

République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université des Sciences et de la Technologie d'Oran
Mohamed BOUDIAF

Faculté d'Architecture et de Génie Civil
Département d'Hydraulique

THESE EN VUE DE L'OBTENTION DU DIPLOME DE DOCTORAT ES-SCIENCES

SPECIALITE : Hydraulique

OPTION : Hydraulique

PRESENTEE PAR :
REZAK Salima

SUJET DE LA THESE

<p>HYDROLOGIE ALGERIENNE :</p> <p>SYNTHESE DES APPORTS DE CRUES SUR SIG</p>

SOUTENU LE 30/01/2014 DEVANT LE JURY COMPOSE DE :

MrCHERIF EL AMINE
Mr ERRIH Mohamed
Mr LABORDE Jean-Pierre
Mr MEBARKI Azzedine
Mr MEDDI Mohamed
Mr BOUDJEMLINE Djamel

(Professeur – USTO)
(Professeur – USTO)
(Professeur émérite – U. Nice)
(Professeur –U. Constantine)
(Professeur –ENSH. Blida)
(MCA – USTO)

Président
Rapporteur
Co-Rapporteur
Examineur
Examineur
Examineur

VICTORY OF MANKIND

There is no life without oxygen, throughout the land.

We see that the sun and moon are round from anywhere in the world.

There is no fruit that can be formed without fertilization, everywhere on earth.

There is no grass that can be grown without water and light, everywhere on earth.

There is no bird that can settle on a tree without wings everywhere on earth.

There is no butterfly that cannot follow the scent of spring flowers, in every garden.

There is no bee that can produce honey without nectar anywhere on the earth.

There is not a sky without stars and moon, throughout the land.

Night follows day, day follows the night, all over the world.

There is no rain without clouds; there is no sea without water.

There is no soul that can be born without parents.

There is not a person who wants to walk barefoot or wants to live without a roof.

There is no wisdom without logic, no patience without suffering, there is no love without loyalty, there are no values without principles.

There are no eyes that have not wept with joy and sadness.

There is not a joyful heart that did not dance; there is not a painful soul that did not cry.

Human lives on earth have the same sceneries, blue skies, green trees, shining sun all over the earth.

Differences divide people with but a step; similarities cause them to converge with thousands of steps.

Differences are but a bit of dust lost in the desert; humanity is like the stars that emit the light of love in the hearts of all humans.

Whenever humanity grows, the small world does not stop being transformed in paradise.

Remerciements

Je remercie vivement Messieurs les Professeurs Jean-Pierre Laborde et Mohamed Errih pour leur grande collaboration à la concrétisation de cette thèse.

Je tiens à remercier Cherif El Amine d'avoir accepté d'être président du jury. Je remercie également tous les membres du jury : les professeurs MEBARKI Azzedine, MEDDI Mohamed et BOUDJEMLINE Djamel qui m'ont fait l'honneur d'apprécier ce travail de recherche.

Je tiens à remercier pour leur aide précieuse :

- Professeur Philippe Audra (Université de Nice Sophia Antipolis) ;
- Mr Yve Dominoni (Université de Nice Saphia Antipolis) ;
- Professeur Bekkouche Ammara (Département d'Architecture de l'USTO).

Je tiens à remercier tous les enseignants du Département d'Hydraulique, en particulier Mr. Tidjani Abdellatif El-Bari, Président du Comité Scientifique du Département d'Hydraulique et Mr Khaldi Abdelkarim, Chef de Département d'Hydraulique.

Je remercie aussi:

- Dr. Barczak Alexandra, Laboratoire THEMA (Université de Dijon),
- Dr. Assaba Mohamed (Université de Nice),
- Mr Nemdili Ali
- Messieurs Seriane, Madaoui et Rahal du Département d'Architecture de l'USTO
- Messieurs Bettahar, Behmani, Bouhant et Abbou du Département de Chimie.
- Tous les enseignants du Département d'Hydraulique, en particulier, Melle Baba Hamed Samira et Mme Lebid Hafida.

Je remercie Dr Brikssi Ali de l'Université de Béjaïa, Mr. Mebarki Azzeddine de l'Université de Constantine. J'exprime toute ma gratitude pour leur précieuse aide.

Mes remerciements vont aussi à Michel Popoff, Picheral Agnes, Yves Dominoni, Annie Vahramian de l'Université de Nice. Je remercie également Mr *Philippe Gourbesville*, Directeur de Polytech'Nice-Sophia et Dr. Fayçal Bouraoui du Laboratoire ISPRA, Italie.

J'aimerais remercier le DG de l'ANRH d'Alger Mr. Taïbi Rachid. Je remercie également, Mr. El Hadi Tahar de m'avoir facilité la consultation des archives et tout le personnel de l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques d'Oran.

Je remercie aussi Mr. Houari Mahmoud de l'ONM pour son aide en matière de données climatiques, et Mr Hamimed Abderrahmane de l'Université de Mascara.

Encore merci à tous ceux et celles, qui ont de près ou de loin contribué à ce travail.

Abstract

The knowledge of flood flows associated with various return periods is essential to the designing of protective structures against floods or crossing, and the estimation of potential flood areas. Sites of interest do not always coincide with the gauged watersheds and we do not have observation data for a specific study. On the northern Algeria, 127 gauged watersheds allow a correct estimation of flood flows for different return periods (10, 20, 50 and 100 years) and on surfaces less than 2000 km². These flood flows are explained quite well from rainfall data mapped (decadal daily rainfall, Gradex ...etc) and topographic data specific to the watershed (areas, slopes...etc). Using these formulas on ungauged points, therefore requires assessment the topographic watershed contours and its characteristics. Then these contours allowed the estimation of rainfall over the watershed. This work was so long and tedious. We used a Digital Terrain Model (DTM) with a grid resolution of 100 m, adapted to the hydrology of northern Algeria. Several GIS layers were created (decadal average rainfall in the upstream, drainage area, length of the longest upstream thalweg ...). They provide a powerful, flexible, and operational decision support tool suitable for flood estimation on any site of interest. Finally, it becomes possible to read directly on a map of northern Algeria flood flows at any point of the river system.

Key words: flood; return period; ungauged watersheds; DTM; prediction models; Northern Algeria.

Résumé

La connaissance des débits de crue associés à diverse période de retour est indispensable au dimensionnement des ouvrages de protection contre les crues ou de franchissement, ainsi qu'à l'estimation des zones potentiellement inondables. Les sites d'intérêt ne coïncident pas toujours avec le bassin versants jaugés et l'on n'y dispose donc pas de données d'observation permettant une étude spécifique. Sur le Nord de l'Algérie, 127 bassins versants jaugés permettent une estimation correcte des débits de crue pour différentes périodes de retour (10, 20, 50 et 100 ans) et sur des surfaces de moins de 2000 km². Ces débits de crue s'expliquent assez bien à partir de données pluviométriques cartographiées (pluies journalières décennales, gradex...) et de données topographiques propres au bassin versant (surfaces, pentes ...). L'utilisation de ces formules en des points non jaugés, nécessite donc d'évaluer sur les cartes topographiques les contours du bassin et ses caractéristiques. Ensuite ces contours permettaient d'estimer les pluies sur ce bassin. Ce travail était donc long et fastidieux. Nous avons validé un Modèle Numérique de Terrain (MNT) à la maille de 100 m, adapté à l'hydrologie de l'Algérie du Nord. Plusieurs couches de SIG ont été construites (pluies moyennes décennales à l'amont, surface drainée, longueur du plus long thalweg amont ...). Elles fournissent un outil puissant, souple, opérationnel et décisionnel approprié à l'estimation des crues sur n'importe quel site d'intérêt. Enfin, il devient possible de lire directement sur une carte du Nord de l'Algérie les débits de crue en tout point du réseau hydrographique.

Mots clefs : Crue; période de retour; bassins non jauges; MNT; modèles de prédiction ; Algérie du Nord.

ملخص

إنّ معرفة التدفقات الفيضانية المرتبطة بمختلف فترات العودة جدّ ضروري لتصميم معابر أو منشآت الواقية ضد الفيضانات، وكذلك تقدير المناطق المحتمل تعرّضها للفيضانات. غالبا ما تكون المواقع ذات الأهمية لا تتواجد بها القياسات التدفقية، مما لا يسمح بإجراء دراسات دقيقة. يتواجد بالشمال الجزائري 127 محطة قياس تسمح بالتقدير الصحيح للتدفقات الفيضانية لفترات عودة مختلفة (10 ، 20 ، 50 و 100 سنة) و على مساحات لا تتجاوز 2000 كم². إنّ هذه التدفقات الفيضانية يرتبط تفسيرها بقيمة الأمطار الممثلة على الخرائط (الأمطار اليومية المحتمل عودتها كل عشرة سنوات و التدرّج المطري والخصائص الطبوغرافية لأحواض الأنهر) (المساحات، المنحدرات ... الخ). إنّ إستخدام هذه الصيغ في النقاط المجهول قياس تدفقها يتطلب تحديد خط تقسيم المياه للحوض و تقييم خصائصه. بتقييم حدود الحوض يمكن تقدير كمية الأمطار المتساقطة في الحوض. إلّا أنّ هذا العمل يتطلب وقت ومجهود كبير. قمنا بالتحقق من صحة نموذج الارتفاع الرقمي بشبكة 100 متر وملائمته لهيدرولوجيا شمال الجزائر وقد تم إنجاز العديد من طبقات لنظم المعلومات الجغرافية (متوسط هطول الأمطار المحتمل عودتها كل عشر سنوات، مساحات التصريف، طول أطول مجرى مائي للحوض ... الخ). إنّها توفر أداة مرنة وسهلة الإستعمال لإتخاذ القرارات المناسبة بتقدير الفيضانات في المواقع المجهول قياس تدفقها. وأخيرا يمكن أن يقرأ مباشرة على خارطة التدفقات الفيضانية لشمال الجزائر في أي نقطة من المجاري المائية.

الكلمات الرئيسية: الفيضانات؛ عودة الفترة؛ أحواض لا تحتوي على مقاييس، نموذج التضاريس الرقمي، نماذج التنبؤ؛ الجزائر الشمالية

Table des matières

Introduction	1
---------------------------	----------

Chapitre 1

Présentation de la zone d'étude

1.1	Introduction	3
1.2	Morphologie.....	3
1.3	Topographie.....	5
1.3.1	Algérie du Nord.....	5
1.3.1.1	<i>Le littoral et l'Atlas Tellien.....</i>	5
1.3.1.2	<i>Hauts plateaux (hautes plaines ou steppes).....</i>	5
1.3.1.3	<i>L'Atlas Saharien.....</i>	6
1.3.2	Algérie du Sud.....	6
1.4	Cadre géologique.....	6
1.5	Cadre climatique.....	7
1.6	Le découpage hydrographique de l'Algérie.....	8
1.6.1	Oranie-Chott-Chergui.....	8
1.6.1.1	<i>Bassin versant de la Macta.....</i>	10
1.6.1.2	<i>Bassin versant de la Tafna.....</i>	11
1.6.1.3	<i>Bassin versant Haut plateau Oranais.....</i>	11
1.6.1.3	<i>Côtier Oranais.....</i>	12
1.6.2	Cheliff Zahrez.....	12
1.6.2.1	<i>Bassin versant de Cheliff.....</i>	13
1.6.2.2	<i>Bassin versant de Zahrez</i>	14
1.6.3	La région hydrographique Algérois-Hodna-Soummam.....	14
1.6.3.1	<i>L'Algérois.....</i>	14
1.6.3.2	<i>La Soummam (15)</i>	16
1.6.3.3	<i>Le Hodna (05)</i>	16
1.6.4	La région hydrographique Constantinois-Seybousse-Mellegue.....	16
1.6.4.1	<i>Kebir Rhumel.....</i>	18
1.6.4.2	<i>Bassin de Seybousse.....</i>	18
1.6.4.3	<i>Le bassin versant des Côtiers Constantinois.....</i>	18
1.6.4.4	<i>Hauts Plateaux Constantinois.....</i>	19
1.6.4.5	<i>Bassin Medjerdah-Mellegue.....</i>	20

1.7	Caractéristiques des bassins versants jaugés.....	20
1.7.1	Le coefficient de compacité.....	20
1.7.2	Rectangle équivalent.....	21
1.7.3	Le relief.....	21
1.7.4	Altitudes maximale et minimale	21
1.7.5	Altitude moyenne.....	21
1.7.6	Pente moyenne.....	24
1.7.7	Densité de drainage.....	25
1.8	Conclusion.....	26

Chapitre 2

Prétraitement et construction des Modèles Numériques d'Altitudes proposés pour le Nord de l'Algérie

2.1	Introduction.....	27
2.2	Généralités sur les modèles numériques d'élévation.....	28
2.2.1.	Définition de MNT.....	28
2.2.2.	Modes de représentation des Modèles Numériques de Terrain.....	29
2.3	Sources et résolution des MNT disponibles	30
2.4	Les méthodes de prétraitement des MNA.....	32
2.4.1	Artefacts des MNA et les méthodes de leurs traitements.....	32
2.4.1.1	<i>Problèmes des dépressions et des zones plates.....</i>	33
2.4.1.2	<i>Méthodes de traitement des artefacts dans un MNA.....</i>	34
2.5	Les données d'altitude utilisées dans la production des MNA du Nord de l'Algérie.....	41
2.5.1	Données SRTM.....	41
2.5.2.	Données ASTER GDEM.....	42
2.5.3.	Les diverses techniques utilisées pour le ré-échantillonnage d'un MNA.....	43
2.5.3.1	<i>Affectation par le voisin le plus proche</i>	43
2.5.3.2	<i>Interpolation bilinéaire.....</i>	43
2.5.3.3	<i>Convolution cubique.....</i>	44
2.5.4	Les algorithmes de calcul de modèle de drainage.....	45
2.5.4.1	Technique des écoulements unidirectionnels.....	45
2.5.4.1	Technique des écoulements multidirectionnels.....	45
2.5.5	Choix du système de référence.....	46
2.6	Construction d'un modèle numérique de terrain de l'Algérie du Nord.....	48
2.6.1	MNA à la maille de 90 m	48
2.6.2	MNA à la maille de 30 m.....	48
2.6.3	MNA à la maille de 100 m	49
2.7	Outils et procédures de prétraitement des MNA bruts.....	50
2.7.1	Correction des trois MNA (30m, 90m et 100m)	50

2.7.1.1	<i>Identification des puits et leur traitement</i>	50
2.7.1.1	<i>Traitement d'artefacts dus Aux zones plates</i>	54
2.8	<i>Conclusion</i>	56

Chapitre 3

Validation d'un Modèles Numérique d'Altitudes adapté à l'hydrologie de l'Algérie du Nord

3.1	Génération des grilles des caractéristiques hydrologiques.....	57
3.1.1	Génération du modèle de drainage.....	57
3.1.1.1	Généralités sur le modèle de drainage de la surface.....	57
3.1.1.2	Grille du modèle de drainage.....	59
3.1.2	Génération de la grille des Surfaces amont.....	60
3.1.3	Grille de définition du réseau hydrographique "Stream Definition".....	62
3.1.4	Grille de segments du réseau hydrographique (Stream Segmentation).....	63
3.1.5	Vectorisation du réseau hydrographique (drainage line).....	63
3.1.6	Grille des longueurs moyennes amont de flux	64
3.1.7	Génération de la grille des Altitudes Maximales	64
3.1.8	Grille des pentes maximales amont	65
3.2	Délimitation des bassins par traitement discontinu (Batch Watershed Delineation).....	67
3.3	Validation du MNT.....	70
3.3.1	Délimitation et périmètres des bassins hydrométriques.....	71
3.3.4	Surface des bassins versants	72
3.3.3	Longueur des talwegs et longueur amont.....	76
3.3.4	Altitude Max (m).....	77
3.3.5	Pente des talwegs des bassins hydrométriques.....	79
3.3.6	Comparaison des coordonnées aux exutoires des bassins.....	80
3.3.7	Pluie journalière décennale moyenne.....	83
3.4	<i>Conclusion</i>	84

Chapitre 4

Présentation des données et les méthodes d'analyses pour la construction des modèles de prédétermination des débits de crues

4.1	Introduction.....	85
4.2	Les données.....	86
4.2.1	Les données sur les crues.....	86
4.2.2	Les données sur les précipitations extrêmes.....	89
4.2.3	Présentation de quelques formules empiriques initiales.....	91
4.3	Préparation de nouvelles données pour la construction de nouveaux modèles de prédétermination des caractéristiques de débit de crue	91
4.3.1	Génération des grilles nécessaires pour l'extraction automatique des paramètres morphométriques et climatiques des bassins.....	91
4.3.2	Grille des surfaces amont.....	92
4.3.3	Grille des pluies journalières décennales moyennes de bassin.....	93
4.3.3.1	<i>Ré-échantillonnage de la grille des pluies journalières décennales.....</i>	93
4.3.3.2	<i>Génération de la grille des pluies journalières décennales accumulées.....</i>	94
4.3.4	Grille des gradex de pluies journalières décennales moyennes de bassin.....	96
4.3.4.1	<i>Ré-échantillonnage de la grille des gradex des pluies journalières.....</i>	96
4.3.4.2	<i>Génération de la grille des gradex des pluies journalières décennales accumulées.....</i>	96
4.3.5	Grille des coefficients b de Montana.....	96
4.4	les paramètres explicatifs a la maille de 100 m.....	96
4.5	Prédétermination de la pluie journalière moyenne Vingtennale, Cinquantenier et Centennale.....	97
4.6	Utilisation de la régression linéaire multiple pour la construction de modèles de prédétermination de débit de crue.....	97
4.6.1	Introduction	97
4.6.2	La régression linéaire multiple comme méthode de régionalisation hydrologique.....	98
4.6.3	<i>l'Estimation des paramètres du modèle de la régression multiple par les moindres carrés.....</i>	100
4.6.4	<i>Hypothèses de la méthode des MCO de la régression linéaire multiple.....</i>	100
4.7	Choix de variables explicatives	101
4.8	Détection d'observations atypiques et influentes.....	101
4.9	Vérification des hypothèses d'application de la régression et la pertinence du modèle	103
4.9.1	Résidu standardisé.....	103
4.9.2	Analyse des résidus	103
4.9.3	Les caractéristiques des graphiques des résidus	103
4.9.5	Test de la normalité des résidus.....	105
4.9.5.1	<i>Principe du test de la normalité des résidus</i>	105
4.9.5.2	<i>Statistique du test et intervalle de confiance.....</i>	105
4.9.6	Test de Jarque-Bera.....	105
4.9.6.1	<i>Principe du test</i>	105
4.9.6.2	<i>Statistique du test et seuil critique.....</i>	106
4.9.6.3	<i>Statistique de Jarque-Bera.....</i>	106

4.10	Vérification de l'asymétrie des variables par Ajustement à la loi Log-Normal.....	107
4.11	CONCLUSION.....	107

Chapitre 5

Evaluation des débits de crues sur les bassins versants non jaugés de l'Algérie du nord : application sur SIG

5.1	Application de la régression multiple aux quantiles de crue du Nord de l'Algérie.....	108
5.2	Analyse des paramètres explicatifs	110
5.2.1	Traitement de données initiales.....	110
5.2.2	Analyses de Matrices de corrélation	112
5.2.3	Détection des points aberrants	113
5.3	Prédétermination des débits instantanés de la crue décennale, vingtennale, cinquantenale et centennale.....	116
5.4	Prédétermination des débits journaliers maximum de la crue décennale, vingtennale, cinquantenale et centennale.....	117
5.5	Prédétermination du temps caractéristique de crue D.....	119
5.6	Vérification de la pertinence des résultats des débits instantanés et journaliers par analyse des résidus.....	119
5.6.1	Diagnostic graphique des résidus.....	119
5.6.2	Contrôle des performances.....	128
5.7	Discussion des résultats	133
5.8	Spatialisation des débits de crue journaliers et instantanés.....	133
5.9	Conclusion	136
	Conclusion Générale	137
	ANNEXE I	139
	ANNEXE II	141
	Référence bibliographiques	143

Liste des Figures

Figure 1.1 Situation géographique et relief de l'Algérie du Nord	4
Figure 1.2 Extrait de la carte géologique de l'Algérie (d'après carte géologique internationale de l'Afrique (Feuille numéro 2), CGMW/UNESCO 1990 pour le Nord de l'Algérie et document SONATRACH, écorché au toit du Paléozoïque pour Plate- forme Saharien.....	7
Figure 1.3 Région hydrographique oranie.....	9
Figure 1.4 Région hydrographique Cheliff-Zahrez.....	13
Figure 1.5 Région hydrographique Algérois-Hodna-Soummam.....	15
Figure 1.6 Région hydrographique Constantinois-Seybousse-Mellegue.....	17
Figure (1.7) : Répartition de surfaces suivant les classes d'altitude (Bassin versant : 011801)....	22
Figure (1.8) : Répartition de surfaces suivant les classes d'altitude (Bassin versant : 011906).....	23
Figure (1.9) : Courbes hypsométriques de quelques bassins versants du Nord de l'Algérie... ..	24
Figure (2.1) : Modes de représentations classiques des Modèles Numériques d'Altitude (Source: Tortrat, 2005).....	30
Figure (2.2) : Présence de dépressions fermées (Puits) dans un modèle numérique d'altitude (Source : CHE, 2005).....	33
Figure (2.3) : Présence de zones plates dans un modèle numérique	34
Figure (2.4) : La méthode des 'bouche-trous' selon Jenson et Domingue (1988).....	35
Figure (2.5) : Exemple de modification des altitudes suivant la méthode du ' bouche-trous' (Jenson et Domingue, 1988) (Source : CHE, 2005).....	35
Figure (2.6) : Creusement du col de la dépression (Source : CHE, 2005).....	36
Figure (2.7) : Modification des altitudes suivant la méthode de Martz et Garbrecht (1998) (Source: CHE, 2005).....	36
(2.8) : A partir de la grille d'altitude sur une zone plate (à gauche), attribution des directions d'écoulement par itérations successives, suivant Jenson et Domingue (1988) (étapes 1-4) (Source : CHE, 2005).....	38
Figure (2.9) : Attribution des directions d'écoulement en zone plate, selon Tribe (1992) (Source: CHE, 2005).....	38
Figure (2.10) : Traitement des zones plates par double incrémentation des altitudes selon Garbrecht et Martz, (1997) (Source : CHE, 2005).....	39
Figure (2.11) : Distance tampon.....	40
Figure (2.12) : Lissage.....	41
Figure (2.13) : Baissement où soulèvement de la distance.....	41
Figure (2.14) : Techniques de ré-échantillonnage (Source : ArcGIS Resource Center : http://help.arcgis.com)	44
Figure (2.15) : Algorithmes de base pour le calcul des flux de circulation (Flux unique par rapport aux flux multiples).....	46
Figure (2.16) : Les huit directions de flux possible.....	46
FIGURE 2.17 <i>Figure 2.17</i> Projection conique conforme en Algérie (à gauche) et fuseaux de la projection UTM (à droite) (Source: IUGG 2007 Perugia-XXIV IUGG General Assembly)....	47

Figure (2.18) : Assemblage de 69 fenêtres d'ASTER GDEM.....	49
Figure (2.19) : Modèle numérique de terrain à la maille de 100 m dans le quadrillage métrique Lambert Nord Algérie.....	49
Figure (2.20) : Organigramme des étapes de traitement préliminaire des Modèles Numérique d'Altitudes.....	50
Figure 2.21 Exemple (agrandissement sur les régions El Milia, Ain El Ksar et Collo) de localisation de puits créés lors du ré-échantillonnage du modèle numérique de terrain SRTM à la maille de 90 m : la grille des puits (pixels en noirs) superposée sur celle du MNA 90 m.....	51
Figure (2.22) : Présence de puits dans le modèle numérique de terrain et leur traitement.....	51
Figure (2.23) : Code utilisé pour attribuer aux zones fermées la valeur	52
Figure (2.24) : Exemple de l'impact de zone endoréique sur la surface amont ; La présence de zone endoréique à Oujda (Maroc) conduit à surestimer la surface amont du bassin versant de la Tafna ; a) avant la considération de zone endoréique ; b) après la considération du lac endoréique (en hachure la surface excédentaire).....	53
Figure (2.25) : Présence de dépressions fermées au niveau du bassin des hauts plateaux constantinois	54
Figure (2.26) : Exemple d'un oued extrait incorrectement dans une zone plate ; à gauche : l'allure de l'oued avant la forcée, difficulté de déterminer la direction d'écoulement où les altitudes sont très proches, les cours d'eau sont des lignes horizontales ; à droite : l'allure du réseau après l'avoir forcée.....	55
Figure (2.27) : Exemple de forcé d'un oued reconstitué incorrectement par le MNT initial ; à gauche : l'oued reconstitué avant la forcée ; à droite : reconstitution de l'oued de façon correcte après avoir imposé un vecteur d'oued numérisé (trait marron).....	55
Figure (3.1) : Affectation des directions d'écoulement en utilisant le modèle D8 les altitudes, (b) codage de la direction, (c) les valeurs de débit direction grille, (d) la représentation symbolique du sens d'écoulement. (source : http://www.nws.noaa.gov/oh/hrl/gis/data.html#section2).....	58
Figure (3.2) : Modèle de drainage dérivé à partir d'un MNA à 100	59
Figure (3.3) : Histogramme de modèle drainage du nord de l'Algérie avec une résolution de 100 m.....	60
Figure (3.4) : a) Grille des surfaces amont (Flow Accumulation) b) schématisation du réseau de drainage (Drainage Network). (Source : http://www.nws.noaa.gov/oh/hrl/gis/data.html#section2).....	61
Figure (3.5) : Grille des Surfaces Amont générée à partir de modèle de drainage à la maille de 100 m superposé sur la grille de MNA à la maille de 100	61
Figure (3.6) : Extrait de la grille du réseau hydrographique générée, du Nord de l'Algérie ; les traits en noir représentent les pixels retenus à un seuil de 10 km ² (valeur 1).....	63
Figure (3.7) : Grille de segmentation du réseau hydrographique : une couleur et une valeur sont attribuées pour chaque segment.....	63
Figure (3.8) : Grille de la longueur de flux avec une résolution de 100 m.....	64
Figure (3.9) : Les fonctions de base pour le calcul des surfaces amont et la grille des altitudes maximales. Les nombres écrits en blanc sur le premier graphique à gauche, représentent le nombre de pixels, les valeurs encerclées montrent les résultats de la fonction des flux	

d'accumulation (cumule le nombre de pixels selon le modèle de drainage). Sur le deuxième graphique à droite, les valeurs en blanc représentent les altitudes en m ; quant aux valeurs encerclées, elles représentent les valeurs d'altitude maximum retenues selon le modèle de drainage par la méthode D8.

(Source : http://www.terracs.com/fileadmin/webpage/docs/hydrotools-english.pdf).....	64
Figure (3.10) : Grille des altitudes max amont avec une résolution de 100	65
Figure (3.11) : Grille de pentes du Nord de l'Algérie avec une résolution de 100 m.....	66
Figure (3.12) : a) la grille des cellules appartenant au réseau hydrographique (Stream Cells), b) grille Stream Link, c) grille des sous bassins hydrographique.	
(Source : http://www.nws.noaa.gov/oh/hrl/gis/data.html#section2).....	67
Figure (3.13) : Localisation des exutoires des bassins versant selon les stations hydrométriques.....	68
Figure (3.14) : Délimitation des bassins à partir du MNT de SRTM Le trait rouge indique le contour du bassin à la station hydrométrique 11 01 01	69
Figure (3.15) : FIGURE (3.15) : Contour du bassin (110101) et réseau hydrographique d'après l'ANRH obtenus sur une carte topographique.....	70
Figure (3.16) : Corrélation entre les périmètres mesurés sur des cartes topographiques à l'aide d'un curvimètre et ceux évalués automatiquement d'un MNT SRTM ré-interpolé à 100 m	71
Figure (3.17) : Corrélation entre les périmètres mesurés sur des cartes topographiques à l'aide d'un curvimètre et ceux évalués automatiquement d'un MNT SRTM à 90 m d'un MNT SRTM ré-interpolé à 100 m.....	72
Figure (3.18) : Corrélation des surfaces amont estimées sur des cartes topographiques avec celles issues du MNT 100 m.....	73
Figure (3.19) : Corrélation des surfaces amont estimées sur des cartes topographiques avec celles issues du MNT à 90 m	73
Figure (3.20) : Corrélation des surfaces amont estimées sur des cartes topographiques avec celles issues du MNT à 30 m.....	74
Figure (3.21) : Statistique des écarts relatifs entre les surfaces amont estimées sur des cartes topographiques et celles issues des MNT à 100 m.....	74
Figure (3.22) : Statistique des écarts relatifs entre les surfaces amont estimées sur des cartes topographiques et celles issues des MNT à 90 m.....	75
Figure (3.23) : Statistique des écarts relatifs entre les surfaces amont estimées sur des cartes topographiques et celles issues des MNT à 30 m.....	75
Figure (3.24) : Corrélation des longueurs des thalwegs mesurées sur des cartes topographiques et celles évaluées automatiquement et du MNT SRTM ré-interpolé à 100 m.....	76
Figure (3.25) : Corrélation des longueurs des thalwegs mesurées sur des cartes topographiques et celles évaluées automatiquement et du MNT à 90 m.....	76
Figure (3.26) : Corrélation entre les altitudes maximales estimées sur des cartes topographiques et celles évaluées automatiquement à partir d'un MNT SRTM ré-interpolé à 100 m.....	77
Figure (3.27) : Corrélation entre les altitudes maximales estimées sur des cartes topographiques et celles évaluées automatiquement à partir d'un MNT SRTM à 90	78

Figure (3.28) : Corrélation entre les altitudes minimales estimées sur des cartes topographiques et celles évaluées automatiquement d'un MNT SRTM avec une résolution de 100 m.....	78
Figure (3.29) : Corrélation entre les altitudes minimales estimées sur des cartes topographiques et celles évaluées automatiquement d'un MNT SRTM avec une résolution 90 m.....	79
Figure (3.30) : Corrélation entre les pentes estimées à partir des données extraites des cartes topographiques et celles évaluées automatiquement à partir d'un MNT SRTM avec une résolution de 100 m.....	79
Figure (3.31) : Corrélation entre les pentes estimées à partir des données extraites des cartes topographiques et celles évaluées automatiquement à partir d'un MNT SRTM avec une résolution de 90 m.....	80
Figure (3.33) : les distances entre les coordonnées des exutoires extraites à partir du MNT et les coordonnées repérées sur des cartes topographiques d'après	81
Figure (3.34) : Corrélation entre coordonnées X des exutoires localisées des cartes topographiques et celles localisées à partir d'un MNT SRTM avec une résolution de 100 m.....	81
Figure (3.35) : Corrélation entre coordonnées Y des exutoires localisées sur des cartes topographiques et celles localisées à partir d'un MNT SRTM avec une résolution de 100 m.....	82
Figure (3.36) : Corrélation entre coordonnées X centroïdes des bassins localisées sur des cartes topographiques et celles localisées à partir d'un MNT SRTM avec une résolution de 100 m.....	82
Figure (3.37) : Corrélation entre coordonnées Y centroïdes des bassins localisées sur des cartes topographiques et celles localisées à partir d'un MNT SRTM avec une résolution de 100 m.....	83
Figure (3.38) : Corrélation les pluies décennales moyennes estimées à partir d'un MNT à la maille 100 m et celles extraites à partir d'un MNT à la maille de 1km.....	83
Figure (3.39) : Corrélation entre les gradex moyens estimées à partir d'un MNT à la maille 100 m et ceux extraits à partir d'un MNT à la maille de 1km (ANRH).....	84
Figure (4.1) : Exemple d'ajustement des débits de rue.....	87
Figure (4.2) : Ajustements de loi statistique proposée sur 4 stations du Nord de l'Algérie (échantillons sup-seuil des débits journaliers Q_j et des débits instantanés Q_i) – Ajustement de bonne qualité (Laborde, 2008).....	88
Figure (4.3) : Situation générale de la zone d'étude et les stations de jaugeage utilisées.....	89
Figure (4.5) : Pluies journalière décennale du bassin 15 01 06	90
Figure (4.6) : Gradex des pluies journalières décennale du bassin 15 0106.....	90
Figure (4.7) : procédures de génération des grilles et d'extraction de paramètres morphométriques et climatologiques.....	92
Figure (4.8) : exemple de surface amont du bassin versant 01 10 01.....	93
Figure (4.9) : localisation des postes pluviométriques et les précipitations journalières décennales ponctuelles $P_j(10)$ ré-échantillonnées à 100 mètres de l'Algérie du Nord.....	94
Figure (4.10) Exemple de pluie journalière décennale accumulée (a) et de pluie journalière décennale moyenne (b) du bassin	95

Figure (4.11) : Boxplot d'une variable explicatif, 2 observations se démarquent (points atypiques).....	102
Figure (4.12) : a) Forme correcte graphique ' normal' des résidus ; b) et c) variance non constante (hétéroscédasticité : hypothèse 4 n'est pas remplie). (Source : Helsel et Hirsch, 2002).....	104
Figure (4.13) : dépendance entre ε_i et x_i (hypothèse 2 non remplie) et/ou auto corrélation (hypothèse 3 non vérifiée) ; la relation à modéliser est non-linéaire. (Source : Helsel et Hirsch, 2002).....	104
Figure (4.14) : Combinaison du non linéarité et de la variance non constante. (Source : Helsel et Hirsch,02).....	104
Figure (5.1) : Localisation des bassins versants	109
Figure (5.2) : histogrammes d'ajustement des paramètres morphométriques et climatiques des bassins versants jaugés à la loi Log-	111
Figure (5.3) : Ajustement des paramètres morphométriques et climatiques des bassins versants jaugés à la loi Log-	111
Figure (5.4) : les points atypiques correspondent aux débits journaliers ajustés de différentes périodes de retour.....	114
Figure (5.5) : Box plot des pluies journalières de différentes périodes de	115
Figure (5.6) : Box plot des paramètres morphométriques pris comme variables explicatives des débits.....	115
Figure (5.7) : les points atypiques correspondants aux des débits instantanés ajustés de différente périodes de retour.....	114
Figure (5.8) : Histogramme des résidus et la droite d'Henry pour les quantiles de débits instantanés de période de retour de 2 ans.....	120
Figure (5.9) : Les graphiques des résidus (en ordonnée) vs. les variables de l'étude (en abscisse) pour les quantiles de débits de période de retour de 2 ans.....	121
Figure (5.10) : Histogramme des résidus et la droite d'Henry pour les quantiles de débits instantanés de période de retour de 5 ans.....	121
Figure (5.11) : Les graphiques des résidus (en ordonnée) vs. les variables de l'étude (en abscisse) pour les quantiles de débits de période de retour de 5 ans.....	121
Figure (5.12) : Histogramme des résidus et la droite d'Henry pour les quantiles de débits instantanés de période de retour de 10 ans	121
Figure (5.13) : Les graphiques des résidus (en ordonnée) vs. les variables de l'étude (en abscisse) pour les quantiles de débits de période de retour de 10 ans.....	122
Figure (5.14) : Histogramme des résidus et la droite d'Henry pour les quantiles de débits instantanés de période de retour de 20 ans.....	122
Figure (5.15) : Les graphiques des résidus (en ordonnée) vs. les variables de l'étude (en abscisse).....	122
Figure (5.16) : Histogramme des résidus et la droite d'Henry pour les quantiles de débits instantanés de période de retour de 50 ans.....	123
Figure (5.17) : Les graphiques des résidus (en ordonnée) vs. les variables de l'étude (en abscisse) pour les quantiles de débits de période de retour de 50 ans.....	123
Figure (5.18) : Histogramme des résidus et la droite d'Henry pour les quantiles de débits instantanés de période de retour de 100 ans.....	123

Figure (5.19) : Les graphiques des résidus (en ordonnée) vs. les variables de l'étude (en abscisse) pour les quantiles de débits instantanés de période de retour de 100 ans.....	124
Figure (5.20) : Histogramme des résidus et la droite d'Henry pour les quantiles de débits journaliers de période de retour de 2 ans.....	124
Figure (5.21) : Les graphiques des résidus (en ordonnée) vs. les variables de l'étude (en abscisse).....	124
Figure (5.22) : Histogramme des résidus et la droite d'Henry pour les quantiles de débits journaliers de période de retour de 5 ans.....	125
Figure (5.23) : Les graphiques des résidus (en ordonnée) vs. les variables de l'étude (en abscisse) pour les quantiles de débits journaliers de période de retour de 5 ans.....	125
Figure (5.24) : Histogramme des résidus et la droite d'Henry pour les quantiles de débits.....	125
Figure (5.25) : Les graphiques des résidus (en ordonnée) vs. les variables de l'étude (en abscisse) pour les quantiles de débits journaliers de période de retour de 10 ans.....	126
Figure (5.26) : Histogramme des résidus et la droite d'Henry pour les quantiles de débits journaliers de période de retour de 20 ans.....	126
Figure (5.27) : Les graphiques des résidus (en ordonnée) vs. les variables de l'étude (en abscisse) pour les quantiles de débits journaliers de période de retour de 20 ans.....	126
Figure (5.28) : Histogramme des résidus et la droite d'Henry pour les quantiles de débits journaliers de période de retour de 50 ans.....	127
Figure (5.29) : Les graphiques des résidus (en ordonnée) vs. les variables de l'étude (en abscisse) pour les quantiles de débits journaliers de période de retour de 50 ans.....	127
Figure (5.30) : Histogramme des résidus et la droite d'Henry pour les quantiles de débits journaliers de période de retour de 100 ans.....	127
Figure (5.31) : Les graphiques des résidus (en ordonnée) vs. les variables de l'étude (en abscisse) pour les quantiles de débits journaliers de période de retour de 100 ans.....	128
Figure (5.32) : Représentation des crues de pointes instantanées obtenues par régression en fonction de celles mesurées pour les périodes de retour figurées.....	130
Figure (5.33) : Distributions statistiques des rapports des crues de pointes instantanées obtenues par régression à celles ajustées aux observations pour les périodes de retour figurées.....	130
Figure (5.34) : Représentation des crues obtenues par régression en fonction de celles mesurées pour une période de retour de 100 ans.....	131
Figure (5.35) : Distributions statistiques des rapports des crues obtenues par régression à celles ajustées aux observations pour une période de retour de 100 ans.....	131
Figure (5.36) : Représentation des crues journalières obtenues par régression en fonction de celles mesurées pour les périodes de retour figurées.....	131
Figure (5.37) : Distributions statistiques des rapports des crues journalières obtenues par régression à celles ajustées aux observations pour les périodes de retour figurées.....	131
Figure (5.38) : Représentation des crues journalières obtenues par régression en fonction de celles mesurées pour les périodes de retour figurées.....	132
Figure (5.39) : Distributions statistiques des rapports des crues journalières obtenues par régression à celles ajustées aux observations pour les périodes de retour figurées.....	132
Figure (5.40) : Distributions statistiques des rapports des durées de crue obtenues par régression à celles ajustées aux observations.....	132

Figure (5.41) : Représentation des durées de crue obtenues par régression en fonction de celles mesurées.....	132
Figure (5.42) : Localisation d'un site d'étude à titre d'exemple.....	133
Figure (5.43) : Spatialisation des débits instantanés décennaux.....	134
Figure (5.44) : Spatialisation des débits moyens journaliers décennaux	134
Figure (5.45) : Spatialisation des débits instantanés centennaux.....	135
Figure (5.46) : Spatialisation des débits moyens journaliers centennaux.....	135
Figure (5.47) : Spatialisation de la durée de crue.....	136

Liste des Tableaux

Tableau 1.1 Régions hydrographiques et leurs bassins versants.....	8
Tableau 1.2 Potentialité en eau de surface du bassin de l'Algérois.....	15
Tableau 1.3 Différentes classes du coefficient de Gravelius.....	20
Tableau (1.4): Surfaces partielles du bassin versant par tranche d'altitude (Bassin versant: 011801).....	22
Tableau (1.5) : Surfaces partielles du bassin versant par tranche d'altitude (Bassin versant : 011906).....	23
Tableau (5.1) : Les statistiques descriptives des paramètres explicatifs.....	109
Tableau (5.2) : matrice des coefficients de corrélation partielle pour l'explication $Q_j(10)$	111
Tableau 5.3 matrice des coefficients de corrélation partielle pour l'explication de $Q_i(10)$	111
Tableau (5.4) : modèles de prévision des débits de crue (débit instantané exprimé en mm/j) pour les différents temps de retour évalués sur la base des paramètres morphométriques issus du MNT à la maille de 100m.....	115
Tableau (5.5) : modèles de prévision des débits de crue (débit instantané exprimé en m^3/s) pour les différents temps de retour évalués sur la base des paramètres morphométriques issus du MNT à la maille de 100m.....	116
Tableau (5.6) : Modèles de prévision des débits de crue (débit journalier exprimé en mm/j) pour les différents temps de retour évalués sur la base des paramètres morphométriques issus du MNT à la maille de 100 m.....	117
Tableau (5.7) : Modèles de prévision des débits de crue (débit journalier exprimé en m^3/s) pour les différents temps de retour évalués sur la base des paramètres morphométriques issus du MNT à la maille de 100 m.....	117
Tableau (5.8) : Les coefficients de corrélations partielles des paramètres explicatifs retenus.....	118
Tableau (5.9) : Modèle de prédétermination du temps caractéristique D.....	118
Tableau (5.10) : Test de symétrie de la distribution des résidus (Débits instantanés)....	127
Tableau (5.11) : Test de symétrie de la distribution des résidus (Débits journaliers).....	127

Introduction

La mobilisation de la ressource hydrique pour les différents secteurs (alimentation en potable, irrigation et industrie) nécessite la mise en place de nouveaux barrages et retenues collinaires dans des endroits appropriés au stockage de grande quantité d'eau. Cela nécessite la recherche de sites d'implantation sur des rivières abondantes en eau surtout en période de crue. La spatialisation de la crue en différentes périodes de retour s'avère très indispensable aux hydrologues, pour pouvoir prendre des décisions efficaces et rationnelles, en ce qui concerne les sites d'implantation des barrages, ou n'importe quel ouvrage d'art.

Cependant, les hydrologues sont souvent confrontés aux problèmes de l'absence et de l'insuffisance des données hydrométriques sur des sites de certaines zones. Par ailleurs, la connaissance de la crue, pour une période de retour bien définie, s'avère indispensable pour la réalisation de certains ouvrages d'art, pour une meilleure gestion et mobilisation des ressources en eau et une protection efficace contre les inondations.

Dans ce contexte, l'étude de crue au Nord de l'Algérie faite par l'Agence Nationale des Ressources Hydriques (ANRH) de l'Algérie, a été entreprise, et ce, en se basant sur un Modèle Numérique de Terrain (MNT) avec une résolution à la maille de 1000m. La formule empirique ainsi résultante, est fonction des paramètres morphométriques et pluviométriques des bassins versants. Or, un tel MNT avec cette résolution ne permet pas la reconstitution automatique et correcte du réseau hydrographique et la détermination des paramètres et des caractéristiques hydrologiques correspondantes (crue, apport), en tout point sur le territoire algérien (la totalité du nord de l'Algérie).

Pour ces raisons, la revalorisation des paramètres morphologiques des bassins hydrométriques (pente, surface, altitude maximale, altitude minimale, longueur des thalwegs principaux des bassins jaugés) a été rendue nécessaire à partir d'un traitement précis d'un MNT à une résolution de 100m, couvrant la totalité du nord de l'Algérie. De nouvelles formulations de la prédétermination de la crue instantanée et journalière des différentes périodes de retour, ont été réévaluées à partir d'un MNT à la maille de 100m. Le traitement a été fait au moyen d'un ensemble d'outils, tels que les logiciels ArcGIS, ArcHydro Tools et Hydro-Tools.

Plusieurs thèmes ont été dérivés à partir de ce modèle numérique de terrain :

- Le modèle numérique de drainage ;
- La grille des surfaces amont cumulées ;
- La reconstitution du réseau hydrographique.

Pour pouvoir délimiter les bassins hydrométriques, une carte de la localisation des stations hydrométriques pour les bassins jaugés a été établie, comme suit :

- La délimitation des bassins hydrométriques en se servant de la position des stations hydrométrique comme exutoires des surfaces amont drainées ;
- La grille des altitudes max à l'amont des surfaces drainées ;
- La grille de la longueur des thalwegs les plus longs.

Ces deux dernières grilles, ont servit à l'estimation de la grille des pentes max des surfaces amont drainées.

Après avoir dérivé ces thèmes, plusieurs paramètres climatiques, qui sont des paramètres explicatifs des caractéristiques de la crue, ont été spatialisés :

- La grille de la pluviométrie moyenne décennale amont a été construite à partir de la grille de la pluviométrie journalière décennale. La résolution de cette grille est conforme à celle du MNT et aux thèmes dérivés, cités précédemment (100m) ;
- La grille des gradex de la pluie ;
- La grille des coefficients b de Mantana.

La réévaluation des formules empiriques de prédétermination de la crue décennale instantanée et journalière est basée essentiellement sur la méthode de la régression linéaire multiple. Cette dernière permet d'établir une relation pour chaque temps de retour considéré. La méthode de régression linéaire est plus répandue, elle permet d'estimer les variables hydrologiques d'intérêt dans le cas des sites non-jaugés.

Les nouvelles méthodes de prédétermination des débits de crue ont été basées essentiellement sur des prédicteurs morphométriques extraits du MNT à la maille de 100m. La pertinence des modèles obtenus a été faite au moyen des outils graphiques et de tests statistiques. Ainsi les coefficients de corrélation multiples sont satisfaisants.

La combinaison des trois grilles des paramètres prédicteurs (surface amont, pente maximale et la pluviométrie moyenne décennale amont) est effectuée par la formule résultante de la régression multiple. Ces paramètres morphologiques et climatiques explicatifs (pente, surface, débit des stations hydrométriques jaugées et pluie), ont permis de spatialiser les caractéristiques de la crue pour toutes les périodes de retour considérées, allant de la crue décennale à la crue centennale (10, 20, 50, 100 ans). Les cartes ainsi établies ont permis d'estimer la crue sur tout le territoire Nord algérien pour des bassins versants, dont la superficie n'excède pas 2000km².

L'apport principal de ce travail est de permettre l'estimation automatique des débits journaliers et instantanés des crues de période de retour allant de 10 à 100 ans en tout point du territoire.

La facilité d'obtention de ces paramètres permet la création de couches relatives à chacun de ces paramètres ainsi que le tracé de cartes de débits de crue correspondantes.

Cette étude comprend donc cinq *chapitres* couvrant les procédures de la construction d'un MNT (Modèle Numérique de terrain) validé aux applications hydrologiques du Nord de l'Algérie (Chapitre 1, Chapitre2 et chapitre 3) ; la construction des modèles de prédétermination des débits de crues, pour différentes périodes de retour, basées essentiellement sur les paramètres morphométriques extraits du MNT validé et la spatialisation des débits de crues pour les occurrences considérées sur tout le territoire de l'Algérie du Nord (Chapitre 4 et chapitre 5).

Chapitre 1

Présentation de la zone d'étude

1.1. Introduction

L'Algérie s'étend entre les latitudes 18° et 38° Nord et entre les longitudes 9° Ouest et 12° Est. Par sa superficie (2 381 741 kilomètres carrés), l'Algérie est le premier plus grand pays d'Afrique. Elle s'étend du Nord au Sud sur une distance environ 2 000 km, de la côte méditerranéenne au massif du Hoggar, et de l'Est à l'Ouest sur une distance de 1 800 km, d'In Amenas jusqu' à Tindouf. Le méridien d'origine (*Greenwich*) passe à proximité de Mostaganem.

L'Algérie du Nord qui a fait l'objet de cette étude, vue l'importance des phénomènes hydrologiques qui s'y rencontrent, couvre une superficie d'environ 365 000 Km² et se situe entre -2.23° et +8.67° en longitude et 37.12° et 32.74° en latitude. Elle est limitée au Nord par la Mer Méditerranéenne sur une distance de 1 280 kilomètres, à l'Est par la Tunisie, à l'Ouest par le Maroc et au Sud par le Sahara Algérien (Figure (1.1)).

1.2. Morphologie

Le relief de cette zone est structuré par deux chaînes montagneuses orientées Est-Ouest : l'atlas tellien au Nord et l'atlas saharien au Sud.

L'Atlas tellien (ou le Tell) est constitué de reliefs escarpés et de plaines littorales dont les plus riches d'Algérie (vallées fertiles) sont la Mitidja au centre, le Chelif à l'Ouest et le Seybouse à l'Est; Elles bénéficient d'un climat méditerranéen et sont une zone très importante du point de vue agricole. Entre les Atlas tellien et saharien se situent les hautes plaines au climat semi désertique.

L'Atlas saharien forme une longue suite de reliefs orientés NE-SO s'étendant de la frontière marocaine à celle de la Tunisie. Il s'étend au sud des hauts plateaux, sur une superficie de 700 kilomètres carrés. Ses principales montagnes sont : Ouled Nail et Aurès dont le plus haut sommet (Chelya), culmine à 2328 mètres. Cette zone est très généralement endoréique avec la présence de plusieurs chotts et sebkhas. Au sud de l'atlas saharien, le climat est désertique. La végétation est quasiment absente mais on peut y rencontrer encore quelques chotts comme le Melghir situé à 40 m en dessous du niveau de la mer.

Le Nord de l'Algérie est limité par :

- au Sud, l'Atlas saharien, une chaîne de montagnes d'origine alpine;
- au Centre, des plates-formes comme la Méséta oranaise à l'Ouest et le môle d'Ain Regada à l'Est;

- dans la partie septentrionale, l'Atlas tellien est constitué de nappes mises en place au Miocène inférieur. Des bassins néogènes tardifs comme le Chélif et le Hodna se sont installés sur ces nappes.

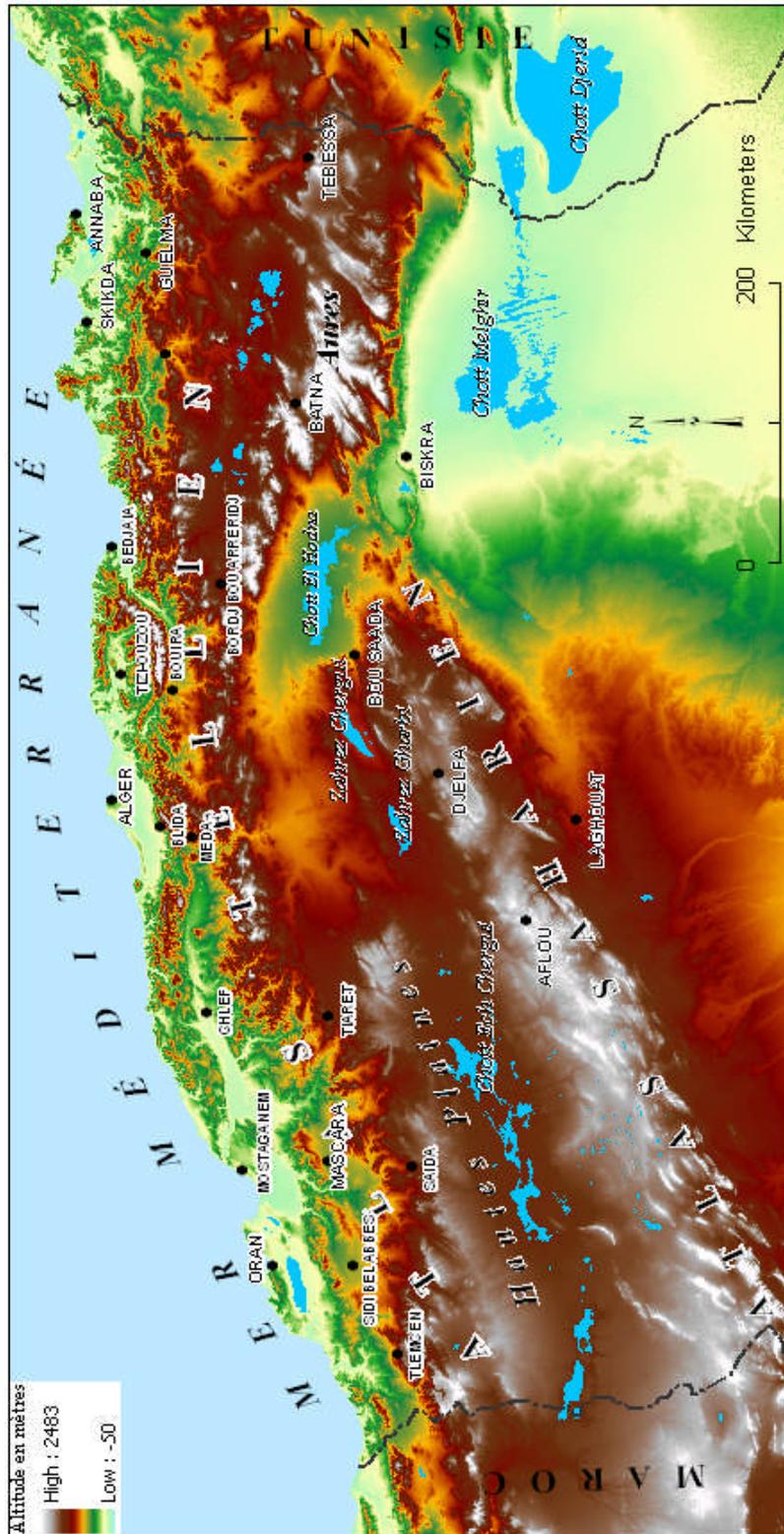


Figure 1.1 Situation géographique et Relief de l'Algérie du Nord

1.3. Topographie

L'Algérie se caractérise par deux régions de reliefs contrastés distinctes à savoir: l'Algérie du Nord, caractérisée par sa structure sinueuse de formation récente, et l'Algérie du Sud, déserte et ayant une structure ancienne.

1.3.1. Algérie du Nord

Elle s'étend sur une superficie de 365 000 kilomètres carrés (environ 16 % de la superficie globale). Son relief se succède comme suit :

1.3.1.1. Le littoral et l'Atlas Tellien

L'Atlas Tellien et la zone littorale occupent seulement 4% de la surface du territoire avec une prédominance montagneuse et une succession de plaines fertiles, étroites, discontinues, comme les plaines de Mitidja, d'Oran et d'Annaba. Les plaines littorales s'adosent à la première chaîne montagneuse et constituent la frange qui bénéficie directement du climat Méditerranéen et de sa régulation thermique (DGE, 2001). Les plaines intérieures déjà continentalisées par la première chaîne tellienne, discontinues, plus larges et plus élevées, leur altitude variant entre 500 et 700 mètres, telles les plaines de Tlemcen, de Sidi Bel Abbès, de Tiaret, de Sétif et de Constantine. L'Atlas tellien se caractérise par ses hauts sommets, et s'étend de l'Ouest à l'Est ; sa largeur, du Nord au Sud, variant entre 70 et 150 kilomètres. L'altitude moyenne y est de 1 820 mètres. Ses Montagnes les plus importantes sont l'Atlas Blidéin, les monts des Bibanes, les monts d'Ouarsénis, les monts de Djurdjura où se trouve le point culminant (*Lalla Khadidja*), soit 2308 mètres.

1.3.1.2. Hauts plateaux (Hautes-Plaines ou steppes)

Ils représentent 9% de la superficie du territoire, ils s'étendent sur l'Atlas tellien et l'Atlas Saharien, leur altitude est comprise entre 700 et 1 000 mètres. Ils sont larges à l'Ouest et étroits à l'Est. Ils se caractérisent aussi par la présence de lacs salins et peu profonds, connus sous le nom de Chott, dont les plus importants sont le Chott El Hodna, le Chott Est et le Chott Ouest (DGE, 2001).

Dans l'Ouest (Chott Ech Chergui), l'altitude des Hautes-Plaines est voisine de 1 000 mètres. Elle descend progressivement vers l'Est : 800 à 700 mètres aux Zahrez (Chergui et Rharbi) pour atteindre 400 mètres environ à la bordure Ouest du Chott El Hodna (Drouhin, 1960).

C'est à partir du méridien correspondant, en allant vers l'Est, que la morphologie générale change. Les Hautes-Plaines s'infléchissent vers le Sud-Est, par la trouée du Hodna, à la faveur d'une quasi-interruption (Monts du Zab) de la chaîne de l'Atlas Saharien, en continuant à s'abaisser en direction des chotts du bas Sahara (Melghir et Merouane) où l'on mesure des altitudes de 30 et 40 mètres au dessous du niveau de la mer (Drouhin, 1960). Cette trouée est bordée au Nord-Est par les monts du Hodna et vers l'Est par le compact massif des Aurès, qui se continue en direction de la Tunisie par la chaîne des Nementcha. Vers le Nord, de l'autre côté des monts que l'on vient de citer (Hodna, Aurès et Nementcha), se trouve la région des Hautes-Plaines constantinoises, au voisinage de la cote 1 000 mètres, parsemée de nombreux petits chotts et séparée de la cote par les Monts Kabyles (Grandes Kabylie, Kabylie

des Babors, Kabylie de Collo) et le massif peu élevé et confus des monts de Constantine (Drouhin, 1960).

1.3.1.3. L'Atlas Saharien

Il s'étend au Sud des Hauts plateaux, sur une superficie de 700 kilomètres. Parmi ses montagnes les plus importantes, on citera Amour, Ouled Naïl et Aurès, où se trouve le plus haut sommet (*Chelya*), culminant à 2 328 mètres.

1.3.2. Algérie du Sud

Au Sud de l'Atlas Saharien s'étend l'immense désert du Sahara qui représente 80% de la superficie de l'Algérie. Le Sahara se compose pour une grande part de plateaux rocheux et de plaines caillouteuses. Deux vastes régions de sables (le Grand Erg occidental et le Grand Erg oriental) constituent les principaux ensembles de reliefs dunaires du désert saharien. Au sud du Sahara s'étend le massif du Hoggar qui se caractérise par une succession de hauts-plateaux désertiques et qui s'élèvent en gradins, dominée dans sa partie centrale par d'imposants reliefs au profil dentelé, qui culminent à 2 908 m au Nord de Tamanrasset (Le point le plus haut : Tahat 3 003 mètres).

1.4. Cadre géologique

L'Algérie du Nord est structurée d'un grand domaine géologique dit l'Algérie alpine (Figure (1.2) ; elle est composée, du Nord au Sud, de :

- du plateau continental Algérien à dépôts tertiaires et quaternaires (1 000 à 3 500 m), reposant sur un socle métamorphique ;
- de l'Atlas tellien abritant des nappes, avec des bassins de type intra-montagneux (ex. bassin du Chéelif), dont la série sédimentaire s'étend du Jurassique au Miocène. Plusieurs gisements d'intérêt variable y sont connus: Ain Zeft, Tliouanet, Oued Guettirini ;
- du Hodna qui est un bassin d'avant-fosse et qui est constitué par des dépôts continentaux d'âge Eocène et Oligocène et se poursuit par un Miocène marin ;
- les Hauts plateaux à couverture sédimentaire réduite, où les processus locaux de distension ont permis la formation de bassins intra-montagneux comme ceux de Telagh et de Tiaret ;
- l'Atlas saharien est né d'un long sillon subsidient installé entre les Hauts plateaux et la Plate-forme Saharienne. Au Mésozoïque, ce sillon fut comblé par une puissante série sédimentaire (7 000 à 9 000 m). Durant le Tertiaire, une tectonique compressive réactive les structures extensives antérieures en failles et structures inverses aboutissant à la formation de cette chaîne montagneuse ;
- les bassins du Chott Melrhir dans le SE constantinois, structurés au Tertiaire, à remplissage crétacé (5000 m), ont engendré et accumulé des hydrocarbures principalement dans le Crétacé (Djebel Onk, Rass Toumb, Guerguet El Kihal Nord).

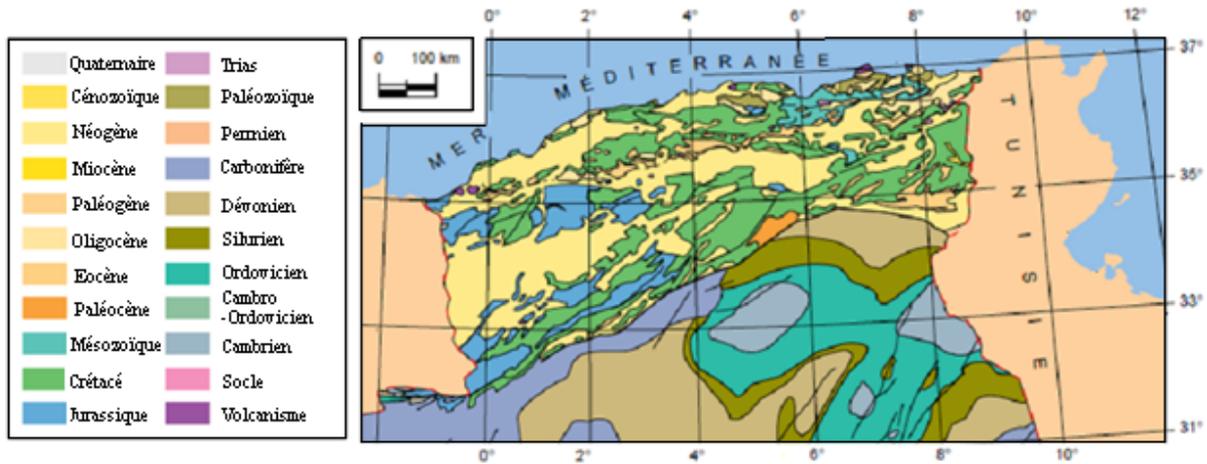


Figure 1.2 Extrait de la carte géologique de l'Algérie (d'après carte géologique internationale de l'Afrique (Feuille numéro 2), CGMW/UNESCO 1990 pour le Nord de l'Algérie et document SONATRACH, écorché au toit du Paléozoïque pour Plate-forme Saharienne).

1.5. Cadre climatique

Le climat aride et semi-aride caractérisant l'Algérie est généralement dû à la circulation générale atmosphérique, la structure géographique du pays et sa position en latitude. La dorsale anticyclonique, fréquente sur l'ensemble Maroc-Espagne en automne et au printemps, évite l'occurrence des pluies. Les masses d'air humides viennent plus du Nord Ouest ou du Nord que d'Ouest et donnent les pluies.

L'Atlas Tellien, les Hauts Plateaux et l'Atlas Saharien ont une orientation Ouest-Est avec un gradient marqué vers le Nord. La chaîne de l'Atlas Tellien surplombe le littoral et acquiert les masses d'air humides du Nord Ouest ou du Nord beaucoup plus que ceux d'Ouest. Le Tell Est n'est à l'abri de ces masses d'air que le Tell Ouest, ceci s'explique par sa position d'abri par rapport aux chaînes montagneuses du Rif Marocain. L'Atlas Tellien fait barrière aux plaines et bassins de l'intérieur du pays en empêchant les vents humides d'y parvenir; les pluies moyennes annuelles varient entre 400 et 1200 mm. Ces pluies sont irrégulières et souvent brutales avec de fortes intensités.

Le contraste pluviométrique est important en allant du Nord vers l'intérieur des terres. Au droit du Djurdjura, les sommets peuvent recevoir jusqu'à 1800 mm par an. A attitude égale, il pleut plus à l'Est qu'à l'Ouest.

Les Hautes plaines reçoivent l'humidité des vents qui arrivent à franchir les montagnes de l'Atlas Tellien. Ces vents sont beaucoup plus secs et ce d'autant plus que l'on s'éloigne en direction du Sud. Ce qui fait que la pluviométrie diminue du Nord au Sud de cette zone.

Quant à L'Atlas Saharien, il présente une véritable barrière de protection contre le grand Erg Occidental et le Sahara aride. Il joue également un rôle de régulateur thermique atmosphérique car il retarde la chaleur des masses d'air chaudes qui viennent du Sahara par soulèvement vertical et assèche l'air frais qui vient du Nord par l'effet de subsidence en direction du Sahara.

1.6. Le découpage hydrographique de l'Algérie

Selon le découpage hydrographique, le territoire algérien est divisé en cinq régions hydrographiques regroupant les 19 bassins versants du pays (Tableau 1.1).

Tableau 1.1 Régions hydrographiques et leurs bassins versants

<i>Bassins hydrographiques</i>	<i>Superficie (km²)</i>	<i>Bassins versants</i>
<i>Oranie-Chott Chergui</i>	<i>77 169</i>	<i>Côtiers oranais Macta Tafna Chott Chergui</i>
<i>Chélif-Zahrez</i>	<i>56 227</i>	<i>Côtiers Dahra Chélif Chott Zahrez</i>
<i>Algérois-Hodna-Soummam</i>	<i>47 431</i>	<i>Côtiers algérois Sébaou Isser Soummam Chott Hodna</i>
<i>Constantinois-Seybous-Mellegue</i>	<i>44 348</i>	<i>Côtiers constantinois Kébir Rhumel Medjerdah Mellegue Seybousse Hauts Plateaux Constantinois</i>
<i>Sahara</i>	<i>2 018 054</i>	<i>Chott Melghir Sahara</i>

Ce nouveau découpage est lié à un certain nombre de conditions :

- unité géographique de la ressource en eau superficielle et souterraine dans le bassin versant;
- équilibre en ressources en eaux entre les bassins hydrographiques;
- équilibre en potentialités humaines entre les régions hydrographiques;
- équilibre en nombre et importance d'infrastructures hydrauliques et de transferts entre les régions ;
- viabilité économique entre les régions (voie de communication, étendue de la région, infrastructures urbaines,...etc.) et répartition équilibrée entre le nombre de Wilayates (Départements administratifs) et leurs importances (Dahmani, 2000).

1.6.1. Oranie-Chott-Chergui

La région hydrographique Oranie-Chott-Chergui couvre une superficie d'environ 77 169 km², soit le tiers de l'Algérie du Nord. Elle se localise à l'Ouest de l'Algérie et est limitée au Nord par la mer Méditerranée, à l'Est par la région Chélif Zahrez, à l'Ouest par le Maroc et au Sud par le bassin du Sahara (Figure 1.3).

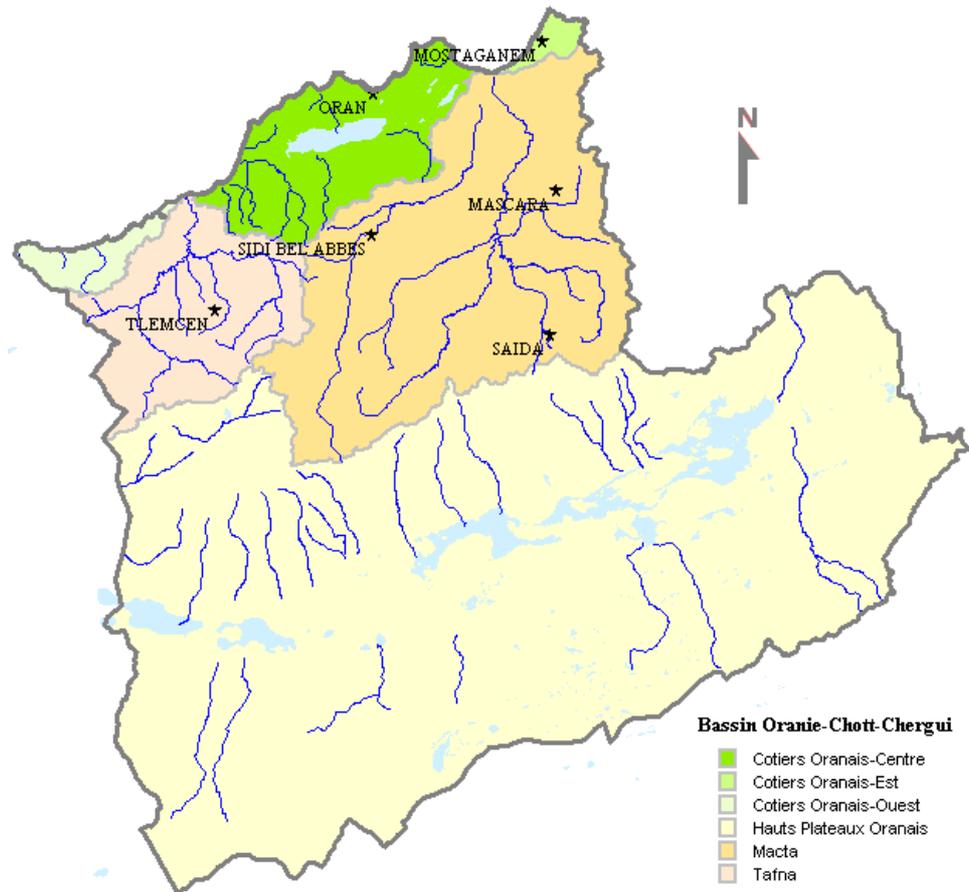


Figure 1.3 Région hydrographique Oranie

La population de cette région a atteint 4.5 millions d'habitants en 1995 dont 2.9 millions en milieu aggloméré et 1.7 millions en milieu épars. L'activité de la région porte sur différents domaines, qui sont l'industrie, l'agriculture et le tourisme. La pluviométrie moyenne de la région Oranie-Chott-Chergui est évaluée à 318 mm ce qui est traduit par un volume d'eau précipitée de 24.600 millions de m³ ; quant aux écoulements annuels en eau de surface, ils sont estimés à environ à 971 millions de m³ (ANRH, 1999).

Le relief est caractérisé par des plaines intercalées entre quelques petits massifs :

- a.** plaine de Maghnia, limitée au Nord par les Monts des Traras, à l'Ouest par la frontière marocaine, à l'Est par la vallée de la Tafna et par les Monts de Tlemcen au Sud. Le substratum de cette plaine est constitué par les marnes du Miocène considérées imperméables. Ce substratum a été atteint par des forages à des profondeurs variant entre 20 à 120 mètres ;
- b.** massif du Murdjadjo qui est limité au Nord par la plaine côtière de Ain Türk, à l'Est, par le plateau des *Hassis*, à l'Ouest, par la plaine de M'Leta et par la Sebka d'Oran, au Sud ;
- c.** plaine de Brédeah qui est limitée au Nord par le massif de Murdjadjo, à l'Ouest, par la plaine de M'Leta, à l'Est, par le plateau de *Hassis* et par la Sebka d'Oran, au Sud. Elle est constituée par les alluvions rouges à galets très étendus dans la plaine bordière

de la Sebkha d'Oran. Elle est exploitée par des puits. Son niveau est à faible profondeur.

- d.* plaine côtière d'Ain Türk, limitée au Nord par la mer Méditerranée et par le massif de Murdjadjo au Sud-Ouest ;
- e.* plateau de Mostaganem, qui occupe une superficie de 500 km² ; il est limité au Nord par la mer Méditerranée, au Sud par les Monts des Beni Chougrane, à l'Est par la plaine du Chélif et à l'Ouest par la plaine de Habra-Sig. Le plateau de Mostaganem est constitué par des rides anticlinales SW-NE, pliocènes et post-pliocènes recouvertes, soit par la lumachelle calabrienne, soit par des dunes. Pendant le Quaternaire, les fleuves ont contourné cette région par l'W (Hillil-Mina) et par le N (Chélif), et la prédominance de l'infiltration sur le ruissellement dans des terrains très perméables a été la cause de la formation de nombreux bassins fermés. Par ailleurs, les phénomènes de surcreusement n'ont pas eu lieu en l'absence de formations salifères. Enfin, les matériaux très sableux ont été remis en mouvement par le vent à différentes époques ;
- f.* les Monts de Tlemcen, limités au Nord par les Monts des Traras, à l'Ouest par la frontière marocaine, à l'Est par la plaine de Sidi Bel Abbes et par le bassin du Chott Chergui.

Cette région comprend quatre bassins versants qui se jettent dans la mer et un grand bassin versant endoréique (Haut plateau Oranais). Ces bassins versants sont comme suit:

1.6.1.1. Bassin versant de la Macta

Appartenant à un ensemble géographique assez homogène, le bassin de la Macta s'étend sur une superficie de 14389 km², et est composé de 16 sous bassins versants. Il est limité au Nord Ouest par les chaînes montagneuses du Tessala, au Sud par les Hauts plateaux de Maalif, à l'Ouest par les plateaux de Télagh et à l'Est par les monts de Saida.

Le relief est caractérisé par des plaines et des montagnes :

- a.* plateau de Saida, limité par la plaine d'Eghriss au Nord, les Monts de Tiaret à l'Est, les Monts des Daïa à l'Ouest et le bassin du Chott Chergui au Sud ;
- b.* plaine d'Eghriss, d'une superficie de 472 km² et qui est limitée au Nord par les Monts des Beni Chougrane, au Sud par les Monts de Saida, à l'Ouest par la vallée de l'Oued Melghir ;
- c.* plaine de Sidi Bel Abbes est une cuvette couvrant une superficie de 480 km², limitée au Nord par les Monts de Tessala, au Sud par les Monts de Tlemcen-Saïda, à l'Ouest par la vallée de l'Oued Isser et à l'Est par la chaîne des Beni Chougrane. Cette plaine correspond au bassin versant de la moyenne Mekerra, entre la cluse de Sidi Ali Benyoub et le seuil du Rocher, en aval de la ville de Sidi Bel Abbes.

Tel qu'il se présente, de part son réseau hydrographique très dense à l'amont et allongé en aval, le bassin, situé dans le versant des hautes plaines oranaises, peut être classé parmi les régions semi-arides. Les crêtes montagneuses se relayent du Sud-Ouest au Nord-Est, pouvant atteindre localement les 1700 m d'altitude. Les cotes maximales, formant les limites du bassin au Sud, constituent un véritable seuil naturel climatique séparant ainsi deux régimes pluviométriques opposés : Continental Saharien, pour les flancs Sud et Méditerranéen humides, pour les flancs Nord.

La pluviométrie annuelle décroît du Nord vers le Sud, et varie en moyenne de 300 à 550 mm. Localement, elle peut atteindre 600 mm, voire 700 mm sur les crêtes des Monts de Saïda, à Aouf.

1.6.1.2. Bassin versant de la Tafna

Le bassin versant de la Tafna s'étend sur la totalité de la Wilaya de Tlemcen (77% de la superficie totale) et déborde sur le royaume du Maroc. Le principal Oued du bassin versant est l'Oued Tafna. Ce dernier prend sa source dans la grotte de Ghar Boumaâza dans les monts de Tlemcen avec une longueur qui atteint 150 kilomètres. Le bassin hydrographique de la Tafna a une superficie de 7 250 km² et regroupe cinq barrages qui sont du plus ancien au plus récent Beni Bahdel (66 Hm³), Meffrouch (15 Hm³), Sidi Abdelli (110 Hm³), Hammam Boughrara (177 Hm³) et le barrage de Sikkak (27 Hm³). La Tafna a deux affluents importants, l'Oued Isser et l'Oued Mouilah; plusieurs affluents forment un réseau hydrographique discontinu dans le temps et dans l'espace. Certains sont permanents et ne tarissent jamais en amont. Ils sont représentés par les Oueds Khemis, Mouilah, Isser, Sikkak, et Chouly. D'autres sont temporaires car ils ne sont pas alimentés par des sources et dépendent donc des précipitations.

Du point de vue de l'apport liquide, la haute Tafna reçoit annuellement 29.63 Hm³, un volume proche de celui reçu par Oued Isser (29.53 Hm³) malgré que la superficie du premier ne représente que 22.4% de celle du second. Le bassin d'Oued Mouilah reçoit quant à lui 64.13 Hm³ (Ghenim, 2001).

1.6.1.3. Bassin versant Haut-plateau Oranais

Ce bassin versant est l'un des plus grands bassins de l'Algérie et de la région hydrographique Oranais Chott Ech chergui, d'une superficie d'environ 49.580 km² soit 64,4% de la superficie totale de la région hydrographique. Il se caractérise par la présence de plusieurs zones endoréiques dont on peut citer, Chott Ech Chergui et Chott Dahrani.

Le Chott Ech Chergui est situé sur les Hautes plaines oranaises dans une région steppique, aride, où l'eau est souvent temporaire, entre 34°25' et 34°30' de latitude et 0° 45' et 0°55' de longitude. Il se localise à 80 km au Sud-Est de la wilaya de Saïda et à 530 km au Sud-Ouest d'Alger, couvrant une superficie de 855500 hectares avec une altitude maximale de 1000 m. Administrativement, il appartient à la wilaya de Saïda, Daïra de Hassasna et Commune de Aïn Skhouna.

Cette zone endoréique est une vaste dépression fermée permanente qui est considérée comme la plus grande en Afrique du Nord, elle contient de nombreux milieux d'eau douce, salée et saumâtre, voire thermale, de dimension largement internationale au vue de la biodiversité qu'elle renferme. Le Bassin du Haut-plateau Oranais est caractérisé par le chevelu hydrographique très peu développé (La densité de drainage du bassin de 0,33 Km/Km² est très faible).

Le plus grand nombre des Oueds situant au Nord prennent leurs origines dans les crêtes de l'Atlas Tellien au Nord et se déversent dans le Chott Ech Chergui au Sud. Les Oueds situant au Sud prennent leurs origines du flanc Nord de l'Atlas Saharien au Sud et s'écoulent en direction du Nord. Le régime des cours d'eau est très irrégulier et le débit d'étiage est nul ou insignifiant durant la période sèche (ABH- OCC, 2006). Les principaux Oueds du bassin

Haut-plateau Oranais sont : Oued Nasser, totalisant une longueur plus de 75 km, Oued Falette et Oued Hamaimat, présentant une longueur plus de 60 km.

Les Oueds tributaires du bassin n'ont pas d'écoulement engendrant des torrents mais quelques irrégularités de débits, parfois importantes. Ce bassin ne présente pas le caractère d'érosion intensif. Le transport solide est faible et de texture fine car les pentes sont faibles (ABH-OCC, 2006). Son humidité moyenne varie entre 37% et 74,5% et sa température moyenne annuelle est de 14,8 °C. Ce bassin est essentiellement caractérisé par des vents qui viennent de l'Ouest et du Nord, quant aux vents qui viennent du Sud, ils sont relativement faibles et provoquent souvent des siroccos.

1.6.1.4. Côtier Oranais

Le Côtier Oranais regroupe trois bassins versants (Côtier Oranais Est, Côtier Oranais Centre et Côtier Oranais Ouest), il s'étend sur une superficie de 5887.4 km² (ABH- OCC, 2004). Le plus grand est celui du Côtier Oranais Centre avec une superficie d'environ 4621 km². Ce dernier abrite la sebkha d'Oran qui est une dépression salée de type endoréique et les salines d'Arzew (5.778 ha) (DGF, 2004). Il est composé de:

- **Sous Bassin Côtier Occidental** : est caractérisé par plusieurs affluents qui dévalent des monts des Traras (1021 m d'altitude) et débouchent directement dans la mer. Parmi ses principaux oueds : Oued Marsa.
- **Sous Bassin Côtier Central** : occupant la plus grande partie de la superficie totale de l'ensemble du bassin des Côtiers Oranais avec un pourcentage de 80% ;il est caractérisé par la présence de dépressions sublittorales endoréiques (Sebkha d'Oran, saline d'Arzew). L'Oued le plus important est celui d'El Maleh, qui prend son origine des hauteurs des monts des Tessala avec deux principaux affluents : Oued Meteguer et Oued Senane.
- Les principaux Oueds du **Sous Bassin Côtier Oriental** sont: Oued Tine qui prend son origine de Sirat dans un terrain argileux jusqu'aux marais de la Macta et Oued Ain Sefra qui prend naissance dans la zone Est de la ville de Mostaganem.

1.6.2. Cheliff-Zahrez

La région Cheliff Zahrez, couvrant une superficie de 56 000 km² (soit plus de 22 % de la superficie de l'Algérie du Nord) est *située* au Centre Ouest de l'Algérie du Nord entre 0° 12 minutes et 3° 87 minutes de longitude Est et de 33° 91 minutes et 36°58 minutes de latitude Nord (Figure 1.4).

Elle est limitée à l'Ouest par Oranie-Chott-Chergui, à l'Est par Algérois-Hodna-Sommam, au Nord par la méditerranée sur un littoral d'environ 200 kilomètres et au Sud par le Sahara. La pluviométrie moyenne annuelle atteint 418 millimètres, correspondant à un volume d'eau précipité de 23 500 Millions de m³. Cela constitue des écoulements superficiels de 1947 millions de m³ (ANRH, 1999). Cette région comporte deux bassins versants : bassin versant du Cheliff et le bassin versant de Zahrez :

1.6.2.1. Bassin versant du Cheliff

Situé au Nord-Ouest de l'Algérie du Nord, le bassin versant du Cheliff s'étend sur une superficie de 43 816.41 km², en longitude entre 0°12'' ouest et 3°87'' Est et en latitude entre 33°91'' Nord et 36°58'' Sud. Dans le centre à l'amont du barrage Oued Fodda, le bassin versant de Cheliff atteint une altitude maximale de 1950 mètres, la longueur de son thalweg principal est de 759 m. La plupart des sols sont de nature alluviale, constitués essentiellement d'éléments fins, dérivés de marne ou d'argile.

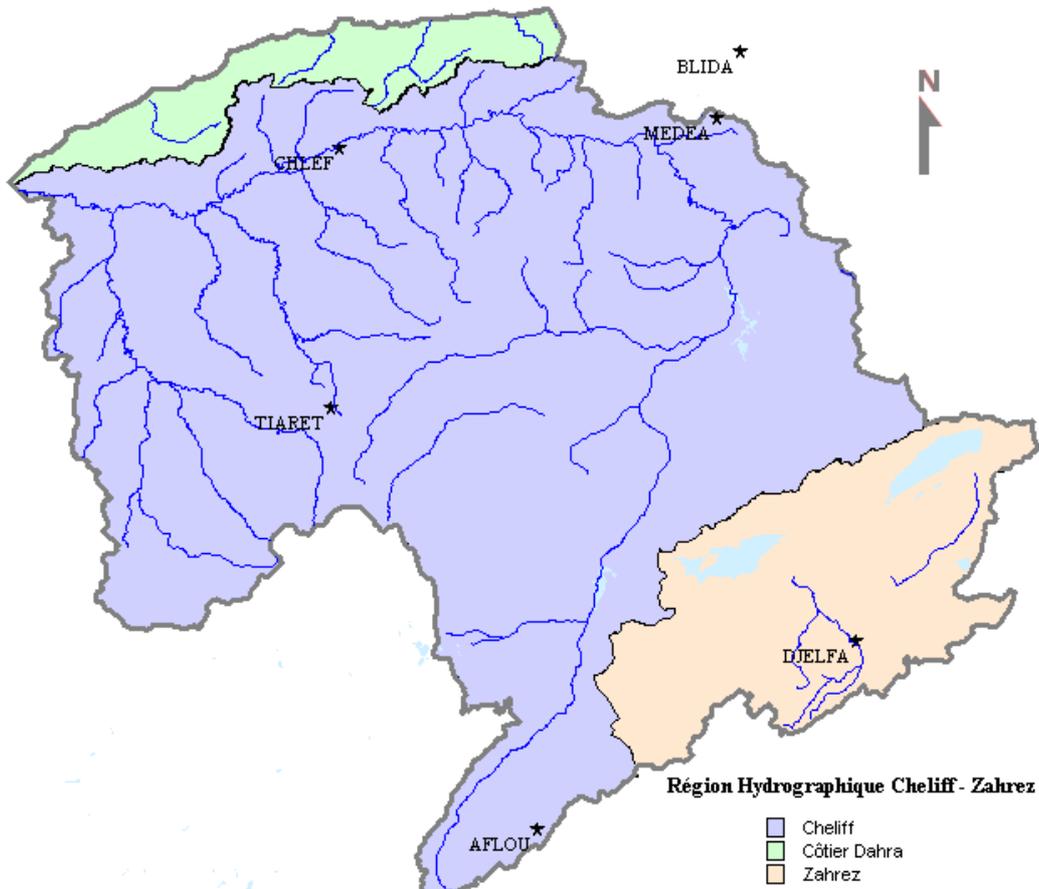


Figure 1.4 Région hydrographique Cheliff-Zahrez

Il est caractérisé par une altitude minimale de 20 m. Le bassin versant du Cheliff est drainé par l'Oued le plus important de l'Algérie sur une longueur de 750 km, qui coule d'Est en Ouest depuis le barrage de Boughezoul jusqu'à la mer. Le bassin versant de Cheliff jouit d'un climat méditerranéen caractérisé par des étés chauds et secs et des hivers frais et pluvieux. La vitesse des vents peut atteindre moins de 10 km/h. Le pourcentage d'ensoleillement moyen varie de 60 à 80% de la durée du jour ; quant à la vitesse du vent, elle peut atteindre jusqu'à 10 kilomètres par heure. En moyenne, il tombe plus de 400 mm/an.

Le bassin versant de Cheliff comprend trois sous bassins versants (Cheliff Aval de Boughezoul, Haut et moyen Cheliff et Cheliff Amont de Boughezoul).

1.6.2.2. Bassin versant de Zahrez

Il s'étale sur une superficie d'environ 9147 km² ; il abrite plusieurs zones endoréiques, notamment Zahrez Gharbi (52.500 ha) et Zahrez Chergui (50.985 ha).

A. Chott Zahrez Gharbi

Le chott et Sebkhah de Zahrez Gharbi sont une vaste dépression endoréique qui fait partie d'un système plus étendu composé des grands chotts des hautes plaines steppiques algériennes, là où convergent les eaux provenant de l'Atlas Saharien au Sud et l'Atlas Tellien au Nord. Le Chott se situe à une latitude de 34°58' Nord et une longitude de 2°44' Est, dans la wilaya de Djelfa, à 45 km du chef lieu de la ville de Djelfa, à 10 km au Sud Ouest de la commune de Hassi Bahbah et à 5 km de la Commune de Zaâfrans. Il occupe une superficie de 52500 hectares avec une altitude max de 840 m. Les eaux des chotts proviennent de plusieurs affluents, Oued Mellah, Oued Zoubia et Oued Hadja.

B. Chott Zahrez Chergui

C'est une vaste dépression endoréique, il se situe à une latitude de 35°15' Nord et une longitude de 3°30' Est. Il se localise dans la frange méridionale des hautes plaines steppiques Algériennes à 50 km au Nord-Est du chef lieu de la Wilaya de Djelfa, à 11 km au Sud de la Commune de Hassi El Euch et à 25 km au Sud de la Commune de Had Sahary. Il couvre une superficie de 50985 hectares avec une altitude maximale de 840 m. Le chott et sabkhats de Zahrez Chergui sont alimentés par les eaux provenant de l'Oued Medjedel et Dayet Tesselouine.

1.6.3. La région hydrographique Algérois-Hodna-Soummam

Le bassin hydrographique Algérois-Hodna-Soummam (Figure 1.5) couvre une superficie de 47 588 Km². Il se situe dans la partie centrale de l'Algérie du Nord, il est limité au Nord par la mer Méditerranée, à l'Ouest par le bassin Chellif-Zahrez, à l'Est par le bassin Constantinois-Seybouse-Mellègue et enfin au Sud par le bassin du Sahara.

La population avait atteint en 2005, 11 000 000 habitants. La capacité des barrages en exploitation est de 473.8 Hm³ avec un volume régularisé de 334.4 Hm³ (ABH, 2002). Cette région regroupe trois grands bassins versants (ABH, 2002) :

1.6.3.1. L'Algérois

Il s'étend sur une superficie de 12.147 kilomètres carrés, son réseau hydrographique compte 22 Oueds principaux totalisant une longueur de 818 kilomètres, variant entre 13 et 97 kilomètres. La pluviométrie moyenne annuelle du bassin de l'Algérois varie entre 600 et 800 mm dans les régions côtières, et entre 500 et 1000 mm dans les régions intérieures ; les écoulements annuels de surface sont estimés à 3 489 millions de m³. L'ensemble du bassin englobe 52 stations pluviométriques et 43 stations hydrométriques (ABH, 2002), et est composé de trois bassins:

- ✓ Isser (09) : 4 149 km²
- ✓ Côtier-Algérois (02a) : 3 886 km²

✓ Côtier-Algérois (02b) : 4 585 km²

Le bassin hydrographique côtier *Algérois 2a* se caractérise par sa diversité qui comprend de grandes villes, une zone agricole parmi les plus importantes d'Algérie, un aquifère menacé de surexploitation, des Oueds pour lesquels la pollution est souvent préoccupante, une zone d'activité industrielle importante,...etc. (ABH, 2002). Les potentialités en eau de surface du bassin Algérois varient entre 729 à 1677 Hm³ annuellement (Tableau 1.2).

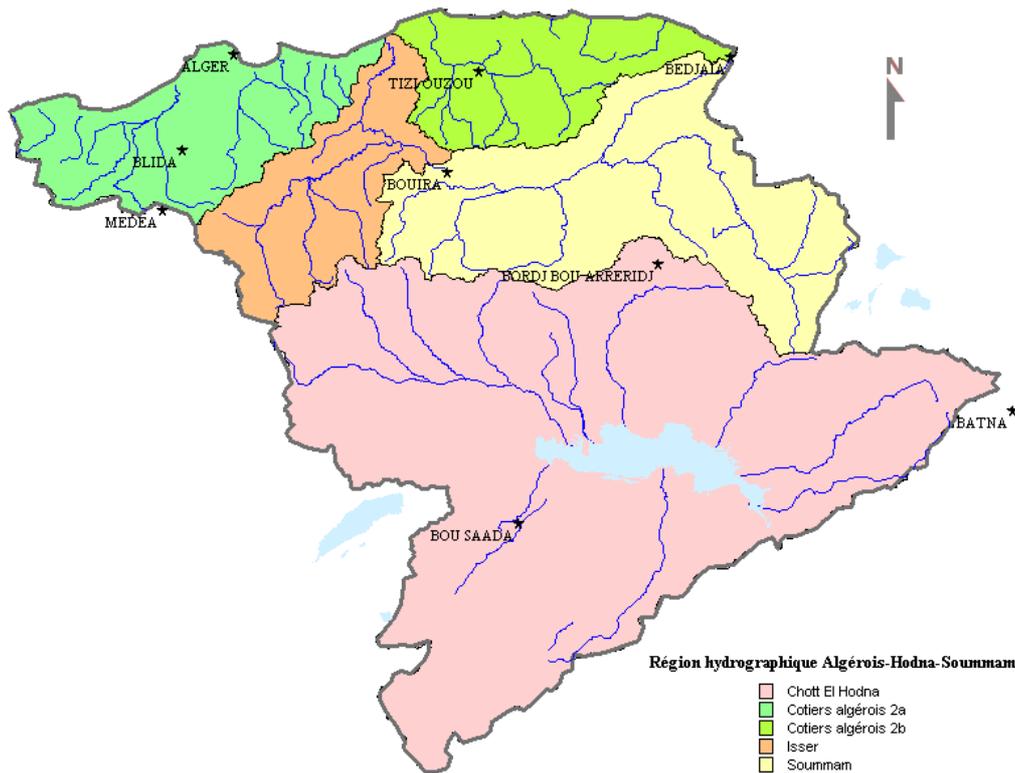


Figure 1.5 Région hydrographique Algérois-Hodna-Soummam

Le bassin de l'Algérois compte 7 barrages en exploitation, d'une capacité totale de 474 Hm³ (1 barrage en cours de construction d'une capacité de 640 Hm³, 1 barrage réceptionné en 2001 /le Taksebt/ d'une capacité de 175 Hm³) et 171 retenues collinaires de capacité totale de 22.6 Hm³ (ABH, 2002).

Tableau 1.2 Potentialité en eau de surface du bassin de l'Algérois

Bassin versant	Code	Superficie (km ²)	Apport annuel (hm ³)	Débit spécifique annuel (mm/an)
Côtier Sébaou	2a	5914	1083	237
Côtier Sébaou	2b	2400	1677	430
Isser	9	4149	729	165

Le bassin versant de l'Oued Isser occupe une superficie de 4149 km². Il se situe à l'amont du barrage de Beni Amrane et présente une forme allongée sur l'axe Sud-Ouest (Ain

Boucif/Beni Slimane) et Nord-Est (mer Méditerranée). Le bassin versant, de type montagneux, se trouve sur une altitude moyenne de 750m.

1.6.3.2. La Soummam (15)

Le bassin versant de la Soummam s'étend sur une superficie de 9 125 km². Il couvre une région essentiellement montagneuse dont les montagnes s'arrêtent à quelques kilomètres de la mer. Il est caractérisé par un réseau hydrographique très marqué et bien alimenté, ayant provoqué des érosions profondes (Défense, 1964 ; SEZB, 1997). Il reçoit une quantité importante d'eau, estimée à environ 700 millions de mètres cubes par an. On y retrouve des cours d'eau permanents et temporaires dont le plus important est l'Oued Soummam. Il est formé de la confluence de l'Oued Sahel qui descend des montagnes du Djurdjura et du plateau de Bouira, et de l'Oued Bou Sellam qui descend du plateau Sétifien. Cet oued parcourt toute la vallée de la Soummam sur environ 90 km orienté Sud-Ouest – Nord-Est et débouche en mer à Bejaia (Bennabi, 1985; Benhamiche, 1997). Le bassin versant de la Soummam est drainé par un réseau dense d'affluents temporaires. Le profil en long présente un aspect général concave, tout à fait classique : les pentes décroissent d'amont vers l'aval (3.6 % en aval du confluent Sahel-Boussellam, 0.3 % dans la plaine de Bejaia) soit une pente moyenne de 1.95 % (Coyne et Bellier, 1973).

Géologiquement, le bassin-versant de l'oued Soummam est constitué, sur la rive gauche, par de l'Oligocène traversé par des formations du Crétacé inférieur, et du Miocène qui apparaît dans la partie aval, en bordure de l'Oued. Des terrasses alluviales importantes tapissent en général le pied des pentes, sauf dans la région de Sidi-Aich où le Crétacé apparaît jusque dans le lit. Sur la rive droite, il est en majeure partie formé de Crétacé inférieur moyen et supérieur. Les terrasses alluviales sont beaucoup plus restreintes (Admiraal, 1993).

1.6.3.3. Le Hodna (05)

Il couvre une superficie de 25 843 km². Le bassin versant du Hodna est un bassin endoréique sous forme d'une vaste dépression allongée Est-Ouest. Le chevelu hydrographique est moins dense, il est représenté par plusieurs petits oueds qui prennent leur naissance des monts du Hodna, situés au Nord. Les oueds qui existent dans toute la région sont des oueds temporaires et il n'y a écoulement superficiel que pendant les fortes et rares chutes de pluies. Ces oueds trouvent leurs exutoires dans le Chott El Hodna. Ce dernier est une vaste dépression endoréique salée avec une superficie de 362.000 ha.

Cette zone humide chevauchant deux wilaya, M'sila sur 1000 km² et Batna sur 100 km², est située au Sud-Est de l'Algérie entre 35°18' et 35° 32' de latitude et entre 4°15' et 5°06' de longitude. Elle atteint une altitude maximale de 400 m. Le Chott el Hodna est considéré parmi les zones humides représentatives au niveau de la Méditerranée, du point de vue superficie et bassin versant. Ce dernier se situe à l'extrême Est des Hauts Plateaux, orienté ONO-ESE, et s'étend sur 220 km de long et 90 km de large. L'alimentation du Chott El Hodna est assurée par au moins 22 cours d'eau principaux, à cela se rajoute des ressources d'eau douce. Le chott se met en eau uniquement en hiver ; en été il se trouve à sec et couvert par des croûtes de sel.

1.6.4. La région hydrographique Constantinois-Seybousse-Mellegue

La région hydrographique Constantinoise-Seybousse-Mellegue couvre une superficie de 44719 Km² (ANRH.1974). Elle se situe entre la région Algérois- Hodna- Soummam à l'Ouest

et la Tunisie à l'Est. Elle est bordée au Nord par la mer Méditerranée et au Sud par le bassin du Sahara. La région englobe cinq grands bassins (Figure 1.6) :

- ✓ le bassin versant du Kébir-Rhumel avec 8111 km² ;
- ✓ le bassin versant de la Seybouse avec 6471 km² ;
- ✓ le bassin versant des Côtiers Constantinois avec 11509 km², composé de :
 - Côtiers Constantinois Ouest : 2424 km² ;
 - Côtiers Constantinois Centre : 5582 km² ;
 - Côtiers Constantinois Est : 3503 km² ;
- ✓ le bassin versant des Hauts Plateaux Constantinois avec 9615 km² ;
- ✓ le bassin versant de la Medjerda-Mellegue avec 7841 km².

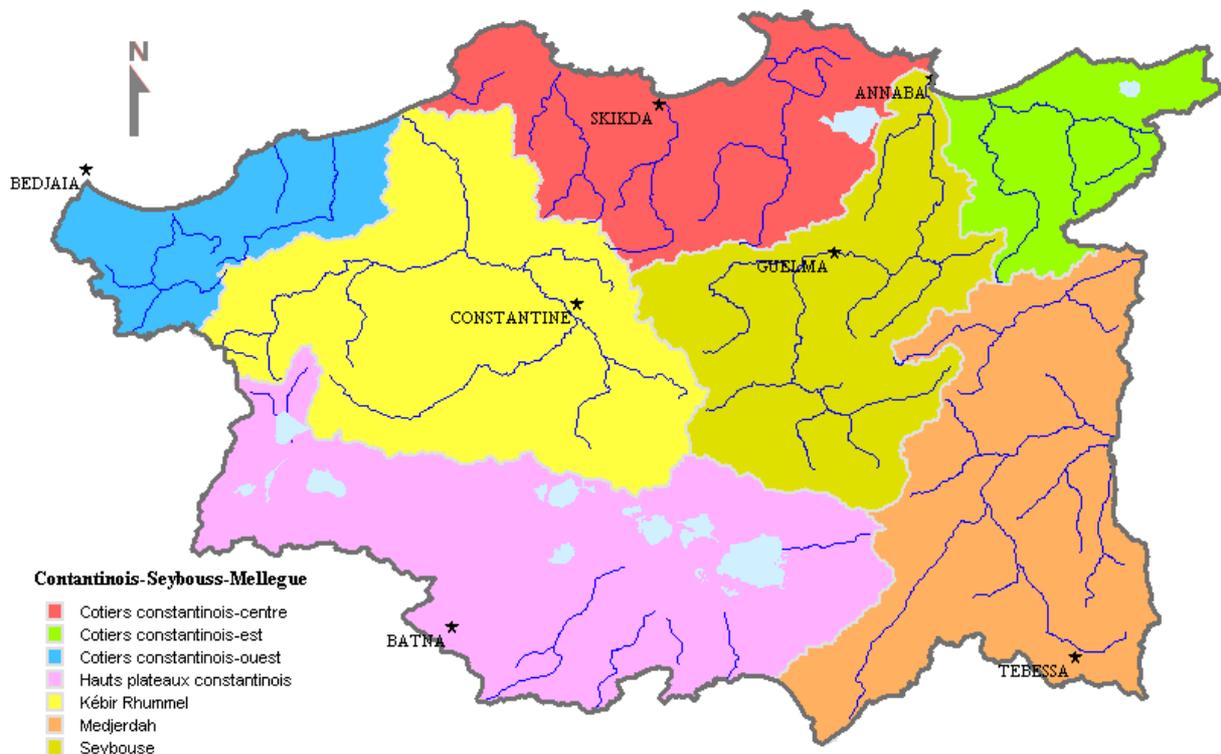


Figure 1.6 Région hydrographique Constantinois-Seybousse-Mellegue

La carte des précipitations de l'Algérie, établie par Laborde (Laborde, 1997), montre l'opposition marquée entre la partie Nord assez pourvue en pluie et la partie Sud ne bénéficiant que de faibles apports. Ceci est dû à la diminution des flux pluvieux, en allant de la côte vers l'intérieur. Le réseau hydrographique des "côtiers" constantinois trouvant son origine sur les versants Nord assez arrosés du bourrelet tellien (les précipitations dépassent 1 m, voire 1,5 m/an, sur les sommets). Quant à ceux du Kébir-Rhumel et de la Seybouse coulant, sur des dizaines de kilomètres, dans les Hautes Plaines semi-arides (de moins de 300 à 500 mm) avant de franchir les massifs Telliens (500 à 1000 mm) et rejoindre, plus au Nord, la Méditerranée. L'apport hydrologique annuel moyen, à l'exutoire de ces bassins, peut atteindre 3250 Hm³ (103 m³/s) pour les Côtiers constantinois, à 910 Hm³ (29 m³/s) pour le Kébir-Rhumel et à 450 Hm³ (14 m³/s) pour la Seybouse (Mebariki, 1999).

1.6.4.1. Kebir Rhumel

Il s'étend sur une superficie de 8811 Km². L'Oued Rhumel drainant les hautes terres sèches, franchit la cluse calcaire du Rocher de Constantine. Plus au Nord, la confluence de l'Oued Enndja avec le Rhumel forment l'Oued Kébir qui coule profondément au milieu des imposants massifs du Tell, puis s'élargit à la faveur de la vallée alluviale littorale.

La population atteint deux millions cinquante six mille (2.056.000) habitants. Les cultures les plus pratiquées sont les céréales et cultures maraîchères. La pluviométrie moyenne annuelle croît du Sud au Nord, elles varient de 318 mm au Sud du Bassin et à 1000 mm au Nord. Quant à l'évapotranspiration moyenne annuelle, selon le modèle de Thornthwaite (Thornthwaite, 1948), elle est estimée à 1370 mm à Constantine, à 1470 mm à Sétif et à 2542 mm à Batna.

1.6.4.2. Bassin de Seybouse

Il s'étend sur une superficie de 6471 km². L'Oued Cherf qui prend naissance dans les Hautes Plaines et l'Oued Bouhamdane, à l'Ouest de Guelma donnent naissance à l'Oued Seybouse qui coule d'Ouest en Est jusqu'à sa confluence avec l'Oued Mellah, affluent issu du versant Nord-Ouest des monts arrosés de la Medjerda. Puis, la Seybouse change de direction pour rejoindre, plus au Nord, la mer Méditerranée, après avoir traversé la plaine côtière comprise entre Dréan et Annaba.

La population de ce bassin a été estimée à 1 million trois cent mille (1.300.000) habitants. Les céréales et cultures maraîchères sont les principales cultures des périmètres irrigués. Les pluies moyennes annuelles varient entre 450 mm au Sud et 735 mm au Nord. L'évapotranspiration moyenne annuelle, selon Thornthwaite, sur la période 1962-1990, est de 1370 mm à Annaba et de 1270 mm à Guelma.

1.6.4.3. Le bassin versant des Côtiers Constantinois

Le bassin hydrographique Côtiers Constantinois est situé dans le littoral Nord de l'Est Algérien, limité au Nord par la Méditerranée, à l'Est par la frontière Tunisienne, à l'Ouest par le bassin " Algérois-Hodna-Soummam " et au Sud par les bassins Kebir Rhumel, Seybouse et Medjerda. Il couvre une superficie totale de 11509 Km². En allant de la frontière Tunisienne vers l'Ouest, les principaux cours d'eau rencontrés sont l'Oued Mafragh, formé de la conjonction des Oueds Kébir-Est et Bounamoussa, l'Oued Kébir-Ouest, l'Oued Saf-Saf, l'Oued Guebli, l'Oued Djendjen et l'Oued Agrioun.

Le bassin versant Côtiers Constantinois est composé de trois bassins versants : Côtiers Ouest, Côtiers Centre et Côtiers Est. Le chevelu hydrographique totalise une longueur plus de 2000 km dont le plus important est celui de Djendjen avec une longueur d'environ 70 km (ABH-CSM, 2000). Ce bassin versant compte environ quatre barrages avec une capacité de 374 Hm³ et vingt six retenues collinaires avec une capacité de 2,752 Hm³ (ABH-CSM, 2000).

Le bassin versant des Côtiers Constantinois Centre est caractérisé par un chevelu hydrographique dense dont les principaux sont Oued Safsaf (plus de 50 km), Oued Guebli et Oued El Kebir (plus de 40 km). Ce bassin abrite le lac Fetzara qui est une dépression fermée. Celui-ci s'allonge dans le sens Est-Ouest sur 17 km de long et sur 13 km dans sa plus grande largeur. Les eaux du lac Fetzara proviennent des Oueds El Hout, El Mellah et Zued ainsi que celles qui se déversent le long des pentes périphériques. Le drainage du site se fait au moyen d'un canal principal dont les eaux d'évacuation se déversent dans l'Oued Medjouba puis, ensuite dans l'Oued Seybouse qui débouche dans la mer. Le bassin versant des Côtiers Constantinois Centre compte quatre barrages d'une capacité totale de 312 Hm³ et 101 retenues collinaires dont la plupart sont destinées à l'irrigation.

Le bassin des Côtiers Constantinois Est est caractérisé par un chevelu hydrographique totalisant une longueur de plus de 1760 km dont le principal est celui de Kebir avec une longueur de plus de 35 km. Ce bassin comprend trois lacs dont deux (lac Tonga et lac Melah) débouchant à la mer et l'autre (lac Oubeira) est endoréique. Il couvre une superficie de 2200 hectares. Ses eaux sont douces, il les reçoit à partir de l'Oued El Kebir. Le bassin Côtiers Constantinois Est compte quatre barrages d'une capacité de 269 Hm³ et 24 retenues collinaires destinées à l'irrigation (ABH-CSM, 2000).

Les ressources potentielles superficielles du Côtier Constantinois selon le Plan National de l'Eau (P.N.E, 1999) atteignent 1291,96 Hm³/an dont le Côtier Ouest présente 574,55 Hm³/an. Quant aux potentialités en eau souterraine, elles sont totalisées à 103,7 Hm³/an selon le PNE et 174 Hm³/an selon l'ANRH. Les différentes nappes constituant cette potentialité sont les nappes côtières (Jijel, Guerbez et Bouteldja) et la vallée de Safsaf.

La population a été estimée à un million huit cent soixante quatre mille cent quatre vingt et un (1.864.181) habitants. Cultures maraîchères, cultures industrielles et arboriculture, sont les principales spéculations des secteurs irrigués du Côtiers Constantinois Ouest et du Côtiers Constantinois Centre. Céréales, cultures maraîchères, cultures industrielles et arachides, sont les principales spéculations des secteurs irrigués du Côtiers Constantinois Est.

Selon Thornthwaite, l'évapotranspiration moyenne annuelle sur la période 1910-1993 est de 1370 mm à Jijel (selon P.N.E, Côtiers Constantinois Ouest). La moyenne annuelle sur la période 1962-1990 est de 1369 mm à Skikda et 1396 mm à Annaba (Côtiers Constantinois Centre).

1.6.4.4. Hauts Plateaux Constantinois

Il couvre une superficie de 9615 Km² (ABH-CSM, 1999-2000). Les principales activités agricoles sont de types céréales, fourrages et cultures maraîchères. Le nombre d'habitants atteint un million deux cent dix huit mille deux cent quarante sept (1.218.247) habitants.

La répartition des pluies est irrégulière, les pluies varient en moyenne de 318 mm à l'Est du Bassin et 700 mm à l'Ouest. Quant à l'évapotranspiration moyenne annuelle, elle a été estimée selon Thornthwaite, à 2542 mm à Batna sur la période 1962-1990 et elle est de 1470 mm à Sétif et de 1370 mm à Constantine.

Ce bassin versant se caractérise par la présence de plusieurs zones endoréiques (Chott el Beïda, Chott el Faraine, Sebket el Hamiet, Sebket Ez Zemoul, Garaet el Marhsel, Garaet Ank Djemel, Garaet Guellif, Garaet et Tarf,...etc.).

1.6.4.5. Bassin Medjerdah-Mellegue

Situé aux confins Algéro-Tunisiens, d'une superficie de 7942 km²(partie Algérienne) (ABH-CSM, 1999-2000), le bassin Medjerdah-Mellegue est limité au Nord par le bassin des Côtiers Constantinois et à l'Est par la Tunisie, à l'Ouest par les bassins de la Seybouse et des Hauts Plateaux Constantinois et au Sud par le bassin du Sahara.

La population de ce bassin a été estimée à 793 115 habitants. Les principales activités agricoles sont de type céréales et cultures maraîchères. Les pluies sont irrégulières et elles varient entre 325 mm à plus de 1220 mm annuellement. Selon la méthode de Thornthwaite, l'évapotranspiration moyenne annuelle a été estimée à 1371 mm à Tébessa sur la période 1962-1990, et à 1369 à Souk Ahras (source P.N.E).

1.7. Caractéristiques des bassins versants jaugés

1.7.1. Le coefficient de compacité

Les outils SIG *ArcGIS* et *ArcHydro tools* ont été utilisés pour déterminer les caractéristiques géomorphologiques des bassins versants : la surface, l'altitude moyenne, la pente moyenne, la forme et les limites des bassins versants. La forme des bassins versants hydrométriques a été exprimée à l'aide de l'indice de compacité de Gravelius (ICG) (Gravelius, 1914). Ceci est défini comme étant le rapport entre le périmètre du bassin versant et le périmètre du cercle ayant la même surface (Raghunath, 2006):

$$k_c = \frac{P}{2\sqrt{\pi A}} \Rightarrow k_c = 0.28 \frac{P}{\sqrt{A}} \quad (1.1)$$

Où : P et A sont respectivement le périmètre (km) et la surface (km²) du bassin versant.

Les paramètres P et A ont été estimés pour chaque bassin versant sur la base d'un MNT à la maille de 100 m, sous *ArcGIS*.

La compacité du bassin nous traduit la réponse du bassin pour un épisode de crue. Quand le bassin versant est de forme allongé, le temps mis par une goutte d'eau pour parcourir la distance entre un point éloigné et l'exutoire est plus grand ; le temps de réponse est donc plus important et le débit de pointe peut être atténué. Tandis que la forme ramassée traduit par un indice de Gravelius faible favorise un temps court de circulation des eaux jusqu'à l'exutoire avec une augmentation du risque des crues.

On adopte la classification (Tableau 1.3) du coefficient de Gravelius suivante (Laborde, 2003) :

Tableau 1.3 Différentes classes du coefficient de Gravelius

K_c	Classe	Type de réponse
$k_c < 1.25$	Bassin compact	Réponse rapide
$1.25 < k_c < 1.5$	Bassin de forme moyenne	Réponse moyenne
$k_c > 1.5$	Bassin allongé	Réponse plus lente

1.7.2. Rectangle équivalent

C'est une notion qui a été introduite afin de comparer facilement des bassins entre eux du point de vue de l'influence de leurs caractéristiques sur l'écoulement. L'écoulement sur un bassin versant donné est supposé approximativement le même, à conditions climatologiques égales, que sur un rectangle de même superficie, ayant même coefficient de Gravelius et même répartition hypsométrique, étant entendu que la distribution des sols et de la végétation et la densité de drainage sont respectées dans les différentes aires comprises entre les courbes de niveaux (Roche, 1963).

Soit : l et L la largeur et la longueur du rectangle, on a alors :

$$L = \frac{K_c \sqrt{A}}{1.12} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{K_c} \right)^2} \right] \quad (1.2)$$

$$l = \frac{K_c \sqrt{A}}{1.12} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{K_c} \right)^2} \right] \quad (1.3)$$

Nous avons évalué plusieurs caractéristiques morphométriques de 127 bassins hydrologiques de l'Algérie du Nord.

1.7.3. Le relief

Le relief est considéré comme l'un des facteurs d'influence de la réponse hydrologique et par conséquent de la forme de l'hydrogramme de crue. Une pente plus forte entraîne une durée plus faible de concentration des eaux de ruissellement dans le réseau de drainage. Le relief du bassin versant est souvent caractérisé par une courbe hypsométrique où l'on porte sur l'axe des abscisses, les altitudes et sur l'axe des ordonnées, la surface.

L'altimétrie joue un rôle essentiel dans l'étude du comportement hydrologique d'un bassin versant. En effet, plusieurs paramètres physiques, comme la pente moyenne, par exemple, dépendent des caractéristiques altimétriques. L'altitude du bassin versant peut également jouer un rôle important sur les conditions climatiques du bassin (pluviosité).

1.7.4. Altitudes maximale et minimale

Elles peuvent être évaluées directement sur des cartes topographiques. L'altitude maximale représente le point le plus élevé du bassin, tandis que l'altitude minimale considère le point le plus bas (Musy et Higy, 2004). Dans notre cas, nous les avons évaluées à partir du MNT à la maille de 100 m. Ces deux paramètres déterminent l'amplitude altimétrique du bassin versant et servent au calcul de la pente.

1.7.5. Altitude moyenne

L'altitude moyenne se déduit à partir de la courbe hypsométrique (Langbein, 1947 ; Strahler 1952). Elle est définie comme suit :

$$H_{\text{moy}} = \frac{\sum a_i h_i}{A} \quad (1.4)$$

Où : H_{moy} est l'altitude moyenne du bassin (m), a_i la surface comprise entre deux courbes de niveau (km^2), h_i l'altitude moyenne entre deux courbes de niveau (m) et A la surface totale du bassin versant (km^2).

L'altitude moyenne est généralement utilisée dans la mise en œuvre de modèles hydrologiques (Musy et Higy, 2004).

La répartition de surface selon les classes d'altitude est donnée pour le bassin 011801 dans la Figure (1.7) ci-dessous. Tandis que le Tableau (1.4) donne les surfaces partielles pour le même bassin.

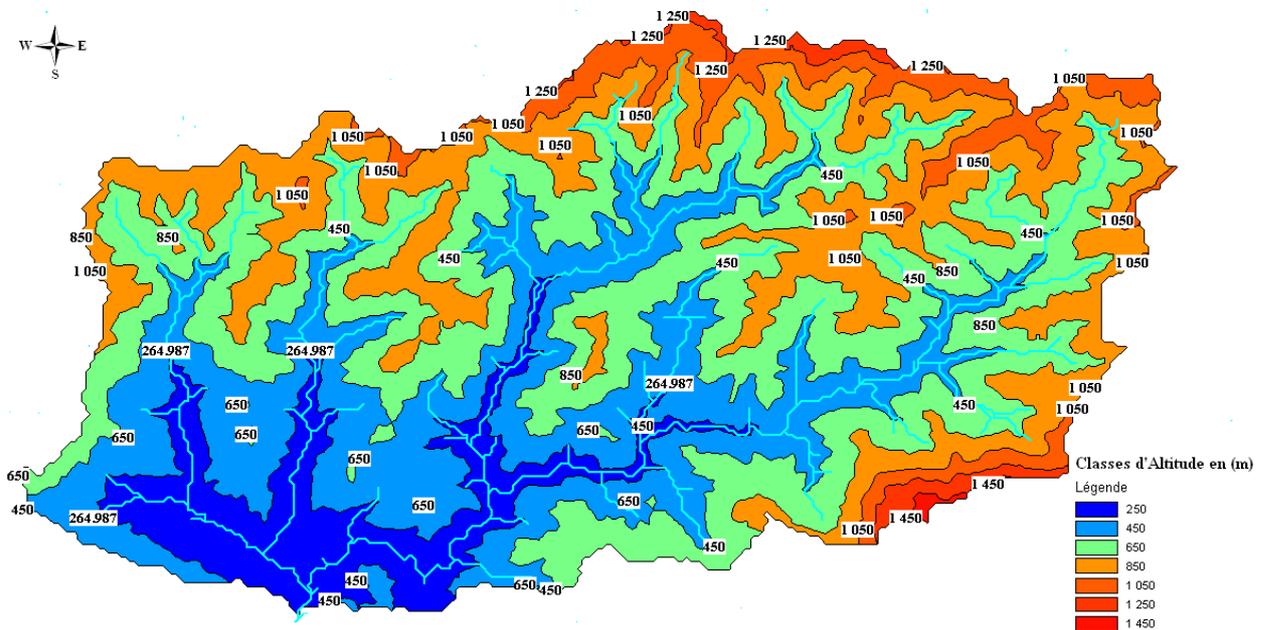
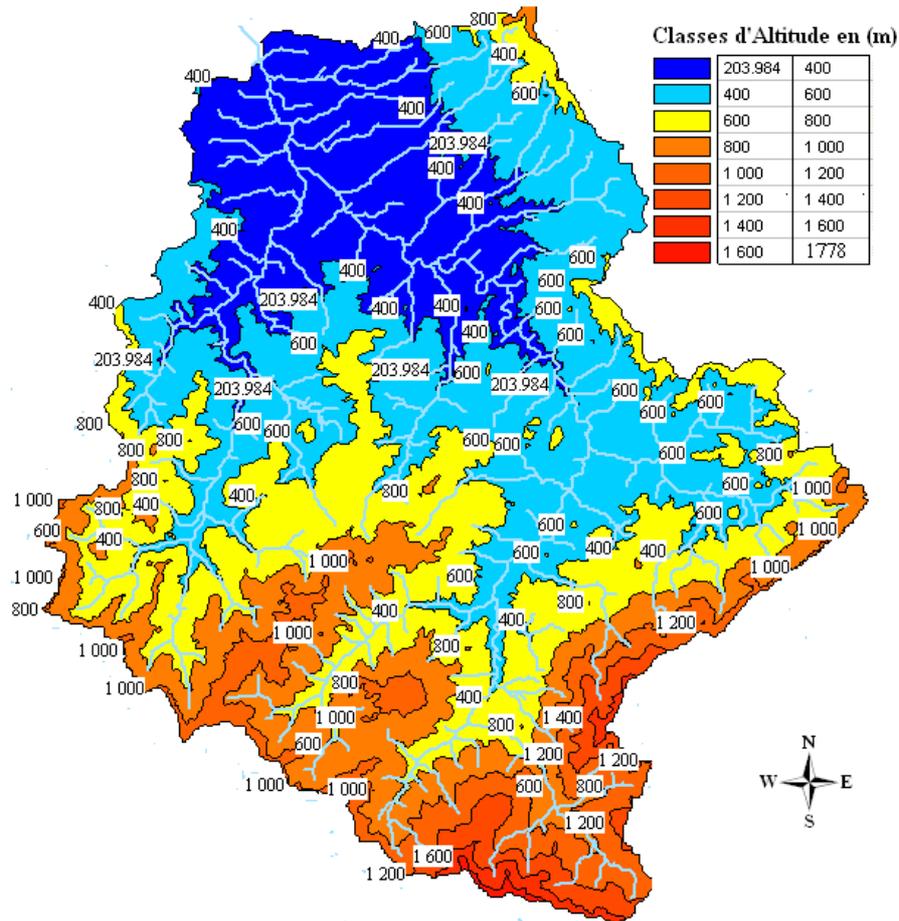


Figure (1.7) : Répartition de surfaces suivant les classes d'altitude
(Bassin versant : 011801)

Tableau (1.4): Surfaces partielles du bassin versant par tranche d'altitude
(Bassin versant : 011801)

Altitude (m)	Borne Sup.(m)	S (km^2)	%	S _{cumulée} (km^2)	% cumulé
264-450	450	27.5107	10.1904	27.5107	100
450-650	650	70.7292	26.1992	98.2400	89.8095
650-850	850	92.1411	34.13054	190.3811	63.6103
850-1050	1050	60.0185	22.2318	250.3996	29.4798
1050-1250	1250	15.7810	5.8455	266.1807	7.2479
1250-1450	1450	3.3841	1.2535	269.5649	1.4024
> 1450	1534	0.4019	0.1488	269.9668	0.1488
Total		269.9668	100		

Par ailleurs, la Figure (1.8) et le Tableau (1.5) ci-après donnent respectivement la répartition de surfaces suivant les classes d'altitude et les surfaces partielles pour le bassin versant 011906.



*Figure (1.8) : Répartition de surfaces suivant les classes d'altitude
(Bassin versant : 011906)*

*Tableau (1.5) : Surfaces partielles du bassin versant par tranche d'altitude
(Bassin versant : 011906)*

Altitude (m)	Borne Sup. (m)	Surface (km ²)	%	S. cumulée (km ²)	% cumulé
204-400	400	161.3206	18.6932	161.3206	100.000
400-600	600	270.9213	31.3933	432.2419	81.3077
600-800	800	214.6992	24.8785	646.9411	49.9143
800-1000	1000	122.8287	14.2329	769.7698	25.0358
1000-1200	1200	63.8269	7.3960	833.5968	10.8029
1200-1400	1400	21.3985	2.4795	854.9953	3.4068
1400-1600	1600	6.6049	0.7653	861.6002	0.9273
>1600	1778	1.3977	0.1619	862.9980	0.1619
Total		862.99806	100		

La Figure (1.9) par contre, donne quelques courbes hypsométriques de quelques bassins versants du Nord de l'Algérie.

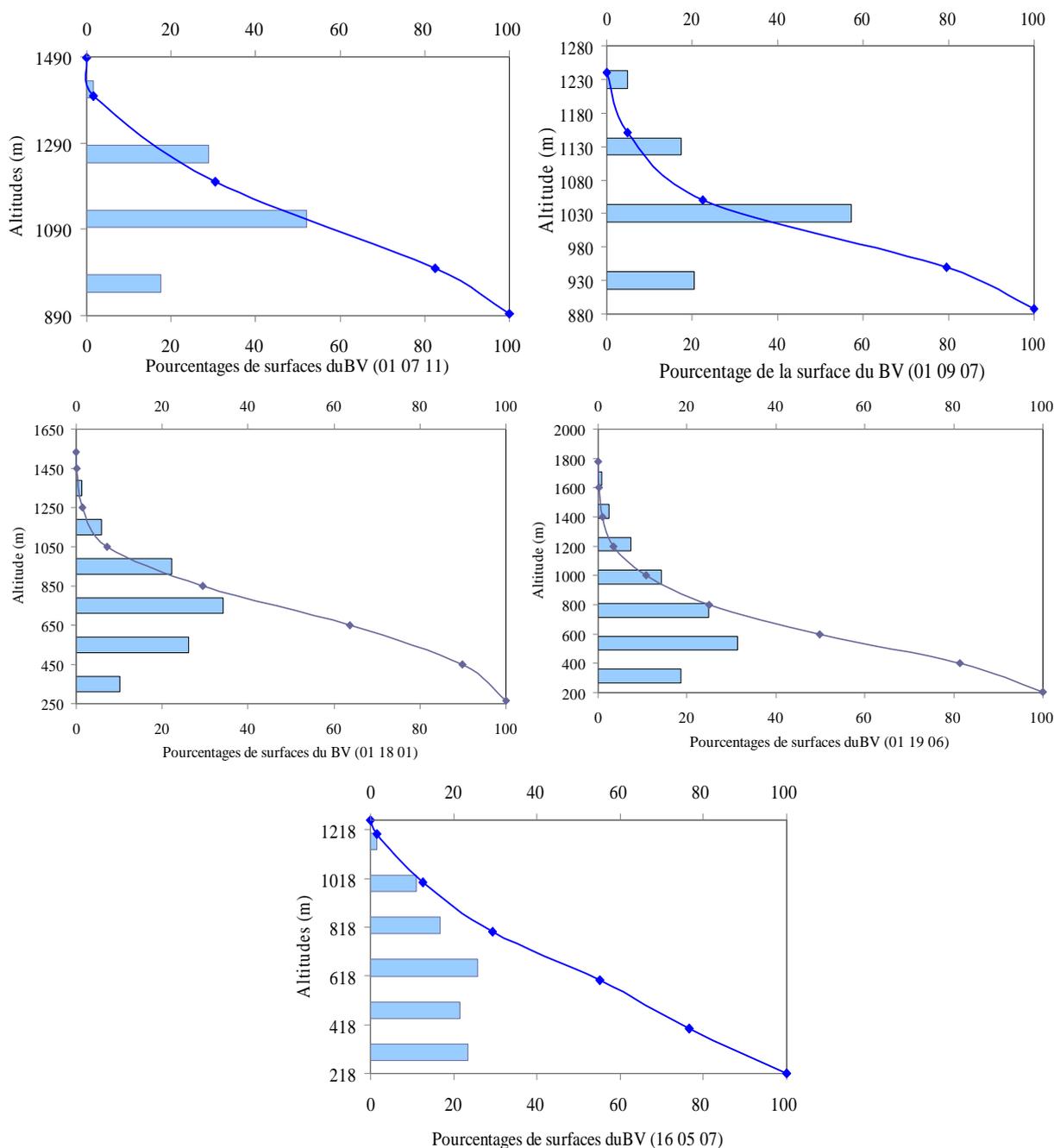


Figure (1.9) : Courbes hypsométriques de quelques bassins versants du Nord de l'Algérie

1.7.6. Pente moyenne

L'évaluation de la pente moyenne peut s'effectuer à partir du profil longitudinal du cours d'eau principal et de ses affluents. La méthode la plus répandue pour évaluer la pente longitudinale du cours d'eau consiste à diviser la différence d'altitude entre les points extrêmes du profil par la longueur totale du cours d'eau :

$$p_{moy} = \frac{\Delta H_{max}}{L} \quad (1.5)$$

Où : p_{moy} est la pente moyenne du cours d'eau (m /km), ΔH_{max} (m) est la dénivellation maximale de l'oued et L la longueur du cours d'eau principal (km).

Dans cette étude nous avons établi une grille de pente moyenne du Nord de l'Algérie à partir d'un MNT à la maille de 100 m, en se basant sur la formule ci-dessus.

1.7.7. Densité de drainage

Le calcul du nombre de drains renseigne sur la morphologie du réseau, mais ne nous informe pas sur la densité du chevelu. La densité du réseau de drainage, introduite par Horton, varie selon les bassins et fait référence à la longueur totale des cours d'eau, quelle que soit son ordre. Nous la définissons de la façon suivante :

$$D_d = \frac{\sum l_i}{A} \quad (1.6)$$

Où D_d est la densité de drainage (km/km²), l_i la longueur de cours d'eau i (km) et A la surface du bassin versant (km²).

La densité de drainage dépend de la géologie, des caractéristiques morphométriques du bassin versant et des conditions climatologiques et anthropiques.

1.8 Conclusion

Comme évoqué plus haut, l'Algérie du Nord est drainée par un réseau hydrographique assez dense. Elle est caractérisée par des précipitations relativement faibles, irrégulières et inégalement réparties. Le gradient pluviométrique est généralement décroissant de l'Est à l'Ouest.

En ce qui concerne la population, les recensements démographiques qui a eu lieu en 2008 révèle une très forte densité de population atteignant près de 3290 hab./ km² dans le littoral algérien (voir Figure 1 Annexe I) alors que dans le Sud elle ne dépasse pas les 10 hab./km².

Le Nord de l'Algérie abrite environ 64,7 % de la population de l'Algérie, dont 44% est regroupé dans le littoral. Le taux de croissance annuel moyen est estimé à 1.8% selon les recensements démographiques (2008). Quant à la région des Hauts Plateaux, elle est caractérisée par un taux de population de 26.5% de la population de l'Algérie, avec un taux de croissance annuel moyen estimé à 2.5% selon les recensements démographiques (2008). Les sols fertiles dominent la quasi-totalité des plaines des bassins versant de l'Algérie. Ceci a favorisé la prédominance de l'activité agricole.

Or les besoins domestiques en eau potable et l'activité agricole sont fortement dépendants du potentiel en ressource en eau. Pour répondre à ces besoins, le gouvernement algérien continue à mettre des programmes de réalisation de barrages. L'Algérie dispose actuellement 64 barrages en exploitation, localisés essentiellement dans la partie Nord (Figure

2 annexe I) ; d'autres sont en cours de réalisation. Elle comptera en 2014, à la fin du programme quinquennal 2010-2014, environ 80 barrages (source :

<http://www.elmoudjahid.com/fr/actualites/36218>). Cependant ce nombre va forcément s'élever au cours des prochaines années à cause des besoins incessants en eau de différents secteurs. Par ailleurs, Le *choix* du site d'implantation du barrage est fondamental, il est indispensable de tenir compte de la disponibilité en eau en quantité et en qualité dans l'oued afin de subvenir aux besoins de tous les secteurs. De ce fait, une étude hydrologique du site d'intérêt est recommandée pour pouvoir faire un bon choix.

L'étude hydrologique a généralement pour objectif l'estimation des débits de crues de différentes occurrences. Or l'évaluation des débits de crues est basée essentiellement sur les débits observés (mesurés) à l'exutoire du bassin versant. Malheureusement, les sites d'intérêt ne possèdent pas forcément des stations de jaugeage. Pour se servir des mesures de débits des bassins versant jaugés dans les sites d'intérêt, non jaugés, il est nécessaire de connaître leurs paramètres climatiques et morphométriques (surface, pente, longueur du thalweg le plus long, etc.). L'évaluation de ces paramètres se fait souvent sur des cartes topographiques. Cette tâche est fastidieuse et nécessite beaucoup de temps. Afin d'évaluer ces paramètres morphométriques et climatiques de façon automatique et rapide en tout point de l'espace étudié, on peut désormais, utiliser des grilles de Modèles Numériques de Terrain (MNT) construites à partir des données d'élévation diffusées sur des sites web (ASTER GDEM, SRTM, etc.).

Nous allons, dans ce travail, construire un MNT couvrant toute l'Algérie du Nord sur la base des données d'élévation SRTM pour pouvoir parvenir aux objectifs évoqués plus haut. Le chapitre qui suit expose quelques données d'élévation existantes et leurs méthodologies de traitement.

Chapitre 2

Prétraitement et construction des Modèles Numériques d'Altitudes proposés pour le Nord de l'Algérie

2.1. Introduction

L'apparition des Systèmes d'Information Géographique (SIG) pour traiter les données spatiales est devenue de plus en plus un moyen inévitable pour le traitement de plusieurs problèmes et notamment ceux qui sont liés à l'Hydrologie. Les systèmes d'information géographique sont des outils permettant de présenter et d'analyser les données d'une localisation spatiale.

L'utilisation de Modèles Numériques d'Altitudes (MNA) à travers des systèmes d'information géographique (SIG) est une approche puissante dans l'Hydrologie, car les méthodes automatiques pour analyser les caractéristiques topographiques sont permises, avec des avantages à la fois de qualité et opérationnelles.

Dans les études des bassins versants, la modélisation des Modèles Numériques de Terrain (MNA) à travers des SIG est souvent appliquée aux estimations de crues et de l'érosion (Molnar et Julien, 1998), dans lesquels l'extraction automatique de ses variables connexes représente un domaine de recherche important (Desmet et Govers, 1996). La compréhension des structures de drainage des bassins versants et l'identification des unités de terrain (Miliareisis, 2001) sont des tâches importantes à être soutenues par analyse de MNA.

Dans les pays en voie de développement, le manque de données topographiques pour de grandes extensions entrave généralement la modélisation topographique. Cette carence est également constatée dans le Nord de l'Algérie. L'utilisation croissante des méthodes de télédétection représente une alternative stratégique pour surmonter ce manque de données.

La disponibilité et la multiplicité des sources de données et la variété des MNA ont aussi facilité les études de plusieurs phénomènes hydrologiques. En effet, des bases de données deviennent enfin accessibles et en plus, l'outil Internet a accru la disponibilité de nombreux MNA qui se révèlent très utiles. L'utilisation des MNA nécessite la connaissance de la précision des résultats générés. L'évaluation de leurs incertitudes et sensibilités est indispensable afin de les valider pour des études bien spécifiques.

La disponibilité de SRTM-90m de données pour l'Algérie du Nord a permis l'application directe des ressources SIG existantes dans l'analyse du terrain de toute la région, contribuant ainsi à surmonter le manque d'informations topographiques dans un court laps de temps. L'objectif de ce travail était d'évaluer et de tester la qualité et les possibilités d'utiliser des données SRTM pour la délimitation automatique des bassins versants aux stations hydrométriques, en mettant l'accent sur la morphométrie et la description du réseau de drainage.

Par ailleurs, l'information sur l'altitude est indispensable pour une grande variété d'analyse spatiale et des problèmes de modélisation dans les sciences de l'environnement. Les données topographiques et ses dérivées sont largement utilisées dans de nombreuses applications de modélisation de l'environnement et de modélisation hydrologique (Valeriano *et al.*, 2006) en particulier, car elles conditionnent en grande partie le type d'écoulement de l'eau, sa vitesse, le chemin d'écoulement, la saturation du sol, ...etc. L'altimétrie est gérée et analysée au travers de Modèles Numériques de Terrain (MNT) qui sont des représentations numériques de l'altimétrie d'un terrain. La modélisation hydrologique dépend essentiellement de la haute résolution des données d'élévation spatialement distribuées (Ludwig *et al.*, 2000).

Les applications de MNT dans le domaine de l'Hydrologie ont été décrites par Moore *et al.* (1991). Rissons (1995) a d'autre part dénombré plusieurs paramètres géomorphométriques entre autres, pente, exposition, surface de bassin versant, indice topographique,... etc. Ces paramètres sont évalués à partir d'un MNT (Laurent, 1996).

Ce chapitre décrit la méthodologie utilisée pour la construction d'un MNT afin d'extraire le réseau hydrographique et de délimiter les bassins versants de l'Algérie du Nord ; ce MNT est construit avec un ré-échantillonnage de données SRTM de 90 à 100 m. De plus, les données, méthodes et logiciels utilisés et les premiers résultats obtenus ont été également présentés. Dans ce chapitre nous avons aussi construit un MNT qui provient de la base de données ASTER-GDEM avec une résolution de 30 m. Ceci dans l'objectif de comparer l'effet de la taille du MNA et sa source sur la délimitation des bassins versants.

2.2. Généralités sur les modèles numériques d'élévation

2.2.1. Définition de MNT

Le MNT (DTM : *Digital Terrain Model*) a été défini comme une représentation numérique de la topographie du terrain en fonction de l'emplacement géographique, généralement constitué de la grille de cellules de taille égale, chacune avec une valeur d'élévation. Depuis que Miller et Laflamme (1958) ont inventé le terme d'origine, d'autres alternatives ont été mises en service. Il s'agit notamment de Modèles Numériques d'Elévation MNE (DEMs : *Digital Elevation Models*), des Modèles Numériques de Hauteur (DHMs : *Digital Height Models*), de Modèles Numériques de Terrain (DGMs : *Digital Ground Models*), ainsi que des Modèles Numériques d'Elévation de Terrain (DTEMs : *Digital Terrain Elevation Models*). Ces termes proviennent de différents pays, ainsi, DEM a été largement utilisé en Amérique, DHM provient de l'Allemagne, DGM a été utilisé au Royaume-Uni, DTEM a été introduite et utilisée par l'USGS (*United States Geological Survey*) et DTEM a été introduit et utilisé par l'USGS et DMA (*Defense Mapping Agency*) (Petrie et Kennie, 1987).

Li (1990) a effectué une analyse comparative de ces différents termes comme suit :

1. **Ground (Terrain)** : "la surface solide de la terre", "une base solide ou d'une fondation", "une surface de la terre" " fond de la mer", ...etc.
2. **Height (Hauteur)**: "mesure de la base au sommet", "élévation au-dessus du sol ou niveau reconnu, en particulier celle de la mer", "vers le haut à distance", ...etc.

3. **Elevation (Altitude):** "hauteur au-dessus d'un niveau donné, en particulier celle de la mer", "hauteur au-dessus de l'horizon", ...etc.
4. **Terrain (Terrain):** "étendue de pays considérés avec ce qui concerne ses caractéristiques naturelles, ...etc. ", "une étendue de terrain, région, territoire", ...etc.

A partir de ces définitions, quelques différences entre les DGM, DHM, DEM et DTM commencent à se manifester. Ainsi, un DGM plus ou moins a le sens d'un 'modèle numérique d'une surface solide'. Contrairement à l'utilisation du sol, les termes hauteur et élévation insistent sur la 'mesure d'une donnée vers le haut' d'un objet. Ils n'indiquent pas nécessairement l'altitude de la surface du terrain. Le sens de 'terrain' est plus complexe, il peut contenir le concept de la 'hauteur' (ou l'altitude), mais il inclut également d'autres éléments géographiques et caractéristiques naturelles. Par conséquent, le terme DTM a tendance à avoir un sens plus large que DHM ou DEM et tentera d'intégrer dans le modèle des caractéristiques précises du terrain, comme les rivières, les lignes de crêtes, les lignes de rupture, ...etc. (Li, 1990).

Un Modèle Numérique d'Altitude est un ensemble de valeurs d'altitudes, qui peuvent être structurées de plusieurs façons. Moore *et al.* (1991) ont examiné les avantages et les inconvénients de chacune de ces trois structures de données. Les données d'altitudes structurées sous forme de grilles sont largement les plus disponibles. Les méthodes d'analyse du terrain structuré en grille sont simples. La grille est compatible avec les techniques de télédétection. La structure simple de données d'altitudes et leur disponibilité sont un outil populaire pour l'aménagement du territoire, la dérivation des caractéristiques géomorphologiques, la modélisation hydrologique et la cartographie à petite échelle (Fisher, 1993; Gao, 1997; Zhou et Liu, 2004).

2.2.2. Modes de représentation des Modèles Numériques d'Altitude

Classiquement, l'information sur l'altitude peut être structurée de plusieurs façons (Figure 1) : contours (courbes de niveau), grilles (maille carrée) et réseaux triangulés irréguliers (TIN : *Triangulated Irregular Networ*). Le processus de formation d'un réseau triangulaire est généralement appelé triangulation. Triangulation peut être appliquée soit à des données régulièrement réparties (telles que des données de grille) pour former un réseau triangulaire régulier (TRN : *Triangulated Regular Networ*) des données ou pour des données irrégulièrement distribuées pour former une surface TIN, qui comprend une série de triangles contigus de tailles et de formes irrégulières (Li. *et al.*, 2005). Si les données sources sont acquises d'une manière régulière, alors c'est le réseau le plus simple à former. Pour les grilles carrées, une simple sous-division à l'aide d'un ou de deux diagonales produit une série de triangles réguliers. La Figure (2.1) montre trois modèles triangulaires possibles dérivés à partir d'un modèle de grille. Si le modèle est basé sur les triangles réguliers, alors le réseau est déjà triangulaire.

Les TIN permettent de représenter numériquement le relief de la surface. Ils composent une forme de données géographiques numériques vectorielles et sont construits en triangulant un ensemble de sommets (points) (Esri, 2012). Les sommets sont reliés à une série de segments pour former un réseau de triangles. L'altitude est donnée en chaque nœud où se rejoignent les triangles (Esri, 2012). La représentation médiane entre un Raster et un TIN est une représentation Raster à maille triangulaire. Ce modèle de représentation est plus préférable pour la visualisation. Elle repose sur les données d'élévation aux quatre coins des mailles Raster et divise en deux ces mailles pour construire deux triangles rectangulaires.

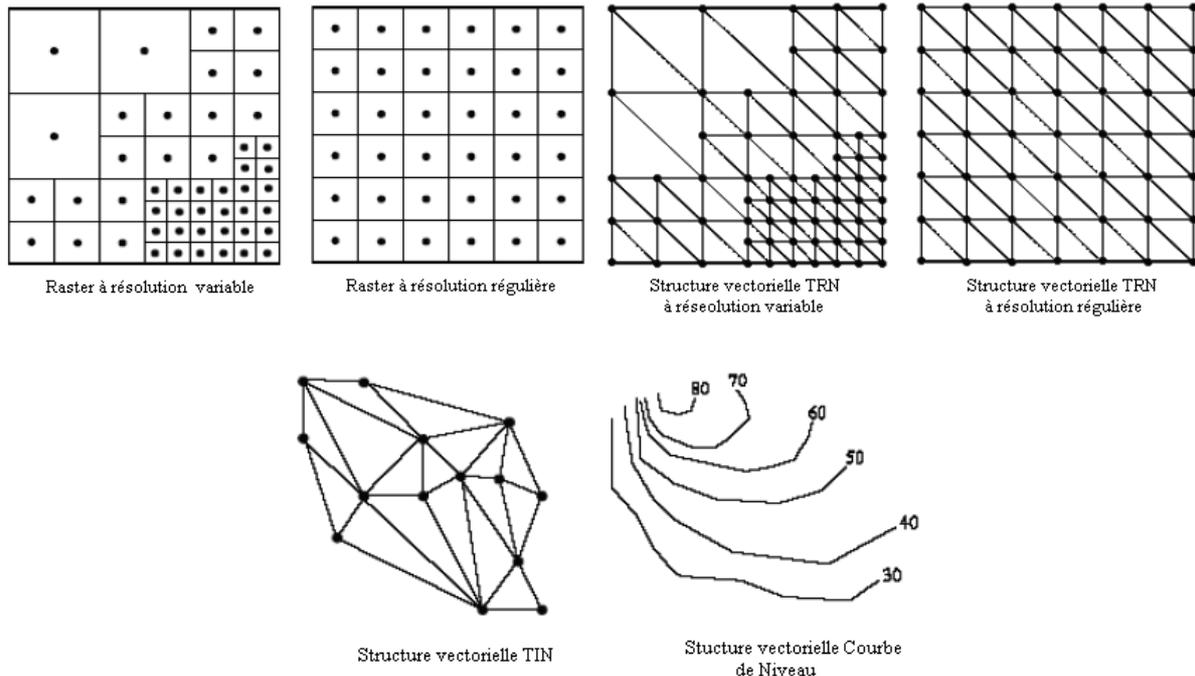


Figure (2.1) : Modes de représentations classiques des Modèles Numériques d'Altitude
(Source : Tortrat, 2005)

La simplicité et la maniabilité des représentations Raster expliquent, en grande partie, pourquoi leur utilisation actuelle est plus répandue. La structure Raster est représentée grâce à une grille régulière en définissant des pas planimétriques et en fournissant une mesure d'altitude pour tous les points. La surface du terrain cartographiée est divisée en petits carrés (appelés mailles) en lui superposant une grille régulière. La distance entre deux points consécutifs de la grille constitue le pas planimétrique (d'une même ligne ou colonne). Chaque point de la grille peut être localisé par ses coordonnées en ligne et colonne, en prenant comme origine le coin supérieur gauche de la grille.

Le MNA est une représentation discrète d'une surface topographique supposée continue. Cette représentation sera d'autant plus précise que le pas du MNA (résolution spatiale, soit la taille des mailles de la grille) sera fin et que l'erreur sur l'estimation des altitudes sera faible. La grille régulière est la structure utilisée généralement en modélisation. Ce format est particulièrement adapté au croisement avec d'autres sources d'information sous formes numériques. Les grilles MNA sont facilement accessibles et simples à utiliser et donc ont vu des applications de grande envergure pour l'analyse des problèmes hydrologiques (Moore *et al.*, 1991).

2.3. Sources et résolution des MNA disponibles

Des données d'élévations numériques peuvent maintenant être obtenues pour n'importe quel endroit sur la terre, et ceci à plusieurs résolutions. Comme les MNA sont disponibles à partir de sources différentes, certaines d'entre elles offrent de multiples résolutions. Même si une source offre une seule résolution, des données multiples à basse résolution peuvent être dérivées à partir d'un ré-échantillonnage si les données originales ont une résolution suffisamment élevée.

Avant l'apparition des données d'élévation *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), les données GTOPO30 mondial (United States Geological Survey, 1999) étaient les plus répondues avec une résolution de 30 secondes d'arc (environ 1 km). Ces données couvrent les latitudes de 90 degrés Sud à 90 degrés Nord, et les longitudes 180 degrés Ouest et 180 degrés Est. Cette base de données est appropriée à l'échelle continentale et aux grandes étendues. GTOPO30 a été développé par le personnel de *U.S. Geological Survey's EROS Data Center* Publié en 1996. Il a été construit sur 3 ans à partir de données vecteurs et Rasters, provenant de différents services américains (*Digital Chart of the World, USGS Digital Elevation Models, Army Map Service Maps, International Map of the World*). Le système de coordonnées horizontal, qui est la latitude/longitude de référence WGS84 et l'élévation, est donné en mètres au dessus du niveau des mers moyennes. Il couvre l'ensemble de la surface terrestre. Il a été supplanté par le SRTM3 qui a une meilleure précision.

D'après Hastings et Dunbar (1999), le modèle numérique de terrain (MNT), *Global Land One-kilometer Base Elevation* (GLOBE), est un jeu de données globales couvrant les longitudes 180° Ouest à 180° Est et les latitudes 90° Nord à 90° Sud. L'intervalle de cette grille est de 30 secondes d'arc (0.008333... degrés) en latitude et en longitude, résultant en dimensions de 21 600 rangs et 43 200 colonnes. A l'équateur, un degré de latitude vaut environ 111 km. GLOBE a 120 valeurs par degré, lui donnant donc un intervalle de grille légèrement meilleur que le kilomètre à l'équateur, et progressivement meilleur longitudinalement vers les pôles. Le système de coordonnées horizontales est la seconde de latitude et longitude, référencée au *World Geodetic System 84* (WGS 84). Les unités verticales représentent les altitudes en mètres au-dessus du niveau moyen des océans (*Mean Sea Level*). Les valeurs d'altitude varient entre -407 et 8752 mètres sur terre. Dans la version 1.0 du GLOBE, les étendues océaniques ont été masquées comme étant sans valeurs ("*no data*") et ont eu une valeur de -500 (<-407), ainsi on peut les distinguer des valeurs terrestres (>-407m).

Les modèles numériques de terrain globaux ETOPO1, ETOPO2 (2001) et ETOPO5 (1988) ont été créés par la NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*). Ces modèles fournissent des altitudes topographiques et bathymétriques recouvrant tout le globe à partir de différents jeux de données sources. Ces jeux de données ont été traités afin d'obtenir une résolution homogène au pas de 1, 2 et 5 minute(s) de latitude et longitude avec des résolutions qui sont respectivement 1.852, 3.7 et 9.3 kilomètres. Ces modèles ont été publiés en 2003, en 2006 et en 2008 respectivement et référencés au *World Geodetic System 84* (WGS 84). Toutefois, le kilomètre (1 Km) de résolution spatiale n'est pas suffisant pour de nombreux projets notamment ceux qui concernent les modélisations hydrologiques.

Actuellement, une autre source de MNA qui est la *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) (Farr *et al.*, 2000 ; Slater *et al.*, 2006). Le SRTM3 est un modèle numérique d'élévation fourni par la navette spatiale de la NASA et la NIMA. Issu de la *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), ce modèle d'élévation a été produit en 11 jours par la navette Endeavour en Février 2000. SRTM fournit une couverture de MNA quasi mondiale à haute résolution (Farr et Kobrick, 2001). Il est construit sur trois grilles différentes : une de 30 secondes d'arc (SRTM30), une autre de 3 secondes d'arc (SRTM3) et enfin la dernière d'une seconde (SRTM, seulement pour les Etats-Unis). Le SRTM3 possède une précision de 90 m au sol, mais il n'a pas une extension complète en latitude (zone comprise approximativement entre 60° Nord et 56° Sud) et en altitude (zones de fortes pentes non fiables)

<http://eductice.ens-lyon.fr/EducTice/recherche/geomatique/veille/imagerie-3d/MNT/index.htm>

Les données globales ont été mises à la disposition des utilisateurs à une résolution planimétrique de 3 secondes d'arc soit à peu près 90 m (planimétrique) (Jarvis et al., 2006). Leur système de projection est géographique WGS84 (*World Geodesic System 1984*; latitude / longitude) exprimé en degrés décimaux. Les données couvrant les États-Unis ont également été publiées mais à une résolution de 1 seconde d'arc (30 m).

Un nouveau modèle numérique d'élévation ASTER GDEM (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer Global Digital Elevation Model*) est produit en 2009 par les États-Unis et le Japon. Ce modèle numérique de terrain a été réalisé avec le radar ASTER du satellite Terra de la NASA et qui offre une grande couverture géographique mondiale (99%) avec une résolution très fine de 30 m (Terra, 2009). Ce MNA a été mis en ligne depuis le 29 juin 2009 par la NASA et le Ministère de l'économie, du commerce et de l'industrie du Japon. Ce MNA couvre l'ensemble de la surface de la Terre et possède une meilleure résolution (précision 30m au sol) que le SRTM3. Le METI (Ministère de l'industrie et du commerce japonais) et la NASA reconnaissent cependant que la version 1 de l'ASTER GDEM constitue encore un modèle expérimental plutôt réservé à la recherche

. C'est une donnée brute, qui a le mérite d'exister en absence d'autres, mais l'apparente précision des 30 m est trompeuse. On observe de nombreuses anomalies résiduelles avec des artefacts allant de 1/2 m à plus de 100 m

<http://eductice.ens-lyon.fr/EducTice/recherche/geomatique/veille/imagerie-3d/MNT/index.htm>.

Ces différentes sources de MNA évoquées ci-dessus offrent différents niveaux de résolution spatiale et des niveaux de précision, à la fois horizontale (ou planimétrique ou de position) et verticale. La plupart des données de la NED USGS sont à 30 m de résolution ; alors que pour les données SRTM, elles ont des résolutions variables.

La qualité des MNA peut être évaluée grâce à la précision verticale et les erreurs de modélisation dans le MNA (Mantilla et Gupta, 2005). La précision verticale du MNA peut être considérée comme une fonction des résolutions spatiales, de sources de données et des méthodes de traitement (Adkins et Merry, 1994; USGS <http://edc.usgs.gov/guides/#dem.html> précision). Une autre approche pour évaluer la qualité de MNA est de comparer plusieurs paramètres extraits à partir des MNA à ceux provenant des cartes topographiques à l'échelle 1/50 000. Cependant, de nombreuses études hydrologiques ne parviennent pas à fournir des résultats cohérents. Il est important de mener des études basées sur les différentes sources de MNA et leurs précisions dans la modélisation hydrologique. Ces études peuvent donner quelques indications et recommandations sur la façon de sélection des MNA pour la modélisation hydrologique (Jing Li, David W.S. Wong, 2010).

2.4. Les méthodes de prétraitement des MNA

2.4.1. Artefacts des MNA et les méthodes de leurs traitements

Les anomalies de drainage résident notamment dans la formation de grand nombre de puits où l'eau ne peut pas s'échapper. Ce type d'artefact n'est pas naturel à l'exception dans des conditions environnementales spéciales (régions karstiques, endoréiques et moraines). Dans les autres cas, les anomalies de drainages se produisent pour plusieurs raisons : indépendance des estimations des altitudes, faible dénivelé, vallées étroites et impact des sursols (massif forestier, bâtiments, ...etc.) (Tortrat, 2005).

2.4.1.1. Problèmes des dépressions et des zones plates

Généralement, les problèmes rencontrés dans un MNA et exigeant un prétraitement exhaustif sont : les dépressions et les zones plates.

A. Présence de zones de dépression

La présence de zones de dépression ‘Puits’ est un artefact de données d’élévation (Lindsay et Creed, 2006). Le MNA brut présente classiquement des dépressions fermées (Figure 2.2). Une dépression locale dans un MNA se définit comme une cellule dont les huit mailles voisines sont d’altitude plus élevée ; cette dépression peut être étendue dans le cas d’un ensemble de cellules adjacentes de même altitude (CHE, 2005). Elles sont des cellules ou un ensemble de cellules avec des altitudes plus basses que toutes les cellules environnantes. Cependant, les dépressions fermées ne sont pas toujours déterminées par la sous-élévation de cellules à l’intérieur de la dépression. Ils peuvent tout aussi bien être produits par une surestimation d’élévation de cellules autour de la sortie de la dépression (Martz et Garbrecht 1999).

Les dépressions dans un MNA peuvent être réelles ; elles représentent les caractéristiques d’un paysage naturel (cas du Nord de L’Algérie : présence de Chott et Sabkhat). Bien qu’elles peuvent souvent être artificielles, engendrées par des erreurs introduites lors des interpolations ou de traitement de données ou souvent elles sont dues à des imprécisions du MNA utilisé. Le traitement de ces dépressions est donc incontournable. Il assure les écoulements vers l’aval. La présence de dépressions dans un MNA est considérée comme un artefact le fait qu’elles retiennent l’eau. Ceci entrave la continuité de l’écoulement. Dans le MNT, SRTM n’est pas dépourvu de ce type de dépressions ‘Puits’ (Jarvis *et al.*, 2004).

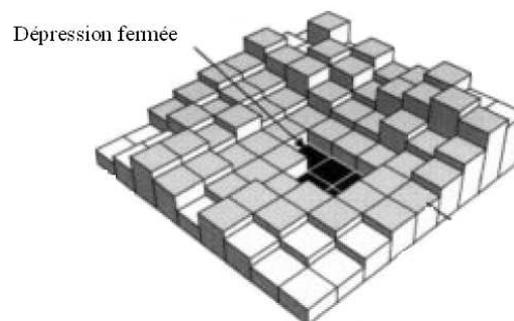


Figure (2.2) : Présence de dépressions fermées (Puits) dans un modèle numérique d’altitude
(Source : CHE, 2005)

B. Présence de zones plates

Le second problème concerne les zones plates dans le MNA (Figure 2.3). Bien entendu, La reconstitution du réseau hydrographique au niveau des surfaces planes est difficile, une zone plate est un ensemble de cellules voisines de même altitude; dans ces zones, la direction d’écoulement suivant la ligne de plus grande pente est mathématiquement indéterminée. La reproduction difficile du réseau hydrographique est généralement constatée dans les régions à faible pente où la vitesse de l’eau dans le réseau hydrographique, et particulièrement dans le cours d’eau principal, peut ne pas être suffisante pour entretenir un tracé net du lit dont la forme se dégrade d’amont en aval pour aboutir à un cheminement parfois difficile à identifier

(ORSTOM, 1998). La plupart des MNA contient des zones plates qui sont souvent engendrées pendant le remplissage des puits.

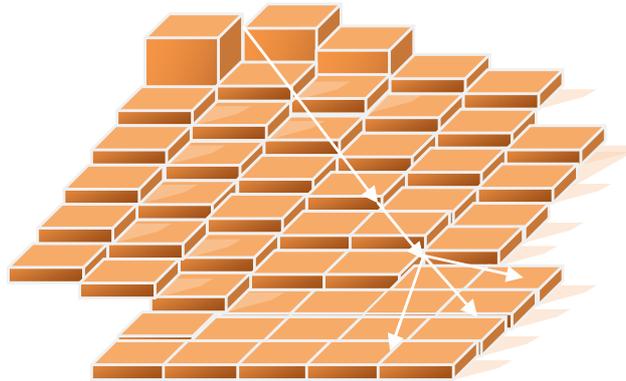


Figure (2.3) : Présence de zones plates dans un modèle numérique d'altitude

2.4.1.2. Méthodes de traitement des artefacts dans un MNA

Plusieurs méthodes sont connues pour produire un MNA hydrologiquement corrigé tels que le remplissage des puits ou l'approfondissement des rivières de drainage (Hutchinson, 1989). Un certain nombre d'algorithmes ont été développés pour traiter les puits et les zones plates d'un MNA pour l'analyse automatisée des caractéristiques hydrographiques du terrain.

A. Méthodes de traitement des dépressions

Lorsque l'eau rencontre une zone endoréique, elle remplit au préalable celle-ci avant de continuer à s'écouler vers l'aval. O'Callaghan et Mark (1984) suggèrent un DEM de lissage avant l'analyse afin de réduire la taille et le nombre de 'puits'. Band (1986) ne fait qu'augmenter l'élévation des cellules 'puits' jusqu'à ce qu'un chemin devienne disponible vers l'aval à une cellule, sous la contrainte que l'écoulement ne peut pas retourner au 'puits' de la cellule. Finalement, nous avons la méthode qui consiste à creuser la zone situant entre de deux dépressions et présentant une forte altitude. Ceci permet à l'eau piégée dans la dépression de trouver son chemin vers l'aval. Les algorithmes les plus répons pour le traitement des dépressions qui ne sont pas naturelles sont les suivants :

☑ *Méthode de Fairfield et Leymarie*

L'objectif principal de la méthode décrite par Fairfield et Leymarie (1991) est d'identifier l'exutoire de la dépression et par suite de modifier la trajectoire de l'écoulement entre l'exutoire et le fond de la dépression. Ceci permettra également d'assurer la continuité du réseau hydrographique. Pour identifier la maille correspondant à l'exutoire, il est nécessaire de distinguer parmi toutes les mailles ne recevant pas d'eau d'une autre maille celle possédant l'altitude la plus basse (BRGM, 2006).

☑ *Méthode de Jenson et Domingue*

Jenson et Domingue (1988) considèrent les dépressions comme des anomalies altimétriques qui ne représentent pas réellement la topographie. De ce fait, cette technique

consiste au comblement des dépressions après avoir déterminé l'exutoire de la dépression. Cette méthode est appelée 'bouche-trous'. Dans ce cas, il faut déterminer la cellule exutoire et affecter l'altitude de cet exutoire à toutes les cellules de la dépression, c'est-à-dire, toutes les cellules reçoivent la valeur altimétrique de l'exutoire (CHE, 2005) (Figures 2.4 et 2.5).

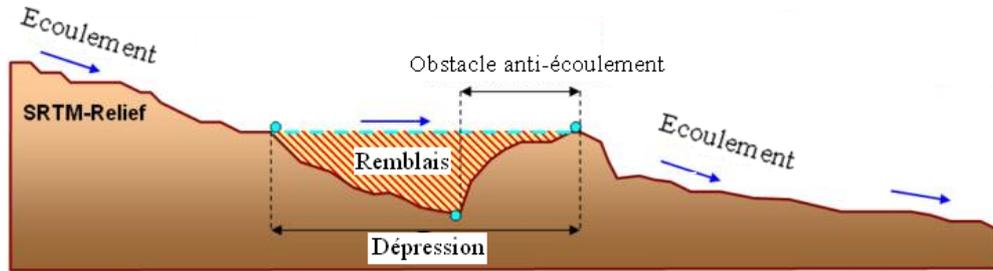


Figure (2.4) : La méthode des 'bouche-trous' selon Jenson et Domingue (1988)

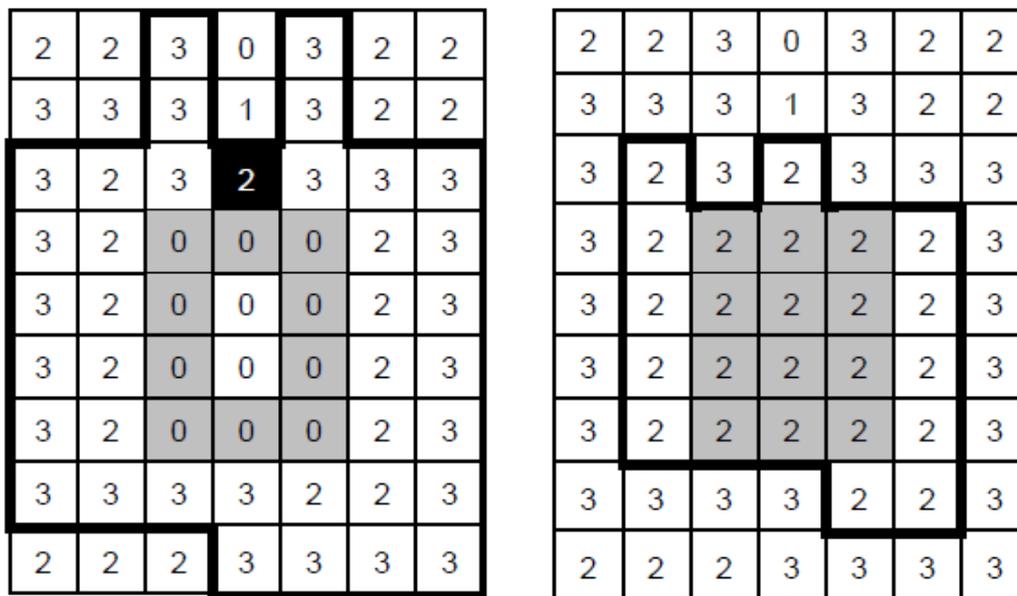


Figure (2.5) : Exemple de modification des altitudes suivant la méthode du 'bouche-trous' (Jenson et Domingue, 1988) (Source : CHE, 2005)

☑ **Méthode de Martz et Garbrecht**

L'algorithme de Martz et Garbrecht (1998) se base sur l'identification de la zone de forte altitude situant entre deux dépressions et puis de creuser cette zone pour qu'il ait l'écoulement de l'eau piégée dans la dépression vers l'aval. Cette méthode est explicitée par le schéma de la Figure (2.6).

La Figure (2.7) met en évidence la méthode qui consiste à effectuer une augmentation de l'altitude, d'une valeur d'altitude dans la dépression pour qu'il ait une pente dans le sens d'écoulement (Garbrecht et Martz 1997). Si deux mailles au maximum ont une valeur altimétrique forte et sont situées entre deux zones d'altitude plus faible, alors il est nécessaire de baisser leurs altitudes en complétant si nécessaire par une augmentation très faible des altitudes des cellules de la dépression.

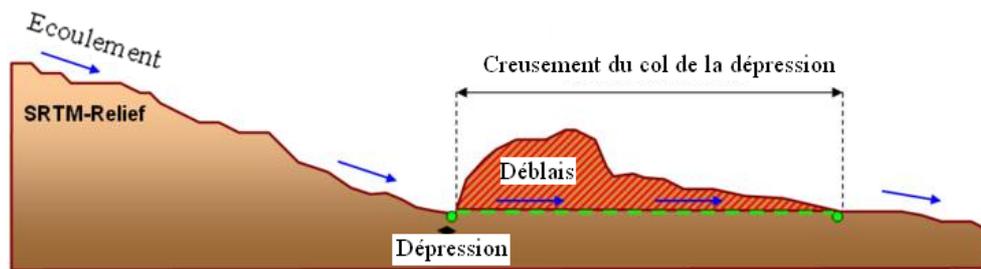


Figure (2.6) : Creusement du col de la dépression (Source : CHE, 2005)

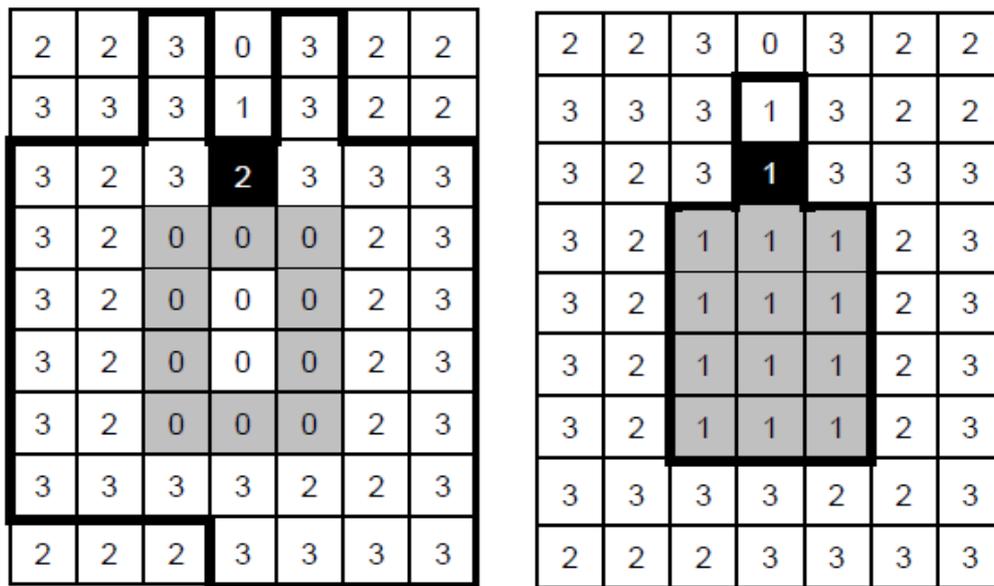


Figure (2.7) : Modification des altitudes suivant la méthode de Martz et Garbrecht (1998) (Source: CHE, 2005)

La zone présentant de forte altitude et qui peut être creusée est généralement de surface réduite. Sinon, l’incision étant rectiligne, l’écoulement hors de la dépression serait également rectiligne sur une longueur importante (Xiaomin CHE, 2005).

- ☑ En pratique ces techniques offrent toutes des résultats comparables. La méthode de traitement des dépressions n’affecte pas de manière significative le réseau hydrographique extrait automatiquement. Mais, ces méthodes se différencient essentiellement par la modification du MNA. En effet, la méthode de Fairfield et Leymarie et celle de de Martz et Gabrecht modifient les altitudes initiales de façon importante contrairement à celle de Jenson et Domingue qui n’affecte pas l’altitude (Xiaomin CHE, 2005).

B. Méthodes de traitement de MNA dans les zones plates

La présence de zones plates dans un MNA peut avoir deux origines, soit qu’il s’agit de la restitution de la réalité topographique (étendues d’eau à surface libre), ou bien le résultat

de la mise en forme des données de terrain en grille pour l'obtention du MNA (lissage ou précision verticale insuffisante).

Les anomalies qui sont dues à la présence de zones plates peuvent être traitées de façon similaire au traitement des dépressions. Il consiste à identifier parmi toutes les cellules adjacentes de la zone plate, la cellule la plus proche de la cellule traitée, possédant une altitude inférieure à celle-ci. Cette cellule peut être considérée comme la cellule exutoire. Après avoir identifié la cellule exutoire, il est nécessaire d'établir un chemin d'écoulement partant de la cellule traitée à la cellule exutoire de façon à remettre la continuité du réseau.

Cette démarche doit se refaire pour toutes les cellules de la zone plate. S'il n'y a aucune cellule, voisinant à la zone plate, avec une élévation inférieure à la cellule traitée, cela signifie que l'on se trouve dans une dépression étendue et il ne reste plus qu'à résoudre le problème en appliquant l'algorithme de traitement des dépressions décrit dans le paragraphe précédent : (CHE, 2005).

☑ *Méthode de Jenson et Domingue (1988)*

La méthode décrite par Jenson et Domingue (1988) est plus simple. Le modèle de drainage se crée de façon approximative en parcourant la zone plate depuis son exutoire supposé. L'algorithme de Jenson et Domingue se base sur le choix préférentiel des directions cardinales. Elle suit trois étapes comme le montre la Figure (2.8) ci-dessous.

- *Etape 1* : déterminer les directions (flèches noires) à partir de la cellule exutoire ;
- *Etape 2* : déterminer les directions suivantes (flèches rouges) en suivant les flèches noires ;
- *Etape 3 et étape 4* : déterminer les directions restantes (flèches vertes et bleues) par les directions cardinales.

Cet algorithme consiste à identifier les directions d'écoulement pour chaque maille appartenant aux zones plates depuis leurs cellules exutoires respectives. Toutefois, elle présente l'inconvénient de former des directions parallèles due à la reconstitution incorrecte des écoulements. En plus, Le choix arbitraire de l'exutoire peut conduire à des écoulements incorrects en cas de présence de plusieurs exutoires (Xiaomin CHE, 2005).

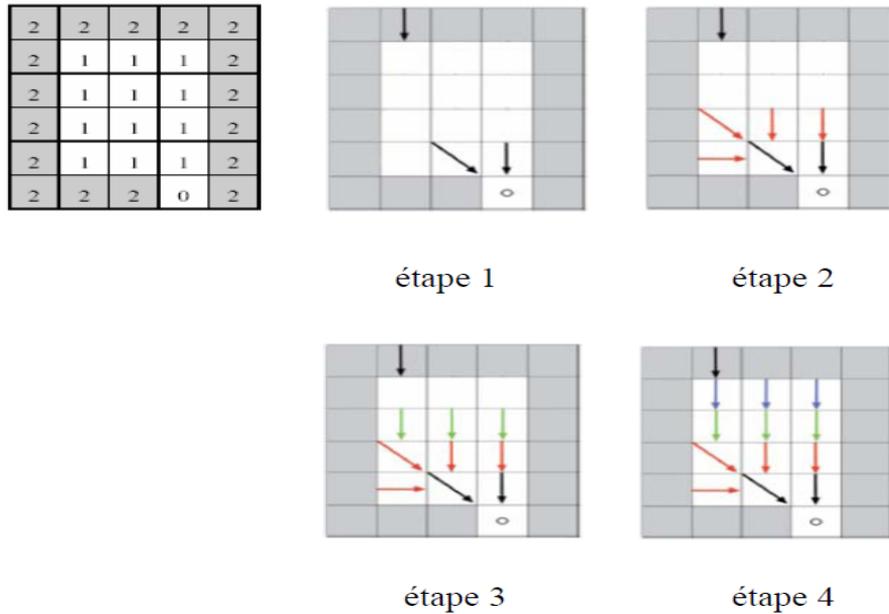


Figure (2.8) : A partir de la grille d'altitude sur une zone plate (à gauche), attribution des directions d'écoulement par itérations successives, suivant Jenson et Domingue (1988) (étapes 1-4) (Source: CHE, 2005)

☑ **Méthode de Tribe (1992)**

L'algorithme de Tribe (1992) se base sur l'identification de la cellule amont et la cellule aval (adjacente de l'exutoire présumé) de la zone plate puis le tracé d'une droite entre ces deux points (Figure 2.9.a).

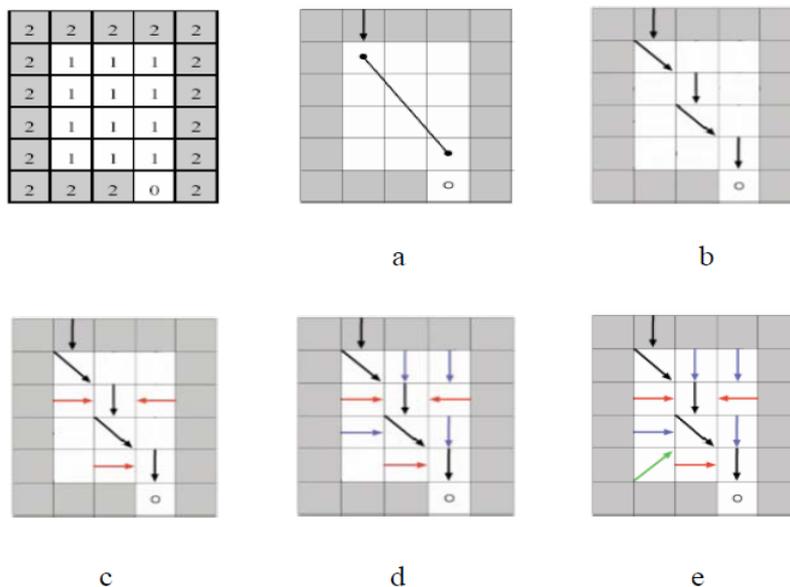


Figure (2.9) : Attribution des directions d'écoulement en zone plate, selon Tribe (1992) (Source : CHE, 2005)

Cette droite impose la direction d'écoulement des cellules qui la composent, notées cellules de droite (Figure 2.9.b, flèches noires). Les cellules voisines relatives aux directions cardinales, si elles sont perpendiculaires à la direction des cellules de droite (Figure 2.9.c, flèches rouges), ce qui casse le

parallélisme (CHE, 2005). De la même façon, les cellules voisines des cellules de droite avec des directions diagonales (Figure 2.9.d, flèches bleues). Pour définir une direction pour les cellules restantes (Figure 2.9.e, flèche verte), l'algorithme défini dans (Jenson et Domingue, 1988) est utilisé.

L'anomalie de cette technique, c'est que la droite d'écoulement principal servant de base à cette méthode peut se trouver en partie à l'extérieur de la zone plate et croise des cellules du versant si cette zone n'est pas mathématiquement connexe. La solution est d'abaisser les altitudes des cellules du versant jusqu'à l'altitude de la zone plate, ce qui n'est pas une solution pertinente puisque les informations du MNA sont modifiées et les zones plates deviennent plus étendues.

☑ Méthode de Garbrecht et Martz (1997)

L'algorithme de Garbrecht et Martz (1997) consiste à corriger la zone plate du MNA par incrémentation successive très faibles en altitude (Figure 2.10). Tandis que, l'algorithme de Jenson et Domingue (1988) consiste à déterminer les directions seulement par les cellules voisines de faible altitude. La direction d'écoulement s'effectue vers les mailles de faible altitude et en s'éloignant des mailles de fortes altitude. L'incrémentation des valeurs faible d'altitude se fait selon deux gradients (CHE, 2005).

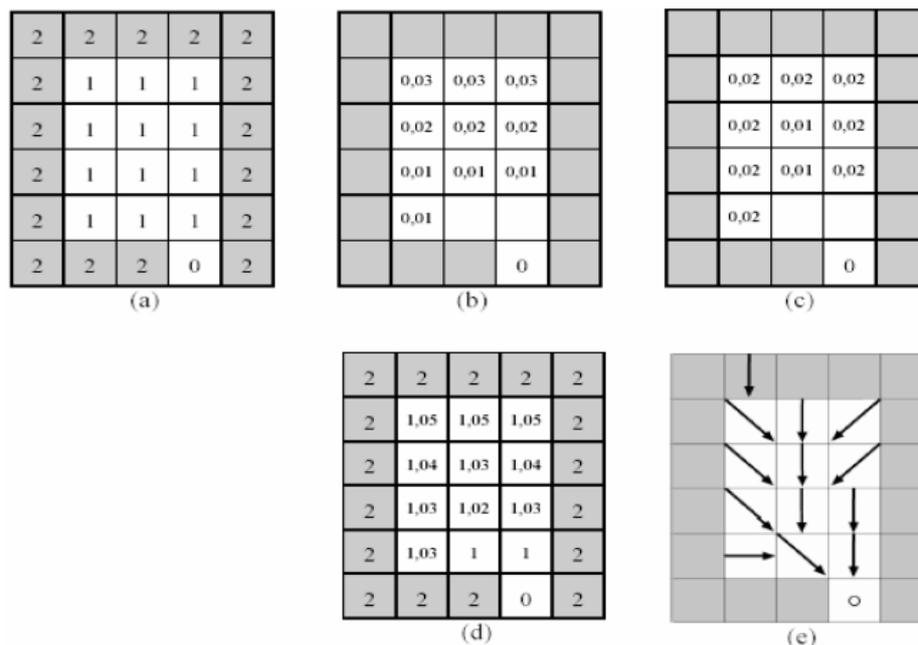


Figure (2.10) : Traitement des zones plates par double incrémentation des altitudes selon Garbrecht et Martz, (1997) (Source : CHE, 2005)

- En premier lieu, une incrémentation itérative par un gradient qui conduit l'écoulement vers les altitudes basses (Figure 2.10.b) ;
- Ensuite une incrémentation itérative par un gradient qui éloigne l'écoulement des altitudes fortes (Figure 2.10.c) ;

- La sommation de deux incréments obtenus en chaque cellule (Figure 2.10.d, la somme de a, b et c) donne une surface qui n'est plus plate pour une très large majorité de cellules.

☑ *Méthode de Hellweger (1997)*

Quand il s'agit des surfaces planes naturelles, l'identification du réseau hydrographique est difficile. L'algorithme de Hellweger (1997) dit *AgreeDEM* est un système de reconditionnement de surface d'un MNT dont on veut ajuster son élévation, cela peut se faire en imposant un vecteur numérisé d'oued. Les figures ci-dessous indiquent les procédures de la méthode *AGREE*.

1. La distance tampon (*Buffer distance*) est la distance de l'étendue spatiale à laquelle la modification de l'altitude peut se faire (Figure 2.11).

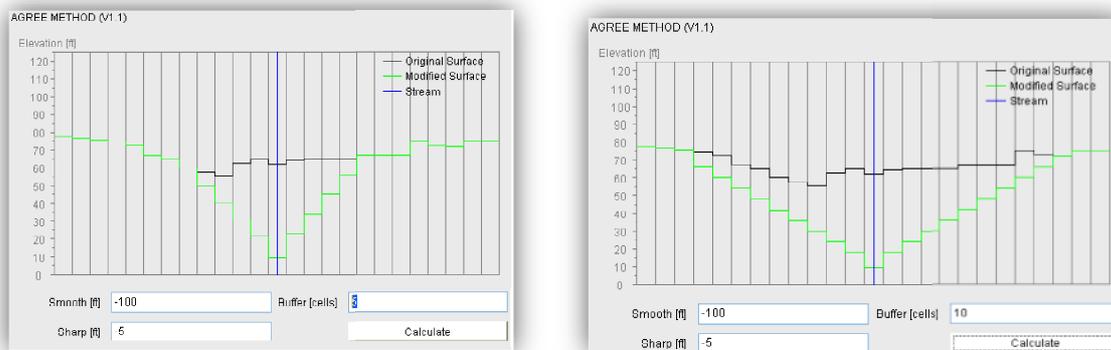


Figure (2.11): Distance tampon

2. Lissage (baisser /élever) (*smooth Drop/Raise*) permet de générer des lignes directrices pour réaliser un abaissement progressive dans la section transversale du cours d'eau (Figure 2.12), il est exprimé en mètre selon l'unité prise pour l'altitude paramètre et se calcule de la manière suivante :

$$\text{Lissage (baisser /élever)} = (\text{pente moyenne de surface à l'intérieur de surface tampon}) * (\text{La distance tampon}) * (\text{facteur de forçage})$$

Le facteur de forçage contrôle l'amplitude de la modification, s'il est égal à 0 les cellules du vecteur imposé gardera la hauteur d'origine et la pente à l'intérieur de la zone tampon sera assez proche de celle de l'origine ; un facteur de 0.5 traduit par un doublement de la pente moyenne à l'intérieure de la zone tampon.

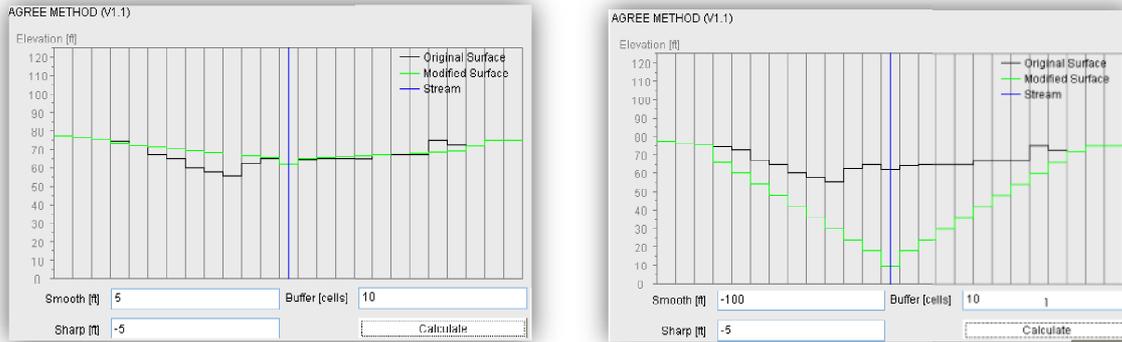


Figure (2.12): Lissage

- Le fort baissment/soulèvement de la distance (*Sharp Drop/Raise Distance*) est la quantité supplémentaire exprimée en unité verticale (mètre) que peut l'oued atteindre pour se remonter s'il s'agit d'une quantité positive ou pour être creusée en profondeur si la quantité est négative (Figure 2.13).

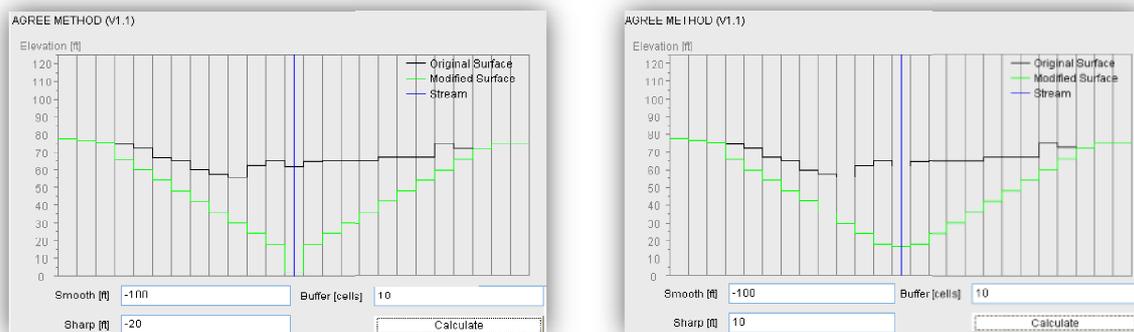


Figure (2.13) : Baissement ou soulèvement de la distance

Une fois la méthode AGREE est appliquée les altitudes de modèle numérique de terrain original au niveau du vecteur imposé seront baissées.

2.5. Les données d'altitude utilisées dans la production des MNA du Nord de l'Algérie

2.5.1. Données SRTM

Nous avons utilisé un modèle numérique d'élévation (DEM) du Nord de l'Algérie, qui est basé sur les lectures de la mission de la NASA Shuttle Radar Topography (SRTM) (Rabus *et al.*, 2003). A l'exception des Etats-Unis, la résolution spatiale de cet ensemble de données est de 3". La résolution verticale des données SRTM est généralement de 1 m. Cependant pour l'Afrique, Rodriguez *et al.* (2006) ont évalué des erreurs absolues et relatives de 5,6 m et 9,8 m respectivement.

Plusieurs études ont été menées grâce à cette donnée précieuse fournie et diffusée par la NASA sous sa forme planimétrique (Durga et Bhanumurthy, 2009 ; Ahmed M. Youcef *et al.*,

2010). Les données SRTM fournissent pour la couverture topographique quasi-mondiale de la surface de la terre une cohérence et précision sans précédent (Bhang and Schwartz, 2008).

La disponibilité de MNA sous forme de fichiers SRTM, donnant une représentation des surfaces topographiques sous la forme d'altitudes connues aux nœuds d'une grille à maille carrée 90m×90m, nous a facilité la mise en place d'un Système d'Information Géographique (SIG) opérationnel concernant les crues pour différentes périodes de retour (10, 20, 50 et 100 ans) du Nord de l'Algérie. Ces données SRTM sont plus utilisées dans les études hydrologiques à grande échelle (Bhang *et al.*, 2008), en effet elles assurent une couverture uniforme de sa qualité qui permet une synthèse plus fiable sur de grandes régions (Farr *et al.*, 2000).

Durga Rao *et al.*, (2009) ont constaté que les paramètres morphométriques d'un bassin versant, estimés à partir d'un modèle numérique de terrain SRTM, peuvent améliorer la précision d'un modèle de calcul des hydrogrammes de crue. Le MNA SRTM a également été utilisé dans la détermination des zones vulnérables à l'inondation (Demirkesen *et al.*, 2007).

USGS (2008) a évalué la précision verticale de DEM provenant de SRTM. L'erreur quadratique moyenne (RMSE) indique une précision verticale de 3,53 m dans le sud du Michigan.

Dans cette étude, nous avons à notre disposition l'ensemble de données SRTM dans son format original avec une résolution de 3 secondes d'arc, soit environ 90 m × 90 m, couvrant la totalité du Nord de l'Algérie. Ces données, regroupées dans 6 fenêtres sous format ASCII, ont été importées dans *ArcGIS*. Après les avoir converties en format GRID et les assemblées dans un seul fichier Raster unique, nous avons délimité la partie Nord de l'Algérie par un rectangle de 11000 km d'Est en Ouest et de 560 km du Nord au Sud tout en ajustant le nombre de colonnes et de lignes. La grille finale obtenue a ensuite été géoréférencée et projetée dans un système de projection conique de Lambert.

2.5.2. Données ASTER GDEM

ASTER GDEM *Validation Team* (2009) fournit des erreurs verticales de ASTER GDEM analysés pour des zones sélectionnées à travers le monde. L'étude montre que pour la localisation géographique 48° N 13° E du ASTER GDEM, les altitudes sont moins de 7.48 m par rapport à celles évaluées d'un MNT de référence (DTM en Allemagne) et pour la localisation géographique 40° N 23° E, les élévations ASTER GDEM sont inférieures de 8.51 m par rapport à celles utilisées comme référence SRTM.

Il n'y a pas de nombreuses études faites sur ce MNA. La plus récente est celle de Gichamo *et al.* (2012) qui ont utilisé les données ASTER GDEM pour identifier la section transversale de la rivière Tisza, en Hongrie. Ils ont constaté que les données ASTER GDEM ont de faible résolution et d'exactitude verticale insuffisante. Ces données globales présentent des difficultés à différencier les caractéristiques d'importance hydraulique telles que celles qui nécessitent le prétraitement des MNA avant qu'ils ne soient utilisés.

Frey et Paul (2011) ont utilisé les deux modèles numériques de terrain MNT SRTM et le ASTER GDEM pour évaluer les paramètres topographiques des milieux glaciers des alpes de Suisse (glacier inventories). Ils ont conclu que les deux MNA sont adaptés pour la compilation de paramètres topographiques dans les inventaires des glaciers, bien que le MNA SRTM ait donné des résultats légèrement meilleurs qu'ASTER GDEM. Les données ASTER

GDEM ont été utilisées dans l'analyse géomorphométrique d'un paysage volcanique du volcan de Nisyros Island (Zouzias *et al.*, 2011). De pré-évaluation des précisions estimées (mais non garanties) pour ce produit global était de 20 m dans un intervalle de confiance de 95% pour les données verticales et de 30 m dans un intervalle de confiance de 95% pour les données horizontales (ASTER GDEM, 2009).

2.5.3. Les diverses techniques utilisées pour le ré-échantillonnage d'un MNA

Les altitudes sont données comme la hauteur au-dessus de l'ellipsoïde, ce qui est décrit par le *datum* vertical utilisé par le système géodésique mondial 1984 (WGS 1984 : *World Geodetic System* 1984). Les données brutes ne sont pas dans un format projeté, mais ont été données sous forme de coordonnées géographiques avec un système de référence horizontale du WGS 1984. Plusieurs étapes de traitement sont nécessaires pour transformer les données brutes des MNA disponibles en un produit utilisable dans un SIG, et pour qu'elles soient comparables aux données de référence. Ceci consiste à re-projeter les données d'élévation dans un système de projection adapté pour la région étudiée. Cette re-projection consiste à ré-échantillonner le MNA brute par une technique de ré-échantillonnage la plus répandue. Les techniques de ré-échantillonnage les plus fréquentes qui consistent à déterminer les valeurs en sortie du Raster ré-échantillonné sont les suivantes : Affectation par le voisin le plus proche et Interpolation linéaire et convolution cubique (Keys, 1981; Mitchell & Neuvail, 1988). Chacune attribue des valeurs aux données en sortie de manière différente. Ainsi, les valeurs affectées aux cellules d'un Raster en sortie peuvent différer selon la technique employée.

<http://help.arcgis.com/fr/arcgisdesktop/10.0/help>

2.5.3.1. Affectation par le voisin le plus proche

Cette technique de ré-échantillonnage est plus appropriée aux données discrètes (catégoriques) car elle ne modifie pas la valeur des cellules en entrée. Lorsque l'emplacement du centre de la cellule sur un jeu de données Raster en sortie est localisé sur le Raster en entrée, cette technique consiste à affecter la valeur de la cellule la plus proche du Raster en entrée à la cellule du Raster en sortie (Figure 2.14. a). L'affectation par le voisin le plus proche ne modifie aucune des valeurs des cellules du jeu de données Raster en entrée. Comme les valeurs des cellules en sortie restent inchangées, l'affectation par le voisin le plus proche doit être utilisée pour les données nominales (catégories) ou ordinales (classes) où chaque valeur représente une classe ou une classification (données catégoriques, telles que l'occupation des sols ou un type de sol ou de forêt).

2.5.3.2. Interpolation bilinéaire

L'interpolation bilinéaire consiste à affecter la moyenne pondérée par la distance des quatre cellules en entrée les plus proches à la cellule du Raster en sortie. La nouvelle valeur pour la cellule en sortie correspond à la moyenne pondérée de ces quatre valeurs, ajustée pour tenir compte de la distance les séparant du centre de la cellule en sortie. Cette méthode d'interpolation crée une surface à aspect plus lisse qu'avec l'affectation par le voisin le plus proche. Ce type d'interpolation ne convient que pour des données quantitatives (l'altitude, la pente, l'intensité du bruit d'un aéroport et la salinité de l'eau près d'un estuaire sont tous des phénomènes représentés sous la forme de surfaces continues et qui sont ré-échantillonnés à l'aide de l'interpolation bilinéaire).

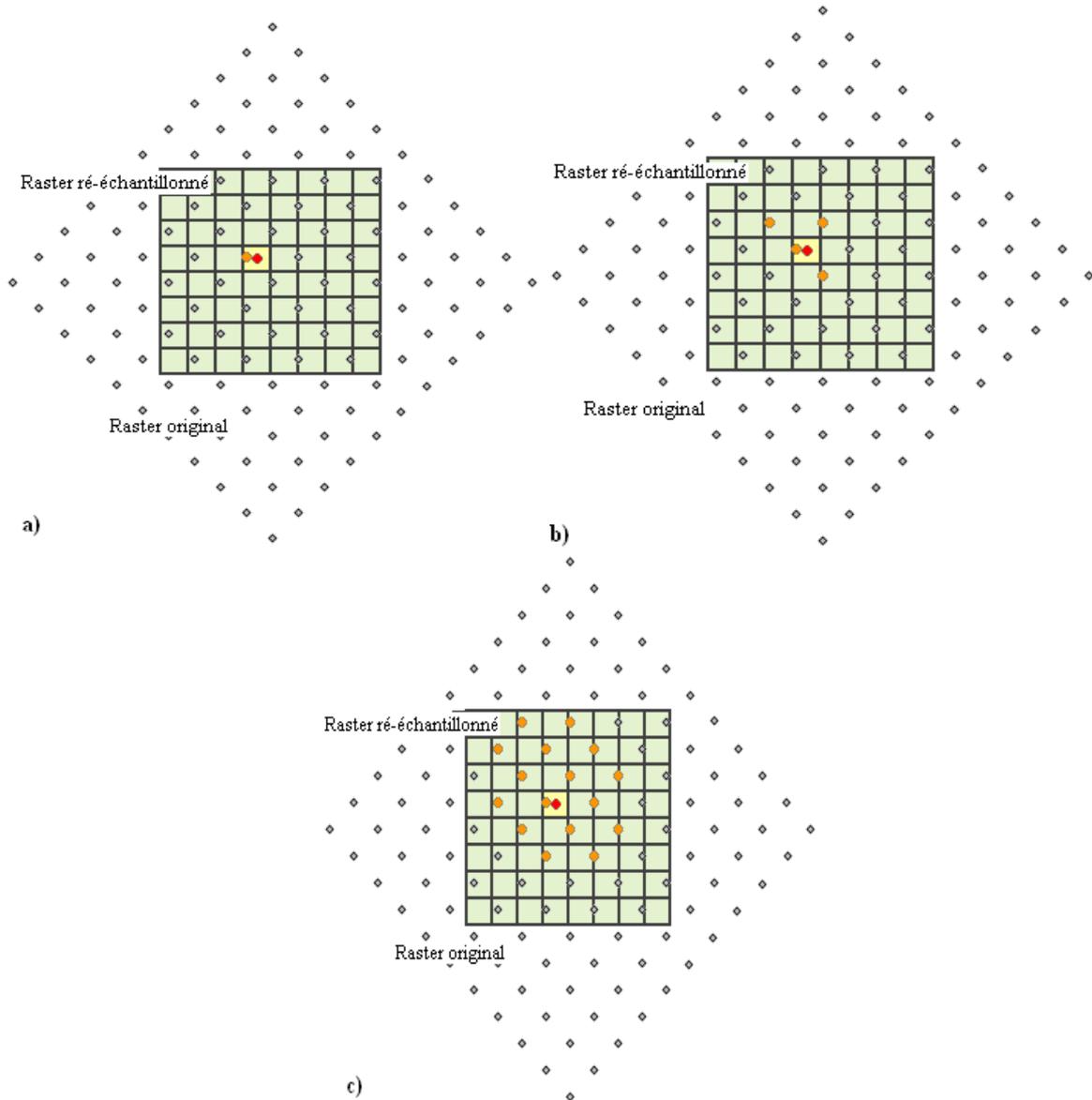


Figure (2.14) : Techniques de ré-échantillonnage
 (Source : ArcGIS Resource Center : <http://help.arcgis.com>)
 a) Ré-échantillonnage par le voisin le plus proche
 b) Ré-échantillonnage bilinéaire
 c) Ré-échantillonnage cubique

2.5.3.3. Convolution cubique

La convolution cubique est similaire à l'interpolation bilinéaire mais la moyenne pondérée par la distance des 16 cellules du Raster en entrées les plus proches à la cellule du Raster en sortie. La convolution cubique a tendance à lisser davantage les données que l'interpolation bilinéaire car le calcul de la valeur en sortie nécessite plus de cellules. Ce type d'interpolation ne convient également que pour des données quantitatives. Afin d'introduire la moins possible erreur géométrique dans cette étape de traitement, la convolution cubique a été utilisée comme méthode de ré-échantillonnage (Ludwig, 2006).

2.5.4. Les algorithmes de calcul de modèle de drainage

Plusieurs algorithmes permettant la génération de modèle de drainage à partir d'un MNA ont été discutés dans la littérature. Les critiques de ces techniques sont fournies par Tarboton (1997) et Costa-Cabral et Burges (1994). Ces auteurs ont eux même présenté leurs propres méthodes. Deux techniques sont possibles :

2.5.4.1. Technique des écoulements unidirectionnels

L'algorithme le plus répandu est souvent appelé la méthode de huit directions (D8). Elle permet de définir le sens d'écoulement (Figure 2.15) dans le MNA. Cette technique est décrite par O'Callaghan et Mark (1984) et Jensen et Domingue (1988).

Dans un modèle de drainage monodirectionnel, une maille du MNA est supposée drainer l'ensemble du volume d'eau qu'elle reçoit de son bassin versant vers la maille immédiatement voisine qui a l'altitude la plus faible ou qui se trouve dans la plus grande pente. Le calcul de pentes se fait essentiellement selon les diagonales. La méthode D8 fonctionne bien dans les zones à écoulement convergeant et le long des vallées bien définies (Tortrat, 2005).

2.5.4.2. Technique des écoulements multidirectionnels

Dans un modèle de drainage multidirectionnel (Figure 2.15), une maille du MNA est supposée drainer l'ensemble du volume d'eau qu'elle reçoit des mailles amont vers les mailles qui sont ses voisines immédiates et qui ont une altitude plus faible.

Il existe plusieurs algorithmes qui se différencient essentiellement par les coefficients de pondération (Freeman, 1991 ; Quinn *et al.*, 1991 ; Holmgren, 1994). Les volumes d'eau se répartissent en fonction d'une ligne de partage des eaux (Costa-Cabral *et al.*, 1994 ; Tarboton, 1997). L'utilisation de la méthode de MFD semble plus appropriée pour l'analyse des flux sur des zones à fortes pentes.

Dans la figure (2.15) ci-dessous, on a :

- ☑ **A gauche** : Partie d'un modèle numérique d'élévation avec des altitudes en m. Les flèches noires montrent les chemins de circulation possible de l'écoulement du pixel gris central.
- ☑ **Au milieu** : Les différences d'altitudes des chemins de débit en m. Les différences ajustées sont entre parenthèses (en raison de la plus grande distance, les différences dans les cellules de coin sont recalculées selon la formule suivante :

Différence de hauteur / $\sqrt{2}$.

- ☑ **A droite** : Partie supérieure : chaque cellule reçoit une partie de flux calculé avec l'algorithme à flux multiple et à l'aide de la formule: **Différence d'altitude de la cellule** / Σ **différences**. Partie inférieure : le flux est calculé par l'algorithme à flux unique reçu de la partie du flux, le débit est de 100 % à la cellule qui présente la plus grande différence d'altitude.

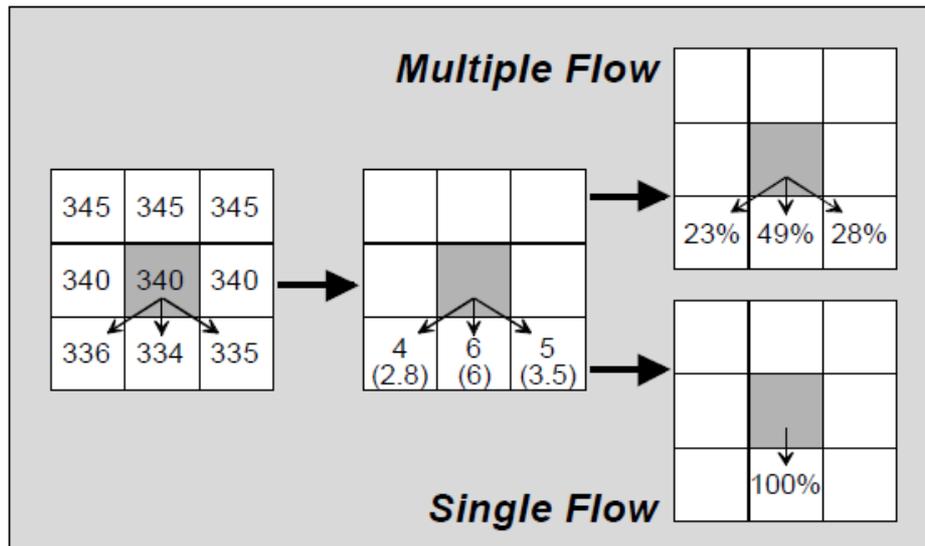


Figure (2.15) : Algorithmes de base pour le calcul des flux de circulation
(Flux unique par rapport aux flux multiples) :
(source : <http://www.terracs.com/fileadmin/webpage/docs/hydrotools-english.pdf>)

Bien entendu, l'algorithme de huit directions d'écoulement (D8) est toujours l'approche la plus préférable (Figure 2.16) pour modéliser la structure de drainage des bassins versants (Tribe, 1992) que d'autres algorithmes proposés en permanence.

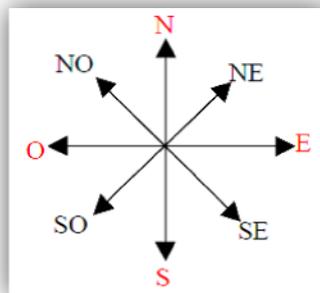


Figure (2.16) : Les huit directions de flux possible

Toutefois, ce modèle ne donne pas de lignes du réseau de drainage correctement au niveau des surfaces planes ou les conditions d'écoulement ne sont pas linéaires.

2.5.5. Choix du système de référence

Le choix d'un système de coordonnées est une étape indispensable dans un Système d'Information Géographique 'SIG'. Un système de coordonnées, dans un SIG, se compose généralement d'une projection cartographique et une donnée. Quoique de nombreuses bases de données sont mises à la disposition des utilisateurs en coordonnées géographiques (latitude et longitude). La cartographie consiste souvent à transformer les coordonnées géographiques dans un système de coordonnées cartésiennes afin de faciliter le calcul de surfaces, de longueurs et d'autres paramètres morphométriques.

Dans le but de calculer les directions d'écoulement, les distances et les surfaces correctement, il est indispensable de transformer les données dans une projection

cartographique appropriée (les coordonnées géographiques 'latitude et longitude' ne sont pas dans une projection cartographique).

Dans cette étude, Une projection Lambert Nord Algérie avec le *Datum Voirol* unifié 1960 sera utilisée (Reyt, 1961). La projection Lambert Nord Algérie est l'une des projections la plus couramment utilisée par l'INST (Institut National de Cartographie et de Télédétection) pour établir les cartes de l'Algérie. Cette projection présente l'avantage de couvrir tout le Nord de l'Algérie contrairement à la projection UTM qui la couvre en quatre zones allant de l'Ouest à l'Est où nous devons respecter les projections suivant les fuseaux (zone 29, zone 30, zone 31 et zone 32). La projection Lambert Nord Algérie permet donc d'établir des cartes appropriées aux applications hydrologiques. La projection utilisée correspond à celle de *Lambert conique conforme* associée au système de référence géodésique *Voirol 1960* (Figure 2.17). Elle a été utilisée durant la période coloniale ; l'Algérie a été découpée en deux zones pour minimiser les déformations (altérations linéaires) :

- Une projection appelée « **Lambert Nord** » qui couvre le Nord de l'Algérie ;
- Une projection appelée « **Lambert Sud** » qui couvre le Sud de l'Algérie.

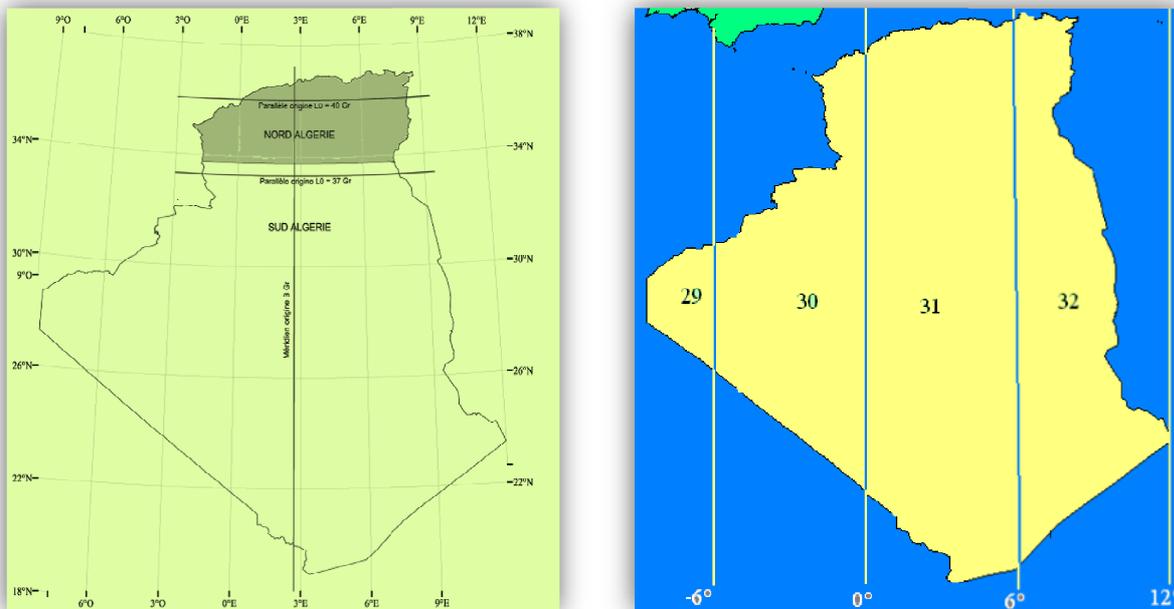


Figure 2.17 Projection conique conforme en Algérie (à gauche) et fuseaux de la projection UTM (à droite) (Source: IUGG 2007 Perugia-XXIV IUGG General Assembly)

Aux frontières Est et Ouest (Tunisie et Maroc), les limites politiques et administratives ne sont pas superposées sur les limites des bassins versants. Pour intégrer ces limites, nous avons pris une grille composant de 11 000 colonnes et de 5600 lignes et couvrant tout le Nord de l'Algérie. Ceci permet de prendre les superficies totales des bassins versants de la Tafna, du Côtiers constantinois et de Medjerda. Les principaux oueds qui font partie du Maroc pour rejoindre l'oued Tafna sont oued Bou Naïm, oued El Aricha et oued Trameimat. A la frontière Tunisienne, leurs affluents déversent dans le bassin côtiers constantinois est et le bassin de Medjerdah. Cette grille couvre ainsi une superficie de 616 000 km².

2.6. Construction d'un modèle numérique de terrain de l'Algérie du Nord

Afin d'adapter un modèle numérique d'altitude à l'hydrologie du Nord de l'Algérie, nous avons traité trois MNA qui proviennent de deux sources différentes à savoir : MNA à la maille de 30 provenant des données d'élévation ASTER GDEM et MNA SRTM à 90 m de résolution et MNA SRTM ré-interpolé à 100 m.

2.6.1. MNA à la maille de 90 m

Les données SRTM version 4.1 sont extraites du site <ftp://e0srp01u.ocs.nasa.gov/srtm/>. Consulté le 15/01/2010, nous en avons extrait et ré-aggloméré 6 fenêtres correspondant à une zone allant de -5.00° à 10.00° en longitude et de 29.99° à 40.00° en latitude. Sur cette zone, SRTM donne les altitudes au nœud d'un maillage curviligne de 3 secondes d'arc (soit sensiblement 75 m par 92 m dans la zone d'étude). La précision absolue sur les altitudes est de l'ordre de 16 m et la précision relative est de 10 m.

Les données SRTM originales peuvent avoir un manque de données et en plus particulier dans les zones montagneuses (Jarvis, 2004). Dans notre région d'étude, nous n'avons consigné aucun manque de données (No DATA). Généralement les régions qui ne possèdent pas un manque de données dans le SRTM original, ceci est dû à leur remplissage par utilisation de méthodes d'interpolation décrites par Reuter *et al.* (2007).

Le champ des altitudes issu de SRTM a été projeté dans le système Lambert Nord Algérie et interpolé aux nœuds d'une grille régulière de 90 m de côté. Nous avons utilisé pour ce faire le logiciel *ArcGIS* avec des interpolations cubiques réputées de donner des résultats tout à fait satisfaisants (Ludwig, 2006). Cette phase d'interpolation sur des distances si courtes ne peut d'ailleurs induire d'erreur notable compte tenu de la précision toute relative des altitudes. Ce MNA brut comporte 12 222 colonnes et 6 222 lignes. Il couvre une zone allant en X de -6.97m à 1 099 973.03 m et en Y de 100 017.49 m à 459 962.50 m.

2.6.2. MNA à la maille de 30 m

Les données d'ASTER GDEM (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer Global Digital Elevation Model*) sont extraites du site <http://www.gdem.aster.ersdac.or.jp/download.jsp>. Consulté le 15/03/2010, nous en avons extrait et ré-aggloméré 69 fenêtres correspondant à une zone allant de -3.00° à 9.00° en longitude et de 32.00° à 39.00° en latitude. Sur cette zone, GDEM donne les altitudes au nœud d'un maillage curviligne de 1 seconde d'arc (soit sensiblement 25 m par 31 m dans la zone d'étude). La précision absolue sur les altitudes est de l'ordre de 30 m et la précision relative est de 11 m. Cette précision serait bien meilleure dans les zones non tourmentées où elle serait de l'ordre de 3 m (Billemont, 2010). Nous n'avons constaté aucun manque de données dans les données d'élévations originales d'ASTER GDEM dans toute la zone d'étude.

De façon semblable mais à partir du champ des altitudes issues d'ASTER GDEM, nous avons assemblé plus de 60 fenêtres (Figure 2.18) pour qu'on puisse extraire la zone d'étude, et ensuite ré-interpolé les altitudes aux nœuds d'une grille régulière de 30 m de côté. La zone couverte est quasiment la même mais la grille comporte plus de 36 000 colonnes et 18 000 lignes.

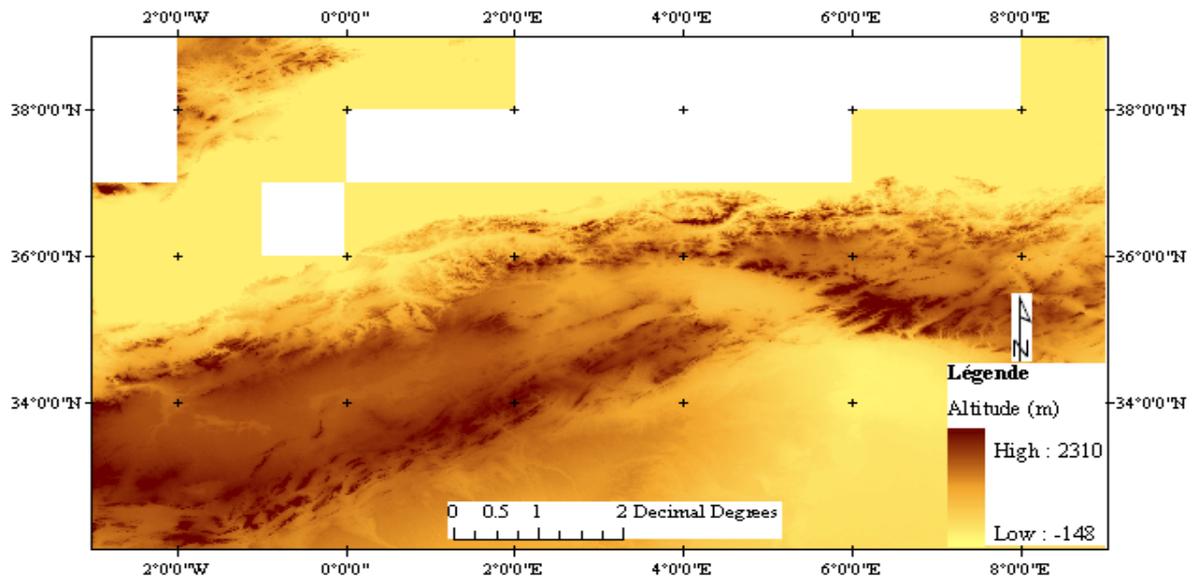


Figure (2.18) : Assemblage de 69 fenêtres d'ASTER GDEM

Très vite nous constaterons que ce MNA est trop lourd pour une manipulation opérationnelle sur la totalité de la zone. Cependant, ce MNA pourra être utilisé comme référence supplémentaire dans la délimitation des bassins versants.

2.6.2. MNA à la maille de 100 m

La construction de ce MNA nécessite le ré-échantillonnage du MNA SRTM à la maille de 90 m en MNA à la maille de 100 m en prenant des origines conformes à celles utilisées par l'ANRH dans ses documents cartographiques. Le MNA brut comporte 11 000 colonnes et 5 600 lignes. Il couvre une zone allant en X de 0 à 1 100 000 m et en Y

Ce nouvel échantillonnage induit une légère perte de précision mais facilite considérablement la manipulation des fichiers.

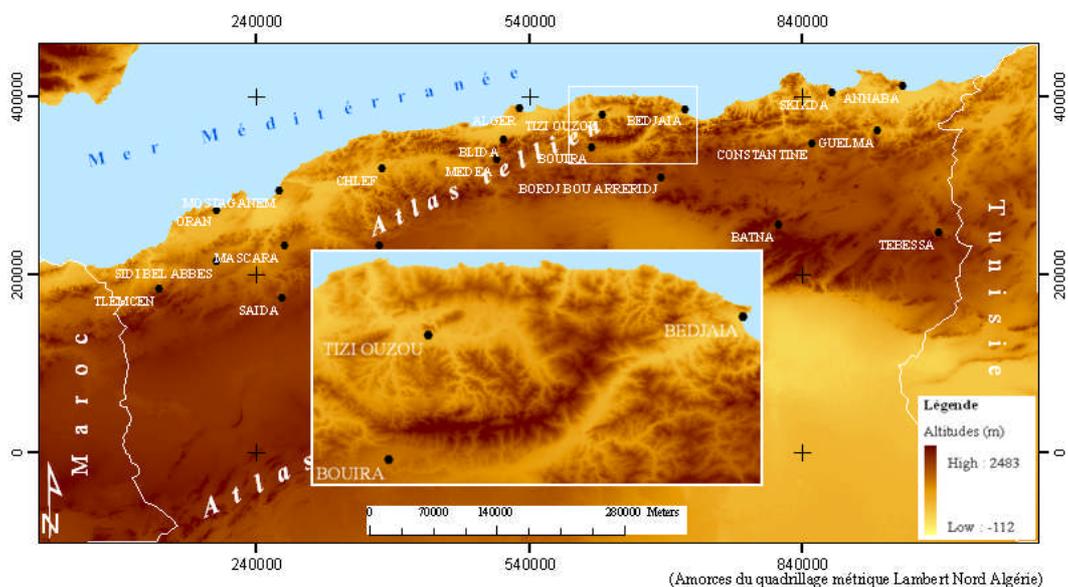


Figure (2.19) : Modèle numérique de terrain à la maille de 100 m dans le quadrillage métrique Lambert Nord Algérie

2.7. Outils et procédures de prétraitement des MNA bruts

2.7.1. Correction des trois MNA (30m, 90m et 100m)

Les différentes étapes de cette procédure de correction automatique sont des fonctions intégrées dans le logiciel *ArcGIS* (*Spatial Analyst*) et le module *ArcHydro tools* qui fonctionne sous *ArcGIS*.

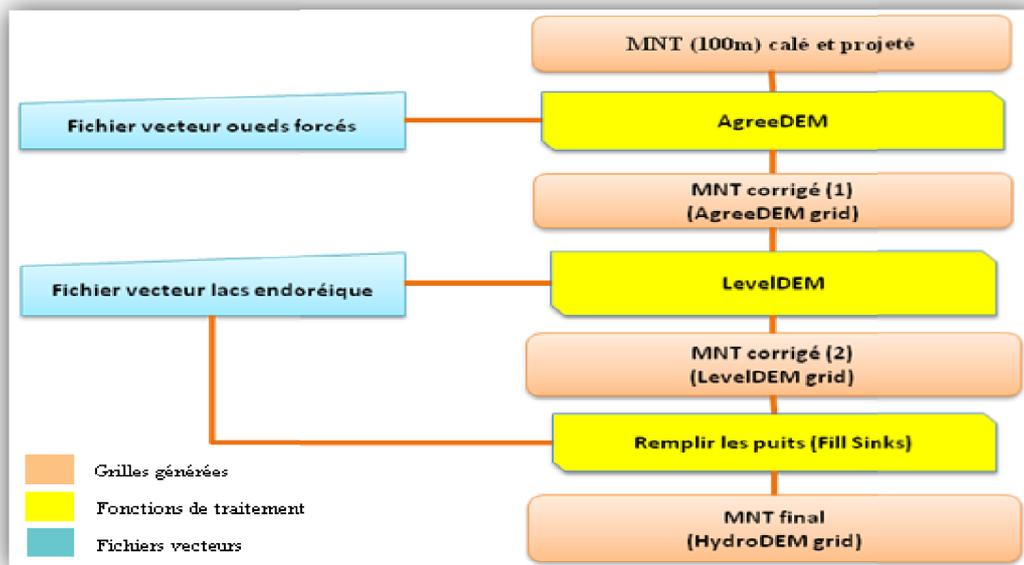


Figure (2.20) : Organigramme des étapes de traitement préliminaire des Modèles Numérique d'Altitudes

Les outils *Arc Hydro Tools* sont un ensemble d'utilitaires visant à soutenir les applications des ressources en eau. Ils sont utilisés pour calculer plusieurs ensembles de données qui décrivent collectivement les modes de drainage et les caractéristiques morphométriques d'un bassin versant et qui peuvent être analysés dans l'environnement *ArcGIS*.

Pour préparer un Modèle Numérique de Terrain aux applications hydrologiques ou autres, il importe de commencer par un traitement préliminaire qui consiste à sa correction et à sa performance. La Figure (2.20) ci-dessus montre les étapes suivies pour le prétraitement des MNA bruts.

2.7.1.1. Identification des puits et leur traitement

Commençons d'abord par l'identification des sources d'erreurs telles que la présence de dépressions fermées (puits) qui se créent lors des interpolations (Figure 2.21). Comme nous l'avons évoqué plus haut qu'un puits est défini comme étant une cellule de basses élévations entourée par des cellules qui ont des altitudes plus élevées. Par conséquent, L'eau reste emprisonnée dans cette cellule et ne peut pas rejoindre l'écoulement.

La figure 2.21 montre la grille des puits, provenant du MNA à résolution de 90 m, de quelques régions littorales du Nord de l'Algérie. La grille des puits a été générée par la "fonction Sink" intégrée dans le module Hydrologie du *Spatial Analyst*. D'après la grille du

MNA de SRTM original composée de 11 000 colonnes et de 5600 lignes, nous avons pu évaluer une surface de 5829,06 km² de trous qui représente environ 0,946 % de la zone étudiée.

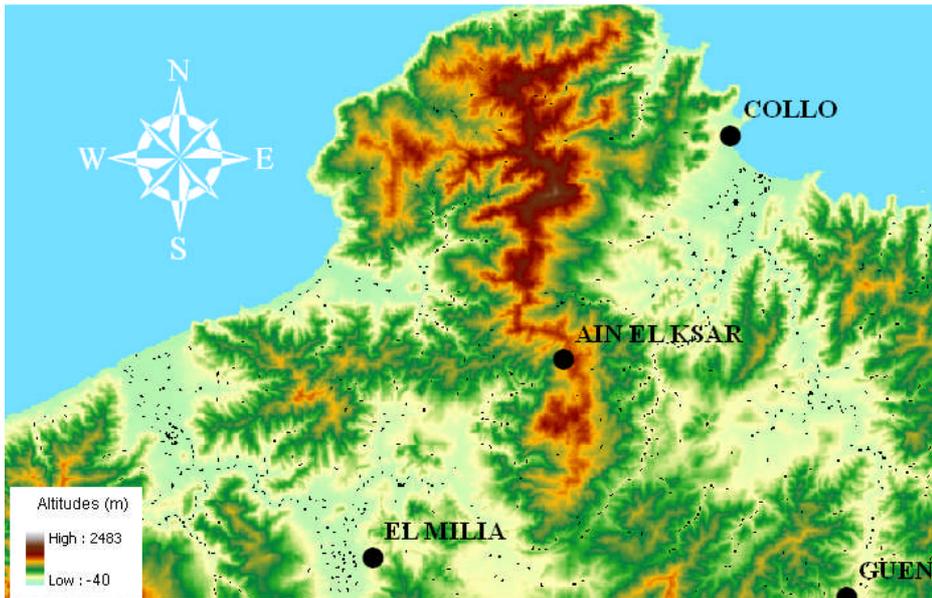


Figure 2.21 Exemple (agrandissement sur les régions El Milia, Ain El Ksar et Collo) de localisation de puits créés lors du ré-échantillonnage du modèle numérique de terrain SRTM à la maille de 90 m : la grille des puits (pixels en noirs) superposée sur celle du MNA 90 m.

Pour surmonter cet artefact et afin de créer un Modèle Numérique d'Altitude hydrologique 'HydroDEM' (Reed et Maidment, 1995), tous les puits dans le MNA doivent être remplis. Ceci est accompli par l'utilisation de la fonction d'Arc/Info 'Fill Sinks' qui permet d'abaisser les altitudes des cellules qui entourent la cellule 'puits' comme le montre la Figure (2.22) ci-dessous. Cette fonction se base sur l'algorithme utilisé pour définir les dépressions artificielles et leur remplissage qui est celui établi par Jenson et Domingue (1988) (Figure 2.22). Cet algorithme consiste à augmenter l'altitude de tous les pixels ayant une altitude plus basse que ceux qui les entourent.

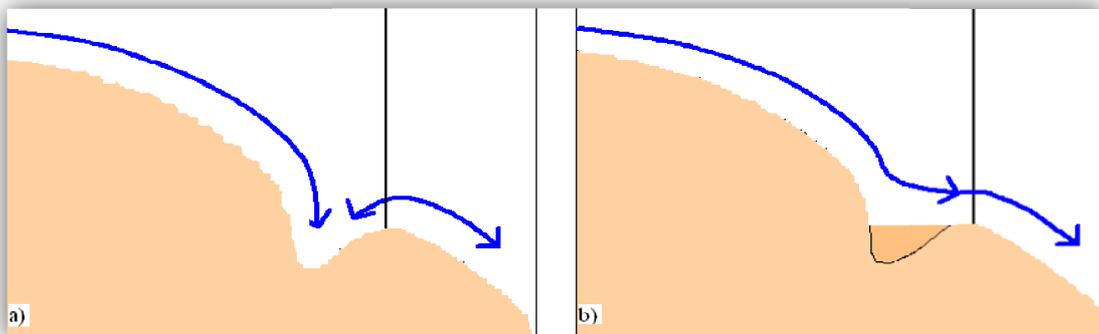


Figure (2.22) : Présence de puits dans le modèle numérique de terrain et leur traitement

A travers cette figure, on a une:

- a) **topographie incorrecte** : les puits et leurs influences sur le débit de l'eau écoulé, illustré par l'exemple d'une pente à deux dimensions. La présence d'un tel puits peut interrompre le flux d'eau et de falsifier les calculs hydrologiques, ces artefacts peuvent avoir lieu lors de l'interpolation de modèle numérique de terrain.
- b) **correction par remplissage de puits** : Possibilité d'établir un modèle numérique d'élévation pour des analyses hydrologiques ultérieures : remplir un puits en utilisant la fonction remplissage puits (*Fill Sink*) (nécessaire pour les calculs qui vont suivre sur le flux par la méthode de huit directions D8).

Cependant, avant de commencer le remplissage des puits, il importe d'identifier les zones endoréiques dans la partie Sud du Nord de l'Algérie s'étalant de l'Est à l'Ouest. Ces dépressions naturelles fermées ne doivent pas être remplies. Sinon, nous risquons de modifier l'altimétrie réelle de ces zones endoréiques. Ceci impose leur identification avant de procéder au remplissage de puits. Cela consiste à numériser toutes les zones endoréiques naturelles sur des cartes topographiques à l'échelle 1/200 000 et enregistrées dans un fichier *Shape Vectoriel*. Dans la table de données associées au fichier vecteur, nous pouvons fixer préalablement l'altitude de chaque zone endoréique avant de lancer la fonction *LEVEL DEM* qui affectera l'altitude à chaque zone.

Si ces valeurs d'altitude n'ont pas été spécifiées préalablement, c'est-à-dire aucune donnée d'altitude n'est disponible pour l'attribuer aux dépressions fermées, la fonction *LEVELDEM* nous permet de sélectionner dans l'icône *Fill Elevation* l'option '*None*'. Dans ce cas, la valeur zéro est attribuée à la grille des zones endoréiques.

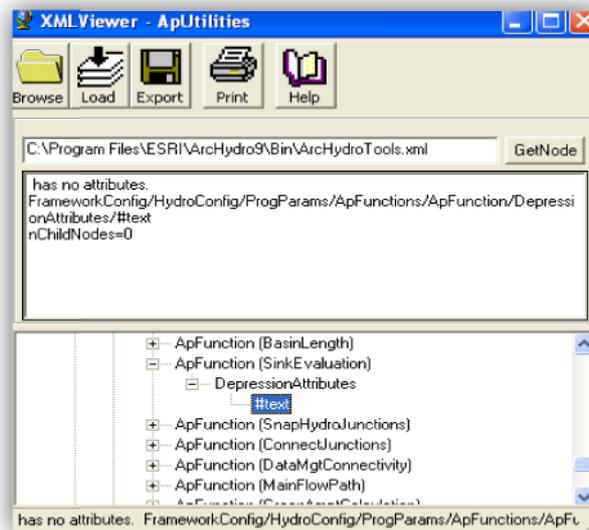


Figure (2.23) : Code utilisé pour attribuer aux zones fermées la valeur zéro

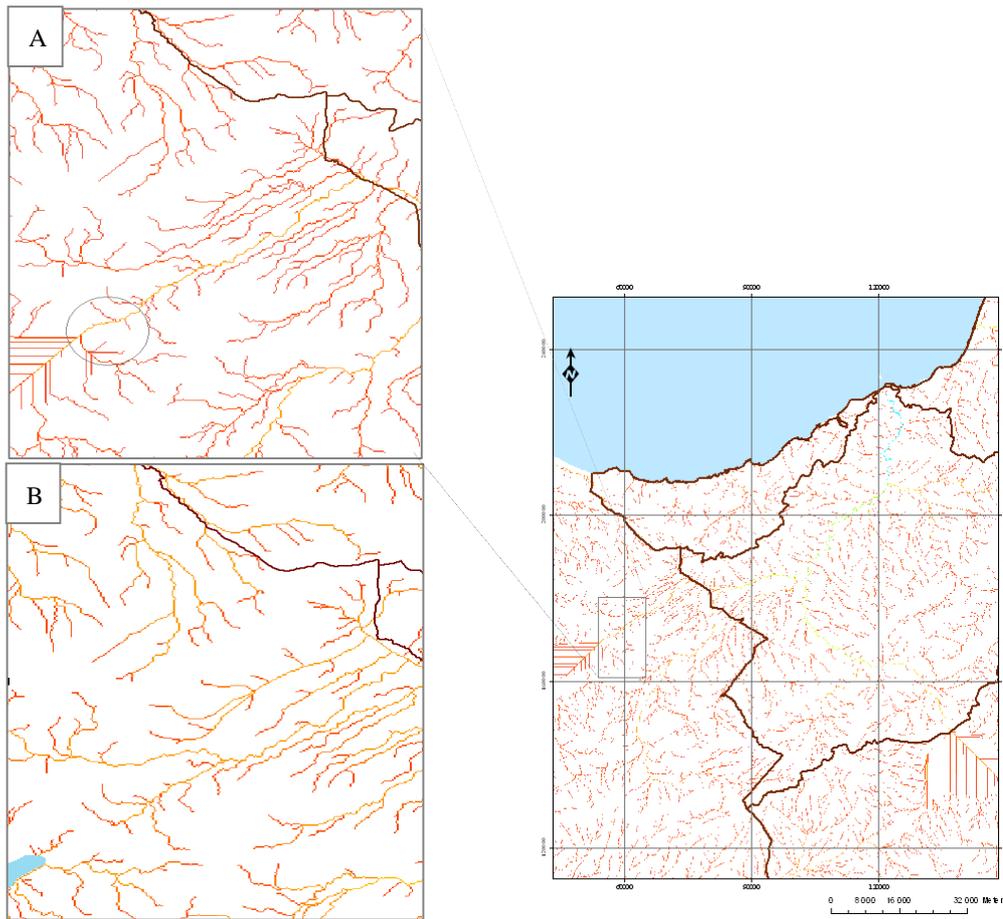


Figure (2.24) : Exemple de l'impact de zone endoréique sur la surface amont ; La présence de zone endoréique à Oujda (Maroc) conduit à surestimer la surface amont du bassin versant de la Tafna ; a) avant la considération de zone endoréique ; b) après la considération du lac endoréique (en hachure la surface excédentaire).

La grille d'entrée de modèle numérique brut au niveau des zones endoréiques est multipliée par le facteur entier défini dans le code XML sous la fonction *Apfunction* (*sinkEvaluation*). Comme le montre la Figure (2.24) ci-dessus, qui illustre quelques exemples sur les surfaces amont surestimées dans le cas où les zones endoréiques n'ont pas été prises en considération.

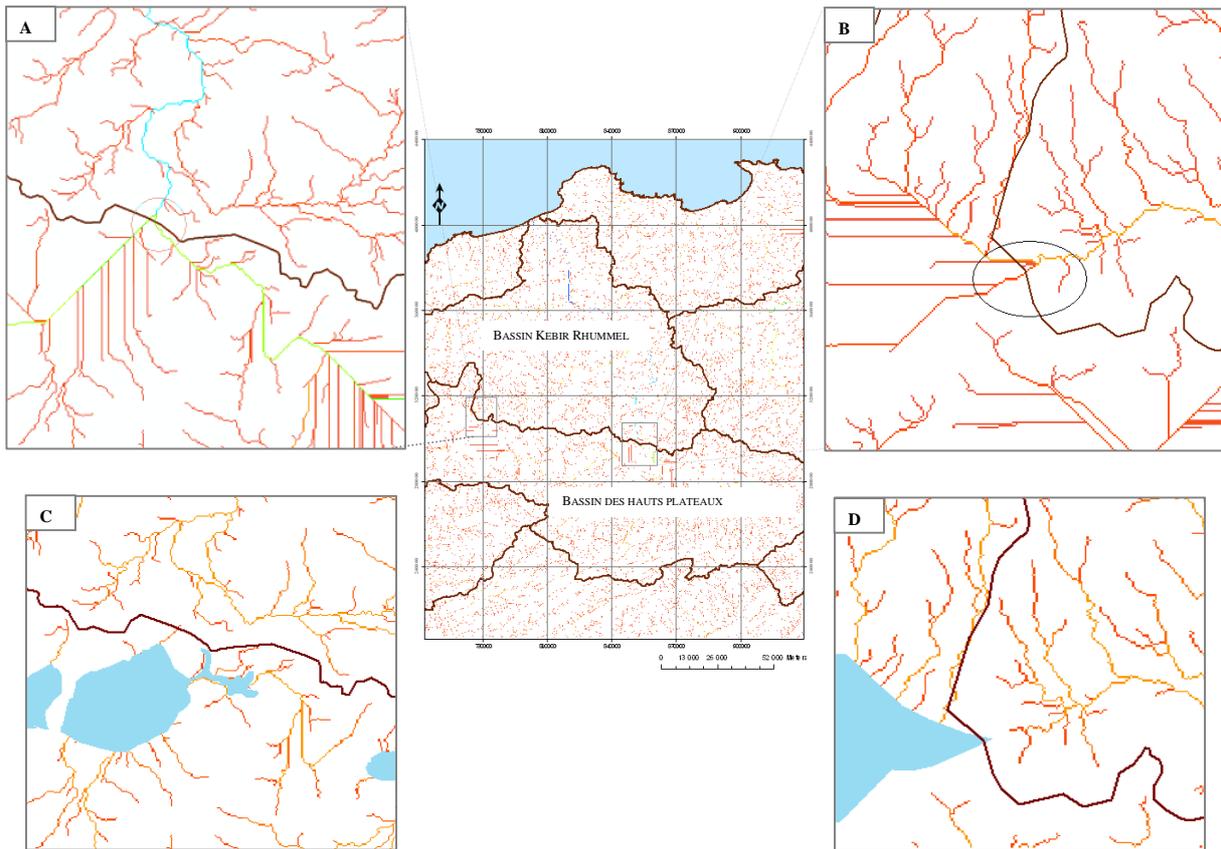


Figure (2.25) : *Présence de dépressions fermées au niveau du bassin des hauts plateaux constantinois couvrant une superficie de 9581 km² et leurs influences sur la surface amont du bassin Kebir Rhummel; les parties encadrées montre la continuité de la rivière a) et b) l'allure de l'oued avant la considération de la présence du lac endoréique, sans tenir compte de ces zones endoréiques, les oueds du bassin des hauts plateaux continuent à déverser dans le bassin Kebir Rhummel et par conséquent leur surface amont cumulée est surestimée; c) et d) surface amont après considération de la présence de la zone endoréique.*

2.7.1.2. Traitement d'artefacts dus aux zones plates

La fonction *AGREE DEM* impose un vecteur numérisé d'oued (Hellweger, 1997) au modèle numérique d'altitude. La numérisation a été faite à partir des cartes topographiques à l'échelle 1/200 000 avec une projection Lambert Nord Algérie.

A. Correction du MNT dans les zones plates

Dans les zones plates, l'extraction du réseau hydrographique ne se fait pas correctement, car l'identification des chemins de drainage est difficile. Ceci peut conduire à la construction de plusieurs rivières parallèles entre elles. C'est ce que nous avons remarqué au niveau de l'oued Chélif dans les vallées.

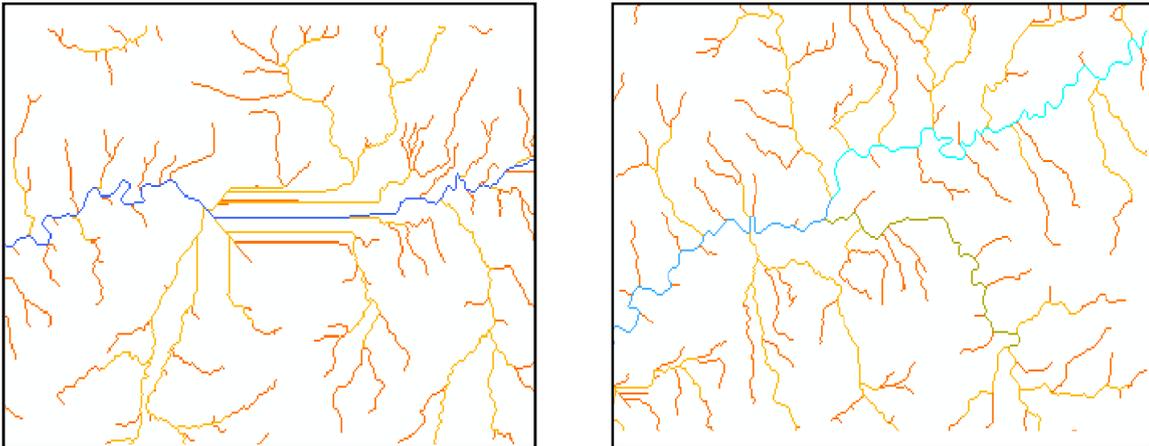


Figure (2.26) : Exemple d'un oued extrait incorrectement dans une zone plate ; à gauche : l'allure de l'oued avant la forcée, difficulté de déterminer la direction d'écoulement où les altitudes sont très proches, les cours d'eau sont des lignes horizontales ; à droite : l'allure du réseau après l'avoir forcée.

La reconstitution du réseau hydrographique dans les bassins où dominent les lacs endoréiques a été également incorrecte. Dans le bassin des Hauts plateaux oranais, où on rencontre beaucoup de Chott et de Sebkhat nous avons aussi imposé un vecteur de rivière numérisé comme le montre la Figure 2.27

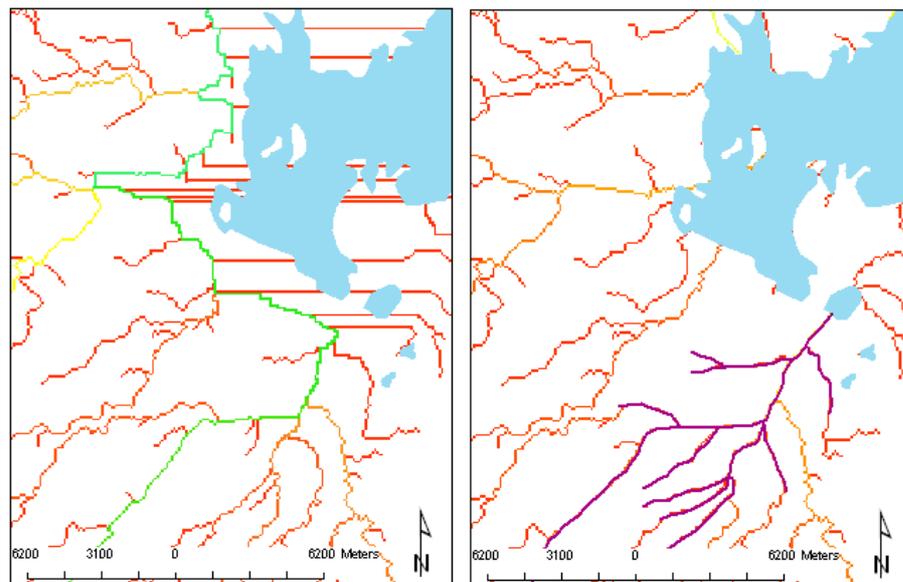


Figure (2.27) : Exemple de forcé d'un oued reconstitué incorrectement par le MNT initial ; à gauche : l'oued reconstitué avant la forcée ; à droite : reconstitution de l'oued de façon correcte après avoir imposé un vecteur d'oued numérisé (trait marron).

B. Remplissage de Puits (Fill Sink)

La dernière étape dans le traitement préliminaire de MNT consiste à l'identification et au remplissage des puits. Cela peut se faire par la fonction *Fill Sink* disponible sous *ArcHydro Tools* qui consiste à repérer dans la grille du MNT, les dépressions artificielles fermées et à les remplir. Après avoir fini le prétraitement du Modèle Numérique d'Altitude brut, nous avons obtenu une nouvelle grille de MNA globalement corrigée. Sur la base de cette dernière, plusieurs caractéristiques hydrologiques sous forme de grilles peuvent être extraites, telles

que : le modèle de drainage, les surfaces amont et le réseau hydrographique. Ce prétraitement a été effectué pour les trois MNA proposés : MNA ASTER GDEM à 30 m, MNA SRTM à 90m et le MNA SRTM ré-échantillonné à 100 m.

2.8 Conclusion

Après avoir suivi les procédures de prétraitement des MNA SRTM et ASTER GDEM ré-échantillonnés à la maille de 30m, 90m et 100m, il est indispensable de les valider. Les MNA ont été prétraités au niveau des puits artificiels et au niveau des piques qui présentent de fortes élévations empêchant la connectivité des oueds. Ensuite nous avons signalé l'existence de dépressions fermées naturelles (bassins endoréiques), car ces dernières ne devaient pas être remplies par la fonction *Fill Sink*. Ceci pour objectif de générer correctement les surfaces amont dans chaque pixel amont (éviter la sous-estimation ou la surestimation des surfaces).

Dans le chapitre qui va suivre, nous allons vérifier les MNA prétraités par le biais des cartes topographiques et exploration de la zone d'étude par *Google Earth*. Plusieurs grilles couvrant différents thèmes (grille du modèle de drainage, grille des surfaces amont, grilles des altitudes maximales...etc.) seront générées à partir de ces MNA.

La validation sera faite par 127 exutoires de bassins versants jaugés. Ces bassins ont été utilisés dans l'étude effectuée par l'ANRH et STUKY France pour la construction des modèles de prédétermination des débits de crues. Mais les paramètres morphométriques de ces bassins ont été extraits à partir d'un MNT à la maille de 1km. Dans le présent chapitre, Nous nous servirons des paramètres morphométriques de ces bassins (surface, longueur du plus long thalweg, pente, altitude maximale ...etc.) extraits à partir des MNA prétraités et comparés à ceux déduits sur des cartes topographiques par l'ANRH. Ceci permettra la vérification de la pertinence du MNA qui sera applicable aux modélisations hydrologiques algériennes.

Chapitre 3

Validation d'un Modèle Numérique d'Altitudes adapté à l'Hydrologie de l'Algérie du Nord

3.1. Génération des grilles des caractéristiques hydrologiques

L'extraction du modèle de drainage et des lignes de partage des eaux à partir de modèles numériques d'élévation (MNE) a attiré l'attention des hydrologues ces dernières années. A partir des trois MNA prétraités précédemment 'HydroDEM', toutes les grilles concernant les caractéristiques hydrologiques vont être générées.

3.1.1 Génération du modèle de drainage

3.1.1.1 Généralités sur le modèle de drainage de la surface

Le modèle de drainage est une couche d'informations qui décrit l'orientation du drainage pour chaque maille du MNA. Il est indispensable pour les estimations hydrologiques ; il permet, notamment, la reconstitution du réseau hydrographique, la délimitation des bassins versants, l'estimation des longueurs des thalwegs, l'évaluation des surfaces amonts et plusieurs autres paramètres importants dans les modélisations hydrologiques, tels que la simulation des crues, les inondations, l'érosion, la pollution, ...etc.

La direction de l'écoulement de l'eau de surface est généralement contrôlée par la topographie du terrain. L'écoulement superficiel se fait dans le sens de la ligne de plus grande pente. Ces lignes nous permettent de définir sur le MNT les directions de drainage. Une ligne de plus grande pente peut se faire localement, c'est-à-dire une maille et ses huit voisines, soit une grille de 3 x 3 mailles comme le montre la Figure (3.1.b) ci-dessous. Le principe dit de la 'descente maximale' ('*Steepest Descent*' des auteurs anglo-saxons) consiste à rechercher la cellule voisine d'altitude inférieure formant la plus forte pente par rapport à la cellule centrale (Depraetère et Moniod, 1991).

Les valeurs possibles à attribuer aux cellules sont comme suit : pas de drainage (*no data*), drainage dans la direction Nord, Nord Est, Est, Sud Est, Sud, Sud Ouest, Ouest et Nord Ouest. Pour chacune des cellules, le drainage se fait dans la direction de la cellule voisine d'altitude inférieure la plus faible (Bouvier, 1994).

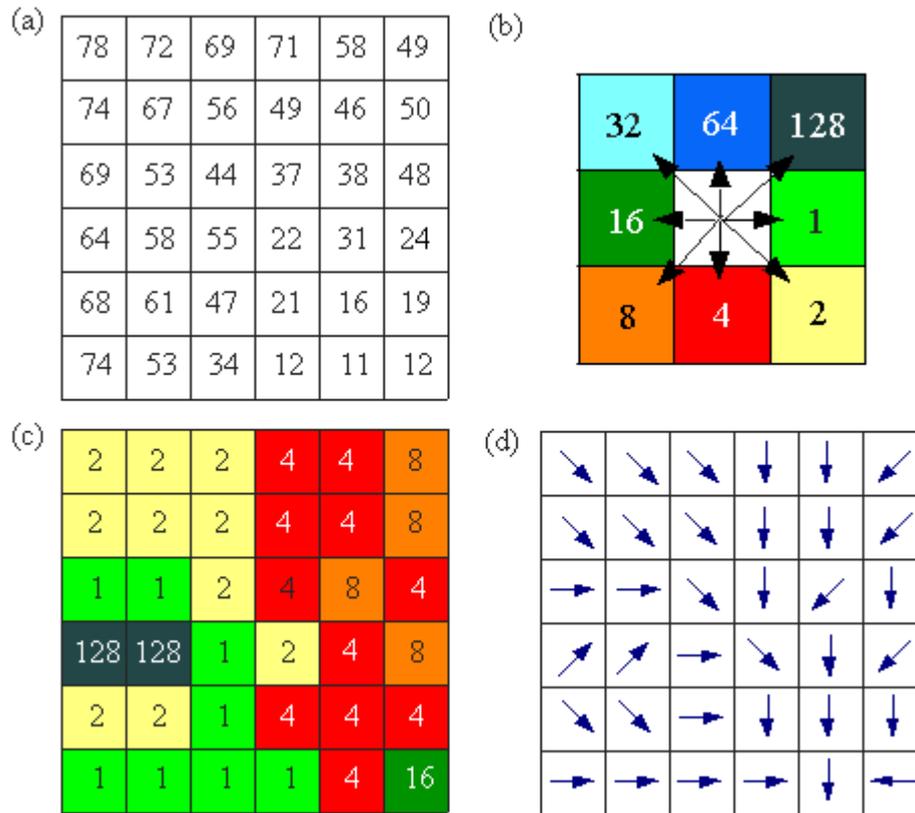


Figure (3.1) : Affection des directions d'écoulement en utilisant le modèle D8
 (a) les altitudes, (b) codage de la direction, (c) les valeurs de débit direction grille,
 (d) la représentation symbolique du sens d'écoulement. (source :
<http://www.nws.noaa.gov/oh/hrl/gis/data.html#section2>)

Tous les paramètres hydrologiques que nous allons présenter ci-dessous pour la zone d'étude ont été estimés en utilisant les outils *ArcHydro* pour *ArcGIS 9.3* Version 1.1 (ESRI, Redlands, Californie, Etats-Unis). Ainsi, le module hydrologique *ArcHydro tools* (Maidment, 2002) pour *ArcGIS 9.3* (ESRI, 2003) a été utilisé pour calculer les modèles de drainage et les surfaces amont à partir des trois MNA 'HydroDEM'. *ArcHydro* adopte le processus de plus grande pente suggéré par Jenson et Domingue (1988) et Tarboton (1997) qui ont proposé une méthode de flux de sens multiples. Nous avons également utilisé le module *HydroTools* qui fonctionne sous *ArcView GIS 3.x* et qui offre diverses fonctions hydrologiques qui n'étaient pas disponibles dans *ArcHydro Tools*.

Le modèle déterministe D8 (*Deterministic Eight-neighbor*) (O'Callaghan 1984) a été largement utilisé par plusieurs auteurs (Band 1986, Jenson 1988, Mark 1988, Marks 1984, Martz 1992, Morris 1988, Tarboton 1988). L'approche mono direction d'écoulement produit un résultat satisfaisant sur des surfaces concaves, dans lesquelles les écoulements de l'eau convergent (Do 2011). De plus, les calculs de détermination des flux d'accumulations sont simples et rapides pour les grands MNT. Le modèle D8 a été introduit par O'Callaghan et Mark (O'Callaghan 1984). Ce modèle est aussi mis en œuvre dans la plupart des programmes de SIG comme *ArcView*, *ArcGIS*, *IDRISI*, *GRASS* ou *PCRaster* et ceci en raison de ses simplifications et de sa fiabilité de calcul.

La direction d'écoulements principale d'une maille centrale est déterminée en choisissant la maille la plus basse que la centrale et dont la pente est la plus grande. L'algorithme D8 (O'Callaghan et Mark, 1984 et Marks *et al.*, 1984) a été largement utilisé pour la délimitation des bassins versants en sous bassins versants (Bande, 1986 ; Jenson et Domingue, 1988 ; Tarboton *et al.*, 1991), ainsi que le calcul de la pente ascendante de la zone contributive (Morris et Heerdegen, 1988 ; Jenson et Domigue, 1988 ; Band, 1989 ; Ehlschlaeger, 1989 ; Lammers et Band, 1990 ; Martz et Garbrecht, 1992 ; Moore, 1992 ; Garbrecht et Martz, 1997 ; Mackay et Band, 1998).

Bien que d'autres algorithmes sont disponibles mais moins bien connus comme : algorithme multi-flux FD8 (Quinn *et al.*, 1991; Freeman, 1991), approches de flux de tubes (Costa-Cabral et Burges, 1994) ou l'algorithme Dinf (Tarboton, 1997). Les algorithmes de direction à Flux unique et à flux multiples sont les méthodes les plus couramment appliquées dans la modélisation hydrologique (Arge *et al.*, 2003). Chaque type d'algorithme de flux, de flux unique ou de flux multiple a un champ d'application spécifique (Schäuble, 2004; Gallant et Wilson, 2000; Costa-Cabral et Burges, 1994). Les algorithmes de flux multiples présentent l'avantage d'analyser simultanément les flux convergents et divergents. Ils sont les mieux adaptés pour les terrains plats, les bassins versants en présence des barrages et les réservoirs.

Le module *Arc Hydro Tools* développé pour *ArcGIS* contient une fonction dite 'Flow Direction'. Elle permet de calculer le modèle de drainage à partir d'un MNA. Comme il existe des lacs naturels, il est nécessaire d'appliquer la fonction 'Flow Direction with Sink'.

3.1.1.2 Grille du modèle de drainage

La génération du modèles de drainage a été établie à partir des trois MNA prétraités précédemment '*HydroDEM*' (exemple de modèle de drainage généré à partir d'un MNA SRTM à la maille de 100 m illustré par la Figure 3.2).

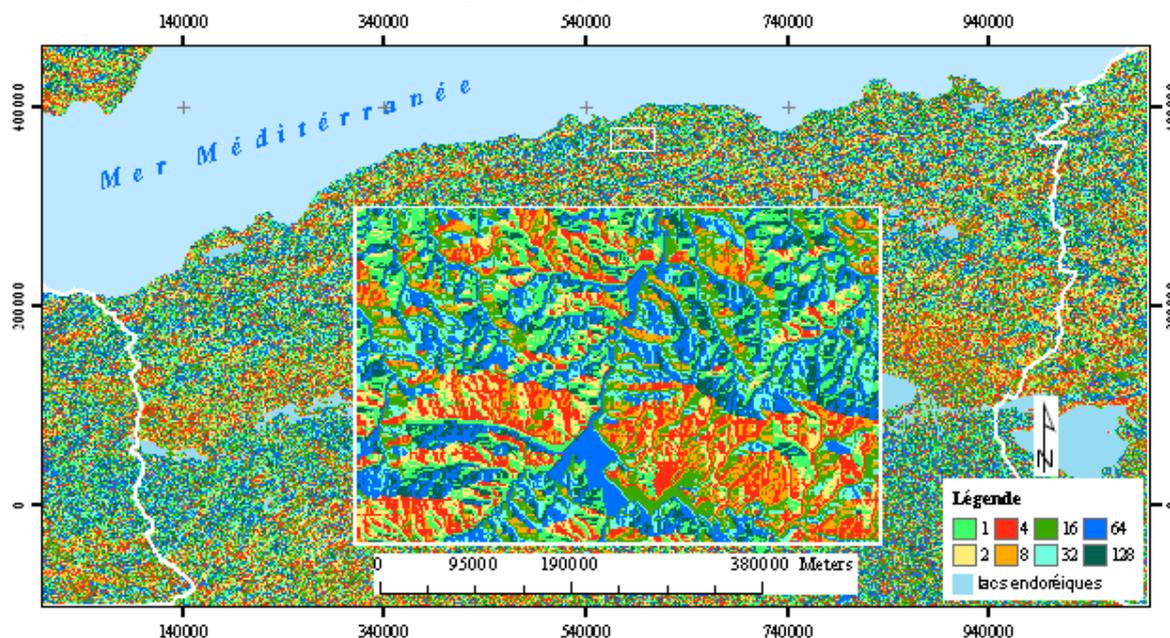


Figure (3.2) : Modèle de drainage dérivé à partir d'un MNA à 100 m.

La base conceptuelle pour les outils *Arc Hydro Tools* et *Spatial Analyst* s'appuie sur l'algorithme des huit directions d'écoulement (D8). Ainsi, la méthode de calcul utilisée pour dériver les trois modèles de drainage est la méthode dite huit directions à flux unique. Le

modèle déterministe D8 se base sur une seule direction d'écoulement : d'une cellule vers une des huit autres en fonction du gradient de pente. Les grilles des modèles de drainage vont nous servir dans la génération des trois grilles de surfaces amont.

L'histogramme issu du modèle de drainage du Nord de l'Algérie (Figure 3.3) indique le nombre de cellules de la grille s'écoulant dans chaque direction. On constate que les directions principales d'écoulement sont vers le Nord, le Sud, l'Est et l'Ouest. Ceci reflète le drainage des eaux vers le Nord où débouchent les principaux fleuves dans la mer méditerranéenne, ensuite vers le Sud où il existe un réseau hydrographique alimentant les Sebkhats et les chotts sans ouvertures sur la mer. Il y a également un écoulement significatif vers l'Est et l'Ouest provenant des montagnes de l'Aurès et de la chaîne montagneuse Atlas tellien.

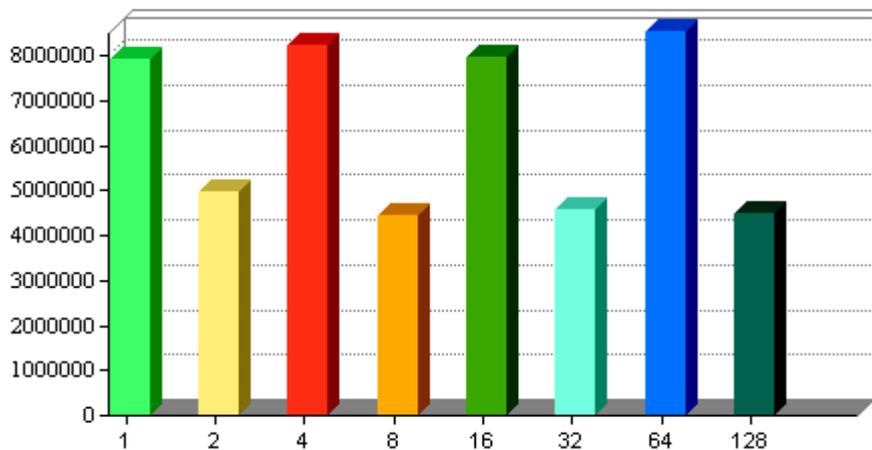


Figure (3.3) : Histogramme de modèle drainage du nord de l'Algérie avec une résolution de 100 m

3.1.2. Génération de la grille des Surfaces amont

Moore (1996) a proposé une formule qui permet l'estimation de flux d'accumulation de chaque maille du MNT par le nombre de mailles qui l'alimentent. Les mailles dont les flux d'accumulation sont nuls généralement, présentent les lignes de partage des eaux. Nous devons fixer un seuil de drainage afin d'extraire le réseau hydrographique. Ce dernier est extrait pour les mailles dont les flux d'accumulation sont plus grands que le seuil fixé précédemment.

$$\max_{i=1 \rightarrow 8} \left\{ \phi(i) \left\| \frac{Z_9 - Z_i}{a} \right\| \right\} \quad (3.1)$$

$\phi_i = 1$ pour les mailles voisines cardinales et $\phi_i = \frac{1}{\sqrt{2}}$ pour les mailles voisines diagonales

a est la taille de la maille (résolution de MNT)

Z sont les altitudes des 9 mailles pixels dans une sous-matrice 3×3 (Z_1, Z_2, \dots, Z_9).

Comme le principe de l'algorithme D8 est la description du réseau à partir de MNT à grille régulière : en premier lieu, il consiste à affecter une direction d'écoulement à chaque maille vers l'une des huit voisines selon la plus grande pente. La grille d'accumulation des flux (surface amont drainée) est générée grâce à la connexion des directions entre les mailles.

La grille des surfaces amont a donc été générée à partir du modèle de drainage grâce à la fonction 'Flow Accumulation'. Cette fonction consiste à calculer les taux d'accumulation

pour chacune des mailles (nombre de cellules en amont). Un exemple de grille des surfaces amont et de grille du réseau hydrographique, sous-entendus par la grille de direction de l'écoulement, sont présentés dans la Figure (3.4) ci-dessous.

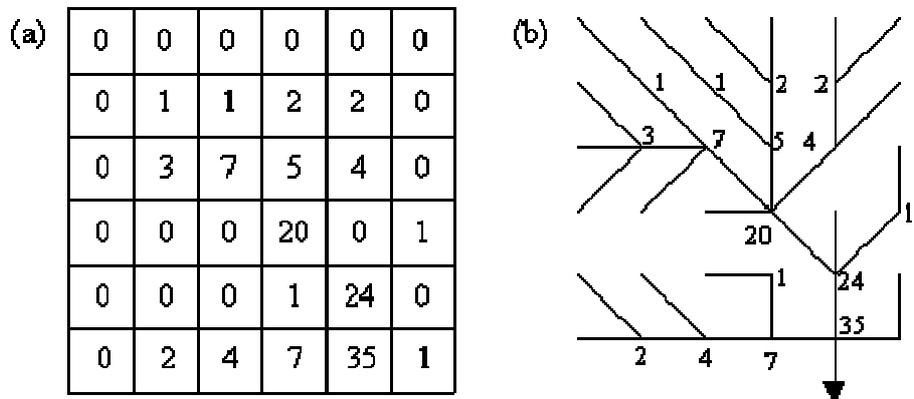


Figure (3.4) : a) Grille des surfaces amont (Flow Accumulation)
b) schématisation du réseau de drainage (Drainage Network). (Source : <http://www.nws.noaa.gov/oh/hrl/gis/data.html#section2>)

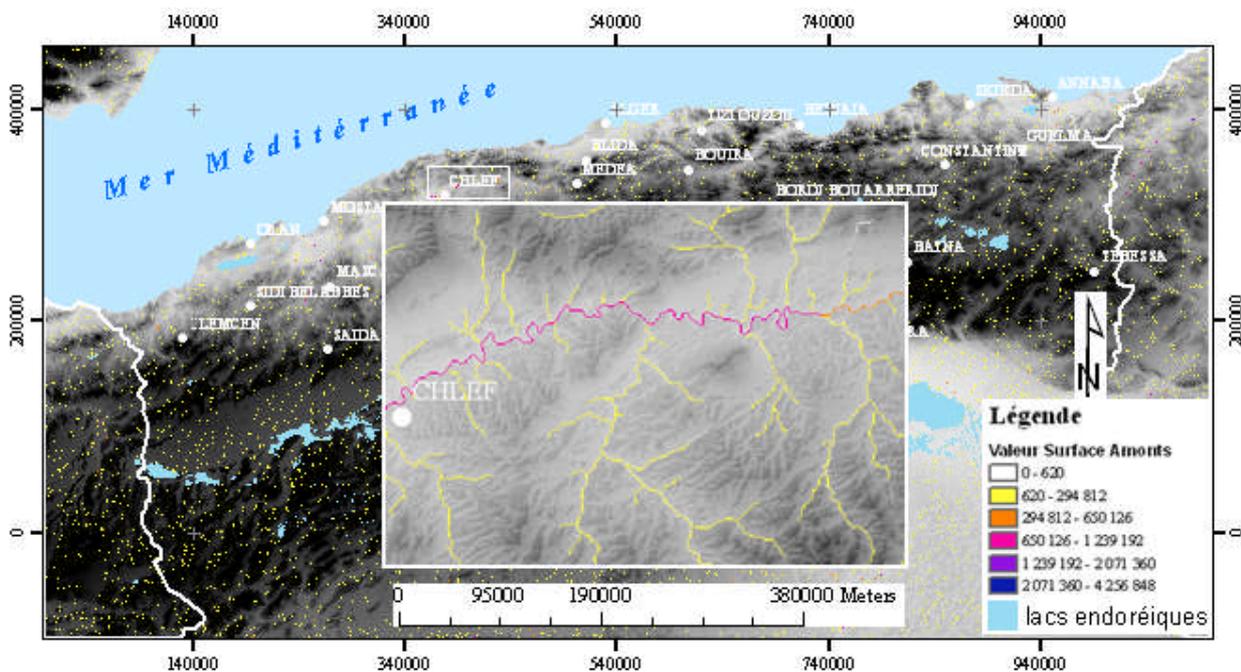


Figure (3.5) : Grille des Surfaces Amont générée à partir de modèle de drainage à la maille de 100 m superposée sur la grille de MNA à la maille de 100 m

La grille des Surfaces Amont (Figure 3.5) est exprimée par défaut en nombre de pixels. Afin d'en servir plus facilement comme un des paramètres d'estimation de la grille des débits décennaux, nous l'avons converti en Km² en procédant comme suit :

$$SurfAm(km^2) = \frac{SurfAm(pixels) \times SurfPixel}{1\ 000\ 000} \quad (3.2)$$

- *SurfAm* : Surface Amont ;
- *SurfAm* (pixels) : Surface Amont en nombre des exprimée en nombre de pixels ;
- *SurfPixel*: Surface d'un pixel.

L'estimation de la surface amont sur les MNT à 90 m et 100 m est plus au moins aisée, contrairement sur le MNT à 30 m ou le temps de calculs peut dépasser largement une journée.

3.1.3. Grille de définition du réseau hydrographique "Stream Definition"

De nombreux algorithmes ont été développés pour extraire les caractéristiques topographiques à partir du MNA. Ces algorithmes incluent l'extraction des réseaux hydrographiques (Mark, 1984) et la délimitation des bassins versants (Band, 1986). Le réseau hydrographique a été extrait à partir des MNA en utilisant les fonctions du module *ArcHydro Tools*.

La grille des surfaces amont nous a servie pour établir la grille du réseau hydrographique. La fonction de la définition du réseau (*Stream Definition*) permet d'attribuer la valeur 1 pour toutes les cellules de la grille des surfaces amont supérieures à un certain seuil et qui vont faire partie du réseau hydrographique, et la valeur zéro pour les cellules dont la surface amont est inférieure au seuil choisi.

Nous nous sommes basés sur un seuil d'accumulation de flux afin d'évaluer la densité d'un réseau de drainage et la taille d'un bassin versant (Tarboton, Bras & Rodriguez-Iturbe, 1992). Un seuil grand réduit le nombre de rivières à extraire et nous permet d'éviter la production des rivières artificielles, alors que l'application d'un seuil petit crée des flux de courant en plus, dont certains peuvent ne pas réellement exister. Selon Tarboton, Bras, et Rodriguez-Iturbe (1991) et Tarboton *et al.* (1992), en utilisant l'outil *TauDEM*, la valeur seuil stratégique est d'environ 0,36 km² et qui a été jugée la plus appropriée pour la procédure d'extraction du réseau. Cela a été confirmé par la statistique t correspondante. Ce seuil est défini comme étant le nombre de cellules qui peut être converti en surface connaissant la résolution initiale. Dans notre cas, la surface de la maille est de **(100 m × 100 m) = 10000 m²**.

De la grille d'accumulation des flux, nous avons défini le seuil d'accumulation de flux en utilisant au minimum les zones en amont contribuant de 10 km² qui correspond à **un nombre de pixel = 1000**. Nous avons fixé un tel seuil car les études hydrologiques menées par l'Agence Nationales des Ressources Hydrauliques concernent essentiellement des bassins de surface supérieure à 10 km². De ce fait, sur la base du modèle de drainage et la grille des surfaces amont, la restitution du réseau hydrographique (thalwegs) a été faite. Seuls les pixels qui présentent une surface amont suffisante (seuil 10 km²) traduite par les valeurs cumulées, font partie du réseau hydrographique.

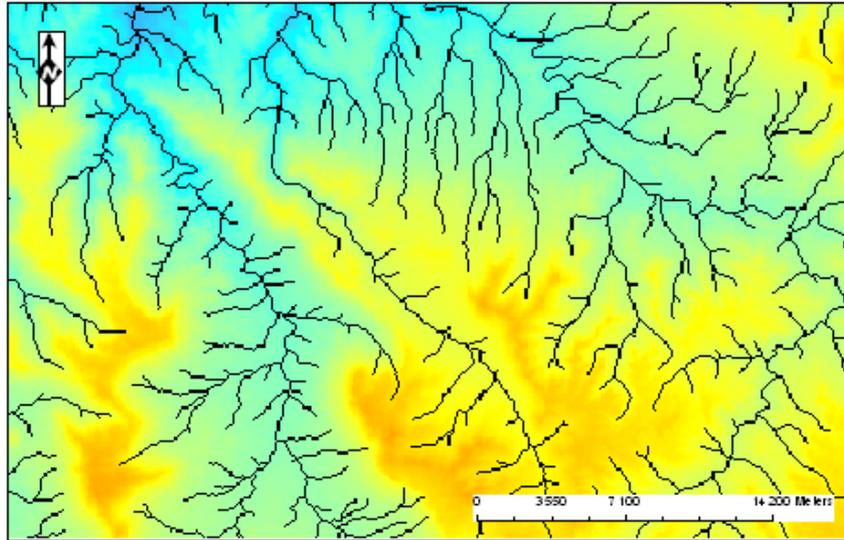


Figure (3.6) : Extrait de la grille du réseau hydrographique générée, du Nord de l'Algérie ; les traits en noir représentent les pixels retenus à un seuil de 10 km² (valeur 1)

3.1.4. Grille de segments du réseau hydrographique (Stream Segmentation)

Cette fonction consiste à générer une grille de segments du réseau hydrographique précédent. Les données d'entrée nécessaires sont le modèle de drainage et la grille de définition du réseau hydrographique. Tous les pixels qui appartiennent au même segment seront numérotés par la même valeur, prise arbitrairement.

3.1.5. Vectorisation du réseau hydrographique (drainage line)

Cette fonction convertit la grille de segmentation en lignes vectorielles, chaque entité de ligne porte l'identifiant du bassin versant auquel elle appartient.

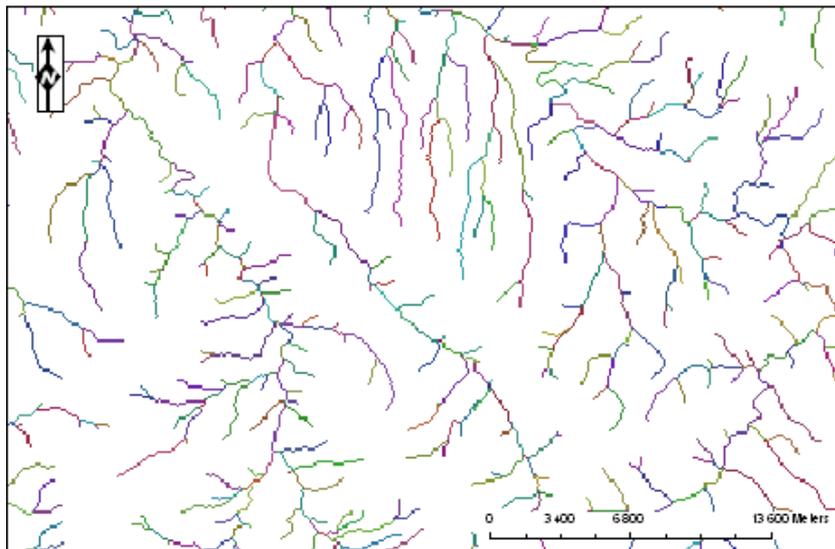


Figure (3.7) : Grille de segmentation du réseau hydrographique : une couleur et une valeur sont attribuées pour chaque segment

3.1.6. Grille des longueurs moyennes amont de flux

La grille de la longueur de flux a été dérivée à partir de la grille de modèle de drainage, cette grille indique la longueur parcourue par un flux en unité de distance jusqu'à l'exutoire. En chaque pixel de cette grille, on peut savoir la longueur parcourue amont suivant la direction de l'écoulement.

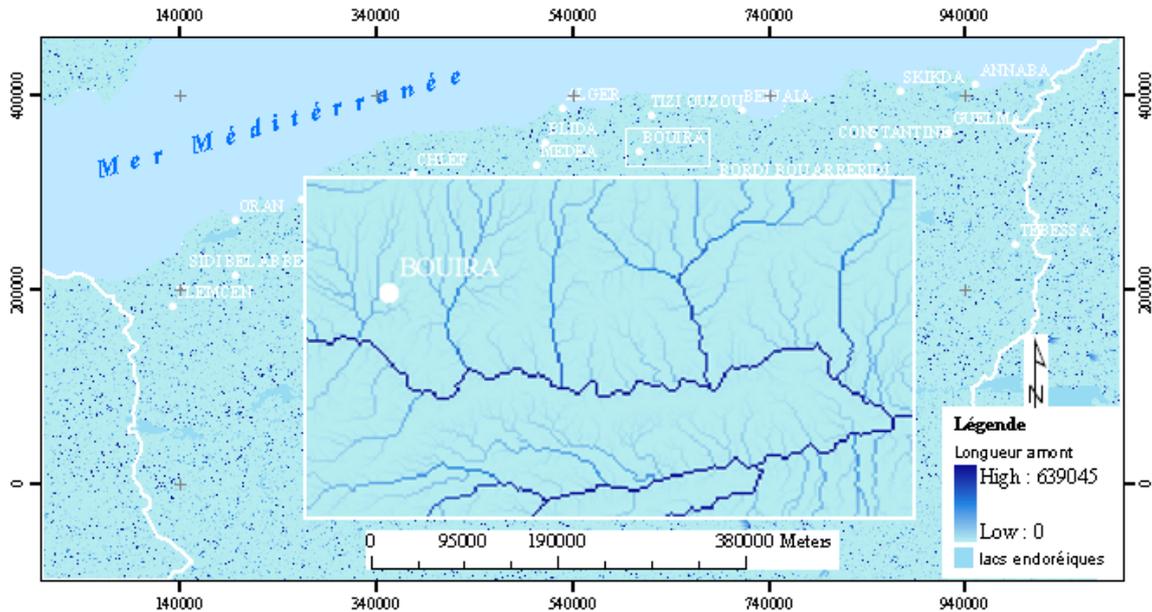


Figure (3.8) : Grille de la longueur de flux avec une résolution de 100 m

3.1.7. Génération de la grille des Altitudes Maximales

Cette grille a été établie au moyen de l'extension *Hydro Tools* sous *ArcView 3.2* car elle n'est pas disponible sous *Arc Hydro Tools (ArcGIS)*. La fonction de flux maximum '*Flow Maximum*' nous a permis d'établir la grille des altitudes max en se basant sur la grille du modèle de drainage et celle de MNA corrigé '*HydroDEM*'. En tout pixel de la grille, une Altitude Maximale est retenue selon le sens d'écoulement. Les algorithmes de calculs sont indiqués dans la Figure (3.9) ci-dessous.

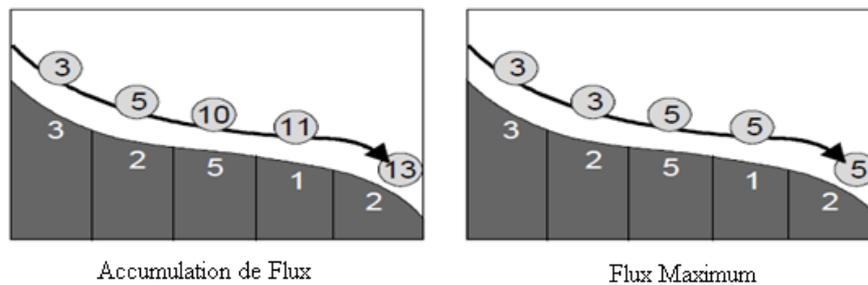


Figure (3.9) : Les fonctions de base pour le calcul des surfaces amont et la grille des altitudes maximales. Les nombres écrits en blanc sur le premier graphique à gauche, représentent le nombre de pixels, les valeurs encadrées montrent les résultats de la fonction des flux d'accumulation (cumule le nombre de pixels selon le modèle de drainage). Sur le deuxième graphique à droite, les valeurs en blanc représentent les altitudes en m ; quant aux valeurs encadrées, elles représentent les valeurs d'altitude maximum retenues selon le modèle de drainage par la méthode D8.

(Source : <http://www.terracs.com/fileadmin/webpage/docs/hydrotools-english.pdf>)

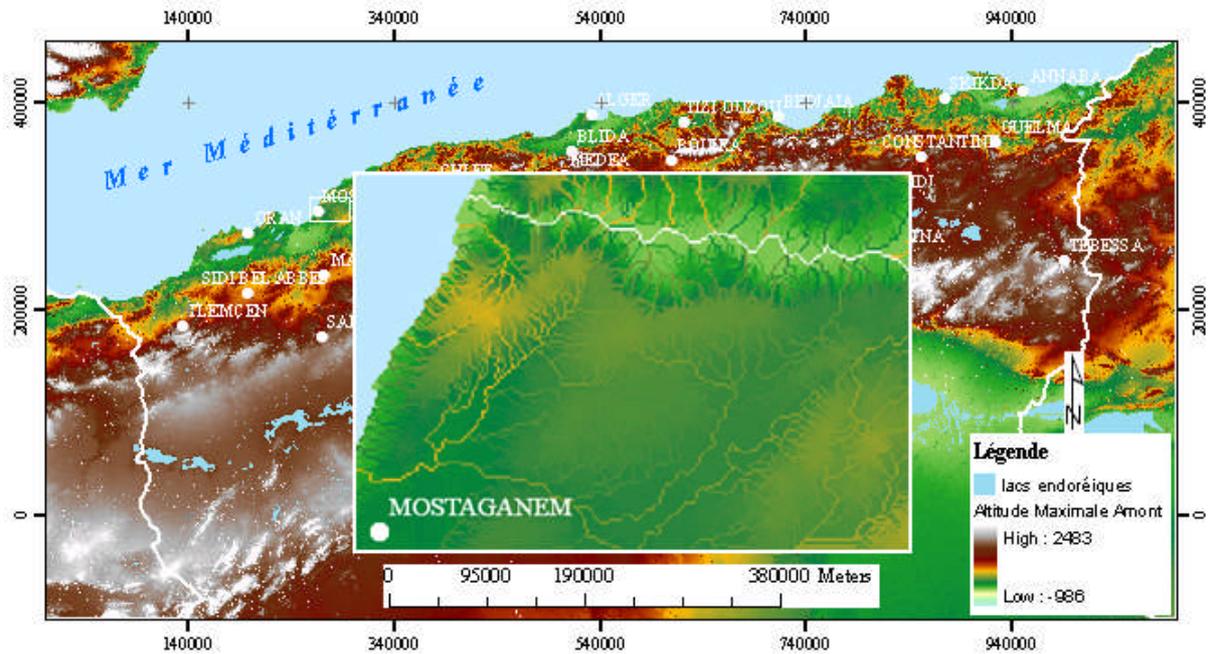


Figure (3.10) : Grille des altitudes max amont avec une résolution de 100 m

3.1.8 Grille des pentes maximales amont

Cette grille a été obtenue en se basant sur la grille des Altitudes Maximales, la grille du Modèle Numérique de Terrain prétraité 'HydroDEM' et la grille de la longueur des thalwegs. Notre objectif est de déterminer la pente à l'exutoire d'un bassin en fonction de la plus grande longueur du thalweg. La formule combinant ces trois grilles est la suivante :

$$PT = \frac{Z_{Max} - Z_{MNT}}{L_{Am}} \quad (3.3)$$

Avec :

- PT est la pente maximale amont ;
- Z_{MNT} est l'altitude à l'exutoire donnée par le MNT.

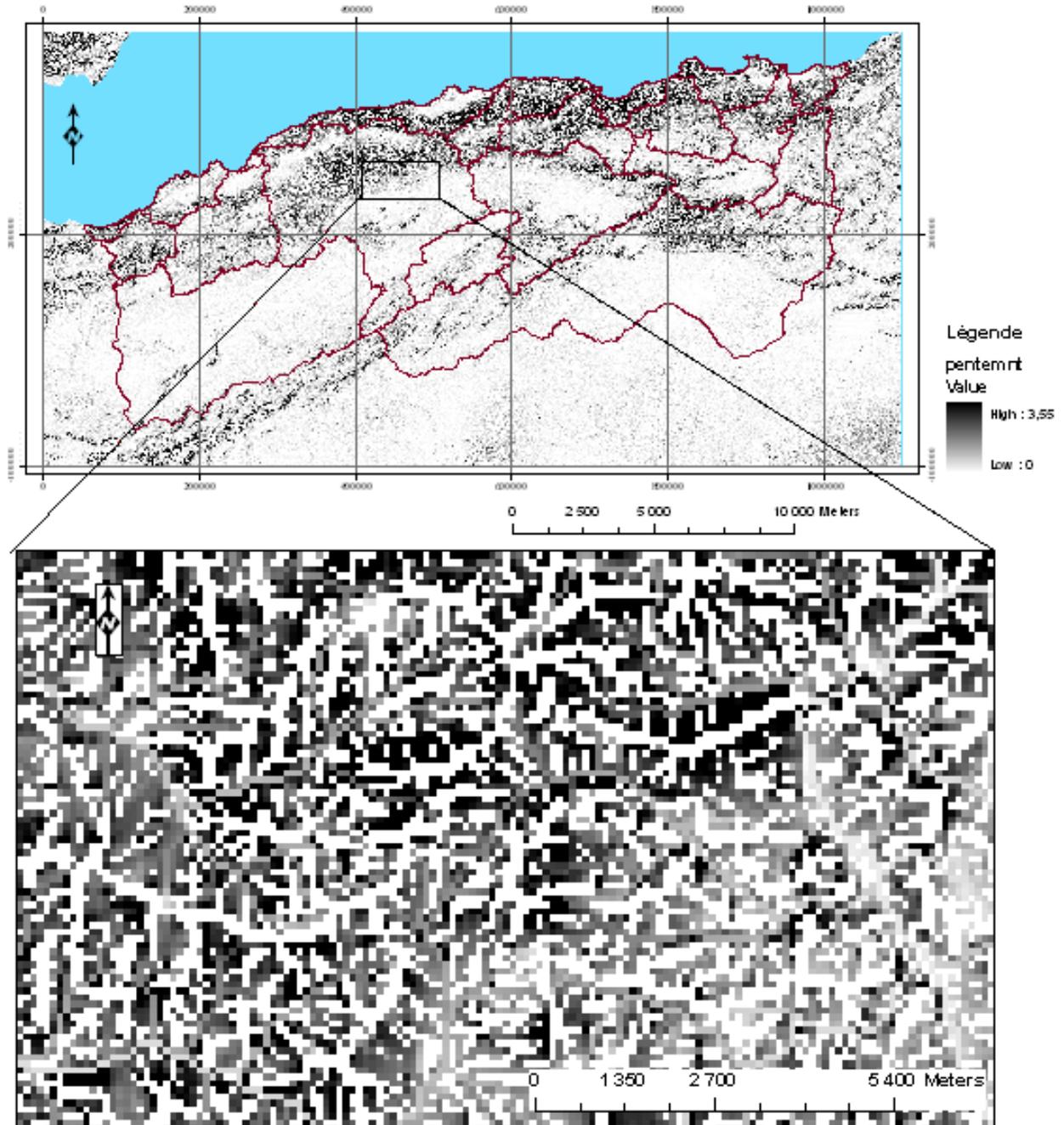


Figure (3.11) : Grille de pentes du Nord de l'Algérie avec une résolution de 100 m

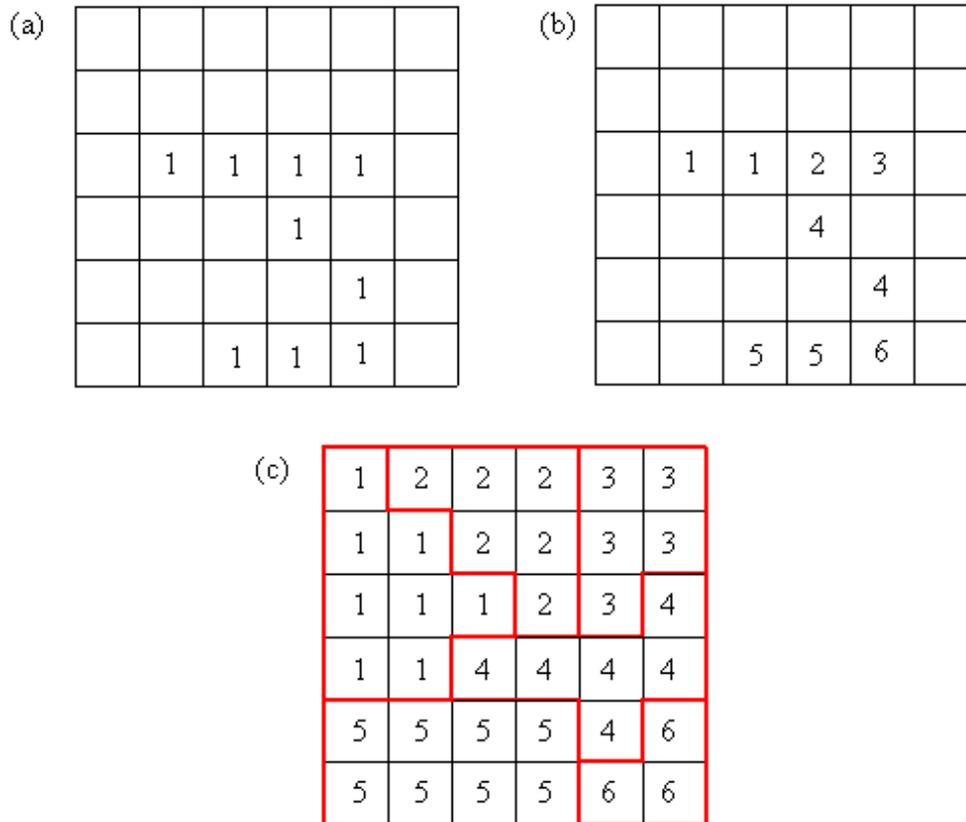


Figure (3.12) : **a)** la grille des cellules appartenant au réseau hydrographique (*Stream Cells*), **b)** grille *Stream Link*, **c)** grille des sous bassins hydrographique. (Source : <http://www.nws.noaa.gov/oh/hrl/gis/data.html#section2>)

La Figure (3.12.a) montre les cellules constituant le réseau hydrographique dont leur surface amont strictement supérieure à 2. La Figure (3.12.b) représente *Stream Link*, attribue pour chaque *Stream link* (nœud) une valeur entière. La Figure (3.12.c) montre la grille dérivée des précédentes, divisée en six sous bassins hydrographiques et chaque sous bassin est codé par une seule valeur.

3.2. Délimitation des bassins par traitement discontinu (*Batch Watershed Delineation*)

Les bassins versants hydrologiques (bassins versants jaugés) ont été délimités aux stations hydrométriques. Pour ce faire, nous avons utilisé la fonction '*Batch Watershed Delineation*' qui nous permet de repérer la position de chaque point désignant l'exutoire du bassin hydrométrique. Nous avons superposé la couche de localisation des stations hydrométriques ayant le même système de projection que celles des grilles précédentes (*Lambert Nord Algérie*), sur la grille des surfaces amont et les données vectorielles issues de l'opération ligne de drainage, on superpose le générateur de points sur le point désignant l'exutoire du bassin versant à la station hydrométrique. En créant l'exutoire (*outlet*), une fenêtre s'affiche dans laquelle nous pouvons introduire les informations concernant la station (nom et le code), c'est ainsi qu'une table de données se crée, au fur et à mesure, regroupant ces informations (Figure 3.13).

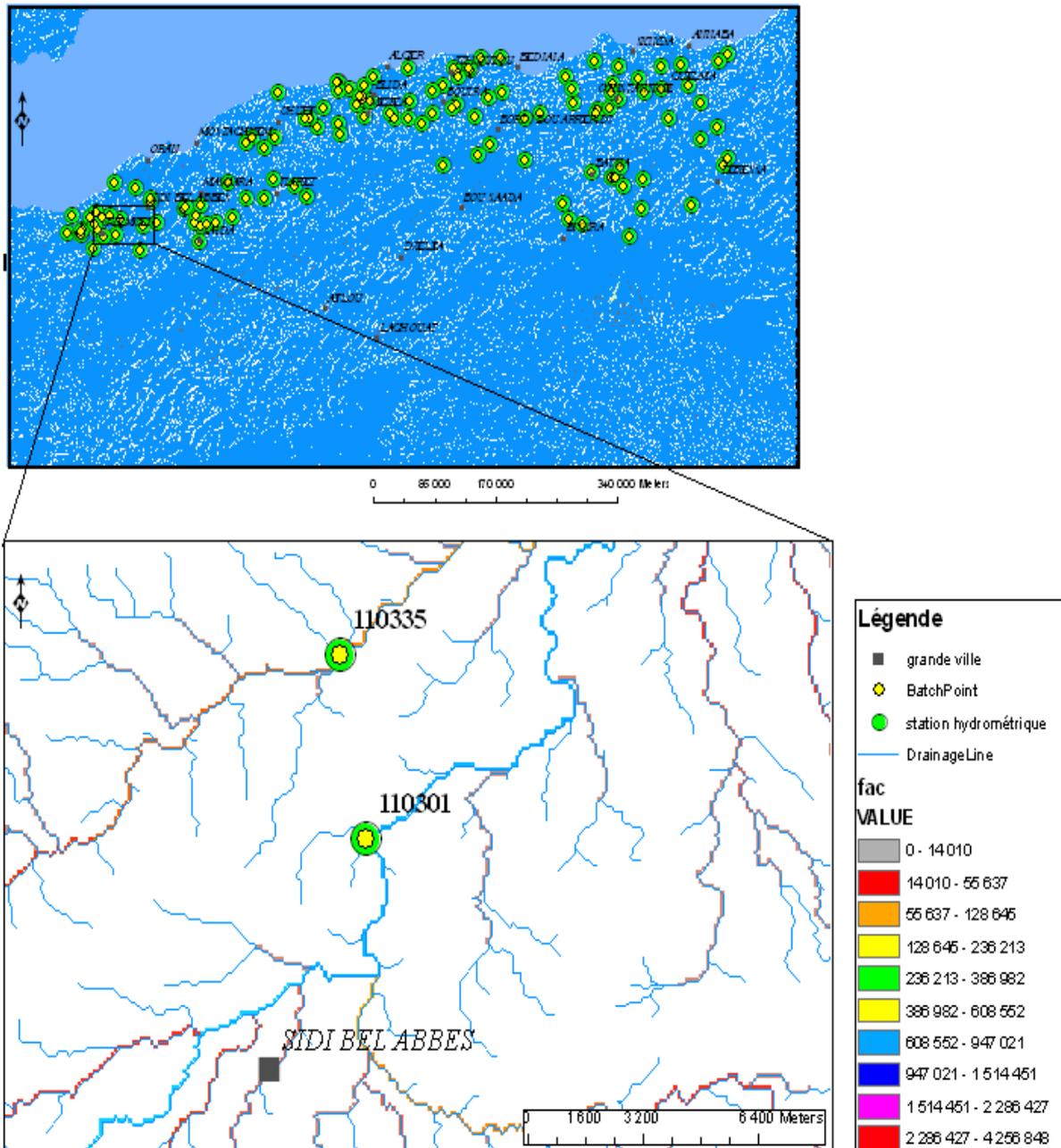


Figure (3.13) : Localisation des exutoires des bassins versant selon les stations hydrométriques

Après avoir positionné les exutoires des bassins versant (coordonnées des stations hydrométriques), nous avons numérisé les lignes de crête automatiquement. Ceci consiste à utiliser la fonction 'Batch Subwatershed Delineation' qui nécessite comme données en entrée : la grille du modèle de drainage, grille du réseau hydrographique (*Stream Definition*) et la localisation des exutoires (*Batch point*). Pour les 127 stations hydrométriques nous avons délimité 127 bassins versants (Figure 3.14).

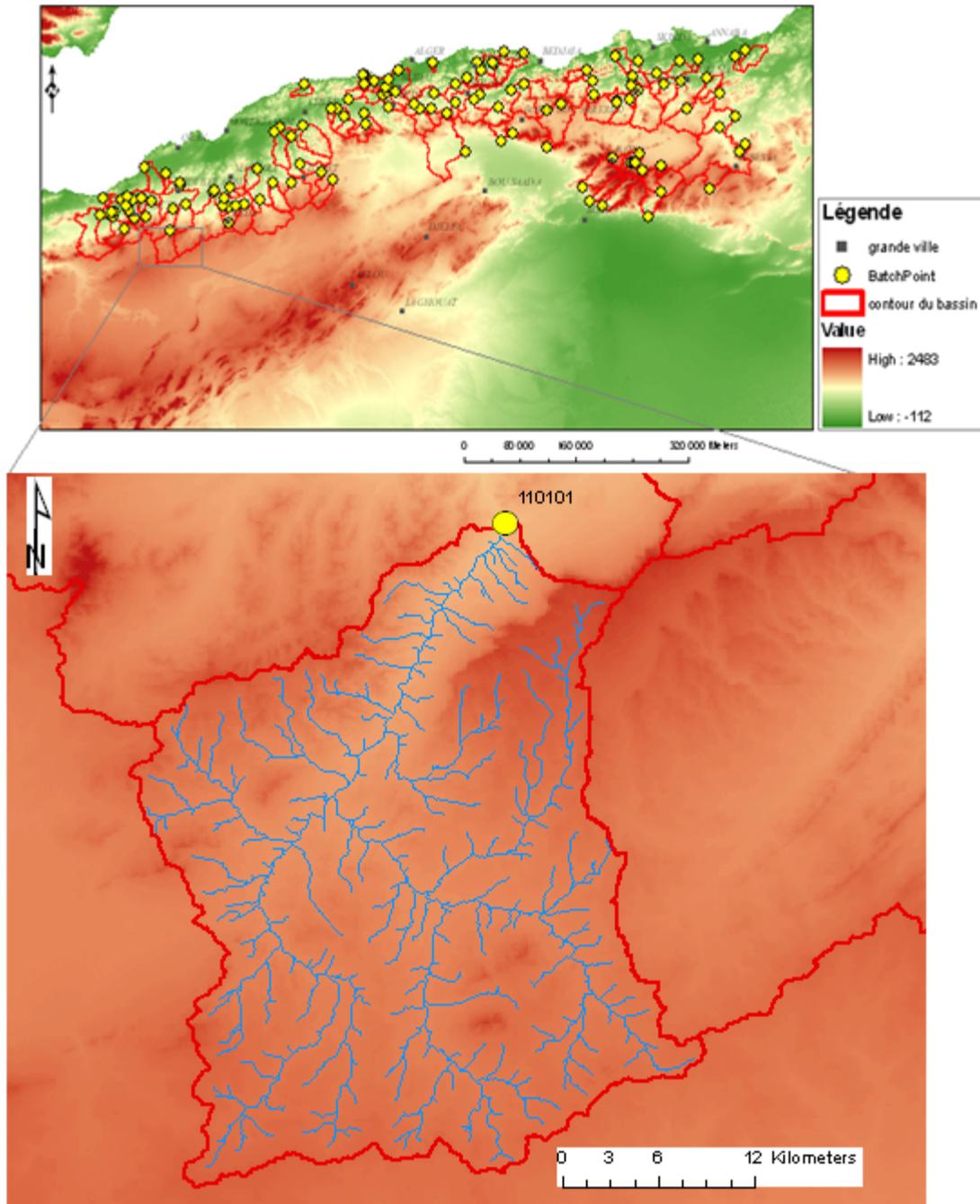


Figure (3.14) : Délimitation des bassins à partir du MNT de SRTM
Le trait rouge indique le contour du bassin à la station hydrométrique (110101)

La comparaison des tracés des lignes de crêtes issues de MNT avec ceux issus de la carte topographique montre généralement la même allure. Ceux issus de cartes montrent des formes lissées contrairement à ceux issus de MNT qui sont très irréguliers, cela s'explique par la résolution très fine de MNT qui permet de suivre le tracé de la crête à chaque 100 m selon l'altitude. Les périmètres des bassins hydrométriques sont évalués à partir du fichier vecteur de délimitation des bassins et seront ensuite comparés à ceux calculés à l'aide d'un curvimètre sur des cartes topographiques à l'échelle 1/50 000^e.

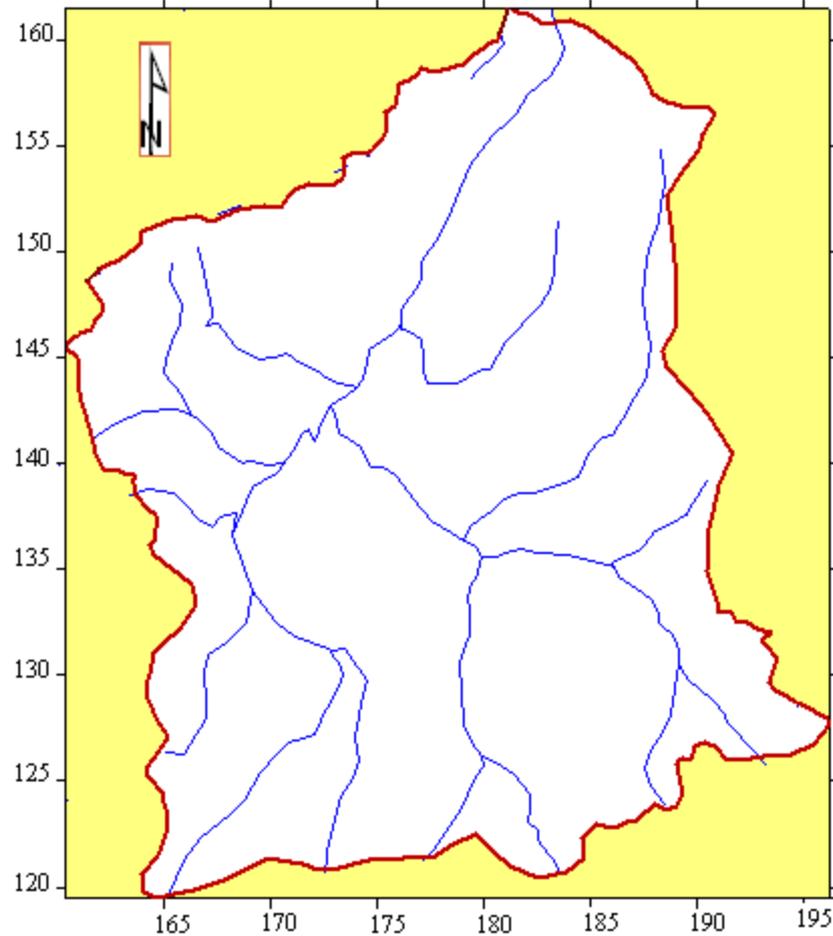


Figure (3.15) : Contour du bassin (110101) et réseau hydrographique d'après l'ANRH obtenus sur une carte topographique

3.3. Validation du MNT

Avant l'utilisation du MNA SRTM dans les applications en modélisation hydrologique (Valeriano *et al.*, 2006), il est nécessaire d'effectuer une validation générale des données. Pour juger de la qualité du réseau hydrographique obtenu automatiquement, nous avons vérifié plusieurs paramètres morphométriques des bassins hydrométriques. Une fois les bassins hydrométriques délimités, nous avons extrait tous les paramètres morphologiques, tels que les surfaces amonts, les pentes, les altitudes max. et l'altitude des stations. Ces nouvelles données ont été comparées avec celles de la base de données de L'ANRH, extraites à partir des cartes topographiques. Nous avons tirés les conclusions suivantes :

- Plusieurs études ont été menées afin d'analyser la qualité des données de SRTM en général (Koch et Heipke, 2001; Sun *et al.*, 2003;. Smith et Sandwell, 2003), cependant il n'y a pas eu beaucoup de recherches sur la qualité et la convivialité des données SRTM pour des applications hydrologiques.
- Dans ce contexte, nous avons validé un MNT SRTM pour les applications hydrologiques du Nord de l'Algérie, où s'étend le quasi-totalité du réseau hydrographique (et hydrométrique).
- Cette validation a été effectuée sur la base d'une comparaison de différents paramètres morphométriques extraits des grilles des MNT aux différentes résolutions

(30 m, 90 m et 100 m) avec ceux évalués sur des cartes topographiques par les hydrologues de l'ANRH.

- A la mise en œuvre de chaque station de jaugeage, les agents délimitent manuellement sur une carte topographique les lignes de partage des eaux du bassin versant, puis ils évaluent la surface par planimétrie, le périmètre et la longueur du plus long thalweg par curvimétrie et les rapportent dans le fichier descriptif des stations.

Il est bien clair que ces données effectuées par l'ANRH ne sont qu'une interprétation humaine de la topographie et qu'elles dépendent également de la qualité des supports cartographiques (problème du tracé des thalwegs et échelle des cartes utilisées). Cependant ces données sont utilisées depuis des décennies et ne comportent plus d'erreur grossière ou erronée. C'est la raison qui nous a conduits à leur utilisation comme base de comparaison. Notre objectif est d'automatiser l'évaluation des paramètres des bassins sans risquer d'introduire d'écart notable par rapport à la pratique classique.

3.3.1. Délimitation et périmètres des bassins hydrométriques

La délimitation automatique des bassins a restitué de façon correcte les lignes des partages des eaux de 127 bassins hydrométriques jaugeés (Figure (3.16)). Généralement ces limites se superposent parfaitement sur celles tracées sur des cartes topographiques à l'échelle 1/50 000^e.

Les périmètres des bassins hydrométriques mesurés par l'ANRH à l'aide d'un curvimètre sur des cartes topographiques à l'échelle 1/50 000^e (ANRH 1987) présentent un coefficient de corrélation très bon de 0.99 avec ceux évalués automatiquement à partir des deux MNT (Figure 3.17) ; cependant ils sont systématiquement plus grands. Ceci peut s'expliquer par la dimension fractale de ce paramètre morphométrique. En effet, le périmètre estimé tend à augmenter lorsque la taille de la maille diminue.

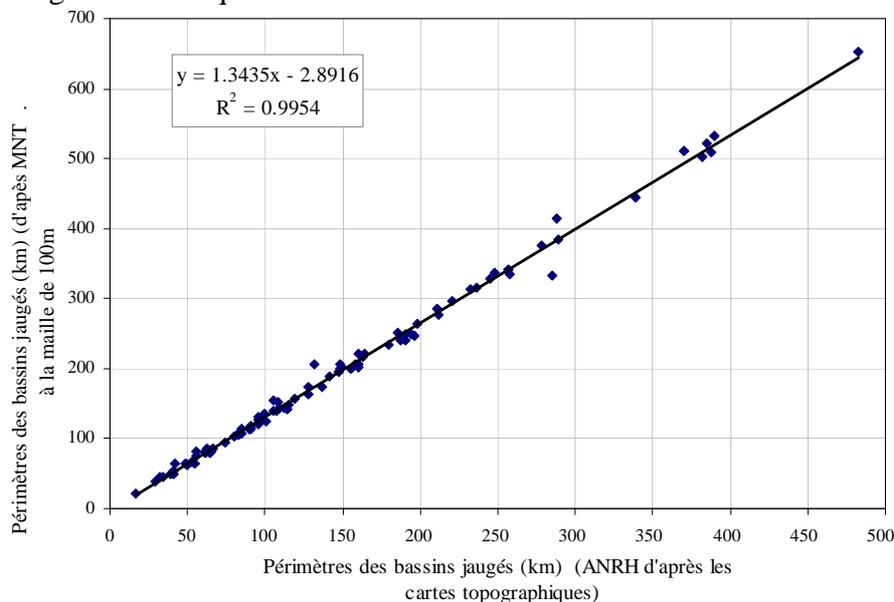


Figure (3.16) : Corrélation entre les périmètres mesurés sur des cartes topographiques à l'aide d'un curvimètre et ceux évalués automatiquement d'un MNT SRTM ré-interpolé à 100 m

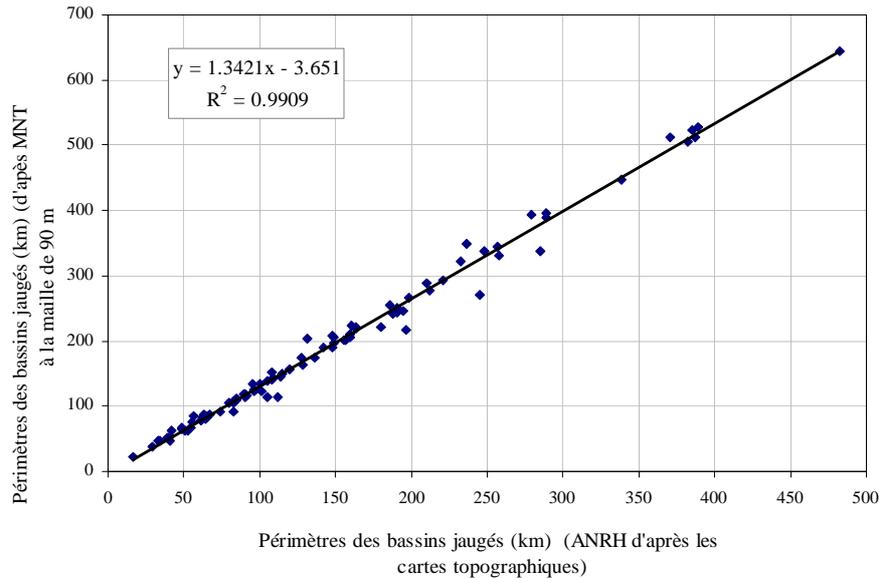


Figure (3.17) : Corrélation entre les périmètres mesurés sur des cartes topographiques à l'aide d'un curvimètre et ceux évalués automatiquement d'un MNT SRTM à 90 m

3.3.2 Surface des bassins versants

A partir de la grille des surfaces amont, les surfaces des 127 bassins versants jaugés ont été extraites et ensuite comparées avec celles évaluées manuellement sur des cartes topographiques par l'ANRH. Comme le montre les figures (3.18), (3.19) et (3.20), il n'y a pas de différence significative entre les surfaces estimées à partir des différents MNT et celles données par l'ANRH. Les coefficients de corrélation sont proches de 1. Les écarts relatifs ER entre les surfaces amont évaluées sur les cartes topographiques et celles estimées automatiquement à partir d'un MNT sont calculés comme suit :

$$ER = \frac{SurfAm_{(ANRH)} - SurfAm_{(MNT)}}{SurfAm_{(ANRH)}} \quad (3.4)$$

Avec :

- ER est l'écart relatif ;
- $SurfAm_{(ANRH)}$ est la surface amont estimée sur les cartes topographiques d'après l'ANRH ;
- $SurfAm_{(MNT)}$ est la surface amont estimée automatiquement d'après le MNT.

L'analyse des écarts relatifs (ER) montre que dans 90% des cas l'erreur ne dépasse pas 2% (Figures 3.21, 3.22 et 3.23). Dans quelques rares cas de figures, les écarts atteignent 2 à 8% sur les zones de hautes plaines très plates où les limites de bassin sont difficiles à déterminer même 'manuellement'. Il est cependant à noter que le MNT à 30 m donne des écart-relatifs par rapports aux données ANRH plus grands que le MNT à 100 m. Il est probable que les différences enregistrées s'expliquent par la source des MNT (les forts écarts semblant se rencontrer en zone montagneuse). Cependant, nous n'avons pas jugé utile d'approfondir dans cette voie. Notre objectif est de mettre à disposition un MNT opérationnel sur toute l'Algérie du Nord et dans les conditions de précision déjà définies. De ce point de vue, le MNT à 30 m s'avère inexploitable tant par sa taille que par les temps de calcul.

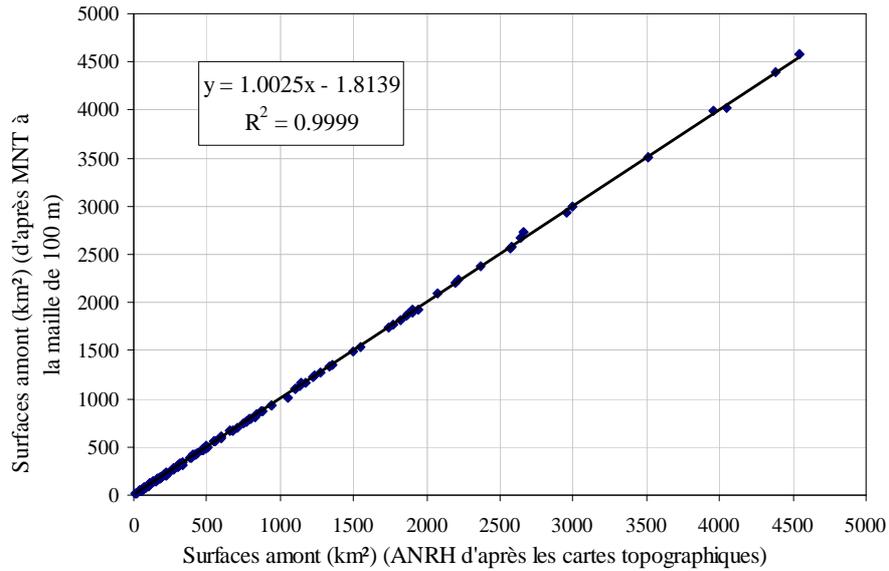


Figure (3.18) : *Corrélation des surfaces amont estimées sur des cartes topographiques avec celles issues du MNT 100 m*

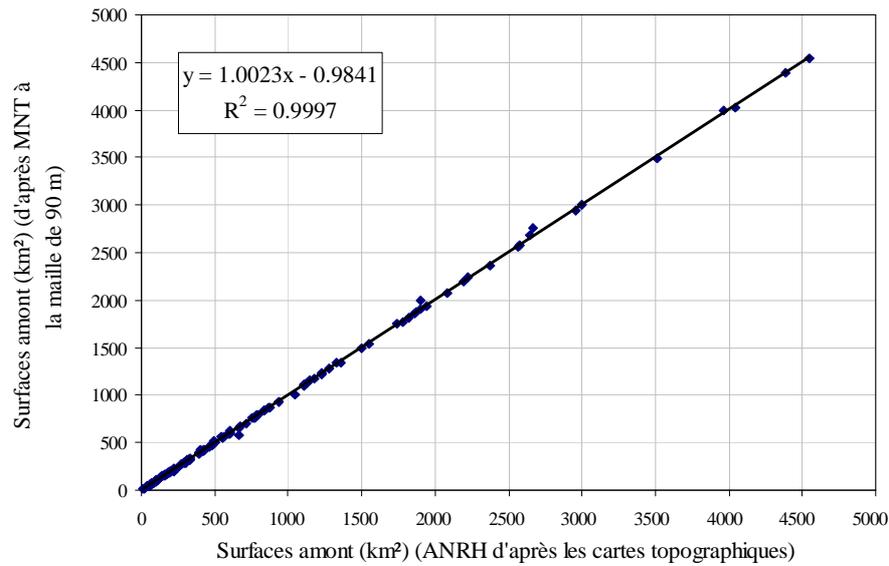


Figure (3.19) : *Corrélation des surfaces amont estimées sur des cartes topographiques avec celles issues du MNT à 90 m*

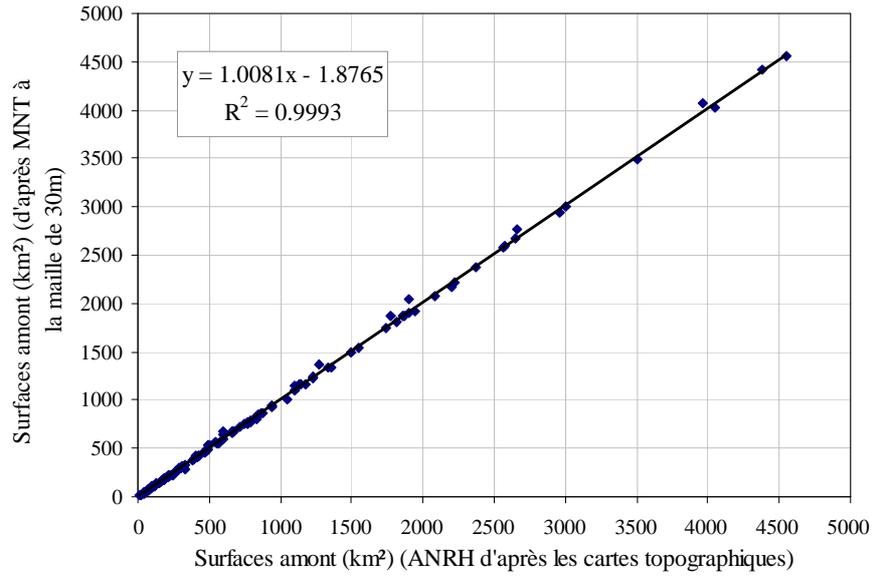


Figure (3.20) : Corrélation des surfaces amont estimées sur des cartes topographiques avec celles issues du MNT à 30 m

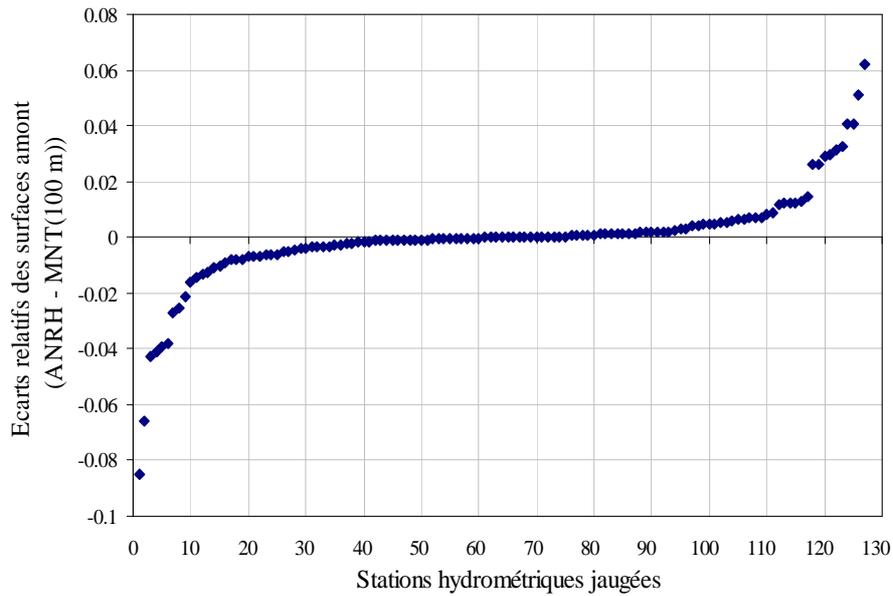


Figure (3.21) : Statistique des écarts relatifs entre les surfaces amont estimées sur des cartes topographiques et celles issues des MNT à 100 m.

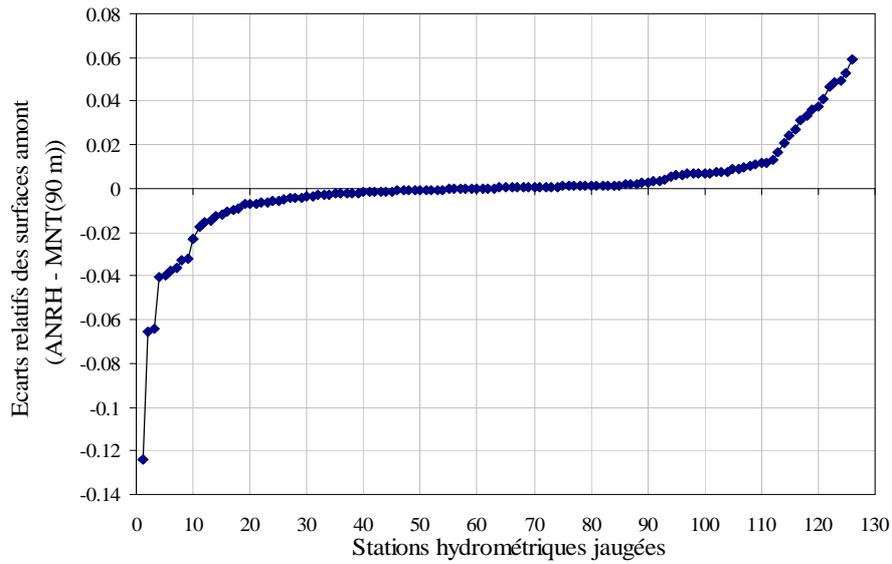


Figure (3.22) : Statistique des écarts relatifs entre les surfaces amont estimées sur des cartes topographiques et celles issues des MNT à 90 m.

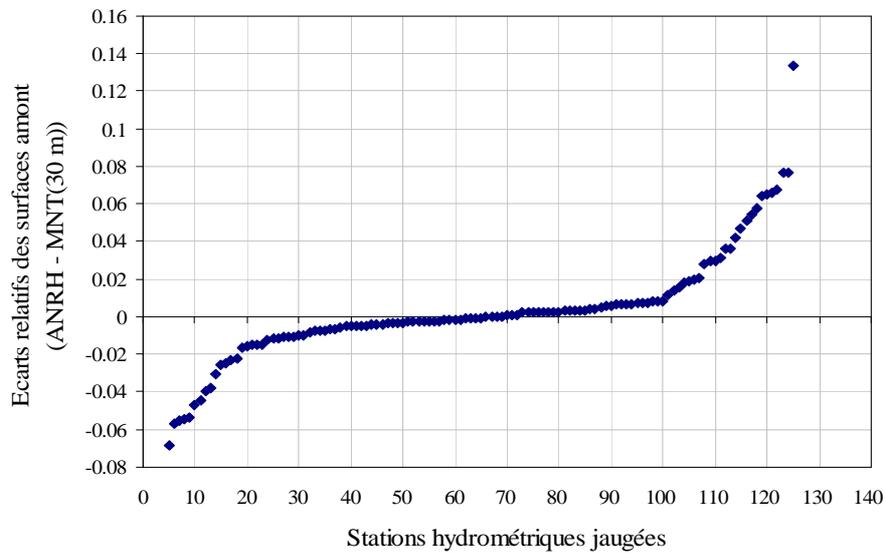


Figure (3.23) : Statistique des écarts relatifs entre les surfaces amont estimées sur des cartes topographiques et celles issues des MNT à 30 m.

3.3.3 Longueur des thalwegs et longueur amont

Pratiquement, La longueur des plus longs thalwegs est également assez bien approchée par la longueur amont issue des MNT à 90 et 100 m.

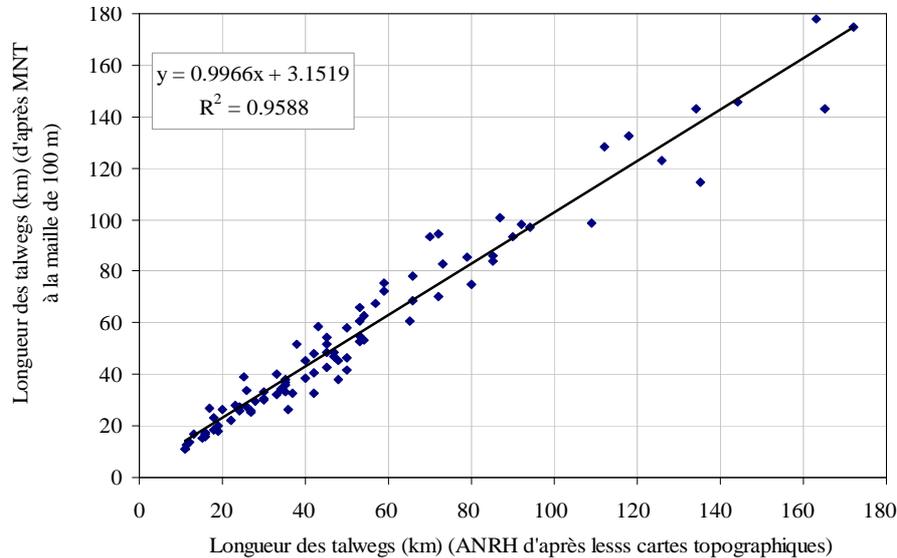


Figure (3.24): Corrélation des longueurs des thalwegs mesurées sur des cartes topographiques et celles évaluées automatiquement et du MNT SRTM ré-interpolé à 100 m

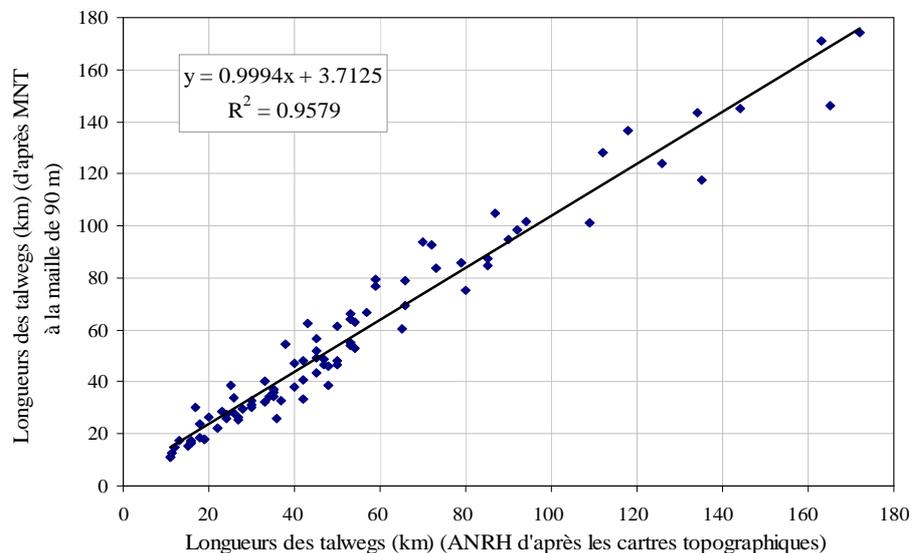


Figure (3.25) : Corrélation des longueurs des thalwegs mesurées sur des cartes topographiques et celles évaluées automatiquement et du MNT à 90 m

Ces deux grandeurs n'ont pas la même signification puisque l'une est la longueur la plus grande entre les lignes de crête et l'exutoire, alors que l'autre donne la longueur du thalweg le plus long figurant sur la carte topographique. Cependant, toutes les deux sont des indices de la 'longueur' du bassin versant. L'important est d'avoir des indices respectant la hiérarchie des longueurs des bassins. Globalement ces deux longueurs se ressemblent au sens où les

coefficients de corrélations sont de l'ordre de 0.97. Par contre, la longueur amont est évidemment supérieure à celle du plus long thalweg et l'équation de régression semble montrer que l'écart est additif et est de l'ordre de 3 km à 4 km (Figures 3.24 et 3.25). Cet écart peut s'interpréter comme la distance moyenne entre la crête et le début du tracé d'un oued sur la carte topographique. Les erreurs relatives sont la plupart du temps comprises entre -10% et +30%.

3.3.4. Altitude Max. (m)

La prochaine étape de cette étude a pour objectif de valider le SRTM DEM en utilisant des points levés qui sont connus avec une précision très élevée dans la position ainsi que l'élévation. Les comparaisons ne peuvent se faire que sur 104 stations hydrométriques où les dossiers ANRH donnent ces altitudes. Ces altitudes maximales et minimales sont quasiment identiques à celles extraites des MNT à 90 m et 100 m. Pour les altitudes maximales, six stations présentent un écart de plus de 60m (Figures 3.26 et 3.27). Nous avons essayé de déterminer la cause de ces écarts en consultant les documents cartographiques en notre possession (carte au 1/200 000^e). Sur ces six bassins, cinq sont situés dans des zones au relief accentué (Kabylie, Monts du Hodna et Monts du Dahra) ; et pour 2 parmi eux, les cartes au 1/200 000^e permettent de trancher : ce sont les altitudes données par l'ANRH qui sont erronées. Pour les trois autres, il faudrait disposer de carte au 1/50 000^e pour aller plus loin. Enfin la sixième station draine effectivement une haute plaine au Sud des Monts de Tlemcen. Là encore on constate sans équivoque que c'est l'opérateur de l'ANRH qui a commis une erreur. On retiendra donc que le MNT à 100 m est amplement suffisant pour estimer les altitudes maximales. Pour les altitudes minimales (Figures (3.28) et (3.29)), les écarts sont dans la fourchette de la précision altimétrique des MNT.

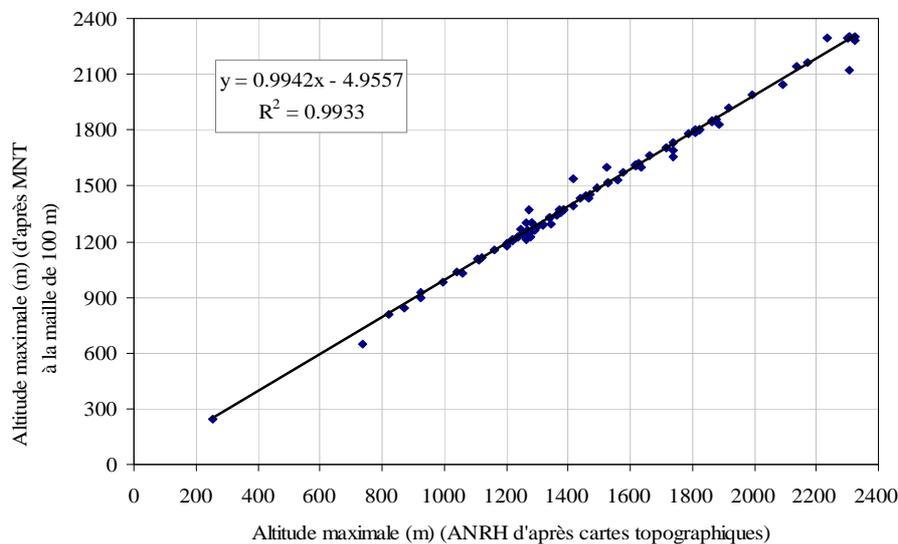


Figure (3.26) : Corrélation entre les altitudes maximales estimées sur des cartes topographiques et celles évaluées automatiquement à partir d'un MNT SRTM ré-interpolé à 100 m

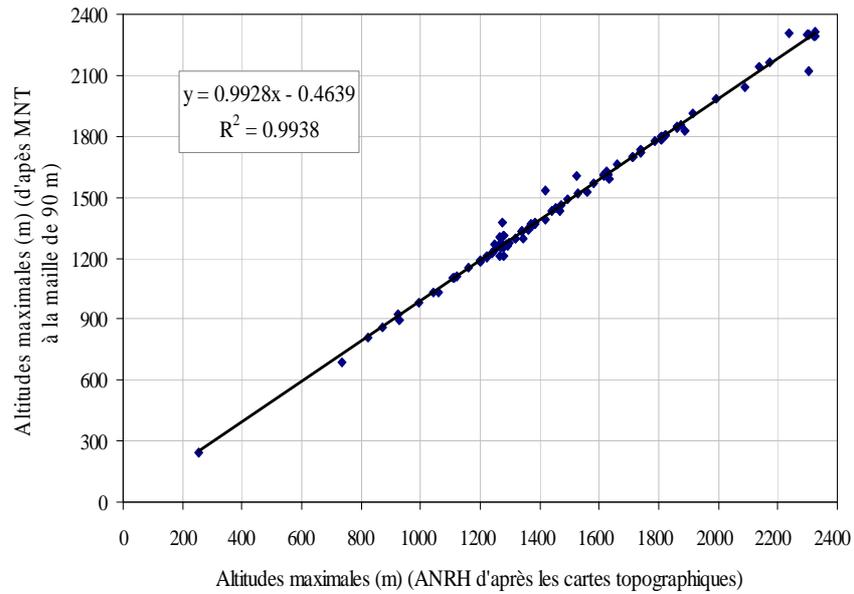


Figure (3.27) : Corrélation entre les altitudes maximales estimées sur des cartes topographiques et celles évaluées automatiquement à partir d'un MNT SRTM à 90 m

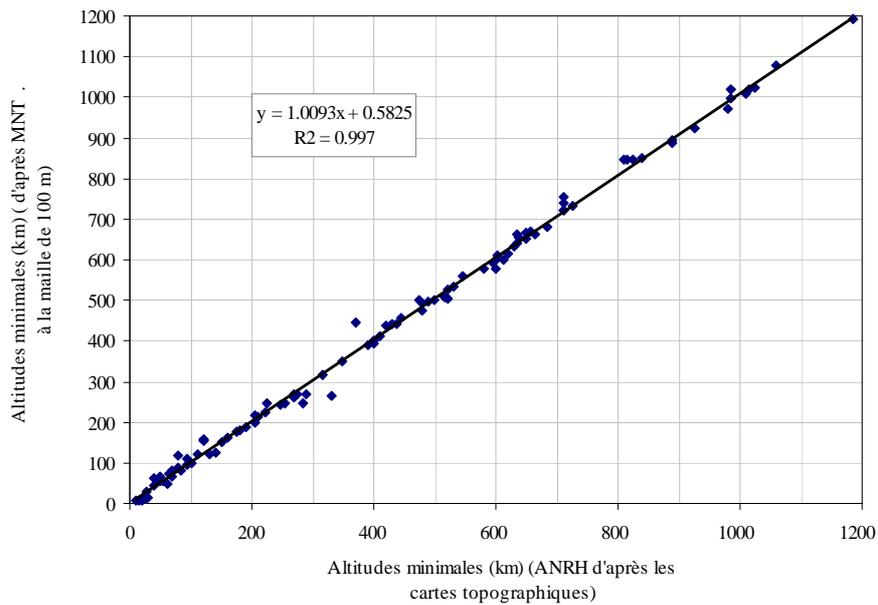


Figure (3.28) : Corrélation entre les altitudes minimales estimées sur des cartes topographiques et celles évaluées automatiquement d'un MNT SRTM avec une résolution de 100 m

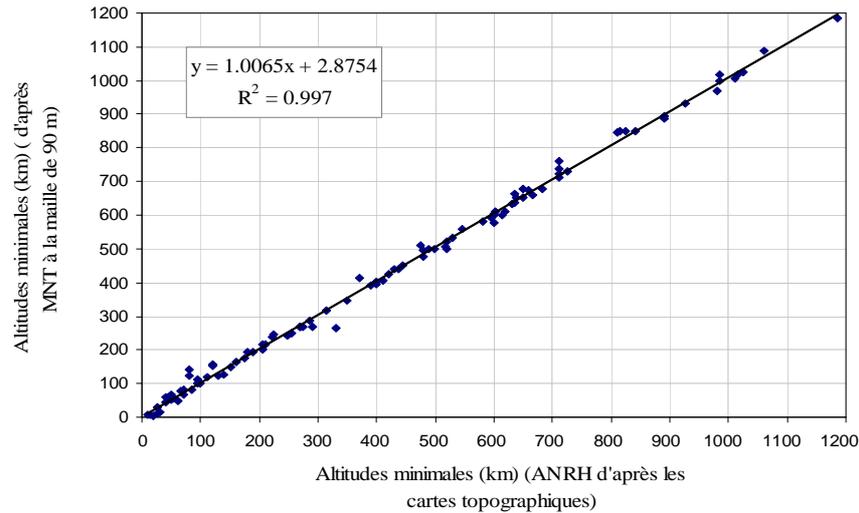


Figure (3.29) : Corrélation entre les altitudes minimales estimées sur des cartes topographiques et celles évaluées automatiquement d'un MNT SRTM avec une résolution 90 m

L'étude faite par Ralf Ludwig (2006) sur le MNT SRTM révèle que dans les zones plates les erreurs notées sur les altitudes sont de ± 10 m.

3.3.5. Pente des thalwegs des bassins hydrométriques

Les pentes dérivent très simplement de la différence des altitudes maximales et minimales et de la longueur du thalweg. Ayant montré que ces trois grandeurs sont voisines de celles estimées par l'ANRH, les pentes que nous évaluons à partir du MNT sont également très ressemblantes aux estimations antérieures. On constate cependant une légère sous-estimation des pentes par rapport aux valeurs ANRH. Cet écart peut atteindre 10% (Figure 3.30) mais surtout pour les fortes pentes. Il est vraisemblable que cela est dû au fait que nous avons des longueurs de thalweg plus longues que l'ANRH puisque nous les comptabilisons depuis les crêtes.

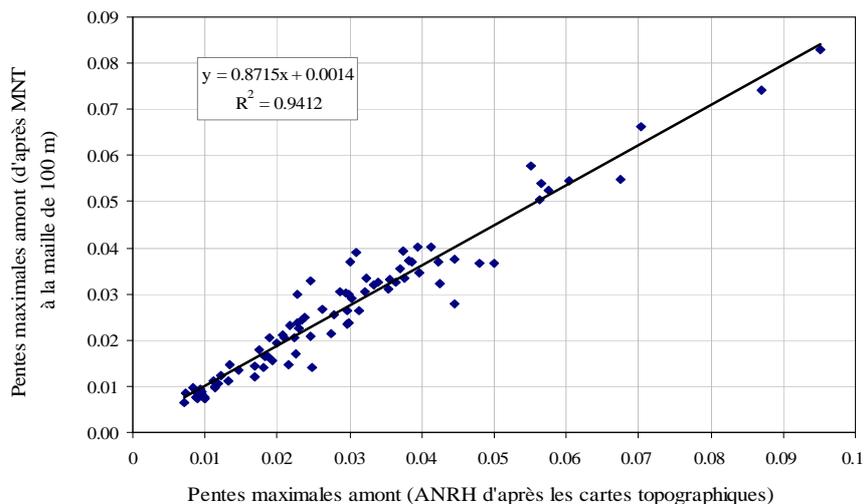


Figure (3.30) : Corrélation entre les pentes estimées à partir des données extraites des cartes topographiques et celles évaluées automatiquement à partir d'un MNT SRTM avec une résolution de 100 m

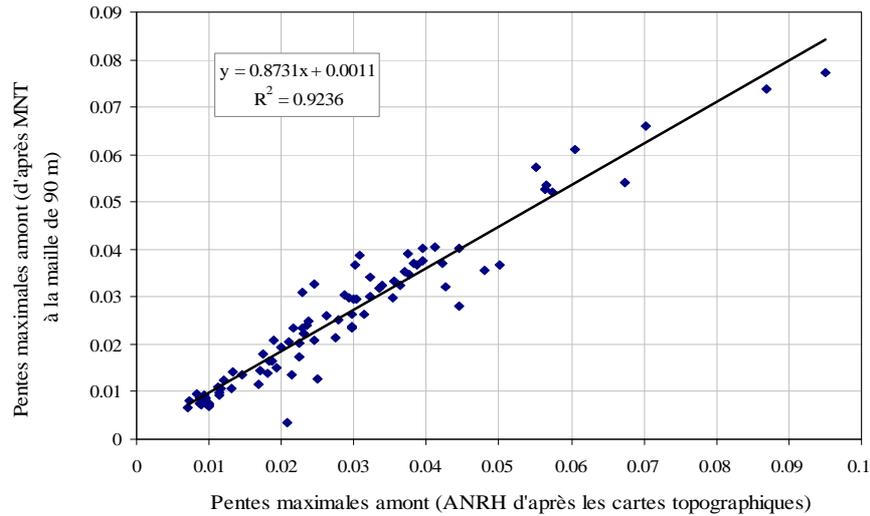


Figure (3.31) : Corrélation entre les pentes estimées à partir des données extraites des cartes topographiques et celles évaluées automatiquement à partir d'un MNT SRTM avec une résolution de 90 m

Le graphique ci-dessus montrent que les pentes estimées à partir des paramètres extraits du MNT à maille 100 m se rapprochent de celles estimées à partir des paramètres lus sur des cartes topographiques (ANRH). Nous avons noté un coefficient de corrélation de 0.94. Sachant que ce paramètre est calculé à partir de la différence d'altitudes (ΔH) et la longueur, les coefficients de corrélation estimés pour les altitudes minimales et les altitudes maximales sont proches de 1 tandis que celui calculé pour la longueur des thalwegs les plus longs est de l'ordre de 0.96. Ce qui explique que cet écart entre les valeurs de la pente extraite à partir de MNT et celle estimée sur des cartes topographiques est due principalement à l'écart porté sur les longueurs. Par ailleurs, cet écart entre les deux longueurs (ANRH-MNT) est dû à la résolution très fine de MNT (100 m).

3.3.6. Comparaison des coordonnées aux exutoires des bassins

Nous avons estimé la distance entre les coordonnées des exutoires extraites à partir du MNT et les coordonnées repérées sur des cartes topographiques d'après l'ANRH. Cette distance est calculée par :

$$d = \left((x_{i+1} - x_i)^2 + (y_{i+1} - y_i)^2 \right)^{1/5} \quad (3.5)$$

D'après la figure (3.33) ci dessous : la distance entre les coordonnées extraites à partir du MNT et celle issues de la base de données ANRH est moins d'un 1 km pour la majorité des exutoires des bassins. Les corrélations établies entre les coordonnées horizontales (X) extraites à partir de MNT et celle de l'ANRH montrent un bon coefficient de corrélation qui est d'ordre 1 (Figures (3.34) et (3.35)). Un écart très léger est noté pour les coordonnées verticales avec un coefficient de corrélation est égale à 0.9998.

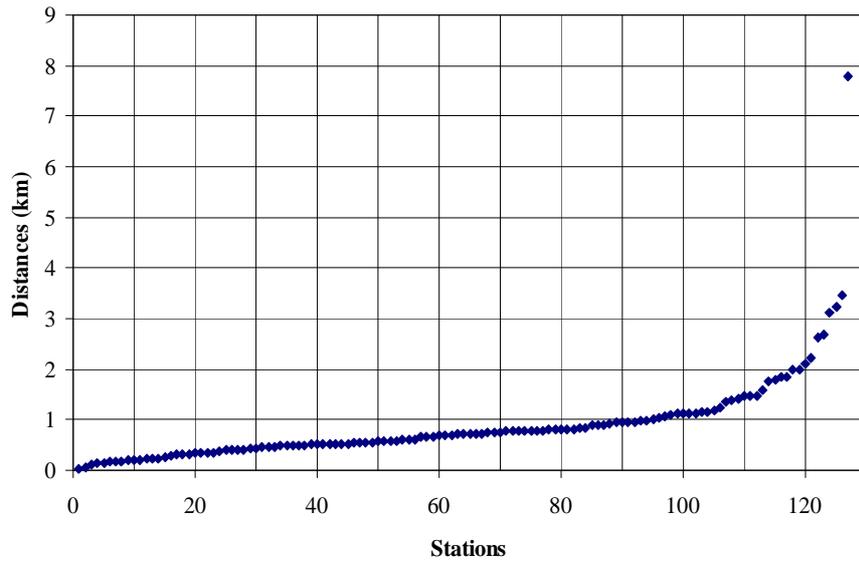


Figure (3.33) : les distances entre les coordonnées des exutoires extraites à partir du MNT et les coordonnées repérées sur des cartes topographiques d'après l'ANRH

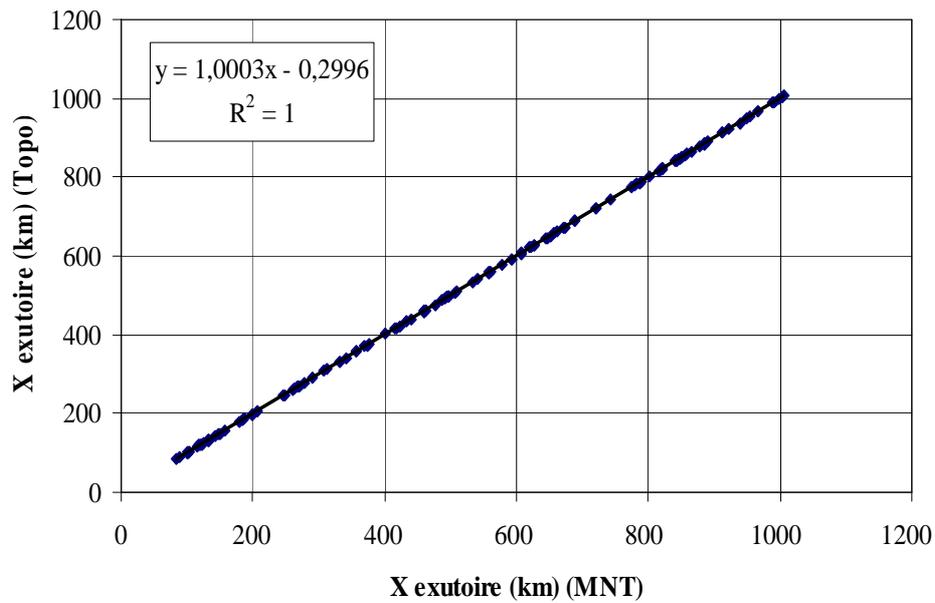


Figure (3.34) : Corrélation entre coordonnées X des exutoires localisées des cartes topographiques et celles localisées à partir d'un MNT SRTM avec une résolution de 100 m

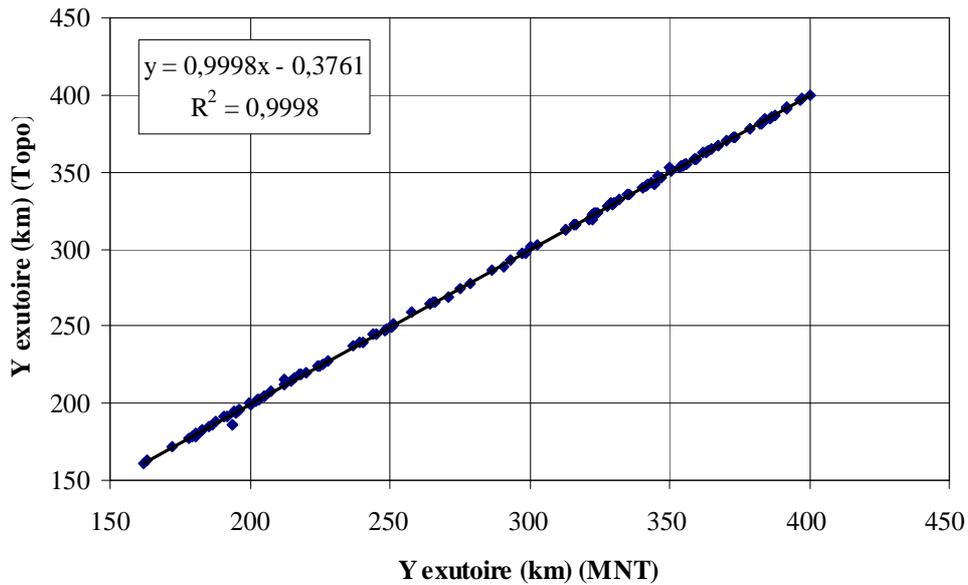


Figure (3.35) : *Corrélation entre coordonnées Y des exutoires localisées sur des cartes topographiques et celles localisées à partir d'un MNT SRTM avec une résolution de 100 m*

Les coordonnées centroïdes (Figures 3.36 et 3.37) des bassins versants ont été déduites à partir des fichiers ".bln" fournie par l'ANRH, et qui ont été ensuite comparés à ceux que nous avons extrait du fichier de délimitation des bassins à partir d'un MNT à la maille de 100 m.

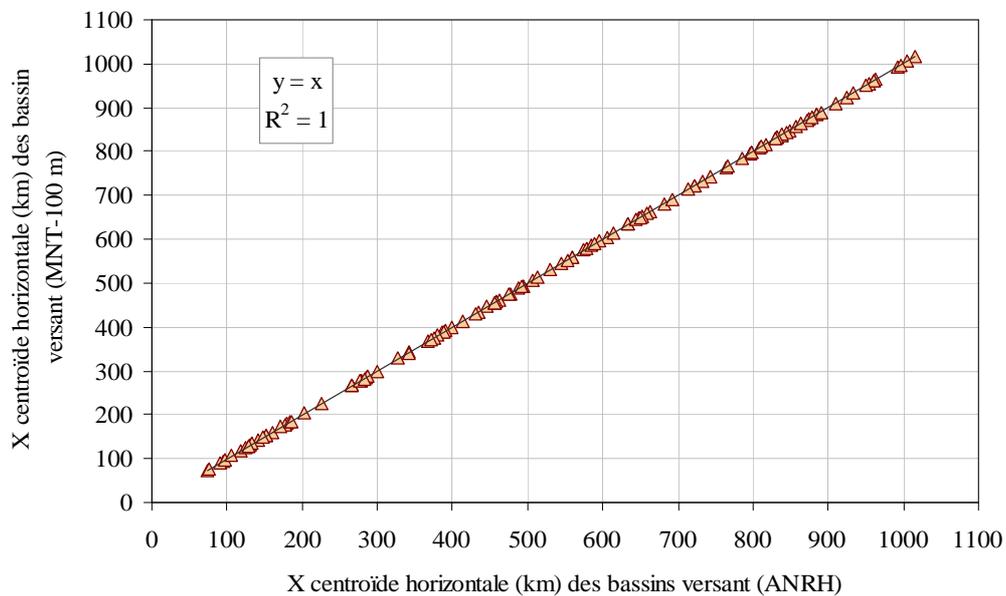


Figure (3.36) : *Corrélation entre coordonnées X centroïdes des bassins localisées sur des cartes topographiques et celles localisées à partir d'un MNT SRTM avec une résolution de 100 m*

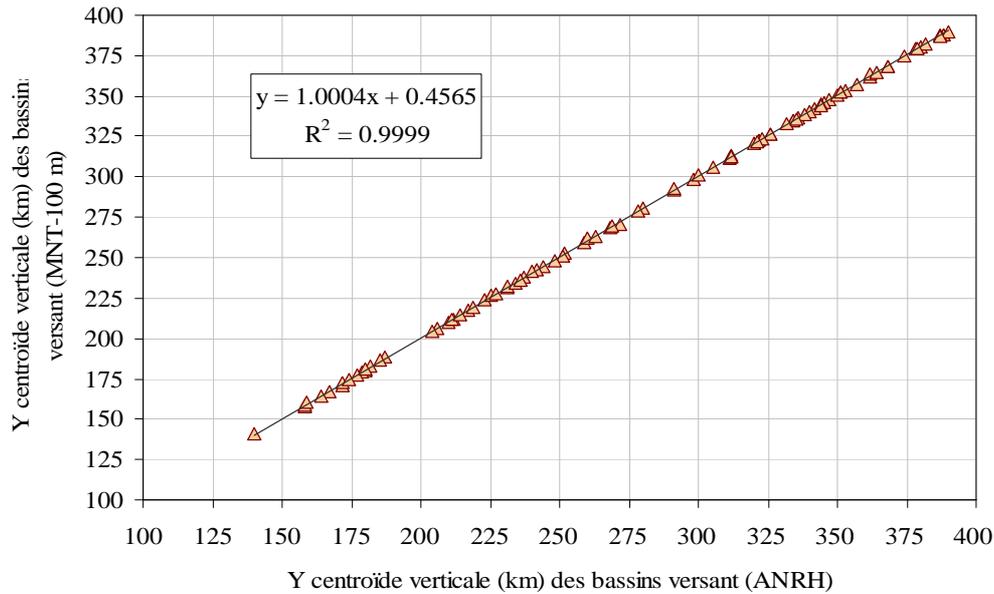


Figure (3.37) : Corrélation entre coordonnées Y centroïdes des bassins localisées sur des cartes topographiques et celles localisées à partir d'un MNT SRTM avec une résolution de 100 m

3.3.7. Pluie journalière décennale moyenne

On constate que les valeurs de la pluie journalière décennale (Figure 3.38) estimée à partir du paramètre surface des bassins hydrométriques délimités sur des cartes topographiques et celles estimées à partir du paramètre surface extraite du MNT à maille de 100 m, sont très rapprochées et bien alignées. Nous avons noté un coefficient de corrélation et une pente voisine de 1.

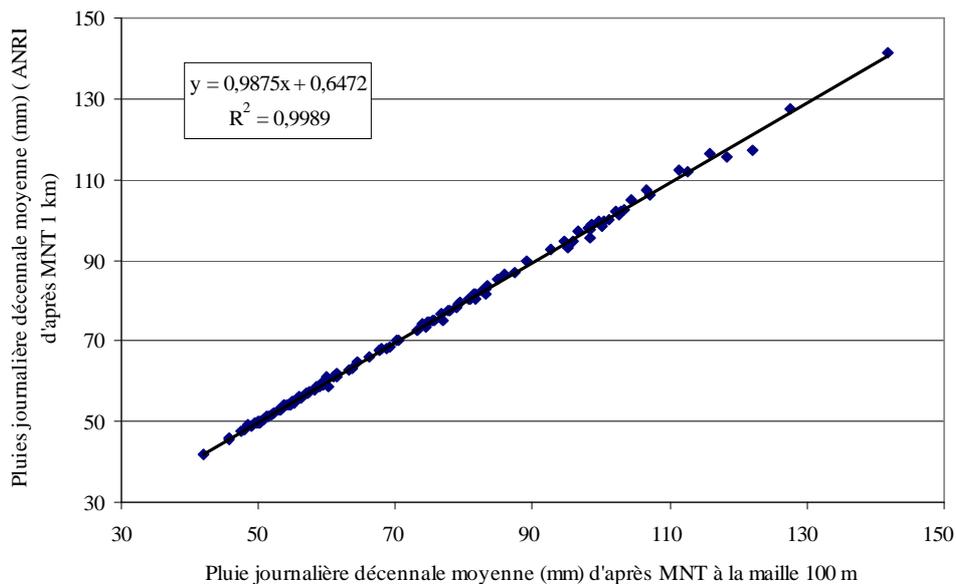


Figure (3.38) : Corrélation les pluies décennales moyennes estimées à partir d'un MNT à la maille 100 m et celles extraites à partir d'un MNT à la maille de 1 km.

Pareillement, pour les gradex moyens, nous avons noté un coefficient de corrélation très intéressant. Il est voisin de 1 (Figure 3.39).

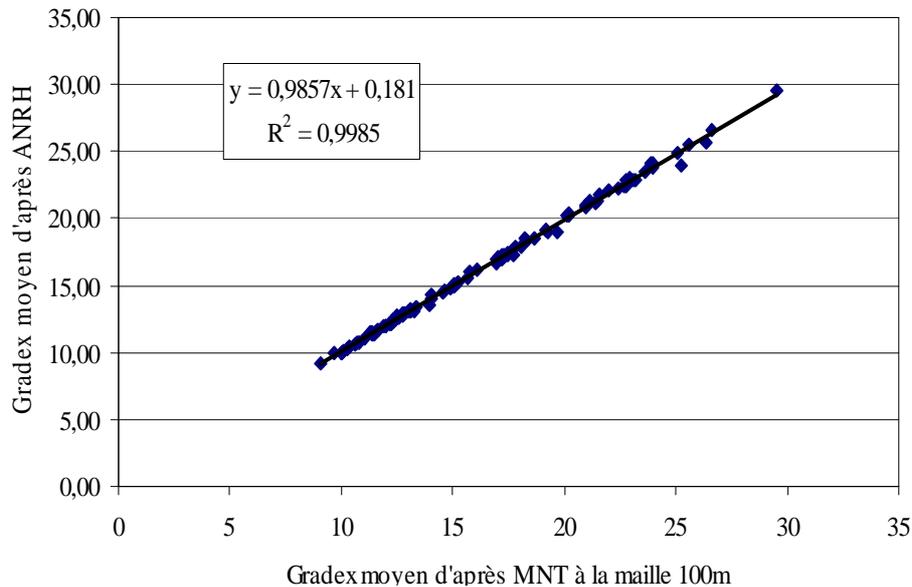


Figure (3.39) : Corrélation entre les gradex moyens estimés à partir d'un MNT à la maille 100 m et ceux extraits à partir d'un MNT à la maille de 1km (ANRH)

3.4. Conclusion

Les résultats fiables obtenus à partir d'un MNT avec une résolution de 100 m confirment la bonne qualité de la donnée SRTM concernant l'altitude. Cette donnée nous a permis une bonne reconstitution du réseau hydrographique et par conséquent une délimitation correcte des bassins hydroométriques. Tous les paramètres morphométriques extraits à partir de ce MNT comparés à ceux estimés à partir des cartes topographiques confirment la meilleure qualité altimétrique disponible au niveau de la base de données SRTM.

Les paramètres morphométriques extraits de MNA sont utilisés souvent comme données d'entrées dans les modèles hydrologiques.

Quand il s'agit de grandes étendues, l'utilisation de MNA à 90 m peut cependant consommer un plus grande espace disque, et d'autre part, le temps de calcul et la mémoire nécessaire à une telle résolution serait énorme. Pour ces raisons, la base de données concernant les bassins hydrologiques du Nord de l'Algérie à été créée avec des grilles à résolution de 100 m. Ce MNA a été construit par ré-interpolation de MNA à 90 m.

Il est clair que toutes les données de références ont également des erreurs qui y sont associés. La plupart des analyses qui suivent sont basées sur les différences entre les deux ensembles de données 'erreur de SRTM le terme doit être entendu comme écarts par rapport à la référence'.

Le MNT à la maille de 100 m sera retenu pour l'extraction des paramètres morphométriques des bassins versant jaugés. Ces paramètres seront utilisés pour la construction des modèles de prédétermination des débits pour lesquels la méthode adoptée pour la construction de ces modèles est la régression linéaire multiple.

CHAPITRE 4

Présentation des données et les méthodes d'analyses pour la construction des modèles de prédétermination des débits de crues

4.1 INTRODUCTION

Les hydrologues sont souvent confrontés à l'absence de données hydrométriques sur les sites d'aménagements hydrauliques. Par ailleurs, la connaissance de la crue, pour une période de retour bien définie, s'avère indispensable au dimensionnement de certains ouvrages d'art et à la lutte contre les inondations (Anselmo *et al.*, 1996 ; Chow *et al.*, 1988). La prédétermination des crues sur des bassins non jaugés ou faiblement jaugés, a fait l'objet de nombreuses études (Katz *et al.*, 2002 ; Bocchiola *et al.*, 2009 ; G.R. Pandey *et al.*, 1999). Les méthodes les plus utilisées pour la prédétermination des crues sur des bassins versant non jaugés sont les méthodes de régression (Newton and Herrin, 1982). Plusieurs études partielles et plus ou moins régionales existent et la dernière en date était celle réalisée par SOGREA pour le compte de l'ANRH. Cependant il n'existait d'étude de référence intégrant toute l'information disponible.

L'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH) a confié au groupement STUCKY-ENHYD et STUCKY France, la réalisation d'une étude générale des crues du Nord de l'Algérie (ANRH, 2008). Cette étude a abouti en janvier 2009 à un rapport présentant l'ensemble des résultats concernant :

- L'analyse pluviométrique et pluviographique des précipitations extrêmes du Nord de l'Algérie,
- L'analyse des données hydrométriques de crue sur l'ensemble du réseau algérien (analyse des courbes de tarage, constitution d'une banque de données de crues...);
- Les estimations ponctuelles aux stations de jaugeage des principales caractéristiques statistiques des débits de crues (débits instantanés et journaliers pour différentes périodes de retour, durées caractéristiques et formes des hydrogrammes);
- Une méthode empirique de prédétermination des crues sur des bassins versants non jaugés.

Malheureusement ces modèles prédictifs ont été construits sur les données issues d'un modèle numérique d'altitude à la maille de 1 km. Les pentes sont donc approximatives et il est impossible de déterminer automatiquement le contour d'un bassin pour en déterminer la pente, la surface et la pluie journalière décennale de bassin. Ce sont ces limites qui nous ont conduits à proposer de nouvelles méthodes empiriques basées sur un modèle numérique de terrain beaucoup mieux adapté.

Nous avons utilisé le modèle numérique de terrain à la maille de 100m précédemment construit et validé pour les besoins de l'hydrologie sur le Nord de l'Algérie. Les nouveaux paramètres morphométriques des bassins versants jaugés par l'ANRH en ont été extraits.

La prédétermination des crues sur tout le Nord de l'Algérie, reprend la même méthodologie que celle de l'étude antérieure :

- Estimations locales des caractéristiques de crue aux sites jaugés ;
- Estimation locale des paramètres susceptibles d'être explicatifs des crues (surface, pente, pluviométrie, etc.) ;
- utilisation de régressions multiples pour sélectionner les paramètres réellement explicatifs et les règles de combinaison.

C'est la méthode la plus couramment utilisée pour décrire les quantiles de crues en fonction des caractéristiques morphométriques du bassin versant et pluviométriques (Dubreuil *et al.*, 1972). Cette relation est souvent une fonction puissance comme dans la méthode CIEH pour l'Afrique (F.A.O. 1996), les méthodes CRUPEDIX (CTGREF *et al.*, 1982) et "rationnelle" (Circulaire interministérielle, 1977) pour la France.

Les modèles de prédétermination des débits de crue retiennent six périodes de retour allant de la crue de 2 ans à la crue centennale ($T= 2, 5, 10, 20, 50$ et 100 ans). Ce choix est imposé par la nature des données disponibles et le choix de la méthode d'ajustement. La précision des estimations est telle que l'on a moins de 50% de chance de se tromper dans un rapport, multiplié ou divisé par 1.45 et 80% de chance pour un rapport, multiplié ou divisé par 2.

Le deuxième objectif visé par cette étude était de permettre une estimation rapide et quasiment automatique des débits de crue en tout point du territoire. Cette spatialisation a été effectuée sur la base de trois grilles des paramètres explicatifs retenus lors de la régression multiple (surfaces amont des bassins, pentes moyennes du thalweg le plus long et pluies journalières décennales moyennes spatiales $P_j(10)$). Les grilles ainsi établies nous permettront de lire ou d'extraire d'un SIG, une estimation de débits de crue pour une période de retour considérée sur les bassins versants non jaugés. Ces modèles de prédéterminations sont valides seulement pour des bassins versant ayant une superficie moins de 2000 km^2 .

4.2 Les données

4.2.1 Les données sur les crues

L'étude générale des crues du Nord de l'Algérie (ANRH, 2009) a retenu 127 stations de jaugeage présentant des données fiables sur au moins 20 années au cours de la période 1960-1990 (Figure 4.1). La fiabilité des données est relativement bien avérée puisqu'à cette occasion les courbes de tarage en hautes eaux ont été vérifiées et éventuellement corrigées.

Les débits de différentes périodes de retours ont été obtenus selon la méthodologie suivante :

- a. Les ajustements statistiques ont été menés sur les débits de crue supérieurs à un seuil déterminé de façon à avoir en moyenne 3 dépassements par an. La méthode d'ajustement adoptée permet de tenir compte de la distribution statistique des précipitations journalières extrêmes.
- b. Pour les débits moyens journaliers liés étroitement aux volumes de crue, on considère l'existence de deux populations : les crues faibles ne provenant pas forcément d'un

ruissellement généralisé et les crues fortes où l'on préjuge de la validité d'une fonction de production du type SCS (*Soil Conservation Service*).

- c. La distribution des débits journaliers est obtenue par la combinaison d'une loi exponentielle pour les crues faibles et d'une loi exponentielle réduite par la fonction du SCS. Ainsi les débits moyens journaliers prennent obligatoirement une direction asymptotique conforme à la statistique des pluies journalières et évite des extrapolations hasardeuses et parfois incohérentes.
- d. Les débits instantanés sont ensuite ajustés en supposant l'existence de coefficients de pointe constants pour chaque type de crue.

Dans l'exemple de la Figure (4.1), on constate que les débits journaliers extrêmes Q_j dépendent essentiellement de la distribution, bien connue, des pluies journalières de bassin (loi exponentielle de paramètre de position $x_0 = 22.9$ mm et de gradex $g = 18.6$ mm) et du paramètre S_{SCS} du SCS (calé ici à 43.6mm). De même les débits instantanés extrêmes Q_i ne dépendent sensiblement que de Q_j et d'un coefficient de pointe (calé ici à 1.8).

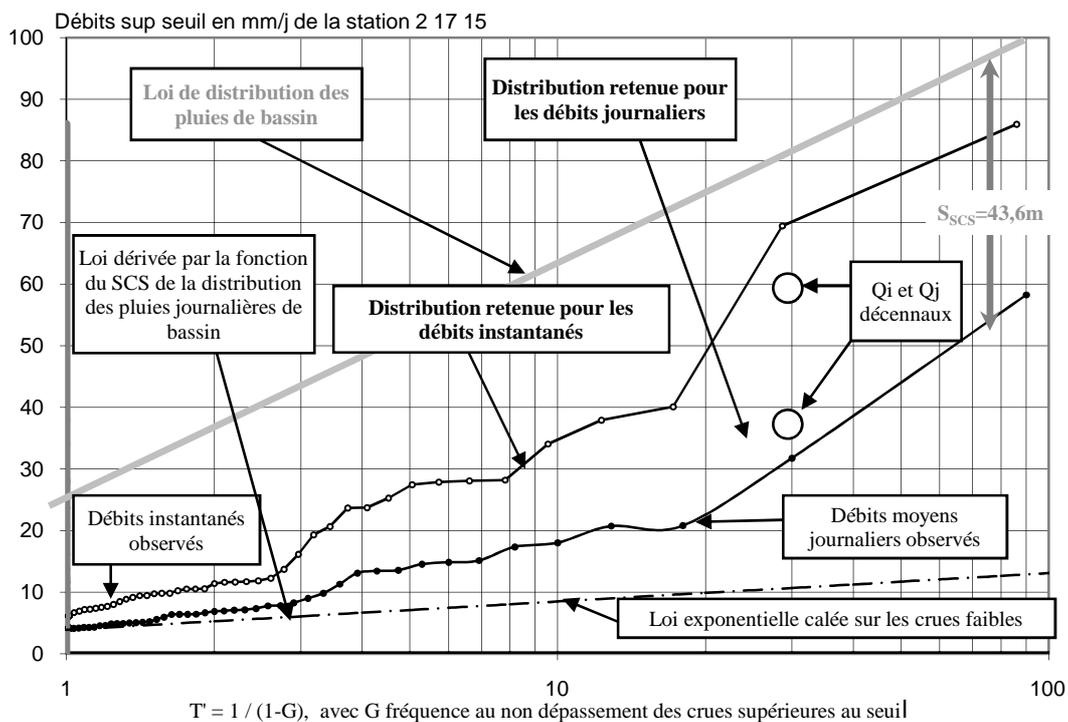


Figure (4.1) : Exemple d'ajustement des débits de crue

Ci après, nous avons présenté quelques graphiques d'ajustement de la loi statistique proposée sur 4 stations du Nord de l'Algérie Figure (4.2) (Laborde 2008).

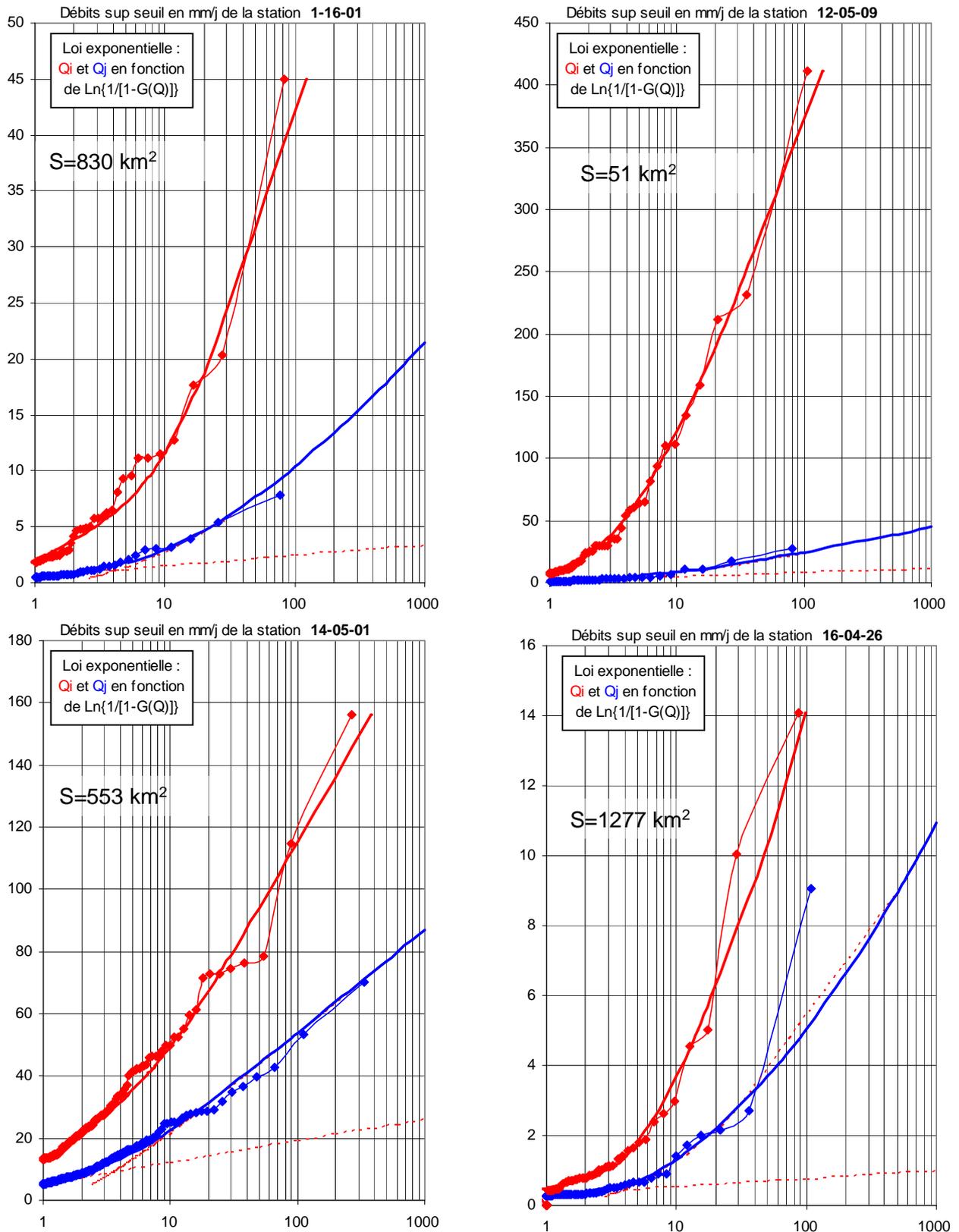


Figure (4.2) : Ajustements de loi statistique proposée sur 4 stations du Nord de l'Algérie (échantillons sup-seuil des débits journaliers Q_j et des débits instantanés Q_i) – Ajustement de bonne qualité (Laborde, 2008)

Les débits journaliers et instantanés ajustés de 127 stations et 120 stations respectivement correspondent à des bassins de moins de 2000 km² et peu ou pas influencés par des ouvrages (Figure 4.3). Ces débits nous ont été fourni pour six périodes d'occurrence suivantes ($T = 2, 5, 10, 20, 50, 100$ ans). Dans un souci de prudence, les débits instantanés de 7 stations ont été écartés car les pointes de crue étaient trop extrapolées.

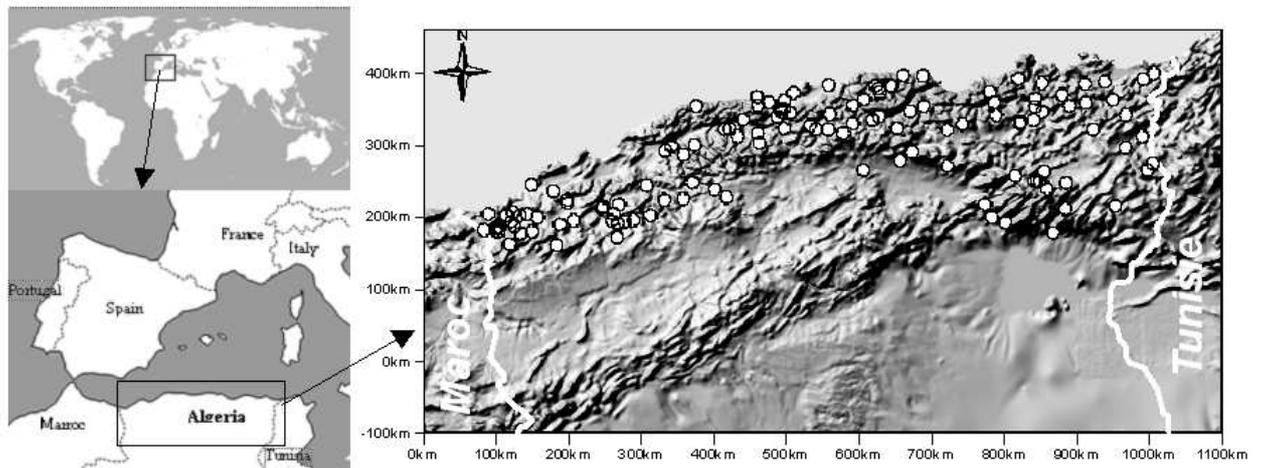


Figure (4.3) : Situation générale de la zone d'étude et les stations de jaugeage utilisées.

4.2.2 Les données sur les précipitations extrêmes

L'ANRH a publié des cartes des précipitations journalières extrêmes et notamment des pluies journalières décennales et des gradex des pluies journalières (Laborde *et al.*, 2007). A partir de ces cartes il est très facile de retrouver la distribution des pluies extrêmes de bassin. Ces cartes ont été établies d'après les observations de 511 postes pluviométriques disposant de plus de 20 années d'observation et en tenant compte du relief, de la distance à la mer et de la longitude.

Dans cette même étude, les coefficients b de la loi de Montana reliant les intensités de pluie à leurs durées ont été évalués sur 143 pluviographes. L'ANRH a également publié une carte de ces coefficients b de Montana.

Les Figure (4.5 et 4.6) ci-dessous mettent en évidence la pluie moyenne décennale spatiale $P_j(10)$ et le Gradex moyenne. A titre d'exemple le bassin versant de l'oued Ed-dous à la station hydrométrique dite Tilesdit I (15 01 06) et qui fait partie du grand bassin de la Soummam, présente une moyenne spatiale des $P_j(10)$ de 68.7 mm et une moyenne spatiale des gradex de 15 mm.

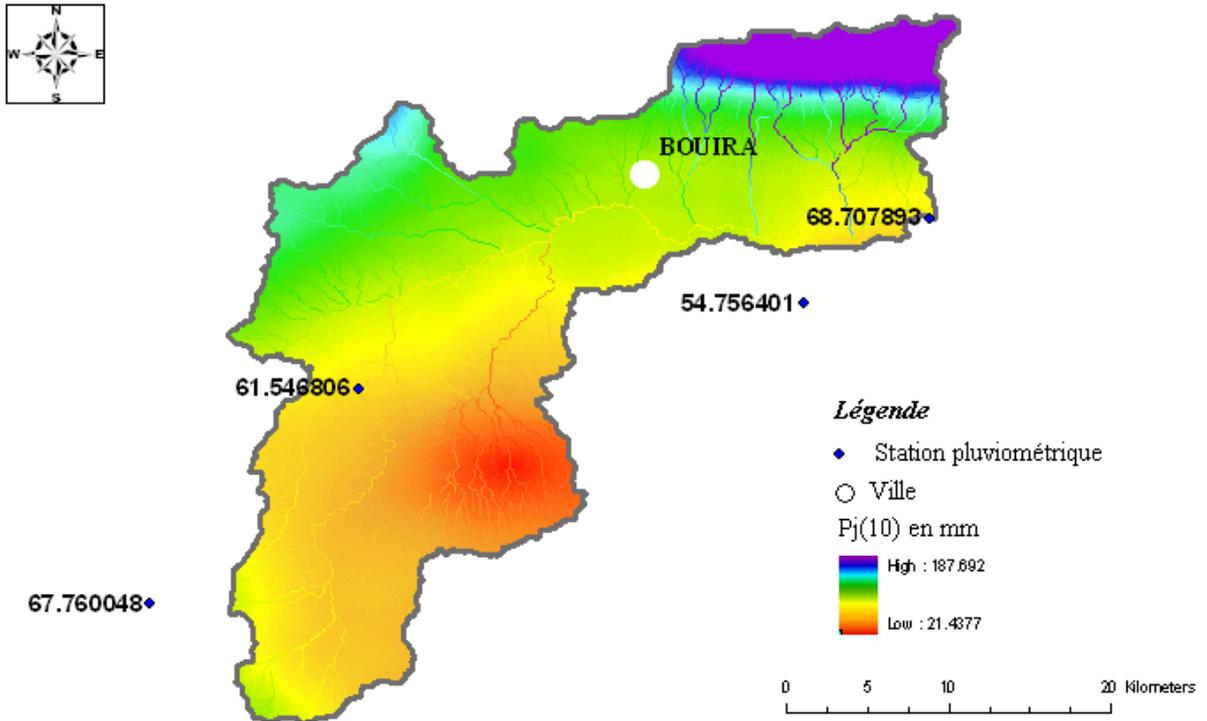


Figure (4.5) : Pluies journalière décennale du bassin 15 01 06

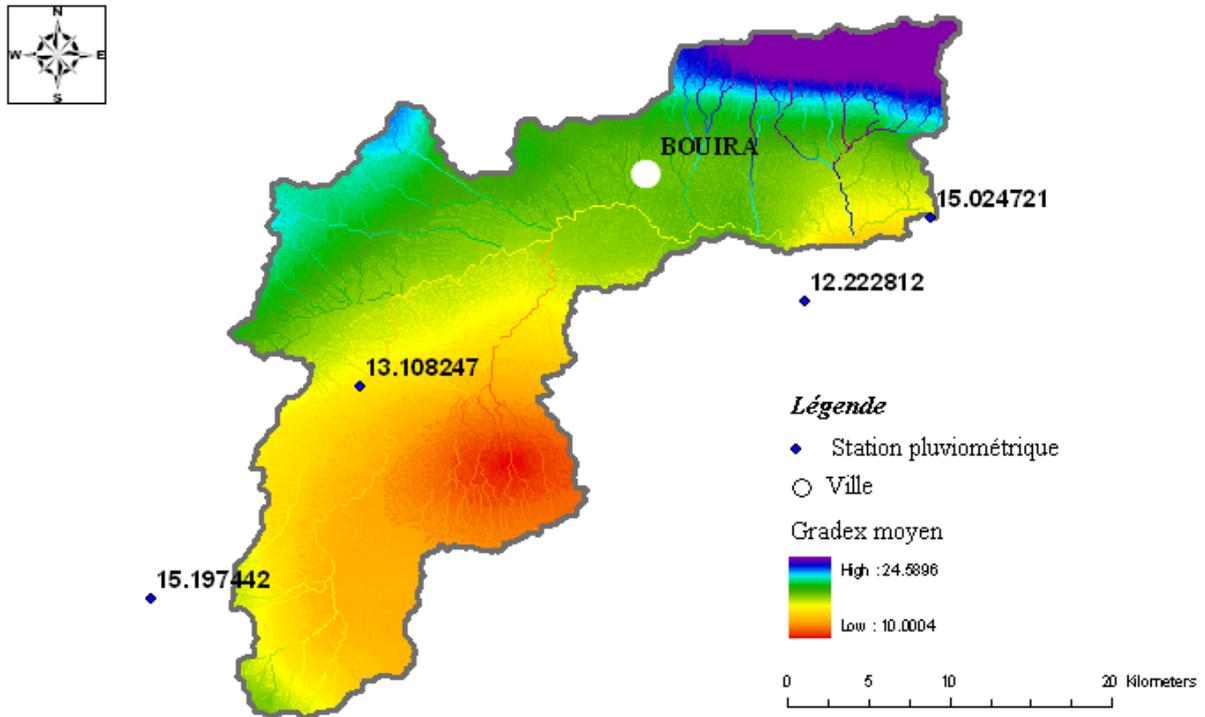


Figure (4.6) : Gradex des pluies journalières décennale du bassin 150106

4.2.3 Présentation de quelques formules empiriques initiales

Dans son étude publiée en 2009, le groupement STUCKY–ENHYD et STUCKY-France ont proposé des relations empiriques entre les débits des crues (pour des périodes de retour décennale, vingtennale, cinquantennale et centennale), les durées caractéristiques et les précipitations journalières décennales $P_j(10)$ de bassin, le coefficient b de Montana, la surface S du bassin versant et de sa pente principale P . Ces deux derniers paramètres étaient issu d'un MNT à ma maille de 1 km².

$$Q_j(10) = 0.000215 \times SurfAm^{0.829} \times P^{0.272} \times P_j(10)_{moy}^{2.03}$$

(Avec $R = 0.85$)

$$Q_i(10) = 0.740 \times SurfAm^{0.678} \times P^{0.485} \times P_j(10)_{moy}^{0.811}$$

(Avec $R = 0.77$)

$$D = 0.0412 \times SurfAm^{0.151} \times P^{-0.522} \times b^{-4.424}$$

(Avec $R = 0.75$)

$Q_j(10)$ débit journalier décennal en m³/s ;

$Q_i(10)$ débit instantané décennal en m³/s ;

$P_j(10)$ pluie journalière décennale en mm/j

$SurfAm$ surface du bassin en km² ;

P pente du thalweg sans unité ;

b coefficient de Montana sans unité.

4.3 Préparation de nouvelles données pour la construction de nouveaux modèles de prédétermination des caractéristiques de débit de crue

4.3.1 Génération des grilles nécessaires pour l'extraction automatique des paramètres morphométriques et climatiques des bassins

Nous avons spatialisé les paramètres morphométriques, pluviométriques et hydrométriques au moyen du logiciel ArcGis 9.3 et ArcHydro tools 1.3. Les paramètres morphométriques ont été extraits d'un MNT à la maille de 100 m adapté à l'hydrologie de l'Algérie du Nord. La figure (4.7) donne l'organigramme des différents traitements que nous avons effectué.

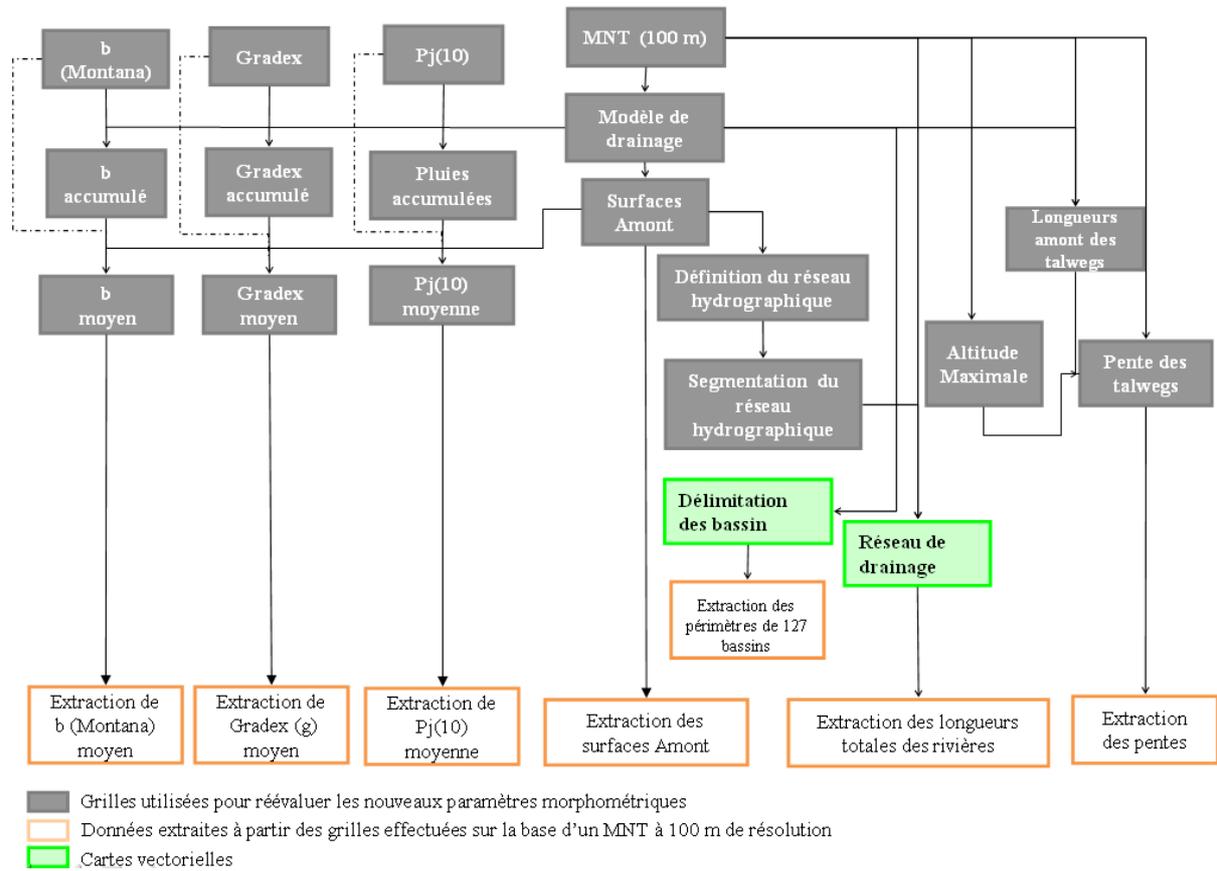


Figure (4.7) : procédures de génération des grilles et d'extraction de paramètres morphométriques et climatiques

4.3.2 Grille des surfaces amont

La grille des surfaces amont (*SurfAm*) est construite à partir du modèle de drainage issue du MNT à 100 m. Elle donne la surface située à l'amont en tout point du MNT. Figure (4.8) montre les surface amont en tout point du bassin de l'oued Nahr Ouassel qui fait partie du grand bassin de Chélif avec une surface totale de 1035.38 km² à la station hydrométrique dite Colonel Bougara (01 10 01).

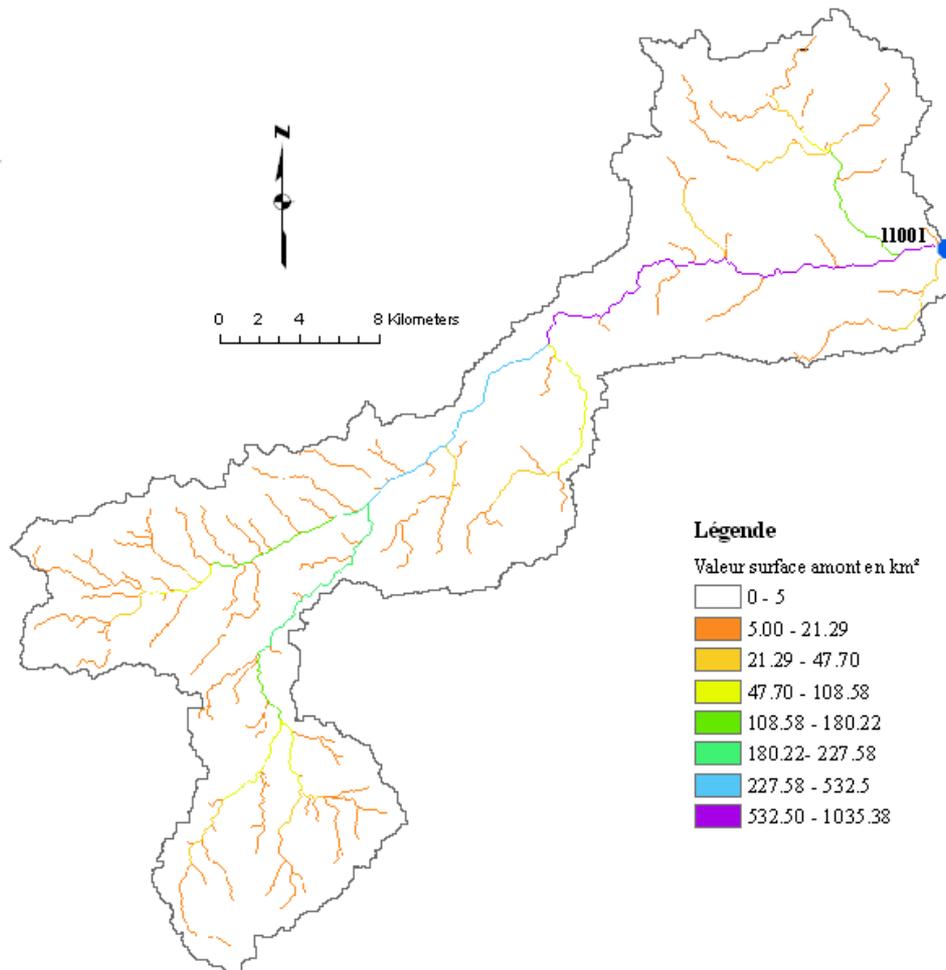


Figure (4.8) : exemple de surface amont du bassin versant 011001

4.3.3 Grille des pluies journalières décennales moyennes de bassin

Pour pouvoir générer cette grille, plusieurs étapes ont été suivies :

4.3.3.1 Ré-échantillonnage de la grille des pluies journalières décennales

Cette grille nous a été fournie par l'ANRH (2007) à la maille de 1 km (1000m) dans un système de projection Lambert Nord Algérie. Cette grille a été ré-échantillonnée à 100 m pour qu'elle soit conforme à la résolution de MNT adapté à l'hydrologie algérienne. Elle se compose de 11 000 colonnes et 5 600 lignes et couvre une zone allant en X de 0 à 1 100 000m et en Y de -100 000 m à 460 000m.

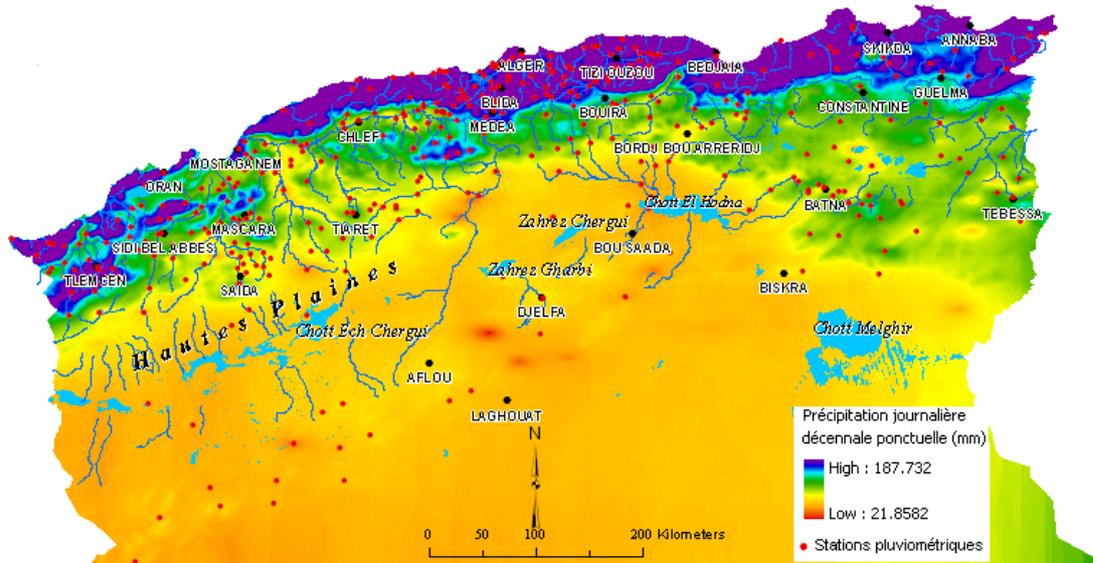


Figure (4.9) : localisation des postes pluviométriques et les précipitations journalières décennales ponctuelles $P_j(10)$ ré-échantillonnées à 100 mètres de l'Algérie du Nord.

4.3.3.2 Génération de la grille des pluies journalières décennales accumulées

Cette grille a été générée à l'aide de la fonction 'Weighted Flow Accumulation' qui nécessite à l'entrée la grille du modèle de drainage et la grille des pluies journalières décennales. Cette fonction permet la comptabilisation des valeurs accumulées (pluies journalières décennales) à l'amont de chaque pixel. A titre d'exemple, les Figures (4.10.a) et (4.10.b) montrent les pluies journalières décennales accumulées et moyennes du bassin versant de l'oued Rhummel qui fait partie du grand bassin versant Kébir Rhummel.

Enfin, nous avons obtenue la grille des pluies journalières décennales moyennes : par combinaison de trois grilles suivantes grille des pluies journalières décennales accumulées, grille des pluies journalière décennales et la grille des surfaces amont.

La pluie journalière décennale moyenne de bassin $P_j(10)_{BV}$ est calculée selon la formule ci-dessous. Elle nous permet d'obtenir la valeur journalière décennale moyenne accumulée en amont de chaque pixel et en incluant sa propre valeur.

$$P_j(10)_{BV(i)} = (p_j(10)Ac_{(i)} + p_j(10)_{(i)}) / (SurfAm_{(i)} + 1) \quad (4.2)$$

Où :

$P_j(10)_{BV i}$: est la pluie journalière décennale sur le bassin versant en amont du pixel i ;

$P_j(10)Ac_{(i)}$: est le cumul des pluies journalière décennales à l'amont du pixel i ;

$P_j(10)_{(i)}$: est la pluie journalière décennale au pixel i ;

$SurfAm_{(i)}$: est la surface à l'amont du pixel i.

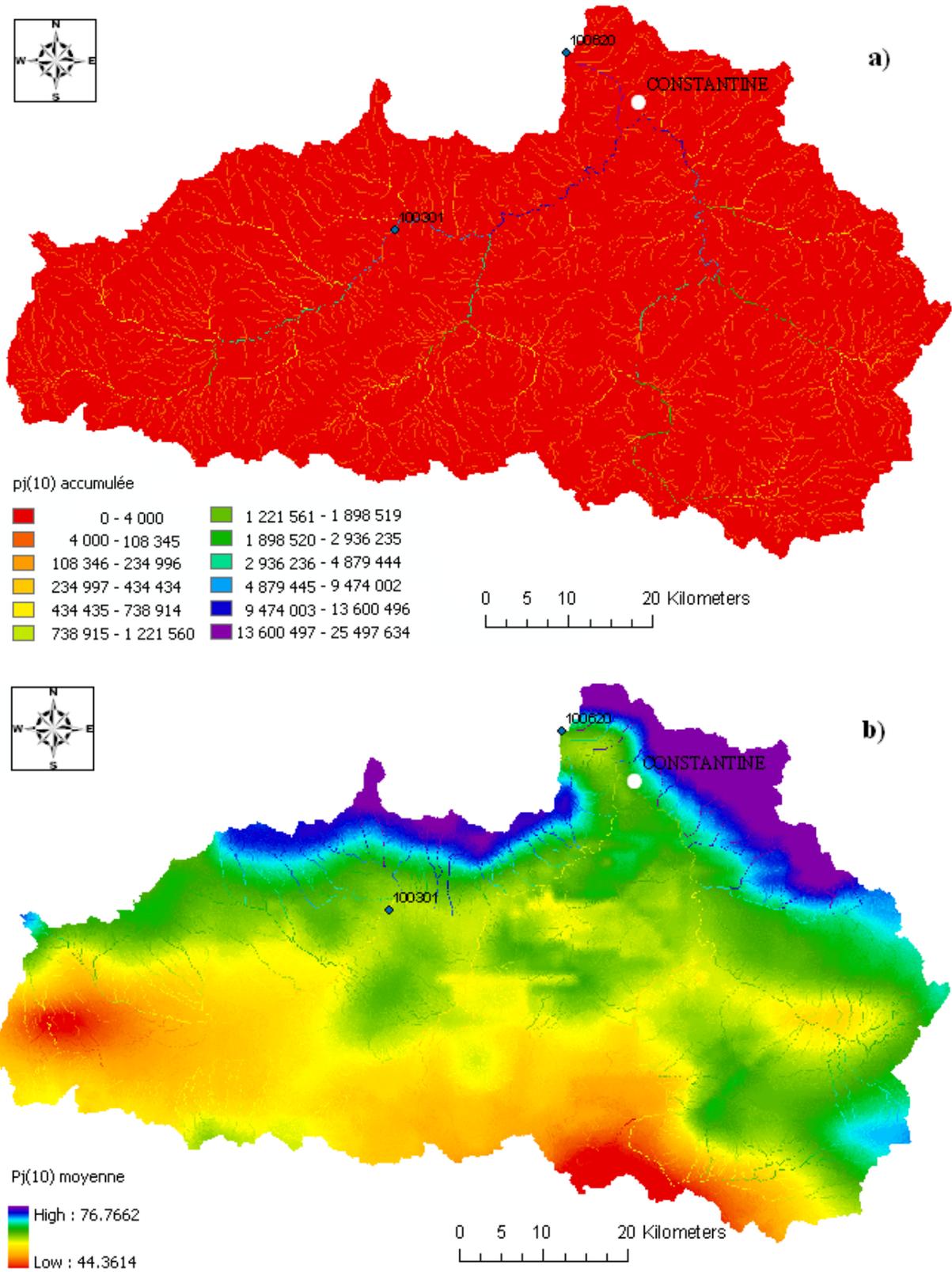


Figure (4.10) Exemple de pluie journalière décennale accumulée (a) et de pluie journalière décennale moyenne (b) du bassin (100620)

4.3.4 Grille des gradex de pluies journalières décennales moyennes de bassin

4.3.4.1 Ré-échantillonnage de la grille des gradex des pluies journalières

Cette grille a été ré-interpolée à la maille de 100 m. Elle comprend 11 000 colonnes et 5 600 lignes et couvre une zone allant en X de 0 à 1 100 000m et en Y de -100 000 m à 460 000 m. Nous y avons retenu le même système de projection qui est celui de Lambert Nord Algérie.

4.3.4.2 Génération de la grille des gradex des pluies journalières décennales accumulées

La génération de cette grille à l'aide de la fonction 'Weighted Flow Accumulation' nécessite à l'entrée la grille de modèle de drainage et la grille des gradex des pluies journalières. Cette fonction permet la comptabilisation des valeurs accumulées (des gradex des pluies journalières décennales) à l'amont de chaque pixel, et ensuite nous avons généré la grille des gradex des pluies journalières décennales moyennes : elle s'obtient aussi par combinaison de trois grilles : grille des gradex de pluies journalières décennales accumulés, grille des gradex des pluies journalières décennales et la grille des surfaces amont.

$$g_{moy(i)} = (gAc_{(i)} + g_{(i)}) / (SurfAm_{(i)} + 1) \quad (4.3)$$

Où :

$g_{moy(i)}$ est le gradex moyen des pluies journalières au pixel i ;

$gAc_{(i)}$ est les gradex accumulés des pluies journalières au pixel i ;

$g_{(i)}$ est les gradex des pluies journalières au pixel i ;

$SurfAm_{(i)}$ est la surface amont au pixel i.

4.3.5 grille des coefficients b de Montana

De la même façon que pour les pluies décennales journalières nous avons construit la grille b des coefficients de Montana.

4.4 les paramètres explicatifs à la maille de 100 m

L'organigramme de la Figure (4.7) montre les procédures qui ont été suivies pour extraire les paramètres morphométriques et climatiques susceptibles d'être explicatifs. Pour les 118 stations de jaugeages considérées comme des stations fiables, nous avons extrait les nouvelles estimations des paramètres explicatifs retenus dans l'étude initiale : les surfaces amont ; les pentes amont, les pluies journalières décennales de bassin et les coefficients b de Montana.

A ces paramètres explicatifs retenus dans l'étude précédente nous avons ajouté de nouveaux termes qui nous ont paru susceptibles d'être explicatifs dans ce nouveau contexte : les pluies journalières de bassins pour des périodes de retour de 10, 20, 50 et 100 ans ; les longueurs des thalwegs principaux et les périmètres des bassins.

4.5 Prédétermination de la pluie journalière moyenne vingtennale, cinquantennale et centennale

L'estimation de la pluie moyenne pour les différentes périodes de retour a été effectuée à partir de la formule suivante (Laborde, 2008) :

$$P_j(T) = P_j(10) - [2.25 + \text{Ln}\{-\ln(1 - 1/T)\}]g \quad (4.4)$$

$P_j(T)$: est la pluie journalière moyenne pour une période de retour T ;

$P_j(10)$: est la pluie journalière moyenne décennale ;

g : est le gradex moyen de la pluie.

Ces pluies de différentes périodes d'occurrences ont été spatialisées à la maille de 100 m pour tout le Nord de l'Algérie.

4.6 Utilisation de la régression linéaire multiple pour la construction de modèles de prédétermination de débit de crue

4.6.1. Introduction

Une meilleure connaissance de débit joue un rôle essentiel dans l'amélioration de la planification des ressources hydriques et de la gestion au profit de l'agriculture, de l'économie et de la société. La modélisation hydrologique est une méthode incontournable qui permet d'avoir plus d'information sur le débit.

Toutefois, La modélisation hydrologique est souvent confrontée à un certain nombre de problèmes notamment ceux liés aux :

- a. Sites d'intérêt non jaugés ;
- b. données historiques observées disponibles sur le Site d'intérêt mais non représentatives de l'écoulement en raison des changements dans les caractéristiques du bassin versant, comme l'urbanisation ;
- c. absence de longues séries chronologique des débits pour l'estimation des paramètres hydrologiques.

Ceci est particulièrement important pour les bassins non jaugés dans lequel les débits ne sont pas mesurés, mais plutôt estimés sur la base des modèles hydrologiques avec des incertitudes importantes découlant de l'utilisation des paramètres du modèle non calibrés.

Dans la communauté scientifique hydrologique, les efforts importants effectués en matière de prévision de ruissellement dans les bassins versant non jaugés, qui remonte aux années 70 et 80, ont généralement impliqué la régionalisation hydrologique pour estimer les paramètres du modèle pluie-débit et, par conséquent, le débit à des bassins non jaugés.

Il existe deux approches communes permettent de surmonter la difficulté de la modélisation hydrologique sur les bassins non jaugés. Une approche basée sur la physique et l'autre sur la régionalisation des paramètres du modèle en fonction des caractéristiques morphologiques et climatiques des bassins versants.

De nombreux auteurs ont utilisé les modèles de régression régionale pour faire les estimations de débit sur les sites non-jaugés (Thomas et Benson, 1970 ; Vogel et Kroll, 1990 ; Tasker *et al.*, 1996, Weeks, *et al.*, 1984 ; Jakeman *et al.*, 1992 ; Post *et al.*, 1998 ; Sefton *et al.*, 1998 ; Abdulla *et al.*, 1997, Seibert 1999, Fernandez *et al.*, 2000 ; Merz, *et al.*, 2004 ; Wagener, et Wheater *et al.*, 2004 ; Wagener T, Sivapalan, *et al.*, 2004, McIntyre *et al.*, 2005 ; Wagener *et al.*, 2006).

La régionalisation consiste à ce qu'un modèle hydrologique soit calibré par les observations d'un grand nombre de bassins jaugés. La caractéristique commune des approches de régionalisation est de relier les paramètres du modèle optimisé aux caractéristiques des bassins versants statistiquement par les régressions (par exemple, Abdulla *et al.*, 1997 ; Burnash *et al.*, 1973, Fernandez *et al.*, 2000 ; Jarboe *et al.*, 1974, Magette *et al.*, 1976, Merz *et al.*, 2004, Seibert, 1999 ; Weeks *et al.*, 1985, Weeks, 1987).

Les équations de régression sont développées dans l'objectif d'expliquer les valeurs mesurées des paramètres du modèle à partir de caractéristiques physiques observés des bassins versants jaugés. Cependant que certains des paramètres du modèle peuvent présenter de fortes corrélations avec les caractéristiques physiques du bassin versant (surface du bassin, par exemple, et la longueur du thalweg principal), il est fréquent que peu ou pas de corrélation significative est notée pour la plupart des paramètres (Wagener, et Wheater *et al.*, 2004 ; Wagener T, Sivapalan, *et al.*, 2004).

Une étude approfondie sur de nombreuses études fondées sur des statistiques de ce type a été menée par Riggs (1973). L'estimation des débits de crue pour différentes fréquences dans les sites non-jaugés à partir des méthodes de régression basées sur la régionalisation des crues, ont été jugées cohérentes et reproductibles pour l'estimation des quantiles de crues pour les sites non-jaugés (Newton et Herrin, 1982).

4.6.2 La régression linéaire multiple comme méthode de régionalisation hydrologique

La régression linéaire multiple est une technique statistique fréquemment utilisée dans la régionalisation hydrologique. Elle permet d'estimer les débits de pointe à différents temps de retour. Elle se base essentiellement sur la relation existante entre les débits et les caractéristiques morphométriques et climatiques des bassins versants. Une relation doit être établie pour chaque temps de retour considéré. Cette méthode connue une large utilisation dans la modélisation hydrologique notamment pour évaluer les caractéristiques hydrologiques d'intérêt dans le cas des sites non-jaugés. Plusieurs auteurs ont adopté beaucoup d'approches concernant ce type de méthode de régionalisation (Benson (1962, 1964), Gingras et Adamowski (1993), Stănescu si Oancea (1993), Pittlick (1994), GREHYS (1996 a, b))

La relation la plus couramment utilisée entre les statistiques de flux (ici représenté par l'intervalle Q_T quantile de crue de période de retour T) et les caractéristiques du bassin versant (X_1, X_2, \dots, X_n) est la fonction de forme puissance (voir Thomas et Benson, 1970).

$$Q_T = \alpha_0 X_1^{\alpha_1} X_2^{\alpha_2} \dots X_n^{\alpha_n} \varepsilon_0 \quad (4.5)$$

Avec :

X_1, X_2, \dots, X_n sont les variables explicatives (Caractéristiques morphométriques et climatiques d'un bassin versant) ;

$\alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_n$ sont les paramètres du modèle ;

Q_T est le quantile de la crue pour une période de retour T ans ;

ε_0 est le terme d'erreur multiplicative ;

n est le nombre de variables explicatives.

Par ailleurs, si le terme d'erreur (ε_0) est supposé être additif, alors la fonction devient (McCuen *et al.*, 1990) :

$$Q_T = \alpha_0 X_1^{\alpha_1} X_2^{\alpha_2} \dots X_n^{\alpha_n} + \varepsilon_0 \quad (4.6)$$

ε_0 : Evalue les écarts entre les valeurs réellement observées et les valeurs prédites par le modèle.

Pour les deux cas, les paramètres du modèle ne sont pas connus et doivent être déterminées en utilisant les statistiques des données de débit observées (débits ajustés) et les caractéristiques du bassin versant. Si le terme d'erreur est multiplicatif (Eq. 1), puis le modèle à forme puissance peut être linéarisé par une transformation logarithmique, alors les paramètres du modèle linéarisés peuvent être estimés par la technique 'régression linéaire'.

Une procédure commune consiste à linéariser l'équation (4.5) par une transformation logarithmique, puis l'estimation des paramètres du modèle linéarisé par une technique des moindres carrés.

$$\log(Q_T) = \log(\alpha_0) + \alpha_1 \log(X_1) + \dots + \alpha_n \log(X_n) + \log(\varepsilon_0) \quad (4.7)$$

Cependant, si l'erreur du modèle est additif il devient impossible de linéariser le modèle par une transformation logarithmique et les paramètres du modèle doivent être estimés par une méthode d'optimisation non linéaire. La plupart des techniques de régression existantes sont basées sur l'hypothèse que le modèle peut être linéarisé par la transformation logarithmique.

L'outil utilisé pour construire les modèles de prédétermination des crues du Nord de l'Algérie par la méthode de régression multiple est celui de l'HYDROLAB (Laborde *et al.*, 1998). La technique adoptée par ce dernier, procède à une sélection automatique des variables explicatives par la méthode *Backward elimination* ; autrement dit que l'on considère au départ toutes les variables susceptibles d'être explicatives puis que l'on élimine successivement celles qui n'apportent aucune augmentation significative de la variance expliquée.

La méthode consiste à calculer les coefficients de corrélations partielles et d'éliminer éventuellement la variable dont le coefficient est le moins significatif (en fait, il suffit de tester le plus petit coefficient de corrélation partielle en valeur absolue). Le test de l'hypothèse nulle appliqué est celui de Student au seuil de 5% (seuil choisi à priori est non modifiable). Ensuite on teste le coefficient de corrélation multiple par le test de Fisher-Snedecor au seuil de 5%. Si l'un de ces deux tests est négatif ceci consiste à supprimer la variable explicative

correspondant au plus petit coefficient de corrélation partielle, et à recommencer avec une variable explicative en moins. Cette procédure s'arrête lorsque tous les tests sont positifs (Laborde, *et al.*, 1998).

Pour la validation des modèles, on s'est basé plus particulièrement sur la vérification des hypothèses adoptées par la régression linéaire multiple concernant les résidus. Ceci nous a conduits à l'utilisation d'autres logiciels statistiques (Statistica et Mintab).

4.6.3 1'Estimation des paramètres du modèle de la régression multiple par les moindres carrés

L'équation estimée de la régression est donnée par :

$$\hat{y} = b_0 + b_1x_1 + b_2x_2 + \dots + b_kx_k \quad (4.8)$$

Le critère d'optimisation consiste à minimiser la somme des carrés des écarts entre la droite de régression et les valeurs observées y . On parle alors de l'**estimateur des moindres carrés** ou 'estimateur MCO', pour 'moindres carrés ordinaires'.

La méthode MCO est plus répandue pour calculer $\alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_n$, l'estimateur des moindres carrés. Cette méthode cherche la meilleure estimation des paramètres du modèle en minimisant l'erreur $S = \sum e_i^2$ où $e_i = y_i - \hat{y}_i$ représente le résidu.

L'estimateur des moindres carrés minimise la somme des carrés des résidus :

$$e_i = \sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2$$

$$e_i = \sum_{i=1}^n (y_i - b_0 - b_1x_1 - b_2x_2 - \dots - b_kx_k)^2 \quad (4.9)$$

Les caractéristiques de la méthode de régression multiple sont illustrées en annexe II.

4.6.4 HYPOTHÈSES DE LA MÉTHODE DES MCO DE LA RÉGRESSION LINÉAIRE MULTIPLE

La régression linéaire multiple repose principalement sur les hypothèses liées aux variables de l'équation et au terme d'erreur ε qui regroupe les informations absentes du modèle. Il importe donc que l'on vérifie ces hypothèses afin de pouvoir interpréter les résultats :

La première hypothèse suppose la linéarité des variables de l'équation ;
Et que $n > p + 1$, le nombre d'observations est supérieur au nombre de paramètres du modèle (variables explicatives + constante)

Quant aux hypothèses probabilistes liées au terme d'erreur, elles supposent :

1. la moyenne des résidus $\bar{\varepsilon} = \frac{1}{n} \sum_i \varepsilon_i = 0$. Ceci ne traduit pas forcément la pertinence de la régression. En revanche, si elle est différente de 0, cela indique à coup sûr des calculs erronés ;

2. $Cov(\varepsilon, X) = 0$ l'erreur est indépendante des variables explicatives ;
3. $E(\varepsilon_i, \varepsilon_j) = 0$ les erreurs sont non-corrélées, (non-autocorrélation des erreurs) ;
4. $E(\varepsilon) = \sigma_\varepsilon^2$ la variance de l'erreur est constante : homoscedasticité (si la valeur des résidus augmentent avec les valeurs prédites ceci indique l'hétéroscedasticité) ;
 - la normalité des résidus $\varepsilon \equiv$ Normale $(0, \sigma_\varepsilon)$ La normalité des erreurs (résidus : produites par la différence entre les valeurs ajustées et les valeurs prédites) est nécessaire pour évaluer la pertinence des modèles ; la variance est constante ;

4.7 Choix de variables explicatives

L'objectif de l'analyse par régression est donc d'exprimer le maximum de la variance de la variable à expliquer (débit ajusté) avec le minimum de variables explicatives. Il est donc important de choisir parmi les variables à disposition seulement celles qui ont une influence certaine sur le débit (Benoit *et al.*, 2009).

En effet, le choix des variables explicatives est basé essentiellement sur les variables explicatives fortement corrélées à la variable dépendante et faiblement corrélées entre elles ceci peut être vérifié par l'établissement de la matrice de corrélation qui présente les coefficients de détermination entre les variables.

4.8 Détection d'observations atypiques et influentes

Un point est dit aberrant (point atypique : résidu élevé) lorsque qu'un individu prend une valeur exceptionnelle sur une variable ou sur des combinaisons de variables. Ces points sont problématiques, car ils peuvent biaiser les résultats. Il importe donc d'identifier ces individus et de les considérer attentivement. Les points influents sont des observations qui pèsent excessivement sur les modèles de la régression. Ils sont remarquablement isolés des autres points, ceci peut être révélé par l'asymétrie de la distribution des résidus. Ils représentent les valeurs extrêmes des variables, en cela ils se rapprochent des points atypiques (Rakotomalala, 2011).

Il est souvent difficile de distinguer les points atypiques des points influents. La meilleure façon pour se faire est de ré-estimer les coefficients de la régression en retirant le point en question. Si les résultats révèlent une différence significative, en termes de prédiction ou en termes de différence entre les coefficients estimés, le point est certainement influent (Rakotomalala, 2011).

Une exploration statistique des caractéristiques ou variables dites explicatives $X = (X_1, X_2, \dots, X_p)$ est incontournable. Les données peuvent présenter des observations atypiques. Cela consiste à vérifier l'allure des distributions, présence de données atypiques, corrélations et cohérences et transformations éventuelles des données (Besse, 2006).

L'exploration statistique est incontournable avant de procéder aux méthodes d'estimation. En effet, la méthode de régression linéaire multiple est très sensible à la présence des observations atypiques (*outliers*).

La Boîte à moustaches (aussi appelée diagramme en boîte, boîte de Tukey ou Box plot) est une représentation graphique de données statistiques. Elle a été inventée par Tukey (1977) pour représenter schématiquement une distribution.

L'outil Boîte à moustache permet de détecter des observations aberrantes (points atypiques). Elle permet d'estimer plusieurs paramètres indicateurs importants (Figure 4.11): le premier quartile ($Q1 = 25\%$), la médiane (ME) et le troisième quartile ($Q3 = 75\%$) ainsi l'intervalle Interquartile qui mesure la dispersion (Dalalyan, 2011).

$$IQ = Q3 - Q1 \quad (4.10)$$

Les extrémités de la boîte indiquent les valeurs minimales et maximales non atypiques. Les seuils désignant les valeurs atypiques sont définies par les règles suivantes (Rakotomalala, 2011):

$$LIF = Q1 - 1.5 \times IQ \quad (4.11)$$

$$UIF = Q3 + 1.5 \times IQ \quad (4.12)$$

Où :

LIF signifie "Lower Inner Fence" ET *UIF* "UPPER INNER FENCE".

Les points situés au delà de ces limites sont souvent jugées atypiques. Ceci nous exige à vérifier les observations correspondantes.

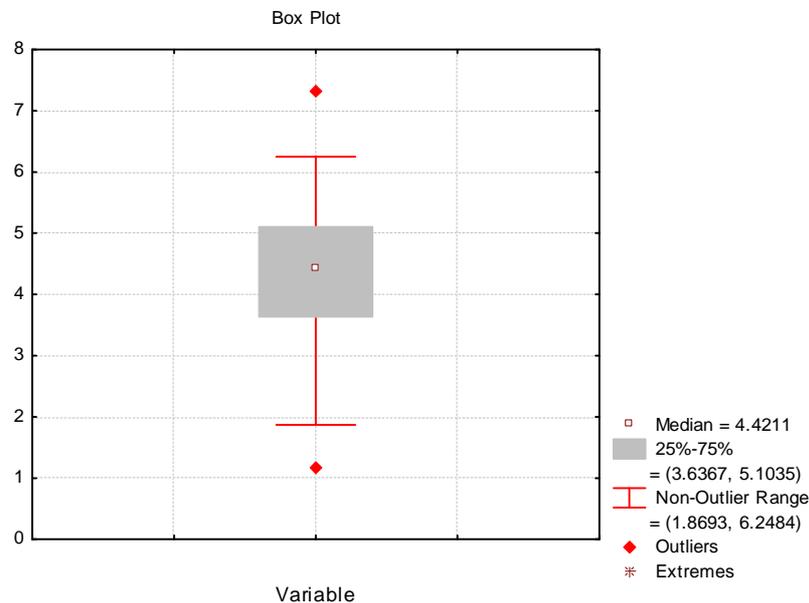


Figure (4.11) : Boxplot d'une variable explicatif, 2 observations se démarquent (points atypiques)

Dés que ces valeurs atypiques sont détectées, il est nécessaire de vérifier la fiabilité des mesures. Autrement dit, il n'y a pas de méthodes spécifiques pour traiter ces valeurs aberrantes que de les écarter de l'échantillon.

4.9 Vérification des hypothèses d'application de la régression et la pertinence du modèle

4.9.1 Résidu standardisé

Le résidu standardisé indique l'importance du résidu observé $\varepsilon_i = y_i - \hat{y}_i$ et de déduire s'il est anormalement élevé, en valeur absolue, c.à.d. que le point a été mal reconstitué par le modèle : il s'écarte ostensiblement de la relation modélisée entre les valeurs observées et les valeurs prédites.

4.9.2 Analyse des résidus

L'analyse des résidus, $\varepsilon_i = y_i - \hat{y}_i$, peut servir d'outil pour déterminer si le modèle de régression estimé est approprié, c.à.d. que les hypothèses qui sous-tendent l'inférence sur l'estimateur des MCO sont satisfaites.

Les cinq hypothèses sur le terme d'erreur ε forment la base théorique des tests de Student et de Fisher ainsi que de l'estimation par intervalle (moyenne zéro ; indépendance ; non-autocorrélation ; homoscedasticité ; normalité). La validité des hypothèses 3 et 4 peut être examinée graphiquement dans un 'nuage de points' des résidus par rapport à x ou par rapport \hat{y} . La validité de l'hypothèse 5 peut être examinée graphiquement dans un histogramme des résidus standardisés

https://www.hec.unil.ch/docs/files/42/233/statistique_4_2.pdf.

4.9.3 Les caractéristiques des graphiques des résidus

Il est important d'utiliser les outils graphiques pour diagnostiquer la pertinence du modèle obtenu par régression multiple.

En fait, plusieurs graphiques des résidus peuvent être établis afin de vérifier les hypothèses énumérées précédemment. Ces résidus sont présentés en fonction des paramètres explicatives ou du paramètre prédit comme l'indiquent les figures-types ci-dessous :

Le type du graphique dépend des valeurs prédites ou observées que nous portons en abscisse. Pour le graphe des résidus (Figure 4.12 a) qui présente les points uniformément répartis au hasard, sur l'ordonnée (aucun point ne s'écarte manifestement des autres) est de la forme normale. La forme de régularité dans le nuage de points ne doit pas être apparente.

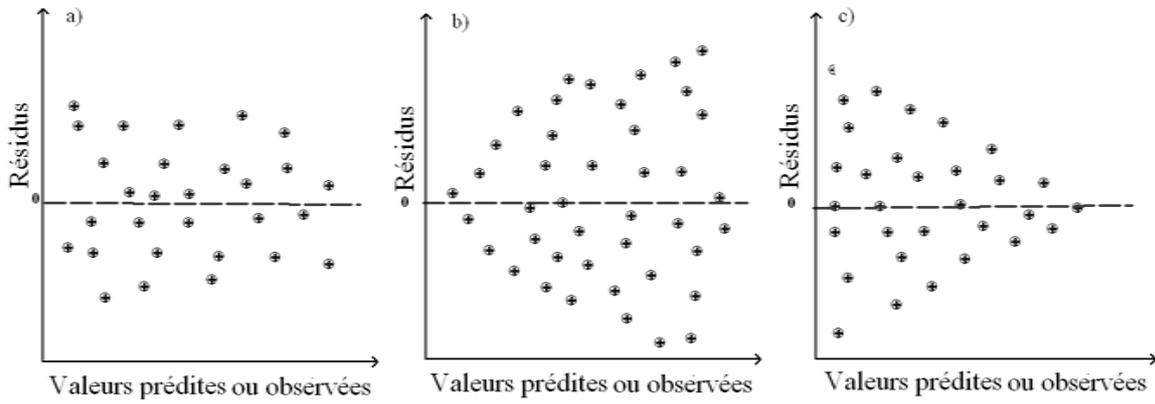


Figure (4.12) : a) Forme correcte graphique 'normal' des résidus ; b) et c) variance non constante (hétéroscedasticité : hypothèse 4 n'est pas remplie). (Source :Helsel et Hirsch, 2002)

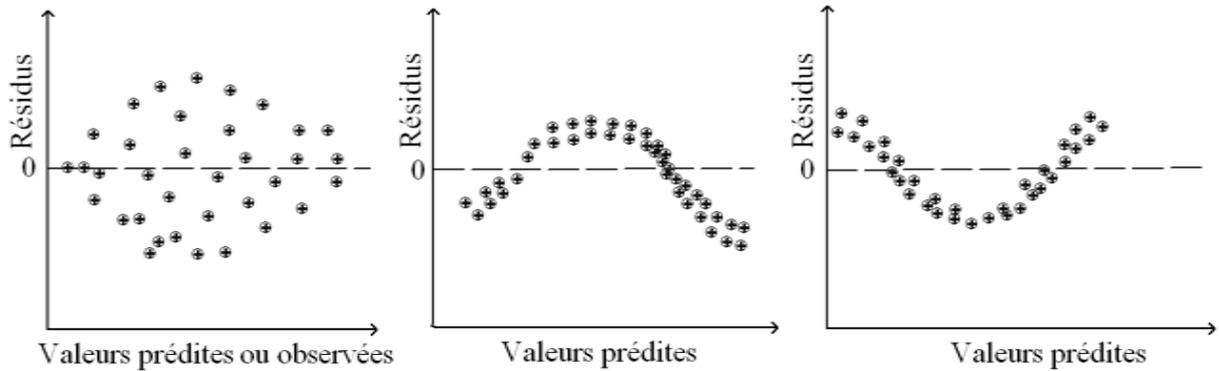


Figure (4.13) : dépendance entre ε_i et x_i (hypothèse 2 non remplie) et/ou auto corrélation (hypothèse 3 non vérifiée) ; la relation à modéliser est non-linéaire.(Source :Helsel et Hirsch, 2002)

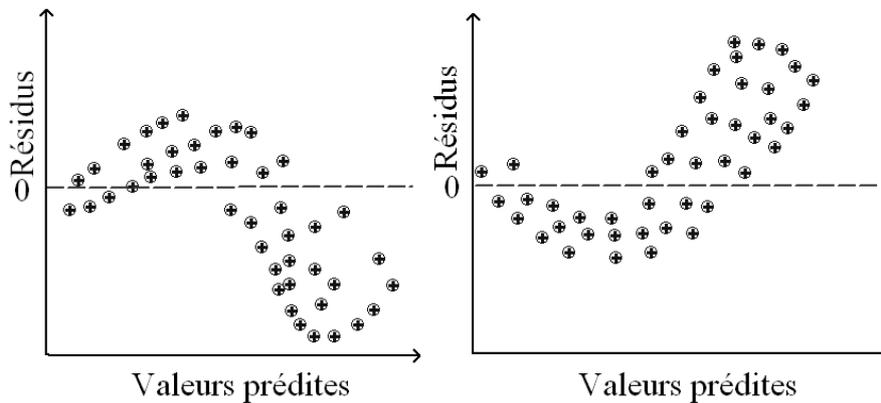


Figure (4.14) : Combinaison du non linéarité et de la variance non constante. (Source :Helsel et Hirsch, 2002)

4.9.5 Test de la normalité des résidus

4.9.5.1 Principe du test de la normalité des résidus

Ce test est basé sur le coefficient d'asymétrie :

$$\alpha_1 = \frac{m_3}{\sigma^3} \quad (4.13)$$

Où m_3 est le moment centré d'ordre 3, et σ l'écart-type.

On dit que la distribution est normale si α_1 est égal à 0.

Le test d'hypothèses s'écrit de la manière suivante :

- ✓ H_0 : *résidu* suit une loi normale, par conséquent $\alpha_1 = 0$
- ✓ H_1 : ε ne suit pas une loi normale, par conséquent $\alpha_1 \neq 0$

4.9.5.2 Statistique du test et intervalle de confiance

Pour effectuer le test, nous devons estimer la statistique du test et identifier sa loi de distribution sous H_0 . Nous utilisons le coefficient d'asymétrie empirique :

$$g_1 = \frac{\frac{1}{n} \sum_i \hat{\varepsilon}_i^3}{\left(\frac{1}{n} \sum_i \hat{\varepsilon}_i^2 \right)^{\frac{3}{2}}} \quad (4.14)$$

Sous H_0 , elle suit asymptotiquement une loi normale d'espérance et d'écart-type :

$$\begin{aligned} \mu_1 &\approx 0 \\ \sigma_1 &\approx \sqrt{\frac{6}{n}} \end{aligned}$$

Le rapport $\alpha_1 = \frac{g_1}{\sigma_1}$ est estimé pour un test bilatéral au risque α , la région critique est définie par

$$|\alpha_1| \geq u_{1-\frac{\alpha}{2}}$$

Où $u_{1-\frac{\alpha}{2}}$ est la valeur d'ordre $1-\frac{\alpha}{2}$ de la loi normale centrée réduite.

Nous appliquons le test ci-dessus sur les résidus des débits décennaux journalier.

4.9.6 Test de Jarque-Bera

4.9.6.1 Principe du test

Le test de Jarque et Bera (1984) est basé sur la notion de *Skewness* (asymétrie) et de *Kurtosis* (aplatissement) ; il permet de vérifier la normalité de distribution statistique des résidus. Il complète le test précédent en intégrant le coefficient d'aplatissement.

$$\alpha_2 = \frac{m_4}{\sigma^4} - 3 \quad (4.15)$$

Où m_4 est le moment centré d'ordre 4, σ est l'écart-type.

4.9.6.2 Statistique du test et seuil critique

Estimateur de α_2

Pour évaluer le coefficient d'aplatissement, il faut évaluer sa statistique et sa distribution sous H_0 . Ca serait bien *plus* facile d'utiliser l'estimation déduite de la définition du coefficient α_2 :

$$g_2 = \frac{\frac{1}{n} \sum_i \hat{\varepsilon}_i^4}{\left(\frac{1}{n} \sum_i \hat{\varepsilon}_i^2\right)^2} - 3 \quad (4.16)$$

Sous H_0 , l'espérance et l'écart-type de g_2 sont :

$$\mu_2 \approx 0, \quad \sigma_2 \approx \sqrt{\frac{24}{n}}$$

La statistique standardisée suit une loi normale :

$$\alpha_2 = \frac{g_2}{\sigma_2} \approx N(0,1)$$

4.9.6.3 Statistique de Jarque-Bera

La statistique de Jarque Bera (T) consiste à combiner les deux statistiques g_1 et g_2 qui sont indépendants (asymptotiquement). Elle s'écrit comme suit :

$$T = \frac{(n-p-1)}{6} \left(g_1^2 + \frac{g_2^2}{4} \right) \quad (4.17)$$

La valeur $(n-p-1)$ représente le degré de liberté : nous disposons d'un échantillon de taille n , il y a $(p+1)$ coefficients à estimer dans la régression avec constante (Rakotomalala, 2011).

Sous H_0 , la statistique T suit une loi du χ^2 à 2 degrés de liberté. La région critique du test, au risque α , s'écrit :

$$T > \chi_{1-\alpha}^2$$

Il s'agit d'un test unilatéral $\chi_{1-\alpha}^2$ (2) correspond au fractile d'ordre $1-\alpha$ de la loi χ^2 à deux degrés de liberté.

L'asymétrie des résidus (la distribution des résidus ne suit pas la loi normale) peut avoir lieu (Rakotomalala, 2011):

- Lorsque les points atypiques et influents sont présents dans les données, ils seront mal reconstitués par la régression. La moyenne des résidus est égale à 0, mais la dispersion est très inégale de part et d'autre de cette valeur ;
- Lorsque les données sont en réalité constituées par plusieurs populations ;
- Lorsqu'on est face à un problème de spécification, une variable explicative importante n'est pas prise dans la régression.

4.10 Vérification de l'asymétrie des variables par ajustement à la loi Log-Normale

La mesure du degré d'asymétrie de la distribution par rapport à sa moyenne des variables peut être effectuée par plusieurs façons : en premier lieu, par l'estimation du coefficient d'asymétrie (*Skewness*). Il est défini comme suit :

On l'obtient à partir du moment de troisième ordre. Le moment de troisième ordre estimé pour un échantillon d'effectif n .

$$k = \frac{n \sum (x_i - \bar{x})^3}{(n-1)(n-2)} \quad (4.18)$$

$$\alpha = \frac{K}{(s_x)^3} \quad (4.19)$$

Avec :

Avec les propriétés suivantes :

$\alpha = 0$ pour une distribution symétrique ;

$\alpha > 0$ pour une distribution allongée vers la droite ;

$\alpha < 0$ pour une distribution allongée vers la gauche.

Comme on peut utiliser des lois déjà asymétriques tel que la loi Log-normale ou la loi Gamma.

4.11 Conclusion

La méthode de régression linéaire multiple évoquée plus haut sera appliquée pour la construction des modèles de prédétermination des débits de crues pour différentes fréquences ($T= 10, 20, 50$ et 100 ans). Afin de diagnostiquer la robustesse de ces modèles, nous allons nous baser sur la vérification des hypothèses concernant les résidus entre les valeurs observées et les valeurs estimées.

Après la validation des modèles de prédétermination, nous allons construire des grilles de débits de crues pour les périodes de retour considérées. Ces grilles vont permettre de connaître la crue pour une période de retour définie en tout point du réseau hydrographique de l'Algérie du Nord.

CHAPITRE 5

Evaluation des débits de crues sur les bassins versants non jaugés de l'Algérie du Nord : application sur SIG

5.1 Application de la régression multiple aux quantiles de crue du Nord de l'Algérie

Le réseau hydrométrique des cours d'eau des bassins versants de l'Algérie du Nord n'est pas assez dense (Figure 5.1). Par ailleurs, on rencontre deux problèmes cruciaux au niveau des bassins versants qui sont essentiellement :

- l'absence totale de station de jaugeage et/ou la longueur de série chronique de débits disponibles qui s'étale sur une période assez courte ce qui peut entraver une étude statistique pertinente ;
- L'emplacement de la station de jaugeage, qui peut coïncider rarement avec le site d'intérêt.

Toutefois, pour les différentes applications d'ingénierie, les évaluations des débits de projets pour les aménagements hydrauliques sont nécessaires. Par ailleurs, la modélisation hydrologique représente un outil incontournable d'aide à la décision en matière de bonne gestion des ressources en eaux.

Nous adoptons une approche de régionalisation utilisant une analyse régionale de fréquence de crues dans laquelle, les équations de régression sont élaborées par des quantiles de crues estimés dans les bassins jaugés en fonction de leurs caractéristiques morphométriques. (Leith, 1975; Waylenet Woo, 1981). Par conséquent, ces équations peuvent être appliquées à n'importe quel bassin de l'Algérie du Nord.

Les estimations fiables de statistiques de débit sont indispensables pour les ressources en eau et à des fins de prévision des crues. Ainsi la régionalisation est menée pour faire des estimations de statistiques de flux sur les sites non-jaugés en utilisant les caractéristiques physiographiques. La régionalisation est également effectuée afin d'améliorer les statistiques de flux sur les sites où les séries sont courtes.

La prédétermination des débits de crues sur des bassins versants non jaugés du Nord de l'Algérie est l'un des objectifs visé par cette étude. L'ANRH a mis à notre disposition les débits décennaux journaliers $Q_{j \text{ estimé}}(T)$ et instantanés $Q_{i \text{ estimé}}(T)$ de stations jaugés qui sont en nombre de 118 (Figure 4.4). Ces débits sont obtenus par l'ajustement à des lois statistiques (Figure 4.2).

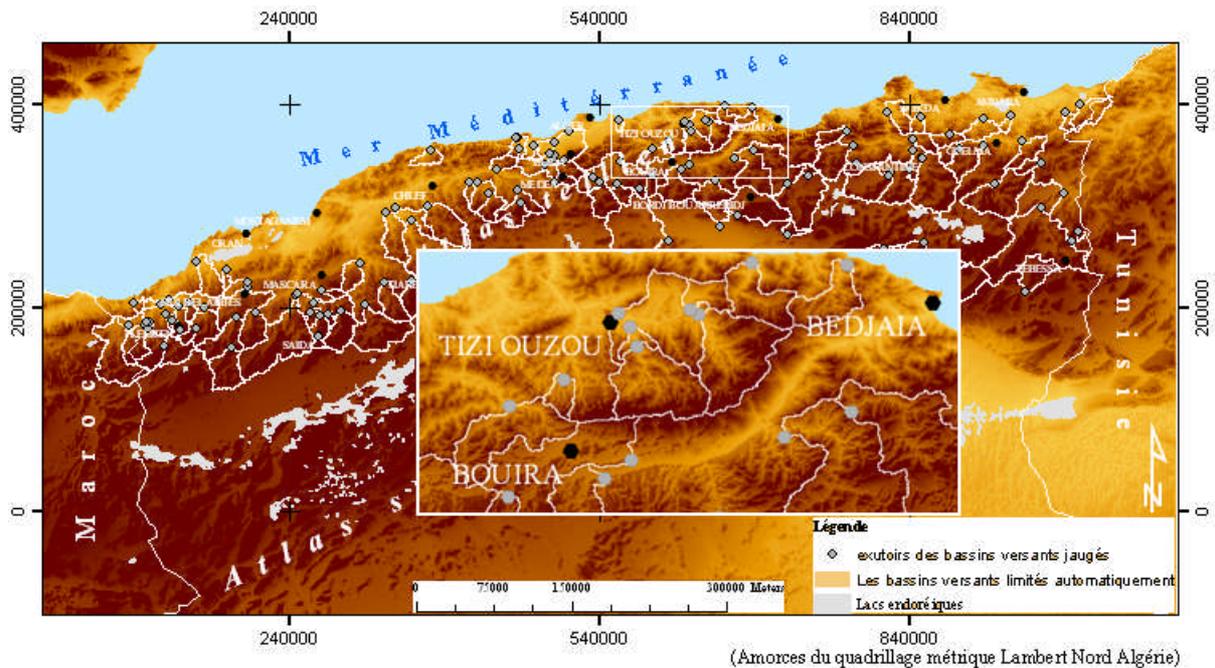


Figure (5.1) : Localisation des bassins versants jaugés

La prédétermination des débits de crue consiste à la réévaluation de ces paramètres en fonctions de caractéristiques climatiques morphométriques connues des bassins versants. Les données indispensables pour la modélisation sont les suivantes :

- échantillon de quantiles de $Q_j(T)$ ET $Q_i(T)$ des crues pour différentes périodes de retour ($T = 2 \text{ ans}$, $T = 5 \text{ ans}$, $T = 10 \text{ ans}$, $T = 20 \text{ ans}$, $T = 50 \text{ ans}$, $T = 100 \text{ ans}$). Ce sont les paramètres hydrologiques connus seulement aux stations de jaugeage jugées exploitables ;
- les paramètres morphologiques pour les bassins versants contrôlés par les stations hydrométriques. Il s'agit de la surface, de la pente du thalweg le plus long, de la densité de drainage, du coefficient de compacité et de la position extraits de MNT à la maille de 100 m pour les bassins versants jaugés. Ces paramètres peuvent être retrouvés pour n'importe quel bassin versant ;
- les caractéristiques des pluies journalières maximales sur les bassins versants contrôlés par les stations hydrométriques. Ces paramètres sont représentés principalement par les moyennes de la pluie journalière décennale, du gradient des pluies journalières maximales et du coefficient b de Montana sur les bassins versants contrôlés par les stations hydrométriques.

Nous allons expliquer les différents quantiles de crues obtenus par ajustement, à partir des caractéristiques morphométriques extraits du MNT à la maille de 100 m et climatiques des bassins versants, retenues dans la phase de l'ajustement de l'étude effectuée par l'ANRH et STUKHY

- ✓ S : surface du bassin versant en km^2 ;
- ✓ L_{thalweg} : longueur du plus long thalweg (en km) ;
- ✓ p : pente du thalweg le plus long ;
- ✓ $L_r(\text{km})$: la longueur du rectangle équivalent du bassin versant (en km) ;
- ✓ Z_{moy} : Altitude moyenne du bassin versant (en m) ;
- ✓ g_{moy} gradex de la pluie journalière moyenne décennale (en mm /j) ;

- ✓ D_D : densité de drainage du bassin versant ;
- ✓ $P_j(10)$: Pluie journalière décennale (en mm) ;
- ✓ K_C : coefficient de compacité ;
- ✓ B : paramètre b de Montana ;
- ✓ PÉR : Périmètre du bassin versant en km.

5.2 Analyse des paramètres explicatifs

5.2.1 Traitement de données initiales

Le Tableau (5.1) montre les coefficients d’asymétrie des paramètres morphométriques et climatiques qui peuvent être utilisé comme des variables explicatives. Tous les coefficients sont strictement supérieurs ou inférieurs à zéro.

Tableau (5.1) : Les statistiques descriptives des paramètres explicatifs.

	<i>GRADEX</i>	<i>LMAX</i>	<i>SURFAC</i>	<i>PENTE</i>	<i>PJ(10)</i>	<i>DD</i>	<i>ZMOY</i>	<i>BMOY</i>	<i>LR</i>	KC
MIN	9.68	8.52	14.8	0.00640	45	0.044	70	0.498	9.55	0.643
MAX	29.5	178	4580	0.0913	142	0.922	1560	0.773	312	2.7
MOY	16.3	57.4	876	0.0267	74.1	0.342	809	0.659	84	1.96
ECART-TYPE	5.06	40.9	1030	0.0174	22.8	0.096	301	0.070	61.7	0.264
MÉDIANE	15	45.6	421	0.0237	68.5	0.35	853	0.671	65.2	1.95
CV	0.311	0.712	1.18	0.651	0.308	0.28	0.372	0.107	0.73	0.143
CS	0.709	1.06	1.69	1.39	0.838	1.02	-1.137	-0.45	1.24	-0.808
CK	2.38	3.17	5.20	4.87	2.8	14.4	2.47	2.17	4.05	7.56

Les graphiques des Figures (5.2) et (5.3) montrent des distributions fortement dissymétriques pour la quasi-totalité des variables. En fait, les régressions qui vont être menées sur les caractéristiques de crue en fonction des paramètres morphométriques et climatiques des bassins ne sont pas linéaires, mais des fonctions puissances :

$$Q_T = \alpha_0 X_1^{\alpha_1} X_2^{\alpha_2} \dots X_n^{\alpha_n} + \varepsilon_0$$

Cette formulation ressemble à celle utilisée par le Ministère de l’Agriculture Français (1980-1982) dite méthode CRUPEDIX. Elle a été validée sur 630 bassins versant du territoire français dont la superficie n’excède pas 2000 km². Elle permet d’estimer le débit maximum instantané de fréquence décennale en fonction de la superficie et la pluie journalière décennale

$$Q_i = R \cdot S^{0.8} \left(\frac{P}{80} \right)^2$$

- Avec : P est la pluie journalière décennale en mm ;
- S est la superficie en km² ;
- R est le coefficient régional.

Cependant pour faire appel à l’analyse par régression linéaire multiple, il est nécessaire de symétriser la distribution avec une transformation de variables adéquate par log népérien.

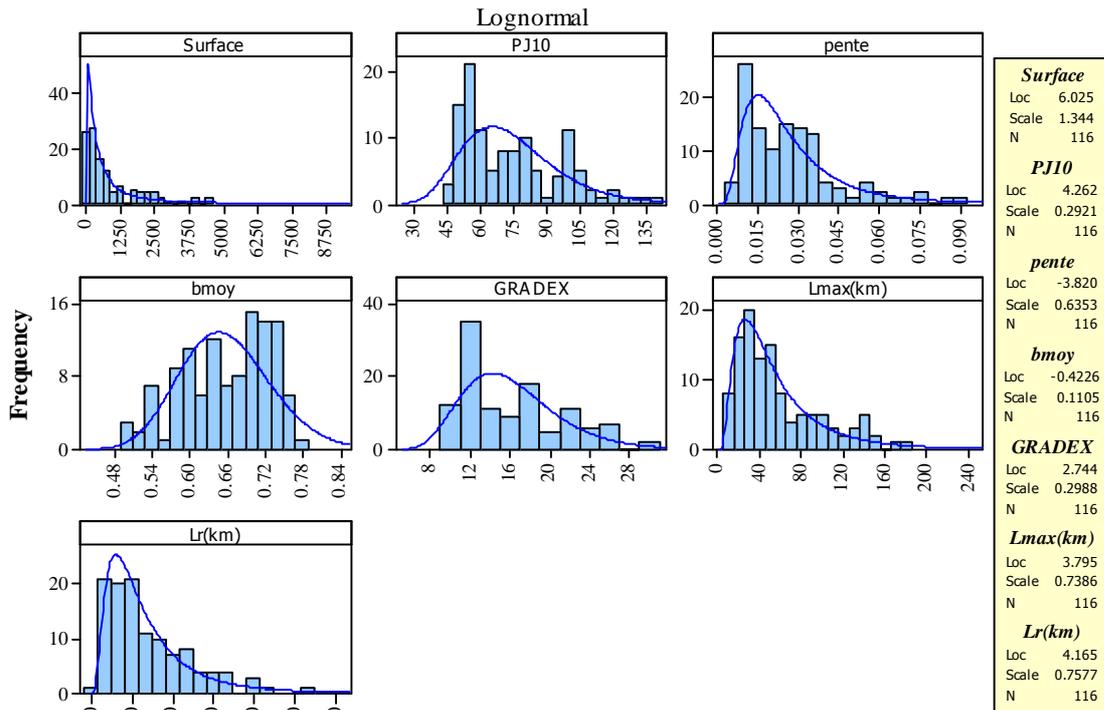


Figure (5.2) : histogrammes d'ajustement des paramètres morphométriques et climatiques des bassins versants jaugés à la loi Log-normale.

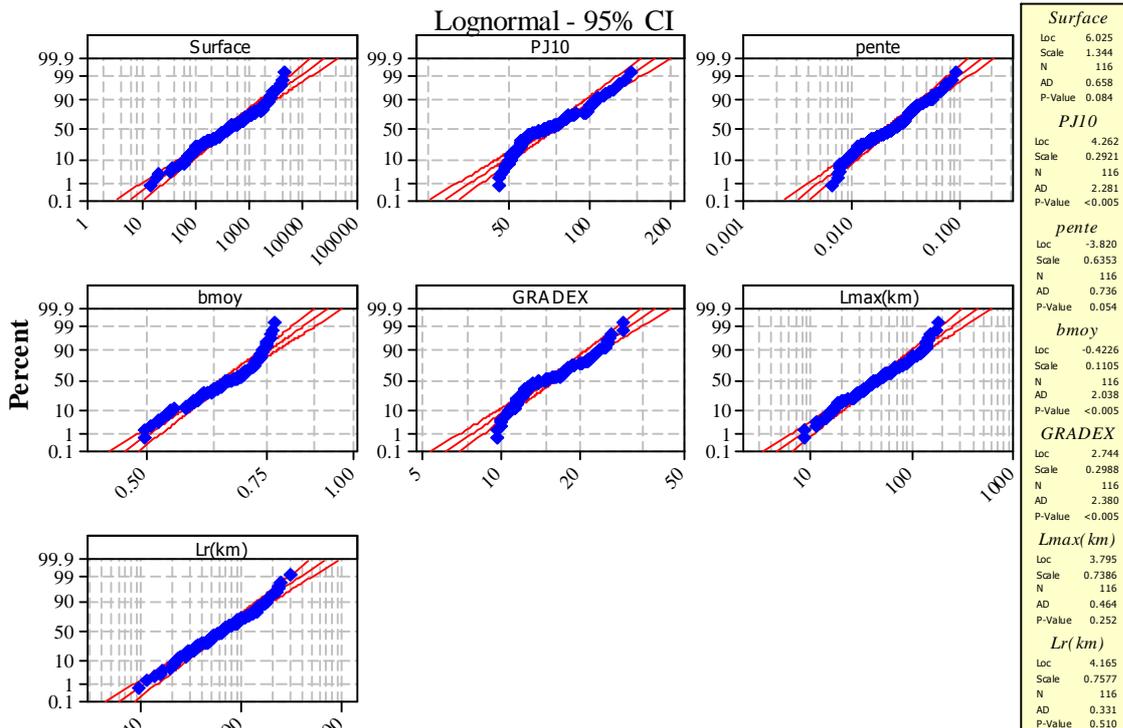


Figure (5.3) : Ajustement des paramètres morphométriques et climatiques des bassins versants jaugés à la loi Log-normale.

5.2.2 Analyses de matrices de corrélation

Nous avons établies des matrices de corrélation entre les différents quantiles de crues et les paramètres morphométriques et climatiques des bassins versants jaugés. Le Tableau (5.2) ci-dessous présente, pour l'ensemble des bassins retenus qui sont en nombre de 118, la matrice de corrélations partielles pour les paramètres suivants : $Q_j(T)$, S_{BV} , L_r , L_{max} , p , D_d , k_c , $P_j(T)$ ET b_{moy} , g_{moy} , Z_{moy} . Pour chaque débit journalier et instantané ainsi que sa période de retour, une matrice similaire a été produite et a permis d'identifier les paramètres les plus importants.

Tableau (5.2) : matrice des coefficients de corrélation partielle pour l'explication de $Q_j(10)$

	$Q_j(10)$	P	P_j10	DD	KC	LR	ZMOY	BMOY	GMOY	LMAX	SBV
$Q_j(10)$	1.000										
P	-0.255	1.000									
P_j10	0.196	0.620	1.000								
DD	-0.323	0.065	-0.106	1.000							
KC	0.143	-0.467	-0.301	0.375	1.000						
LR	0.641	-0.798	-0.435	-0.150	0.517	1.000					
ZMOY	0.020	-0.213	-0.525	-0.014	0.103	0.300	1.000				
BMOY	-0.248	-0.558	-0.898	0.222	0.337	0.365	0.408	1.000			
GMOY	0.186	0.586	0.982	-0.097	-0.266	-0.407	-0.504	-0.880	1.000		
LMAX	0.641	-0.820	-0.419	-0.200	0.436	0.976	0.278	0.336	-0.396	1.000	
SBV	0.666	-0.781	-0.418	-0.213	0.380	0.984	0.309	0.338	-0.395	0.976	1.000

Tableau 5.3 matrice des coefficients de corrélation partielle pour l'explication de $Q_i(10)$

	$Q_i(10)$	P	P_j10	DD	KC	LR	ZMOY	BMOY	GMOY	LMAX	SBV
$Q_i(10)$	1.000										
P	-0.315	1.000									
P_j10	0.048	0.665	1.000								
DD	-0.244	0.087	-0.097	1.000							
KC	0.295	-0.226	-0.154	0.036	1.000						
LR	0.174	-0.116	-0.118	-0.012	0.765	1.000					
ZMOY	0.017	-0.301	-0.529	0.058	0.006	0.002	1.000				
BMOY	-0.085	-0.591	-0.905	0.156	0.131	0.074	0.427	1.000			
GMOY	0.047	0.629	0.980	-0.087	-0.156	-0.123	-0.506	-0.880	1.000		
LMAX	0.639	-0.825	-0.448	-0.182	0.309	0.138	0.269	0.370	-0.426	1.000	
SBV	0.677	-0.796	-0.442	-0.186	0.283	0.163	0.290	0.358	-0.419	0.960	1.000

L'étude des corrélations partielles traduit une liaison structurée entre $Q_j(T)$ et les autres variables morphologiques et climatiques.

A cette première analyse, on constate une variable qui semble principale :

- 1) la superficie S_{BV} ($R = \mathbf{0.6659}$) ;
- 2) la longueur L_r du rectangle équivalent ($R = \mathbf{0.64056}$) et la longueur du thalweg le plus long, de même importance que S . On constate qu'ils sont étroitement lié avec S_{BV} (dont les coefficients de corrélation sont respectivement $R = \mathbf{0.98409}$, $R = \mathbf{0.97579}$). Ceci permet leur élimination ;
- 3) le coefficient de compacité des bassins k_c avec $R = \mathbf{-0.4666}$
- 4) Les autres variables d'ordre secondaire sont : pente de plus long thalweg p ($R = \mathbf{-0,309}$) la pente est bien liée au paramètre $P_j(10)$ avec $R = \mathbf{0.61995}$.
- 5) la densité de drainage D_d ($R = \mathbf{-0.3228}$) est bien liée à $Q_j(10)$. Cette variable a été évaluée pour chaque bassin à partir du réseau de drainage établie sous ArcGIS pour un seuil de 10 km².
- 6) les variables climatiques : pluies $p_j(10)$, gradex et b_{moy} ($R = \mathbf{0.19568}$, $R = \mathbf{0.18569}$ et $r = \mathbf{-0.2484}$, respectivement), étant donné que ces paramètres sont très liés entre eux ($r = \mathbf{0.98228}$, $r = \mathbf{-0.8977}$ et $r = \mathbf{-0.8795}$) sur l'ensemble du fichier, il est évident de garder seulement la variable $p_j(10)$ comme variable explicative.
- 7) L'altitude moyenne ($r = \mathbf{0.020}$) peu liée directement à $Q_j(10)$. Ce qui permet son élimination de la matrice de régression linéaire multiple.

Les mêmes constatations ont été découlées des matrices de corrélation pour les différents quantiles de débits.

5.2.3 DÉTECTION DES POINTS ABERRANTS

Le graphique *Box plot* (Figure 5.4) a détecté parmi 118 observations deux points atypiques (Stations Baghlia '022001' de l'oued Sebaou du bassin versant Côtiers algérois et la station de l'oued Moriss du bassin versant des Hauts plateaux constantinois '070404') correspondant aux débits journaliers ajustés pour les périodes de retour $T = 2, 5, 10, 20, 50$ et 100 ans.

Quant aux débits instantanés ajustés qui sont en nombre de 98 valeurs, le graphique *Box plot* (Figure 5.5) présente également les mêmes points aberrants (022001, 070404). Ceci pour les périodes de retour $T = 2, 5, 10$ et 20 ans. C'est deux observations qui s'écartent résolument des autres peuvent être dû à une erreur de recueil des données ou de mesures.

Le paramètre pluie ne présente aucun point aberrant pour toutes les périodes de retour considérées (Figure 5.6).

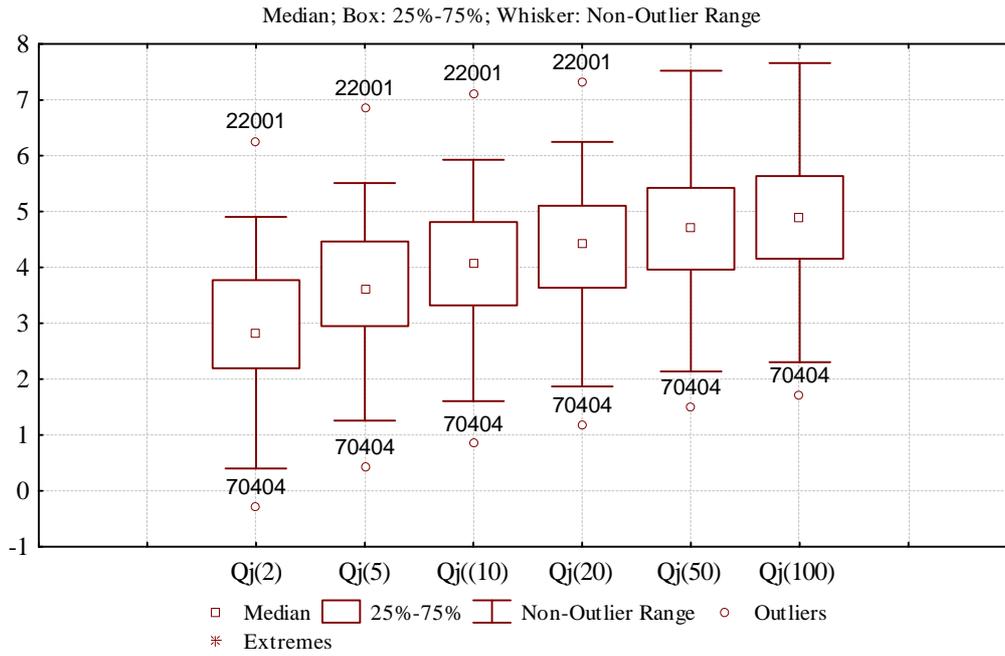


Figure (5.4) : les points atypiques correspondent aux débits journaliers ajustés de différentes périodes de retour.

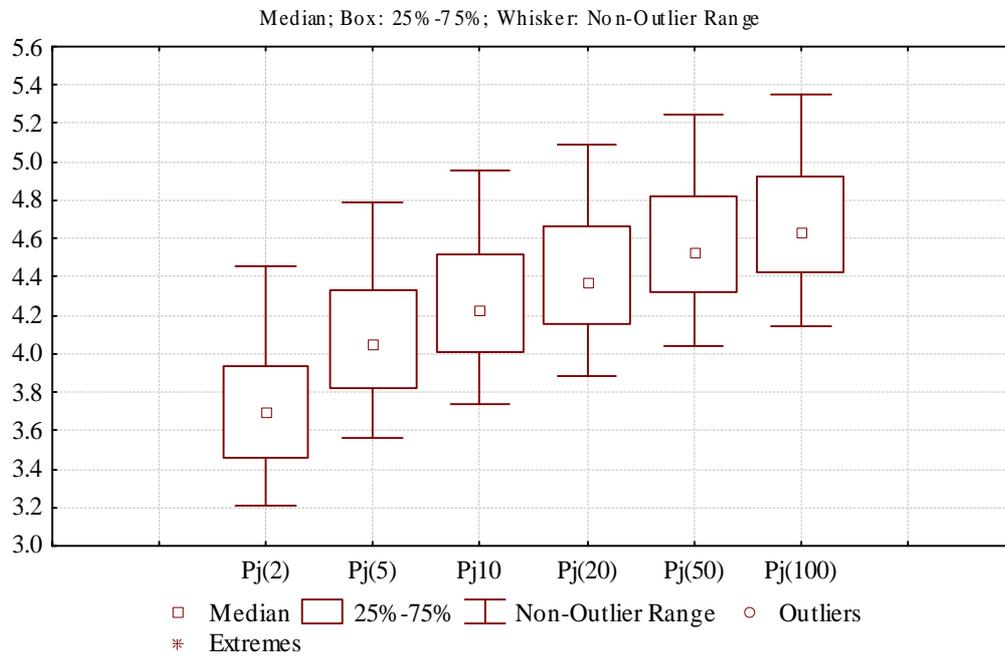


Figure (5.5) : Box plot des pluies journalières de différentes périodes de retour

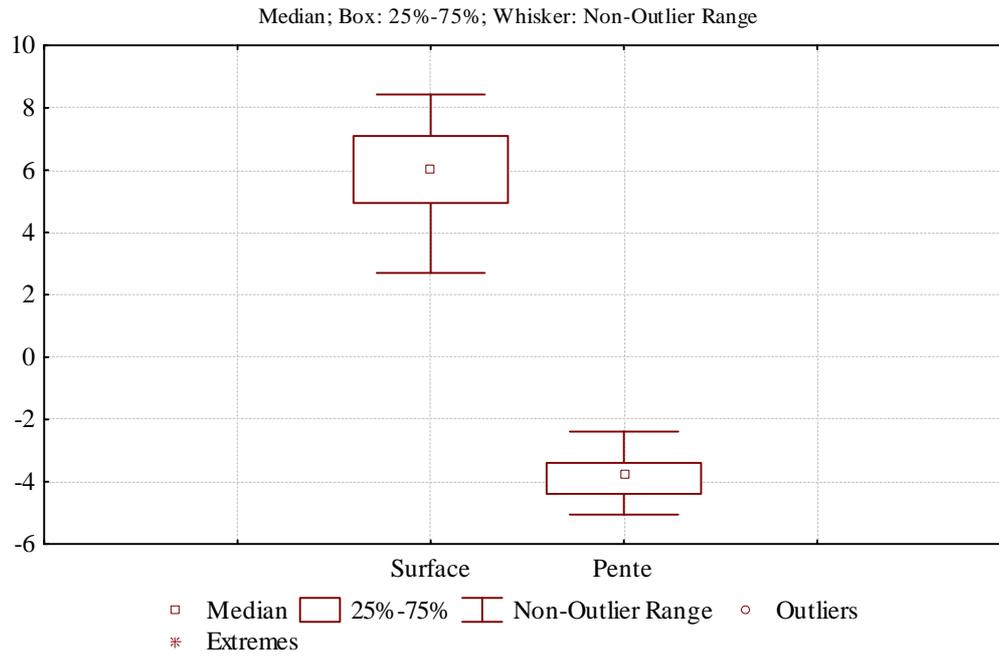


Figure (5.6) : Box plot des paramètres morphométriques pris comme variables explicatives des débits

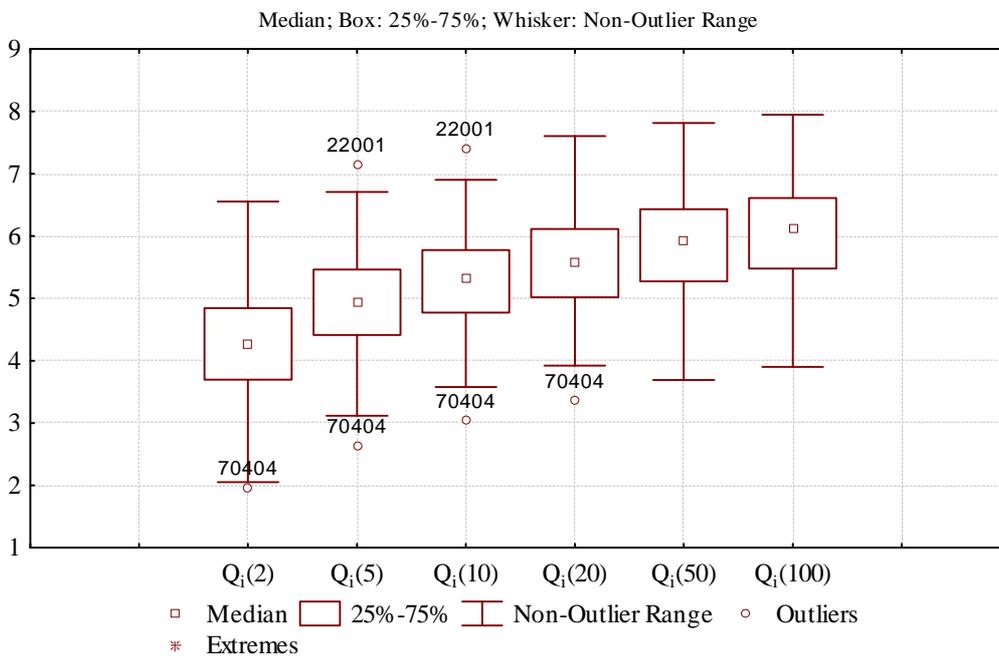


Figure (5.7) : les points atypiques correspondants aux des débits instantanés ajustés de différente périodes de retour

5.3 Prédétermination des débits instantanés de la crue décennale, vingtennale, cinquantennale et centennale

Pour les débits instantanés seules 96 stations de jaugeage ont pu être retenues. Donc, une nouvelle régression multiple a été établie en se basant sur les paramètres morphométriques extraits à partir du MNT à la maille 100 m (pente et surface) et les données hydrométriques (pluie journalière décennale moyenne).

Les nouvelles formules empiriques de prédétermination des débits de crues pour les différentes périodes de retour (10, 20, 50 et 100) ainsi obtenues sont récapitulées dans les Tableaux (5.4, 5.5, 5.6 et 5.7).

Les débits de pointes s'expliquent assez bien par les surfaces, les pentes et les pluies journalières de la période de retour correspondante. Les modèles de régression multiple entre les débits instantanés et les trois variables explicatives de périodes de retour considérés, montrent des coefficients de corrélation multiple satisfaisants. Ils sont de l'ordre de 0.88 en exprimant les débits de la crue en mm/j (compris entre 0.80 et 0.82 en exprimant le débit de la crue en m³/s).

Selon les coefficients de corrélation partielle (Tableau 5.8), le paramètre explicatif surface (pour toutes les périodes de retour) apporte une grande part d'information sur le débit suivi par le paramètre pluie journalière moyenne et enfin la pente. Cette dernière plus elle est forte, plus le ruissèlement est fort. La régression semble de très bonne qualité puisqu'elle nous explique 88.00% de la variance de débit.

Tableau (5.4) : modèles de prévision des débits de crue (débit instantané exprimé en mm/j) pour les différents temps de retour évalués sur la base des paramètres morphométriques issus du MNT à la maille de 100m

T (ans)	$Q_i(T)$ (mm/j)	CCM
2	$Q_i(2) = 88.75 SurfAm^{-0.2824} P^{0.6171} P_j(2)^{0.6055}$	0.83
5	$Q_i(5) = 75.32 SurfAm^{-0.3408} P^{0.4962} P_j(5)^{0.7388}$	0.87
10	$Q_i(10) = 76.69 SurfAm^{-0.3633} P^{0.4330} P_j(10)^{0.7622}$	0.88
20	$Q_i(20) = 83.74 SurfAm^{-0.3769} P^{0.3896} P_j(20)^{0.7614}$	0.88
50	$Q_i(50) = 98.52 SurfAm^{-0.3880} P^{0.3496} P_j(50)^{0.7453}$	0.89
100	$Q_i(100) = 111.33 SurfAm^{-0.3939} P^{0.3250} P_j(100)^{0.7301}$	0.88

Tableau (5.5) : modèles de prévision des débits de crue (débit instantané exprimé en m^3/s) pour les différents temps de retour évalués sur la base des paramètres morphométriques issus du MNT à la maille de 100m.

T (ans)	$Q_i(T)$ (m^3/s)	CCM
2	$Q_i(2) = 1.0272 SurfAm^{0.7175} P^{0.6171} P_j(2)^{0.6055}$	0.76
5	$Q_i(5) = 0.8717 SurfAm^{0.6592} P^{0.4962} P_j(5)^{0.7388}$	0.74
10	$Q_i(10) = 0.887 SurfAm^{0.6367} P^{0.4329} P_j(10)^{0.7622}$	0.80
20	$Q_i(20) = 0.9693 SurfAm^{0.623} P^{0.3896} P_j(20)^{0.7614}$	0.81
50	$Q_i(50) = 1.1402 SurfAm^{0.6119} P^{0.3496} P_j(50)^{0.7453}$	0.81
100	$Q_i(100) = 1.2886 SurfAm^{0.606} P^{0.3251} P_j(100)^{0.7301}$	0.82

5.4 Prédétermination des débits journaliers maximum de la crue décennale, vingtennale, cinquantennale et centennale

Pour les débits moyens journaliers de crue nous avons retenu 116 stations sur les 127 de départ. En effet 11 stations présentaient des anomalies dans les statistiques de débits de crue (problème de courbe de tarage, de stabilité du seuil, etc.). De nouvelles équations de prédétermination du débit journalier maximum (décennal, vingtennal, cinquantennal et centennal) ont été également obtenues par régression multiple menée sur les 116 stations de jaugeage.

Globalement les débits moyens journaliers s'expliquent bien à partir des surfaces, des pentes et des pluies journalières de la période de retour correspondante. Les coefficients de corrélation multiple sont satisfaisants pour la totalité des périodes de retour (varient entre 0.85 et 0.88 en exprimant le débit journalier maximum en mm/j et entre 0.86 et 0.89 en exprimant le débit en m^3/s). Les Tableaux (5.6) et (5.7) récapitulent les résultats de ces régressions.

La comparaison entre les modèles de prédétermination de la crue obtenus dans l'étude antérieure sur la base d'un MNT à la maille de 1 km et ceux évalués sur la base d'un MNT à la maille de 100m, révèle que les coefficients de corrélations partielles se diffèrent de manière significative. Cela est principalement dû à l'estimation de manière plus précise des paramètres morphométriques des bassins sur la base d'un MNT de grande résolution. En conséquence cela nous permet de dire que la part d'information apportée par chaque variable explicative est mieux évaluée. Quant aux coefficients de corrélation multiple, sont restés quasiment les mêmes.

Tableau (5.6) : Modèles de prévision des débits de crue (débit journalier exprimé en mm/j) pour les différents temps de retour évalués sur la base des paramètres morphométriques issus du MNT à la maille de 100 m.

T (ans)	$Q_j(T)$ (mm/j)	CCM
2	$Q_j(2) = 0.0658 SurfAm^{-0.0681} P^{0.5806} P_j(2)^{1.721}$	0.82
5	$Q_j(5) = 0.09664 SurfAm^{-0.0921} P^{0.5843} P_j(5)^{1.7744}$	0.84
10	$Q_j(10) = 0.147 SurfAm^{-0.096} P^{0.575} P_j(10)^{1.6899}$	0.85
20	$Q_j(20) = 0.2026 SurfAm^{-0.0964} P^{0.5592} P_j(20)^{1.6172}$	0.85
50	$Q_j(50) = 0.2805 SurfAm^{-0.0955} P^{0.5391} P_j(50)^{1.5405}$	0.85
100	$Q_j(100) = 0.3411 SurfAm^{-0.0948} P^{0.5245} P_j(100)^{1.4935}$	0.88

Tableau (5.7) : Modèles de prévision des débits de crue (débit journalier exprimé en m³/s) pour les différents temps de retour évalués sur la base des paramètres morphométriques issus du MNT à la maille de 100 m.

T (ans)	$Q_j(T)$ (m ³ /s)	CCM
2	$Q_j(2) = 0.0007616 SurfAm^{0.9318} P^{0.5806} P_j(2)^{1.7964}$	0.85
5	$Q_j(5) = 0.0011185 SurfAm^{0.9078} P^{0.5844} P_j(5)^{1.7744}$	0.86
10	$Q_j(10) = 0.0017018 SurfAm^{0.9041} P^{0.5751} P_j(10)^{1.6899}$	0.86
20	$Q_j(20) = 0.002345 SurfAm^{0.9036} P^{0.5592} P_j(20)^{1.6172}$	0.87
50	$Q_j(50) = 0.003247 SurfAm^{0.9045} P^{0.5390} P_j(50)^{1.5405}$	0.88
100	$Q_j(100) = 0.002598 SurfAm^{0.919} P^{0.5176} P_j(100)^{1.5641}$	0.89

Tableau (5.8) : Les coefficients de corrélations partielles des paramètres explicatifs retenus

VAR .EXPL.	SURFAM	PENTE	PJ(10)	VAR .EXPL.	SURFAM	PENTE	PJ(20)
QJ(10) (MM/J)	-0.144	0.337	0.575	QJ(20) (MM/J)	-0.153	0.344	0.579
QI(10) (M3/S)	0.809	0.337	0.575	QJ(20) (M3/S)	0.823	0.344	0.579
QI(10) (MM/J)	-0.524	0.283	0.335	QI(20) (MM/J)	-0.551	0.265	0.345
QI(10) (M3/S)	0.734	0.283	0.335	QI(20) (M3/S)	0.737	0.265	0.345

VAR .EXPL.	SURFAM	PENTE	PJ(50)		SURFAM	PENTE	PJ(100)
QJ(50) (MM/J)	-0.160	0.351	0.585	QJ(100) (MM/J)	-0.165	0.355	0.589
QI(50) (M3/S)	0.838	0.351	0.585	QJ(100) (M3/S)	0.850	0.353	0.597
QI(50) (MM/J)	-0.572	0.246	0.347	QI(100) (MM/J)	-0.583	0.233	0.346
QI(50) (M3/S)	0.740	0.246	0.347	QI(100) (M3/S)	0.741	0.233	0.346

5.5 Prédétermination du temps caractéristique de crue D

La régression multiple a été menée sur 98 stations de jaugeage jugées fiables. Les variables explicatives de départ était au nombre de six (surface du bassin, longueur maximale du thalweg le plus long, périmètre du bassin, pente maximale, le coefficient b de Montana et la pluie journalière décennale moyenne).

Finalement la régression retenue est présentée dans le Tableau (5.9). Comme on pouvait le préjuger, la durée D augmente avec la surface du bassin et surtout elle diminue avec la valeur du b de Montana. Ce coefficient b de Montana indique clairement (corrélation partielle de -0.68) l'effet de la durée des précipitations puisque lorsque b est faible (au Nord) la durée D est grande car les averses y ont plus de chance de durer.

Tableau (5.9) : Modèle de prédétermination du temps caractéristique D

<i>Durée caractéristique de crue (h)</i>	<i>Coef. de cor. multiple</i>
$D = 0.172 SurfAm^{0.32} b^{-3.60}$	0.76

5.6 Vérification de la pertinence des résultats des débits instantanés et journaliers par analyse des résidus

5.6.1 Diagnostic graphique des résidus

L'analyse graphique est un outil puissant pour valider la robustesse des modèles obtenus par régression linéaire multiple. Elle fournit un nombre important d'informations que les indicateurs statistiques appréhendent mal.

Les hypothèses citées précédemment concernant les résidus peuvent être vérifiées graphiquement. Nous disposons des erreurs observées, les résidus, ε_i produites par la différence entre les valeurs de quantiles des débits ajustés ($Q_i(T)_{ajusté}$, $Q_j(T)_{ajusté}$) et les valeurs estimées $Q_i(T)_{estimées}$, $Q_j(T)_{estimées}$ (valeurs prédites). Sur les figures ci-dessous, nous avons présenté les graphiques de l'histogramme de distribution, la droite d'Henry (graphique Q-Q plot) et les

graphiques des résidus en fonction des valeurs prédites et ceux des résidus en fonction des valeurs observés.

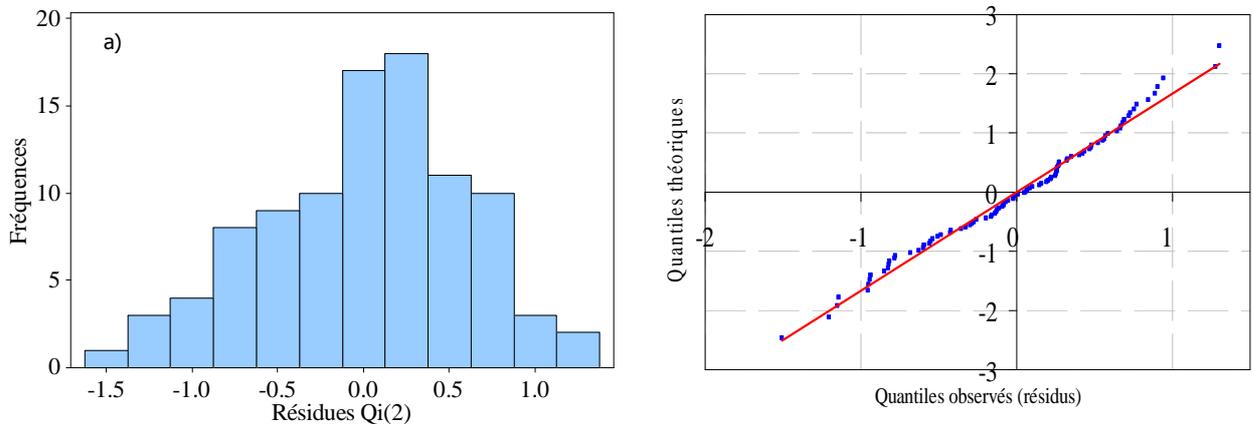


Figure (5.8) : Histogramme des résidus et la droite d'Henry pour les quantiles de débits instantanés de période de retour de 2 ans

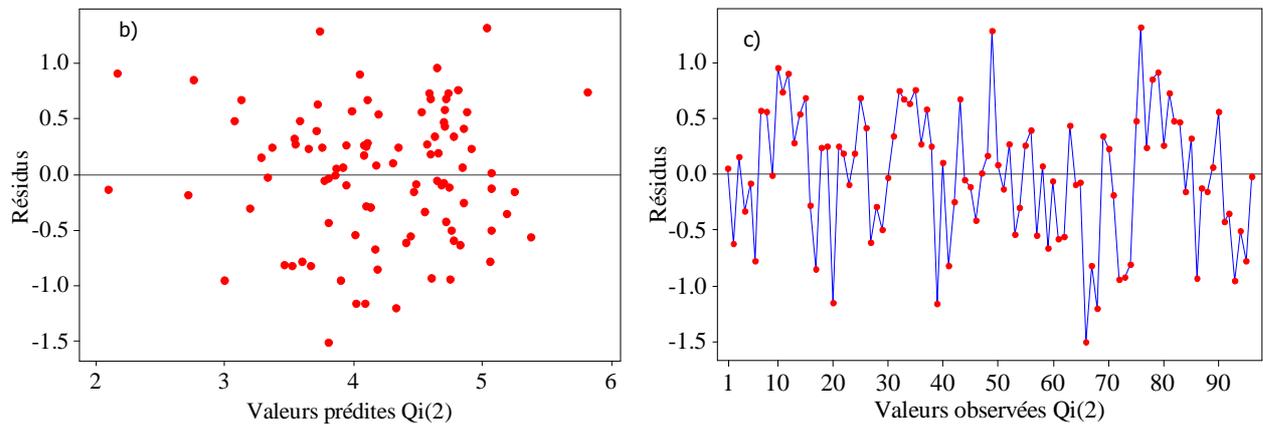


Figure (5.9) : Les graphiques des résidus (en ordonnée) vs. les variables de l'étude (en abscisse) pour les quantiles de débits de période de retour de 2 ans.

On constate que l'écart avec la normalité est faible ce qui reflète la normalité des résidus. Nous pouvons renforcer cette conclusion en s'appuyant sur d'autres tests de normalité.

On constate d'après le Tableau (5.10) que le test de symétrie de la distribution des résidus, des quantiles de crue pour une période de retour $T = 2$ ans, ne peut pas être rejeté : $\alpha_1 < U_{1-(\alpha/2)}$

Et au risque de $A = 10\%$, nous ne pouvons pas rejeter l'hypothèse d'une distribution gaussienne des résidus. $T < \chi^2$

Des constatations similaires ont été découlées pour les différents résidus de différentes périodes de retour.

Les graphiques de résidus montrent la pertinence des modèles de prédétermination des débits de crues pour toutes les périodes d'occurrences concédées. Les résidus sont distribués aléatoirement autour de la droite $y = 0$, ils n'ont pas une tendance à prendre des valeurs différentes selon les valeurs prédites ou observées. Toutes les valeurs observées prises dans la régression ont été bien reconstituées par les modèles de prédétermination.

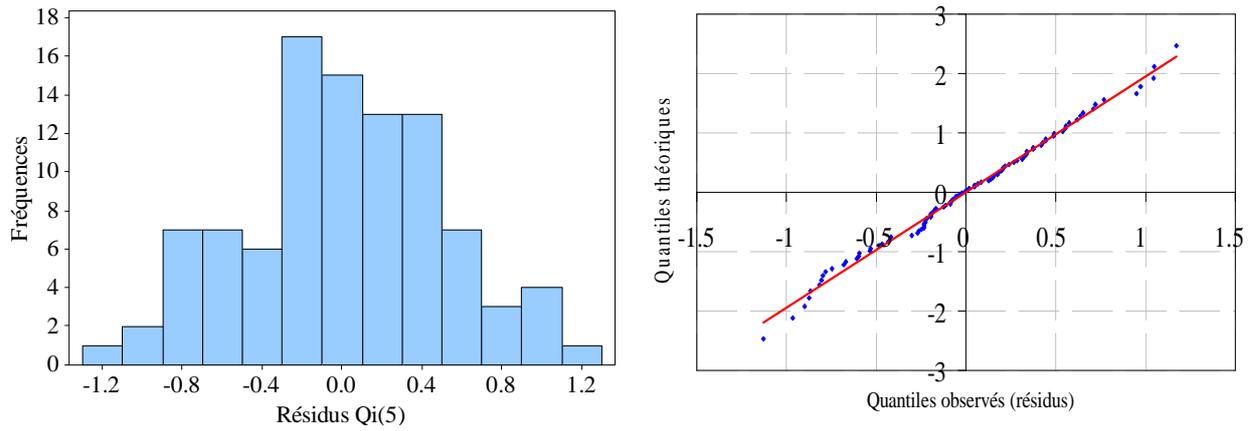


Figure (5.10) : Histogramme des résidus et la droite d'Henry pour les quantiles de débits instantanés de période de retour de 5 ans.

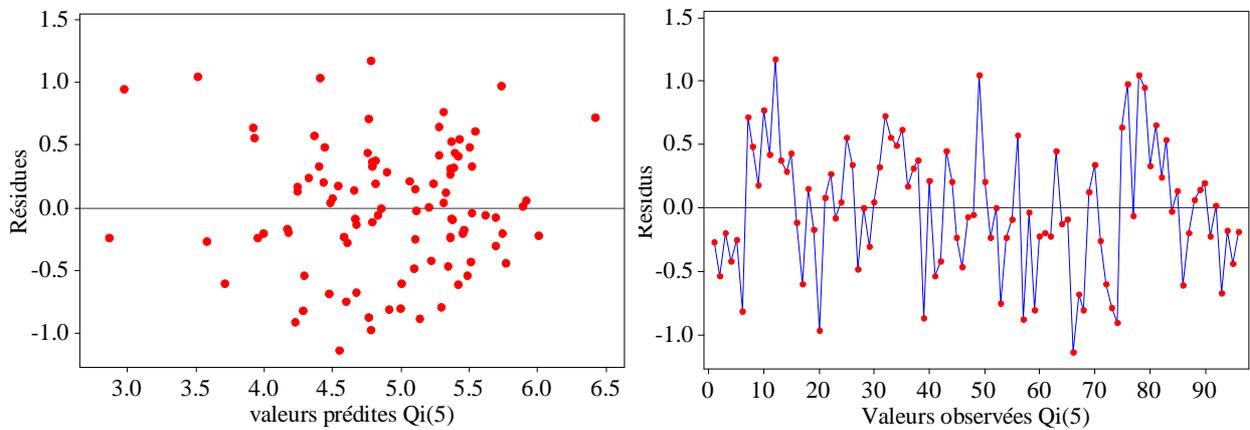


Figure (5.11) : Les graphiques des résidus (en ordonnée) vs. les variables de l'étude (en abscisse) pour les quantiles de débits de période de retour de 5 ans.

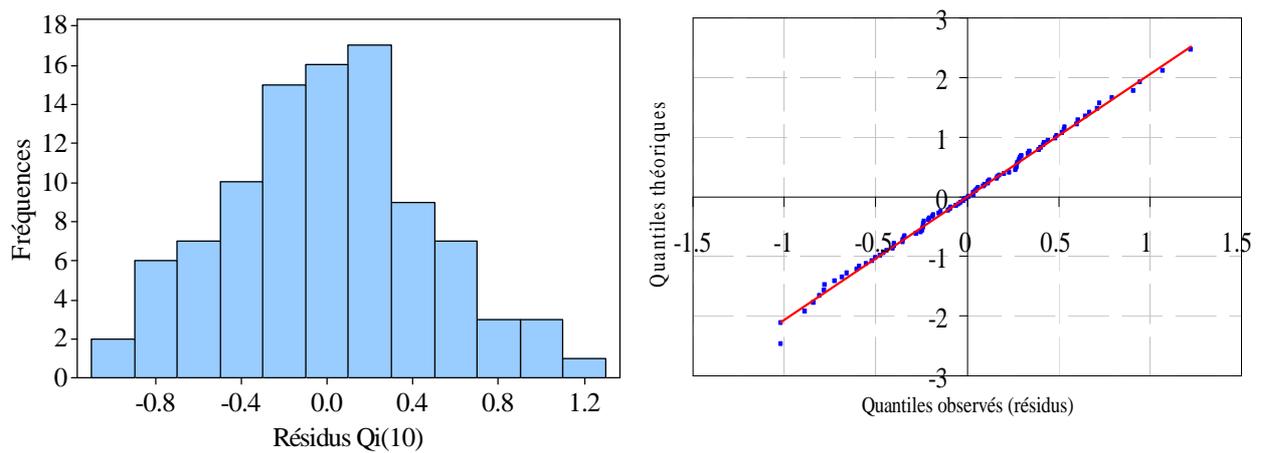


Figure (5.12) : Histogramme des résidus et la droite d'Henry pour les quantiles de débits instantanés de période de retour de 10 ans.

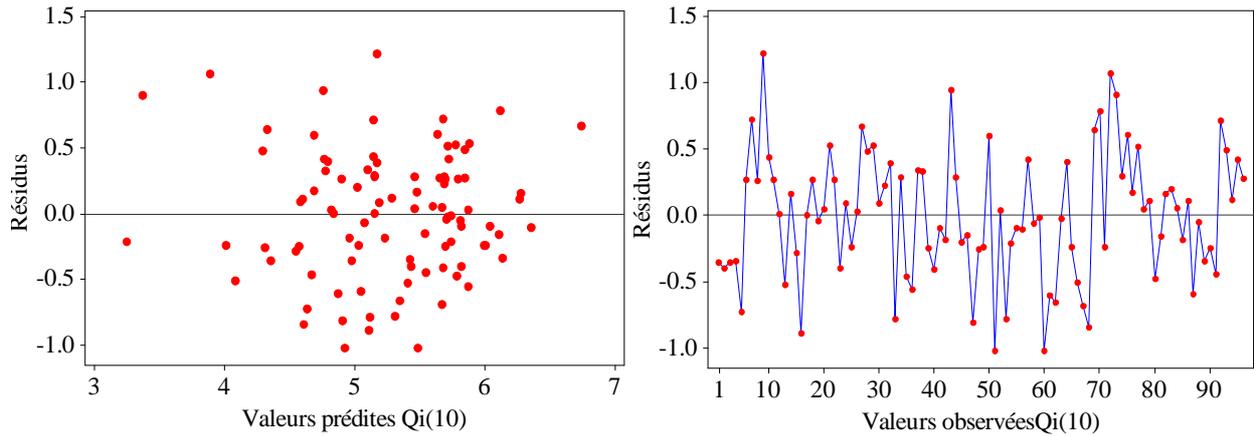


Figure (5.13) : Les graphiques des résidus (en ordonnée) vs. les variables de l'étude (en abscisse) pour les quantiles de débits de période de retour de 10 ans.

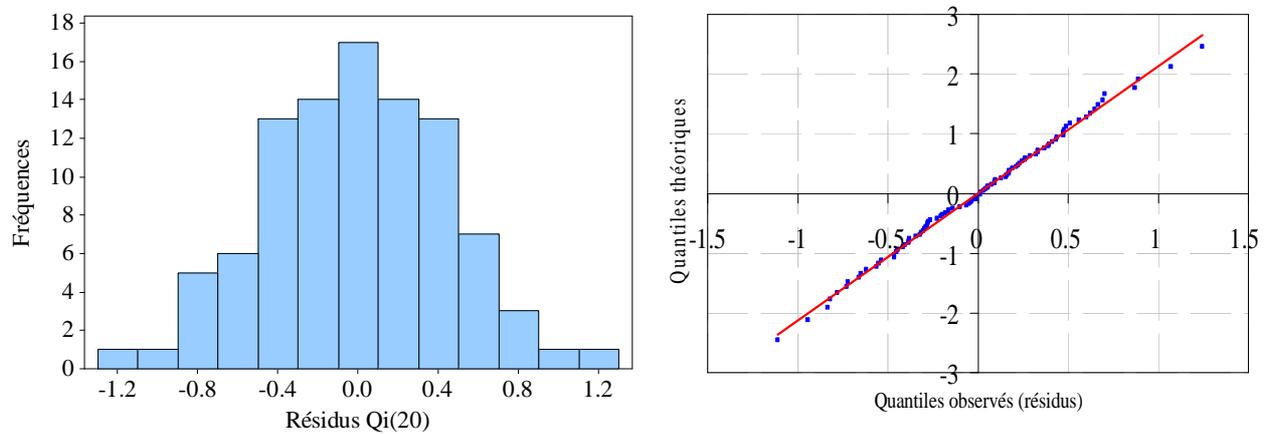


Figure (5.14) : Histogramme des résidus et la droite d'Henry pour les quantiles de débits instantanés de période de retour de 20 ans.

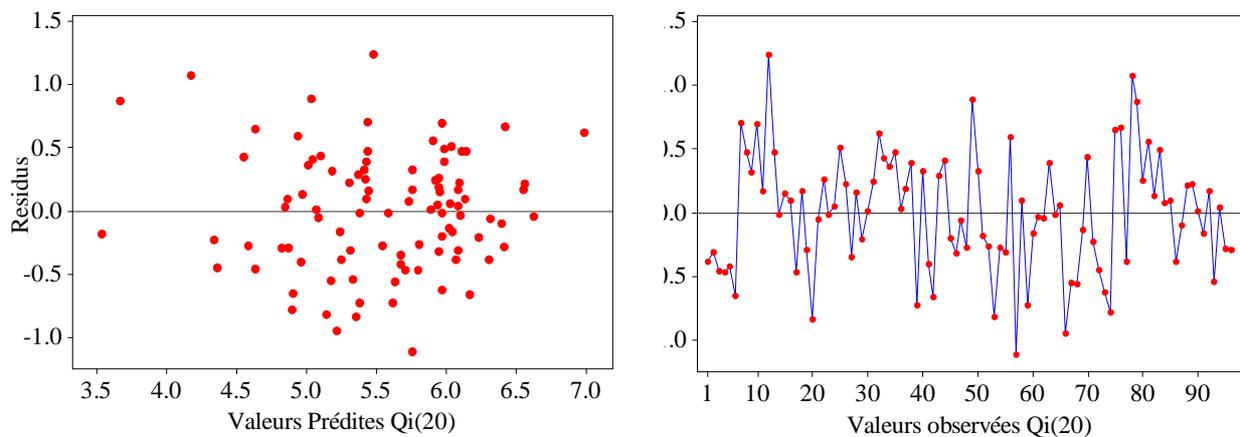


Figure (5.15) : Les graphiques des résidus (en ordonnée) vs. les variables de l'étude (en abscisse) pour les quantiles de débits de période de retour de 20 ans.

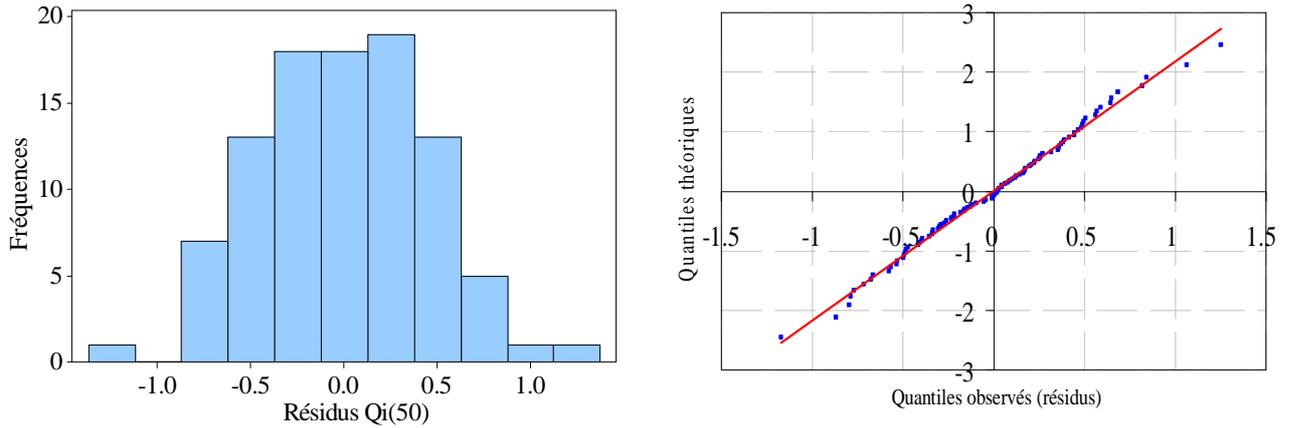


Figure (5.16) : Histogramme des résidus et la droite d'Henry pour les quantiles de débits instantanés de période de retour de 50 ans.

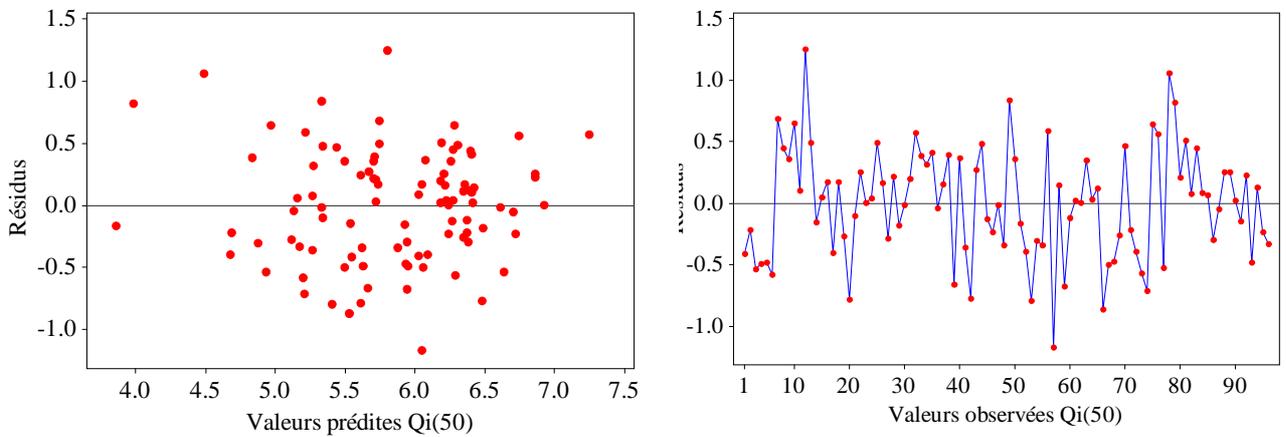


Figure (5.17) : Les graphiques des résidus (en ordonnée) vs. les variables de l'étude (en abscisse) pour les quantiles de débits de période de retour de 50 ans.

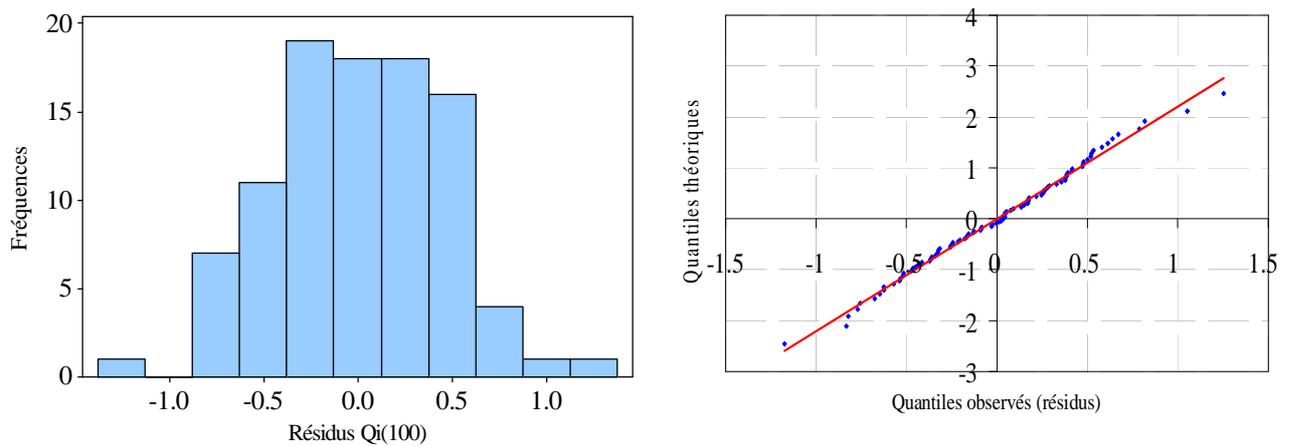


Figure (5.18) : Histogramme des résidus et la droite d'Henry pour les quantiles de débits instantanés de période de retour de 100 ans.

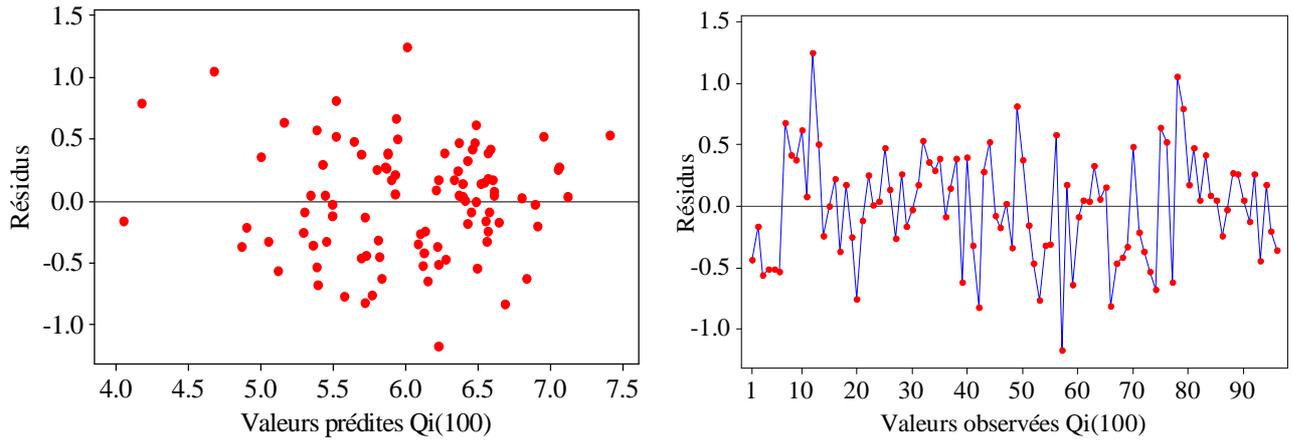


Figure (5.19) : Les graphiques des résidus (en ordonnée) vs. les variables de l'étude (en abscisse) pour les quantiles de débits instantanés de période de retour de 100 ans.

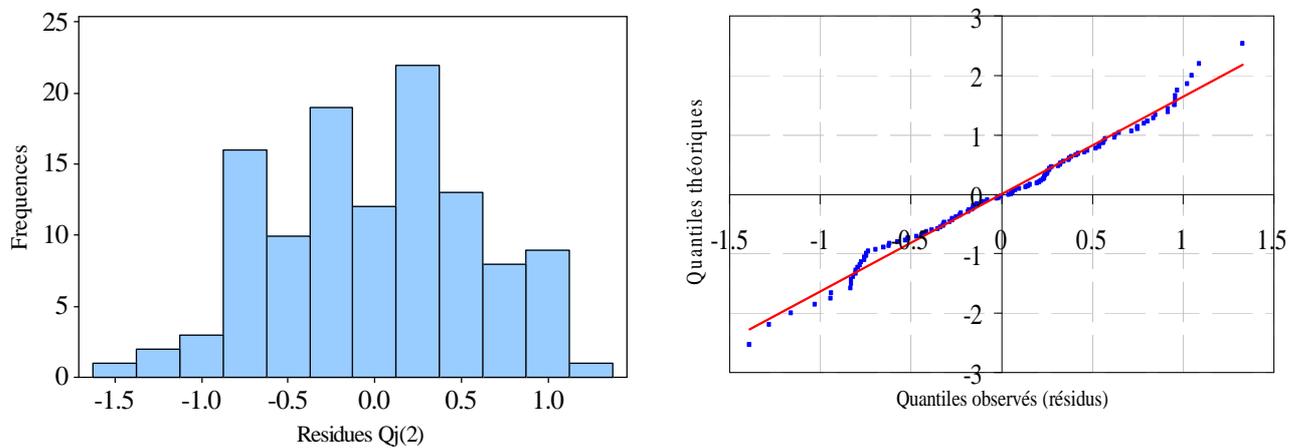


Figure (5.20) : Histogramme des résidus et la droite d'Henry pour les quantiles de débits journaliers de période de retour de 2 ans.

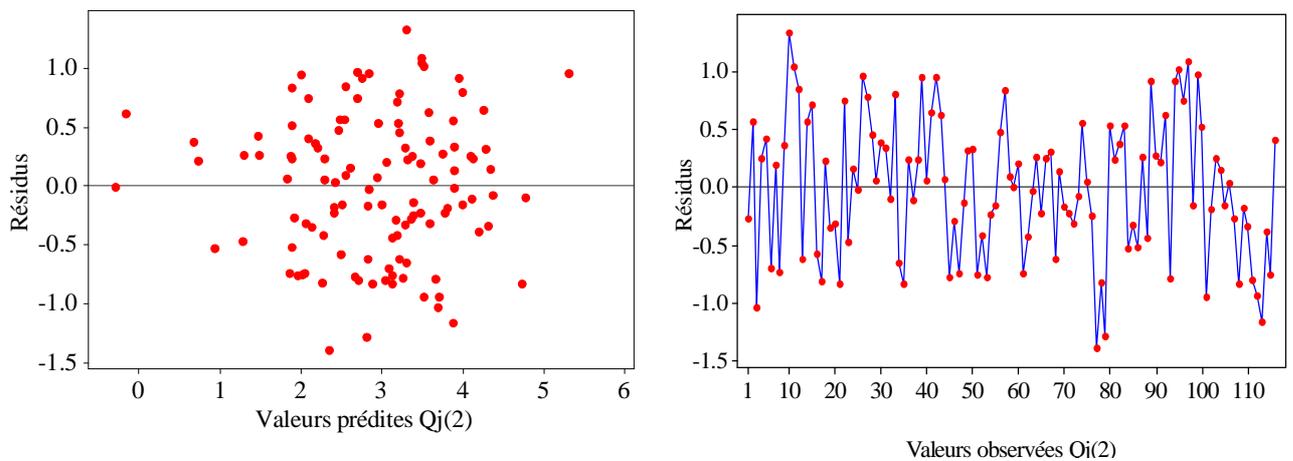


Figure (5.21) : Les graphiques des résidus (en ordonnée) vs. les variables de l'étude (en abscisse) pour les quantiles de débits journaliers de période de retour de 100 ans.

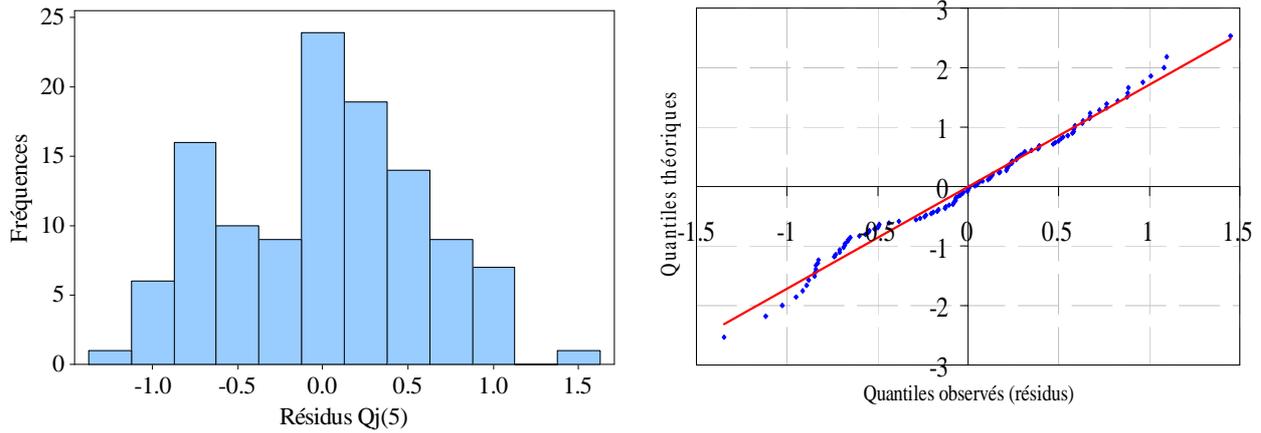


Figure (5.22) : Histogramme des résidus et la droite d'Henry pour les quantiles de débits journaliers de période de retour de 5 ans.

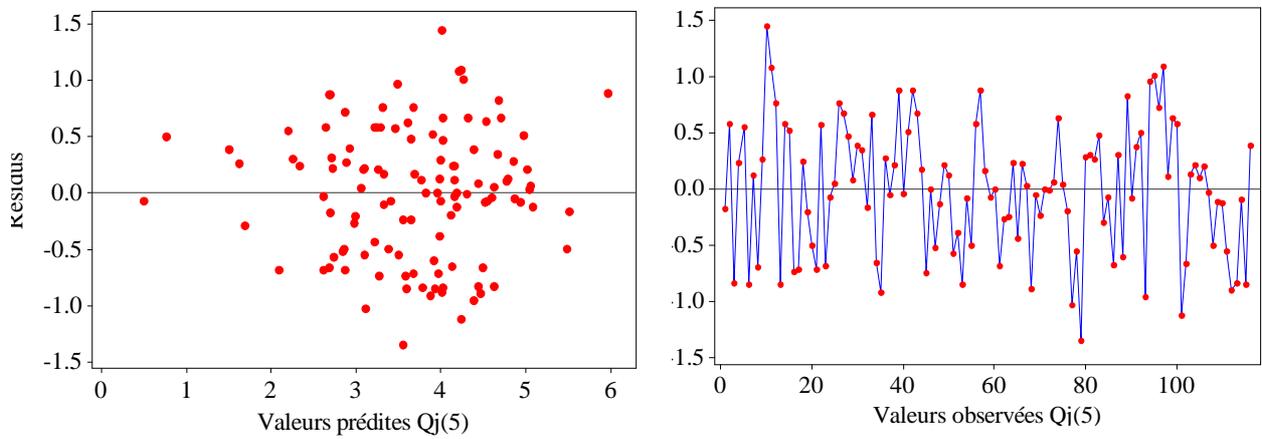


Figure (5.23) : Les graphiques des résidus (en ordonnée) vs. les variables de l'étude (en abscisse) pour les quantiles de débits journaliers de période de retour de 5 ans.

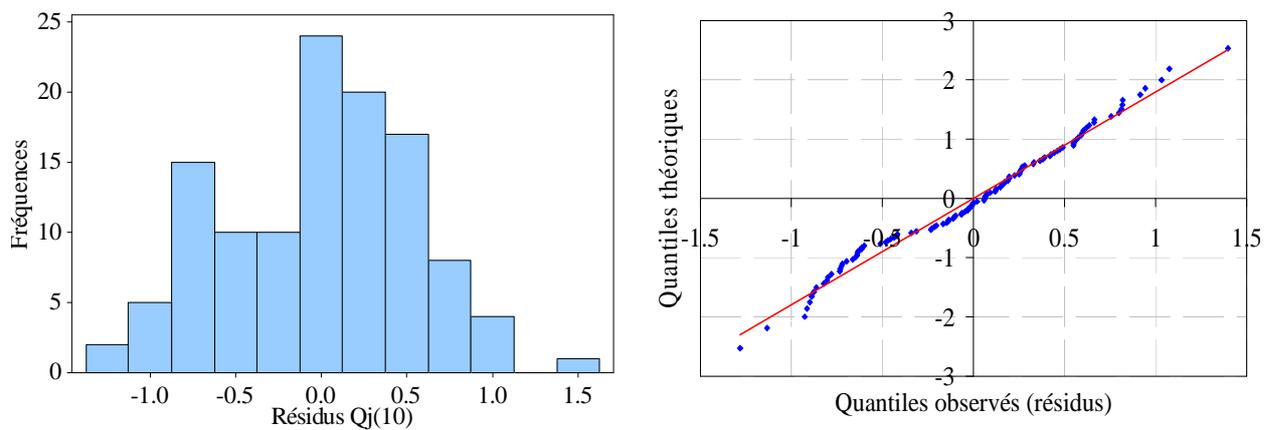


Figure (5.24) : Histogramme des résidus et la droite d'Henry pour les quantiles de débits journaliers de période de retour de 10 ans.

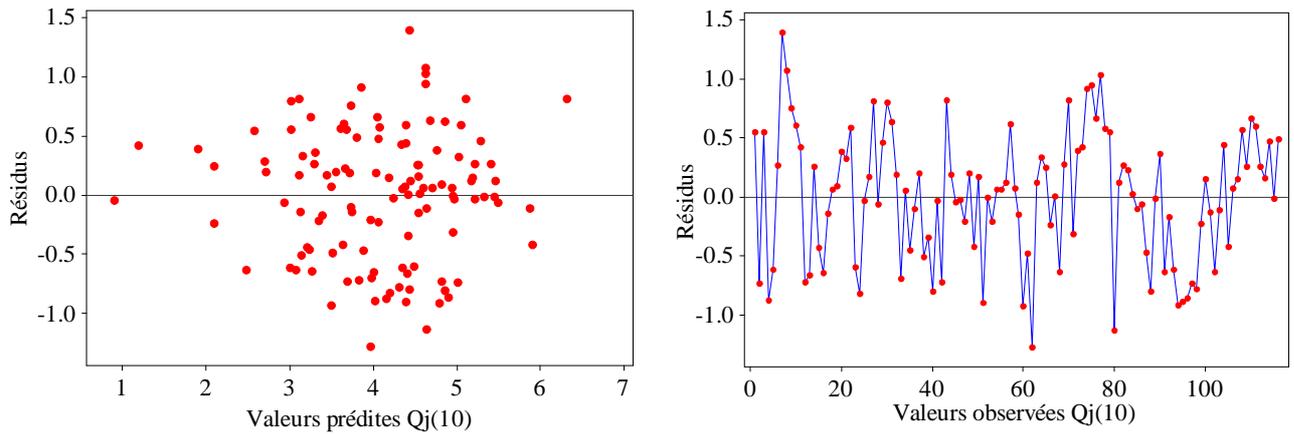


Figure (5.25) : Les graphiques des résidus (en ordonnée) vs. les variables de l'étude (en abscisse) pour les quantiles de débits journaliers de période de retour de 10 ans.

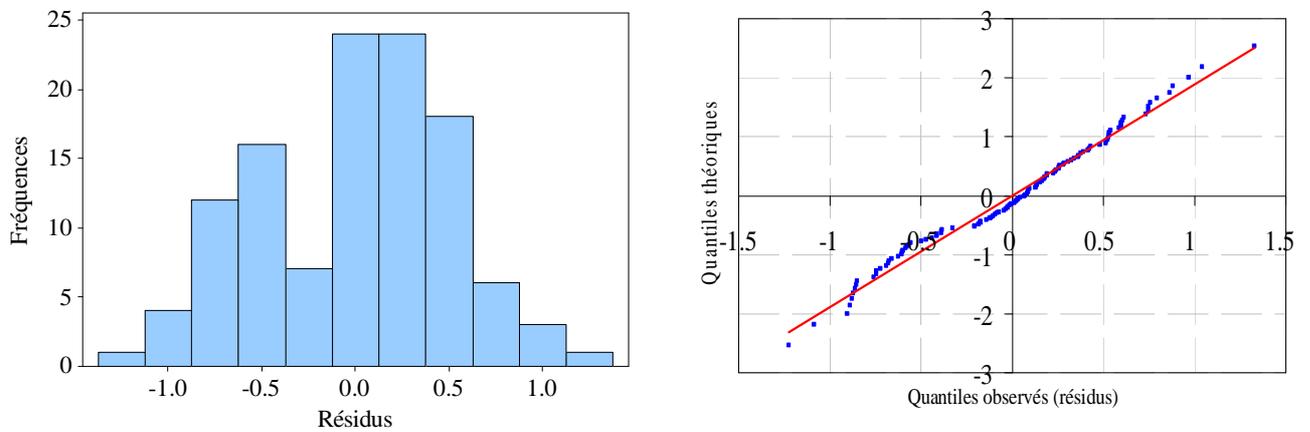


Figure (5.26) : Histogramme des résidus et la droite d'henry pour les quantiles de débits journaliers de période de retour de 20 ans.

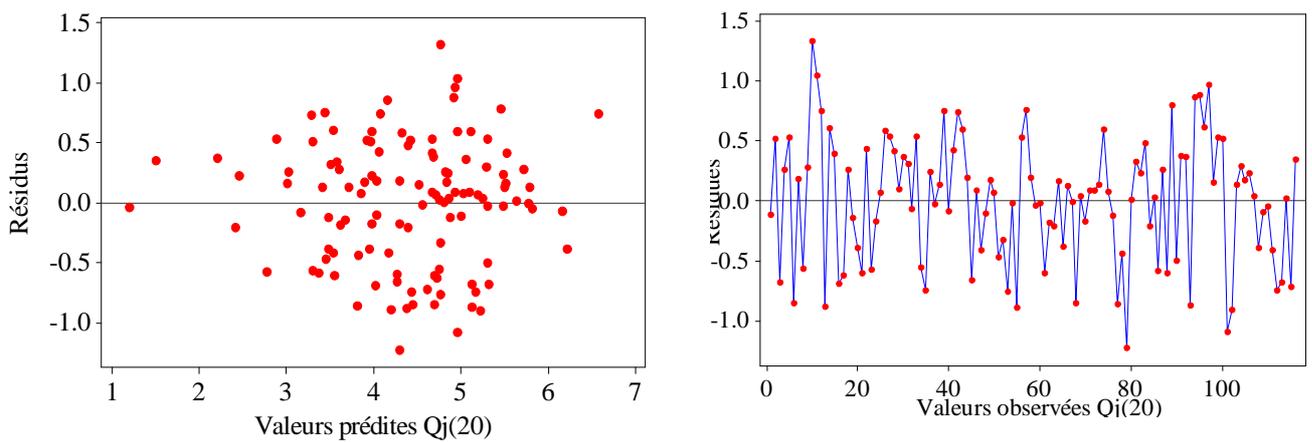


Figure (5.27) : Les graphiques des résidus (en ordonnée) vs. les variables de l'étude (en abscisse) pour les quantiles de débits journaliers de période de retour de 20 ans.

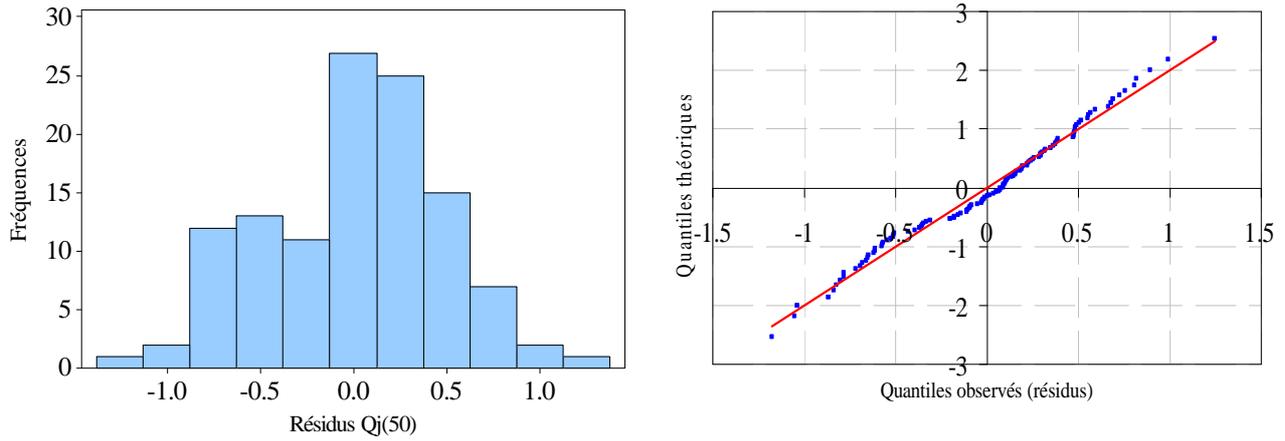


Figure (5.28) : Histogramme des résidus et la droite d'henry pour les quantiles de débits journaliers de période de retour de 50 ans.

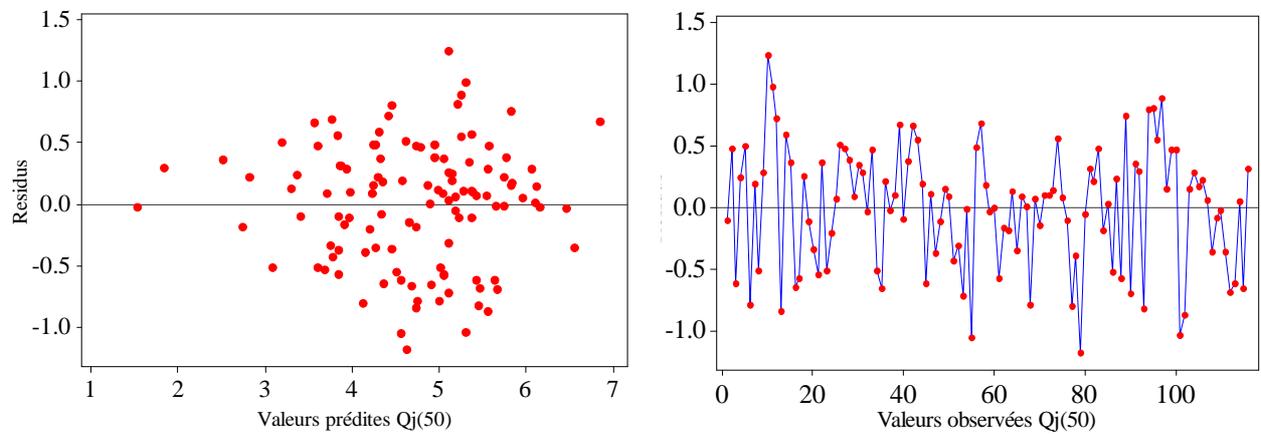


Figure (5.29) : Les graphiques des résidus (en ordonnée) vs. les variables de l'étude (en abscisse) pour les quantiles de débits journaliers de période de retour de 50 ans.

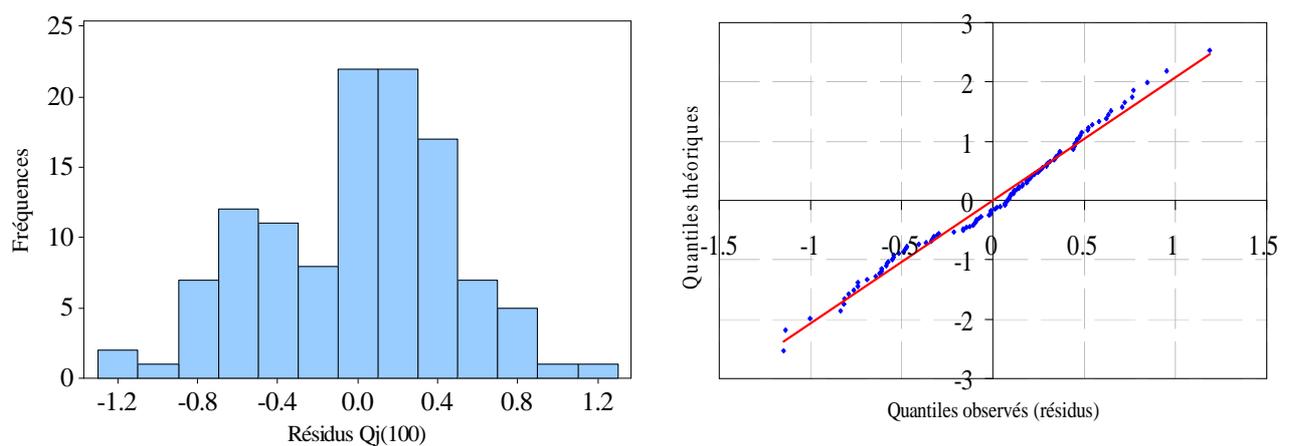


Figure (5.30) : Histogramme des résidus et la droite d'henry pour les quantiles de débits journaliers de période de retour de 100 ans.

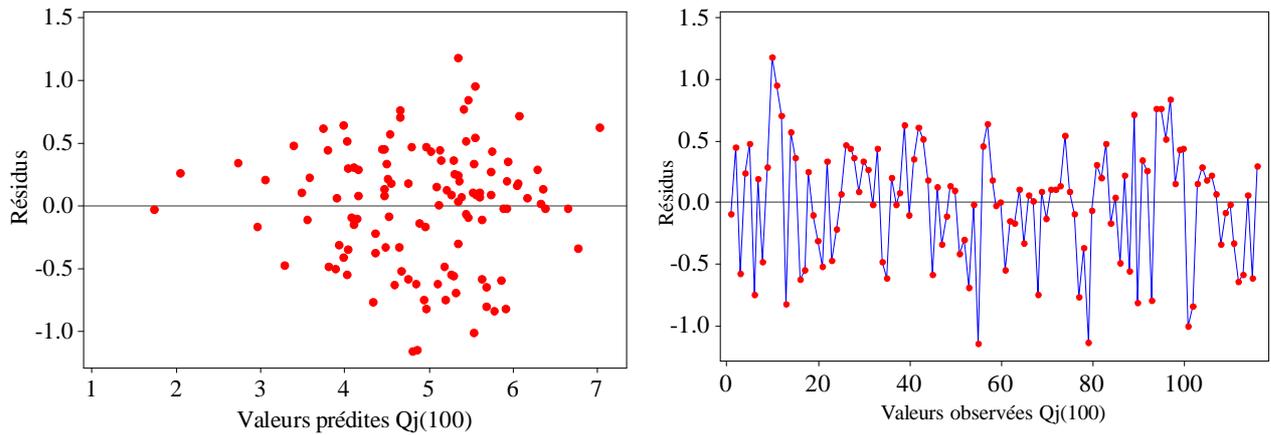


Figure (5.31) : Les graphiques des résidus (en ordonnée) vs. les variables de l'étude (en abscisse) pour les quantiles de débits journaliers de période de retour de 100 ans.

Tableau (5.10) : Test de symétrie de la distribution des résidus (Débits instantanés)

$Q_i(T)$	$g1$	$g2$	σ	α_1	$U_{1-(\alpha/2)}$	T	χ^2
$Q_i(2)$	0.0528	-0.7444	0.2274	0.2323	1.644	0.6124	4.605
$Q_i(5)$	0.0177	-0.4347	0.25	-0.0710	1.644	0.2060	4.605
$Q_i(10)$	0.0774	0.2310	0.25	0.3097	1.644	0.0838	4.605
$Q_i(20)$	0.0825	-0.2197	0.25	0.3302	1.644	0.0818	4.605
$Q_i(50)$	0.0653	-0.1201	0.25	0.2614	1.644	0.0341	4.605
$Q_i(100)$	0.0459	-0.0881	0.25	0.1836	1.644	0.0175	4.605

Tableau (5.11) : Test de symétrie de la distribution des résidus (Débits journaliers)

$Q_i(T)$	$g1$	$g2$	σ	α_1	$U_{1-(\alpha/2)}$	T	χ^2
$Q_i(2)$	0.268	0.0900	0.25	1.072	1.644	0.320	4.605
$Q_i(5)$	-0.0538	-0.6227	0.2274	-0.2369	1.644	0.4327	4.605
$Q_i(10)$	-0.0944	-0.5678	0.227	0.415	1.644	0.3879	4.605
$Q_i(20)$	-0.1320	-0.5377	0.2274	-0.5805	1.644	0.3887	4.605
$Q_i(50)$	0.1978	-0.4601	0.2274	-0.8700	1.644	0.3990	4.605
$Q_i(100)$	0.0459	-0.0881	0.25	0.1836	1.644	0.0175	4.605

5.6.2 Contrôle des performances

D'après les Figures (5.32 et 5.33), on constate que les rapports r_j et r_i , des débits obtenus par régression, aux débits ajustés aux observations, se distribuent selon des lois log-normales.

Pour les débits journaliers décennaux, il y a 80% de chance de se tromper d'un rapport compris entre multiplier ou diviser par deux et 50% de chance de se tromper d'un rapport compris entre multiplier ou diviser par 1.5. Pour les débits instantanés décennaux, les résultats sont plus fiables avec des probabilités de 85% et 60% pour les mêmes seuils de $*/ : 2$ et $*/ : 1.5$. (Figures 5.32 et 5.33)

Les valeurs des quantiles des débits instantanés et journaliers, estimés à partir de la pluie et les nouveaux paramètres morphométriques, sont comparées pour les stations de jaugeage prises et considérées comme fiables, au moyen des formules ci-dessous :

$$r_i = \frac{Q_i(10)_{ajusté}}{Q_i(10)_{estimé}}$$

$$r_j = \frac{Q_j(10)_{ajusté}}{Q_j(10)_{estimé}}$$

Pour les débits moyens journaliers pour les différentes périodes de retour, nous avons retenus leur expression en mm/j, ce qui présente l'intérêt de donner une lame d'eau journalière facilement comparable d'un bassin à l'autre.

Comme le montre les figures, les rapports $r_j = \frac{Q_j(T)_{ajusté}}{Q_j(T)_{estimé}}$ pour les différentes périodes de retour suivent sensiblement la distribution log-normale. La valeur médiane de ce rapport est de 1. L'analyse des écarts entre $Q_j(T)_{ajusté}$ ET $Q_j(T)_{estimé}$ montrent une précision tout à fait acceptable puisque il y a environ 80% de chance pour que r_j soit 0.5 et 2 et 50% de chance pour que r_j soit compris entre 2/3 et 3/2.

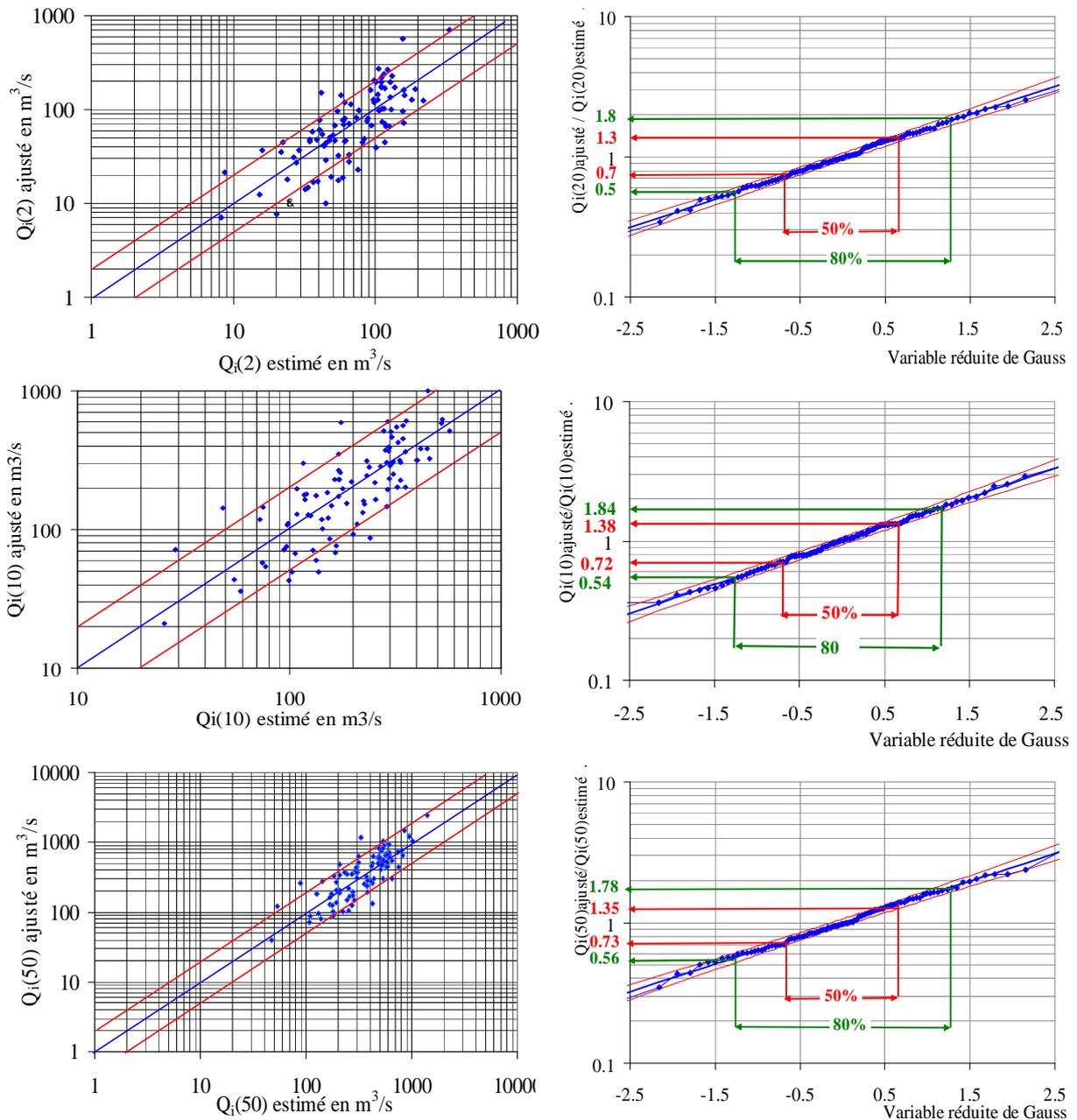


Figure (5.32) : Représentation des crues de pointes instantanées obtenues par régression en fonction de celles mesurées pour les périodes de retour figurées

Figure (5.33) : Distributions statistiques des rapports des crues de pointes instantanées obtenues par régression à celles ajustées aux observations pour les périodes de retour figurées

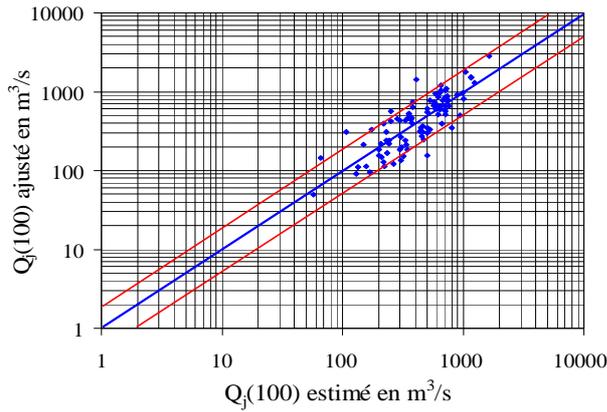


Figure (5.34) : Représentation des crues obtenues par régression en fonction de celles mesurées pour une période de retour de 100 ans.

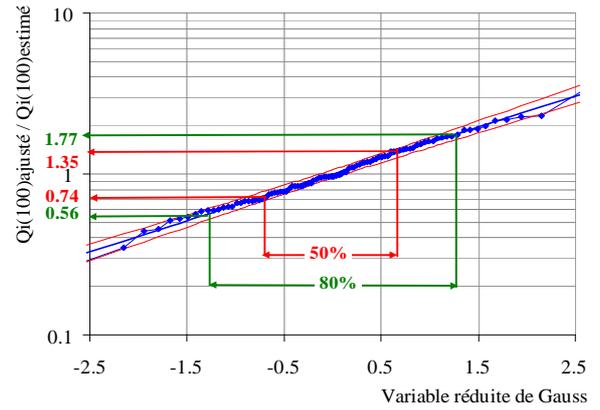


Figure (5.35) : Distributions statistiques des rapports des crues obtenues par régression à celles ajustées aux observations pour une période de retour de 100 ans.

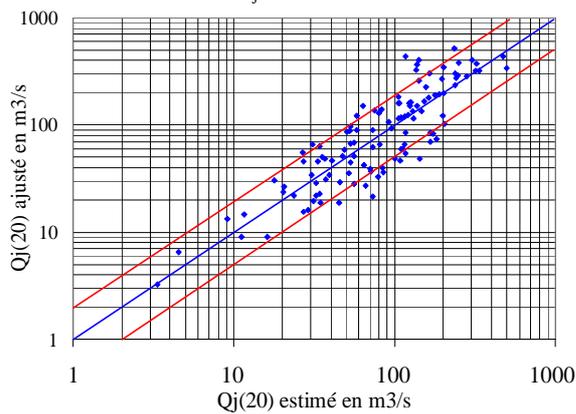
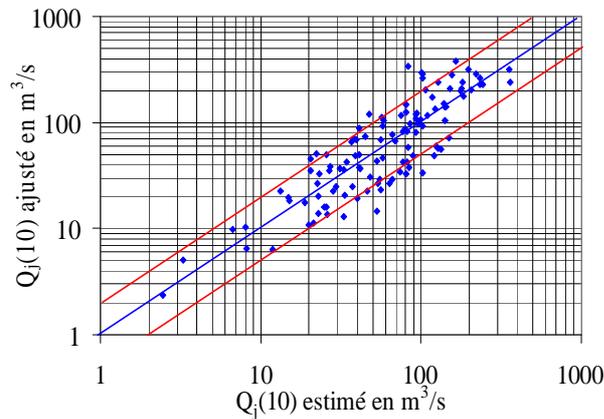


Figure (5.36) : Représentation des crues journalières obtenues par régression en fonction de celles mesurées pour les périodes de retour figurées.

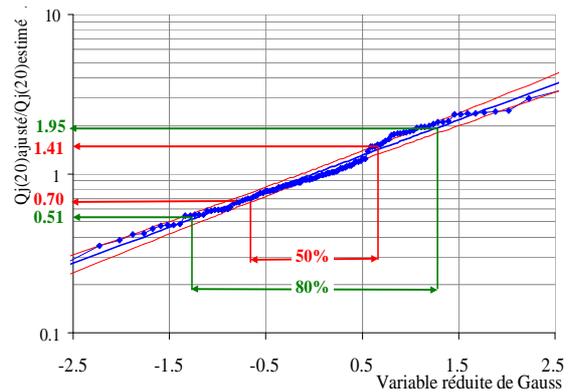
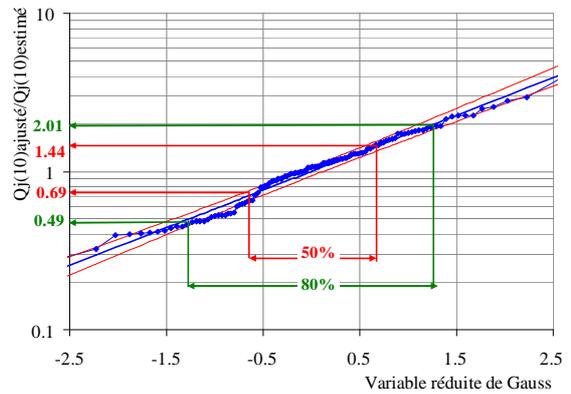


Figure (5.37) : Distributions statistiques des rapports des crues journalières obtenues par régression à celles ajustées aux observations pour les périodes de retour figurées.

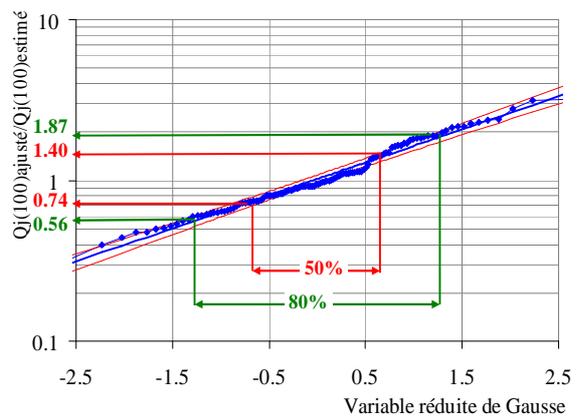
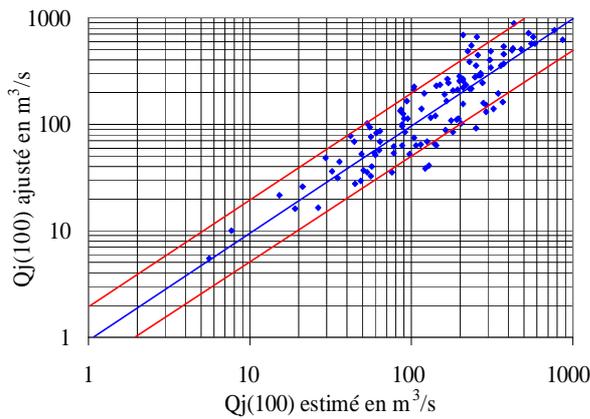
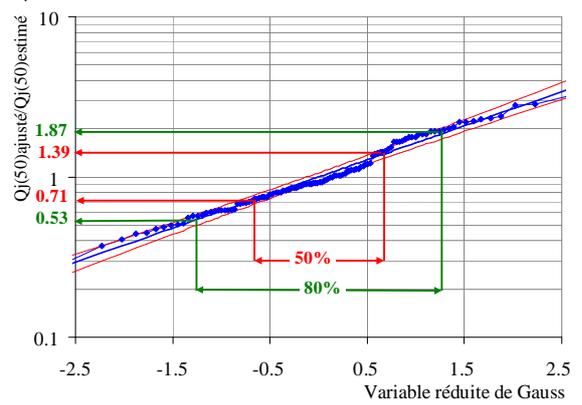
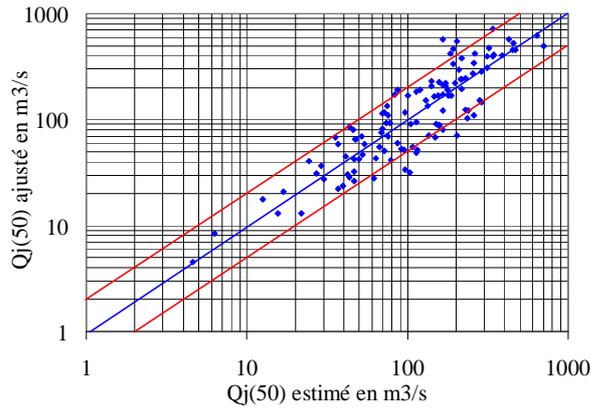


Figure (5.38) : Représentation des crues journalières obtenues par régression en fonction de celles mesurées pour les périodes de retour figurées

Figure (5.39) : Distributions statistiques des rapports des crues journalières obtenues par régression à celles ajustées aux observations pour les périodes de retour figurées

Un travail analogue a été fait sur les durées caractéristiques de crue D. Les Figures (5.40 et 5.41) illustrent les résultats obtenus.

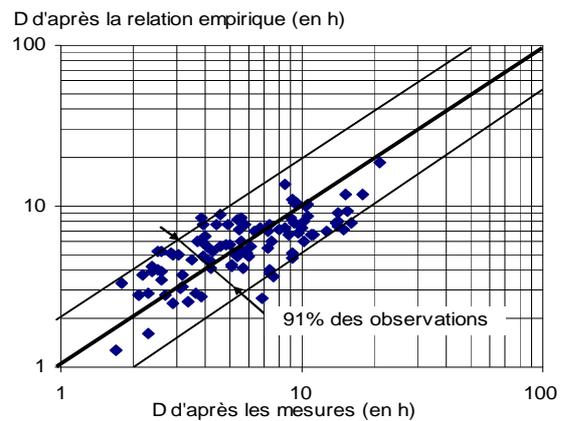
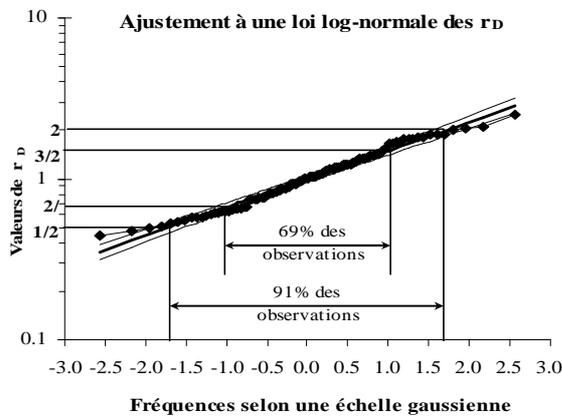


Figure (5.40) : Distributions statistiques des rapports des durées de crue obtenues par régression à celles ajustées aux observations

Figure (5.41) : Représentation des durées de crue obtenues par régression en fonction de celles mesurées.

5.7 Discussion des résultats

On constate que par rapport aux résultats de l'étude de 2009, les variables explicatives des débits de crue restent les mêmes (surface amont, pente et pluie journalière de période T). Les coefficients de corrélation multiple augmentent très légèrement. Par contre les coefficients de régression changent assez notablement. Ceci s'explique essentiellement par l'utilisation du MNT à la maille de 100 m. En effet si les surfaces amont et les pluies ne changent quasiment pas, la pente du plus long thalweg change assez notablement du fait de l'augmentation de la précision sur les altitudes extrêmes et les longueurs de thalweg. La durée caractéristique de crue D est aussi un peu mieux expliquée et avec plus que deux paramètres explicatifs au lieu de trois !

Le MNT à la maille 100 m n'a pas donc pas permis d'améliorer de façon significative la précision sur l'estimation des caractéristiques de crues. Manifestement les incertitudes qui persistent, proviennent de l'imprécision des données de départ (difficulté de mesure des débits de crue, représentativité des séries temporelles et erreur d'échantillonnage) et de la non prise en compte d'autres paramètres plus difficiles à quantifier mais pouvant expliquer la genèse des crues (en particulier la géologie, la végétation, les états de surfaces, etc.).

L'apport essentiel de l'utilisation d'un MNT à la maille de 100m est de pouvoir délimiter de façon absolument automatique et avec une bonne précision, les contours et la surface de n'importe quel bassin versant. Les paramètres explicatifs des caractéristiques de crues sont alors connus en tout point du territoire :

- $P_j(T)$ sont les pluies journalières moyennes de bassin de période de retour $T = 10, 20, 50$ et 100 ans (en mm/j)
- $SurfAm$ est la surface du bassin versant (en km^2) ;
- p est la pente du thalweg principal (sans unité) ;
- b est le coefficient de Montana moyen sur le bassin (sans unité).

Les nouvelles relations empiriques données dans les Tableaux (5.4, 5.5, 5.6, 5.7 et 5.9) permettent d'obtenir les estimations des débits moyens journaliers et du débit de pointe de crue et de la durée de cette crue en tout point du territoire.

5.8 Spatialisation des débits de crue journaliers et instantanés

Il suffit de combiner avec ArcGIS les 4 couches de paramètres explicatifs, selon les relations empiriques établies plus haut, pour obtenir les 9 couches caractéristiques de crue :

- Les débits moyens journaliers $Q_j(10)$ et instantanés $Q_i(10)$ pour la fréquence décennale (Figure 5.43 et 5.45) ;
- Les débits moyens journaliers $Q_j(20)$ et instantanés $Q_i(20)$ pour la fréquence vingtennale ;
- Les débits moyens journaliers $Q_j(50)$ et instantané $Q_i(50)$ pour la fréquence cinquantennale (Figure 5.44 et 5.46);
- Les débits moyens journaliers $Q_j(100)$ et instantané $Q_i(100)$ pour la fréquence centennale ;
- La durée caractéristique de crue D



Figure (5.42) : Localisation d'un site d'étude à titre d'exemple

A titre d'exemple (Figure 5.42) on peut imaginer qu'à l'entrée de la ville de Bejaïa, on veuille recalibrer l'oued que franchit la route nationale 12 dans la zone industrielle. Le pont est aux coordonnées $36^{\circ}44'29''$ de latitude et $5^{\circ}4'4''$ de longitude, ce qui correspond aux coordonnées Lambert $X = 711.4$ km et $Y = 384.9$ km. L'examen des cartes des Figures (5.43 et 5.45) montre que l'on a :

$$50 < Q_i(10) < 100 \text{ m}^3/\text{s} \text{ et } 100 < Q_i(100) < 200 \text{ m}^3/\text{s}.$$

Il est également possible et plus précis de lire les débits sur ArcGIS et l'on trouve par exemple pour ce même point :

$$Q_i(10) = 64 \text{ m}^3/\text{s}$$

En tenant compte des intervalles de confiance, on peut affirmer qu'il y a :

$$85 \% \text{ de chance d'avoir } 32 < Q_i(10) < 128 \text{ m}^3/\text{s}$$

$$60 \% \text{ de chance d'avoir } 42 < Q_i(10) < 96 \text{ m}^3/\text{s}$$

Enfin sur la Figure (5.47) on constate que sur ce site, la durée caractéristique de crue est de 2.4 heures, c'est-à-dire que la crue décennale dépassera la moitié de son débit maximum pendant un peu plus de deux heures.

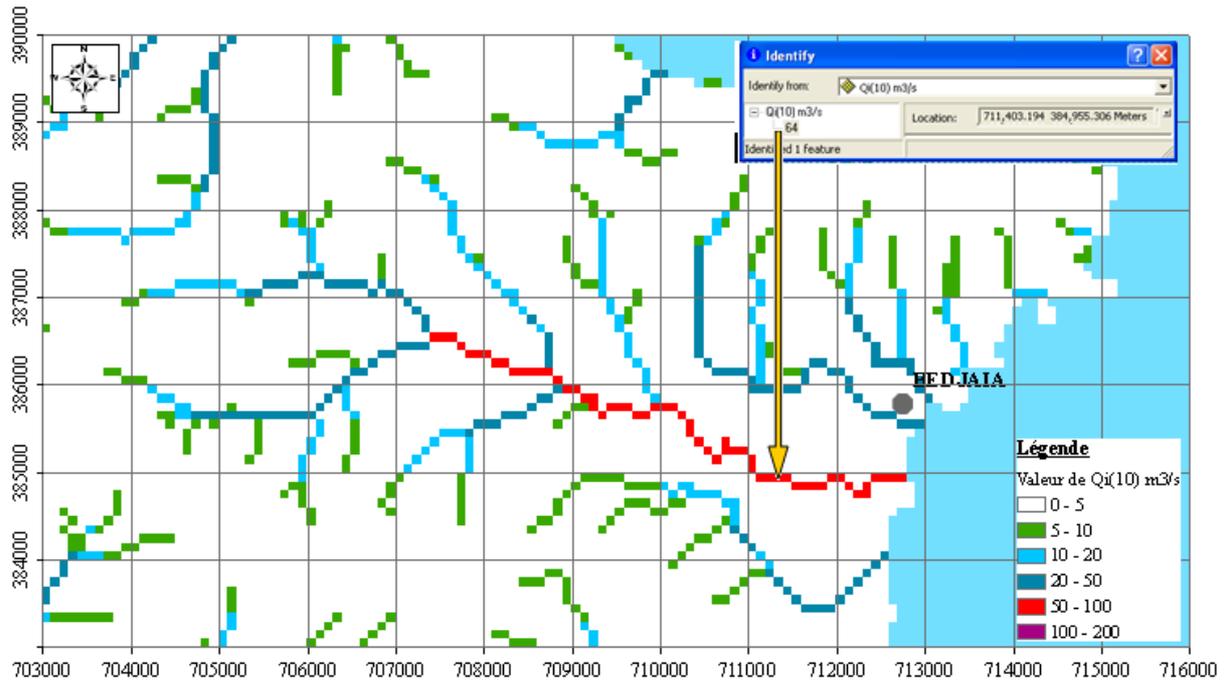


Figure (5.43) : Spatialisation des débits instantanés décennaux

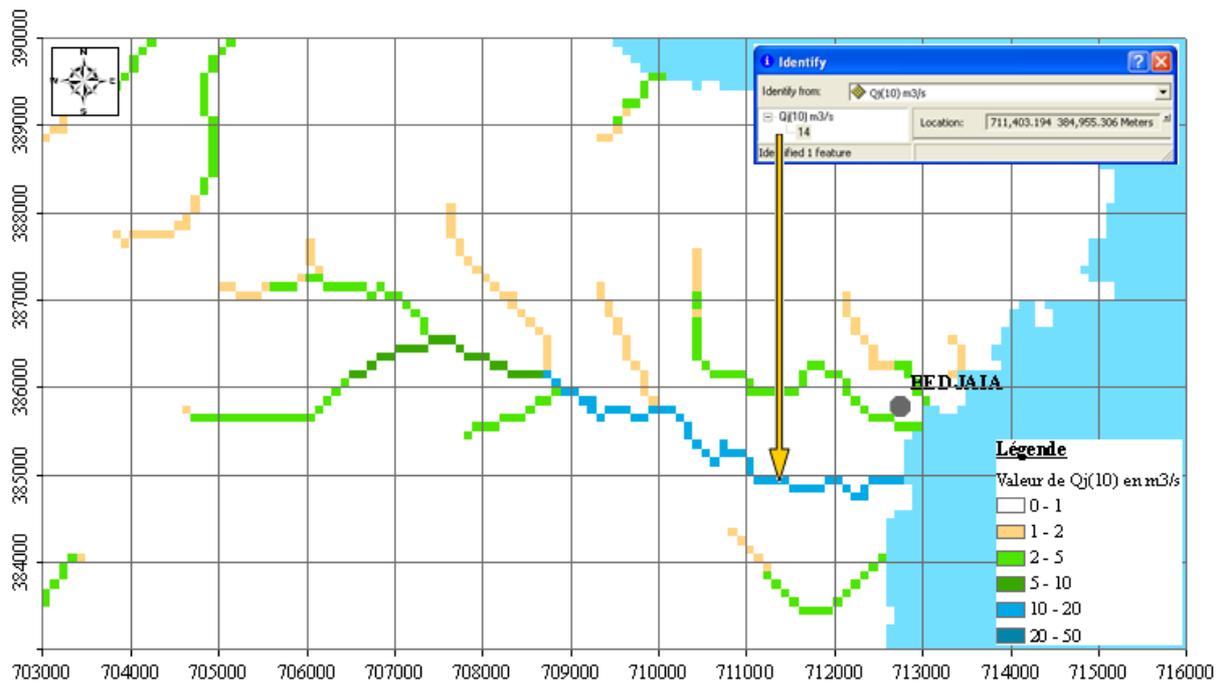


Figure (5.44) : Spatialisation des débits moyens journaliers décennaux

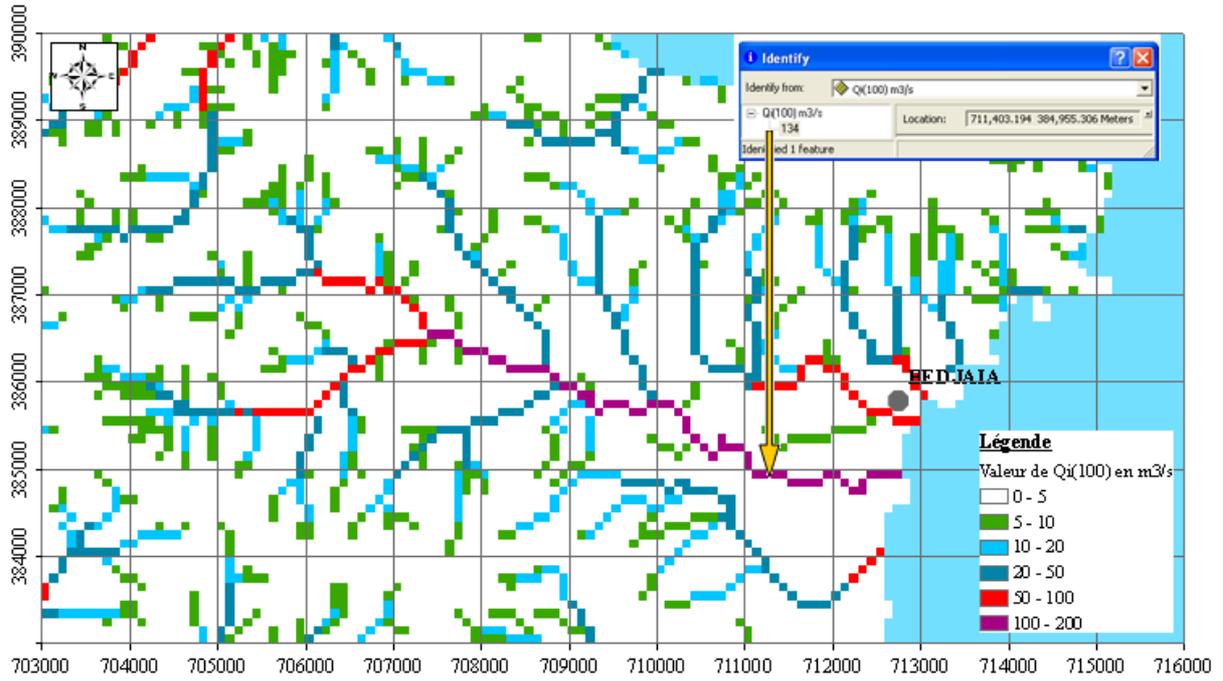


Figure (5.45) : Spatialisation des débits instantanés centennaux

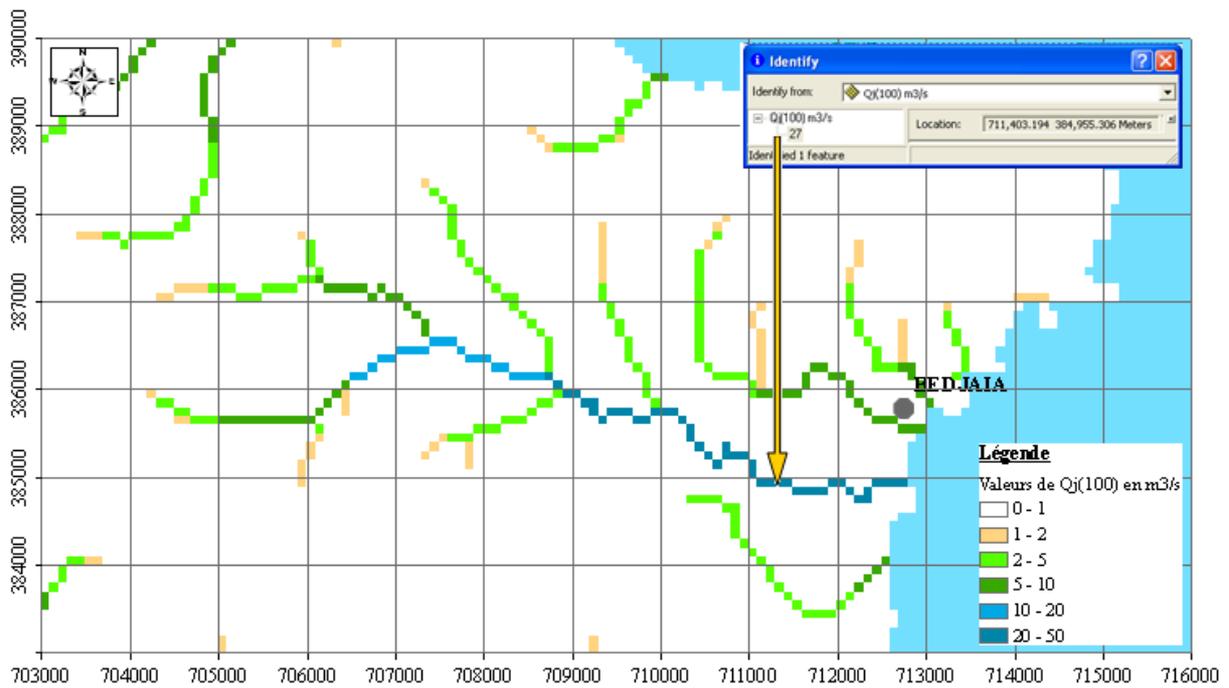


Figure (5.46) : Spatialisation des débits moyens journaliers centennaux.

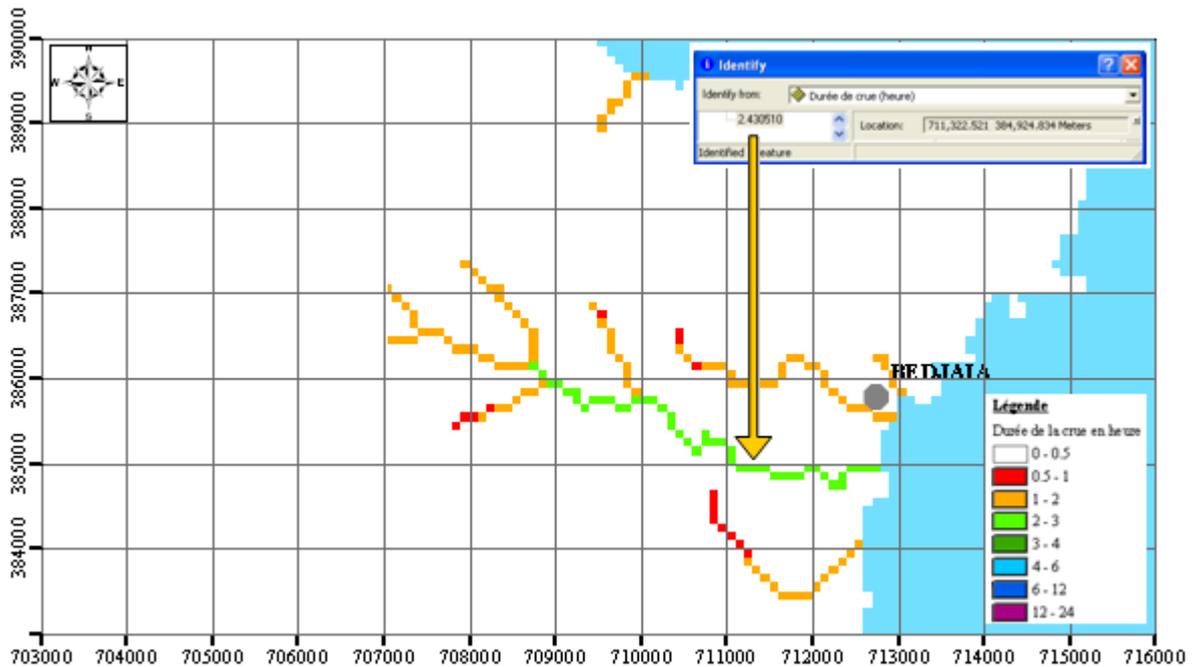


Figure (5.47) : Spatialisation de la durée de crue

5.9 Conclusion

La construction d'un MNT à la maille de 100 m a permis de valoriser les résultats de l'étude de synthèse des crues sur l'Algérie du Nord réalisée par le groupement SUCKY-ENHYD et STUCKY France. La qualité des estimations des caractéristiques des crues n'a pas été améliorée de façon sensible, par contre ces estimations peuvent se faire de façon automatique et systématiquement sur l'ensemble du territoire de l'Algérie du Nord. Nous avons pu ainsi aboutir à la construction de cartes donnant par simple lecture les débits moyens journaliers et surtout des débits instantanés de pointe de crue pour les périodes de retour les plus habituellement utilisées.

Ces estimations sont valides pour des bassins versants dont les surfaces vont de quelques km² jusqu'à 2000 km². La précision est telle que l'on a moins de 15 % de chance de se tromper de plus d'un rapport multiplier ou diviser par 2. C'est en ce sens que l'on peut dire que cette étude permet d'évaluer correctement les ordres de grandeur des caractéristiques de crue de périodes de retour décennale à centennale.

Il est évident que cette démarche ne peut se substituer à une étude détaillée des crues dans tous les sites où les données disponibles le permettent et où les aménagements envisagés le nécessitent. Par contre les hydrologues algériens disposent à présent d'une méthode d'estimation des débits de crue sur n'importe quel bassin versant non jaugé.

CONCLUSION

Les principaux objectifs aboutis par cette étude sont essentiellement :

- Construction et validation d'un MNT à 100m de résolution adapté à l'hydrologie du nord de l'Algérie ;
- Reconstruction des modèles prédictifs à partir des données de débits ajustées de 116 stations retenues dans l'étude antérieure et remplacement des paramètres morphométriques par ceux du modèle à 100m ;
- Spatialisation de la crue décennale journalière et instantanée en utilisant les modèles prédictifs reconstruits et en procédant à la détermination automatique des bassins.

L'évaluation automatique des paramètres morphométriques des bassins versants du Nord de l'Algérie à partir du MNT construit à la maille de 100 m était possible. Ce MNT a été construit sur la base des données SRTM.

La comparaison des paramètres morphométriques extraits du MNT avec ceux évalués sur des cartes topographiques à l'échelle 1/50000°, montre une cohérente satisfaisante. Ceci est confirmé par les écarts sur les surfaces des bassins versants, qui n'excèdent pas 2% pour la quasi-totalité des bassins. Toutefois, dans les zones de hautes plaines, ces écarts peuvent atteindre 8%, du fait de la présence de zones très plates, où le sens du drainage est difficile à reconstituer, même des fois sur cartes topographiques.

Les altitudes minimales et maximales sont tout à fait cohérentes avec celles évaluées sur les cartes topographiques.

Les longueurs amont des thalwegs présentent des erreurs relatives comprises entre -10% et +30%. Ces écarts atteignent 3 à 4 km de longueur, car les longueurs évaluées sur le MNT sont comptées depuis les crêtes et non le long des cours d'eau signalés.

En ce qui concerne les pentes évaluées à partir du MNT, 90% de cas présentant une légère sous estimation ont été notés. Les écarts peuvent atteindre 10% surtout dans les endroits de fortes pentes. Ils sont essentiellement traduits par les écarts signalés notés sur les longueurs.

Le ré-échantillonnage d'un MNT (passage de 30 m à 90m ou à 100 m), n'affecte donc pas de manière significative les paramètres géomorphométriques principalement étudiés. Le MNT généré à la maille de 100m, s'adapte bien aux applications hydrologiques sur des bassins allant de quelques km² à plusieurs milliers de km².

Ce MNT a servi dans la modélisation des crues sur tout le territoire du Nord de l'Algérie. En effet, l'étude des crues du Nord de l'Algérie réalisée par le groupement SUCKY-ENHYD et STUCKY France, a abouti à une méthode empirique de prédétermination des crues sur des bassins versants non jaugés.

Les estimations des débits de crue journaliers et instantanés d'une centaine de stations de jaugeage contrôlant des bassins versants de moins de 2000 km² ont été conservées. Sur ces stations, il est possible d'estimer les crues de période de retour 10, 20, 50 et 100ans.

Les modèles de prédétermination se basaient sur des données topographiques issues d'un modèle numérique d'altitude à la maille de 1km. Malheureusement, cette résolution ne permet pas d'obtenir automatiquement les contours des bassins versants.

Dans cette étude, un Modèle Numérique de Terrain (MNT) à la maille de 100m, adapté à l'hydrologie du Nord d'Algérie a été utilisé. Les paramètres morphométriques ont été extraits et les modèles de prédétermination des débits de crue pour les différentes périodes de retour ont été réévalués.

Les résultats obtenus montrent que les nouveaux paramètres morphométriques ont affecté de manière significative les coefficients de régression des paramètres explicatifs : pente et surface. Cependant les coefficients de corrélation multiples des formules empiriques restent quasi identiques. Ainsi pour les débits décennaux de crue, il y a 50% de chance de se tromper dans un rapport inférieur à multiplier ou diviser par 1,5 ; et 80% de chance de se tromper de moins du simple au double.

La spatialisation des paramètres morphométriques et climatologiques (surface amont, pente maximale ($P_j(10)$) et gradex), et la délimitation automatique des contours des bassins sur tout le Nord de l'Algérie, ont permis la cartographie de la crue décennale, vingtennale, cinquantennale et centennale.

Désormais, les cartes générées permettront pour un site cible non jaugé, d'en déduire facilement sa crue et ceux-ci pour une période de retour voulue.

Il s'agit de localiser l'exutoire d'un bassin cible non jaugé sur la carte de prédétermination de la crue et par suite, d'en déduire la valeur associée à la crue pour une période de retour visée.

Ce travail apporte une contribution à la procédure d'estimation de débit des crues pour différentes périodes de retour dans un Système d'Information Géographique.

L'apport principal de ce travail est donc de permettre l'estimation automatique des débits journaliers et instantanés des crues de période de retour 10 à 100ans en tout point du territoire.

La facilité d'obtention de ces paramètres permet la création de couches correspondantes à chacun de ces paramètres et le tracé de cartes de débits de crues correspondantes.

Avec l'utilisation d'un MNT à la maille de 100m, on peut générer des cartes d'écoulement précises et délimiter automatiquement les surfaces de drainage des bassins sur le nord d'Algérie. La délimitation automatique permet d'éviter les erreurs et d'augmenter la rapidité d'analyse de l'outil.

L'établissement d'un véritable outil d'aide à la décision en matière de connaissance des débits de crues pour une période de retour bien définie, est une démarche très intéressante dans les projets sommaires pour les bassins non jaugés ou un site d'intérêt, qui ne possède pas les mesures nécessaires.

Enfin, la spatialisation de la prédétermination de la crue, étant plus rapide et plus facile, demeure donc une technique plus simple pour les sites non jaugés.

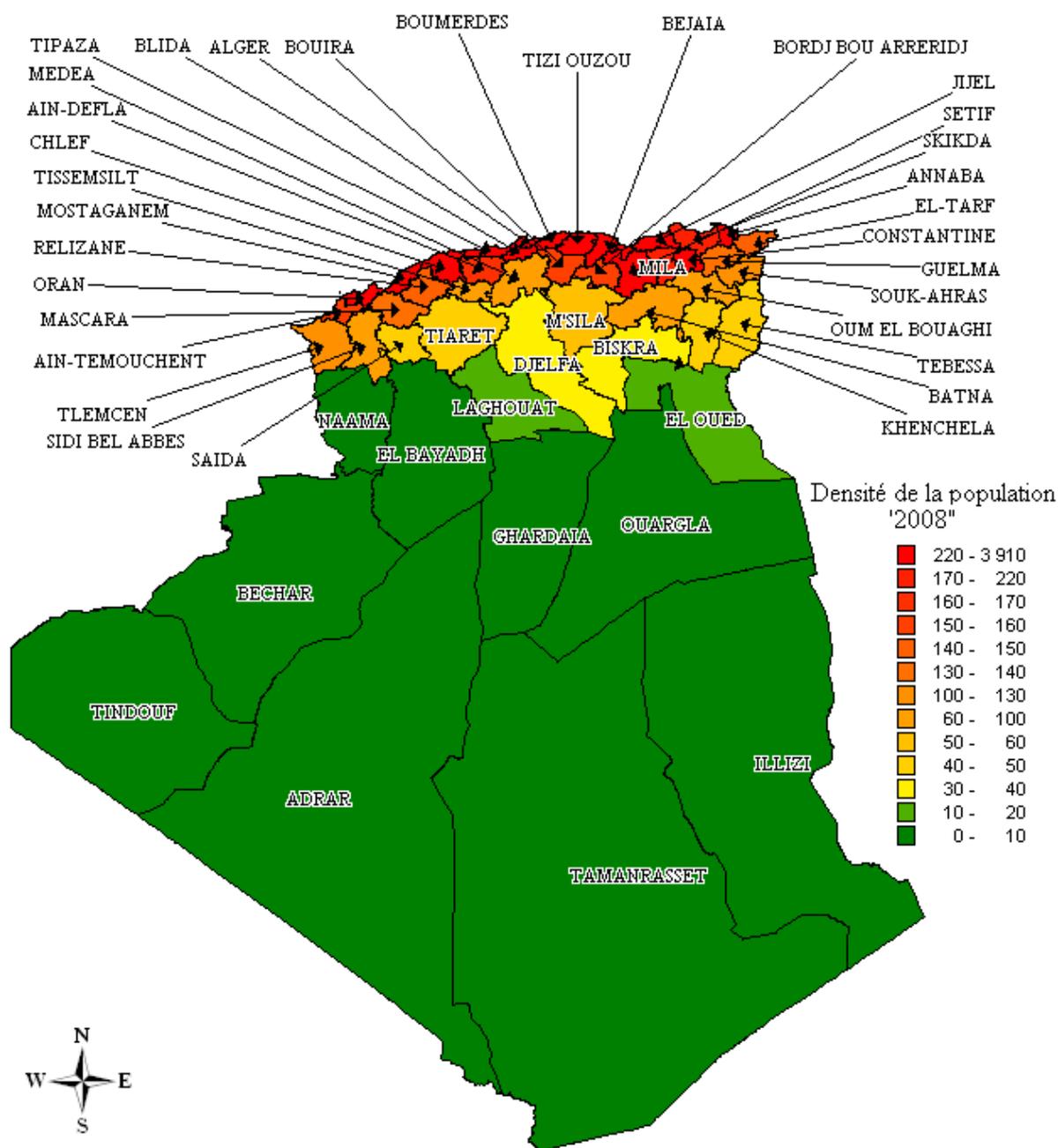


Figure (I.1) : Densité de la population selon les recensements démographiques 'RGPH 2008'

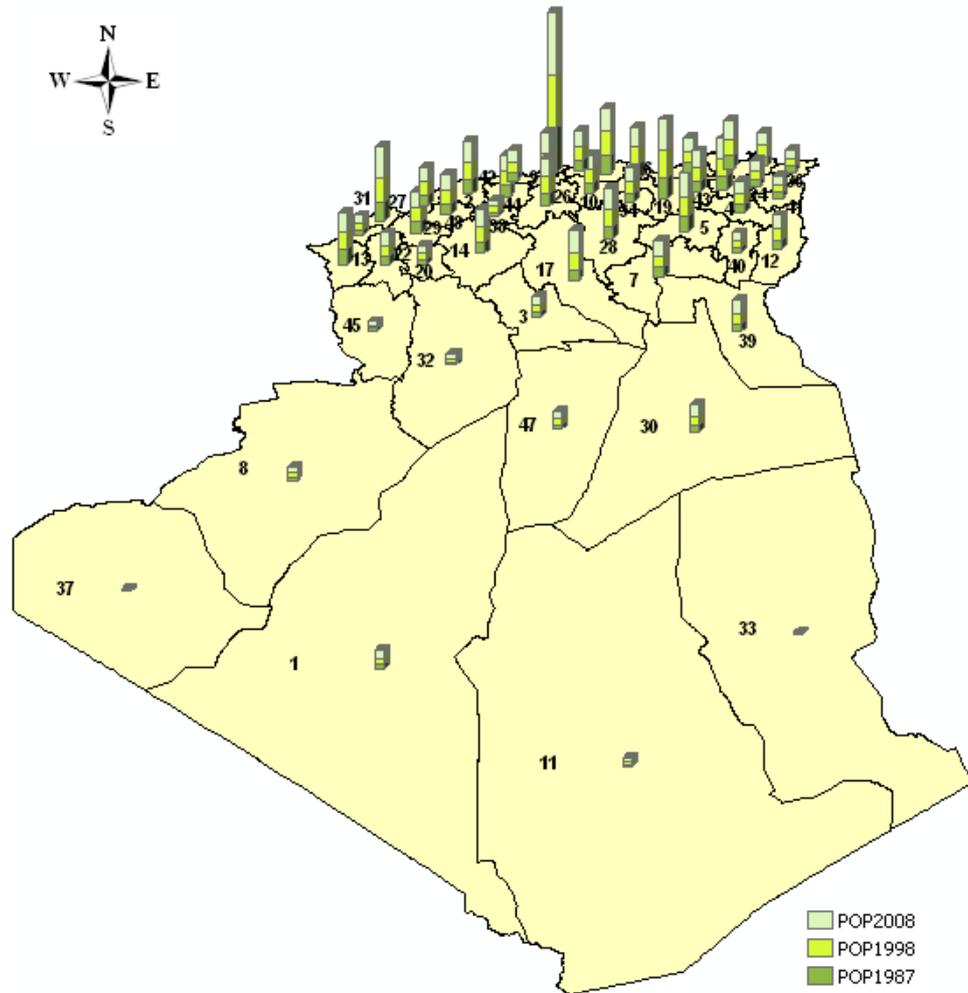


Figure (I.1) : Evolution de la population selon les recensements 1987, 1998 et 2008

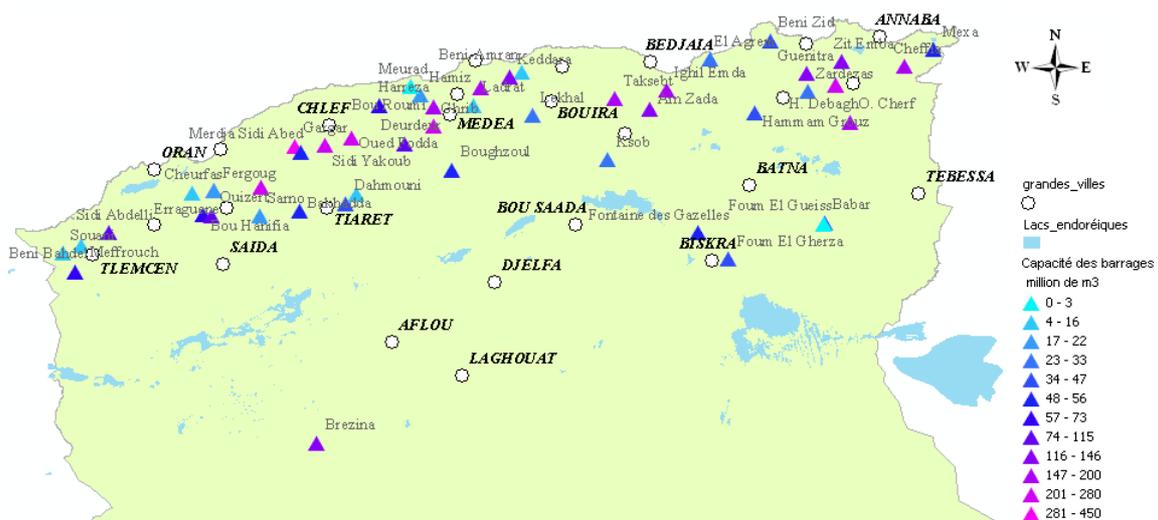


Figure (I.1) : les barrages de l'Algérie du Nord selon leur capacité

Caractéristiques de la régression multiple

Somme des carrés de la régression

Les variations de la variable dépendante ‘expliquées’ par l’équation de la régression estimée, sont mesurées par la somme des carrés de la régression (ou ‘somme des carrés expliqués’) :

$$SC\text{Re } g = \sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - \bar{y})^2 \quad (4.10)$$

$SC\text{REG}$ détermine dans quelle mesure les valeurs prédites par les coefficients de régression estimés, \hat{y}_i , dévient de la moyenne d’échantillon \bar{y} .

✓ Somme des carrés totaux

Les variations observées de la variable dépendante sont mesurées par la somme des carrés totaux (c.-à-d. la somme des carrés des écarts totaux) :

$$SCTot = \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2 \quad (4.11)$$

$SCTOT$ détermine dans quelle mesure les valeurs observées y_i dévient de la moyenne d’échantillon \bar{y} .

Lorsque $SCRES$ est une mesure de l’ajustement des observations y_i autour de la droite de régression estimée \hat{y}_i , $SCTot$ peut être interprétée comme une mesure de l’ajustement des observations autour de la droite \bar{y} .

✓ Coefficient de détermination multiple

Le coefficient de détermination multiple R^2 nous informe sur la qualité d’ajustement du modèle aux données, Il est défini par le rapport de la variance expliquée à la variance totale.

$$\begin{aligned} R^2 &= \frac{\sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - \bar{y})^2}{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2} \\ &= \frac{SC\text{Re } g}{SC\text{Re } g + SC\text{Re } s} \\ &= \frac{SC\text{Re } g}{SCTot} \\ R^2 &= 1 - \frac{\left(\sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2 \right)}{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2} \\ R^2 &= 1 - \frac{SC\text{Re } s}{SCTot} \end{aligned} \quad (4.12)$$

Dans la plupart des cas, la valeur de R^2 se situera entre 0 et 1. Cette valeur peut être interprétée comme suit : supposons que nous avons un R^2 de 0,5, ceci signifie que la dispersion des valeurs prédites autour de la droite de régression est (1-0.5) fois la variance initiale ; en d'autres termes, 50 % de la dispersion initiale a été expliquée par les variables explicatives prises dans le modèle, et il reste 50% de dispersion résiduelle. Généralement, Il est souhaitable d'expliquer le plus possible, voire toute la dispersion initiale. (Par exemple, un R^2 proche de 1,0 signifie que toute l'information a été quasiment expliquée par les variables spécifiées dans le modèle).

Le coefficient de corrélation multiple est la racine du coefficient de détermination :

$$R = \sqrt{1 - \frac{SC\ Re\ s}{SCTot}} \quad (4.13)$$

✓ **Variances**

Nous considérons les trois variances suivantes :

- la variance totale :

$$s_y^2 = \frac{1}{n} \sum (y_i - \bar{y})^2 \quad (4.14)$$

- variance expliquée :

$$s_{\hat{y}}^2 = \sum_{k=1}^p a_k s_{ky} \quad (4.15)$$

- variance résiduelle :

$$s_r^2 = s_y^2 - s_{\hat{y}}^2 \quad (4.16)$$

✓ **Estimation de la variance des résidus**

$$\hat{\sigma}^2 = \frac{\sum_{i=1}^n \varepsilon_i^2}{n - p - 1} \quad (4.17)$$

Références Bibliographiques

- Adkins, K. F. and Merry, C. J. (1994), Accuracy assessment of elevation data sets using the Global Positioning System. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 60(2), pp. 195–202.
- Admiraal, W., Van der Velde, G., Smit, H. and Cazemier, W.G. (1993), The Rivers Rhine and Meuse in the Netherlands: present state and signs of ecological recovery. *Hydrobiologia*, 265, pp. 97-128.
- Agence de bassin hydrographique Constantinois-Seybous-Mellegue, Constantinois, ABH-CSM (1999-2000), *Les Cahiers de l'Agence*. Le bassin de la Seybouse, N°1, 35 pages ; Le bassin du Kébir-Rhumel, N°2, 33 pages ; Pollution des eaux superficielles, N°3, 17 pages, Les Côtiers constantinois, N°4, 75 pages.
- Agence des bassins hydrographiques (ABH) (2002), Algérois-Hodna-Soummam, *Les carnets de l'Agence*, N° 1.
- Agence Nationale des ressources Hydriques (ANRH) (1974), Etude hydrogéologique de la plaine de Collo, Rapport, Agence Nationale de la Recherche hydrique, Constantine.
- Agence Nationale des ressources Hydriques (ANRH) (1999), Etude des étiages de l'Algérie du Nord (Application et Synthèse), N° : 317/ANRH/DHYL/Avril.
- Agence de Bassin Hydrographique Constantinois-Seybousse-Mellegue (ABH-CSM) (2000), Bassin des Côtiers Constantinois. *Les cahiers de l'Agence*, N° 4.
- Agence de Bassin Hydrographique Oranie-Chott Chergui (ABH-OCC) (2006), Mission 1, Inventaire des Ressources en Eau et en Sols et des Infrastructures de Mobilisation, Cadastre Hydraulique du Bassin des Hauts Plateaux Oranais.
- Agence de Bassin Hydrographique-Oranie Chott Chergui (ABH-OCC) (2004), Mission 1, Ressources en Eau et en Sols, Cadastre Côtiers Oranais.
- Agence de Bassin Hydrographique Oranie-Chott Chergui (ABH-OCC) (2006), Mission 6, Inventaire des Ressources en Eau et en Sols et des Infrastructures de Mobilisation, Cadastre Hydraulique du Bassin de la Tafna.
- ANRH, 2008 Etude générale des crues du Nord de l'Algérie Etude, Modélisation des débits de crues.
- Anselmo V, Galeati G, Palmieri S, Rossi U, Todini E. Flood risk assessment using an integrated hydrological and hydraulic modelling approach: a case study. *J Hydrol* 1996;175:533–54. Article 19

- Arge, L., Chase, J., Toma, L., Vitter, J. S., Wickremesinghe, R., Halpin, P., et al. (2003), Efficient flow computation on massive grid terrain datasets. *GeoInformatica*, 7, pp. 283–313.
- ASTER GDEM Validation Team, (2009), ASTER Global DEM Validation Summary Report. METI/ERSDAC, NASA/LPDAAC, USGS/EROS.
- Band, L. E. (1986), Topographic partition of watersheds with digital elevation models. *Water Resources Research*, 22(1), pp. 15–24.
- Band, L. E. (1989). A terrain-based watershed information system. *Hydrological Processes*, 3, pp. 151–162.
- Benhamiche, N. (1997), Modélisation de la relation pluie-relief en vue de la cartographie par Krigeage : cas du bassin versant de la Soummam. Thèse de magistère en Sciences agronomiques, hydrologie, Institut National Agronomique d'El- Harrach (Alger), 180 pages.
- Bennabi, M.S. (1985), Contribution à l'étude hydrogéologique de la vallée de l'Oued Sahel-Soummam (Algérie), Thèse de doctorat de troisième cycle en géologie appliquée, Université Scientifique et médicale de Grenoble, 156 pages.
- Besse, P. (2006), Apprentissage Statistique. & Data mining.* Institut de Mathématiques de Toulouse, Laboratoire de Statistique et Probabilités — UMR CNRS C558, p 128
- Bhang, K.J. and Schwartz, F. (2008), Limitations in the hydrologic applications of C-band SRTM DEMs in low-relief settings. *IEEE Geo-Sci Remote Sensing Lett*, 5(3), pp. 497–501.
- Billemont, S. (2010), Validation of ASTER GDEM over Tibet. Rapport de recherche. Delft University of Technology, 8 p.
- Bouvier, C (1994), Sur la pratique des Modèles Numériques de Terrain (MNT) en hydrologie : l'expérience des bassins de Chalco (Mexique), *Hydrol. Continent.*, Vol., 9, N° 1, pp. 5-16.
- BRGM, (2006) Carte de vulnérabilité intrinsèque simplifiée des eaux souterraines. \ 7 - de la région Aquitaine t>tb.* Rapport final. WRRr. *BRGM/RP-55311-FR.*
- Chow VT, Maidment DR, Mays LW. Applied hydrology. New York: McGraw Hill; 1988.
- Costa-Cabral M.C. and Burges S.J. (1994), Digital elevation model networks (DEMON): A model of flow over hillslopes for computation of contributing and dispersal areas. *Water Resources Research*, 30 (6), pp. 1681-1692.
- Coyne and Bellier (1973), Etude de la régulation de la Soummam (Etude d'aménagement), Strasbourg : Univ. Louis Pasteur, Centre de géographie appliquée, Paris : Bureau d'Ingénieurs Conseils, 87 pages.

- Dahmani, B. et Bithorel, C. (2000), Déminéralisation des eaux saumâtres de Brédéah dans la région du bassin hydrographique Oranie–Chott–Chergui, Partie I : Hydrogéologie de la nappe de Brédéah. *Desalination*, 137, (2001), pp. 297-309.
- Dalalyan, A. (2011), *Statistique Numérique et Analyse des Données*. Ecole des pont, ParisTech, p 87
- Daniele. **Bocchiola**, Renzo **Rosso** 2009; Use of a derived distribution approach for flood prediction in poorly gauged basins: A case study in Italy. *Advances in Water Resources* 32 (2009) 1284–1296
- Demirkesen, C., Evrendilek, F., Berberoglu, S. and Kilic, S. (2007), Coastal Flood Risk analysis Using Landsat-7 ETM+ Imagery and SRTM DEM: A Case Study of Izmir, Turkey. *Environ Monit Assess*, 131, pp. 293-300.
- Depraetère, C et Moniod, F (1991), Contribution des Modèles Numériques de Terrain à la simulation des écoulements dans un réseau hydrographique : Exemple du bassin de Bras-David (Guadeloupe) Hydml. *Continent*, Vol. 6, N° 1, pp. 29-53.
- Desmet, P.J.J. and Govers, G., (1996), A GIS procedure for automatically calculating the USLE LS factor on topographically complex landscape units. *Journal of Soil and Water Conservation* 51 (5), pp. 427–433.
- DGE (Direction Générale de l'Environnement) (2001), *Elaboration de la stratégie et du plan d'action national des changements climatiques*, Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement, Projet National ALG/98/G31.
- DGF (Direction Générale des Forêts) (2004), *ATLAS IV des zones humides Algériennes d'importance internationale*, Ministère de l'Agriculture et du Développement Rural.
- Dimitrios Zouzias , George Ch. Miliareisis and Karen St. Seymour (2011), Interpretation of Nisyros volcanic terrain using land surface parameters generated from the ASTER Global Digital Elevation Model. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 200, pp. 159–170.
- Do,Hiep-Thuan (2011) *Extensibilité des moyens de traitements pour les données issues des vastes systèmes d'informations géographiques*. Thèse, Ecole Doctorale Sciences et Technologies, Laboratoire LIFO, p.148
- Drouhin, G. (1960), Possibilité d'utilisation de ressources hydrauliques limitées en Algérie, UNESCO/NS/AZ/527, Colloque de Paris, Colloque général sur les problèmes de la zone aride, COMMUNICATION N°18, Paris, 15 Avril.
- Dubreuii, P., Chaperon, P., Guiscafre, J., Herbaud, J. (1972) *Recueil des données de base des bassins représentatifs et expérimentaux de l'ORSTOM*". *Années 1951-1969*. ORSTOM-PARIS, 916 p.

- Durga Rao, K. H. V., Bhanumurthy, V. and Roy, P.S. (2009), Application of Satellite - based Rainfall Products and SRTM DEM in Hydrological Modeling of Brahmaputra Basin), *J. Indian Soc. Remote Sens.*, 37, pp.587-600.
- Ehlschlaeger, C. (1989), Using the A* search algorithm to develop hydrologic models from digital elevation data. In *Proceedings of International Geographic Information Systems (IGISD) Symposium 89*, Baltimore,MD, 18–19 March, Washington, DC: NASA, pp. 275–281
- Environmental Systems Research Institute (ESRI) (2003), ArcGIS Spatial Analyst. Redlands, CA, USA: ESRI.
- Esri (2012) <http://help.arcgis.com/fr/arcgisdesktop/10.0/help/index.htm>
- Fairfield, J. and Leymarie, P. (1991), Drainage Networks from Grid Elevation Models. *Water Resources Research*, 30(6), pp.1681-92.
- Farr, T.G. and Kobrick, M., (2000), Shuttle radar topography mission produces a wealth of data. *American Geophysical Union EOS.*, 81, pp. 583–585.
- Farr, T., & Kobrick, M. (2001), The shuttle radar topography mission. *American Geophysical Union EOS*, 81, pp. 583–585.
- Freeman, T.G. (1991), Calculating catchment area with divergent flow based on a regular grid. *Computers & Geosciences*, 17 (3), pp. 413–422.
- Fisher, P.F. (1993), Algorithm and implementation uncertainty in viewshed analysis. *International Journal of Geographical Information Science*, 7, pp. 331–347.
- Tortrat, F. (2005) Modélisation orientée décision des processus de transfert par ruissellement et subsurface des herbicides dans les bassins versants agricole.
- Gallant, J.C. and Wilson, J.P. (2000), Primary topographic attributes. In: Wilson, J.P.,
- Gallant, J.C. (Eds.), *Terrain Analysis-Principles and Applications*. Wiley, New York, pp. 51–85.
- Garbrecht, J. and Martz, W. (1997), The assignment of drainage direction over flat surfaces in Raster digital elevation models, *Journal of Hydrology*, Vol. 193, pp. 204-213.
- Ghenemi, A., Terfous, A. et Bouanani, A. (2001), Contribution à l'étude des écoulements liquides et des dégradations du bassin versant de la Tafna, Cas d'Oued Isser, Oued Mouilah et la haute Tafna. Séminaire National sur l'eau, Université de Tlemcen, 5–6 juin.
- Gravelius, H.(1914), *Grundrifi der gesamten Gewässerkunde*, Band 1: *h'lufikunde (Compendium of Hydrology)*, Vol. 1: *Rivers*, in German). Goschen, Berlin, Germany.

- Guillot P., Duband D., 1967, La méthode du GRADEX pour le calcul de la probabilité des crues rares à partir des pluies, Publication AISH n°84, 560-569.
- Gao, J. (1997), Resolution and accuracy of terrain representation by grid DEMs at a micro-scale. *International Journal of Geographical Information Science*, 11, pp. 199–212.
- Garbrecht, J. and L. W. Martz (1997), The assignment of drainage direction over flat surfaces in raster digital elevation models, *J. Hydrol.*, 193, pp. 204 –213.
- Gichamo T.Z. , I. Popescu , A. Jonoski , D. Solomatine (2012), River cross-section extraction from the ASTER global DEM for flood modelling. *Environmental Modelling & Software* (31), pp. 37-46.
- Hastings, D., Dunbar, P.K. (1999), Global Land One-kilometer Base Elevation. NGDC key to geophysical records documentation, No. 34.
- Hellweger, F.L. (1997), AGREE - DEM Surface Reconditioning System, <http://www.ce.utexas.edu/prof/maidment/gishydro/ferdi/research/agree/agree.html> as of July 1999
- Helsel, D.R. and R. M. Hirsch, 2002. **Statistical Methods in Water Resources** Techniques of Water Resources Investigations, Book 4, chapter A3. U.S. Geological Survey. 522 pages.
- Hingray, B Picouet C et Musy, A (2009) *Hydrologie 2. Une science pour l'ingénieur*, Lausanne, Presses polytechniques et universitaires romandes, 660 p. (ISBN 978-2-88074-798-5)
- Holger Frey and Frank Paul (2011), On the suitability of the SRTM DEM and ASTER GDEM for the compilation of topographic parameters in glacier inventories *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*.
- Holmgren P. (1994), Multiple flow direction algorithms for runoff modelling in grid based elevation models: an empirical evaluation. *Hydrological processes*, 8, pp. 327-334.
- Hutchinson, M.F. (1989), A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits, *Journal of Hydrology*, V. 106, pp. 211-232.
- IUGG (2007), Rapport National de l'Algérie Perugia-XXIV IUGG, General Assembly, Institut National de Cartographie et de Télédétection.
- Jarvis, A., J. Rubiano, A. Nelson, A. Farrow and Mulligan M. (2004), Practical use of SRTM data in the tropics: comparisons with digital elevation models generated from cartographic data. Working Document, No. 198, Cali, International Centre for Tropical Agriculture (CIAT): 32 p.
- Jenson, S. K., & Domingue, J. O. (1988), Extracting topographic structure from digitalelevation data for geographic information system analysis. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 54(11), pp. 1593–1600.

- Jing Li and D. W.S. Wong (2010), Effects of DEM sources on Hydrologic applications, Computers, Environment and Urban Systems, Vol. 34, pp. 251-261.
- John F. O'Callaghan and David M. Mark (1984), The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Computer Vision, Graphics, and Image Processing*, 28(3), pp. 323-344.
- Katz RW, Parlange MB, Naveau P. Statistics of extremes in hydrology. *Adv Water Resour* 2002;25:1287-304.
- Keys, R. (1981), Cubic convolution interpolation for digital image processing. *IEEE on Acoustics, Speech, and Signal Processing*, 29, pp. 1153-1160.
- Koch, A. and Heipke, C. (2001), Quality assessment of digital surface models derived from the shuttle radar topography mission (SRTM). *Proc. of the IEEE 2001 International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, 9-13 July, Sydney, Australia. on CD-ROM.
- Laborde, J.P. (2003), *Eléments d'hydrologie de surface*, Université de Nice, Centre National de Recherche Scientifique, 190 pages.
- Laborde J.P., Behloul L, Lecoq J. et Merzough D. Synthèse cartographique des pluies extrêmes en Algérie du Nord sur des durées de 1h à 24h XX^{ème} Colloque de l'Association Internationale de Climatologie 2007 Tunis p. 348-353
- Laborde, J.P. (1997), Les différentes étapes d'une cartographie automatique : Exemple de la carte pluviométrique de l'Algérie du Nord, Université de Nice-Sophia Antipolis, URA 1476 de CNRS, 7 pages.
- Lammers, R. B. and Band, L. E. (1990), Automating object representation of drainage basins. *Computers & Geosciences*, 16, pp. 787-810.
- Langbein, W. B. (1947), Topographic characteristics of drainage basins, United States Geological Survey, Water Supply Paper 968-C, pp.125-157.
- François LAURENT (1996), Outils de modélisation spatiale pour la gestion intégrée des ressources en eau Application aux Schémas d'Aménagement et de Gestion des Eaux., thèse halshs-00009131, version1 <http://tel.archives-ouvertes.fr/halshs-00009131> Ecole Nationale Supérieure des Mines de Saint-Etienne (22/10/1996)
- Li, Z.L. (1990), Sampling Strategy and Accuracy Assessment for Digital Terrain Modelling. Ph.D. thesis, The University of Glasgow.
- Ludwig, R. and Schneider, P. (2006), Validation of digital elevation models from SRTM X-SAR for applications in hydrologic modeling. In: *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*. Vol. 60, No. 5, pp. 339-358.
- Li, Z., Zhu, Q. and Gold, C. (2005), *Digital Terrain Modeling :Principles and Methodology*, CRC Press, 325 p.

- Lindsay, J.B. and I.F. Creed (2006), Distinguishing actual and artefact depressions in digital elevation data, *Comp.and Geosciences*, 32, pp. 1192-1204.
- Ludwig, R. and Mauser, W., (2000), Modelling catchment hydrology within a GIS-based SVAT model framework. *Hydrology and Earth System Science* 4 (2), pp. 239–249.
- Ludwig, R. and Schneider, P. (2006), Validation of digital elevation models from SRTM X-SAR for applications in hydrologic modeling. In: *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*. Vol. 60, No. 5, pp. 339-358.
- Mackay, D. S. and Band, L. E. (1998), Extraction and representation of nested catchment areas from digital elevation models in lake-dominated topography, *Water Resources Research*, 34, pp. 897–901.
- Maidment, D. R. (2002), *Arc hydro: GIS for water resources*. Redlands, CA: ESRI Press. 203p.
- Mantilla, R. and Gupta, V. K. (2005), A GIS numerical framework to study the process basis of scaling statistics in river networks. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 2(4), pp. 404–408.
- Martz, L. W. and Garbrecht, J. (1992), Numerical definition of drainage network and subcatchment areas from digital elevation models, *Computers & Geosciences*, 18, pp. 747–761.
- Martz, W. and Garbrecht, J. (1998), The treatment of flat areas and depressions in automated drainage analysis of raster digital elevation models, *Hydrological Processes*, Vol. 843, No. 55.
- Martz, L.W. and J. Garbrecht (1999), An outlet breaching algorithm for the treatment of closed depressions in a raster DEM. *Computers and Geosciences*, 25, pp. 835-844.
- Mebarki, A. (1999), Approche hydrologique des bassins du Nord-Est Algérien, Actes des journées d'information et d'étude (Constantine, 20-21 Octobre), la nouvelle politique de l'Eau, les Agences de bassins hydrographiques et le bassin Constantinois-Seybousse-Méllègue, ABH-CSM., Constantine, pp. 22-30.
- Miller, C. and Laflamme, R. (1958), The digital terrain model - theory and applications, *Photogrammetric Engineering*, 24, pp. 433–442.
- Miliaresis, G. (2001), Geomorphometric mapping of Zagros Ranges at regional scale. *Computers & Geosciences*, 27 (7), pp. 715–728.
- Ministère de l'Agriculture, 1980-1982. – Synthèse Nationale sur les crues des petits bassins versants. Fascicule 1 : éléments de pluviométrie ; fascicule 2 : la méthode SOCOSE ; fascicule 3 : la méthode CRUPEDIX ; fascicule 4 : caractéristiques averse-crues.
- Mitchell, D. and Netravali, A. (1988), Reconstruction filters in computer graphics. *ACM Computer Graphics*, 22, pp. 221–228.

- Molnar, D.K. and Julien, P.Y., (1998), Estimation of upland erosion using GIS. *Computers & Geosciences*, 24 (2), pp. 183–192.
- Moore I.D., Grayson R.B. and Ladson A.R. (1991), Digital Terrain Modelling: a review of hydrological, geomorphological and biological applications. *Hydrological Processes*, Vol. 5, pp. 3-30.
- Moore, I. D. (1996), Hydrological modelling and GIS. In M. F. Goodchild, B. O. Parks, & L. T. Steyaert, *GIS and environmental modelling: progress and research issues*, pp. 143–148, Fort Collins, CO: GIS World Books.
- Morris, D. G. and Heerdegen, R. G. (1988), Automatically derived catchment boundaries and channel networks and their hydrological applications. *Geomorphology*, 1, pp. 131–141.
- Musy, A. et Higy, C. (2004), *Hydrologie, une science de la nature*, Coll. Gérer l'environnement, Presses Polytechniques et Universitaires Romandes, Lausanne, ISBN 2-88074-546-2, 314 pages.
- National Engineering Handbook, 1985, hydrology, United States Department of Agriculture, Soil Conservation Service.
- Newton. D.W., Herrin, J.C., 1982. Assessment of commonly used methods of estimating flood frequency. *Transportation Research Record*, Series 896, Washington DC, pp. 10–30.
- National Oceanic and Atmospheric Administration's, Threshold Runoff, <http://www.nws.noaa.gov/oh/hrl/gis/data.html#section2>), page consultée le 16 mai 2010
- ORSTOM (1998), *Crues et apports : Manuel pour l'estimation des crues décennales et des apports annuels pour les petits bassins versants non jaugeés de l'Afrique sahélienne et tropicale sèche*. Bulletin FAO d'irrigation et de drainage, 54, ISSN 0253-4703, OROSTOM Cemagref
- Pandey G.R., V.-T.-V. Nguyen 1999. A comparative study of regression based methods in regional flood frequency analysis. *Journal of Hydrology* 225 (1999) 92–101.
- Perrier J. (1964), *Défense contre les eaux nuisibles de l'Oued Soummam*, Mémoire préliminaire, Compte rendu, Paris.
- Petrie, G. and Kennie T. (1987), An introduction to terrain modeling: applications and terminology. In: *Terrain Modelling in Surveying and Civil Engineering: A Short Course*. University of Glasgow.
- Quinn P.F. (1991), *The Role of Digital Terrain Analysis in Hydrological Modelling*. Thèse, Environmental Sciences Division, Lancaster University, Lancaster, Gande-Bretagne.
- Raghunath, H.M. (2006), *Hydrology Principles, Analysis and Design*, New Age International ISBN: 8122423329, 0852267479, 477 pages.

- Rakotomalala R.(2011), *Pratique de la Régression Linéaire Multiple - Diagnostic et Sélection de Variables* Université Lumière Lyon 2, 182 p
- Reed, S. M. and D. R. Maidment (1995), A GIS procedure for merging NEXRAD precipitation data and digital elevation models to determine rainfall-runoff modeling parameters”, *Report 95-3*, Center for Research in Water Resources, Austin, TX.
- Reuter H.I, A., Nelson and A. Jarvis (2007), An evaluation of void filling interpolation methods for SRTM data, *International Journal of Geographic Information Science*, 21, 9, pp. 983-1008.
- Reyt, A. (1961), *Les bases mathématiques et numériques des cartes de l' I.G.N.*, v. 1: Paris, Institut Géographique National, 154 p.
- Rissons M., (1995), Incidence de la complexité du milieu physique et des lois de comportement sur la réponse hydrologique d'un bassin versant. Modèle de représentation et de dynamique. Application au bassin de la Peyne (Hérault, France). Thèse, Montpellier II, 364 p.
- Roche, M. (1963), *Hydrologie de surface*, Gauthier-Villars, Paris, 429 pages.
- Rodriguez, E., Morris, C.S. and Belz, J.E. (2006), A global assessment of the SRTM performance. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 72, pp. 249–260.
- SEZB (Service d'Environnement de la wilaya de Bejaia) (1997), *Pollution de la Soummam. Rapport*. Akbou, Bejaia.
- Smith, B. and Sandwell, D. (2003), Accuracy and resolution of shuttle radar topography mission data. *Geophysical Research Letters*, 30 (9), pp. 20–21.
- Steyaert L. T., B. O. Parks, C. Johnston and D. Maidmen (1996) , *GIS and Environmental Modelling : Progress and Research Issues*, pp. 143–148. GIS World Books, Fort Coline : CO.
- Sun, G., Ranson, K.J., Kharuk, V.I. and Kovacs, K. (2003), Validation of surface height from shuttle radar topography mission using shuttle laser altimeter. *Remote Sensing of Environment*, 88 (4), pp. 401–411.
- Strahler, A. N. (1952), *Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography*, Geological Society of America, *Bulletin* 63, pp. 1117-1142.
- Schäuble, H. (2004), *HydroTools 1.0 for ArcView 3.x—Hydrological Analysis of Large and Small Watersheds, Software and Manual*. TERRACS, Tübingen, Germany, 12 p., [/http://www.terracs.com](http://www.terracs.com), accessed 2 January 2008.
- Slater, J. A., Garvey, G., Johnston, C., Haasen, J., Heady, B., Kroenung, G. and Little, J (2006), The SRTM data “finishing” process and products, *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, Vol. 72, No. 3, pp. 237-247.

- Tarboton D.G. (1997), A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation. *Water resources research*, 33 (2), pp. 309-319.
- Tarboton, D. G., Bras, R. L. and Rodriguez-Iturbe, I. (1992). A physical basis for drainage density. *Geomorphology*, 5(1/2), pp. 59–76.
- Tarboton, D. G., Bras, R. L. and Rodriguez-Iturbe, I. (1991), On the extraction of channel networks from digital elevation data. *Hydrologic Processes*, 5(1), pp. 81–100.
- Terra spacecraft (2009), NASA Goddard Space Flight Center, Available: <http://terra.nasa.gov/About/>
- Thomas, D.M., Benson, M.A., 1970. Generalization of streamflow characteristics from drainage-basin characteristics, US Geological Survey, Water Supply Paper, 1975
- Thornthwaite, C.W. (1948), An approach toward a rational classification of climate, *Geogr. Rev.*, N°38, pp. 55-94.
- Tortrat F. (2005) Modélisation orientée décision des processus de transfert par ruissellement et subsurface des herbicides dans les bassins versants agricoles. Thèse de doctorat de l'ENSA de Rennes. INRA-Agrocampus Rennes UMR Sol Agronomie Spatialisation Rennes. 174 p. + annexes
- Tribe, A. (1992), Automated recognition of valley lines and drainage networks from grid digital elevation models: a review and a new method, *Journal of Hydrology*, 139, pp. 263–293.
- Tukey, J.W. (1977) *Exploratory Data Analysis*. EDA, Reading, MA, (Addison-Wesley).
- United States Geological Survey (USGS) (1999), GTOPO30 - Global 30 Arc Second Elevation Data Set. URL: <http://edcdaac.usgs.gov/gtopo30/gtopo30.asp> (last date accessed 21 June 2005).
- United States Geological Survey (USGS) (1996), GTOPO30 (Global 30 Arc-Second Elevation Data Set), Available online at: <http://edc.usgs.gov/products/elevation/gtopo30.html> (accessed 01/08/2006).
- United States Geological Survey (USGS) (2008), Accuracy assessment of elevation data. <http://topochange.cr.usgs.gov/assessment.php>. Retrieved 20.08.08.
- Valeriano, M. M., Kuplich, T. M., Storino, M, Amaral, B. D., Mendes Jr., J. N. and Lima, D. (2006), Modeling small watersheds in Brazilian Amazônia with SRTM-90m data. *Computers and Geosciences*, V. 32, pp. 1169-1181.
- Zhou, Q.M., Liu, X.J. (2004), Analysis of errors of derived slope and aspect related to DEM data properties. *Computers & Geosciences* 30, pp.369–378.

Xiaomin Che. (2005) Extraction et reconstruction du réseau hydrographique à partir du modèle numérique de terrain, Université de la Méditerranée Aix-Marseille II, Thèse, p129