

Impact des caractéristiques hydro-morphométrique sur la reponse hydrologique du bassin versant de l'oued Adoudou (Anti-Atlas Occidental, Maroc)

Impact of hydro-morphometric characteristics on the hydrological response of the Adoudou river watershed (Western Anti-Atlas, Morocco)

Impacto de las características hidromorfométricas según el comportamiento hidrológico de la cuenca del río Adoudou (Anti-Atlas Occidental, Marruecos)

Hassan Nait-Si

hassan.nait-si@edu.uiz.ac.ma  0000-0003-3299-5447

Equipe de recherche: Géographie, Aménagement, Démographie et Développement (GEAMDD), Département de Géographie, FLSH Agadir, Université Ibn Zohr. Cité Dakhla, BP 29/8, Agadir, Maroc.

M'hamed Nmiss

mhamed.nmiss@usmba.ac.ma  0009-0001-4107-3690

Equipe de recherche: Milieux naturels, Aménagement et Dynamiques Socio-Spatiales (MNADSS). FLSH Fès-Sais, Université Sidi Mohamed Ben Abdellah-Fès. BP 59, Route Immouzer. 30000 Fès, Maroc.

Mahjoub Benbih

benbihmahjoub@gmail.com  0009-0008-5759-8097

Abdourrahmane Boukdoun

abdourrahman.boukdoun@edu.uiz.ac.ma  0009-0000-2703-1622

Abderrahmane Ouammou

a.ouammou@uiz.ac.ma  0009-0000-3579-1947

Equipe de recherche: Géographie, Aménagement, Démographie et Développement (GEAMDD), Département de Géographie, FLSH Agadir, Université Ibn Zohr. Cité Dakhla, BP 29/8, Agadir, Maroc.

185

INFO ARTÍCULO

Reçu: 26/11/2024
Révisé: 06/03/2025
Accepté: 31/03/2025

MOTS-CLÉS

Réponse hydrologique
Caractéristiques
hydro-morphométriques
Bassin versant non jauge
Risque hydrologique
SIG

RÉSUMÉ

L'analyse hydro-morphométrique du bassin versant de l'oued Adoudou, situé dans l'Anti-Atlas occidental marocain, vise à comprendre sa réponse hydrologique, notamment face aux crues extrêmes qui caractérisent cette région aride. L'absence de données hydrométriques suffisantes, typique des bassins non jaugés, justifie une approche préliminaire basée sur l'évaluation des paramètres géométriques, topographiques et hydrographiques du bassin. L'étude s'appuie sur un Système d'Information Géographique (SIG) exploitant un Modèle Numérique de Terrain (MNT) SRTM et des cartes topographiques au 1/50 000ème. Afin de pallier les erreurs inhérentes au MNT brut, une correction hydrologique a été effectuée à partir de la digitalisation du réseau hydrographique et de la ligne de crête extraits des cartes topographiques. L'analyse quantitative s'est concentrée sur le calcul et l'interprétation d'un ensemble de paramètres clés. Les paramètres géométriques, tels que l'indice de compacité, le rapport de circularité et le rectangle équivalent, révèlent une forme allongée du bassin, dont la longueur est huit fois supérieure à sa largeur. Sur le plan topographique, la courbe hypsométrique caractérise un bassin mature, avec des pentes fortes en amont contrastant avec des pentes plus douces en aval. Cette forte déclivité du relief amont est confirmée par l'indice de pente global et la dénivelée spécifique. L'analyse hydrographique, basée sur la classification de Strahler, identifie un réseau de septième ordre. Les rapports de confluence et des longueurs, couplés aux densités de drainage et hydrographique, soulignent la forte hiérarchisation et densité du réseau, particulièrement marquée en amont. Cette disparité spatiale de la densité de drainage est corroborée par la cartographie SIG, reflétant l'influence



conjointe de la topographie et de la géologie. Enfin, les profils longitudinaux des cours d'eau confirment cette tendance, avec des pentes plus accentuées en amont, influencées par la structure géologique du terrain. En synthèse, la réponse hydrologique, notamment le caractère torrentiel des crues de l'oued Adoudou, est fortement conditionnée par la combinaison de facteurs topographiques (fortes pentes amont), hydrographiques (réseau dense et hiérarchisé) et géologiques (nature du substratum). Cette étude fournit une base de compréhension essentielle pour la gestion des risques hydrologiques dans ce bassin versant.

KEYWORDS

Hydrological response
Hydro-morphometric
characteristics
Ungauged watershed
Hydrological risk
GIS

ABSTRACT

The hydro-morphometric analysis of the Adoudou River watershed, located in the western Anti-Atlas of Morocco, aims to understand its hydrological response, particularly in the face of extreme floods that characterize this arid region. The absence of sufficient hydrometric data, typical of ungauged basins, justifies an approach based on the basin's geometry, topography, and hydrography. The study relies on a Geographic Information System (GIS) using an SRTM Digital Elevation Model (DEM) and 1:50,000 scale topographic maps. To address inherent errors in the raw DEM, a hydrological correction was made based on the digitization of the hydrographic network and ridgeline extracted from the topographic maps. The quantitative analysis focused on the calculation and interpretation of a set of key parameters. Geometric parameters, such as the compactness index, circularity ratio, and equivalent rectangle, reveal an elongated basin shape, with a length eight times its width. Topographically, the hypsometric curve characterizes a mature basin, with steep slopes upstream contrasting with gentler slopes downstream. This steep upstream gradient is confirmed by the global slope index and specific relief. The hydrographic analysis, based on Strahler's classification, identifies a seventh-order network. The confluence and length ratios, coupled with drainage and hydrographic densities, highlight the strong hierarchy and density of the network, particularly marked upstream. This spatial disparity in drainage density is corroborated by GIS mapping, reflecting the combined influence of topography and geology. Finally, the longitudinal profiles of the streams confirm this trend, with steeper slopes upstream influenced by the geological structure of the terrain. In summary, the hydrological response, particularly the torrential nature of Adoudou River floods, is strongly conditioned by the combination of topographic factors (steep upstream slopes), hydrographic factors (dense, hierarchical network), and geological factors (nature of the substrate). This study provides an essential basis for understanding hydrological risk management in this watershed.

186

PALABRAS CLAVE

Respuesta hidrológica
Características
hidro-morfométricas
Cuenca hidrográfica no aforada
Riesgo hidrológico
SIG

RESUMEN

El análisis hidro-morfométrico de la cuenca del río Adoudou, situada en el Anti-Atlas occidental de Marruecos, tiene como objetivo comprender su respuesta hidrológica, especialmente frente a las crecidas extremas que caracterizan esta región árida. La falta de datos hidrométricos suficientes, típica de las cuencas no aforadas, justifica un enfoque basado en la geometría, la topografía y la hidrografía de la cuenca. El estudio se apoya en un Sistema de Información Geográfica (SIG) que utiliza un Modelo Digital de Terreno (MDT) SRTM y mapas topográficos a escala 1/50 000. Para corregir los errores inherentes al MDT en bruto, se realizó una corrección hidrológica a partir de la digitalización de la red hidrográfica y de la línea divisoria de aguas extraídas de los mapas topográficos. El análisis cuantitativo se centró en el cálculo e interpretación de un conjunto de parámetros clave. Los parámetros geométricos, como el índice de compacidad, el coeficiente de circularidad y el rectángulo equivalente, revelan una forma alargada de la cuenca, cuya longitud es ocho veces mayor que su anchura. En términos topográficos, la curva hipsométrica caracteriza una cuenca madura, con pendientes pronunciadas en la parte alta, en contraste con pendientes más suaves en la parte baja. Esta fuerte pendiente en la parte alta se confirma mediante el índice de pendiente global y el desnivel específico. El análisis hidrográfico, basado en la clasificación de Strahler, identifica una red de séptimo orden. Las relaciones de confluencia y de longitudes, junto con las densidades de drenaje e hidrográfica, destacan la fuerte jerarquización y densidad de la red, especialmente en la parte alta. Esta disparidad espacial en la densidad de drenaje se corrobora con la cartografía SIG, reflejando la influencia conjunta de la topografía y la geología. Finalmente, los perfiles longitudinales de los cursos de agua confirman esta tendencia, con pendientes más acentuadas en la parte alta, influenciadas por la estructura geológica del terreno. En resumen, la respuesta hidrológica, particularmente el carácter torrential de las crecidas del uadi Adoudou, está fuertemente condicionada por la combinación de factores topográficos (fuertes pendientes en la parte alta), hidrográficos (red densa y jerarquizada) y geológicos (naturaleza del sustrato). Este estudio proporciona una base fundamental para la gestión de los riesgos hidrológicos en esta cuenca.



1. INTRODUCTION

L'analyse hydro-morphométrique occupe une place centrale dans les études hydrologiques modernes, en particulier dans la gestion des risques naturels et des ressources en eau (Esper Angillieri, 2008; Rai *et al.*, 2014; Hasan *et al.*, 2017; Bashir, 2023; Mashauri *et al.*, 2023). Cette méthode, définie comme la mesure et l'analyse mathématique de la configuration géométrique, topographique et hydrographique des bassins versants, permet une évaluation quantitative des caractéristiques morphologiques et hydrographiques (Singh *et al.*, 2013; Rajasekhar *et al.*, 2020; Mani *et al.*, 2022). Une telle approche est essentielle pour comprendre la dynamique hydrologique des bassins versants, notamment dans des contextes où les données hydrologiques sont limitées ou inexistantes (Hajam *et al.*, 2013). En effet, l'analyse hydro-morphométrique s'impose comme un outil efficace pour caractériser le comportement hydrologique des bassins, en particulier leur réponse aux événements extrêmes tels que les crues soudaines et l'érosion (Romshoo *et al.*, 2012; Raja Shekar & Mathew, 2024).

Les fondements théoriques de cette discipline remontent aux travaux pionniers de Horton (1932, 1945), Strahler (1952, 1957, 1964), Miller (1953), Schumm (1956, 1963, 1968) et Roche (1963), qui ont établi les bases méthodologiques de l'analyse hydro-morphométrique. Leurs contributions ont permis de formaliser l'étude quantitative des paramètres géométriques, topographiques et hydrographiques des bassins versants. Aujourd'hui, ces méthodes sont largement appliquées dans divers contextes géographiques et climatiques, notamment pour évaluer les risques liés aux crues soudaines et à l'érosion hydrique (Romshoo *et al.*, 2012; Pande & Moharir, 2017; Abdulkareem *et al.*, 2018; Bashir, 2023; Mansour *et al.*, 2023; Dofee *et al.*, 2024). Leur utilité est particulièrement marquée dans les bassins non jaugés, où les données hydrométriques sont rares, spécialement dans les régions semi arides et arides, comme c'est le cas de l'Anti-Atlas occidental du Maroc. Dans ces régions, les bassins versants sont soumis à des conditions climatiques extrêmes, caractérisées par l'irrégularité des précipitations intenses de courte durée exacerbent les risques hydrologiques (Nmiss *et al.*, 2022; Nmiss *et al.*, 2025; Naji *et al.*, 2025). Le bassin versant de l'oued Adoudou est souvent confronté à une vulnérabilité accrue aux crues soudaines et à l'érosion hydrique, en raison de la faible capacité d'infiltration des sols et de la forte variabilité spatio-temporelle des précipitations. Cependant, l'évaluation précise de la réponse hydrologique dans ces bassins, en particulier ceux non jaugés, reste un défi majeur pour les chercheurs en raison du manque de données hydrologiques observées (Alam *et al.*, 2021). Dans ce contexte, l'analyse hydro-morphométrique s'avère une étape préalable indispensable pour évaluer l'impact des caractéristiques géomorphologiques sur le comportement hydrologique et identifier les zones à risque.

187

La présente étude se focalise sur l'analyse des caractéristiques hydro-morphométriques du bassin versant de l'oued Adoudou, un bassin non jaugé situé dans une région aride. En s'appuyant sur des méthodes quantitatives et des outils d'analyse spatiale tels que les systèmes d'information géographique (SIG) et la télédétection, cette recherche vise à évaluer les paramètres géométriques, topographiques et hydrographiques du bassin. L'objectif principal est d'analyser l'influence de ces caractéristiques sur la réponse hydrologique et d'identifier les facteurs critiques qui contribuent aux risques hydrologiques dans cette région. La présente étude apporte une contribution significative à la compréhension des interactions entre les caractéristiques hydro-morphométriques et la réponse hydrologique dans les bassins non jaugés, ouvrant ainsi la voie à des applications pratiques telles que la modélisation pluie-débit, la simulation d'inondations et la gestion intégrée des risques hydrologiques.

2. PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

Le bassin versant de l'oued Adoudou fait partie de l'Anti-Atlas occidental, situé au Centre-Ouest du Maroc entre les parallèles 29° 15' et 29° 50' Nord. Limité au Nord et Nord-Ouest par les complexes dunaires littoraux et l'Océan Atlantique, au Sud par le massif d'Ifni et le plateau de Lakhssas et à l'Est par le massif de Kerdous. L'oued Adoudou prend sa source à partir des affluents de Kerdous au Sud-Est du bassin. Il s'écoule ensuite vers l'aval, où il reçoit plusieurs affluents en provenance des massifs montagneux anti-atlasique et de la



plaine de Tiznit, avant de se déverser dans l'océan Atlantique au Nord-Ouest après un parcours de 97.3 km. Dans la plaine, deux affluents majeurs se joignent à l'oued Adoudou: l'oued Bounaâmane, qui prend naissance dans le plateau de Lakhssas, et l'oued Tamdroust, provenant de Kerdous (figure 2).

Le contexte topographique du bassin versant de l'oued Adoudou se caractérise par un relief contrasté composé par deux grandes unités différentes :

- La plaine de Tiznit se caractérise par un dénivelé sous forme de plateau étagé, s'étendant du Sud-Est, où l'altitude atteint 500 m, jusqu'au Nord-Ouest, où elle diminue progressivement jusqu'au niveau de la mer;
- Les reliefs montagneux anti-atlasique englobe trois unités orographiques constituant la partie amont du bassin. La boutonnière de Kerdous présente des altitudes variant de 1304 m au Sud-Est à 600 m au nord-ouest. Le plateau de Lakhssas dont les altitudes s'abaissent régulièrement de l'Est (Jbel Inter 1026 m) à l'Ouest (600 m). Le massif d'Ifni s'élève de 750 m au Sud à 200 m au Nord. Ces reliefs agissent comme une barrière contre les fortes influences sahariennes, protégeant ainsi la plaine de Tiznit des vents du Sud-Est (chergui). De plus, les précipitations augmentent avec l'altitude en raison de l'effet orographique (Oliva, 1972) (figure 1), ce qui contribue à alimenter l'écoulement.

Sur le plan géologique et géomorphologique, le bassin d'adoudou fait partie Nord-Ouest du craton Ouest-Africain et se compose de deux domaines géologiques et structuraux distincts. L'amont du bassin est caractérisé par une vaste structure d'anticlinaux accidentés, où affleurent des formations datant du précambrien et du cambrien, constituée par l'Adoudounien, une épaisse série carbonatée de calcaires et de dolomies, recouverte par des formations rouges silteuses et gréseuses, connues sous le nom de « Série Lie-de-vin ». Cette séquence est surmontée par des formations des calcaires supérieurs et schisto-calcaires, particulièrement épaisse et plus carbonatée par rapport au reste de l'Anti-Atlas (Choubert, 1963), composée par des calcaires Géorgiens et des schistes Acadiens (Benziane *et al.*, 1983). L'aval du bassin est caractérisé par un synclinal de schiste Acadien a remplissage Plio-Quaternaire (Ouammou, 1993), constitué par des calcaires lacustres, des conglomérats développés surtout à l'ouest de Tiznit et dans l'embouchure de l'oued Adoudou, des cônes de déjection et d'éboulis en bordure des reliefs, des dépôts alluvionnaires et un large bourrelet dunaire Moghrébien et des dunes vives bordent la côte Atlantique. Ces dernières sont encaissées entre le massif d'Ifni, le plateau de Lakhssas et la boutonnière de Kerdous (figure 3).

188

Du point de vue climatique, le bassin est soumis à un climat aride, caractérisé par un régime pluviométriques annuelles faibles et souvent irrégulières dans le temps et l'espace avec des moyennes annuelles faibles en aval (Station de Tiznit = 168 mm; Station de Youssef Ibn Tachfin = 146 mm) par rapport à l'amont (Station d'Amaghouz = 289 mm). La région a connu des précipitations journalières extrêmes, notamment en 1988, 1996, 2010, et 2014 (figure 4). Ces événements extrêmes ont provoqué la formation de crues importantes, entraînant des écoulements rapides et violents qui ont conduit à des inondations ainsi qu'à l'érosion des terres agricoles. L'étude de l'analyse fréquentielle de l'occurrence des pluies journalières maximales annuelles du bassin de l'oued Adoudou (Nait-Si *et al.*, 2024) révèle que les averses affectant l'amont de la zone d'étude sont significativement plus intenses que celles affectant l'aval.

Les conditions climatiques arides de la région ont une forte influence sur le couvert végétal qui est dégradé. L'aval du bassin est caractérisé par une végétation clairsemée composée d'espèces résistantes à la sécheresse telles que *Euphorbia echinus*, *Euphorbia arborescens*, *Launaea arborescens*, *Senecio anteuphorbium* et *Ononis natrix*. L'amont du bassin est composé par un matorral d'arganier (*Argania spinosa*) associés aux Euphorbes. On y trouve également: l'*Euphorbia regis-jubae* (photo 1) qui occupe vivement le massif d'Ifni et bénéficie parfaitement de l'influence maritime, elle est associée avec *Senecio anteuphorbium*; *Euphorbia echinus* ainsi que d'autres espèces épineuses adaptées à l'aridité, comme *Ziziphus lotus* et *Launaea arborescens*.

L'analyse de la carte d'occupation des sols (figure 5) met en évidence une concentration très importante de l'infrastructure routière, les pratique agraires et l'habitat en aval du bassin. Les activités agraires et les zones d'habitat se concentrent principalement dans les plaines alluviales au niveau des lits des oueds d'Adoudou, de Tamdroust et de Bounaâmane, en raison de la disponibilité des ressources en eau et des sols fertiles qui favorisent la mise en culture. Ces zones, jouent un rôle important dans le développement



économique local, cependant elles ont un impact significatif en modifiant la réponse hydrologique du bassin en réduisant l'infiltration des eaux, favorisant ainsi la concentration d'écoulement et amplifiant le potentiel d'érosion. Comme par exemple, la zone agricole entre Zaouiya Sidi Ouaggag et Amaragh, où les canalisations d'irrigations abandonnées augmentent le risque d'érosion hydrique affectant les berges de l'oued Adoudou (photo 2). En parallèle, les infrastructures hydro-agricoles, telles que les barrages de rétention contribuent à la diminution de la vitesse d'écoulement, ce qui contribue à la genèse des zones inondables au niveau des zones à faible pente. Cela favorise le dépôt des sédiments fins qui envasent le lit de l'oued, comme le cas de la plaine inondable d'Igrar n'Sidi Abderahmane (photo 3). Par ailleurs, l'urbanisation se concentre à proximité des oueds, souvent dans le lits moyenne et majeur, augmentant la vulnérabilité face aux inondations. L'infrastructure routière, notamment les ponts de type ponceau existant dans les oueds principaux (photo 4), augmentant le risque de débordement et accentue l'érosion lors des crues soudaines.

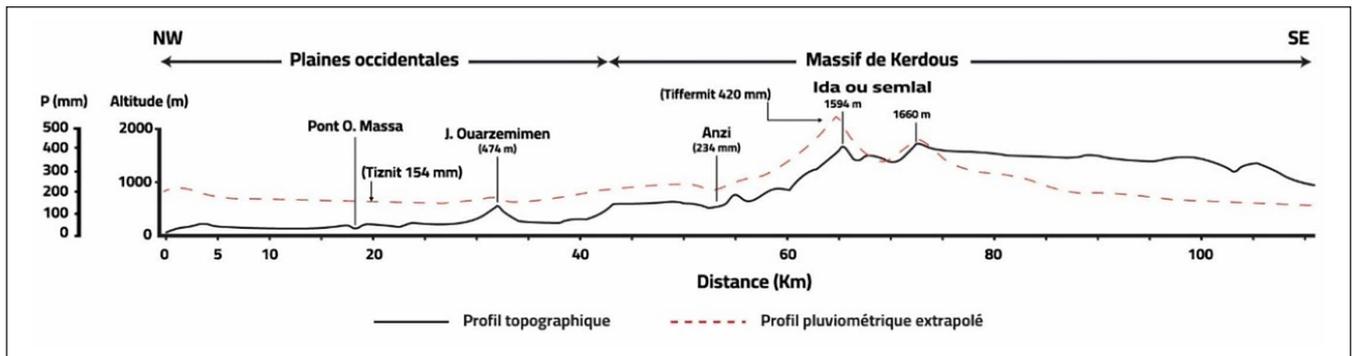


Figure 1. Profil pluviométrique d'une coupe schématique à travers l'Anti-Atlas occidental (les stations dont les noms sont entre parenthèses ne sont pas directement situées sur le profil). Source: propre élaboration basée sur Oliva, 1972.

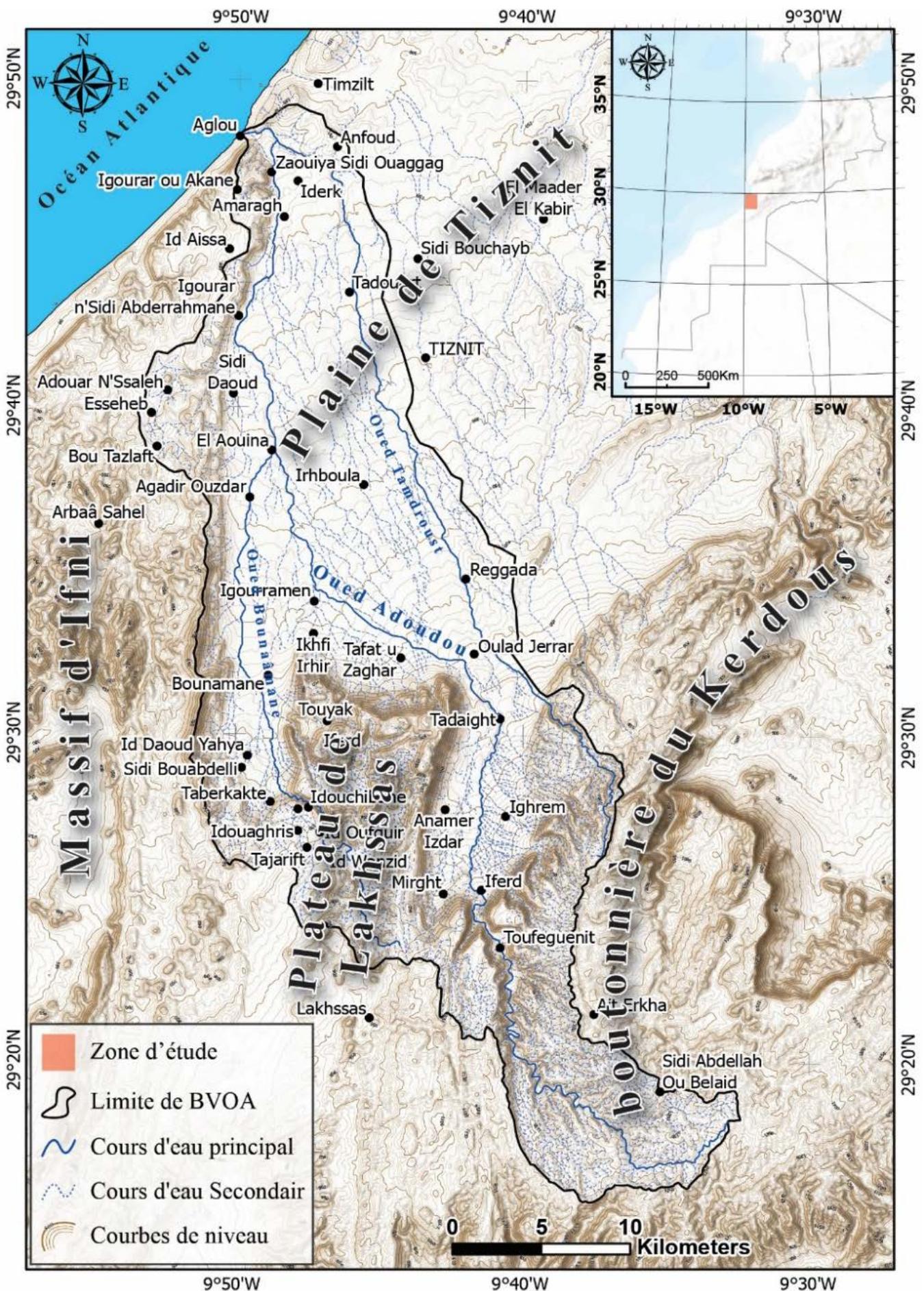


Figure 2. Situation géographique de la zone d'étude. Source: propre élaboration basée sur le modèle numérique d'élévation de terrain (30 m) et les cartes topographiques de la région.

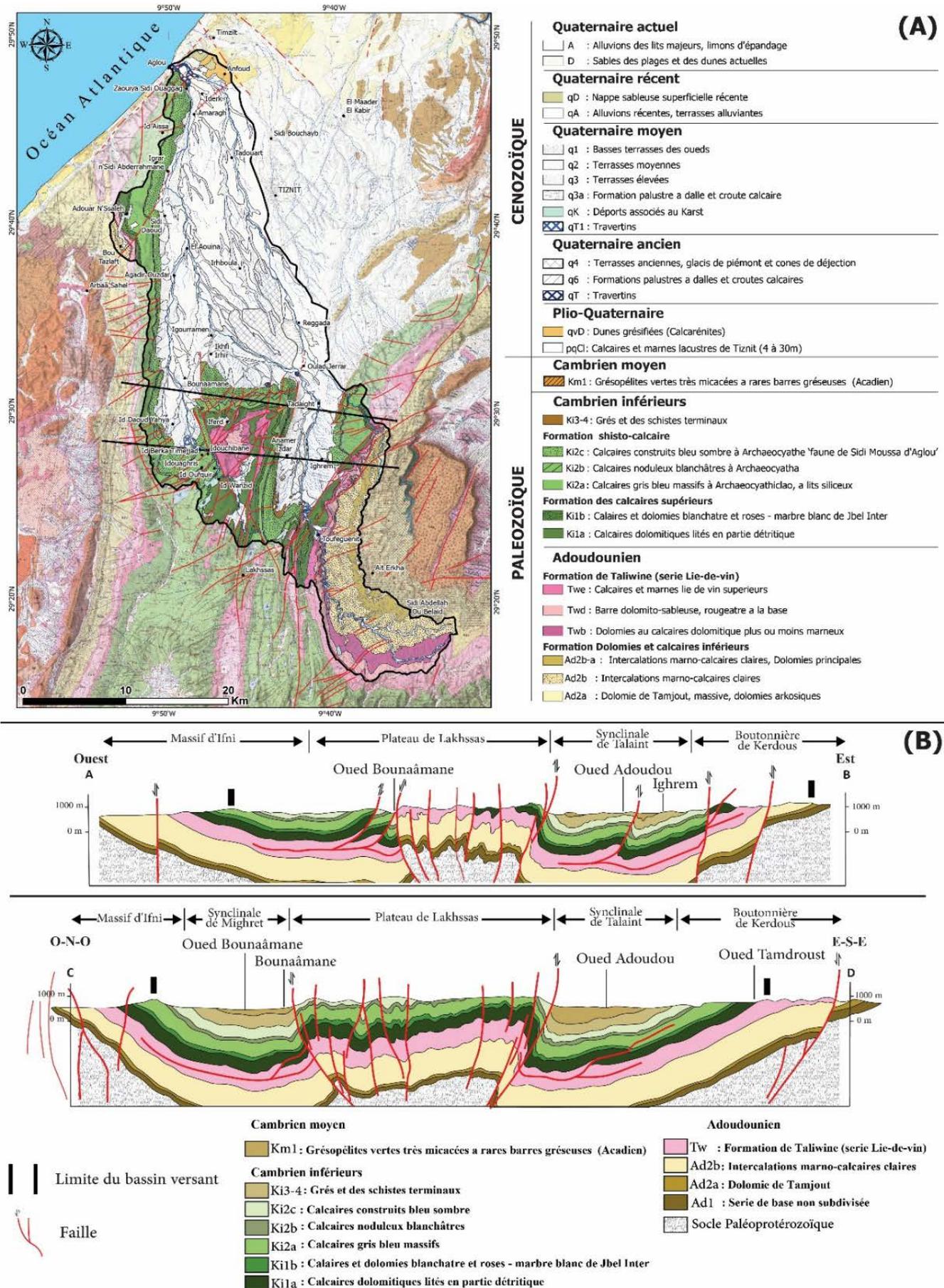


Figure 3. Contexte géologique du bassin de l'oued Adoudou: a. Carte géologique, b. Coupes géologiques. Source: propre élaboration basée sur des cartes géologiques 1:100,000 de Bou Izakarn (NH-29-IX-1) et de Tiznit (NH-29-IX-3-VIII-4).



Photo 1. Association d'Euphorbia regis-jubae avec Senecio anteuphorbium sur le flanc Est du massif d'Ifni. Source: enquête de terrain, le 24 février 2023.

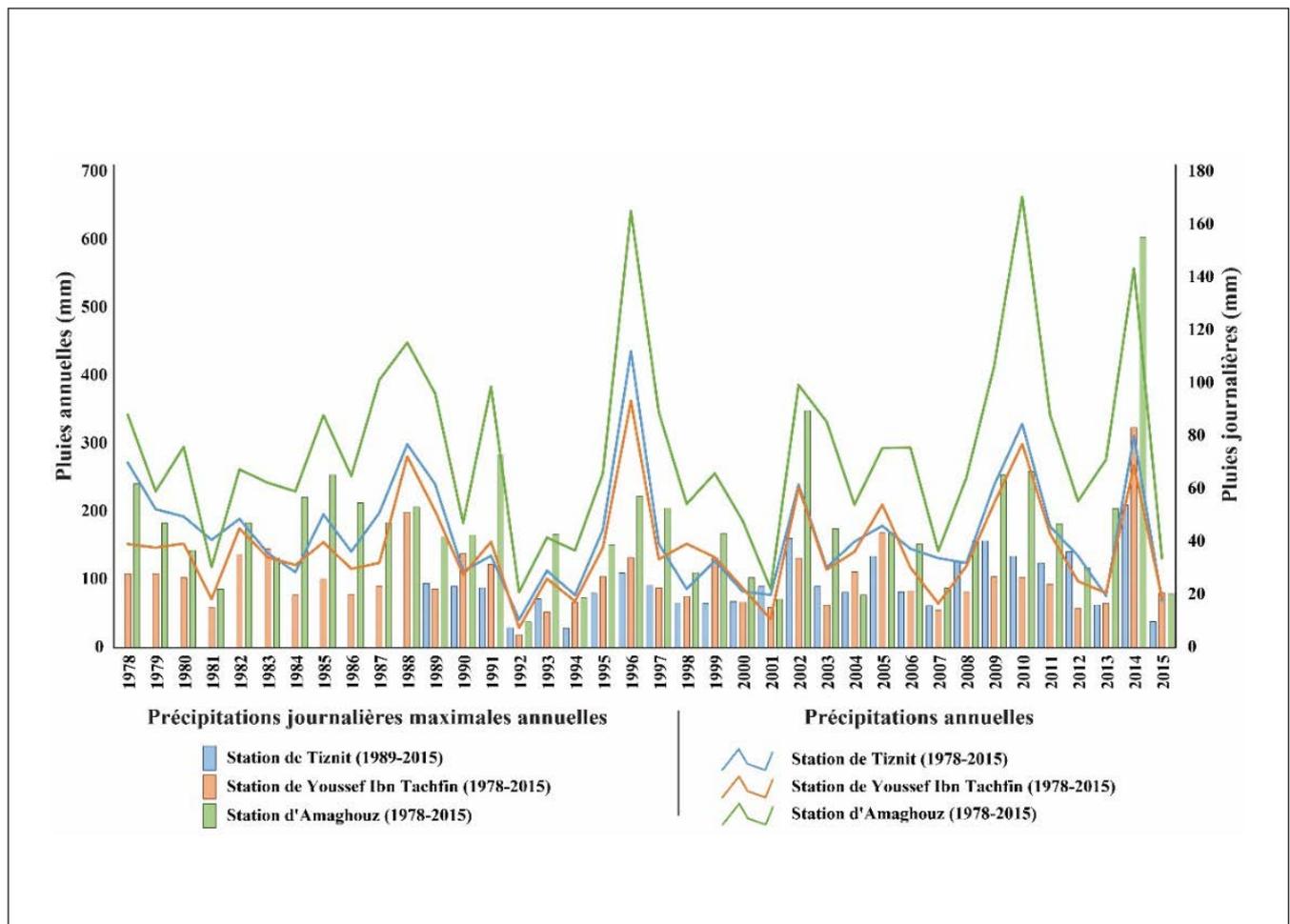


Figure 4. Variabilités des précipitations annuelles et journalières maximales annuelles. Source: propre élaboration basée sur les données des stations obtenues auprès de l'Agence du Bassin Hydraulique de Souss Massa.



Photo 2. Érosion en ravines observée sur les rives de l'oued Adoudou au niveau de la zone agricole de Zaouiya Sidi Ouaggag. Source: enquête de terrain, le 24 février 2023.



192

Photo 3. Barrage de rétention en aval de l'oued Adoudou à Igrar n'Sidi Abderahmane. Source: enquête de terrain, le 24 février 2023.



Photo 4. Pont de type ponceau en aval de l'oued Adoudou à El Aouina. Source: enquête de terrain, le 24 février 2023.

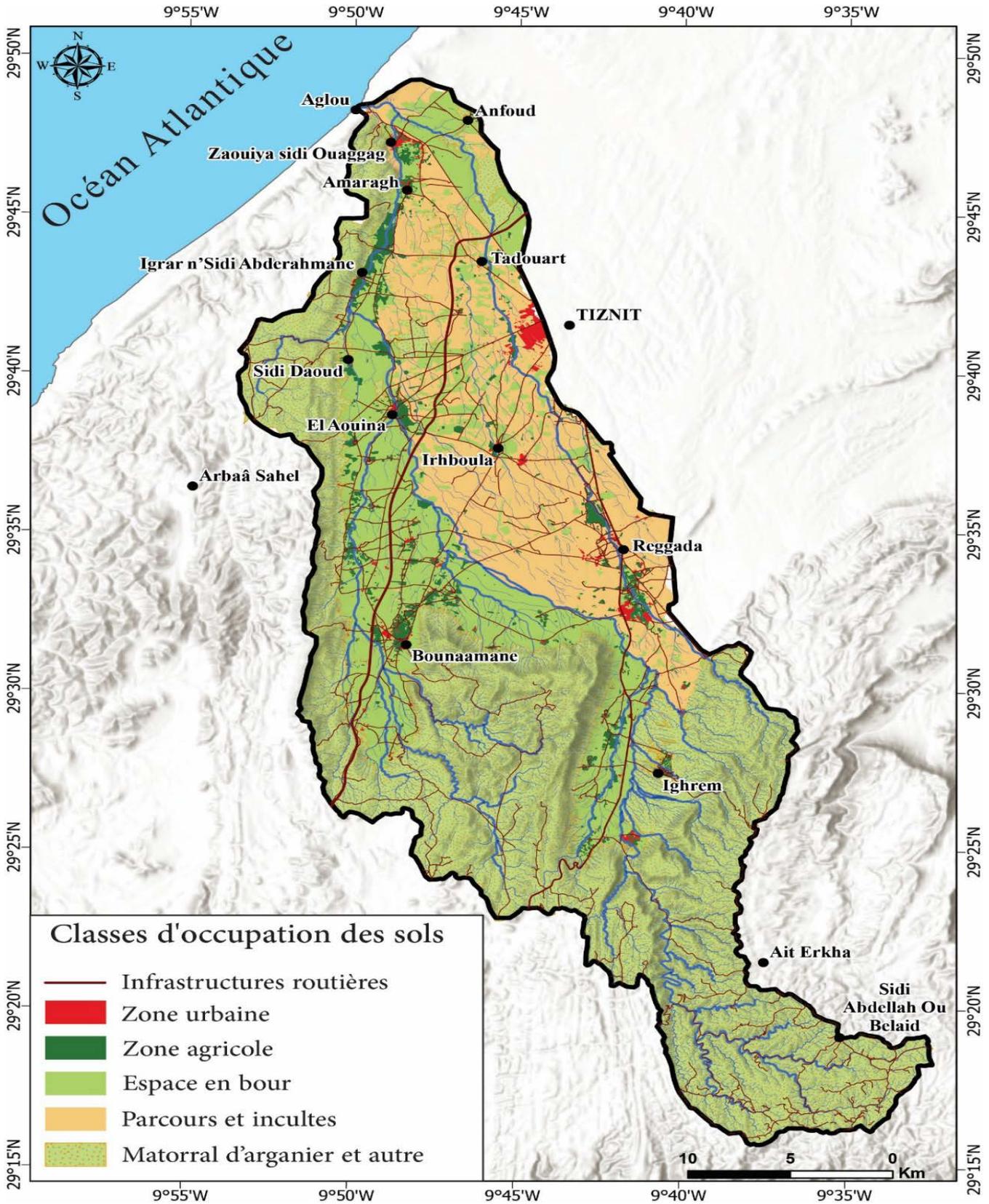


Figure 5. Carte d'occupation des sols du bassin versant de l'oued Adoudou. Source: propre élaboration basée sur les images satellitaires Spot d'une résolution de 2.5 m pour l'année 2013 fournies par le Centre Royal de Télédétection Spatiale (CRTS).



3. METHODES ET MATERIELS

La méthodologie adoptée (figure 6) repose sur l'utilisation des cartes topographiques au 1/50000 et du Modèle Numérique de Terrain Shuttle Radar Topography Mission (MNT-SRTM) avec une résolution de 30 m, fourni par l'USGS (www.earthexplorer.usgs.gov). La délimitation de la ligne de crête et la digitalisation du réseau hydrographique à partir des cartes topographiques ont été réalisées, d'une part, pour assurer la qualité et la fiabilité des données dans l'identification des paramètres géométriques et hydrographiques, et, d'autre part, pour la correction hydrologique du MNT en se basant sur le réseau hydrographique numérisé à l'aide d'outils de traitement dans l'environnement ArcGIS.

L'identification des paramètres topographiques s'appuiera sur le Modèle Numérique de Terrain (MNT) corrigé, lequel intègre les corrections apportées pour prendre en compte les erreurs altimétriques ainsi que celles affectant les pixels correspondant au réseau hydrographique. Les paramètres hydro-morphométriques ont été calculés dans Microsoft Excel en utilisant plusieurs équations mathématiques introduites par des experts et chercheurs en hydraulique et en hydrologie (Gravelius, 1914; Horton, 1932 & 1945; Schumm, 1956, 1963 & 1968; Miller, 1953; Strahler, 1952, 1957 & 1964; Roche, 1963; Faniran, 1968; Bannister, 1980; Bravard & Petit, 1997).

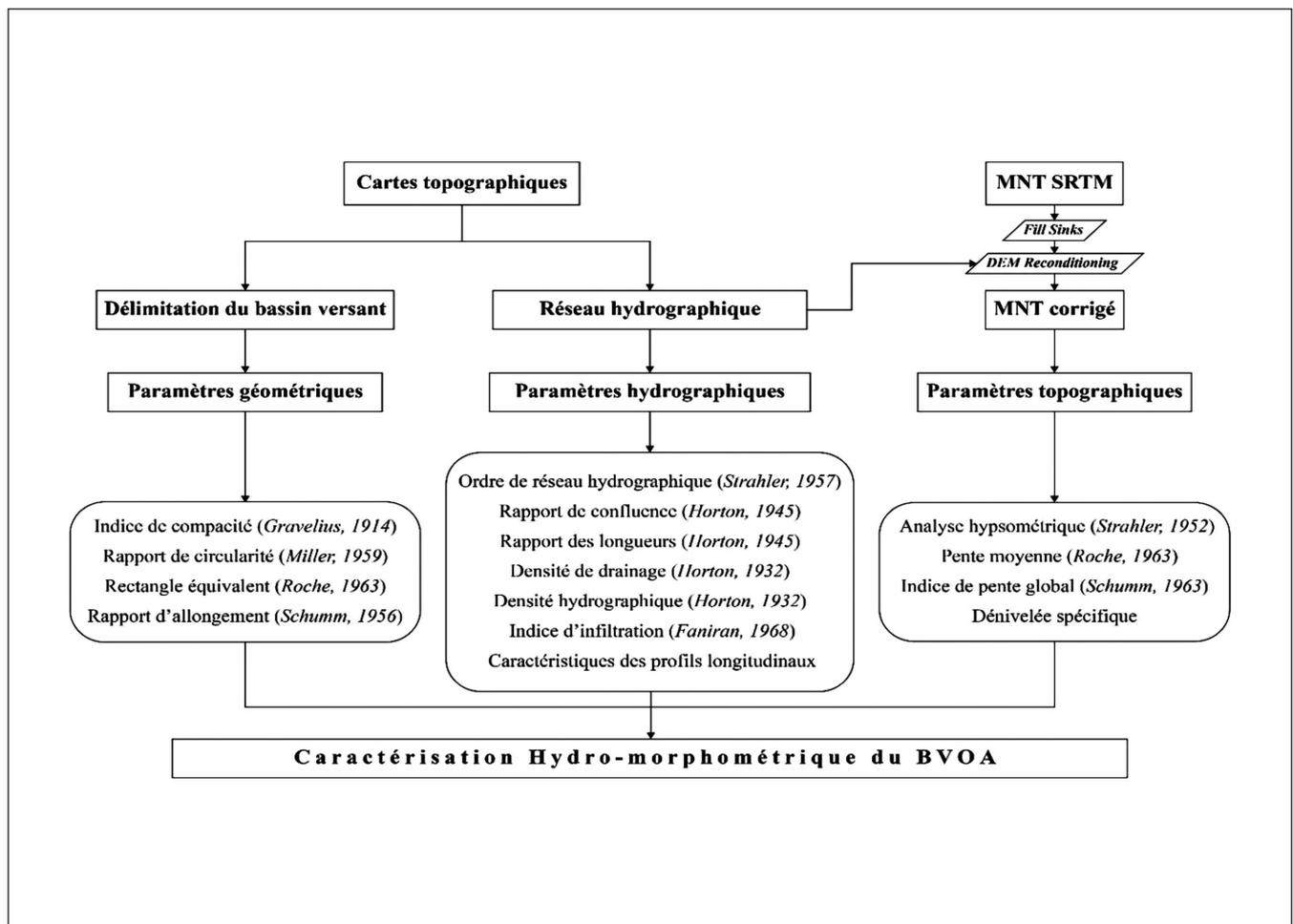


Figure 6. Processus de délimitation du bassin versant et analyse hydro-morphométrique par le logiciel ArcGIS. Source: propre élaboration.



3.1. Paramètres géométriques

3.1.1. Indice de compacité

Introduit par (Gravelius, 1914), cet indice permet d'avoir une idée sur la forme géométrique du bassin versant, est calculé à partir de l'équation suivante:

$$KG = P / 2\sqrt{\pi A} \approx 0.28 P/\sqrt{A}$$

Avec A est la surface du bassin en km² ; et P son périmètre en km.

Pour un bassin de forme quasiment circulaire, l'indice KG est proche de 1, s'il est supérieur à 1 le bassin est donc de forme allongée. Les écoulements de surface se concentrent d'une manière plus lente vers l'exutoire dans un bassin allongé, donc une réponse hydrologique lente. Un bassin de forme très ramassée a une réponse hydrologique rapide.

3.1.2. Rapport de circularité

Il représente le rapport entre la surface du bassin et celle d'un cercle ayant le même périmètre que ce dernier (Miller, 1953). Elle s'exprime par l'équation suivante :

$$Rc = 4\pi A/P^2$$

Une valeur moins de 0.5 de Rc indique que le bassin présent une forme allongée est caractérisé par un relief fort (Magesh *et al.*, 2012), lorsque Rc s'approche de 1 cela indique que le bassin a une forme quasi circulaire et une pente relativement faible.

195

3.1.3. Rectangle équivalent

La notion de rectangle équivalent, constitue une transformation géométrique du bassin versant. Cette transformation préserve la superficie et le périmètre du bassin, garantissant ainsi une conservation de la répartition hypsométrique (Roche, 1963). Elle s'exprime à travers les équations suivantes:

$$Leq = 1/2 \cdot Kg \cdot \sqrt{\pi \cdot A} \cdot (1 + \sqrt{1 - (2/\sqrt{\pi} \cdot KG)^2})$$

$$leq = 1/2 \cdot Kg \cdot \sqrt{\pi \cdot A} \cdot (1 - \sqrt{1 - (2/\sqrt{\pi} \cdot KG)^2})$$

Avec Leq et leq représentent la longueur et la largeur du rectangle (Km) ; A est la surface du bassin (Km²) ; KG est l'indice de compacité.

3.1.4. Rapport d'allongement

Il est défini comme le rapport entre le diamètre d'un cercle de même surface que le bassin D et la longueur du bassin Leq (Schumm, 1956). Il s'exprime par:

$$Re = D/Leq ; \text{ Avec : } D = \sqrt{A \cdot 4/\pi} ;$$

$$\text{Donc : } Re = 1.129 \cdot (\sqrt{A}/Leq).$$



Selon (Strahler, 1964), les valeurs de R_e peuvent être regroupées en quatre catégories : circulaire (1 à 0.9), ovale (0.9 à 0.8), moins allongée (0.8 à 0.7), allongé (0.7 à 0.6) et très allongée (<0.6).

3.2. Paramètres topographiques

Les caractéristiques topographiques font intervenir l'étude des reliefs et des pentes. Ces deux facteurs sont conditionnés par la tectonique et le climat. Ils sont primordiaux pour comprendre le comportement hydrologique au niveau d'un bassin versant.

3.2.1. Courbe hypsométrique

La courbe hypsométrique représente la répartition de la surface du bassin versant en fonction de sa tranche d'altitude, ainsi que l'allure de la courbe caractérise le cycle d'érosion du relief actuel (Strahler, 1952). La différenciation la plus nette de la courbe hypsométrique est observée en comparant la forme d'une courbe donnée à la diagonale hypsométrique (la distribution surface-altitude égale) (Bannister, 1980). La figure 7 révèle trois types de bassin:

- Bassin Jeune/Convexe: la courbe hypsométrique coupe la diagonale à plus de 70 % d'altitude;
- Bassin Mature/Concave: la courbe hypsométrique coupe la diagonale entre 23% et 35% de l'élévation disponible avec une concavité légère dans les hautes altitudes;
- Bassin vieux/concave: la courbe hypsométrique croise la diagonale en dessous de l'élévation de 23% avec une courbe plus concave dans la partie supérieure du graphique.

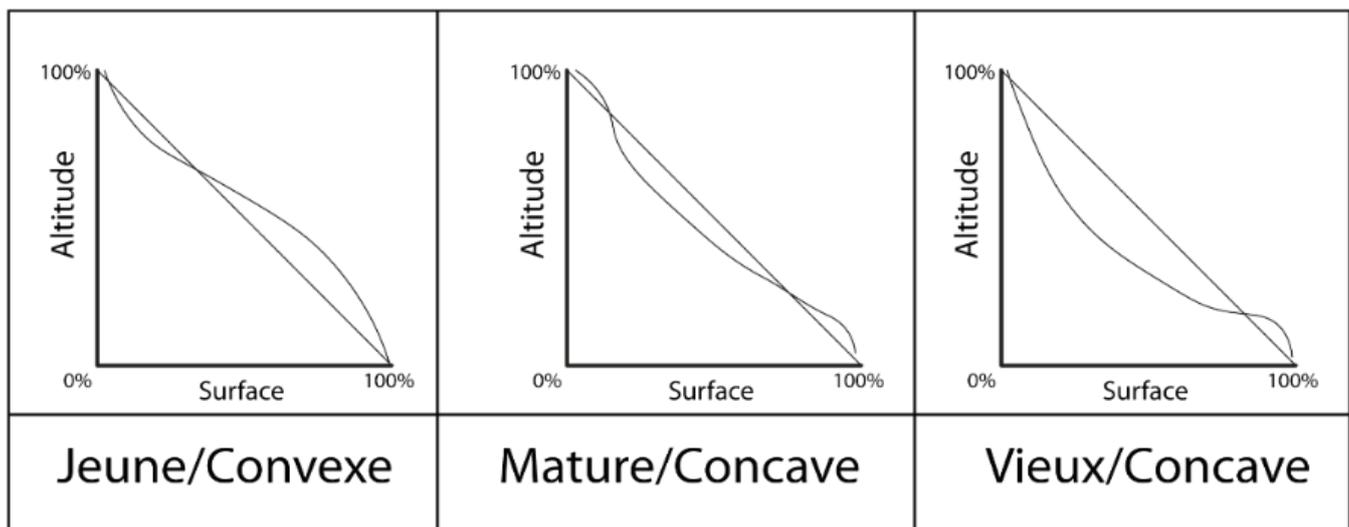


Figure 7. Hypsométries des bassins versants : jeune, mature et vieux. Source: propre élaboration basée sur Bannister, 1980.



3.2.2. Altitudes caractéristiques

L'altitude maximale H_{max} représente le point le plus élevé du bassin, par contre l'altitude minimale H_{min} considère le point le plus bas, généralement à l'exutoire. $H_{5\%}$, $H_{95\%}$ et $H_{médiane}$ correspond respectivement à l'altitude au point d'intersection avec 5%, 95% et 50% de la surface cumulée de la courbe hypsométrique. L'altitude moyenne H_{moy} se déduit directement par l'équation suivante:

$$H_{moy} = \sum_{(i=1)}^n A_i \cdot h_i / A$$

Avec A_i est l'aire comprise entre deux courbes de niveau (Km^2) ; h_i est l'altitude moyenne entre deux courbes de niveau (m); A est la surface du bassin (Km^2)

3.2.3. Pente moyenne

La pente moyenne donne une bonne indication sur le temps de parcours du ruissellement direct, donc une indication sur le temps de concentration. Roche (1963) a proposé l'équation ci-dessous pour déterminer la pente moyenne en utilisant le rectangle équivalent et les caractéristiques hypsométriques afin d'obtenir une valeur proche de la pente moyenne du bassin versant.

$$S = \Delta H / Leq$$

Avec S est la pente moyenne (m/km) ; ΔH (m) est la dénivelée totale du bassin $H_{max} - H_{min}$; Leq est la longueur du rectangle équivalent (Km).

3.2.4. Indice de pente global

197

L'indice de pente global I_g est défini comme le rapport entre la dénivelée globale D_g (qui représente la différence entre les altitudes caractéristiques $H_{5\%}$ et $H_{95\%}$) et la longueur du rectangle équivalent Leq (Roche, 1963). L'indice global de pente I_g est exprimé en m/km il permet de caractériser le relief du bassin versant.

$$I_g = D_g / Leq = (H_{5\%} - H_{95\%}) / Leq$$

3.2.5. Dénivelée spécifique

La dénivelée spécifique représente le produit de l'indice de pente global par la racine carrée de la superficie du bassin, donc est indépendante de l'aire du bassin et elle peut servir à comparer le relief des bassins versants de superficies différentes. Cette dernière permet de caractériser le relief suivant la classification d'ORSTOM (Triboulet *et al.*, 1996) (tableau 1).

$$D_s = I_g \cdot \sqrt{A}$$

Avec D_s est la dénivelée spécifique exprimée en mètres ; I_g est l'indice de pente global (m/Km) ; A est la surface du bassin en Km^2 .

**Tableau 1.** Classification du relief selon la dénivelée spécifique (Ds).

Type de relief	Valeur de DS
Relief faible	Ds < 50 m
Relief modéré	50 m < Ds < 100 m
Relief fort	100 m < Ds

Source: Triboulet *et al.*, 1996.

3.3. Paramètres hydrographiques

Le réseau hydrographique est défini comme l'ensemble des cours d'eau naturels ou artificiels, permanents ou temporaires, qui participent à l'écoulement, il est l'un des caractéristiques les plus importants du bassin versant. L'évolution, la densité et la hiérarchisation du réseau hydrographique dépend de plusieurs facteurs, tels que la lithologie, la tectonique, le climat et la pente.

3.3.1. Hiérarchisation du réseau hydrographique

La hiérarchisation du réseau hydrographique est essentielle à l'analyse de son organisation et de sa capacité de drainage, il existe deux méthodes célèbres pour la classification du réseau hydrographique celles de Horton (1945) et de Strahler (1952). Dans cette étude, la classification de Strahler (1952) a été adoptée, compte tenu de sa robustesse et de son usage répandu en hydrologie, permettant par ailleurs le calcul d'autres paramètres hydrographiques.

198

3.3.2. Rapport de confluence

Le rapport de confluence R_c est le rapport entre un nombre de segments d'un ordre spécifié et un nombre de segments de l'ordre supérieur suivant.

$$R_c = (N_u / N_{u+1})$$

Horton (1945) affirme que les rapports de confluence vont d'environ 2 pour un pays plat à faible pente, jusqu'à 3 ou 4 pour les régions montagneuses.

3.3.3. Rapport des longueurs

Le rapport des longueurs est la longueur moyenne d'un ordre (L_{um}) divisée sur la longueur moyenne de l'ordre inférieur (L_{um-1}).

$$R_L = (L_{um} / L_{um-1})$$

Ce rapport indique que la longueur moyenne des segments de cours d'eau de chacun des ordres successifs d'un bassin tend à se rapprocher d'une série géométrique directe, la longueur des cours d'eau augmente vers les ordres supérieurs (Horton, 1945).



3.3.4. Densité hydrographique

Horton (1932) indique que la densité hydrographique F_s est le rapport entre la somme de nombre des cours d'eau N et la surface A du bassin, elle est représentée par l'équation suivante :

$$F_s = \sum N_u / A$$

3.3.5. Densité de drainage

Introduite par Horton (1956), elle est parmi les caractéristiques hydrographiques les plus utilisées par les hydrologues. Comme son nom indique, elle désigne la longueur des cours d'eau drainée en fonction d'une surface est exprimée en Km/Km^2 , elle reflète l'influence des différents facteurs comme le relief, la pente et la perméabilité des affleurements géologiques, donc c'est un facteur déterminant la réponse hydrographique d'un bassin versant. Elle est calculée à partir de l'équation suivante :

$$D_d = \sum_{u=1}^n L_u / A$$

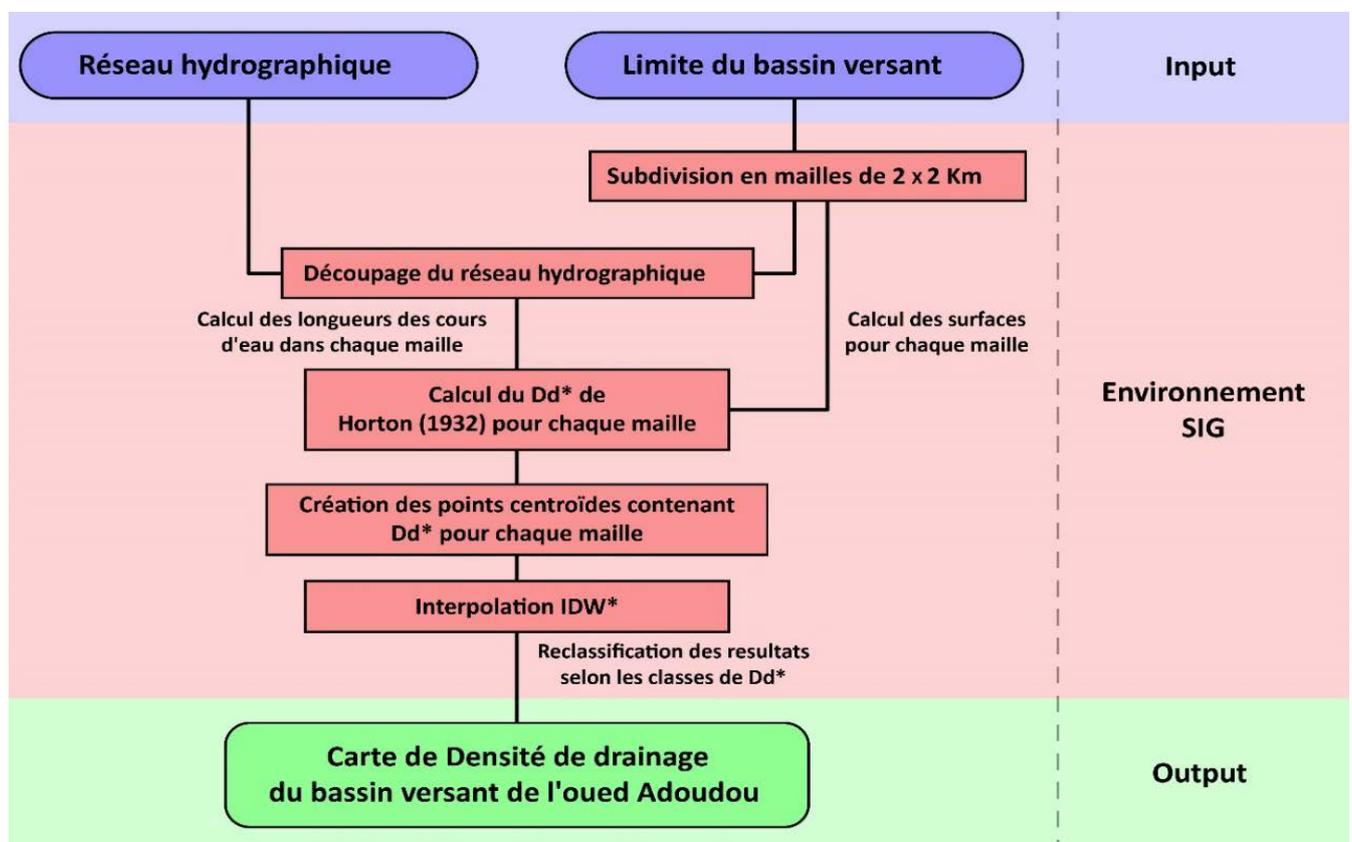
Avec L_u et la longueur des cours d'eau de l'ordre u en Km ; A est la surface du bassin versant en Km^2 .

Un bassin versant bien drainé a une valeur d'environ $2.5 km/km^2$, tandis qu'un bassin versant mal drainé possède une D_d plus petite que $1.5 km/km^2$.

Le résultat de D_d donne une vision globale du drainage pour l'ensemble du bassin, mais il ne reflète pas la réalité, compte tenu de la grande superficie du bassin et de la diversité de ses caractéristiques lithologiques et topographiques. Pour cette raison, une carte de répartition spatiale de la densité de drainage a été créée à l'aide d'un outil SIG. La démarche du processus est expliquée dans la figure 8.

3.3.6. L'indice d'infiltration

Introduit par Faniran (1968), l'indice d'infiltration I_f est défini comme le produit de la densité hydrographique F_s et de la densité de drainage D_d , ainsi qu'il représente le potentiel d'infiltration d'un bassin versant, une valeur plus faible indique une infiltration plus importante et un ruissellement plus faible (Kumar & Mukherjee, 2005).



Dd* : Densité de drainage IDW* : Pondération inverse à la distance (Inverse distance weighting)

Figure 8. Processus de création de la carte de densité de drainage. Source: propre élaboration.



3.3.7. Profils longitudinaux et pentes moyennes

Le profil longitudinal ou bien le profil en long est un graphe indiquant la variation de l'élévation du lit d'un cours d'eau en fonction de sa distance du point le plus haute jusqu'à l'exutoire (Taous, 2005). À partir de ce graphe, plusieurs interprétations peuvent être dégagées concernant la réponse hydrologique (Lasri, 2015), en raison de sa représentation des pentes qui suivent le fond d'un cours d'eau. Une forte pente du cours d'eau, augmente la vitesse d'écoulement superficiel, alors qu'une faible pente favorise un écoulement fluvial lent ce qui donne à l'eau le temps de s'infiltrer, si le substratum le permet.

La pente moyenne d'un cours d'eau est l'une des caractéristiques déterminantes pour le calcul du temps de concentration d'un bassin versant. Elle est calculée à l'aide du profil longitudinal en utilisant l'équation ci-dessous, qui consiste à diviser la différence d'altitude entre les deux points extrêmes du profil $\Delta H(m)$ par la longueur totale du cours d'eau L (Km).

$$P_{moy} = \Delta H/L$$

4. RESULTAT

4.1. Paramètres géométriques

La surface et le périmètre d'un bassin versant donnent un premier aperçu sur sa forme ainsi que la quantité d'eau qu'il peut recevoir, elles peuvent influencer sur la réponse hydrologique et donc sur l'amplitude des hydrogrammes de crues (Roche, 1963). A cet égard, plusieurs paramètres ont été calculés afin de déterminer l'influence de la taille et de la forme sur la réponse hydrologique du bassin versant de l'oued Adoudou. Notre bassin d'étude présente une surface de 834.7 Km² et un périmètre de 183.3 Km. Son indice de compacité de Gravelius et son rapport d'allongement sont respectivement de $K_G = 1.8$ et $Re = 0.4$ indiquent que le bassin versant de l'oued Adoudou possède une forme allongée. Ainsi que le rapport de circularité a une valeur de $R_c = 0.31$, ce qui indique que le bassin versant présente une forme allongée et un relief fort. L'élaboration du rectangle équivalent repose sur le calcul du largeur et longueur du rectangle qui sont égale à $Leq = 81.67$ Km et $leq = 10.22$ Km, ces dimensions traduisent que la longueur du bassin est 8 fois plus grand que sa largeur. Le rectangle équivalent (figure 9) dévoile que les courbes de niveau sont assez serrées en amont du bassin (entre 500 m et 1304 m), témoignant d'une pente importante et d'un relief fort. Dans la partie avale (entre 100 m et 500 m), les courbes deviennent progressivement plus espacées en allant vers l'exutoire du bassin reflétant la diminution de la pente. Au niveau de l'exutoire (entre 0 m et 100m) les courbes deviennent assez serrées en allant vers l'Océan Atlantique (Nait-Si *et al.*, 2022).

200

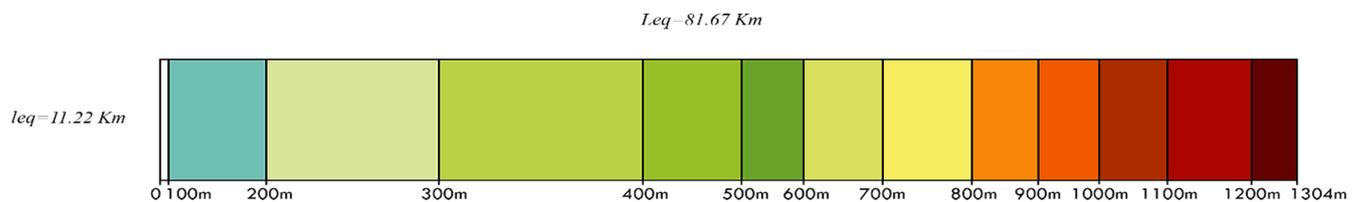


Figure 9. Rectangle équivalent avec tranches d'altitudes (m) du bassin versant de l'oued Adoudou. Source: Nait-Si *et al.*, 2022.



4.2. Paramètres topographiques

La courbe hypsométrique (figure 10), tracée selon la méthode de Bannister (1980), présente une légère concavité avec une pente forte. La ligne droite coupe la diagonale entre 23 % et 35 % d'élévation, ce qui indique que le bassin versant de l'oued Adoudou est en état de maturité, cela signifie que le bassin est en équilibre en ce qui concerne les processus d'érosion et de transport au sein du système fluvial. Les altitudes caractéristiques du BVOA révèlent que l'altitude moyenne est supérieure à l'altitude médiane, avec un écart type de 56 m (tableau 2). Cela signifie que le bassin possède un relief irrégulier. Les altitudes du bassin sont élevées en amont, où prédominent les montagnes, et s'adoucisent en descendant vers l'aval. La pente moyenne de l'ensemble du bassin est élevée, atteignant 16 m/km, ce qui indique que notre bassin présente des pentes fortes. Cela influence le temps de concentration du bassin. L'indice de pente globale I_g est égal à 13,22 m/km, et la dénivelée spécifique D_s du bassin est de 382 m. Selon la classification du relief de l'ORSTOM (tableau 1), notre bassin présente un relief à caractère fort.

La répartition spatiale des pentes a été établie à partir du MNT corrigé à l'aide de l'outil SIG. Quatre classes des pentes ont été attribuées : Pentes faibles ($P \leq 5\%$) ; pentes moyenne ($5\% < P \leq 15\%$) ; pentes fortes ($15\% < P \leq 25\%$) et pentes très fortes ($P > 25\%$). La carte des pentes (figure 11) révèle une distribution très particulière de l'amont vers l'aval, contrôlée à la fois par la lithologie et la tectonique. La partie Sud et Ouest du bassin est caractérisée par la prédominance des pentes très fortes et fortes (ayant respectivement 11% et 9% de la surface du bassin), qui sont typiques de la chaîne occidentale de l'Anti-Atlas, constituée par des affleurements géologiques anciens du précambrien et cambrien. Les pentes moyennes (occupent 27%) sont prédominantes au niveau du piedmont, au contact de la chaîne Anti-Atlasique avec la plaine de Tiznit, sont constituées par des cônes de déjections d'âge quaternaire emboîtés contre le talus bordier. Quant aux pentes faibles (54% de surface), elles occupent les formations quaternaires de la plaine de Tiznit.

En générale, la répartition des pentes du BVOA est équilibrée, la partie amont du bassin est caractérisée par des pentes moyennes, forte et très forte (47% du bassin) avec des reliefs accidentés, ce qui va augmenter la vitesse d'écoulement au niveau des affluents et par conséquent des crues soudaines ce qui causera une forte érosivité du substrat géologique. En revanche, la pente devient faible en aval du bassin, ce qui réduira la vitesse d'écoulement dans les oueds, favorisant la formation des zones inondables et encourage le dépôt des sédiments transportés.

201

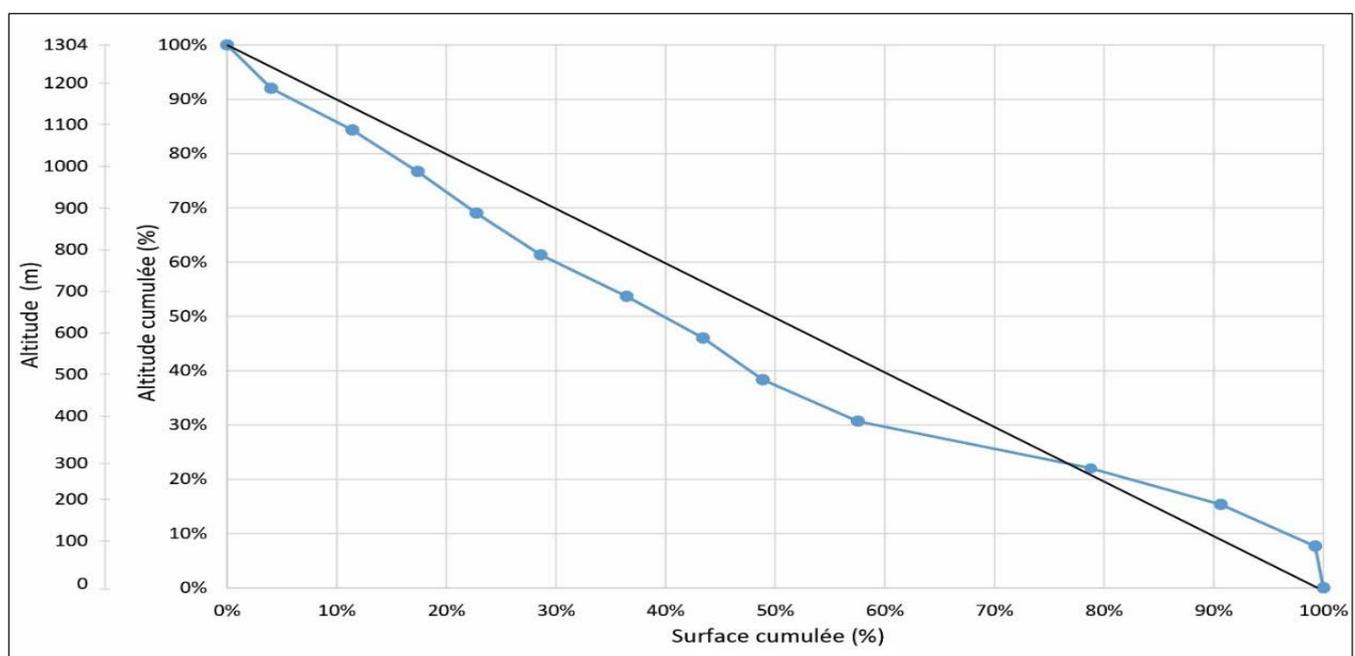


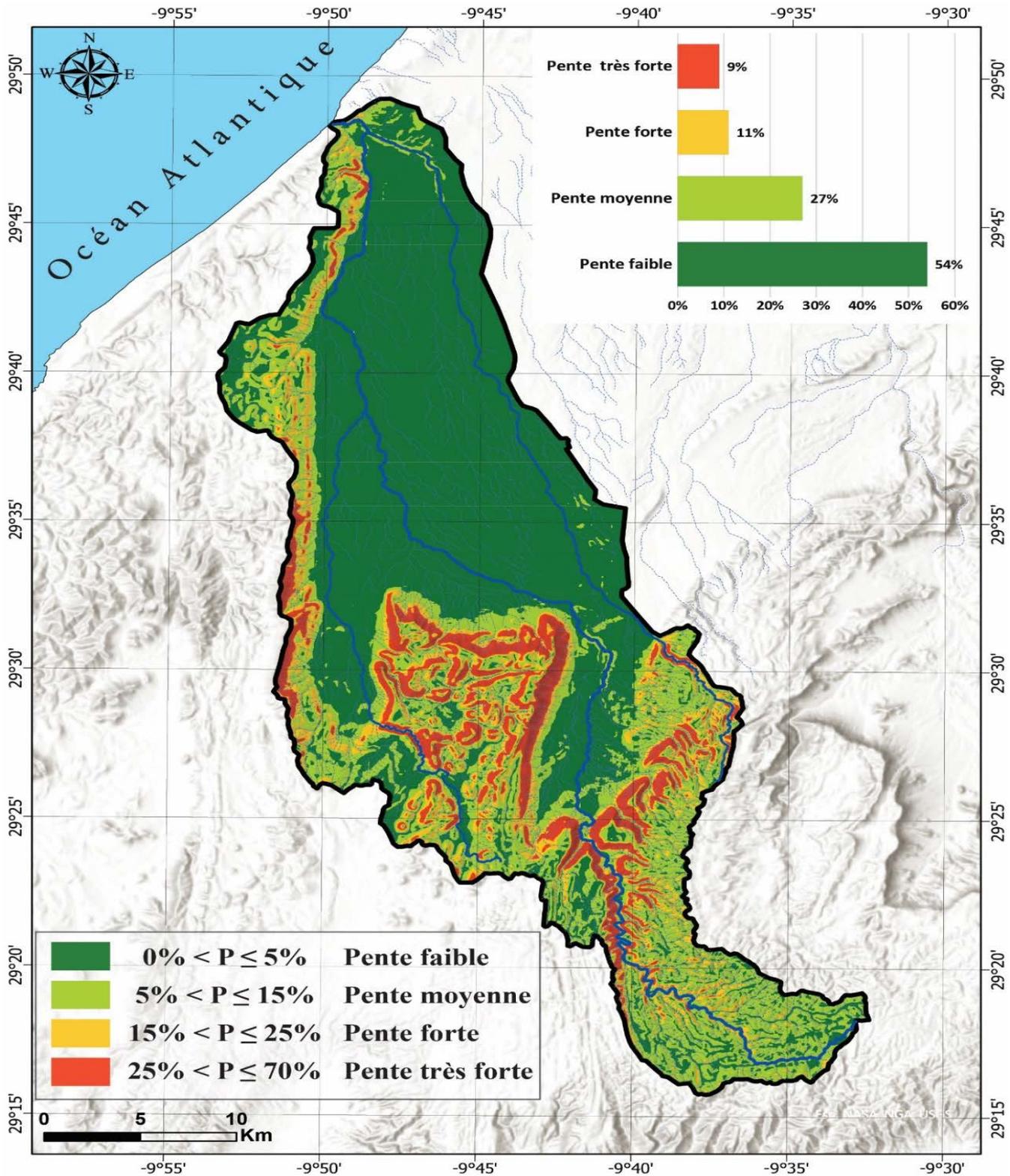
Figure 10. Courbe hypsométrique du BVOA avec la distribution surface-altitude égale selon la méthode de Bannister (1980). Source: propre élaboration.



Tableau 2. Altitudes caractéristiques du bassin versant de l’oued Adoudou.

H_{max}	H_{min}	$H_{5\%}$	$H_{95\%}$	$H_{médiane}$	H_{moy}
1304 m	0 m	1280 m	200 m	530 m	586 m

Source: propre élaboration.





4.3. Paramètres hydrographiques

La classification de Strahler a été réalisée manuellement lors de la numérisation de chaque cours d'eau en saisissant la valeur de son ordre dans la table attributaire. Cette dernière révèle que le BVOA est désigné comme un bassin de septième ordre, avec un total de 2876 cours d'eau et d'une longueur totale de 1944.13 Km. Les cours d'eau du 1er ordre constitué la majorité des drains de la zone avec environ 78% avec une longueur totale de 1025.05 Km; 17.3% pour le 2ème ordre avec une longueur de 425.47 Km; 3.7% pour le 3ème ordre avec une longueur de 205.39 Km ; 1% pour le 4ème ordre avec une longueur de 161.42 Km; 0.17% pour le 5ème ordre avec une longueur de 63.23 Km; 0.07% pour le 6ème ordre avec une longueur de 41.18 Km et 0,03% pour le 7ème ordre avec une longueur de 22.39 Km (tableau 3).

Tableau 3. Caractéristiques du réseau hydrographique de bassin versant de l'oued Adoudou.

Ordre de Strahler	Nombres des cours d'eau	Longueurs des cours d'eau (Km)	% du nombre des cours d'eau	% des longueurs	Longueur moyenne (km)
1	2236	1025.05	77.75	52.73	0.46
2	498	425.47	17.32	21.88	0.85
3	105	205.39	3.65	10.56	1.96
4	29	161.42	1.01	8.30	5.57
5	5	63.23	0.17	3.25	12.65
6	2	41.18	0.07	2.12	20.59
7	1	22.39	0.03	1.15	22.39
Total	2876	1944.13	100	100	64.46

203

Source: propre élaboration basée sur la digitalisation du réseau hydrographique à l'aide de SIG.

La distribution spatiale du réseau hydrographique (figure 12) montre une désorganisation typique de ce dernier qui peut s'expliquer par plusieurs facteurs géologique, structurale, topographique et climatique. Deux zones géographiques peuvent être distinguées selon la densité et la typologie du réseau hydrographique sont:

- L'amont du bassin caractérisé par un réseau dense de type dendritique avec une morphologie arborescente cela due à la pente forte et la nature géologique des affleurements. Le régime d'écoulement possède un caractère torrentiel et la présence d'un grand nombre de cours d'eau signifie que la surface est en cours d'érosion ;
- À l'aval, le réseau hydrographique est moins développé du type parallèle, ainsi que la présence du systèmes endoréiques (les gens de la région les nommes 'TALAT'), ils peuvent communiquer exceptionnellement lors des grandes crues et induit un écoulement en nappe (Ouammou, 1993). Le réseau est contrôlé par des terrains géologiques du Plio-Quaternaire de forte perméabilité associée avec des pentes faibles et des pentes moyennes dans les zones de contact montagne-piémont.

Le rapport de confluence RC et le rapport d'allongement RL (tableau 4) montrent que le réseau hydrographique est très hiérarchisé, ainsi que la pente et la nature de substratum rocheux influencent sur la longueur des cours d'eau, lorsque la pente est faible et le substratum rocheux est perméable, seul un petit nombre de cours d'eau relativement longs sont formés. Par contre, un grand nombre de cours d'eau de plus petite longueur sont développés là où la pente est forte et le substratum est imperméable.



Tableau 4. Rapport de confluence Rc et Rapport des longueurs Rl du bassin versant de l’oued Adoudou.

Ordre u	Nu	RC	Lu	Lum	RL
1	2236	4.49	1025.05	0.46	-
2	498	4.74	425.47	0.85	1.85
3	105	3.62	205.39	1.96	2.31
4	29	5.8	161.42	5.57	2.84
5	5	2.5	63.23	12.65	2.27
6	2	2	41.18	20.59	1.63
7	1	-	22.39	22.39	1.09
	RC moy	3.86		RL moy	2

Source: propre élaboration.

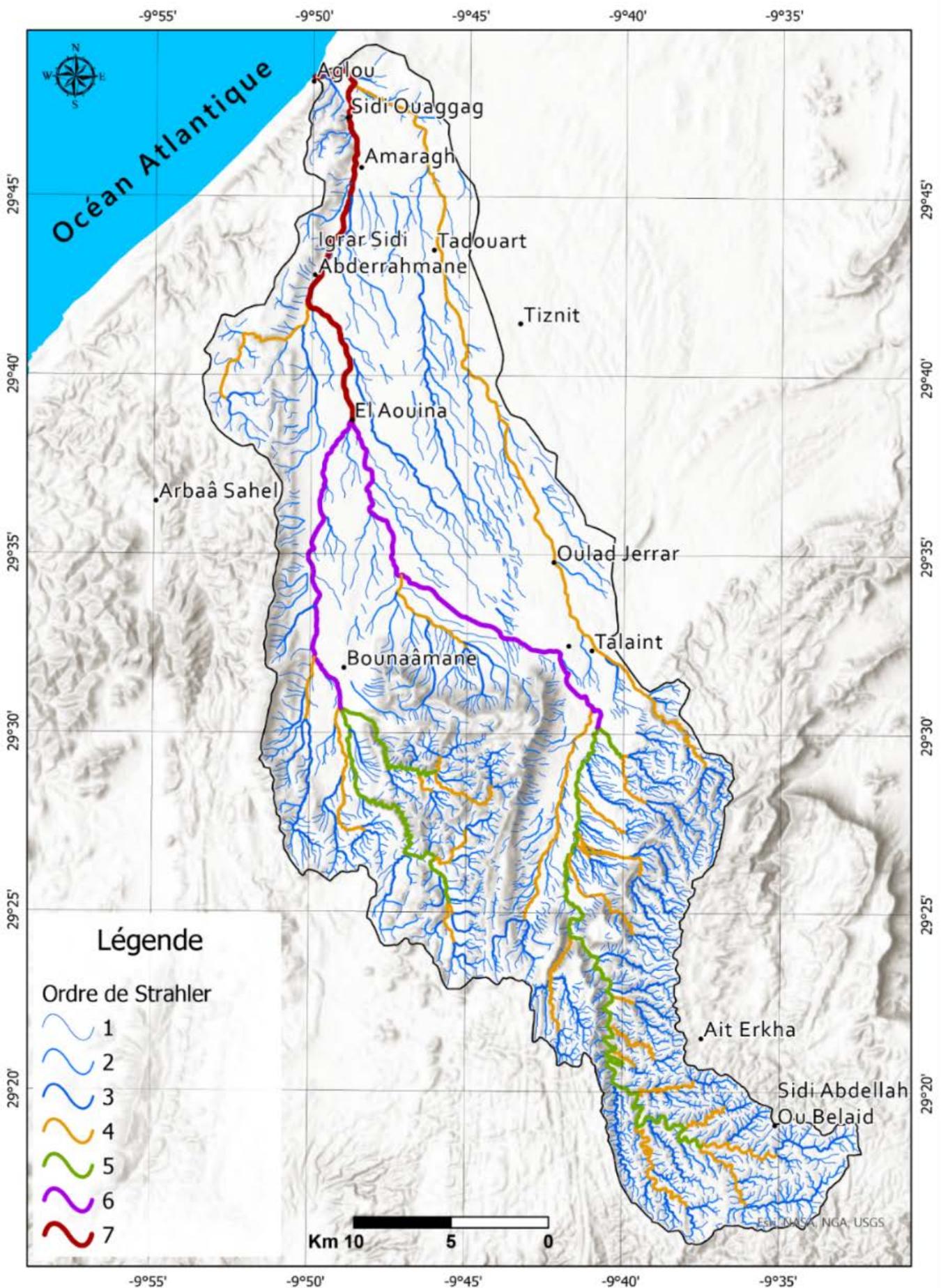


Figure 12. Hiérarchie du réseau hydrographique de BVOA selon l’ordre de Strahler. Source: propre élaboration basée sur la digitalisation du réseau hydrographiques à partir des cartes topographiques 1/50000.



La densité hydrographique égale à $F_s = 3.45 \text{ Km}^{-2}$ révèle que le bassin présente un régime d'écoulement important lors d'une averse. La densité de drainage D_d est de 2.33 Km/Km^2 ce qui signifie que le bassin dans son ensemble est bien drainé. Par la suite l'indice d'infiltration est élevé égal à 8.03 reflétant un ruissellement important et la capacité du bassin à absorber et à retenir l'eau par infiltration est faible.

La figure 13 illustre la carte de la répartition spatiale de la densité de drainage dans l'aire du bassin versant avec 5 classes comme suit : très faible ($D_d \leq 1 \text{ Km/Km}^2$) ; faible ($1 \text{ Km/Km}^2 < D_d \leq 1.5 \text{ Km/Km}^2$) ; moyenne ($1.5 \text{ Km/Km}^2 < D_d \leq 2 \text{ Km/Km}^2$) ; forte ($2 \text{ Km/Km}^2 < D_d \leq 2.5 \text{ Km/Km}^2$) et très forte ($D_d > 2.5 \text{ Km/Km}^2$). La partie amont du bassin se caractérise par une très forte densité de drainage, ce qui s'explique par la forte pente et un substrat semi-perméable. À l'aval, où le substrat est perméable à semi-perméable et la pente faible, la densité de drainage est généralement moyenne dans les zones drainées par l'oued Adoudou. Elle est toutefois forte au niveau des confluences, et faible dans les autres secteurs de la plaine. Les fortes et très fortes densités de drainage occupent plus que la moitié de la surface du BVOA (57%), les faibles et très faibles classes occupent 22% du bassin et la classe moyenne de la densité de drainage occupe 21%.

Les pentes moyennes des cours d'eau calculées montrent que l'oued Adoudou présente une pente moyenne de 1.3%, tandis que ses affluents, oued Bounaâmane et oued Tamdroust, présentent des pentes moyennes importantes, respectivement de 1.8% et 2% (tableau 5).

Tableau 5. Caractéristiques et pente moyenne de l'Oued Adoudou et ses affluents.

	H_{max} (m)	H_{min} (m)	L (km)	P_{moy} (m/km)	P_{moy} (%)
O. Adoudou	1300	0	97.3	13.4	1.3
O. Bounaâmane	970	254	39.7	18	1.8
O. Tamdroust	1150	64	55	20	2

Source: propre élaboration.

Les profils longitudinaux (figure 14) révèlent des formes plus ou moins concaves avec la présence de ruptures de pente. Pour l'oued Tamdroust, le profil est régulier avec une forte concavité, tandis que l'oued Adoudou et l'oued Bounaâmane présentent des profils accidentés avec des ruptures de pente brusques. Dans la partie amont du bassin, les profils longitudinaux sont caractérisés par une forte pente par rapport à l'aval, cette différenciation est due aux caractéristiques géologiques comme on a indiqué précédemment. Suite à cette observation, les profils ont été subdivisés en deux domaines : le domaine de l'Anti-Atlas occidental (Amont) ; et le domaine du plain de Tiznit (Aval). En amont, les pentes moyennes des cours d'eau sont très fortes allant de 4.2% pour l'oued Tamdroust, 2.6% pour l'oued Bounaâmane, 1.6% pour l'oued Adoudou. Par contre, en aval, elles deviennent faibles égales à 1.1% pour tous les cours d'eau (tableau 6). Cela reflète l'impact des caractéristiques géologiques et topographiques sur les cours d'eau entre les deux domaines, expliquant pourquoi le bassin versant de l'oued Adoudou est connu pour ses crues torrentielles.

La figure 15 présente les profils longitudinaux de l'oued Adoudou et de ses affluents en lien avec la géologie, dans le but de souligner l'influence de celle-ci sur les pentes des talwegs. Il convient de noter que cette illustration ne reflète ni les pendages des couches, ni leurs épaisseurs, ni la direction des failles. L'analyse du profil longitudinal de l'oued Adoudou (figure 15.a) met en évidence des variations morphologiques significatives, influencées par la géologie et la tectonique. Dans ses 3 premiers kilomètres, l'oued présente une légère concavité avant de devenir rectiligne avec une pente moyenne. Ce tronçon, long de 34 km, est affecté par plusieurs failles orientées ENE-WSW et NE-SW, ainsi que par des ruptures de pente en escalier, et est incisé dans des formations carbonatées comprenant des calcaires de l'Adoudounien et du Cambrien inférieur. Entre 34 et 37 km, à la sortie de la chaîne montagneuse, l'oued Adoudou marque une chute brutale, témoignant d'une rupture de pente importante dans les calcaires géorgiens, fossilisée par les travertins de cascade. À cet endroit, une faille majeure orientée NE-SW coïncide avec le talus bordier. Au niveau de la jonction avec la plaine, et après avoir parcouru 50 km, il s'encaisse dans les cônes de déjection et les calcaires lacustres de Tiznit avec une pente quasiment moyenne. Tout au long de son parcours, l'oued



Adoudou est bien encaissé au sein les formations géologiques traversées. Cependant, avant d'atteindre le village d'Igrar n'Sidi Abderrahmane, la pente longitudinale de l'oued devient faible et le lit fluvial, auparavant encaissé, devient superficiel. Cette évolution induit une diminution de la vitesse d'écoulement, à l'origine d'une zone inondable par excellence, favorisant le dépôt des sédiments fins transportés. Ces derniers, en s'accumulant, recouvrent progressivement le lit de l'oued Adoudou, participant à la genèse d'une zone fertile pour l'agriculture (photo 5).

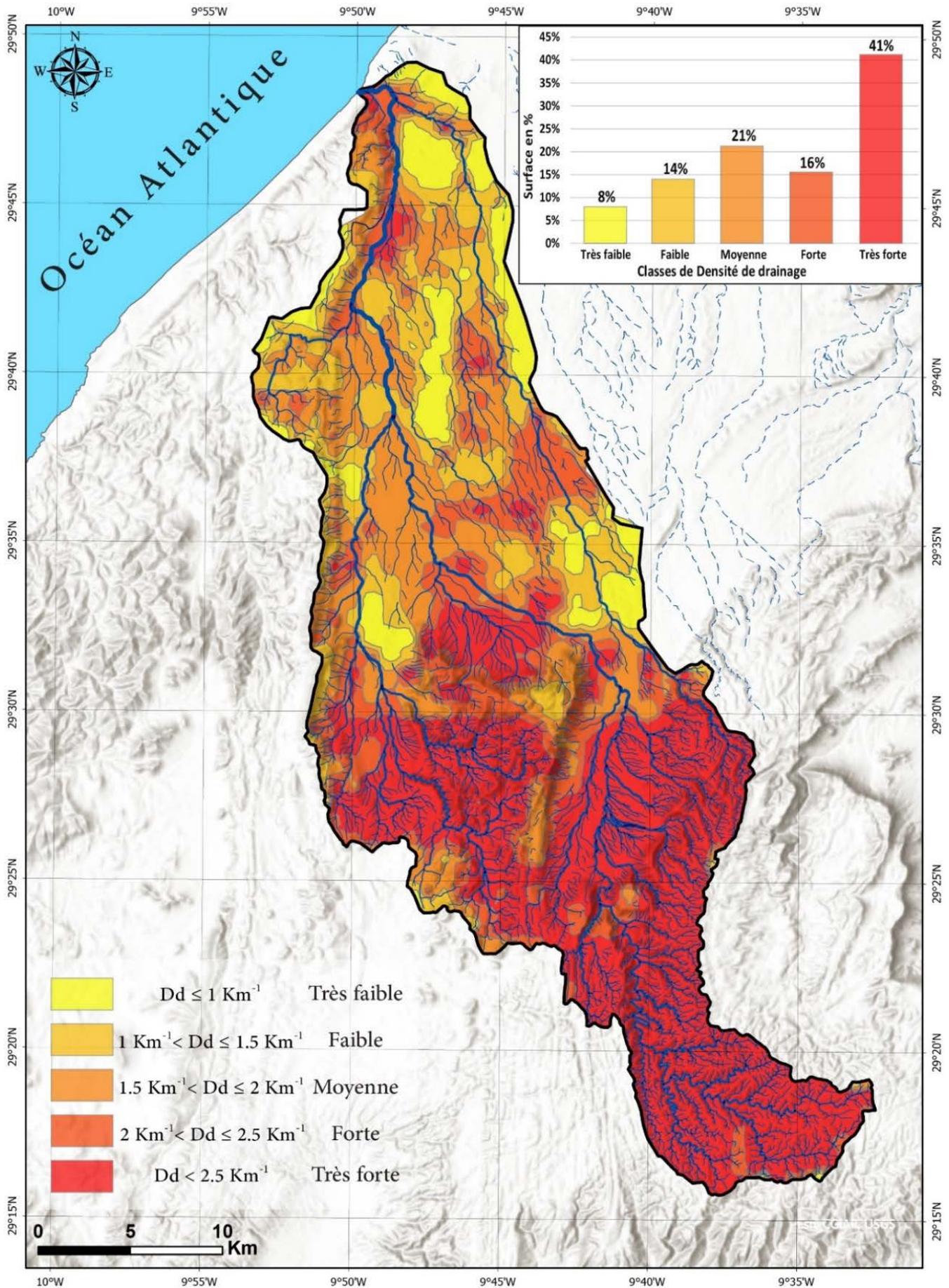


Figure 13. Carte de la densité de drainage du Bassin de l'oued Adoudou. Source: propre élaboration.



Tableau 6. Pentes moyennes de l'Oued Adoudou et ses affluents entre l'Amont et l'Aval.

		H_{max} (m)	H_{min} (m)	L (km)	P_{moy} (m/km)	P_{moy} (%)
Oued Adoudou	Amont	1300	500	49.8	16	1.6
	Aval	500	0	47.5	11	1.1
Oued Bounaamane	Amont	970	500	17.8	26	2.6
	Aval	500	254	21.9	11	1.1
Oued Tamdroust	Amont	1150	500	15.6	42	4.2
	Aval	500	64	39.4	11	1.1

Source: propre élaboration.

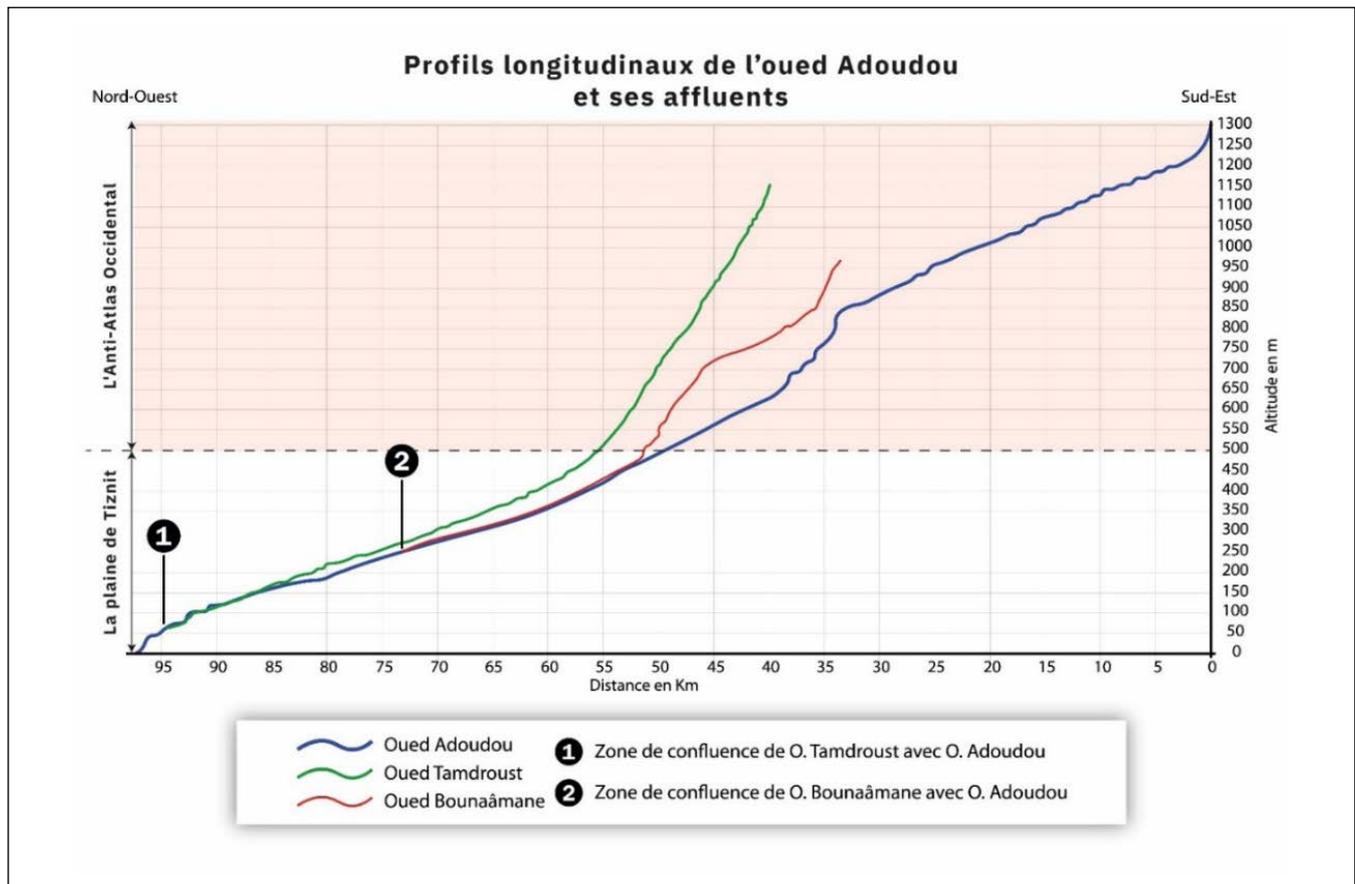
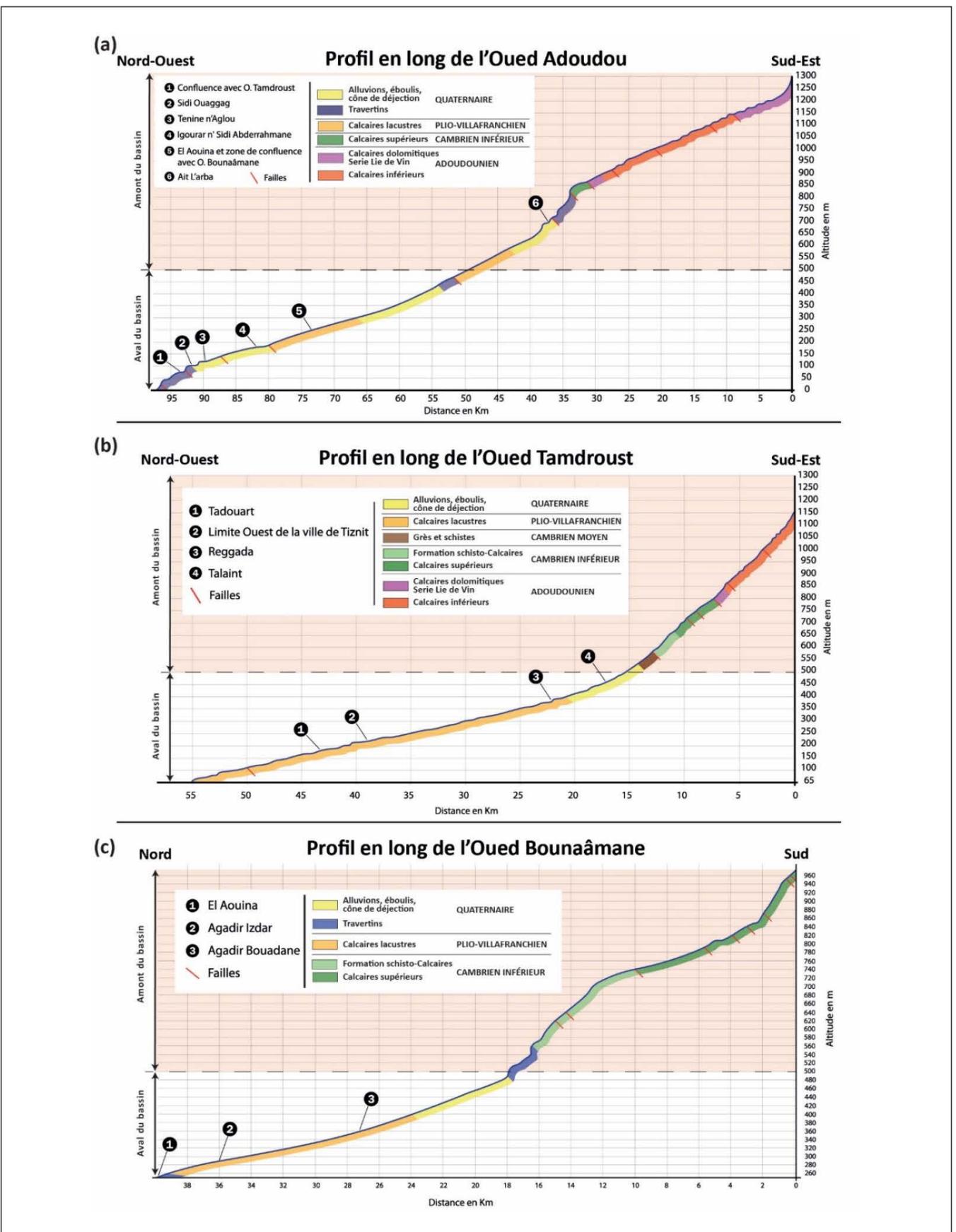


Figure 14. Profils longitudinaux de l'Oued Adoudou et ses affluents. Source: propre élaboration basée sur les cartes topographiques de la région.

Après 85 km, la pente du lit de l’oued Adoudou devient moyenne, entraînant une accélération de la vitesse d’écoulement. Cette accélération provoque une érosion régressive, permettant ainsi à l’oued Adoudou de s’encaisser à reculons de plus en plus dans les calcaires lacustres et de grignoter les travertins sur son passage de manière régressive (figure 16). Dans les derniers 10 km de son parcours au niveau de Zaouiya Sidi Ouaggag, la pente devient importante, avec plusieurs ruptures soulignées par des travertins à l’embouchure de l’oued, sur des accidents tectoniques. Cette configuration accroît la vitesse du ruissellement, menaçant le village de Sidi Ouaggag.



Photo 5. Lit mineur de l'Oued Adoudou à Igrar n'Sidi Abderrahmane. Source: enquête de terrain, le 24 février 2023.



208

Figure 15. Profils en longs avec la géologie: a. Oued Adoudou ; b. Oued Tamdroust ; c. Oued Bounaâmane. Source: Propre élaboration basée sur les cartes topographiques et géologiques de la région.

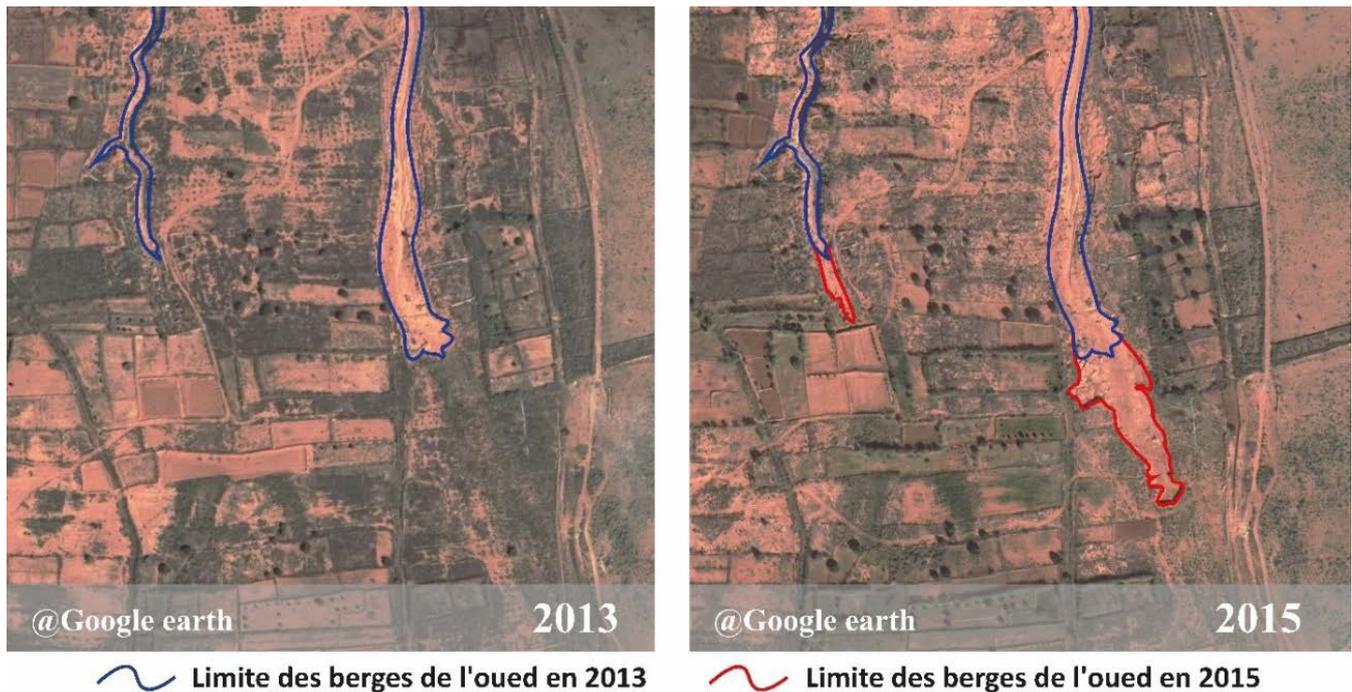


Figure 16. Évolution de l'érosion régressive au niveau de l'Oued Adoudou entre 2013 et 2015. Source: propre élaboration basée sur l'analyse des images de Google Earth.

Concernant l'oued Tamdroust, il prend naissance dans le Kerdous, où il présente une pente forte et régulière, creusant les formations dures du Précambrien et du Cambrien inférieur. Après sa sortie du domaine Anti-Atlasique, l'oued Tamdroust tranche les cônes de déjection dans son passage vers l'aval avec une pente moyenne, après il continue son cheminement incisant les calcaires lacustres avec une pente faible jusqu'à ce qu'il rejoigne l'oued Adoudou à 2 km de l'océan Atlantique (figure 15.b).

209

L'oued Bounaâmane prend sa source sur le plateau de Lakhssas et s'écoule en direction de la plaine de Tiznit. Dans sa partie amont, il présente une pente très forte sur les deux premiers kilomètres. Entre 2 km et 10 km de son parcours, le profil montre une pente moyenne traversant les calcaires supérieurs du Cambrien inférieur. Entre 10 km et 16 km de longueur, la pente du profil longitudinal redevient forte, traversant les formations schisto-calcaires du Cambrien inférieur. Au débouché de la montagne et au niveau du talus bordier, la pente devient très abrupte et est marquée par des complexes de travertins successifs, formant des cascades en escalier. Cette partie amont est également affectée par un faisceau de failles d'orientation NE-SO. Dans sa partie aval, entre 18 km et 24 km de longueur, l'oued Bounaâmane traverse des formations quaternaires composées de cônes de déjection, d'éboulis et d'alluvions. Cette section est caractérisée par des pentes moyennes. Par la suite, il entaille les calcaires lacustres de Tiznit avant de rejoindre l'oued Adoudou au niveau d'El Aouina (figure 15.c).

5. DISCUSSION

Du point de vue géométrique, le bassin versant de l'oued Adoudou se caractérise par une superficie importante de 834.7 Km². Les résultats de l'indice de compacité, le rapport de circularité et le rapport d'allongement indiquent une forme très allongée du bassin. De plus, le rectangle équivalent met en évidence que la longueur du bassin est 8 fois plus grande que sa largeur, confirmant ainsi la forme allongée du bassin. Selon Roche (1963), la forme allongée du bassin entraîne une réponse hydrologique lente. Cette interprétation semble logique pour les petits bassins avec des caractéristiques géomorphologiques homogènes. Cependant, la dynamique de ruissellement dans les grands bassins est régie principalement



par l'hétérogénéité de ces caractéristiques géomorphologiques. Ce qui se concrétise surtout dans un contexte aride où le couvert végétal et les sols sont fortement dégradés, limitant la rétention des eaux de ruissellement lors d'une averse.

La réponse hydrologique d'un bassin versant pour une pluie donnée ne dépend pas seulement de sa forme, mais elle est influencée par sa nature topographique (relief et pente) et hydrographique. Les résultats obtenus des paramètres topographiques montrent que le bassin versant de l'oued Adoudou est marqué par des pentes fortes et des altitudes élevées en amont, tandis que dans la partie aval, elles sont plus faibles. Ces variations topographiques sont dues aux facteurs géologiques et tectoniques caractérisant la zone d'étude. Malgré sa forme allongée qui va impacter le temps de concentration d'écoulement qui cheminera d'une manière lente vers l'exutoire, les caractéristiques topographiques de la partie amont favorisent la génération de crues soudaines avec une forte capacité d'érosion. Par contre, la partie aval marquée par des pentes et relief faibles, agit comme une zone réceptrice, propice à la propagation des zones inondables et à l'accumulation des sédiments. Les caractéristiques topographiques figurent parmi les facteurs les plus déterminants, influençant le comportement d'écoulement du bassin lors d'une averse (Romshoo *et al.*, 2012; Abdulkareem *et al.*, 2018). L'analyse des paramètres hydrographiques révèle que le bassin versant de l'oued Adoudou possède une hétérogénéité du drainage entre l'amont et l'aval à cause de la différenciation lithologique et tectonique sans oublier le rôle du relief et la pente (Nait-Si *et al.*, 2022). La partie amont possède un réseau de drainage de très forte densité, bien hiérarchisé avec une typologie dendritique, combinée avec un relief élevé et des pentes abruptes. En opposition, la partie aval est caractérisée par un réseau de moyen à faible densité de drainage et mal hiérarchisé, témoignant l'influence d'un substrat perméable et des pentes faibles. Ces caractéristiques encadrent la génération de crues torrentielles et le transport de charges solides de l'amont vers l'aval, menaçant ainsi la population et l'infrastructure hydraulique.

L'analyse des profils longitudinaux de l'oued Adoudou et de ses principaux affluents, met en évidence l'influence géologique et structurale sur les pentes moyennes des cours d'eau. Dans la partie amont, l'oued Adoudou et ses principaux affluents présentent des pentes moyenne forte avec plusieurs ruptures de pente, ce qui témoigne l'effet de la tectonique et la lithologie dure. Par contre en aval, ils sont caractérisés par des faibles pentes moyennes ruisselés sous des formations géologiques perméables, les ruptures de pente sont observées particulièrement à l'embouchure de l'oued Adoudou au niveau de Zaouiya Sidi Ouaggag, elles sont principalement dues à la présence de travertins, qui jouent un rôle déterminant dans la dynamique fluviale.

En générale, le bassin versant de l'oued Adoudou caractérisé par une géomorphologie contrastée entre deux domaine amont et aval, ce qui contrôle la typologie et la densité du réseau de drainage. La réponse hydrologique du bassin face à un événement pluviométrique est fortement influencée par plusieurs facteurs: géologiques, topographiques et hydrographiques. La partie amont, avec ses fortes pentes et son relief montagneux, présente une forte densité de drainage, favorisant un écoulement rapide et abondant. En revanche, la partie aval est caractérisée par une pente douce et une faible densité de drainage, ce qui crée une disparité hydrologique marquée.

Cette complexité hydro-morphométriques, géomorphologiques et anthropiques qui caractérise le bassin versant de l'oued Adoudou, met en évidence une vulnérabilité accrue aux risques hydrologiques, notamment en aval du bassin. L'événement hydro-météorologique extrême du novembre 2014 qui a affecté notre zone d'étude, s'est caractérisé par des précipitations journalières de forte intensité en amont par rapport à l'aval au cours des dix derniers jours du mois. Avec des extrêmes ont été enregistrées le 28 novembre de: 155.3 mm enregistre à Amaghous (Amont), 92.9 mm à YoussefIbnt Tachfin, 83.3 mm à Oujjane et 54 mm à Tiznit (Aval) (Nait-Si *et al.*, 2024). Cette situation météorologique rare, révèle l'influence des caractéristiques hydro-morphométriques typique du bassin sur la genèse, l'intensité et la propagation des crues soudaines (photo.6), entraînant des dégâts très importants en aval du bassin (photo 7 et photo 8), d'où les zones les plus affectées se situent dans la commune de Tnine d'Aglou, notamment dans les plaines alluviales de l'oued Adoudou entre El Aouina en amont et Zaouiya Sidi Ouaggag en aval (figure 17 et figure 18).



Photo 6. Débordement de l'oued Adoudou, le 28 novembre 2014 au niveau de Zaouiya Sidi Ouaggag.
Source: Facebook.

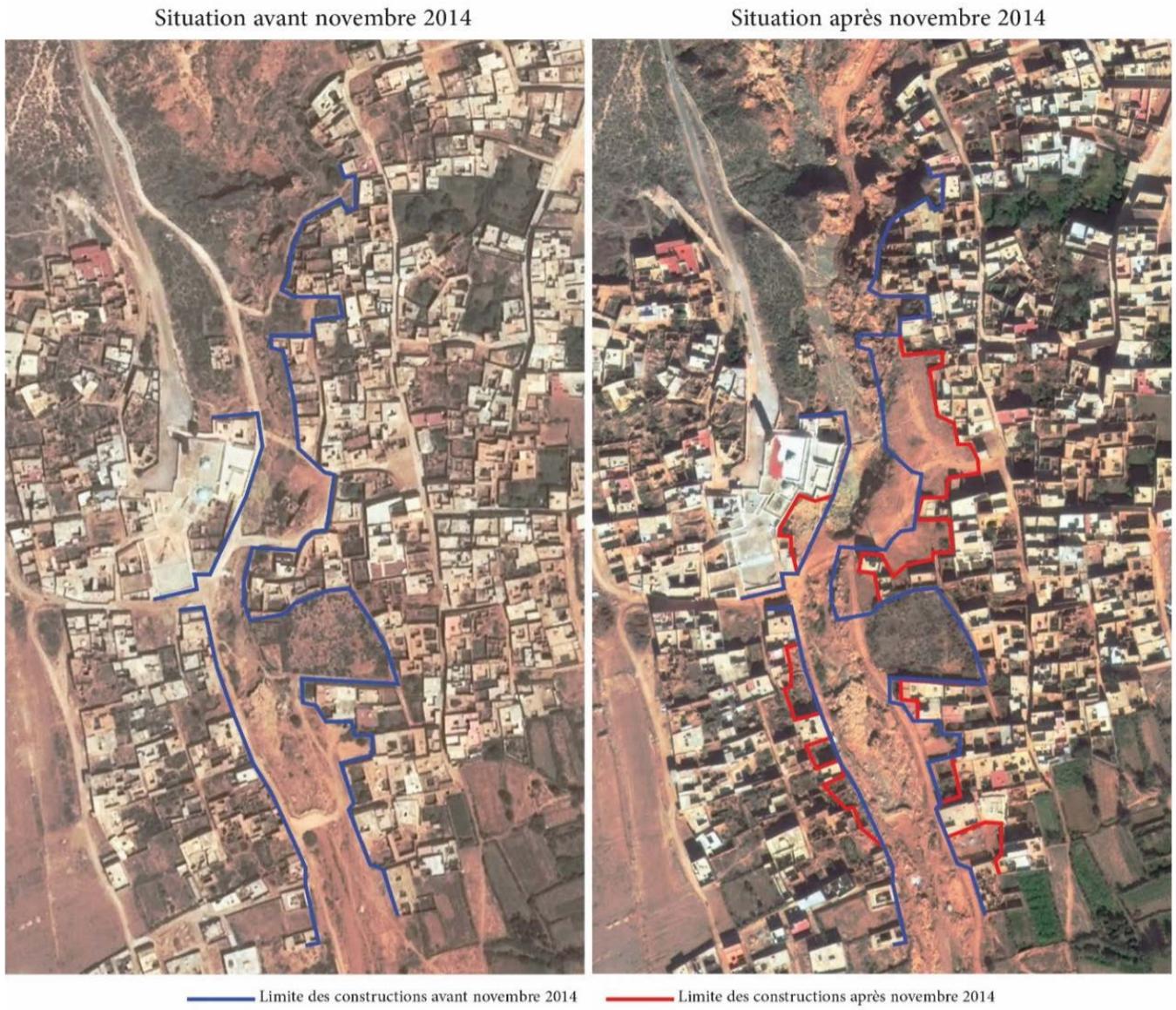


Figure 17. Dégâts causés par les inondations du novembre 2014 au niveau de Zaouiya Sidi Ouaggag. Source: propre élaboration basée sur l'analyse des images chronologique de Google Earth.



Photo 7. Dégâts causés par les inondations du novembre 2014 au niveau de Zaouiya Sidi Ouaggag. Source: Facebook.

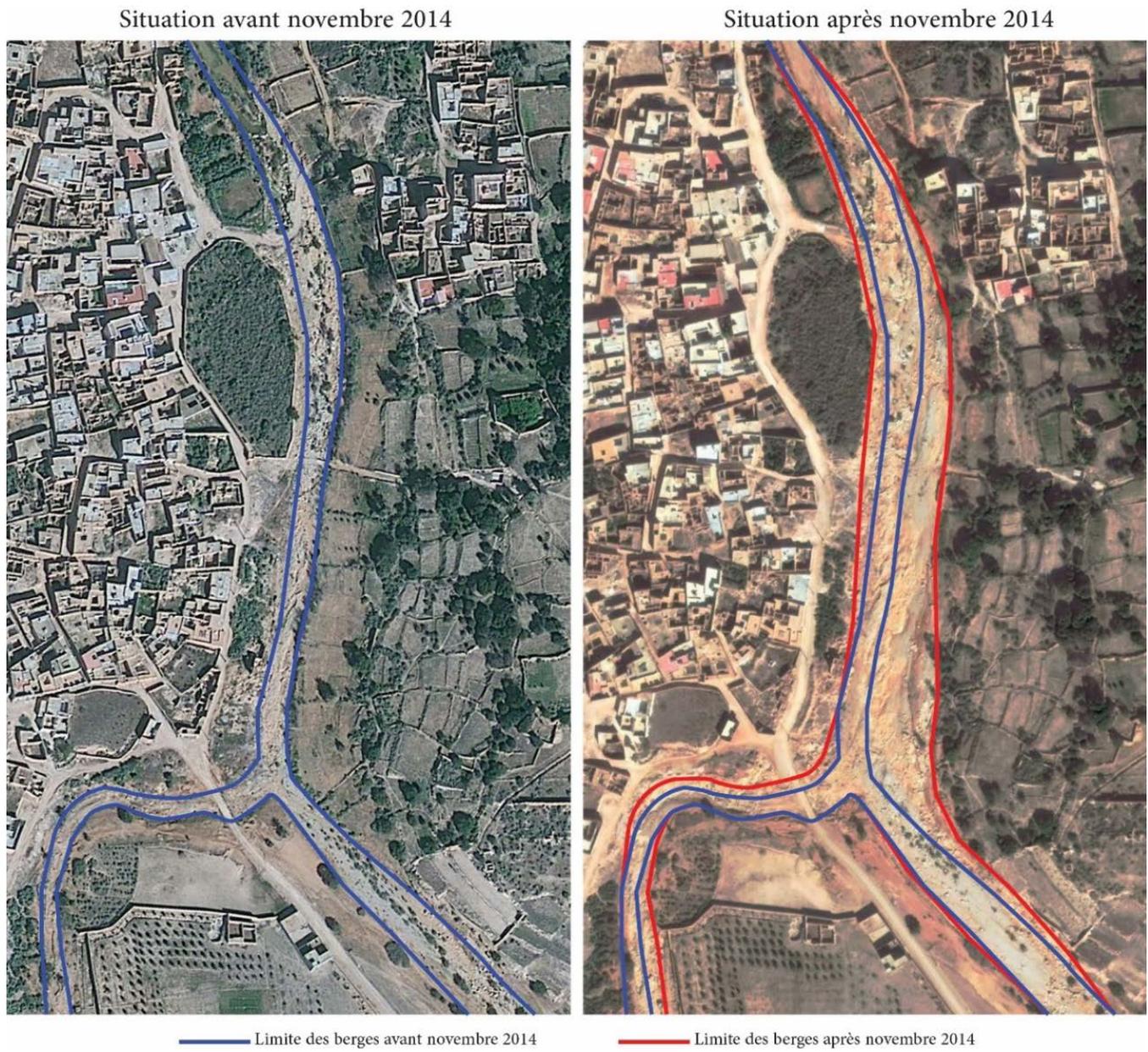


Figure 18. Érosion des berges très importantes des terres agricoles causes par l'événement du novembre 2014 au niveau d'El Aouina. Source: propre élaboration basée sur l'analyse des images chronologique de Google Earth.



Photo 8. Pont détruit par les crues de novembre 2014 au niveau d'El Aouina. Source: <https://tiznit24.com>



6. CONCLUSION

Cette étude met en évidence le rôle primordial de l'analyse spatiale par l'outil SIG dans la cartographie et l'évaluation des caractéristiques hydro-morphométriques. La délimitation précise du bassin versant de l'oued Adoudou, ainsi que la numérisation du réseau hydrographique à partir des cartes topographiques 1/50.000ème et la correction hydrologique du MNT brut ont permis de construire une base de données fiable pour le calcul des indices hydro-morphométriques. Cette dernière, contribue à améliorer la précision des résultats, assurant ainsi la justesse des interprétations visant à comprendre la réponse hydrologique et à identifier les importants facteurs influençant les risques hydrologiques dans notre bassin.

Pour un bassin non jaugé, l'analyse hydro-morphométrique constitue une méthode clé pour comprendre l'influence des paramètres morphométriques et hydrographiques sur son comportement hydrologique. Cette approche représente un défi majeur en raison de l'étendue du bassin étudié et de la diversité de ses caractéristiques géomorphologiques. Les indices calculés à l'échelle de l'ensemble du bassin offrent une vision globale de sa dynamique hydrologique, permettant ainsi d'identifier les facteurs géomorphologiques pertinents influençant la genèse des crues torrentielles.

Le bassin versant de l'oued Adoudou présente un relief très diversifié, avec une structure en plateau étagé en aval et un relief montagnard accidenté en amont. La partie amont bénéficie à la fois de l'effet orographique et des averses plus intenses que celles affectant l'aval. Malgré sa configuration allongée, le bassin versant de l'oued Adoudou se distingue par des écoulements torrentiels, principalement dus aux facteurs géologiques, topographiques et hydrographiques qui amplifient les risques hydrologiques en cas d'averse. Deux zones distinctes peuvent être identifiées en fonction des variations topographiques et hydrologiques : la zone amont, dominée par un relief montagneux, des pentes abruptes, des affleurements rocheux durs accidentés et une densité élevée d'écoulements, ces facteurs favorise un ruissellement torrentiel abondant, chargé en matériaux solides. Ces apports torrentiels sont acheminés vers l'aval du bassin, qui agit comme récepteur de ces crues, accentuant l'érosion hydrique des terres arables et provoquant des inondations dans les plaines alluviales urbanisées, posant ainsi un risque significatif dans les zones urbanisées et sur l'infrastructure. Les résultats obtenus peuvent contribuer à une meilleure compréhension du mode de drainage et du fonctionnement hydrologique du bassin versant de l'oued Adoudou. De plus, ils peuvent servir à anticiper les risques hydrologiques associés aux crues torrentielles du bassin versant.

214

Responsabilité et conflit d'intérêts

Les auteurs s'engagent à divulguer tout conflit d'intérêts existant ou potentiel en relation avec la publication du présent article. Par ailleurs, les contributions des auteurs se présentent de la manière suivante: i) Hassan Nait-Si a assumé les tâches de la recherche bibliographique, l'élaboration de la méthodologie, collectes et analyses spatiales de données, la rédaction de l'article. ii) Il a de même assuré, en collaboration avec M'hamed Nmiss, Abdourrahmane Boukdoun et Mahjoub Benbih, l'élaboration des cartes à l'aide de l'outil SIG, la vérification et l'analyse des résultats, sortie de terrain, la traduction des résumés et la correction du manuscrit. iii) Mr. Abderrahmane Ouammou a assuré l'orientation et l'encadrement du travail, la sortie de terrain, révision, correction et validation du manuscrit.



RÉFÉRENCES

- Abdulkareem, J. H., Pradhan, B., Sulaiman, W.N.A., & Jamil, N.R. (2018). Quantification of Runoff as Influenced by Morphometric Characteristics in a Rural Complex Catchment. *Earth Systems and Environment*, 2(1), 145–162. <https://doi.org/10.1007/s41748-018-0043-0>
- Alam, A., Ahmed, B., & Sammonds, P. (2021). Flash flood susceptibility assessment using the parameters of drainage basin morphometry in SE Bangladesh. *Quaternary International*, 575–576, 295–307. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.04.047>
- Bannister, E.N. (1980). Hypsometries of Michigan's Southeastern Lake Plain. *Journal of Great Lakes Research*, 6(2), 154–163. [https://doi.org/10.1016/S0380-1330\(80\)72094-4](https://doi.org/10.1016/S0380-1330(80)72094-4)
- Bashir, B. (2023). Morphometric Parameters and Geospatial Analysis for Flash Flood Susceptibility Assessment: A Case Study of Jeddah City along the Red Sea Coast, Saudi Arabia. *Water*, 15(5). <https://doi.org/10.3390/w15050870>
- Bravard, J.-P., & Petit, F. (1997). *Les cours d'eau, dynamique du système fluvial*. Armand Colin.
- Cartier, L., & Leclerc, A. (1964). *Rivière Eaton, affluent de la Saint-François: Caractéristiques topographiques du bassin versant*. Ministère des richesses naturelles du Québec, Service d'hydrométrie.
- Chavare, S., & Shinde, S. D. (2013). Morphometric analysis of Urmodi basin, Maharashtra using geo-spatial techniques. *International Journal of Geomatics and Geosciences*, 4(1), 224–231.
- Choubert, G. (1963). Histoire géologique du précambrien de l'Anti-Atlas. *Notes et Mémoires, Service Géologique*. N°162, Maroc.
- Dofee, A.A., Chand, P., & Kumar, R. (2024). Prioritization of soil erosion-prone sub-watersheds using geomorphometric and statistical-based weighted sum priority approach in the middle Omo-Gibe River basin, Southern Ethiopia. *International Journal of Digital Earth*, 17(1), 2350198. <https://doi.org/10.1080/17538947.2024.2350198>
- Dubreuil, P. (1964). *Contribution à l'étude d'implantation de bassins représentatifs de régions hydrologiques homogènes*. ORSTOM.
- Esper Angillieri, M.Y. (2008). Morphometric analysis of Colangüil river basin and flash flood hazard, San Juan, Argentina. *Environmental Geology*, 55(1), 107–111. <https://doi.org/10.1007/s00254-007-0969-2>
- Faniran, A. (1968). The index of drainage intensity: A provisional new drainage factor. *Aust J Sci*, 31(9), 326–330.
- Gravelius, H. (1914). *Flusskunde*. Goschen Verlagshandlung Berlin. *Morphometry of Drainage Basins*. Elsevier, Amsterdam.
- Hajam, R.A., Hamid, A., Dar, N.A., & Bhat, S.U. (2013). Morphometric analysis of vishav drainage basin using geo-spatial technology (GST). *International Research Journal of Geology and Mining*, 3(3), 136–146.
- Horton, R.E. (1932). Drainage-basin characteristics. *Transactions, American Geophysical Union*, 13(1), 350–361. <https://doi.org/10.1029/TR013i001p00350>
- Horton, R.E. (1945). Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological Society of America Bulletin*, 56(3), 275–370. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1945\)56\[275:E-DOSAT\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1945)56[275:E-DOSAT]2.0.CO;2)
- Kumar, A., & Mukherjee, S. (2005). Drainage morphometry using satellite data and GIS in Raigad district, Maharashtra. *J Geol Soc India*, 65, 577–586.
- Lasri, M. (2015). *Les inondations menaçant l'agglomération de Fès: De l'étude hydrologique et du risque à la cartographie des dangers d'inondation* [Université sidi mohamed ben abdellah, Faculté des lettres et des sciences]. <https://toubkal.imist.ma/handle/123456789/11762>
- Magesh, N.S., & Chandrasekar, N. (2014). GIS model-based morphometric evaluation of Tamiraparani subbasin, Tirunelveli district, Tamil Nadu, India. *Arabian Journal of Geosciences*, 7(1), 131–141. <https://doi.org/10.1007/s12517-012-0742-z>
- Magesh, N.S., Jitheshlal, K.V., Chandrasekar, N., & Jini, K.V. (2012). GIS based morphometric evaluation of Chimmini and Mupily watersheds, parts of Western Ghats, Thrissur District, Kerala, India. *Earth Science Informatics*, 5(2), 111–121. <https://doi.org/10.1007/s12145-012-0101-3>
- Mani, A., Kumari, M., & Badola, R. (2022). Morphometric Analysis of Suswa River Basin Using Geospatial Techniques. *Engineering Proceedings*, 27(1). <https://doi.org/10.3390/ecsa-9-13225>
- Mansour, M. M., Nasr, M., Fujii, M., Yoshimura, C., & Ibrahim, M. G. (2023). Quantification of Flash Flood Runoff Volume Using Morphometric Parameters Towards Sustainability. In K. Ujikawa, M. Ishiwatari, & E. van Hullebusch (Eds.), *Environment and Sustainable Development* (pp. 79–91). Springer Nature. https://doi.org/10.1007/978-981-99-4101-8_6



- Mashauri, F., Mbuluyo, M., & Nkongolo, N. (2023). Influence des paramètres hydro-morphométriques sur l'écoulement des eaux des sous-bassins versants de la Tshopo, République démocratique du Congo. *Revue Internationale de Géomatique*, 32(0), 79–98. <https://doi.org/10.32604/RIG.2023.044124>
- Miller, V. C. (1953). *Quantitative geomorphic study of drainage basin characteristics in the Clinch Mountain area, Virginia and Tennessee. Technical Report* (Columbia University. Department of Geology); No. 3.
- Nait-Si, H., Ouammou, A., Boukdoun, A., & Benbih, M. (2024). Variabilité et occurrence des pluies journalières maximales annuelles: Cas du bassin versant de l'oued Adoudou. *Acte du colloque international sur les risques hydroclimatiques et géomorphologiques : typologie, cartographie et gestion*, FLSH Oujda, Maroc.
- Nait-Si, H., Ouammou, A., & Nmiss, M. (2022). Apport du SIG dans l'analyse physique et hydrographique dans un bassin versant Anti-Atlasique. Cas du bassin versant de l'oued Adoudou. *Acte du colloque international sur les risques hydroclimatiques et géomorphologiques: typologie, cartographie et gestion*, FLSH Oujda, Maroc.
- Naji, E. M., Aberkan, M., Saadane, A., & Nmiss, M. (2025). Erosion and shoreline retreat indicators in the Rabat-Salé littoral and their impact on coastal planning. *Journal of African Earth Sciences*, 223, 105534. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2025.105534>
- Nmiss, M., Amyay, M., Atiki, N., Ouammou, A., Benbih, M., & Nait-si, H. (2025). Seasonal morphological changes and grain size distribution mapping on the Massa beaches using a tachometer and GIS. *International Journal of Engineering and Geosciences*, 10(2), Article 2. <https://doi.org/10.26833/ijeg.1598677>
- Nmiss, M., Amyay, M., & Ouammou, A. (2021). Dynamique du trait de côte d'une plage peu anthropisée cas de la plage Sidi Ouassai, Massa (Maroc Atlantique). *Colloque International: La Dynamique de l'Environnement et Les Risques Naturels En Milieux Méditerranéens*, FLSH Oujda, Maroc.
- Oliva, P. (1972). Aspects et problèmes géomorphologiques de l'Anti-Atlas occidental. *Revue de Géographie Du Maroc*, (21), 48–77.
- Ouammou, A. (1993). *Evolution morphologique récente du bas plateau de Tiznit (Maroc)* [PhD Thesis, Université Nancy 2]. <https://theses.fr/1993NAN21024>
- Pande, C.B., & Moharir, K. (2017). GIS based quantitative morphometric analysis and its consequences: A case study from Shanur River Basin, Maharashtra India. *Applied Water Science*, 7(2), 861–871. <https://doi.org/10.1007/s13201-015-0298-7>
- Rai, P.K., Mohan, K., Mishra, S., Ahmad, A., & Mishra, V.N. (2014). A GIS-based approach in drainage morphometric analysis of Kanhar River Basin, India. *Applied Water Science*, 7(1), 217–232. <https://doi.org/10.1007/s13201-014-0238-y>
- Raja Shekar, P., & Mathew, A. (2024). Morphometric analysis of watersheds: A comprehensive review of data sources, quality, and geospatial techniques. *Watershed Ecology and the Environment*, 6, 13–25. <https://doi.org/10.1016/j.wsee.2023.12.001>
- Rajasekhar, M., Raju, G.S., & Raju, R. S. (2020). Morphometric analysis of the Jilledubanderu River Basin, Anantapur District, Andhra Pradesh, India, using geospatial technologies. *Groundwater for Sustainable Development*, 11, 100434. <https://doi.org/10.1016/j.gsd.2020.100434>
- Reddy, G. P. O., Maji, A. K., & Gajbhiye, K. S. (2004). Drainage morphometry and its influence on landform characteristics in a basaltic terrain, Central India – a remote sensing and GIS approach. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 6(1), 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2004.06.003>
- Roche, M. (1963). *Hydrologie de surface*. Gauthier- Villars ORSTOM.
- Romshoo, S. A., Bhat, S. A., & Rashid, I. (2012). Geoinformatics for assessing the morphometric control on hydrological response at watershed scale in the Upper Indus Basin. *Journal of Earth System Science*, 121(3), 659–686. <https://doi.org/10.1007/s12040-012-0192-8>
- Schumm, S.A. (1956). Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Geological Society of America Bulletin*, 67(5), 597–646. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1956\)67\[597:EODSAS\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1956)67[597:EODSAS]2.0.CO;2)
- Schumm, S.A. (1963). Sinuosity of alluvial rivers on the Great Plains. *Geological Society of America Bulletin*, 74(9), 1089–1100. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1963\)74\[1089:SOAROT\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1963)74[1089:SOAROT]2.0.CO;2)
- Schumm, S.A. (1968). *River adjustment to altered hydrologic regimen, Murrumbidgee River and paleochannels, Australia* (Vol. 598). US Government Printing Office. <https://doi.org/10.3133/pp598>



- Singh, P., Thakur, J. K., & Singh, U.C. (2013). Morphometric analysis of Morar River Basin, Madhya Pradesh, India, using remote sensing and GIS techniques. *Environmental Earth Sciences*, 68(7), 1967–1977. <https://doi.org/10.1007/s12665-012-1884-8>
- Soulaimani, A., & Bouabdelli, M. (2005). Le Plateau de Lakhssas (Anti-Atlas occidental, Maroc): Un graben fini-précambrien réactivé à l'hercynien. *Annales de La Société Géologique Du Nord*, Tome II (2ème série), 177-184.
- Strahler, A.N. (1952). Dynamic basis of geomorphology. *Geological Society of America Bulletin*, 63(9), 923–938. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1952\)63\[923:DBOG\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1952)63[923:DBOG]2.0.CO;2)
- Strahler, A.N. (1957). Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 38(6), 913–920. <https://doi.org/10.1029/TR038i006p00913>
- Strahler, A.N. (1964). *Quantitative geomorphology of drainage basin and channel networks*. Handbook of Applied Hydrology.
- Taous, A. (2005). *Géomorphodynamique fluviale: Processus morphosédimentaires, ajustements spatio-temporels, paléoenvironnements et mutations récentes des espaces fluviaux*. Faculté des Lettres et des Sciences Humaines.
- Triboulet, J. P., Chabi Gonni, D., Nouvelot, J.F., Lamachere, J.M., Puech, C., & Faures, J.M. (1996). *Crues et apports. Manuel pour l'estimation des crues décennales et des apports annuels pour les petits bassins versants non jaugés de l'Afrique sahélienne et tropicale sèche*.
- Yazidi, A., & Benziane, F. (1991). *Carte géologique du Maroc. NH-29-IX-3—VIII-4, Tiznit [Map]*. Editions du Service géologique du Maroc.
- Yazidi, A., & Destombes, J. (1992). *Carte géologique du Maroc 1:100,000. NH-29-IX-1, Bou Izakarn [Map]*. Editions du Service Géologique du Maroc.