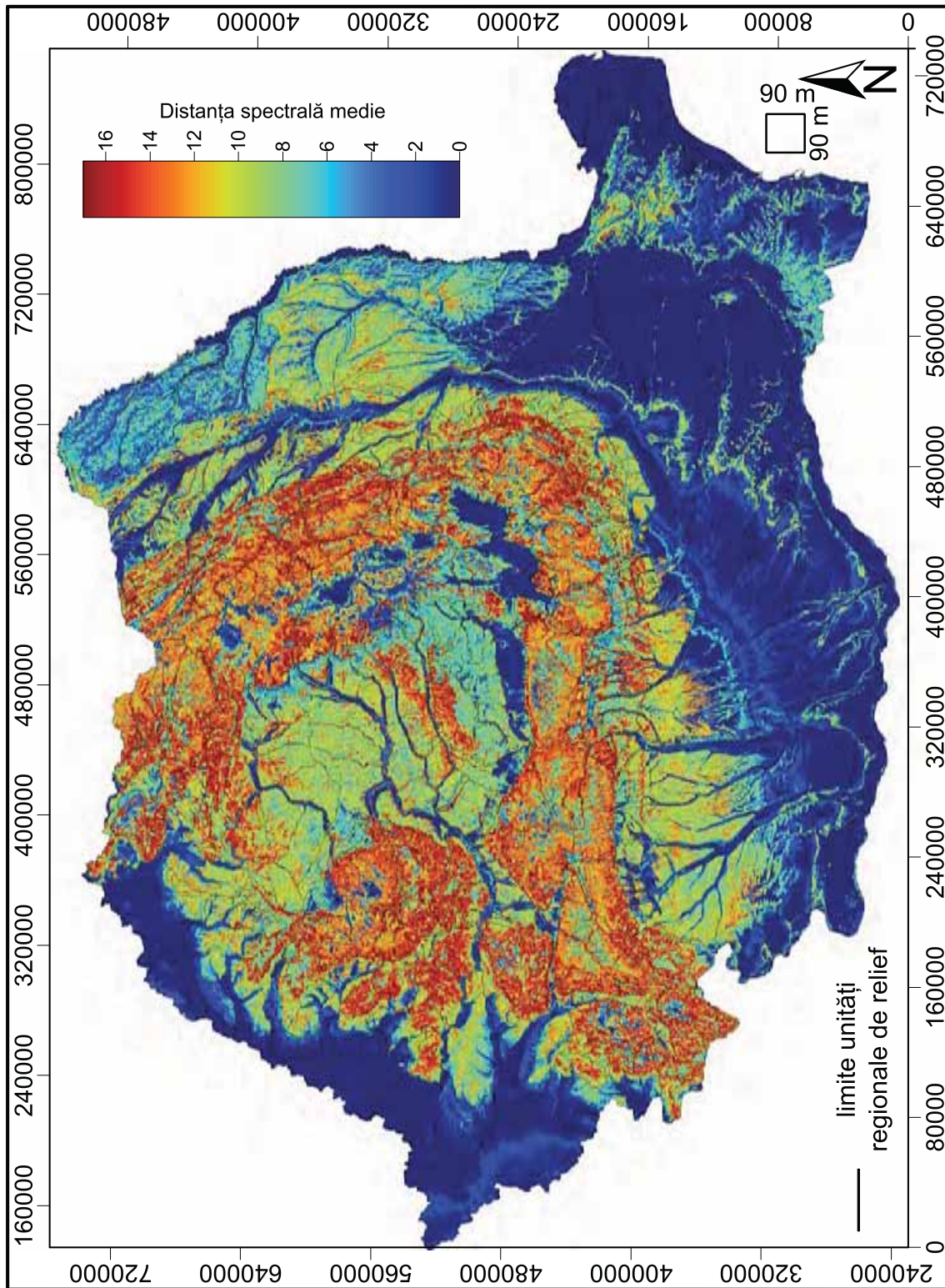


Figura 7.6.9 – Distanța medie față de contoid, pentru rezultatele aglomerării altitudinii absolute, amplitudinii altitudinii și indicelui vectorial al rugozității pentru 5 - 35 clase

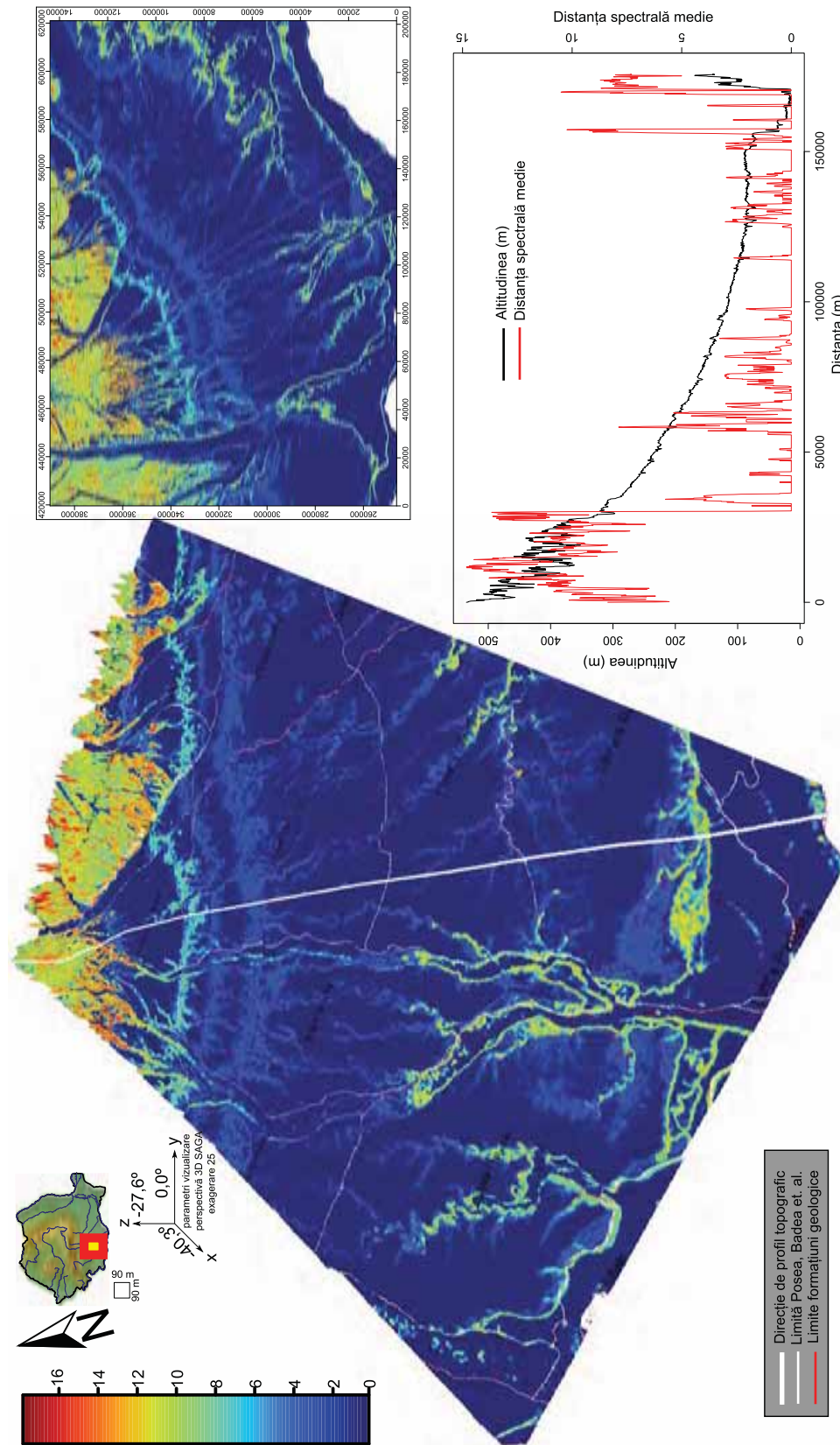


Figura 7.6.10 – Studiu de caz: limita sudică a Câmpiei Piteștiului

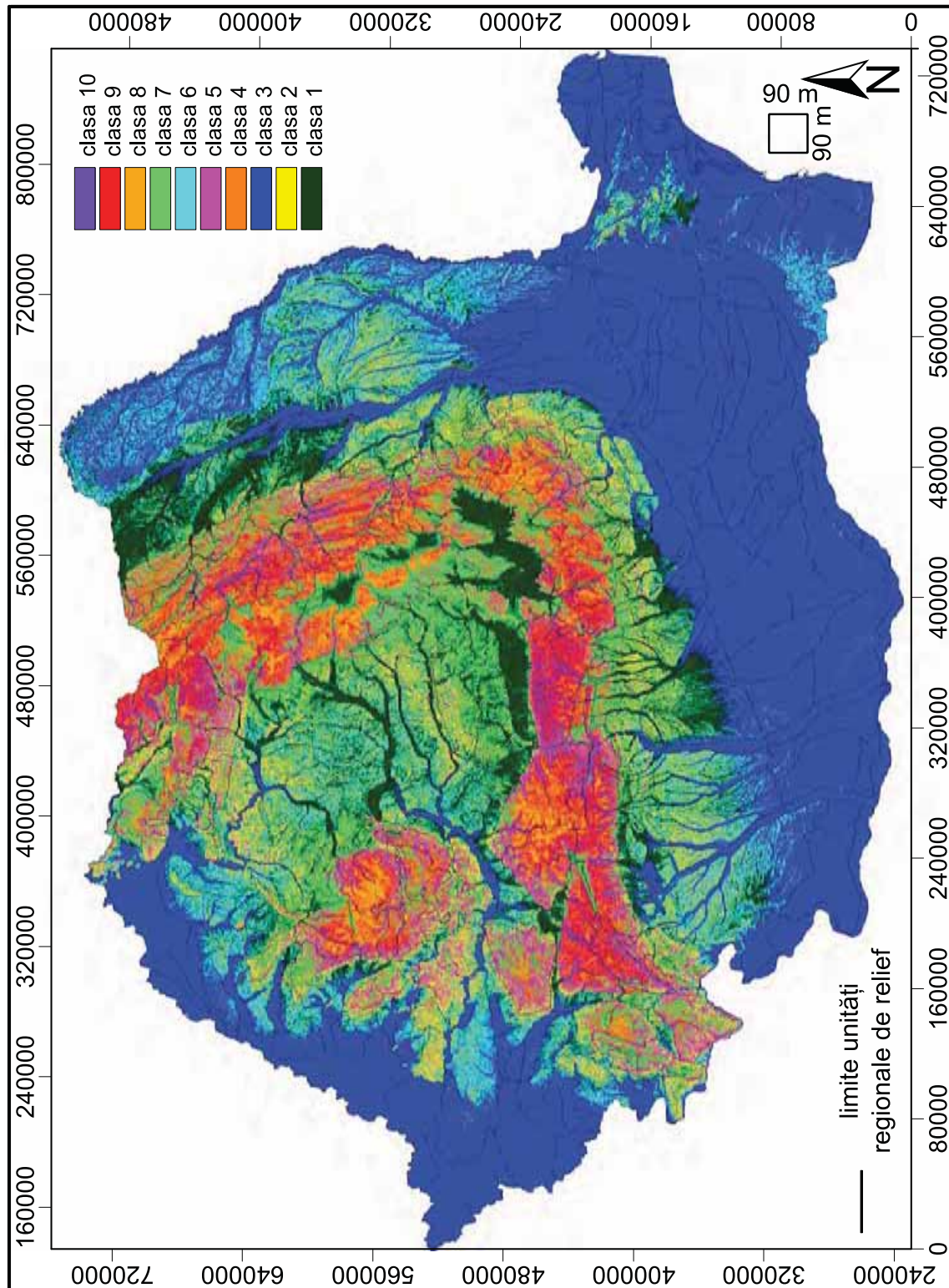


Figura 7.6.11 – Analiza de tip aglomerare - altitudine absolută, amplitudinea altitudinii și raportul de relief - 10 clase

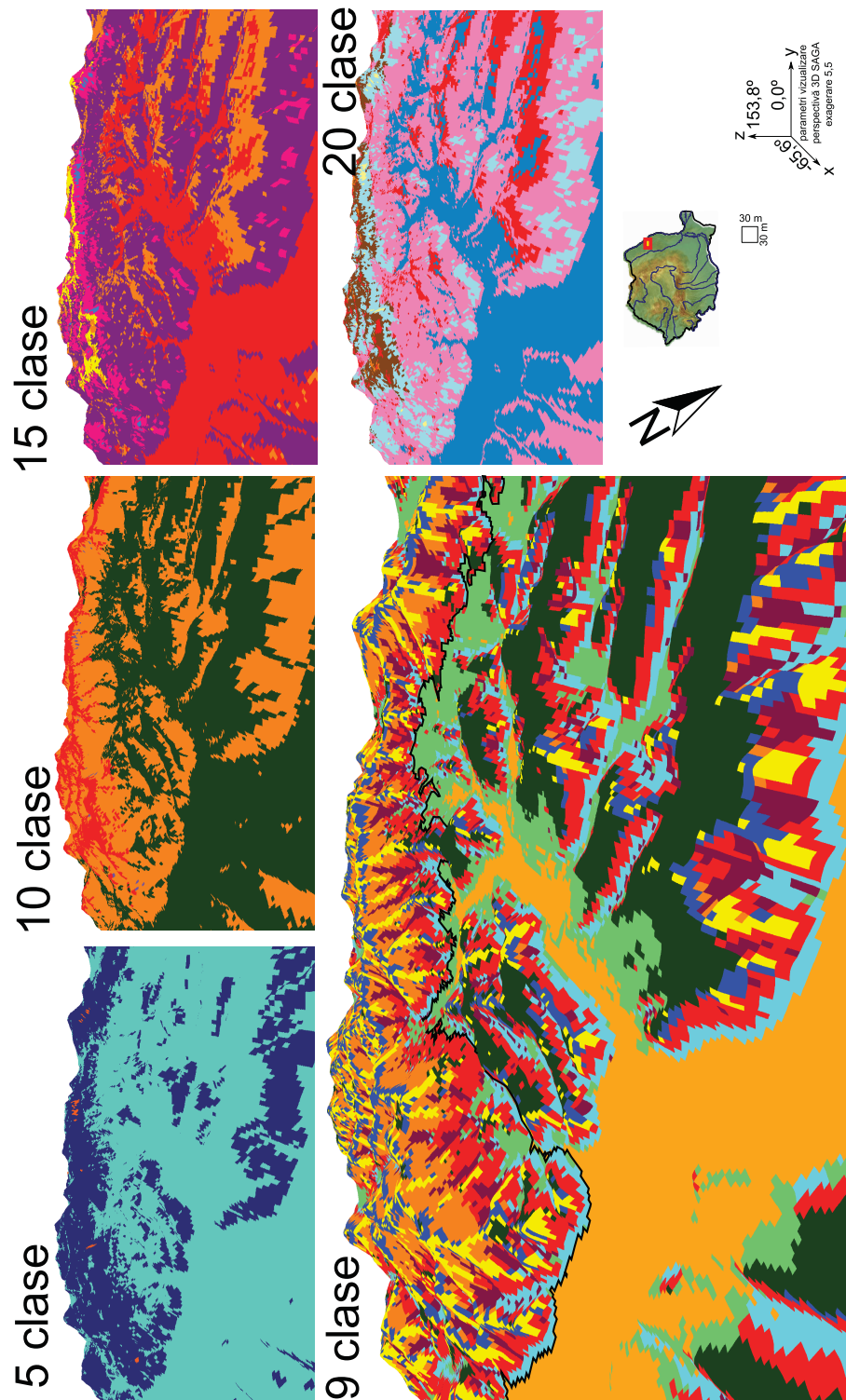


Figura 7.6.12 – Limita dintre Câmpia Colinară a Jijiei și Podișul Central Moldovenesc (pentru legendă a se vedea Fig. 5.2.9, 7.6.2, 7.6.3, 7.6.4, 7.6.5; linia neagră reprezintă propunerea de stabilire a limitei)

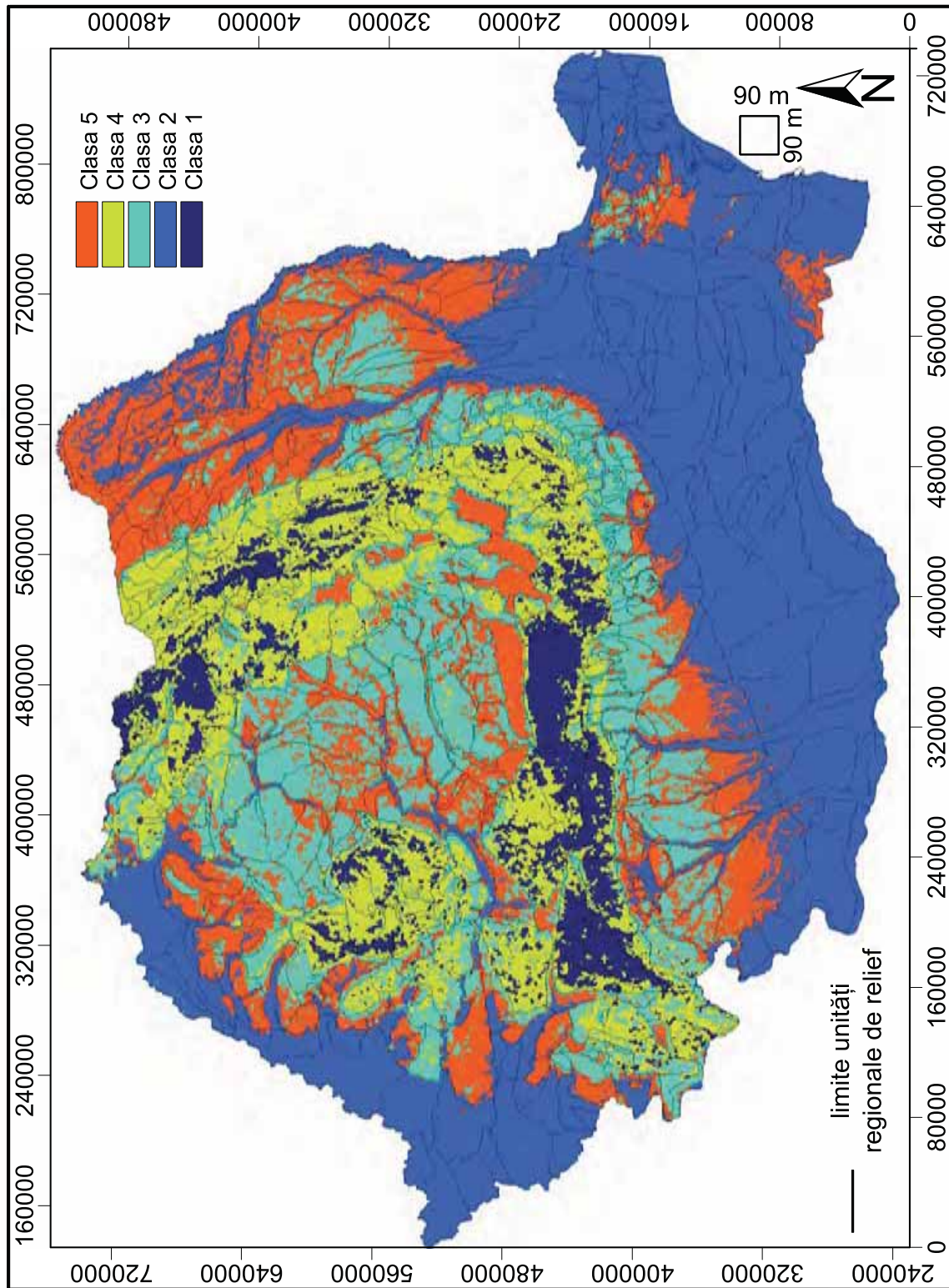


Figura 7.6.13 – Analiza de tip aglomerare aplicată rezultatelor segmentării de tip watershed - altitudine absolută, amplitudinea altitudinii și raportul de relief - 5 clase

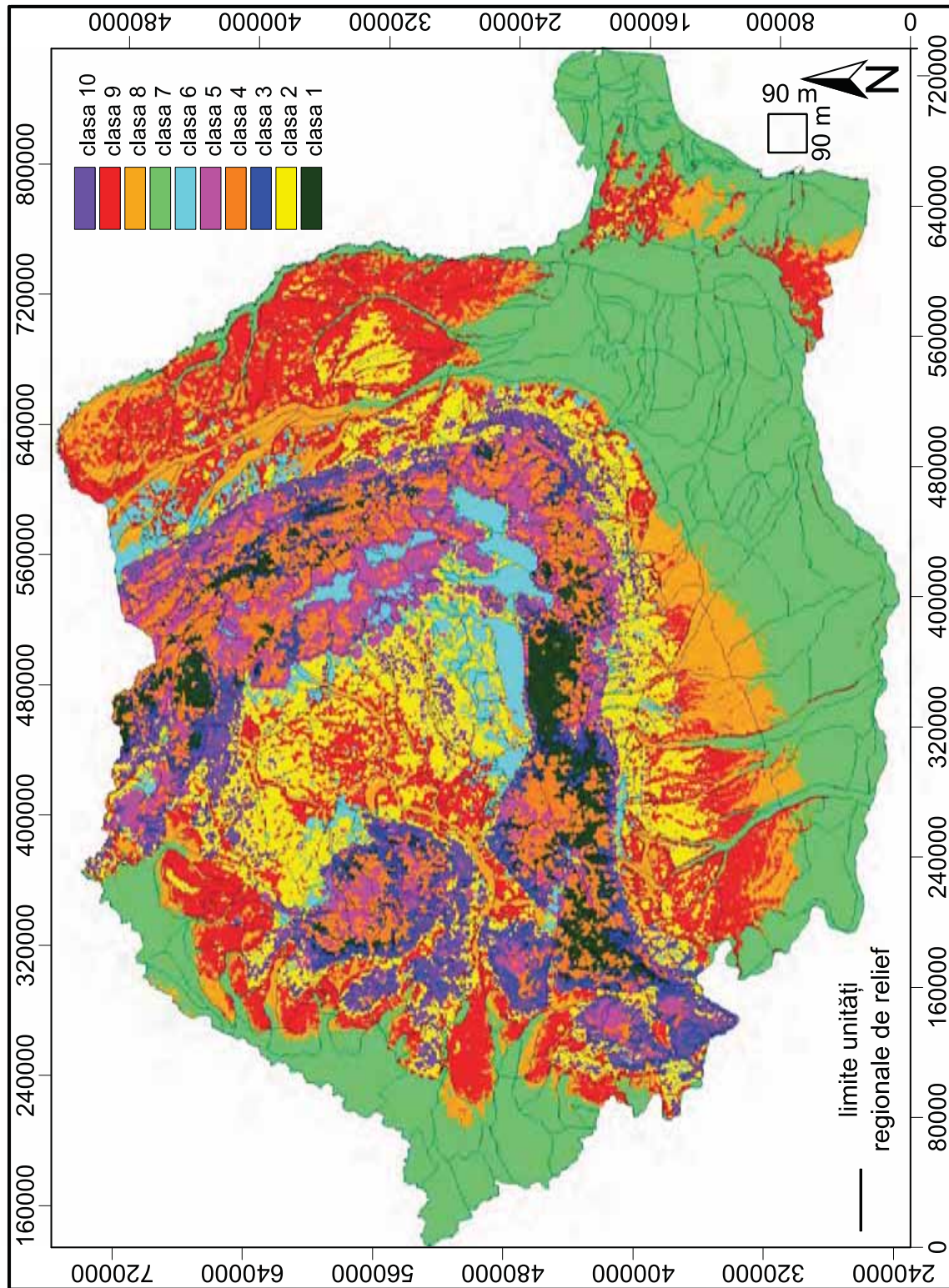


Figura 7.6.14 – Analiza de tip aglomerare aplicată rezultatelor segmentării de tip watershed - altitudine absolută, amplitudinea altitudinii și raportul de relief - 10 clase

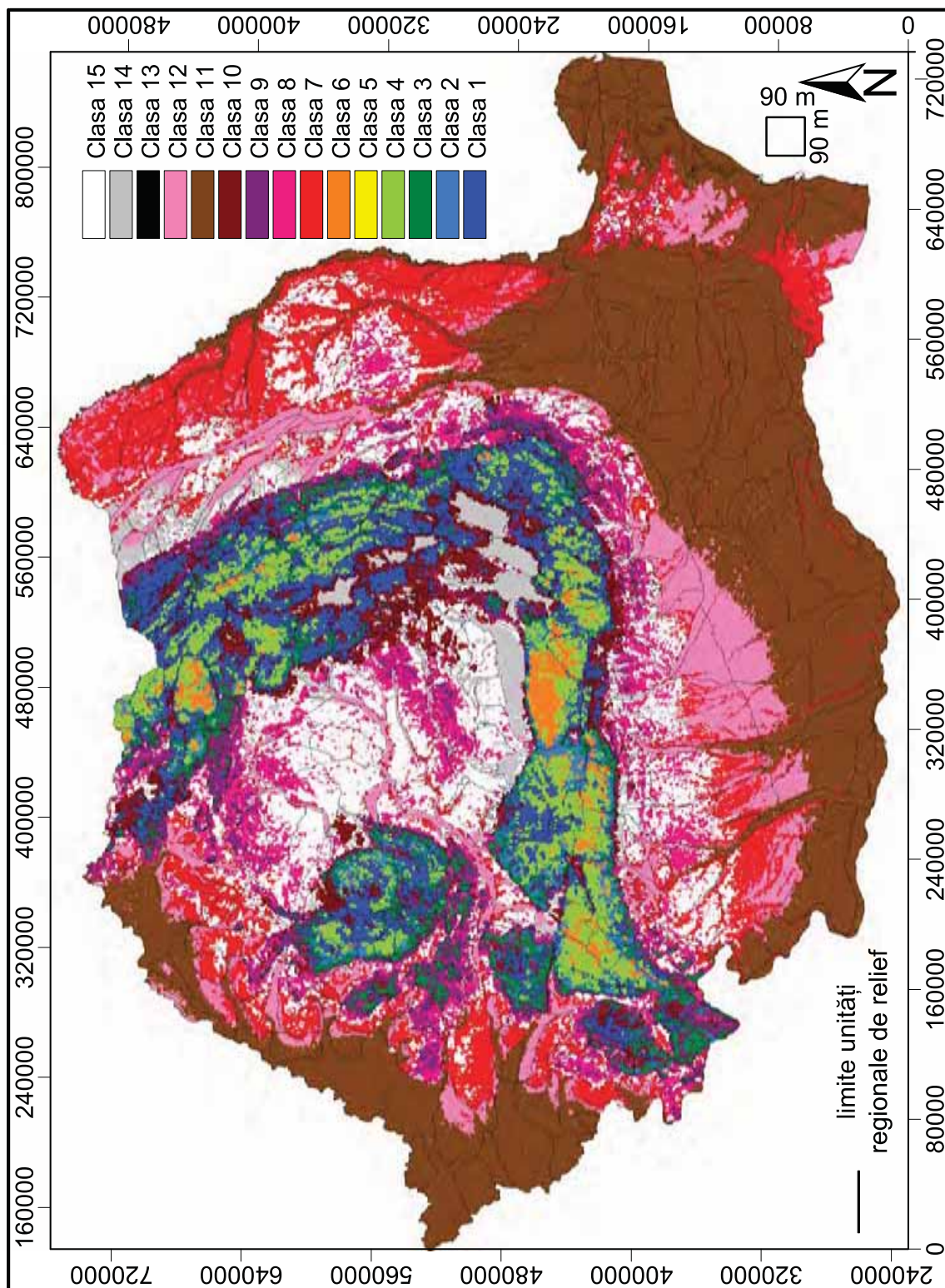


Figura 7.6.15 – Analiza de tip aglomerare aplicată rezultatelor segmentării de tip watershed - altitudine absolută, amplitudinea altitudinii și raportul de relief - 15 clase

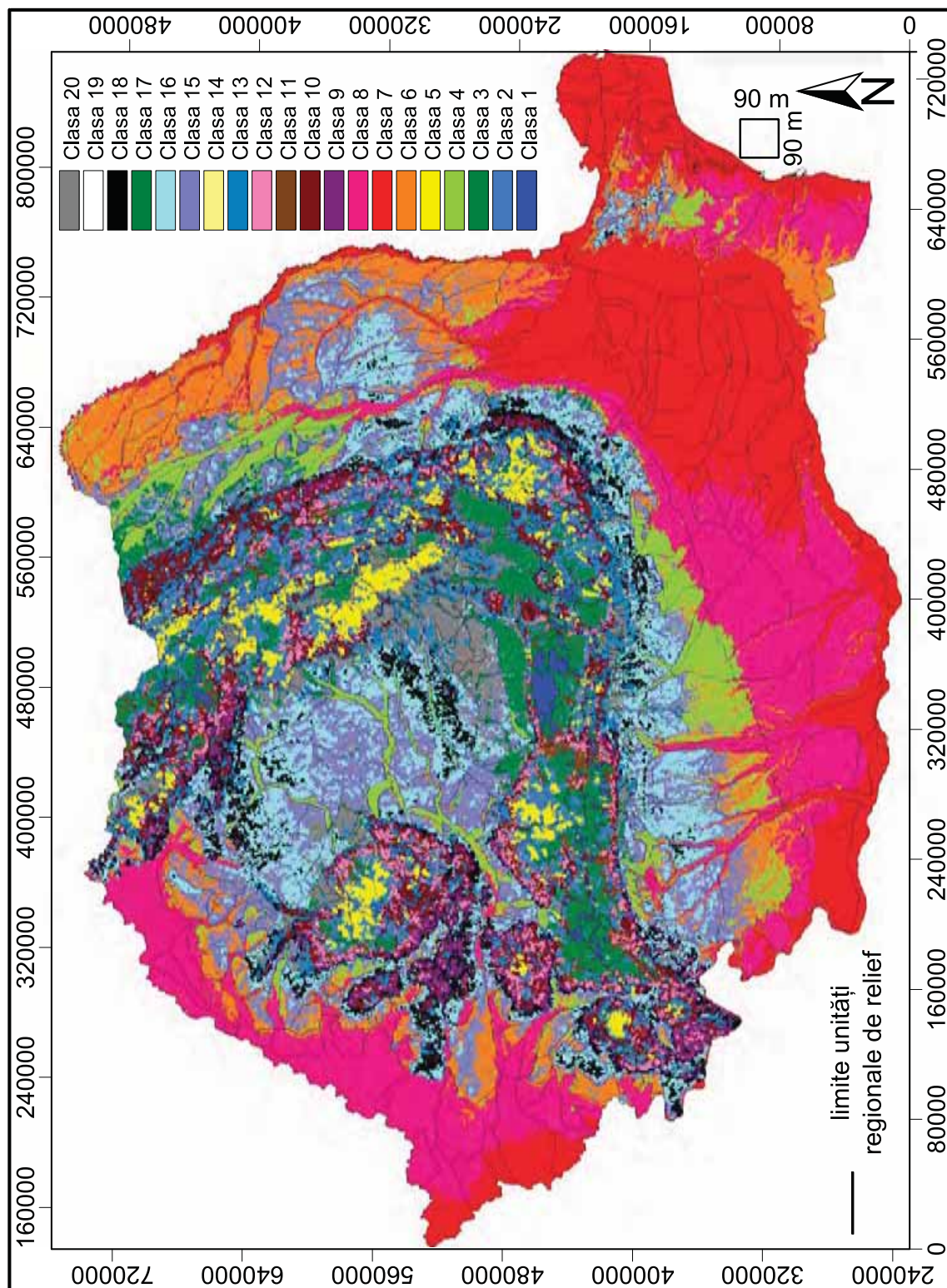


Figura 7.6.16 – Analiza de tip aglomerare aplicată rezultatelor segmentării de tip watershed - altitudine absolută, amplitudinea altitudinii și raportul de relief - 20 clase

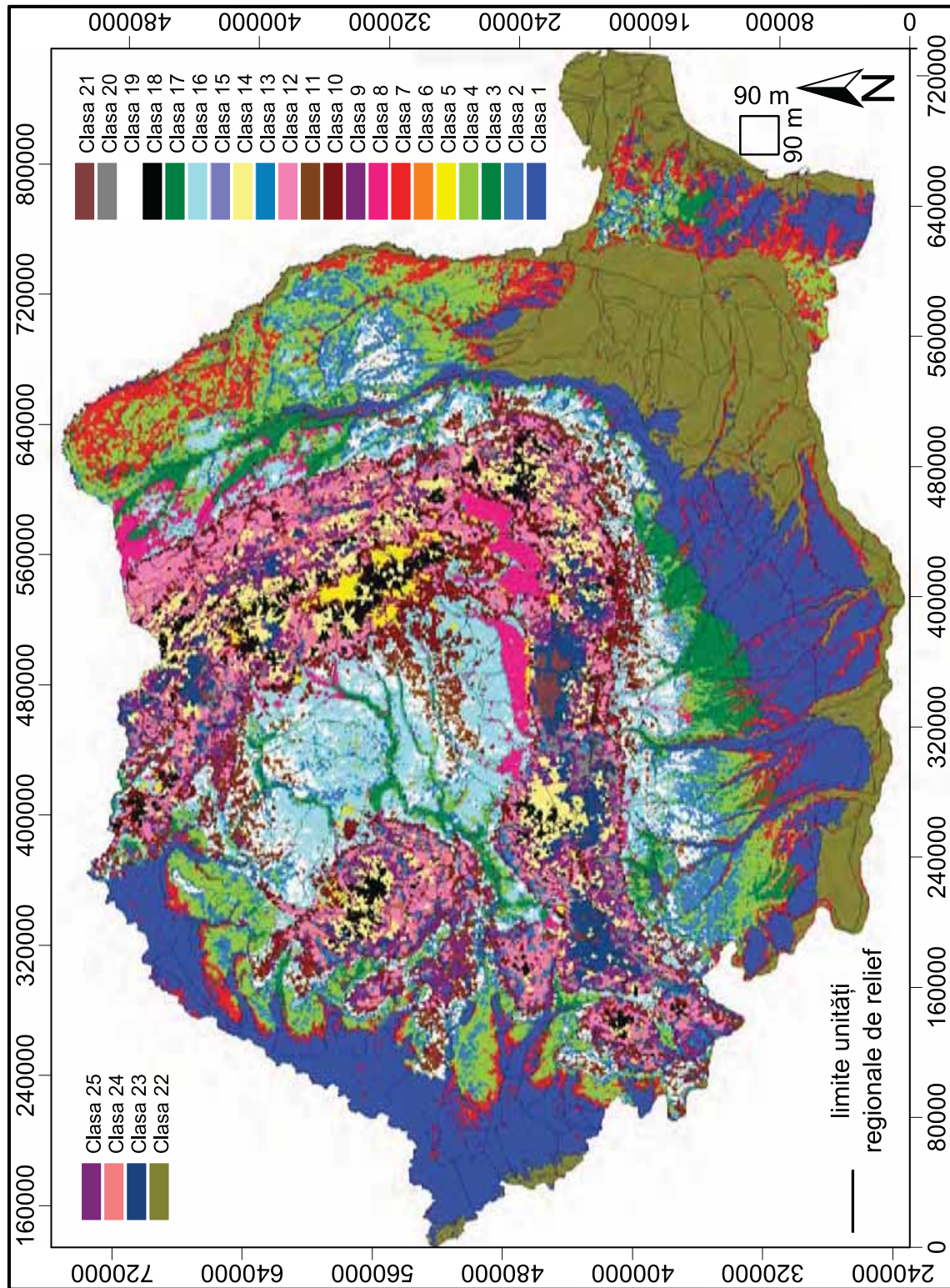


Figura 7.6.17 – Analiza de tip aglomerare aplicată rezultatelor segmentării de tip watershed - altitudine absolută, amplitudinea altitudinii și raportul de relief - 25 clase

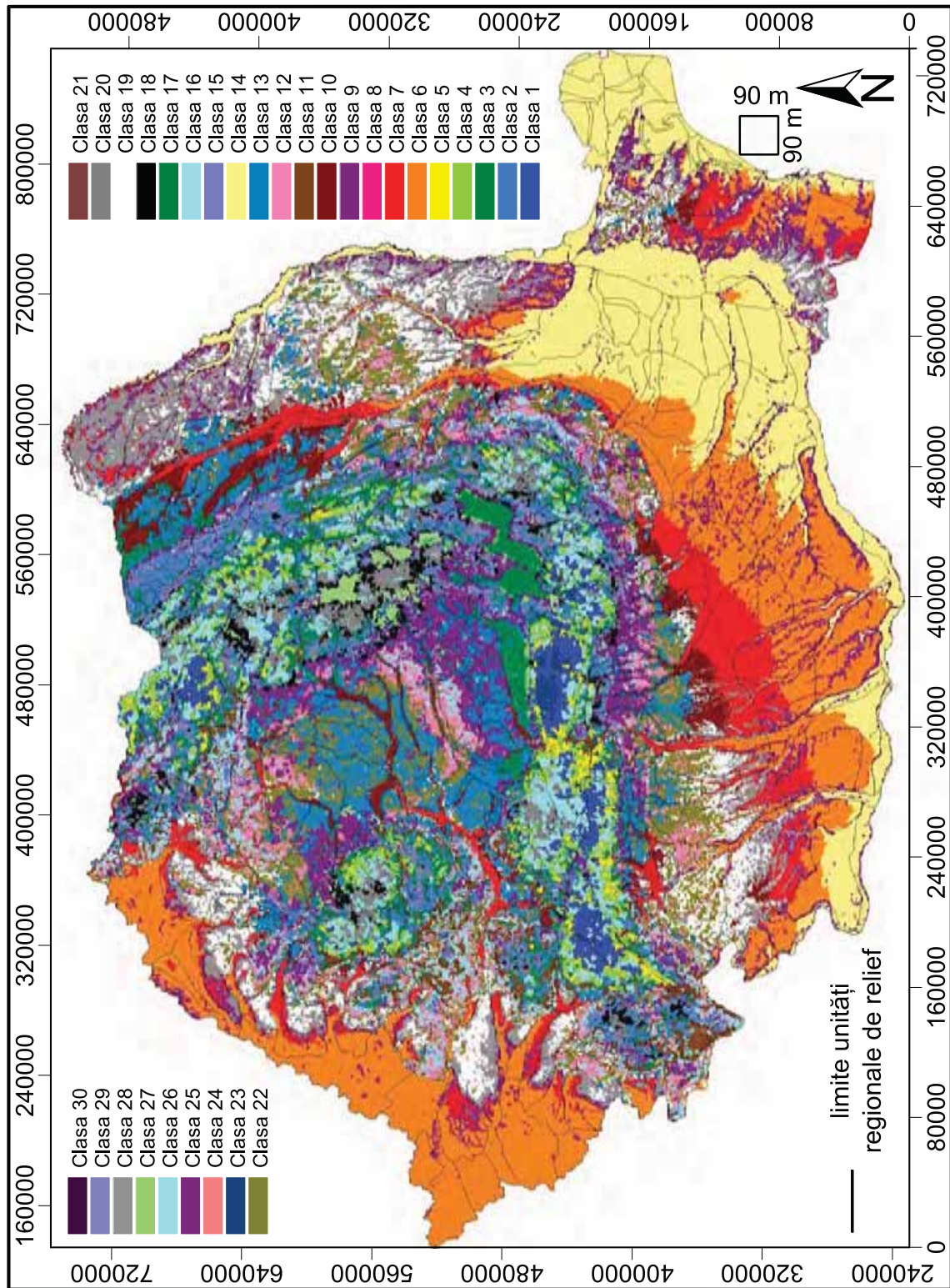


Figura 7.6.18 – Analiza de tip aglomerare aplicată rezultatelor segmentării de tip watershed - altitudine absolută, amplitudinea altitudinii și raportul de relief - 30 clase

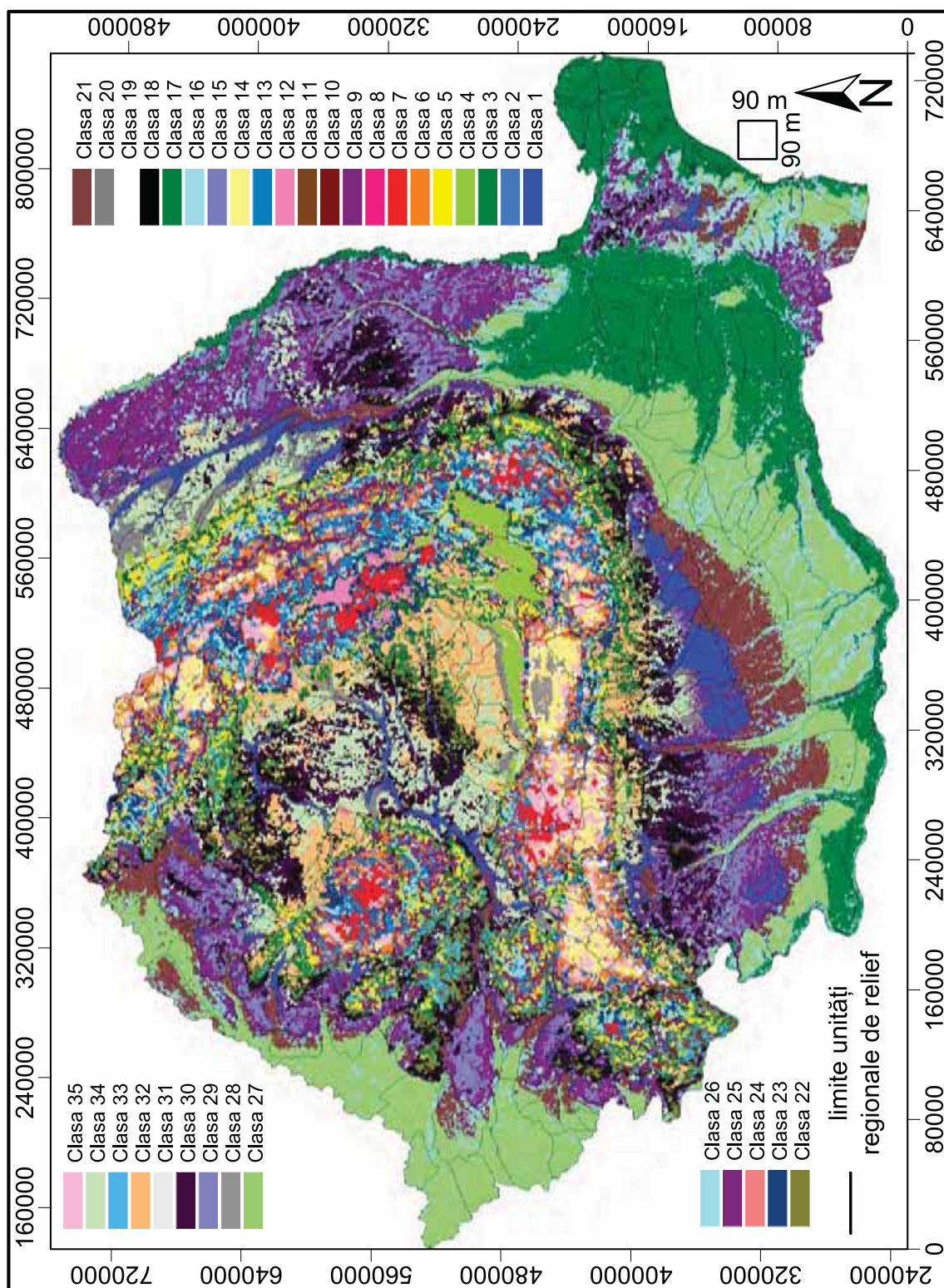


Figura 7.6.19 – Analiza de tip aglomerare aplicată rezultatelor segmentării de tip watershed - altitudine absolută, amplitudinea altitudinii și raportul de relief - 35 clase

8 Concluzii

Prezenta lucrare își **propune fundamentarea conceptului de analiză geomorfometrică**, ca **metodă de lucru** în **Geomorfologie**, dar și în alte ramuri ale demersului în științele Pământului. Indiferent de poziționarea geomorfometriei, ca ramură/metodă de lucru a Geomorfologiei, sau ca știință aparte, altitudinea suprafeței terestre și variabilele ce descriu forma acesteia sunt considerate informații de bază în modelarea proceselor terestre. În afară de aplicabilitatea variabilelor geomorfometrice în modelarea statistică a unor procese naturale, cuantificarea cantitativă a formei suprafeței terestre interesează pe geomorfologi în diverse problematici, printre care cele mai tipice sunt *analiza schimbărilor, corelarea morfologiei cu evoluția geomorfologică, cartarea și regionarea geomorfometrică*.

Fundamentarea conceptului de analiză geomorfometrică se face pe baza unei **scheme logice** care include ca etape distincte în cadrul procesului de analiză:

- crearea pe baza surselor de altitudine a modelelor numerice ale altitudinii suprafeței terenului;
- derivarea variabilelor geomorfometrice pe baza modelelor numerice ale altitudinii suprafeței terenului;
- delimitarea obiectelor geomorfometrice pe baza modelelor numerice ale altitudinii suprafeței terenului;
- utilizarea variabilelor și a obiectelor geomorfometrice ca date de intrare în tehnici statistice, geostatistice și spațiale, cu finalitate în geomorfologie.

Modelele numerice ale altitudinii suprafeței terenului sunt principala sursă de informație altitudinală, care stau la baza analizei cantitative a formei suprafeței terestre. Sursele de altitudine sunt variate, ca de altfel și metodologiile de creare a modelelor numerice ale altitudinii suprafeței terenului, **pentru teritoriul României prezentându-se și validându-se o metodologie de rafinare a datelor SRTM** disponibile liber. A fost realizată și o descriere a **posibilităților de completare a datelor de altitudine de pe hărțile topografice pentru obținerea unor modele numerice ale altitudinii suprafeței terenului valide**.

Variabilele geomorfometrice cuantifică cantitativ forma suprafeței terestre, acestea variind de la simpla statistică a altitudinii, la variabile relaționate de evoluția apei, a radiației sau a vântului pe suprafața terestră. Pe lângă multitudinea de variabile geomorfometrice, modul de calcul al acestora variază foarte mult, fapt ce poate avea repercusiuni asupra utilizării acestora în modele statistice sau fizice. **Evaluarea nesiguranței** asociate derivării variabilelor geomorfometrice este foarte importantă, în acest sens fiind prezentate **o serie de studii de caz, în privința estimării eroziunii solului sau a probabilității de apariție a deplasărilor în masă**.

Obiectele geomorfometrice sunt areale relativ omogene după criterii de formă a suprafeței terestre, care constituie candidați pentru forme de relief. Metodologiile de clasificare geomorfometrică a reliefului au ca finalitate delimitarea obiectelor geomorfometrice, atât în sistem supervizat către un anumit tip de forme de relief conceptualizat anterior, cât și nesupervizat, prin aplicarea de metode statistice și de segmentare a imaginilor. Pentru teritoriul României este prezentată o **metodologie supervizată de clasificare geomorfometrică a reliefului de custe din Podișul Moldovei**.

Apariția unor **MNAST cu acoperire globală** deschide posibilitatea unor analize ale reliefului la nivel global și național. Aceasta relevă o serie de aspecte privind evoluția sistemului geomorfologic, mai ales dacă se poate realiza o comparație cu distribuția altitudinii pe alte planete.

Metodele statistice, geostatistice și de analiză spațială sunt indispensabile în analiza datelor geomorfometrice și geomorfologice. **Influența variabilității surselor de altitudine și a valorii variabilelor geomorfometrice** ca urmare a algoritmului de calcul a fost analizată, atât pentru estimarea **eroziunii solului** utilizând modelul USLE, cât și pentru regresia logistică ca metodă probabilistică de modelare a apariției **deplasărilor în masă**.

Detecția schimbărilor geomorfologice prin diferența MNAST este o tehnică care se poate utiliza cu

succes în studiul evoluției geomorfologice a albiilor majore și a reliefului antropic, la nivelul ultimului deceniu. Pentru validitatea analizei este nevoie de o modelare precisă a suprafeței MNAȘT, care să releve eventualele deficiențe ale surselor de date. Metoda schimbărilor geomorfologice prin diferența MNAȘT a fost aplicată pentru hărțile topografice românești, edițiile 1920, 1960 și 1984 (scara 1:20 000 - 1:25 000).

Cartarea geomorfometrică este o tehnică indispensabilă *obiectivizării cartării geomorfologice*, în acest sens fiind prezentată ca studiu de caz, *harta geomorfometrică a regiunii Iași*, scara 1:100 000 (L-35-32).

Regionarea geomorfometrică poate constitui o *îmbunătățire a precizității și o obiectivizare a regiunilor geomorfologice*. Metodele statistice pot fi utilizate pentru clarificarea unor limite, specialistul rămânând să definitiveze regionarea.

Analiza geomorfometrică a reliefului reprezentat pe modelele numerice ale suprafeței terenului, fundamentată conform schemei logice prezentate, este o unealtă indispensabilă în geomorfologie, studiile de caz exemplificând o parte din potențialul de aplicare al metodei.

Referințe bibliografice

- Abelson, H., G. J. Sussman, și J. Sussman (1996). *Structure and Interpretation of Computer Programs* (ed. a 2-a), Vol. 9. McGraw-Hill Book Company.
- Abrahams, A. și D. M. Mark (1986). The Random Topology Model of Channel Networks: Bias in Statistical Tests. *The Professional Geographer* 38, 77–81.
- Abrams, M., S. Hooks, și B. Ramachandran. ASTER User Handbook v. 2. Raport tehnic, Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology.
- Acharya, T. și A. K. Ray (2005). *Image processing: principles and applications*, Vol. 18. Wiley-Interscience.
- Ahnert, F. (1984). Local relief and the height limits of mountain ranges. *American Journal of Science* 284, 1035–1055.
- Ai, T. (2007). The drainage network extraction from contour lines for contour line generalization. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 62, 93–103.
- Ai, T. și J. Li (2010). A DEM generalization by minor valley branch detection and grid filling. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 65, 198–207.
- Akaike, H. (1974). A New Look at Statistical Model Identification. *IEEE Transactions on Automatic Control* 19, 716–723.
- American National Standard for Information Systems (1997). Spatial Data Transfer Standard (SDTS) - draft version. Raport tehnic, American National Standards Institute, New York.
- Anselin, L. (1995). Local Indicators of Spatial Association-LISA. *Geographical Analysis* 27, 93–115.
- Badea, L., M. Buza, G. Niculescu, M. Sandu, W. Schreiber, M. Serban, și A. Kadar (2006). *Unitățile de relief ale României. II Munții Apuseni și Podisul Transilvaniei*. București: Ars Docendi.
- Badea, L., G. Niculescu, S. Roata, M. Buza, și M. Sandu (2001). *Unitățile de relief ale României. I Carpații Meridionali și Munții Banatului*. București: Ars Docendi.
- Baker, V. R. (1996). Hypotheses and geomorphological reasoning. În B. L. Rhoads și C. E. Thorn (Eds.), *The scientific nature of geomorphology: proceedings of the 27th Binghamton Symposium in Geomorphology, held 27-29 September, 1996*, pag. 57–85. John Wiley & Sons.
- Baker, V. R. (2001). Water and the martian landscape. *Nature* 412, 228–36.
- Barsch, D. și R. Dikau (1989). Entwicklung einer Digitalen Geomorphologischen Basiskarte. *Geo-Informationssysteme* 3, 2–8.
- Bassett, K. și R. J. Chorley (1971). An experiment in terrain filtering. *Area* 3, 78–91.
- Battig, W. F. și W. E. Montague (1969). Category norms for verbal items in 56 categories: A replication and extension of the Connecticut norms. *Journal of Experimental Psychology* 80, 1–46.
- Beasley, D. B. și L. F. Huggins (1982). ANSWERS (Areal Nonpoint Source Watershed Environment Response Simulation) - User manual. Raport tehnic, Great Lakes national Program Office, Chicago.
- Becek, K. (2008). Investigating error structure of shuttle radar topography mission elevation data product. *Geophysical Research Letters* 35, 1–5.
- Berry, B. J. L. (1964). Approaches to Regional Analysis: A Synthesis. *Annals of the Association of American Geographers* 54, 2–11.
- Bevacqua, G. și R. Floris (1987). A surface specific-line tracking and slope recognition algorithm. *Computer Vision, Graphics, and Image Processing* 40, 219–227.
- Beven, K. și M. Kirkby (1979). A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Journal* 24, 43–69.
- Bezuidenhout, A. (2009). Semantics-Pragmatics Boundary. În J. L. Mey (Ed.), *Concise encyclopedia of pragmatics*, pag. 913–920. Elsevier.
- Bishr, Y. (1998). Overcoming the semantic and other barriers to GIS interoperability. *International Journal of Geographical Information Science* 12, 299–314.
- Bivand, R. S. (2006). Implementing Spatial Data Analysis Software Tools in R. *Geographical Analysis* 38, 23–40.
- Bivand, R. S., E. J. Pebesma, și V. Gomez-Rubio (2008). *Applied spatial data analysis with R*. Springer.
- Böhner, J. și O. Antonic (2009). Land-Surface Parameters Specific to Topo-Climatology. În T. Hengl și H. I. Reuter (Eds.), *Geomorphometry: concepts, software, applications*, Vol. 33, pag. 195–226.
- Bolch, T. și U. Kamp (2005). Using ASTER and SRTM DEMs for studying geomorphology and glaciation in high mountain areas. În M. Oluic (Ed.), *New Strategies for European Remote Sensing*, pag. 119–128. Rotterdam: Millpress.
- Boyce, J. M. (2005). Ancient oceans in the northern lowlands of Mars: Evidence from impact crater depth/diameter relationships. *Journal of Geophysical Research* 110, 1–15.
- Brenning, A. (2005). Spatial prediction models for landslide hazards: review, comparison and evaluation. *Natural Hazards and Earth System Science* 5, 853–862.
- Bue, B. D. și T. Stepinski (2006a). Automated classification of landforms on Mars. *Computers & Geosciences* 32, 604–614.
- Bue, B. D. și T. F. Stepinski (2006b). Machine detection of martian craters from digital topography. *Lunar and Planetary*

- Science* 37, 1178.
- Bue, B. D. și T. F. Stepinski (2007). Machine Detection of Martian Impact Craters From Digital Topography Data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 45, 265–274.
- Burrough, P. A. (1987). *Principles of geographical information systems for land resources assessment*. Oxford: Clarendon Press.
- Burrough, P. A. (2000). High-resolution landform classification using fuzzy k-means. *Fuzzy Sets and Systems* 113, 37–52.
- Canny, J. (1986). A computational approach to edge detection. *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence* 8, 679–98.
- Carlston, C. W. (1963). Drainage density and streamflow. Raport tehnic, U.S. Geological Survey, Washington.
- Carr, M. H. (2003). Oceans on Mars: An assessment of the observational evidence and possible fate. *Journal of Geophysical Research* 108, 13–14.
- Carrara, A., G. Bitelli, și R. Carla (1997). Comparison of techniques for generating digital terrain models from contour lines. *International Journal of Geographical Information Science* 11, 451–473.
- Carrara, A. și R. J. Pike (2008). GIS technology and models for assessing landslide hazard and risk. *Geomorphology* 94, 257–260.
- Carter, J. R. (1992). The effect of data precision on the calculation of slope and aspect using gridded DEMs. *Cartographica* 29, 22–34.
- Cayley, A. (1859). On contour and slope lines. *The London and Edinburgh Philosophical Magazine and Journal of Science* 18, 264–268.
- Chai, H., C. Zhou, X. Chen, și W. Cheng (2009). Digital regionalization of geomorphology in Xinjiang. *Journal of Geographical Sciences* 19, 600–614.
- Chen, C. H. (Ed.) (2008). *Image processing for remote sensing*. Boca Raton: CRC Press.
- Chorley, R. J., M. E. Donald, și H. A. Pogorzelski (1957). A new standard for estimating basin shape. *American Journal of Science* 255, 138–141.
- Chorley, R. J. și P. Haggett (1965). Trend-surface mapping in geographical research. *Transactions of the Institute of British Geographers* 37, 47–67.
- Chorley, R. J., S. A. Schumm, și D. E. Sugden (1984). *Geomorphology*. Methuen.
- Chung, C. (2006). Using likelihood ratio functions for modeling the conditional probability of occurrence of future landslides for risk assessment. *Computers & Geosciences* 32, 1052–1068.
- Clarke, K. C. (1986). Computation of the fractal dimension of topographic surfaces using the triangular prism surface area method. *Computers & Geosciences* 12, 713–732.
- Clerici, A. (1980). A method for drawing slope maps from contour maps by automatic data acquisition and processing. *Computers & Geosciences* 6, 289–297.
- Comer, R. P., S. C. Solomon, și J. W. Head (1985). Mars: thickness of the lithosphere from tectonic response to volcanic loads. *Reviews of Geophysics* 23, 61–92.
- Conacher, A. și J. Dalrymple (1977). The nine unit landscape model: an approach to pedogeomorphic research. *Geoderma* 18, 154.
- Condorachi, D. (2008). GIS used in recent anthropic relief alterations assessment within Călimani National Park. *Revista de Horticultură* 6, 1009–1014.
- Connerney, J. E. P., M. H. Acuña, N. F. Ness, G. Kletetschka, D. L. Mitchell, R. P. Lin, și H. Reme (2005). Tectonic implications of Mars crustal magnetism. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 102, 14970–5.
- Cooper, G. (2003). Feature detection using sun shading. *Computers & Geosciences* 29, 941–948.
- Corazzon, R. (2011). Definitions of ontology - first part: from Christian Wolff to Edmund Husserl.
- Corripio, J. G. (2003). Vectorial algebra algorithms for calculating terrain parameters from DEMs and solar radiation modelling in mountainous terrain. *International Journal of Geographical Information Science*, 1–23.
- Costa-Cabral, M. C. și J. Burges (1994). Digital elevation model networks (DEMON): A model of flow over hillslopes for computation and dispersal areas Specific contributing area. *Water Resources Research* 30, 1681–1692.
- Cressie, N. A. C. (1991). *Statistics for spatial data*. John Wiley & Sons, Inc.
- Dalgaard, P. (2002). *Introductory statistics with R*. Springer.
- Danielson, J. și D. Gesch (2011). Global multi-resolution terrain elevation data 2010 (GMTED2010). Raport tehnic, U.S. Geological Survey, Reston.
- Danielson, J. J. și D. B. Gesch (2008). An enhanced global elevation model generalized from multiple higher resolution source datasets. In *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, Vol. XXXVII, Part B4, Beijing 2008, pag. 1857–1864.
- Davis, W. M. și W. H. Snyder (1898). *Physical geography*. The Athenaeum Press, Ginn & Company.
- de Morisson Valeriano, M. și D. de Fátima Rossetti (2012). Topodata: Brazilian full coverage refinement of SRTM data. *Applied Geography* 32, 300–309.
- de Smith, M. J. (2012). STATSREF: Statistical Analysis Handbook, <http://www.statsref.com/HTML/index.html> (accesată 01.09.2012).
- Dehn, M. (2001). Principles of semantic modeling of landform structures. *Computers & Geosciences* 27, 1005–1010.
- Denning, P. J., D. E. Comer, D. Gries, M. C. Mulder, A. Tucker, a. J. Turner, și P. R. Young (1989). Computing as a discipline. *Communications of the ACM* 32, 9–23.
- Dey, T. K. (2007). *Curve and surface reconstruction*. Cambridge University Press.

- Dietrich, W. E. și T. Dunne (1993). The channel head. În K. J. Beven și M. J. Kirkby (Eds.), *Channel network hydrology*, pag. 175–219.
- Dietrich, W. E., S. L. Reneau, și C. J. Wilson (1987). Overview: "zero-order basins" and problems of drainage density, sediment transport and hillslope morphology. În *Erosion and sedimentation in the Pacific Rim, Proceedings of the Corvallis Symposium, August 1987*. IAHS Publ. 165.
- Dietrich, W. E., C. J. Wilson, D. R. Montgomery, și J. McKean (1993). Analysis of Erosion Thresholds, Channel Networks, and Landscape Morphology Using a Digital Terrain Model. *The Journal of Geology* 101, 259–278.
- Dikau, R. (1988). Case studies in the development of derived geomorphic maps. *Geologisches Jahrbuch A* 104, 329–338.
- Dikau, R. (1990). Derivative from detailed geoscientific maps using computer methods. *Zeitschrift für Geomorphologie Suppl.-Bd.*, 45–55.
- Dikau, R. (1995). Morphometric landform analysis of New Mexico. *Zeitschrift für Geomorphologie Suppl.-Bd.*, 109–126.
- Dikau, R. (1999). The need for field evidence in modelling landform evolution. În S. Hergarten și H. Neugebauer (Eds.), *Process modelling and landform evolution*, pag. 3–12.
- Dikau, R., E. E. Brabb, și R. M. Mark (1991). Landscape classification of New Mexico by computer. Raport tehnic, U.S. Geological Survey, Menlo Park.
- Dobos, E. și J. Daroussin (2007). Calculation of Potential Drainage Density Index (PDD). În R. Peckham și G. Jordan (Eds.), *Digital Terrain Modelling. Development and applications in a policy support environment*, pag. 283–295. Springer.
- Dobos, E., J. Daroussin, și L. Montanarella (2007). A Quantitative Procedure for Building Physiographic Units for the European SOTER Database. În R. Peckham și G. Jordan (Eds.), *Digital Terrain Modelling. Development and applications in a policy support environment*, pag. 227–258. Springer.
- Dobre, R., B. Mihai, și I. Savulescu (2011). The Geomorphotechnical Map: a highly detailed geomorphic map for railroad infrastructure improvement. A case study for the Prahova River Defile (Curvature Carpathians, Romania). *Journal of Maps*, 126–137.
- Dodds, P. și D. Rothman (2000a). Geometry of river networks. II. Distributions of component size and number. *Physical Review E* 63, 1–15.
- Dodds, P. și D. Rothman (2000b). Geometry of river networks. III. Characterization of component connectivity. *Physical Review E* 63, 1–10.
- Dodds, P. și D. Rothman (2000c). Geometry of river networks. I. Scaling, fluctuations, and deviations. *Physical Review E* 63, 1–13.
- Dodds, P. S. (2000). Scaling, Universality, and Geomorphology. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 5, 71–610.
- Dodds, P. S. și D. H. Rothman (1999). Unified view of scaling laws for river networks. *Physical review. E, Statistical physics, plasmas, fluids, and related interdisciplinary topics* 59, 4865–4877.
- Donato, G. și S. Belongie (2002). Approximate thin plate spline mappings. În A. Heyden, G. Sparr, M. Nielsen, și P. Johansen (Eds.), *Computer Vision - ECCV 2002: 7th European Conference on Computer Vision, Copenhagen, Denmark, May 28-31, 2002, Proceedings, Part III*, pag. 21–31. Springer-Verlag Heidelberg.
- Dorrer, E. și X. Zhou (1998). Towards optimal relief representation from Mars imagery by combination of DEM and shape-from-shading. În 'IAPRS', Vol. 32/4, *ISPRS Commission IV Symposium on GIS - Between Visions and Applications, Stuttgart, Germany*, Vol. 32, pag. 156–161.
- Dozier, J. (1981). A faster solution to the horizon problem. *Computers & Geosciences* 7, 145–151.
- Drăguț, L. D. și T. Blaschke (2006). Automated classification of landform elements using object-based image analysis. *Geomorphology* 81, 330–344.
- Drăguț, L. D. și T. Blaschke (2008). Terrain segmentation and classification using SRTM data. În Q. Zhou, B. Lees, și G.-a. Tang (Eds.), *Advances in digital terrain analysis*, pag. 141–158. Springer.
- Drăguț, L. D. și C. Eiskank (2011). Object representations at multiple scales from digital elevation models. *Geomorphology* 129, 183–189.
- Drăguț, L. D., D. Tiede, și S. R. Levick (2010). ESP : a tool to estimate scale parameter for multiresolution image segmentation of remotely sensed data. *International Journal of Geographical Information Science* 24, 37–41.
- Duchon, C. E. (1979). Lanczos filtering in One and two dimensions. *Journal of Applied Meteorology* 18, 1016–1022.
- Duke, G. D., S. W. Kienzie, D. L. Johnson, și J. M. Byrne (2003). Improving overland flow routing by incorporating ancillary road data into Digital Elevation Models. *Journal of Spatial Hydrology* 3.
- Dumitriu, D. (2007). *Sistemul aluviunilor din bazinul râului Trotuș*. Edit. Univ. Ștefan cel Mare Suceava.
- Dury, G. H. (1951). Quantitative Measurement of Available Relief and of Depth of Dissection. *Geological Magazine* 88, 339–343.
- Dutton, G. H. (1999). *A hierarchical coordinate system for geoprocessing and cartography*. Springer.
- Eckert, S., T. Kellenberger, și K. Itten (2005). Accuracy assessment of automatically derived digital elevation models from aster data in mountainous terrain. *International Journal of Remote Sensing* 26, 1943–1957.
- Engelen, V. W. P. și T. T. Wen (1994). Global and National Soils and Terrain Digital Databases (SOTER) Procedures Manual (revised edition). Raport tehnic, International Soil Reference and Information Centre, Wageningen.
- Erez, M. (1960). Checking contour-lines photogrammetrically. *Photogrammetria* 17, 28–30.
- ESRI (2012). ArcGIS Desktop 10 Help - How slope works, [http://help.arcgis.com/en/arcgisdesktop/10.0/help/index.html #/009z000000v2000000.htm](http://help.arcgis.com/en/arcgisdesktop/10.0/help/index.html#/009z000000v2000000.htm) (accesată 01.09.2012).
- Etzelmüller, B., B. r. Romstad, și J. Fjellanger (2007). Automatic regional classification of topography in Norway. *Norwegian Journal of Geology*, 167–180.

Referințe bibliografice

- Evans, I. S. (1977). The selection of class intervals. *Transactions of the Institute of British Geographers* 2, 98–124.
- Evans, I. S. (1979a). An integrated system of terrain analysis and slope mapping. Raport tehnic, University of Durham, Durham.
- Evans, I. S. (1979b). An integrated system of terrain analysis and slope mapping. Raport tehnic, University of Durham, Durham.
- Evans, I. S. (2005). Cartographic techniques in geomorphology. În A. Goudie, A. Malcolm, T. Burt, J. Lewin, K. Richards, B. Whalley, și P. Worsley (Eds.), *Geomorphological techniques* (ed. a 2-a), pag. 110–122. Routledge.
- Evans, I. S. și N. J. Cox (1998). Relations between land surface properties : altitude , slope and curvature. pag. 1–25.
- Evans, I. S., T. Hengl, și P. Gorsevski (2009). Applications in Geomorphology. În T. Hengl și H. I. Reuter (Eds.), *Geomorphometry: concepts, software, applications*, Vol. 33, pag. 497–525.
- Everitt, B. S. (2006). *The Cambridge dictionary of statistics* (ed. a 3-a). Cambridge: Cambridge University Press.
- Everitt, B. S. și T. Hothorn (2005). *A handbook of statistical analyses using R*. Chapman & Hall/CRC.
- Fairfield, J. și P. Leymarie (1991). Drainage Networks From Grid Digital Elevation Models. *Water Resources Research* 27, 709–717.
- Falconer, K. (1990). *Fractal geometry. Mathematical foundations and applications*. John Wiley & Sons, Ltd.
- Falkner, E. și D. Morgan (2002). *Aerial mapping. Methods and applications*. Lewis Publishers.
- Farina, A. (1998). *Principles and methods in landscape ecology*. Chapman & Hall.
- Farr, T. G., P. A. Rosen, E. Caro, R. Crippen, R. Duren, S. Hensley, M. Kobrick, M. Paller, E. Rodriguez, L. Roth, D. Seal, S. Shaffer, J. Shimada, J. Umland, M. Werner, M. Oskin, D. Burbank, și D. Alsdorf (2007). The shuttle radar topography mission. *Reviews of Geophysics*, 1–33.
- Fenneman, N. M. (1916). Physiographic divisions of the United States. *Annals of the Association of American Geographers* 6, 19–98.
- Fisher, R. A. (1954). *Statistical methods for research workers*. New York: Hafner Publishing Company Inc.
- Fisher, W. D. (1958). On grouping for maximum homogeneity. *Journal of the American Statistical Association* 53, 789–798.
- Fleming, M. D. și R. M. Hoffer (1979). Machine processing of Landsat MSS data and DMA topographic data for forest cover type mapping. Raport tehnic, Department of Forestry and natural Resources, Laboratory for Applications of Remote Sensing, Purdue University, West Lafayette.
- Florinsky, I. V. (1998). Derivation of topographic variables from a digital elevation model given by a spheroidal trapezoidal grid. *International Journal of Geographical Information Science* 10, 108–277.
- Fraeman, A. a. și J. Korenaga (2010). The influence of mantle melting on the evolution of Mars. *Icarus* 210, 43–57.
- Frederiksen, P. (1981). Terrain analysis and accuracy prediction by means of the Fourier transformation. *Photogrammetria* 36, 145–157.
- Freeman, T. (1991). Calculating catchment area with divergent flow based on a regular grid. *Computers & Geosciences* 17, 413–422.
- Fujisada, H., G. Bailey, G. Kelly, S. Hara, și M. Abrams (2005). ASTER DEM performance. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 43, 2707–2714.
- Gallant, J. C. și J. P. Wilson (1996). TAPES-G: a grid-based terrain analysis program for the environmental sciences. *Computers & Geosciences* 22, 713–722.
- Gallant, J. C. și J. P. Wilson (2000). Primary topographic attributes. În J. P. Wilson și J. C. Gallant (Eds.), *Terrain analysis: principles and applications*, pag. 51–85. Wiley.
- Gao, J. și J. Maro (2010). Topographic controls on evolution of shallow landslides in pastoral Wairarapa, New Zealand, 1979–2003. *Geomorphology* 114, 373–381.
- Garbrecht, J. și L. W. Martz (1993). Comentariu la " A Combined Algorithm for Automated Drainage Network Extraction " de către Jean Chorowicz și alții. *Water Resources Research* 29, 535–536.
- Gardiner, V. (1978). Redundancy and Spatial Organization of Drainage Basin form Indices: An Empirical Investigation of Data from North-West Devon. *Transactions of the Institute of British Geographers* 3, 416–431.
- Gardiner, V. (2005). Drainage basin morphometry. În A. Goudie, A. Malcolm, T. Burt, J. Lewin, K. Richards, B. Whalley, și P. Worsley (Eds.), *Geomorphological techniques* (ed. a II-a), Vol. 2, pag. 79–91. Routledge.
- Gardiner, V. și C. Park (1978). Drainage basin morphometry: review and assessment. *Progress in Physical Geography* 2, 1–35.
- Gauss, C. F. *Disquisitiones generales circa superficies curvas*. Gottingae Typis Dieterichianis.
- Gennadiyev, A. N. și J. G. Bockheim (2006). Development of the soil cover pattern and soil catena concepts. În B. P. Warkentin (Ed.), *Footprints in the soil. People and ideas in soil history*, pag. 167–186. Elsevier.
- Ghosh, S. (1987). Photo-scale, map-scale and contour intervals in topographic mapping. *Photogrammetria* 42, 34–50.
- Ghosh, S. K. (1979). *Analytical photogrammetry* (ed. a 2-a). Pergamon Press.
- Gibbs, W. J. și B. E. Wilson (1901). *Vector analysis. A text-book for the use of students of mathematical and physics*. Edward Arnold.
- Glock, W. (1932). Available Relief as a Factor of Control in the Profile of a Land Form. *The Journal of Geology* 40, 74–83.
- Goncalves, G., P. Luien, S. Riazanoff, și B. Cervelle (1999). Le probleme des courbes intercalaires dans la construction d'un MNT maille a partir des courbes de niveau. *Bulletin SFPT* 153, 32–34.
- Goodchild, M. F. și D. M. Mark (1987). The fractal nature of geographic phenomena. *Annals of the Association of American* 77, 265–278.
- Gorini, M. A. V. (2011). Which is the best scale ? Finding fundamental features and scales in DEMs. În *Proceedings of Geomorphometry 2011, 8 Sept. 2011, Redlands, USA*, pag. 67–70.
- Goudie, A., A. Malcolm, T. Burt, J. Lewin, K. Richards, B. Whalley, și P. Worsley (2005). *Geomorphological techniques* (ed.

Referințe bibliografice

- a 2-a). Routledge.
- Grigore, M. (1979). *Reprezentarea grafică și cartografică a formelor de relief*. București: Editura Academiei R.S.R.
- Gringarten, E. și C. V. Deutsch (2001). Variogram Interpretation and Modeling. *Mathematical Geology* 33, 507–534.
- Großmann, C. H. și S. S. Steiner (2008). SRTM resample with short distance-low nugget kriging. *International Journal of Geographical Information Science* 22, 895–906.
- Gruber, S., C. Huggel, și R. J. Pike (2009). Modelling mass movements and landslide susceptibility. În T. Hengl și H. I. Reuter (Eds.), *Geomorphometry: concepts, software, applications*, Vol. 33, pag. 527–550.
- Gruber, S. și S. Peckham (2009). Land-surface parameters and objects in hydrology. În T. Hengl și H. I. Reuter (Eds.), *Geomorphometry: concepts, software, applications*, Vol. 33, pag. 171–194.
- Gruber, T. R. (1993). A Translation Approach to Portable Ontology Specifications. *Knowledge Acquisition* 5, 199–220.
- Guisan, A., S. B. Weiss, și A. D. Weiss (2000). GLM versus CCA spatial modeling of plant species distribution. *Plant Ecology*, 107–122.
- Gustavsson, M., E. Kolstrup, și A. C. Seijmonsbergen (2006). A new symbol-and-GIS based detailed geomorphological mapping system: Renewal of a scientific discipline for understanding landscape development. *Geomorphology* 77, 90–111.
- Gustavsson, M., A. C. Seijmonsbergen, și E. Kolstrup (2008). Structure and contents of a new geomorphological GIS database linked to a geomorphological map — With an example from Liden, central Sweden. *Geomorphology* 95, 335–349.
- Haggett, P., R. J. Chorley, și D. R. Stoddart (1965). Scale Standards in Geographical Research: A New Measure of Areal Magnitude. *Nature* 205, 844–847.
- Hall, O., G. Falorni, și R. Bras (2005). Characterization and Quantification of Data Voids in the Shuttle Radar Topography Mission Data. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters* 2, 177–181.
- Hammond, E. H. (1954). Small-Scale Continental Landform Maps. *Annals of the Association of American Geographers* 44, 33.
- Hammond, E. H. (1964a). Analysis of properties in land from geography: an application to broad-scale land form mapping. *Annals of the Association of American Geographers*, 11–20.
- Hammond, E. H. (1964b). Map Supplement. No. 4: Classes of Land-Surface Form in the Forty Eight States, U. S. A. *Annals of Association of American Geographers* 54.
- Hancock, G. R. (2005). The use of digital elevation models in the identification and characterization of catchments over different grid scales. *Hydrological Processes* 19, 1727–1749.
- Hancock, G. R. și K. G. Evans (2006). Channel head location and characteristics using digital elevation models. *Earth Surface Processes and Landforms* 31, 809–824.
- Hanna, R. (1998). *Routledge Encyclopedia of Philosophy*. Routledge.
- Haralick, R. M. (1983). Ridges and Valleys on Digital Images. *Image Processing*.
- Harlin, J. (1978). Statistical moments of the hypsometric curve and its density function. *Journal of International Association of Mathematical Geology* 10, 59–72.
- Hasthorpe, J. și N. Mount (2007). The generation of river channel skeletons from binary images using raster thinning algorithms. În *GISRUK 2007 Proceedings*, Vol. 44.
- Hengl, T. (2006). Finding the right pixel size. *Computers & Geosciences* 32, 1283–1298.
- Hengl, T. (2009). *A practical guide to geostatistical mapping* (ed. a II-a). Office for Official Publications of the European Communities.
- Hengl, T. și I. S. Evans (2009). Mathematical and digital models of the land surface. În T. Hengl și H. I. Reuter (Eds.), *Geomorphometry: concepts, software, applications*, Vol. 33, pag. 31–63. Elsevier.
- Hengl, T., C. H. Großmann, R. S. Bivand, O. Conrad, și A. Lobo (2009). SAGA vs GRASS : A Comparative Analysis of the Two Open Source Desktop GIS for the Automated Analysis of Elevation Data. În *Proceedings of 2010 IEEE 17th International Conference on Image Processing*, pag. 22–27.
- Hengl, T., S. Gruber, și D. P. Shrestha (2004). Reduction of errors in digital terrain parameters used in soil-landscape modelling. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 5, 97–112.
- Hengl, T., B. H. P. Maathuis, și L. Wang (2009). Geomorphometry in ILWIS. În T. Hengl și H. I. Reuter (Eds.), *Geomorphometry: concepts, software, applications*, Vol. 33, pag. 309–331.
- Hengl, T. și H. I. Reuter (2009). *Geomorphometry: Concepts, Software, Applications*. Elsevier.
- Hengl, T. și H. I. Reuter (2011). How accurate (and usable) is GDEM? (A statistical assessment of GDEM using LiDAR data). În *Proceedings of Geomorphometry 2011, 8 Sept. 2011, Redlands, USA*.
- Hengl, T. și D. G. Rossiter (2003). Supervised landform classification to enhance and replace photo-interpretation in semi-Detailed Soil Survey. *Soil Science Society of America Journal*, 1810–1822.
- Hickey, R. (2000). Slope Angle and Slope Length Solutions for GIS. *Cartography* 29, 1 – 8.
- Hjerdt, K. N. (2004). A new topographic index to quantify downslope controls on local drainage. *Water Resources Research* 40, 1–6.
- Hobson, E. D. (1972). Surface roughness in topography: quantitative approach. În R. J. Chorley (Ed.), *Spatial analysis in geomorphology*, pag. 221–246. New York: Harper & Row Publishers Inc.
- Hodgson, M. E. (1995). What cell size does the computed slope/aspect angle represent? *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing* 61, 513–517.
- Hoffmann, J. și D. Walter (2006). How Complementary are SRTM-X and -C Band Digital Elevation Models ? *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing* 72, 261–268.
- Horn, B. K. (1970). Shape from shading: a method for obtaining the shape of a smooth object from one view. Raport tehnic,

Referințe bibliografice

- Massachusetts Institute of Technology, Cambridge.
- Horton, R. (1932). Drainage-basin characteristics. *Eos - Transactions American Geophysical Union* 13, 350–361.
- Horton, R. E. (1945). Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological Society of America Bulletin* 56, 275–370.
- Huggett, R. J. (1975). Soil landscape systems: a model of soil genesis. *Geoderma* 13, 1–22.
- Huggett, R. J. (2003). *Fundamentals of Geomorphology*. London: Taylor & Francis.
- Hunter, G. J. și M. F. Goodchild (1997). Modeling the uncertainty of slope and aspect estimates derived from spatial databases. *Geographical analysis* 29, 35–49.
- Hurford, J. R., B. Heasley, și M. B. Smith (2007). *Semantics: a coursebook* (ed. a 2-a). Cambridge University Press.
- 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.
- Hutchinson, M. F., T. Xu, și J. A. Stein (2011). Recent Progress in the ANUDEM Elevation Gridding Procedure. În *Proceedings of Geomorphometry 2011, 8 Sept. 2011, Redlands, USA*, pag. 19–22.
- Ichim, I. și M. Rădoane (1985). Câteva aspecte privind aportul albiilor râurilor Doamna (Argeș) și Trotuș, ca surse de aluviuni. *Lucrările Stațiunii Stejarul, Piatra Neamț* 8, 19–30.
- Iliffe, J. C. (2003). *Datums and map projections for remote sensing and surveying*. Latheronwheel: Whittles Publishing.
- Ioniță, I. (2000). *Relieful de cueste din Podișul Moldovei*. Iași: Corson.
- Irvin, B. (1997). Fuzzy and isodata classification of landform elements from digital terrain data in Pleasant Valley, Wisconsin. *Geoderma* 77, 137–154.
- Iwahashi, J. și R. J. Pike (2007). Automated classifications of topography from DEMs by an unsupervised nested-means algorithm and a three-part geometric signature. *Geomorphology* 86, 409–440.
- Izenman, A. J. (2008). *Modern multivariate statistical techniques. Regression, classification and manifold learning*. Springer.
- Jain, A. K. (1989). *Fundamentals of digital image processing*. Prentice Hall.
- James, L. A., M. E. Hodgson, S. Ghoshal, și M. M. Latiolais (2012). Geomorphic change detection using historic maps and DEM differencing: The temporal dimension of geospatial analysis. *Geomorphology* 137, 181–198.
- Jasiewicz, J. și M. Metz (2011). A new GRASS GIS toolkit for Hortonian analysis of drainage networks. *Computers & Geosciences* 37, 1162–1173.
- Jenness, J. S. (2004). Calculating landscape surface area from digital elevation models. *Wildlife Society Bulletin* 32, 829–839.
- Jenny, B. (2001). An interactive approach to analytical relief shading. *Cartographica* 38, 67–75.
- Jenson, S. K. (1985). Automated derivation of hydrologic basin characteristics from digital elevation model data. În *Auto-Carto VII Proceedings of the Digital Representations of Spatial Knowledge March 11 - 14, 1985 Washington, D.C.*, pag. 301–310.
- Jenson, S. K. și J. O. Domingue (1988). Extracting Topographic Structure from Digital Elevation Data for Geographic Information System Analysis. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing* 54, 1593–1600.
- Jenčo, M. și J. Pacina (2009). Edge and Ridge Detectors as a Techniques for Geomorphometry. În *Symposium GIS Ostrava 2009, Seamless Geoinformation Technologies, January 25th - 28th 2009, Ostrava, Czech Republic*.
- Johnson, D. (1933). Available Relief and Texture of Topography a Discussion. *The Journal of Geology* 41, 293–305.
- Johnston, E. G. și A. Rosenfeld (1975). Digital detection of pits, peaks, ridges, and ravines. *IEEE Transactions on Sys*, 472–480.
- Jolliffe, I. T. (2002). *Principal Component Analysis* (ed. a 2-a). Springer.
- Jones, K. (1998a). A comparison of algorithms used to compute hill slope as a property of the DEM. *Computers & Geosciences* 24, 315–323.
- Jones, K. H. (1998b). A comparison of two approaches to ranking algorithms used to compute hill slopes. *GeoInformatica* 2, 235–256.
- Jordan, G. (2007). Digital Terrain Analysis in a GIS Environment . Concepts and development. În R. J. Pekham și G. Jordan (Eds.), *Digital Terrain Modelling. Development and applications in a policy support environment*, pag. 1–43. Springer.
- Keeratikasikorn, C. și I. Trisiratayawong (2008). Reconstruction of 30 m DEM from 90 m SRTM DEM with bicubic polynomial interpolation. În *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences. Vol. XXXVII. Part B1. Beijing 2008*, pag. 90–93.
- Kim, K. M., B. Lee, N. S. Choi, G. H. Kang, J. J. Park, și C. Y. Suen (2006). Gray-Scale Thinning Algorithm Using Local Min / Max Operations. În H. Bunke și A. Spitz (Eds.), *DAS 2006*, pag. 62 – 70.
- King, L. C. (1953). Canons of landscape evolution. *Geological Society Of America Bulletin*.
- Kraus, K. (1981). Recent trends in the production of orthophotos and stereo-orthophotos. *Photogrammetria* 36, 1–10.
- Krcho, J. (1973). Morphometric analysis of relief on the basis of geometric aspect of field theory. În *Acta Geographica Universitatis Comenianae. Geographico-physica No. 1*, pag. 1–233. Bratislava: Slovak Pedagogical Publishers.
- Lagacherie, P. (1997). Fuzzy k-means clustering of fields in an elementary catchment and extrapolation to a larger area. *Geoderma* 77, 197–216.
- Lang, S. (2008). Object-based image analysis for remote sensing applications : modeling reality – dealing with complexity. În T. Blaschke, S. Lang, și G. J. Hay (Eds.), *Object-Based Image Analysis. Spatial Concepts for Knowledge Driven Remote Sensing Applications*, pag. 4–27.
- Langbein, W. B. (1947). Topographic characteristics of drainage basins. Raport tehnic, US Geological Survey, Washington D. C.
- Lea, N. J. (1992). An aspect-driven kinematic routing algorithm. În A. J. Parsons (Ed.), *Overland flow. Hydraulics and erosion mechanics*, pag. 374–387. Taylor & Francis.

- Lee, J.-S. (1980). Digital image enhancement and noise filtering by use of local statistics. *IEEE Transactions on Pattern Analysis and machine Intelligence PAMI-2*, 165–168.
- Lee, S., G. Wolberg, și S. Shin (1997). Scattered data interpolation with multilevel B-splines. *IEEE Transactions on Visualization and Computer Graphics* 3, 228–244.
- Lee, S. J. și K. C. Clarke (2005). An Assessment of Differences in Algorithms For Computing Fundamental Topographic Parameters. În *AutoCarto Proceedings Papers 2005*.
- Lefebvre, M. (2009). *Basic probability theory with applications*. Springer.
- LeVeque, R. J. (1998). Finite difference methods for differential equations, <http://citeseerx.ist.psu.edu/viewdoc/download?doi=10.1.1.111.1693&rep=rep1&type=pdf> (note de curs, varianta 2006, accesată 01.09.2012).
- Linder, W. (2006). *Digital photogrammetry. A practical course*. Springer.
- Lindsay, J. B. și M. G. Evans (2008). The influence of elevation error on the morphometrics of channel networks extracted from DEMs and the implications for hydrological modelling. *Hydrological Processes* 1603, 1588–1603.
- Liu, H. (2003). Derivation of surface topography and terrain parameters from single satellite image using shape-from-shading technique. *Computers & Geosciences* 29, 1229–1239.
- Lohse, V. și C. Heipke (2004). Multi-image shape-from-shading: derivation of planetary digital terrain models using Clementine images. În *Geo-Imagery Bridging Continents XXth ISPRS Congress, 12-23 July 2004 Istanbul, Turkey Commission 4*, pag. 1–6.
- Longley, P. A., M. F. Goodchild, D. J. Maguire, și D. W. Rhind (2005). *Geographical information systems and science* (ed. a 2-a). John Wiley & Sons, Ltd.
- Luedeling, E., S. Siebert, și a. Buerkert (2007). Filling the voids in the SRTM elevation model — A TIN-based delta surface approach. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 62, 283–294.
- Mackay, D., V. B. Robinson, și L. E. Band (1992). Classification of higher order topographic objects on digital terrain data. *Computers, Environment and Urban Systems* 16, 473–496.
- MacMillan, R. A., R. Jones, și D. McNabb (2004). Defining a hierarchy of spatial entities for environmental analysis and modeling using digital elevation models (DEMs). *Computers, Environment and Urban Systems* 28, 175–200.
- MacMillan, R. A., W. W. Pettapiece, S. C. Nolan, și T. W. Goddard (2000). A generic procedure for automatically segmenting landforms into landform elements using DEMs, heuristic rules and fuzzy logic. *Fuzzy Sets and Systems* 113, 81–109.
- MacMillan, R. A. și P. A. Shary (2009). Landforms and landform elements in geomorphometry. În T. Hengl și H. I. Reuter (Eds.), *Geomorphometry: concepts, software, applications*, Vol. 33, pag. 227–254.
- Mandelbrot, B. (1983). *The fractal geometry of nature*. New York: V.H. Freeman and Company.
- Mark, D. M. (1975). Geomorphometric Parameters: A Review and Evaluation. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography* 57, 165–177.
- Mark, D. M. (1977). *Topological randomness of geomorphic surfaces*. Teză de doctorat, Simon Fraser University.
- Mark, D. M. (1983). Relations between Field-Surveyed Channel Networks and Map-Based Geomorphometric Measures, Inez, Kentucky. *Annals of the Association of American Geographers* 73, 358–372.
- Mark, D. M. și B. Smith (2003). A Science of Topography : Bridging the Qualitative-Quantitative Divide. În M. P. Bishop și J. Shroder (Eds.), *Geographic Information Science and Mountain Geomorphology*, pag. 1–23. Springer.
- Mark, D. M., B. Smith, și B. Tversky (1999). Ontology and Geographic Objects : An Empirical Study of Cognitive Categorization. În *Spatial Information Theory. Cognitive and Computational Foundations of Geographic Information Science. International Conference COSIT'99 Stade, Germany, August 25-29, 1999 Proceedings*, pag. 283–298. Springer.
- Marques de Sa, J. P. (2007). *Applied statistics using SPSS, STATISTICA, MATLAB and R*. Springer.
- Martonne, E. D. (1941). Hypsométrie et morphologie. Détermination et interprétation des altitudes moyennes de la France et de ses grandes régions naturelles. *Annales de Géographie* 50, 241–254.
- Martz, L. și E. Dejong (1991). Using cesium-137 and landform classification to develop a net soil erosion budget for a small Canadian Prairie watershed. *Catena* 18, 289–308.
- Martz, L. și E. Jong (1988). CATCH: A FORTRAN program for measuring catchment area from digital elevation models. *Computers & Geosciences* 14, 627–640.
- Martz, L. W. și J. Garbrecht (1992). Numerical definition of drainage network and subcatchment areas from Digital Elevation Models. *Computers & Geosciences* 18, 747–761.
- Matenco, L., G. Bertotti, K. Leever, S. Cloetingh, S. M. Schmid, M. Tărașoancă, și C. Dinu (2007). Large-scale deformation in a locked collisional boundary: Interplay between subsidence and uplift, intraplate stress, and inherited lithospheric structure in the late stage of the SE Carpathians evolution. *Tectonics* 26.
- Matheron, G. (1962). *Traité de géostatistique appliquée*, Vol. 1. Paris: Editions Technip.
- Maxwell, C. J. (1870). On hills and dales. *The London and Edinburgh Philosophical Magazine and Journal of Science* 40.
- McBratney, A. B. (1998). Some considerations on methods for spatially aggregating and disaggregating soil information. *Nutrient Cycling in Agroecosystems* 50: 50, 51–62.
- McGarigal, K. și B. J. Marks (1994). FRAGSTATS. Spatial pattern analysis program for quantifying landscape structure. Raport tehnic, Forest Science Department, Oregon State University, Corvallis.
- McNamara, J., A. Ziegler, S. Wood, și J. Vogler (2006). Channel head locations with respect to geomorphologic thresholds derived from a digital elevation model: a case study in northern Thailand. *Forest Ecology and Management* 224, 147–156.
- Meyer, T. H., M. Eriksson, și R. C. Maggio (2001). Gradient Estimation from Irregularly Spaced data sets. *Mathematical Geology* 33, 693–717.
- Mihai, B., I. Șandric, și Z. Chițu (2008). Some contributions to the drawing of the general geomorphic map using GIS tools .

- An application to Timis Mountains (Curvature Carpathians). *Revista de geomorfologie* 10, 39–50.
- Miller, A. A. (1948). The Dissection and Analysis of Maps : Presidential Address. *Transactions of the Institute of British Geographers* 14, 1–13.
- Miller, V. C. (1953). A quantitative geomorphic study of drainage basin characteristics in the Clinch Mountain area, Virginia and Tennessee. Raport tehnic, Department of Geology, Columbia University.
- Milne, G. (1935). Some suggested units of classification and mapping particularly for East African soils. *Soil Research* 4, 183–198.
- Minar, J., M. Bielik, M. Kováč, D. Plašienka, I. Barka, M. Stankoviansky, și H. Zeyen (2011). New morphostructural subdivision of the Western Carpathians: An approach integrating geodynamics into targeted morphometric analysis. *Tectonophysics* 502, 158–174.
- Minar, J. și I. S. Evans (2008). Elementary forms for land surface segmentation: The theoretical basis of terrain analysis and geomorphological mapping. *Geomorphology* 95, 236–259.
- Mitas, L. și H. Mitasova (1998). Multi-scale Green ' s function Monte Carlo approach to erosion modelling and its application to land-use optimization. În *Modelling Soil Erosion, Sediment Transport and Closely Related Hydrological Processes*, pag. 81–90.
- Mitasova, H. și J. Hofierka (1990). Cartographic surface and volume modeling using splines with tension. *Geodeticky a kartograficky obzor ročník* 36/78, 232–236 (în slovacă).
- Mitasova, H., J. Hofierka, M. Zlocha, și L. Iverson (1996). Modelling topographic potential for erosion and deposition using GIS. *International Journal of Geographical Information Science* 10, 629–641.
- Mitasova, H. și L. Mitas (1999). Erosion/deposition modeling with USPED using GIS. Raport tehnic, Geographic Modeling Systems Laboratory, University of Illinois at Urbana-Champaign.
- Mitášová, H. și L. Mitáš (1993). Interpolation by regularized spline with tension: I. Theory and implementation. *Mathematical Geology* 25, 641–655.
- Molin, P. și H. Abdi (1998). New Tables and numerical approximation for the Kolmogorov- Smirnov/Lilliefors/Van Soest test of normality. Raport tehnic, University of Bourgogne.
- Montgomery, D. R. (1988). Where do channels begin. *Nature* 336, 232–234.
- Montgomery, D. R. și W. E. Dietrich (1989). Source areas, drainage density, and channel initiation. *Water Resources Research* 25, 1907–1918.
- Montgomery, D. R. și W. E. Dietrich (1992). Channel initiation and the problem of landscape scale. *Science* 255, 826–830.
- Montgomery, D. R. și W. E. Dietrich (1994). Landscape Dissection and Drainage Area-Slope Thresholds. În M. J. Kirkby (Ed.), *Process models and theoretical geomorphology*. John Wiley & Sons, Ltd.
- Montgomery, D. R. și E. Foufoula-Georgiou (1993). Channel Network Source Representation Using Digital Elevation Models. *Water Resources Research* 29, 3925–3934.
- Moțoc, M., P. Stănescu, și I. Taloescu (1979). *Conceptii actuale cu privire la fenomenul erozional și la controlul acestuia*. București: Biblioteca Agricolă.
- Moore, I. D. și R. B. Grayson (1991). Terrain-Based Catchment Partitioning and Runoff Prediction Using Vector Elevation Data. *Water Resources Research* 27, 1177–1191.
- Morse, S. P. (1968a). A Mathematical Model for the Analysis of Contour-Line Data. *Journal of the Association for Computing Machinery* 15, 205–220.
- Morse, S. P. (1968b). Computer storage of contour-map data. *Proceedings of the 1968 23rd Association for Computing Machinery national conference*, 45–51.
- Morse, S. P. (1969). Concepts of use in contour map processing. *Communications of the Association for Computing Machinery* 12, 147–152.
- Nakagawa, Y. și A. Rosenfeld (1978). A note on the use of local min and max operations in digital picture processing. *IEEE Transactions on Systems, Man, and Cybernetics SMC-8*, 632–635.
- Neteler, M. și H. Mitasova (2008). *Open source GIS: a GRASS GIS approach* (ed. a 2-a). Springer.
- Ni, W., Z. Guo, G. Sun, și H. Chi (2010). Investigation of Forest Height Retrieval Using SRTM-DEM and ASTER-GDEM. *IGARS 2010*, 2111–2114.
- Niacșu, L. (2009). *Bazinul Pereschivului (Colinele Tutovei). Studiu de geomorfologie și pedogeografie cu privire specială asupra utilizării terenurilor*. Teză de doctorat, Universitatea “Alexandru Ioan Cuza”, Iași.
- Niculită, I. C. (2011a). Sheet and Rill Soil Erosion Estimation for Agricultural Land Evaluation. *Bulletin UASVM Agriculture* 68, 237–244.
- Niculită, M. (2011b). Effects of geomorphometric variables variability due to different computing algorithms in environmental modeling. *Procedia Environmental Sciences* 7, 335–340.
- Niculită, M. și C. Rusu (2010). The soil and geomorphologic limits between Copou hillslope and cacăina floodplain (Iasi Area). *Soil Forming Factors and Processes from Temperate Zone* 9, 31–41.
- NIMA (2000). Performance specification Digital Terrain Elevation Data (DTED). Raport tehnic, National Imagery and Mapping Agency.
- Nixon, M. și A. Aguado (2008). *Feature extraction and image processing* (ed. a 2-a). Academic Press.
- O’Callaghan, J. F. și D. M. Mark (1984). The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Computer Vision, Graphics, and Image Processing* 28, 323–344.
- Olaya, V. (2009). Basic land-surface parameters. În T. Hengl și H. I. Reuter (Eds.), *Geomorphometry: concepts, software, applications*, Vol. 33, pag. 141–169.

Referințe bibliografice

- Oliver, C. și S. Quegan (2004). *Understanding Synthetic Aperture Radar Images*. Scitech Publishing, Inc.
- Onorati, G., R. Ventura, M. Poscolieri, V. Chiarini, și U. Crucilla (1992). The Digital Elevation Model of Italy for geomorphology and structural geology. *Catena* 19, 147–178.
- Overschelde, J. P. V., K. A. Rawson, și J. Dunlosky (2004). Category norms: An updated and expanded version of the Battig and Montague (1969) norms. *Journal of Memory and Language* 50, 289–335.
- Palmer, M. W., P. G. Earls, B. W. Hoagland, P. S. White, și T. Wohlgemuth (2002). Quantitative tools for perfecting species lists. *Environmetrics* 13, 121–137.
- Paradis, E. (2011). Moran's autocorrelation coefficient in comparative methods, <http://cran.r-project.org/web/packages/ape/vignettes/MoranI.pdf> (accesată 01.09.2012).
- Partsch, J. (1911). *Schlesien: eine Landeskunde für das deutsche Volk*, Vol. 2. Breslau: Ferdinand Hirt.
- Pebesma, E. (2011a). Package 'gstat'.
- Pebesma, E. J. (2004). Multivariable geostatistics in S: the gstat package. *Computers & Geosciences* 30, 683–691.
- Pebesma, E. J. (2011b). The meuse data set : a tutorial for the gstat R package, <http://cran.r-project.org/web/packages/gstat/vignettes/gstat.pdf> (accesată 01.09.2012).
- Péguy, C. P. (1942). Principes de morphométrie alpine. *Revue de géographie alpine* 30, 453–486.
- Péguy, C. P. (1998). Introduction à l'emploi des méthodes statistiques en géographie physique : Avant-propos. *Revue* 36, 5–6.
- Pelletier, J. (2008). *Quantitative modeling of Earth surface processes*. Cambridge University Press.
- Pennock, D. (2001). Development and application of landform segmentation procedures. *Soil and Tillage Research* 58, 151–162.
- Pennock, D. și a. Veldkamp (2006). Advances in landscape-scale soil research. *Geoderma* 133, 1–5.
- Pennock, D., B. Zebarth, și E. Dejong (1987). Landform classification and soil distribution in hummocky terrain, Saskatchewan, Canada. *Geoderma* 40, 297–315.
- Perego, A. (2009). SRTM DEM destriping with SAGA GIS: consequences on drainage network extraction, http://www.webalice.it/alper78/saga_mod/destriping/destriping.html (accesată 01.09.2012).
- Pérez-Peña, J., J. Azañón, și A. Azor (2009). CalHypso: An ArcGIS extension to calculate hypsometric curves and their statistical moments. Applications to drainage basin analysis in SE Spain. *Computers & Geosciences* 35, 1214–1223.
- Peucker, T. și D. Douglas (1975). Detection of Surface-Specific Points by Local Parallel Processing of Discrete Terrain Elevation Data. *Computer Graphics and Image Processing* 4, 375–387.
- Pike, R., I. Evans, și T. Hengl (2009a). Geomorphometry: a brief guide. În T. Hengl și H. I. Reuter (Eds.), *Geomorphometry: concepts, software, applications*. Elsevier.
- Pike, R. J. (1967). Schroeter's rule and the modification of lunar Crater Impact Morphology. *Journal of Geophysical Research* 72.
- Pike, R. J. (1980). Geometric interpretation of lunar craters. plate. Raport tehnic, U.S. Department of the Interior - U.S. Geological Survey, Washington.
- Pike, R. J. (2000a). Geomorphometry - diversity in quantitative surface analysis. *Progress in Physical Geography* 1, 1–20.
- Pike, R. J. (2000b). Nano-metrology and terrain modelling — convergent practice in surface characterisation. *Tribology International* 33, 593–600.
- Pike, R. J., W. Acevedo, și D. H. Card (1989). Topographic grain automated from digital elevation models. În *Auto-Carto IX Proceedings of the International Symposium on Computer-Assisted Cartography April 2 - 7, 1989 Baltimore, Maryland*, pag. 128–137.
- Pike, R. J., I. S. Evans, și T. Hengl (2009b). Geomorphometry: a brief guide. În T. Hengl și H. I. Reuter (Eds.), *Geomorphometry: concepts, software, applications*, Vol. 33, pag. 3–30.
- Pike, R. J. și S. E. Wilson (1971). Elevation-relief ratio, hypsometric integral, and geomorphic area-altitude analysis. *Geological Society of America Bulletin* 82, 1079–1083.
- Pohrib, M. D., D.-t. Juravle, L. Niacșu, A. Ursu, A. Stanciu, și D. Plătică (2012). Paleogeography of the Chersonian to Meotian in the north of Fălciu Hills (Moldavian Platform) based on sedimentological data. *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences* 7, 23–36.
- Posea, G. și L. Badea (1984). *România. Unitățile de relief (Regiunea geomorfologică)*. București: Ed. Științifică și Enciclopedică.
- Pryde, J. K., J. Osorio, M. L. Wolfe, C. Heatwole, B. Benham, și A. Cardenas (2007). Comparison of watershed boundaries derived from SRTM and ASTER digital elevation datasets and from a digitized topographic map. În *2007 ASABE Annual International Meeting, Minneapolis Convention Center, Minneapolis, Minnesota, 17-20 June 2007*, Vol. 0300.
- Qiming, Z. și L. I. U. Xuejun (2008). Assessing Uncertainties in Derived Slope and Aspect from a Grid DEM. În Q. Zhou, B. Lees, și G.-a. Tang (Eds.), *Advances in digital terrain analysis*. Springer.
- Rabus, B., M. Eimeder, A. Roth, și R. Bamler (2003). The shuttle radar topography mission—a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 57, 241–262.
- Rana, S. (Ed.) (2004). *Topological Data Structures for Surfaces An Introduction to Geographical Information Science*. John Wiley & Sons, Ltd.
- Rasemann, S., J. Schmidt, L. Schrott, și R. Dikau (2004). Geomorphometry in mountain terrain. În M. Bishop și J. F. Shroder (Eds.), *Geographic Information Science and Mountain Geomorphology*, pag. 101–145. Springer.
- Rădoane, M., D. Dumitriu, și I. Ichim (2005). *Geomorfologie*, Vol. 2. Suceava: Editura Universității Suceava.
- Rădoane, M., I. Ichim, N. Rădoane, G. Dumitrescu, și C. Ursu (1996). *Analiza cantitativă în Geografia Fizică*. Iași: Editura Universității "Al. I. Cuza".

Referințe bibliografice

- Rădoane, M. și N. Rădoane (2007). *Geomorfologie aplicată*. Editura Universității Suceava.
- Rădoane, N., I. Ichim, și G. Pandi (1991). Tendințe actuale în dinamica patului albiilor de râu din Carpații Orientali. *Studii și cercetări de geografie XXXVIII*, 21–32.
- Renard, K., G. Foster, G. Weesies, D. McCool, și D. Yoder (1997). Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). Raport tehnic, USDA, Washington D.C.
- Renard, K. G., G. R. Foster, G. A. Weesies, și J. P. Porter (1991). RUSLE: revised universal soil loss equation. *Journal of Soil and Water Conservation* 46, 30–33.
- Reuter, H. I. (2004). Analyzing Digital Elevation Models using relief analysis within ArcInfo, <http://arcscrips.esri.com/details.asp?dbid=12975> (accesată 01.09.2012).
- Reuter, H. I., T. Hengl, P. Gessler, și P. Soille (2009). Preparation of DEMs for geomorphometric analysis. În T. Hengl și H. I. Reuter (Eds.), *Geomorphometry: concepts, software, applications*, Vol. 33, pag. 87–120.
- Reuter, H. I., A. Nelson, și A. Jarvis (2007). An evaluation of void filling interpolation methods for SRTM data. *International Journal of Geographic Information Science* 21, 983–1008.
- Reuter, H. I., O. Wendroth, și K. Kersebaum (2006). Optimisation of relief classification for different levels of generalisation. *Geomorphology* 77, 79–89.
- Rhoads, B. și C. E. Thorn (1993). Geomorphology as science: the role of theory. *Geomorphology* 6, 287–307.
- Rhoads, B. L. și C. E. Thorn (Eds.) (1996a). *The scientific nature of geomorphology: proceedings of the 27th Binghamton Symposium in Geomorphology held 27-29 September 1996*. John Wiley & Sons Ltd.
- Rhoads, B. L. și C. E. Thorn (1996b). Toward a philosophy of geomorphology. În B. L. Rhoads și C. E. Thorn (Eds.), *The Scientific Nature of Geomorphology: Proceedings of the 27th Binghamton Symposium in Geomorphology, held 27-29 September, 1996*, pag. 115–143. John Wiley & Sons, Ltd.
- Richards, K. (2005). Methods of geomorphological investigation. În A. Goudie, A. Malcolm, T. Burt, J. Lewin, K. Richards, B. Whalley, și P. Worsley (Eds.), *Geomorphological techniques* (ed. a 2-a), pag. 3–33. Routledge.
- Richardus, P. (1973). The precision of contour lines and contour interval of large- and medium-scale maps. *Photogrammetria* 29, 81–107.
- Riemer, N. (2010). *Introducing semantics*. Cambridge University Press.
- Riley, S. J., S. D. DeGloria, și R. Elliot (1999). A terrain ruggedness index that quantifies topographic heterogeneity. *Intermountain Journal of Sciences* 5, 23–27.
- Ritter, D. F., C. R. Kochel, și J. R. Miller (2001). *Process geomorphology*, Vol. 33. Wm. C. Brown Publishers.
- Ritter, P. (1987). A Vector-Based Slope and Aspect Generation Algorithm. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing* 53, 1109–1111.
- Robinson, A. H., J. L. Morrison, P. C. Muehrcke, J. A. Kimerling, și S. C. Guptill (1995). *Elements of cartography* (ed. a 6-a). John Wiley & Sons, Inc.
- Rodriguez-Iturbe, I., A. Rinaldo, R. Rigon, R. L. Bras, E. Ijjasz-Vasquez, și A. Marani (1992). Fractal structures as least energy patterns: the case of river networks. *Geophysical Research Letters* 19, 889–892.
- Roerdink, J. B. T. M. și A. Meijster (2001). The Watershed Transform : Definitions , Algorithms and Parallelization Strategies. *Fundamenta Informaticae* 41, 1–40.
- Romstad, B. r. (2001). Improving Relief Classification with Contextual Merging. În *ScanGIS'2001 The 8th Scandinavian Research Conference on Geographical Information Science*.
- Rosen, P., S. Hensley, E. Gurrola, F. Rogez, S. Chan, J. Martin, și E. Rodriguez (2001). SRTM C-band topographic data: quality assessments and calibration activities. *IGARSS 2001. Scanning the Present and Resolving the Future. Proceedings. IEEE 2001 International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, 739–741.
- Roth, A., A. Eineder, B. Rabus, E. Mikusch, și B. Schattler (2001). SRTM/X-SAR: products and processing facility. *IGARSS 2001. Scanning the Present and Resolving the Future. Proceedings. IEEE 2001 International Geoscience and Remote Sensing Symposium (Cat. No.01CH37217)* 1445, 745–747.
- Roth, G., P. Labarbera, și M. Greco (1996). On the description of the basin effective drainage structure. *Journal of Hydrology* 187, 119–135.
- Ruhe, R. V. (1975). *Geomorphology: geomorphic processes and surficial geology*. Houghton Mifflin.
- Rus, I., Z. Bartos-Elekes, S. Constantinescu, V. Crăciunescu, G. Timar, și I. Ovejanu (2007). A few considerations regarding the romanian cartographic development at the beginning of the 20th (twentieth) century. *Geographia Technica* 2, 56–61.
- Sappington, J. M., K. M. Longshore, și D. B. Thompson (2007). Quantifying Landscape Ruggedness for Animal Habitat Analysis: A Case Study Using Bighorn Sheep in the Mojave Desert. *Journal of Wildlife Management* 71, 1419–1426.
- Saviegar, R. (1965). A technique of morphological mapping. *Annals of Association of American Geographers* 55, 514–538.
- Saviegar, R. (1967). *The analysis and classification of slope profile forms*. Université de Liège.
- Schaber, G. G., R. J. Pike, și G. L. Berlin (1980). Terrain-analysis procedures for modeling radar backscatter. Raport tehnic, US Geological Survey, Flagstaff.
- Schaetzl, R. și S. Anderson (2005). *Soils genesis and geomorphology*. Cambridge University Press.
- Scheidegger, A. E. (1967). On the topology of river nets. *Water Resources Research* 3, 103.
- Schmidt, J., I. S. Evans, și J. Brinkmann (2003). Comparison of polynomial models for land surface curvature calculation. *International Journal of Geographical Information Science* 17, 797–814.
- Schmidt, J. și A. Hewitt (2004). Fuzzy land element classification from DTMs based on geometry and terrain position. *Geoderma* 121, 243–256.
- Schneider, B. și J. Wood (2004). Construction of Metric Surface Networks from Raster-Based DEMs. În S. Rana (Ed.),

Referințe bibliografice

- Topological Data Structures for Surfaces. An Introduction to Geographical Information Science*, pag. 54–70. John Wiley & Sons, Ltd.
- Schoorl, J. M., M. P. W. Sonneveld, și A. Veldkamp (2000). Three-dimensional landscape process modelling: the effect of DEM resolution. *Earth Surface Processes and Landforms* 25, 1025–1034.
- Schumm, S. A. (1956). Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Geological Society Of America Bulletin* 67, 597–646.
- Selby, M. J. (1985). *Earth's Changing Surface*. Oxford: Clarendon Press.
- Shapiro, M. și G. Clements (2010). Documentație r.mapcalc, http://grass.fbk.eu/gdp/html_grass64/r.mapcalc.html (accesată 01.09.2012).
- Shapiro, M. și J. Westervelt (1992). r.mapcalc. An algebra for GIS and image processing, <http://grass.osgeo.org/gdp/raster/mapcalc-algebra.pdf> (accesată 01.09.2012).
- Sharpnack, D. și G. Akin. An Algorithm for Computing Slope and Aspect from Elevations. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 247–248.
- Sharpnack, D. și G. Akin (1969). An Algorithm for Computing Slope and Aspect from Elevations. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing* 35, 247–248.
- Shary, P. A. (1995). Land surface in gravity points classification by a complete system of curvatures. *Mathematical Geology* 27, 373–390.
- Shary, P. A. (2008). Models of topography. În Q. Zhou, B. Lees, și G.-a. Tang (Eds.), *Advances in digital terrain analysis*, pag. 29–57. Springer.
- Shary, P. A. și L. S. Sharaya (2006). Predictable and Terrain-Specific Landform Classifications. În *Proceedings of International Symposium on Terrain Analysis and Digital Terrain Modelling*, Nanjing, pag. 1–13.
- Shary, P. A., L. S. Sharaya, și A. V. Mitusov (2002). Fundamental quantitative methods of land surface analysis. *Geoderma*, 1–19.
- Shepard, D. (1968). A two-dimensional interpolation function for irregularly-spaced data. *Proceedings of the 1968 23rd Association for Computing Machinery National Conference*, 517–524.
- Shi, X., A.-x. Zhu, J. Burt, W. Choi, R. Wang, T. Pei, B. Li, și C. Qin (2007). An Experiment Using a Circular Neighborhood to Calculate Slope Gradient from a DEM. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing* 73, 143–154.
- Shi, X., A.-x. Zhu, și R. Wang (2005). Fuzzy Representation of Special Terrain Features Using a Similarity-based Approach. În F. E. Petry, V. Robinson, și M. A. Cobb (Eds.), *Fuzzy Modeling with Spatial Information for Geographic Problems*, pag. 233–251. Springer.
- Shmutter, B. (1989). Conversion of contours. În *Auto-Carto IX Proceedings of the International Symposium on Computer-Assisted Cartography April 2 - 7, 1989 Baltimore, Maryland*, pag. 245–254.
- Shreve, R. L. (1967). Infinite Topologically Random Channel Networks. *The Journal of Geology* 75, 178–186.
- Silfer, A. T., G. J. Kinn, și J. M. Hassett (1987). A Geographic Information System utilizing the triangulated irregular network as a basis for hydrologic modelling. În *AutoCarto Proceedings* 8, pag. 129–136.
- Skidmore, A. K. (1989). A comparison of techniques for calculating gradient and aspect from a gridded DEM. *International Journal of Geographical Information Science* 3, 323–334.
- Skidmore, A. K. (2006). Evolution of Methods for Estimating Slope Gradient and Aspect from Digital Elevation Models. În *Classics from IJGIS: twenty years of the International Journal of Geographical Information Science and Systems*, pag. 111–117. CRC Press.
- Smart, S. J. (1969). Comparison of Smart and Scheidegger stream length models. *Water Resources* 5, 1383–1387.
- Smith, B. și D. M. Mark (2001). Geographical categories: an ontological investigation. *International Journal of Geographical Information Science* 15, 591–612.
- Smith, B. și D. M. Mark (2003). Do mountains exist? Towards an ontology of landforms. *Environment and Planning B: Planning and Design* 30, 411–427.
- Smith, M., a. Zhu, J. Burt, și C. Stiles (2006). The effects of DEM resolution and neighborhood size on digital soil survey. *Geoderma* 137, 58–69.
- Smith, M. J. (2011). Digital Mapping : Visualisation , Interpretation and Quantification of Landforms. În M. J. Smith, P. Paron, și J. S. Griffiths (Eds.), *Geomorphological mapping. Methods and applications*, Vol. 15, pag. 225–251. Elsevier.
- Smith, W. H. F. și D. T. Sandwell (1997). Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings. *Science* 2, 209–215.
- Snyder, J. P. (1987). *Map projections - A working manual*. Washington DC: United States Government Printing Office.
- Soille, P. (1991). Watersheds in Digital Spaces: An Efficient Algorithm Based on Immersion Simulations. *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence* 13, 583–598.
- Soille, P. (2003). Carving and adaptive drainage enforcement of grid digital elevation models. *Water Resources Research* 39, 1–13.
- Soille, P. (2004). Morphological carving. *Pattern Recognition Letters* 25, 543–550.
- Soman, K. P. și K. I. Ramachandran (2004). *Insights into wavelets. From theory to practice*. Prentice Hall.
- Srinivasan, R. și B. A. Engel (1991). Effect of slope prediction methods on slope and erosion estimates. *Applied Engineering in Agriculture* 7, 779–783.
- Stepinski, T. F., S. Ghosh, și R. Vilalta (2006). Automatic Recognition of Landforms on Mars. În N. Lavrac, L. Todorovski, și K. P. Jantke (Eds.), *DS 2006*, pag. 255–266. Springer.
- Stepinski, T. F. și R. Vilalta (2005). Digital Topography Models for Martian Surfaces. *IEEE Geoscience and Remote Sensing*

- Letters 2, 260–264.
- Stepinski, T. F. și R. Vilalta (2007). Machine Learning for Automatic Mapping of Planetary Surfaces. În *Proceedings of the Twenty-Second AAAI Conference on Artificial Intelligence, July 22–26, 2007, Vancouver, British Columbia, Canada*. AAAI Press.
- Sternberg, S. (1986). Grayscale morphology. *Computer Vision, Graphics, and Image Processing* 35, 333–355.
- Stevenson, J. A., X. Sun, și N. C. Mitchell (2010). Despeckling SRTM and other topographic data with a denoising algorithm. *Geomorphology* 114, 238–252.
- Stigler, S. M. (1986). The history of statistics. The measurement of uncertainty before 1900.
- Strahler, A. N. (1946). Geomorphic Terminology and Classification of Land Masses. *Journal of Geology* 54, 32–42.
- Strahler, A. N. (1952). Hypsometric (areal-altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin*.
- Strahler, A. N. (1958). Dimensional analysis applied to fluvially eroded landforms. *Geological Society of America Bulletin* 69, 279–300.
- Stroustrup, B. (2008). *Programming. Principles and practice using C++*. Addison-Wesley.
- Sun, X., P. Rosin, R. Martin, și F. Langbein (2007). Fast and effective feature-preserving mesh denoising. *IEEE transactions on visualization and computer graphics* 13, 925–38.
- Suri, M. și J. Hofierka (2004). A New GIS-based Solar Radiation Model and Its Application to Photovoltaic Assessments. *Transactions in GIS* 8, 175–190.
- Takahashi, S. (2004). *Algorithms for Extracting Surface Topology from Digital Elevation Models*.
- Tarboton, D. G. (1997). A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid DEMs. *Water Resources research* 33, 309–319.
- Temme, A., G. B. M. Heuvelink, J. M. Schoorl, și L. Claessens (2009). Geostatistical simulation and error propagation in geomorphometry. În T. Hengl și H. I. Reuter (Eds.), *Geomorphometry: concepts, software, applications*, Vol. 33, pag. 121–140.
- Thibault, D. și C. M. Gold (2000). Terrain Reconstruction from Contours by Skeleton Construction. *GeoInformatica*, 349–373.
- Thomas, G. B. și R. L. Finney (1998). *Calculus and Analytic Geometry* (ed. a 9-a). Addison-Wesley Publishing Company.
- Thornbury, W. D. (1966). *Principles of Geomorphology*. John Wiley & Sons, Inc.
- Tokunaga, E. (1978). Consideration on the composition of drainage networks and their evolution. *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University* 13, 1–27.
- Torge, W. (1991). *Geodesy* (ed. a 2-a). Walter de Gruyter.
- Toriwaki, J., M. Tanaka, și T. Fukumura (1982). A generalized distance transformation of a line pattern with gray values and its applications. *Computer Graphics and Image Processing* 20, 319–346.
- Torlegard, K., a. Ostman, și R. Lindgren (1986). A comparative test of photogrammetrically sampled digital elevation models. *Photogrammetria* 41, 1–16.
- Travis, M. R., W. D. Iverson, G. H. Elsner, și C. G. Johnson (1975). VIEWIT: computation of seen areas, slope and aspect for land-use planning. Raport tehnic, Forest Service USDA, Berkeley.
- Tso, B. și P. Mather (2009). *Classification Methods for Remotely Sensed Data* (ed. a 2-a). CRC Press.
- Ungureanu, I. (1988). *Cartare, cartografiereși elemente de analiză geomorfologică*. Edit. Universității "AL. I. Cuza" Iași.
- Unwin, D. J. (1981). *Introductory spatial analysis*. Methuen & Co Ltd.
- Van Sickle, J. (2010). *Basic GIS coordinates* (ed. a 2-a). CRC Press.
- Venables, W. N. și B. D. Ripley (2002). *Modern Applied Statistics with S* (ed. a 4-a).
- Ventura, S. J. și B. J. Irvin (2000). Automated landform classification methods for soil-landscape studies. În J. P. Wilson și J. C. Gallant (Eds.), *Terrain analysis: principles and applications*, pag. 267–294. Wiley.
- Verzani, J. (2005). *Using R for introductory statistics*. Chapman & Hall/CRC.
- Vosselman, G. (2000). Slope based filtering of laser altimetry data. *IAPRS XXXIII*.
- Šúri, M., T. Huld, E. D. Dunlop, și J. Hofierka (2007). Solar resource modelling for energy applications. În R. J. Pekham și G. Jordan (Eds.), *Digital Terrain Modelling. Development and applications in a policy support environment*, pag. 259–273. Springer.
- Wainwright, J. și M. Mulligan (2004). Modelling and Model Building. În J. Wainwright și M. Mulligan (Eds.), *Environmental modelling: finding simplicity in complexity*, pag. 7–73. John Wiley & Sons, Ltd.
- Wang, D., S. Laffan, Y. Liu, și L. Wu (2010). Morphometric characterisation of landform from DEMs. *International Journal of Geographical Information Science* 24, 305–326.
- Warren, S. D., H. Mitsova, M. G. Hohmann, S. Landsberger, F. Y. Iskander, T. S. Ruzyski, și G. M. Senseman (2005). Validation of a 3-D enhancement of the Universal Soil Loss Equation for prediction of soil erosion and sediment deposition. *Catena* 64, 281–296.
- Waters, R. S. (1956). Morphological mapping. *Geography* 43, 10–17.
- Weibrecht, O. (1975). On the technology for the production of orthophoto-maps and orthophotos. *Photogrammetria* 31, 1–26.
- Weiss, A. D. (2000). Topographic Position and Landforms Analysis. În *ESRI Proceedings*.
- Wilcox, R. R. (2009). *Basic statistics. Understanding conventional methods and modern insights*. Oxford University Press.
- Wilson, J. P. și J. C. Gallant (2000a). Digital terrain analysis. În J. P. Wilson și J. C. Gallant (Eds.), *Terrain analysis: principles and applications*, pag. 1–27.
- Wilson, J. P. și J. C. Gallant (2000b). Primary topographic attributes. În J. P. Wilson și J. C. Gallant (Eds.), *Terrain analysis: principles and applications*, pag. 51–85.
- Wilson, J. P. și J. C. Gallant (2000c). Secondary topographic attributes. În J. P. Wilson și J. C. Gallant (Eds.), *Terrain analysis:*

- principles and applications*, pag. 87–131.
- Wilson, J. P., P. L. Repetto, și R. D. Snyder (2000). Effect of data source, grid resolution, and flow-routing method on computed topographic attributes. În J. P. Wilson și J. C. Gallant (Eds.), *Terrain analysis: principles and applications*, pag. 133–161.
- Wilson, R. C. și E. R. Hancock (1999). A Reflectance Model for Radar Shape From Shading 1 Introduction. În *Electronic Proceedings of the Tenth British Machine Vision Conference*, pag. 153–162.
- Wischmeier, W. H. și D. D. Smith (1978). Predicting rainfall erosion losses. A guide to conservation and planning. Raport tehnic, USDA.
- Wise, S. (2000). Assessing the quality for hydrological applications of digital elevation models derived from contours. *Hydrological Processes* 14, 1909–1929.
- Wood, J. (1996). *The geomorphological characterisation of digital elevation models*. Teză de doctorat, University of Leicester.
- Woodcock, C. E. și A. H. Strahler (1987). The factor of scale in remote sensing. *Remote Sensing of Environment* 21, 311–332.
- Yamaguchi, Y., A. B. Kahle, H. Tsu, T. Kawakami, și M. Pniel (1998). Overview of Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER). *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 36, 1062–1071.
- Yatsu, E. (1966). *Rock control in geomorphology*. Tokyo: Sozosha.
- Yatsu, E. (2002). *Fantasia in Geomorphology: Reprint of "To Make Geomorphology More Scientific" and Its Supplemental Discussion*. Sozosha.
- Yokoyama, R., M. Shirasawa, și R. J. Pike (2002). Visualizing Topography by Openness : A New Application of Image Processing to Digital Elevation Models. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing* 68, 257–265.
- Zaborski, B. (1959). The role of the "development of surface" in the description of relief. *Annals of the Association of American Geographers* 49, 221.
- Zakrzewska, B. (1963). An analysis of Landforms in a Part of the Central Great Plains. *Annals of the Association of American Geographers* 53, 536–568.
- Zakrzewska, B. (1967). Trends and methods in land form geography. *Annals of the Association of American Geographers* 57, 128–165.
- Zevenbergen, L. și C. E. Thorn (1987). Quantitative analysis of land surface topography. *Earth Surface Processes and Landforms* 12, 47–56.
- Zhang, X., N. a. Drake, J. Wainwright, și M. Mulligan (1999). Comparison of slope estimates from low resolution DEMs: scaling issues and a fractal method for their solution. *Earth Surface Processes and Landforms* 24, 763–779.
- Zhao, G., H. Xue, F. Ling, și A. S. Area (2010). Assessment of ASTER GDEM Performance by Comparing with SRTM and ICESat / GLAS Data in Central China. În *2010 18th International Conference on Geoinformatics, 18-20 June, 2010, Beijing, China*, pag. 1–5.
- Zhilin, L. (2008). Multi-scale digital terrain modelling and analysis. În Q. Zhou, B. Lees, și G.-a. Tang (Eds.), *Advances in digital terrain analysis*. Springer.
- Zhilin, L., Q. Zhu, și C. M. Gold (2005). *Digital terrain modelling. Principles and methodology*. CRC Press.
- Zhou, Q. (1992). Relief shading using digital elevation models. *Computers & Geosciences* 18, 1035–1045.
- Zhou, Q. și X. Liu (2004a). Analysis of errors of derived slope and aspect related to DEM data properties. *Computers & Geosciences* 30, 369–378.
- Zhou, Q. și X. Liu (2004b). Error analysis on grid-based slope and aspect algorithms. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing* 70, 957–962.
- Zhou, Q., P. Wang, și P. Pilesjo (1998). Accuracy assessment of hydrological modelling algorithms using grid-based digital elevation models. În *Proceedings of The International Conference on Modelling Geographical and Environmental Systems with GIS, 22-25 June 1998*, pag. 257–265.
- Zăvoianu, I. (1985). *Morphometry of drainage basins* (ed. a 2-a). Elsevier.