

Douha AKKARI^{1,2}
Suhail AWAD¹

ÉVALUATION DU BILAN HYDRIQUE DU BASSIN D'AL BARED (2011-2020), LIBAN NORD : UNE APPROCHE COMBINANT DIFFÉRENTES MÉTHODES D'INTERPOLATION PLUVIOMÉTRIQUE ET D'ÉVAPOTRANSPIRATION RÉELLE

Résumé. Cet article vise à l'identification d'une méthode pour caractériser l'évolution du bilan hydrique du bassin versant de la rivière Al Bared (Liban Nord) sur une période qui s'étend de l'année 2011 jusqu'à l'année 2020. Cette étude s'appuie sur trois méthodes d'interpolation (isohyètes, Thiessen et IDW) pour la détermination de l'élément d'entrée (la pluviométrie) et trois modèles empiriques (Turc, Thornthwaite et Coutagne) pour le calcul l'évapotranspiration. Le bassin reçoit annuellement en moyenne 1216 mm de précipitations selon la méthode des isohyètes. L'analyse des résultats de l'évapotranspiration (ETR) a montré une différence significative entre les valeurs obtenues des trois modèles. La valeur de l'ETR qui constitue la frange d'eau qui retourne vers l'atmosphère sous forme de vapeur d'eau atteint 580.58 mm, soit près de 47.7% de la lame d'eau précipitée en appliquant la méthode de Thornthwaite pour l'évapotranspiration réelle. La quantité d'eau ruisselée est de l'ordre de 469.50 mm, soit 38% de la lame d'eau précipitée pour enfin estimer la lame d'eau infiltrée de 279.14 mm, soit 23 % de la lame d'eau précipitée.

Mots-clés : bilan hydrique, BVB El-Bared, isohyètes, évapotranspiration

1. Introduction

Le Liban apparaît comme l'exemple d'un pays qui reçoit des quantités de pluie importantes de 8.2 milliards m³ par an en moyenne (Comair, 2008),

¹ Université Libanaise, Faculté des Lettres et Sciences Humaines, Département de Géographie.

² Corresponding author email address: <douha.akkari38@gmail.com>.



mais qui se trouve devant des grandes difficultés financières et techniques pour les récupérer (Charbel, 2012). Cela pourra avoir comme effet de retarder relativement son développement du domaine agricole dont les surfaces irriguées représentent à peine 40% des superficies cultivées (Ministère de l'Agriculture, 2020). Les secteurs secondaires et tertiaires présentent une demande accrue en eau (Comair, 2005). Au Liban, les problématiques de l'eau, de l'énergie et de l'environnement influent sur le développement durable. Ces facteurs constituent les principaux défis auxquels fait face la population libanaise.

Connaissant que la grande majorité de l'approvisionnement en eau prend ses sources des aquifères du Mont-Liban dont le bassin versant du Nahr El-Bared (Liban-Nord) fait partie. Dans beaucoup de domaines, le bassin montre des caractéristiques similaires à celles des régions karstiques de la montagne libanaise. La fissuration des couches géologiques du bassin favorise l'infiltration rapide vers le souterrain (Akkari, 2024). Le cours d'eau d'Al Bared apporte en moyenne 72 Mm³ (moyenne de 20 ans allant de l'année 2000 jusqu'à l'année 2020) selon les données livrées par l'Office National du Litani – Liban (ONL)) et prend naissance des hautes altitudes (2800 m) du Mont Liban.

Le bassin versant du Nahr Al Bared constitue un système complexe dont le bilan hydrique, résultant de l'interaction entre les précipitations, l'écoulement et les paramètres morphométriques, exprime l'aspect central de cette complexité, connaissant que le bilan hydrique est l'une des sources d'informations les plus importantes sur le bassin versant. Le bilan hydrique est une approche majeure pour valider les limites du système karstique, ainsi que ses conditions de recharge et de décharge (El Hakim, 2005). Malgré les précipitations appréciables (allant de 1000 mm sur la cote à plus 1400 mm en hautes altitudes), la robuste diminution du débit d'étiage soulève des interrogations quant à la compréhension de la relation entre les composantes du bilan et en second lieu la manifestation des détails morphométriques dans le bassin.

Dans le but d'explorer les possibilités du bilan hydrique en tant qu'outil d'analyse de la durabilité de l'eau, cet article utilise l'équation du bilan hydrique pour évaluer les ressources disponibles dans le bassin d'Al Bared. L'objectif principal est de mettre en place un cadre dans lequel les apports et les sorties d'eau dans le bassin sont déterminés et

utilisés pour définir la capacité du bassin à répondre à la demande totale en eau à partir de ses propres ressources. En outre, l'étude discute de la manière d'estimer les données hydrologiques, même si elles sont incertaines.

Certains des éléments du bilan hydrique (précipitations et débit) sont mesurés par le secteur public (Direction Générale de l'Aviation Civile – Département météorologique et l'Autorité Nationale du Fleuve Litani au Liban (ONL), et autres éléments sont calculés à partir de formules empiriques. L'interpolation spatiale devient nécessaire en terme du bilan pour prédire les précipitations, en surmontant les données limitées, l'environnement et d'autres conditions physiographiques, afin que la modélisation des autres composantes puisse toujours être réalisée.

Comme le montre Rösler (2010), les valeurs mesurées des précipitations sont inférieures de 6 à 20 % aux valeurs réelles. D'un autre côté, une connaissance détaillée de tous les éléments et de leurs valeurs est importante pour l'évaluation du bilan hydrique. Chaque élément peut être calculé à l'aide de méthodes indirectes, en utilisant des données provenant de bassins versants analogiques ou de formules empiriques qui ne sont qu'une approximation des conditions réelles. L'un des éléments les plus problématiques est l'évapotranspiration, qui n'est pas mesurée sur le réseau régulier. Ce paramètre est calculé à partir de formules qui permettent de déterminer l'évapotranspiration potentielle ou de référence ou réelles.

2. Problématiques

L'acquisition de données pluviométriques plus précises est donc cruciale pour améliorer les résultats de prévision de l'hydrogramme. Uniformément réparties sur la zone d'étude en raison de la variabilité topographique des bassins versants, il est préférable d'avoir autant de stations pluviométriques que possible pour estimer les précipitations surfaciques qui représentent les précipitations réelles sur le bassin. Malheureusement, il n'est pas possible d'installer des stations pluviométriques dans autant d'endroits qu'espéré en raison de facteurs limitants tels que les contraintes budgétaires, l'inaccessibilité de certaines zones ou le manque de personnel disponible. Plusieurs techniques d'estimation des précipitations surfaciques sont

actuellement utilisées pour effectuer la moyenne des précipitations collectées aux stations. Les techniques isohyètes et polygonales de Thiessen sont des techniques conventionnelles qui sont généralement appliquées pour estimer les précipitations surfaciques sur l'ensemble du bassin (Taesombat, 2009). Cependant, les principes fondamentaux d'application de ces techniques peuvent produire des résultats différents en raison des effets de la variation topographique et du nombre limité de stations pluviométriques disponibles. Étant donné que les précipitations sont spatialement variables et que leur distribution spatiale varie d'un événement à l'autre, les précipitations ponctuelles ne fournissent pas une estimation ou une représentation précise des précipitations dans une zone. La pluviométrie surfacique sera toujours une estimation et non la véritable profondeur des précipitations, quelle que soit la méthode.

Toutes ces méthodes d'estimation des précipitations moyennes au niveau d'une zone calculent la moyenne pondérée des valeurs ponctuelles des précipitations ; la différence entre les différentes méthodes réside uniquement dans l'attribution de poids à ces valeurs de précipitations ponctuelles individuelles. Les poids étant principalement basés sur la superficie proportionnelle représentée par une jauge ponctuelle.

Une quantification précise de l'évaporation réelle (ETR) est élémentaire pour la planification et la conception des systèmes d'approvisionnement en eau et l'utilisation durable de ces ressources. Cependant, la rareté du réseau de stations d'observation limite la compréhension de l'évapotranspiration à l'échelle de certains grands bassins

L'ET en moyenne spatiale à l'échelle du bassin peut être estimée à l'aide de l'équation du bilan hydrique : $ETR = P - Q - \Delta S$. Ceci calcule l'évapotranspiration comme le résidu entre les précipitations (P) et la somme du débit fluvial (Q) et du changement de stockage d'eau terrestre (ΔS). En effet, le stockage terrestre de l'eau revient directement à tous les facteurs d'influence, y compris les activités humaines telles que l'agriculture, l'irrigation et la retenue par des réservoirs.

Dans ce contexte, la problématique centrale de cette étude réside dans la nécessité de déterminer les paramètres influençant le bilan hydrique du bassin versant du Nahr Al Bared. Dans ce domaine, se soulèvent plusieurs emplois de recherche :

- La circonspection de trois méthodes d'interpolation des précipitations rend-t-elle des résultats similaires avec les trois méthodes pour la fonction d'entrée du bilan ?
- Dans quelle mesure l'application des formules de Turc, Coutagne et Thornwaite offre-elle des perspectives convergentes ou divergentes sur le bilan hydrique du bassin versant. En un autre volet, la question se pose sur l'interprétation des résultats à la lumière des paramètres morphométriques ?

3. Cadre de l'étude

La région étudiée superficie de 283.24 km² (Akkari, 2023) se situe au Liban-Nord, entre les latitudes Nord 34°19 '59'' et 34°30'20'' et les longitudes Est 36°15'25'' et 35°56'14''. Le Caza El-Miné Ed Danniyé et Mohafazat Akkar englobent la majorité de la superficie du bassin (81.23% ; fig. 1) ; la minorité du bassin s'étend dans le Caza El Hermel. Le bassin présente une grande importance surtout qu'il englobe 54 villages en pleine extension démographique et agricole.

Nahr Al Bared récolte les eaux des hautes altitudes aboutissant les 2800 m (Jabal el Makmel, Jabal El Arbain, Jabal Masrah El Diab et Jabal Jouret EL Qbabit), de la source Es-Soukkar et puis rencontre l'affluent Nahr Abou Moussa venant de Qamouaa à Ayoun El Samak pour passer après dans les vallées du Caza du Sir Ed Danniyé pour enfin se jeter dans la mer Méditerranée. La zone étudiée se trouve limitée à l'Ouest par la mer Méditerranée, au Nord par le bassin versant de la rivière Araqa, à l'Est par le bassin versant de Nahr El Assi et au Sud par le bassin versant du Nahr Abou Ali.

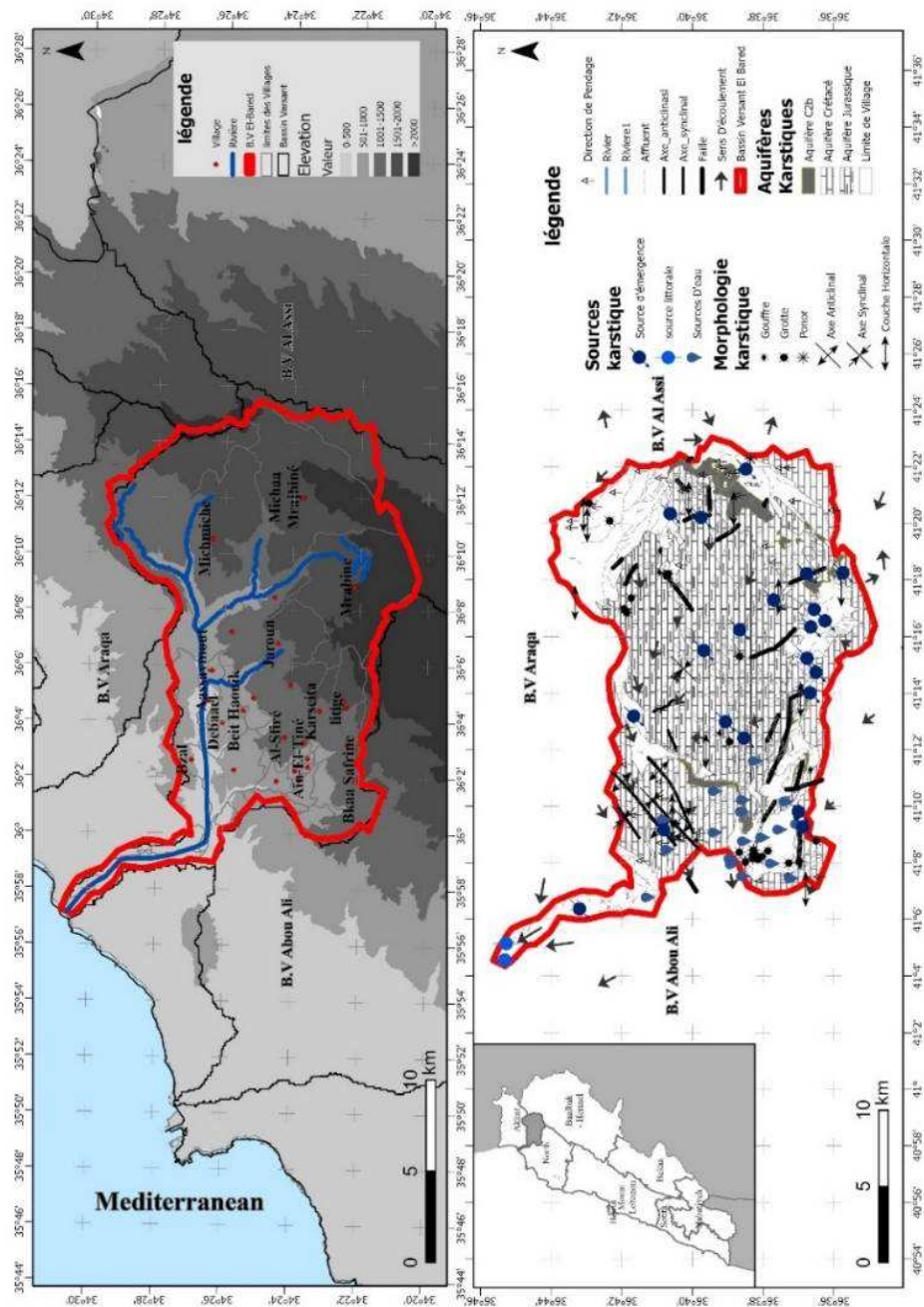


Figure 1. Illustration de la localisation de la Zone d'étude sources (Akkari, 2024)

4. Matériels et méthodes

La précision de l'estimation du ruissellement et des crues est importante pour atténuer les problèmes liés à l'eau. La précision dépend des méthodes utilisées pour l'approximation des précipitations surfaciques. Plusieurs méthodes sont utilisées pour traduire une image précise du bilan hydrologique. Ces méthodes concernent la détermination de la pluviométrie, de l'évapotranspiration et de l'infiltration selon diverses procédés et formules. Notre étude se base sur la détermination du bilan hydrologique qui est l'issue des quantités d'eau entrant et sortant du système dans l'espace et dans le temps. Une comparaison entre ces méthodes sera établie afin de déceler la fiabilité de chacune dans le bilan dont la période s'étend de l'année 2011 jusqu'à l'année 2020.

La méthodologie du travail divisée en deux parties :

A. Collection du données : Les données climatiques utilisées dans cette étude reposent sur des séries de précipitations journalières issues des 13 stations situées au sein de la zone d'étude, notamment Abdeh, Fnaydeq, Es Sfiré, Sir Ed-Danniyeh, Bcharreh, Amioun, Chekka, Batroumn, Akkar Al Atiq, Berbara, Halba et Tourzaya, couvrant la période allant de 2011 à 2020. Ces données ont été fournies par l'IRAL (Lebanese Agricultural Research Institute) et constituent une base essentielle pour l'analyse de la variabilité spatio-temporelle des précipitations.

Par ailleurs, les données hydrologiques correspondent aux chroniques de débits journaliers du Nahr El-Bared. Ces informations, obtenues auprès de l'ONL (Office National du Litani), couvrent une période allant de 2011 à 2020 et permettent d'analyser la dynamique hydrologique et les réponses du bassin versant aux événements pluviométriques.

Enfin, les cartes géologiques à l'échelle 1/50 000, élaborées par Dubertret, ont été utilisées comme référence de base pour la caractérisation lithologique de la zone d'étude. Elles ont notamment servi à l'élaboration de la carte d'infiltration, en intégrant les propriétés géologiques influençant les processus de percolation et de stockage des eaux.

B. Composantes du bilan hydrologique : Le bilan hydrologique du bassin versant s'exprime schématiquement par la formule suivante :

$$P = E + Q + I + U + dR$$

P précipitation, E évapotranspiration, Q écoulement, I infiltration, U utilisation humaines et dR variation des réserves de surface et souterraines.

Chacun des termes du bilan hydrologique est naturellement pondéré par divers paramètres climatiques et géographiques ; par exemple la température est l'un des facteurs principaux du pouvoir évaporant de l'atmosphère, le relief conditionne les précipitations des masses nuageuses et la nature de la couverture végétale influe sur le phénomène d'interception et de transpiration (Morell, 1999).

Choix des formules impliquées dans le calcul du bilan

Les composantes du bilan hydrologique sont divisées en éléments d'entrée représentés par la pluviométrie et les éléments de sortie figurés par l'évapotranspiration, le ruissellement et l'infiltration; chacun de ces paramètres est calculé à partir des méthodes directes (mesures in situ) et empiriques par l'utilisation des diverses formules.

a. Méthodes d'interpolation de la pluviométrie

Des données pluviométriques annuelles ont été collectées entre 2011 et 2020 à partir des stations pluviométriques situées à l'intérieur et autour du bassin de la rivière Al Bared. La cohérence des données pluviométriques a été vérifiée à l'aide de la méthode de la courbe de double masse. Les données pluviométriques se sont révélées fiables et ont donc été utilisées pour une analyse plus approfondie.

Connaissant la nature et les caractéristiques des précipitations, nous pouvons conceptualiser leurs effets sur le ruissellement, l'infiltration, l'évapotranspiration et le rendement en eau. Elles sont en règle générale mesurées ponctuellement à l'aide d'instruments (pluviographe et pluviomètre) installés dans des stations météorologiques. Pour effectuer l'estimation rigoureuse de la pluie globale sur le bassin, il est nécessaire de prendre

en compte l'hétérogénéité spatiale de cette variable. Le nombre limité des stations situées sur le site d'une part, et l'influence du relief d'autre part font l'aspect particulièrement difficile à assembler. Dans ce contexte et pour conformément interpoler la pluviométrie, plusieurs méthodes sont proposées telles que les polygones de Thiessen, les isohyètes et la moyenne arithmétique (Tab 1). Pour permettre cette estimation, l'emploi des méthodes déterministes en fonction de l'aire du bassin, se voit indispensable pour déterminer la pluie globale correspondante.

Tableau 1

Méthodes d'interpolation des précipitations selon Cosandey et Robinson (2000)

Méthodes	Caractéristiques	Domaines d'emploi
IDW (Inverse Distance Weighting)	– Pondération des valeurs selon la distance (plus proche = plus influent) – Surface continue (raster) – Variable selon la distance – Bonne si les points sont bien repartis	Plus couramment utilisée
Isohyètes	– Prendre en compte du relief – $P_{(bassin)} = P_1 \times S_1 + P_2 \times S_2 + \dots + P_n \times S_n$	Plus rigoureuse
Thiessen	– Simplification des Isohyètes – Se base sur les polygones – Affecte à chaque pluviomètre une zone d'influence dont l'air exprimée en % représentant le facteur de pondération de la valeur locale – La quantité d'eau est proportionnelle à la surface du polygone	Plus couramment utilisée

b. Méthodes empiriques pour le calcul de l'évapotranspiration réelle

Evapotranspiration. Contrairement aux pluies ou aux écoulements qui peuvent faire l'objet d'une approche quantitative satisfaisante bien que précise, il est actuellement très difficile de mesurer directement le flux de vapeur d'eau dans l'atmosphère (Youssef , 2015).

L'évapotranspiration est calculée à partir de mesures directes in situ, méthodes analytiques basées sur le bilan hydrique ou bilan énergétique et méthodes empiriques basées sur l'analyse statistiques des observations (Tab 2).

L'ETR est la somme des quantités de vapeur d'eau évaporées par le sol et par les plantes. À partir des observations faites sur 254 bassins versants situés sous tous les climats du globe M. Turc (1961) proposa la formule empirique suivante qui estime l'évapotranspiration réelle annuelle d'un bassin en fonction de la pluie annuelle et sa température annuelle moyenne :

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}}$$

Avec $L = 300 + 25 t + 0.05t^3$; P : hauteur annuelle de pluie (en mm);
 t : température annuelle (en °C).

Cette formule est d'un emploi aisé et ne se rapproche de l'évapotranspiration réelle que pour des bassins versants relativement étendus, sans échanges à la frontière et pour des durées d'observation assez longues pour que l'on puisse négliger les variations de réserves souterraines (Awad, 2011).

Formule de Thornthwaite, déjà ancienne (1944), est basée sur de nombreuses expériences effectuées sur des cases lysimétriques. L'évaporation potentielle est donnée par la formule :

$$ETP = C T^a$$

ETP : est l'évapotranspiration mensuelle en centimètres pour un mois fictif de 30 jours et une durée théorique d'ensoleillement de 12 heures sur 24 ; T : la température en °C pour le mois-considéré ; (C) et (a) sont des fonctions de l'indice thermique annuel, (a) est calculé à partir d'un indice thermique mensuel donné par la formule :

$$I = (T/5)^{1.514}$$

Si l'on appelle I l'indice annuel égale à la somme de 12 indices mensuels et en adaptant certaines simplifications, la valeur de (a) est donnée par l'expression :

$$a = (1.6/100)I + 0.5$$

Le terme C varie en sens inverse de I et en définitive l'équation peut s'écrire:

$$(ETP) = 1.6 (10. T/I)^a$$

En coordonnées logarithmiques, les courbes représentatives de cette dernière équation sont des droites correspondant à des lieux et des climats différents. L'expérience Montre que ces droites concourent vers le point de coordonnées ETP = 135mm et T = 28.5 c (Morell, 1999).

La comparaison des valeurs mensuelles de l'évapotranspiration potentielle (ETP) et des hauteurs des précipitations mensuelles (P) permet de calculer l'évapotranspiration réelle mensuelle (ETR).

Tableau 2

Fiabilité des formules d'évapotranspiration

Méthodes	Formule	Caractéristiques	Domaines d'emploi
Turc	$ETR = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}}$	Prend en compte le rayonnement solaire. Plus complexe à appliquer que la formule de Coutagne. Moyennement employée dans les situations nécessitant une prise en compte du rayonnement solaire, comme l'irrigation et la gestion des ressources en eau.	Utilisation modérée
Thornthwaite	$ETP = C T^a$	Prend en compte la température et la latitude Plus complexe à appliquer que la formule de Coutagne La complexité des calculs et la nécessité de données supplémentaires la rendent peu utilisée en pratique. Elle est plutôt réservée aux recherches approfondies.	Utilisation rare
Coutagne	$\lambda = \frac{D - p - \lambda \cdot p^2}{0.8 + 0.14 \cdot t}$	La plus simple, mais elle peut être la moins précise. Empirique, ne reflète pas les processus physiques complexes. Simple et facile à appliquer Assez courante dans les études préliminaires.	Fréquemment utilisée

Les méthodes développées ne peuvent donner qu'un ordre de grandeur approximatif de l'ETR puisqu'elles sont basées, pour la plupart, sur l'emploi de relations empiriques qui ne tiennent pas compte spécifiquement du contexte climatique et du type de végétation rencontrés sur le bassin étudié (Youssef , 2015).

c. Méthodes et formules concernant la détermination du débit

L'écoulement. Les méthodes et formules concernant la détermination du débit offrent un aperçu précieux de la dynamique hydrologique des cours d'eau, contribuant ainsi à une gestion plus efficace des ressources en eau et à une meilleure préparation aux événements hydrologiques extrêmes. Il constitue le troisième paramètre essentiel du bilan hydrologique.

Le débit mesuré est obtenu d'après les mesures limnimétriques effectuées par l'ONL (Office National du Litani) à l'embouchure du Nahr Al Bared. L'écoulement dans le bilan hydrologique d'un bassin versant est caractérisé par le coefficient d'écoulement total « C », défini par le rapport entre les quantités d'eau écoulées et celles précipitées : $C = E(t)/P$.

d. Méthodes de détermination de l'infiltration

L'infiltration représente le processus de passage de l'eau à travers les couches superficielles du sol lorsque celui-ci reçoit une averse ou est exposé à une submersion. L'eau d'infiltration remplit en premier lieu les interstices du sol en surface et pénètre par la suite dans le sol sous l'action de la gravité (Musy , 1998). L'infiltration est nécessaire pour renouveler le stock d'eau du sol, alimenter les eaux souterraines et reconstituer les réserves aquifères. Elle peut aussi réduire les débits de ruissellement (Youssef , 2015).

L'infiltration est déterminée d'après la soustraction des paramètres de sortie des paramètres d'entrée comme suit : $I = P - (Q + E + \Delta S)$.

La quantité d'eau stockée est définie aussi selon l'approche empirique d'Horton qui s'écrit :

$$i(t) = i_f + (i_0 - i_f) * e^{-\alpha t}$$

$i(t)$: capacité d'infiltration au cours du temps (cm/s) ; i_0 : capacité d'infiltration initiale (cm/s) ; i_f : capacité d'infiltration finale (cm/s) ;
 g : constante fonction de la nature du sol (min^{-1}).

L'utilisation de ce type d'équation, quoique répandue, reste limitée, car la détermination des paramètres, i_0 , i_f , et g présente certaines difficultés pratiques (Musy, 1998).

5. Résultats et discussion

L'examen complet se penche sur l'interaction complexe des précipitations, du ruissellement, de l'évapotranspiration et d'autres facteurs qui façonnent l'équilibre hydrologique du Nahr l Bared.

Éléments d'entrée. Les précipitations révèlent les principaux éléments d'entrée du bilan hydrologique. Pour l'étude du bilan, une estimation correcte de la lame d'eau sollicite l'adoption de l'une des méthodes d'extrapolation de la pluviométrie : Thiessen, Isohyètes et IDW.

Pluviométrie estimée selon la méthode du IDW. La carte de répartition spatiale des précipitations obtenue par la méthode d'Inverse Distance Weighting (IDW) met en évidence une structuration nette du champ pluviométrique à l'échelle du bassin versant d'El-Bared (Fig. 2). Cette approche, fondée sur le principe de décroissance de l'influence avec la distance, génère une surface continue dominée par les stations les plus proches, ce qui se traduit par des gradients concentriques autour des points d'observation. Les résultats montrent que les précipitations varient globalement entre moins de 737 mm et plus de 1550 mm, traduisant une forte hétérogénéité spatiale. Un noyau de fortes précipitations, atteignant 1283 à 1550 mm, se localise dans la partie centro-occidentale du bassin, principalement sous l'influence des stations de Es Sfireh et Sir Ed Danniye, ce qui suggère un effet orographique marqué. Autour de ce noyau, une zone de transition comprise entre 1072 et 1283 mm illustre l'atténuation progressive de l'influence des stations les plus arrosées.

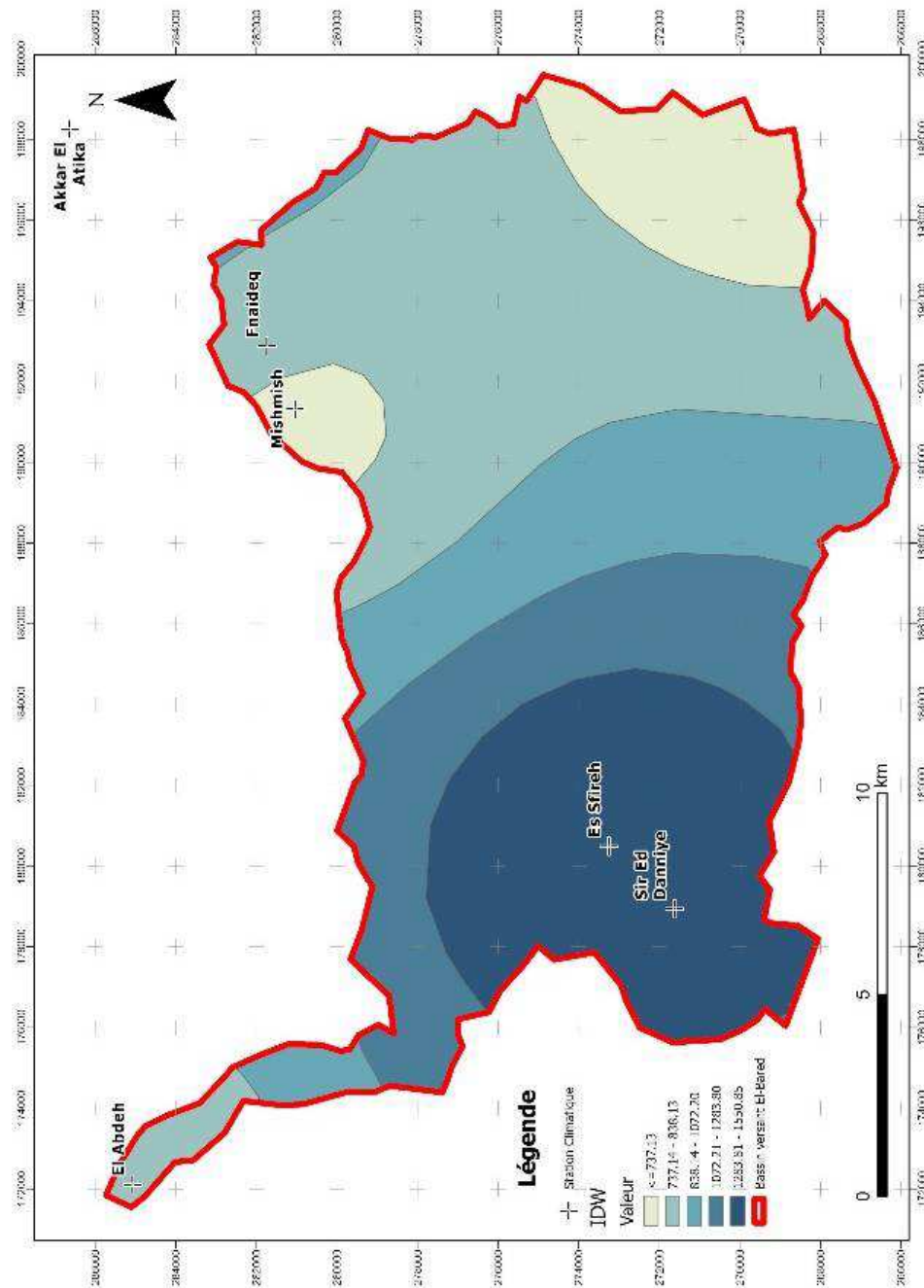


Figure 2, Pluviométrie estimée selon la méthode du IDW

À l'inverse, les marges orientales et nord-occidentales présentent des cumuls pluviométriques plus faibles, généralement compris entre 737 et 838 mm, voire localement inférieurs à 737 mm, en relation avec l'influence des stations de Mishmish, Fnaideq et El Abdeh. Cette distribution traduit un gradient pluviométrique global décroissant d'ouest en est, avec une diminution pouvant dépasser 700 mm entre les zones les plus humides et les plus sèches. Toutefois, cette structuration doit être interprétée avec prudence. La méthode IDW tend à produire des artefacts spatiaux qui reflètent davantage la position des stations que la variabilité réelle du phénomène climatique. De plus, l'absence de prise en compte explicite des facteurs topographiques limite la capacité du modèle à reproduire fidèlement les mécanismes contrôlant les précipitations. Ainsi, bien que l'IDW fournisse une approximation quantitative utile, son interprétation dans un cadre scientifique nécessite une validation croisée avec d'autres méthodes d'interpolation ou des approches intégrant des variables explicatives.

Pluviométrie estimée selon la méthode de Thiessen. La méthode du polygone de Thiessen est couramment utilisée, parce que son application s'adapte bien, et parce qu'elle donne en général de bons résultats. Elle convient notamment lorsque le réseau pluviométrique n'est pas spatialement homogène. Les différentes zones d'influence sont déterminées par le découpage géométrique du bassin du Nahr El-Bared. Dans chaque polygone, la hauteur de précipitations est celle relevée à la station située à l'intérieur de celui-ci. Les côtés des polygones représentent les limites de l'aire accordée à chaque station (Youssef , 2015). L'aire de chaque polygone (A_i) est déterminée à travers le logiciel ARCGIS Pro 3.5 (Fig. 3).

Tableau 3

Précipitations selon la méthode de Thiessen (2011-2020)

Station	Altitude en m	Superficie Km ²	% de la superficie	Ai km ²	Pi mm	P moy
El-Aabdé	40	9.15	3.2	9.15	706	22.80
Sir Ed Danniyé	915	23.5	8.28	23.5	1286	106.75
Es-Sfiré	1020	114.12	40.29	114.12	1550.64	624.76
Mishmish	1800	75.54	26.66	75.54	470	125.34
Fnaideq	1130	60.88	21.49	60.88	812	174.54
Totale		283.24	100	283.24		1054.19

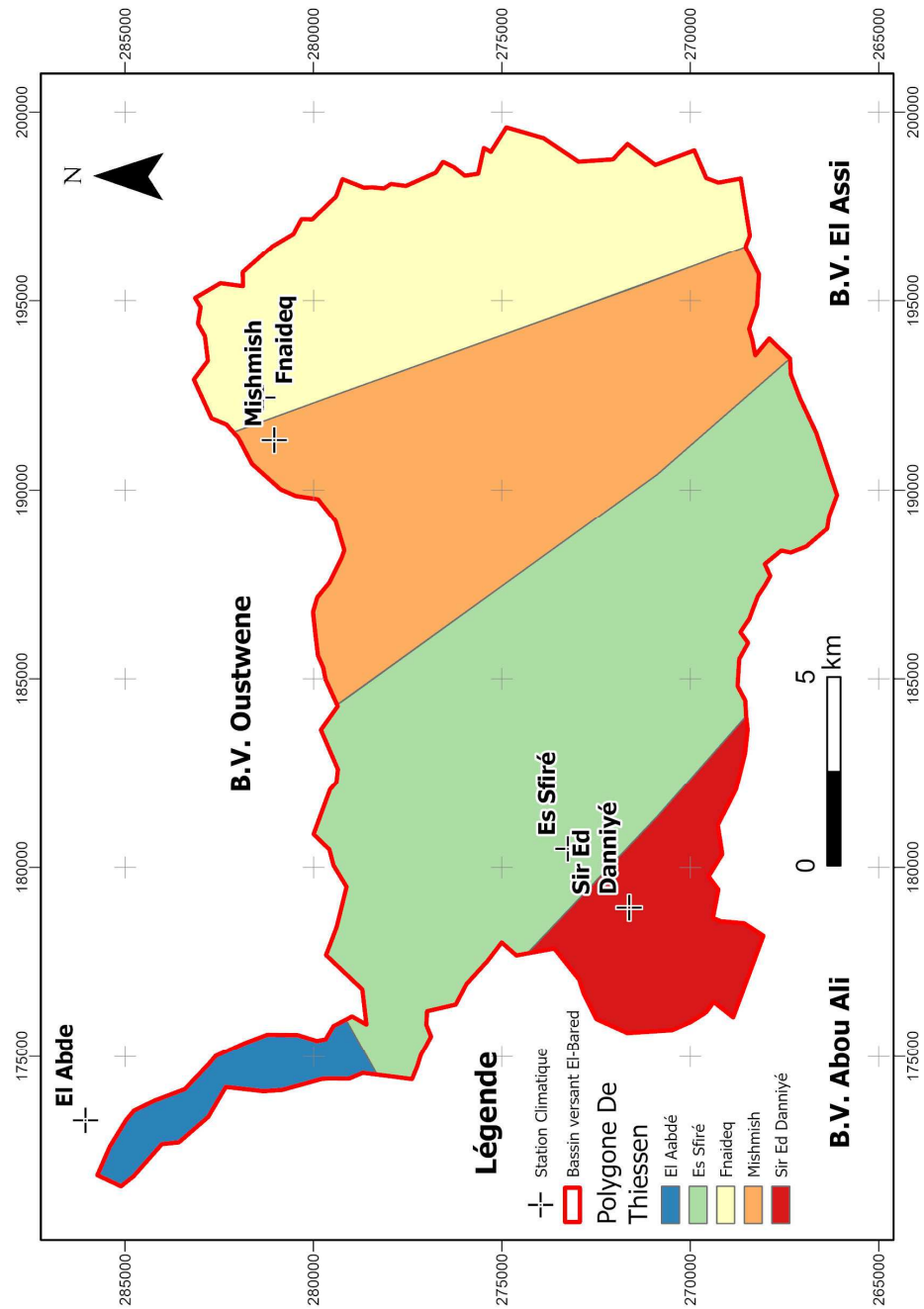


Figure 3. Stations pluviométriques adoptées selon la méthode de Thiessen

La pluviométrie établie selon la méthode de Thiessen s'écrit :

$$P_{\text{moy}} = \frac{\sum A_i \cdot P_i}{A}$$

P : Pluviométrie, *A* : Aire totale du bassin ($=\sum A_i$) ; *P_i* : Précipitation enregistrée à la station *i*; *A_i*: Superficie du polygone associée à la station *i*.

L'extrapolation selon Thiessen montre une pluviométrie annuelle moyenne de 1054.19 mm. En fait, la station d'Es Sfiré présente la plus haute quantité de pluies tombée (1550.64 mm) (Tab 3) parmi les autres stations du bassin. Selon la méthode de Thiessen, une seule station « Es-Sfiré » a une superficie très élevée si non exagérée, car elle seule occupe plus que 40.29 % (114.12 km²) de la superficie étudiée.

Pluviométrie selon la méthode des Isohyètes. Les isohyètes sont des lignes de même pluviosité. Cinq stations (Al-Aabdé, Halba Amioun, Sir Ed Danniyé, Fnaideq-Mishmish, Akkar Atika-Bchareé) ont été adoptées (Fig. 4).

Lorsque les courbes isohyètes sont tracées, la pluie moyenne peut être calculée de la manière suivante (Tab 4):

$$p_{\text{moy}} = \frac{\sum_{i=1}^K A_i \cdot P_i}{A} \quad \text{avec} \quad P_i = \frac{h_i + (h_{i+1})}{2}$$

P : précipitation sur le bassin ; *K* : nombre total d'Isohyète ; *A* : surface totale du bassin ; *P_i* : moy des hauteurs *h* de précipitations entre deux Isohyètes *i* et *i+1* ; *A_i*: surface entre deux Isohyètes *i* et *i+1*.

Tableau 4

Précipitations reçues selon la méthode d'isohyètes (2011-2020)

Station	Superficie Km ²	% par rapport à tout le bassin	Pi mm	P moy
Al-Aabdé	0.59	0.20	706	1.4
Halba Amioun	4.81	1.69	741	12
Sir Ed Danniyé	49.97	17.64	1286	227
Fnaideq- Es-Sfiré	122.25	43.16	1181	509
Akkar Atika- Bcherré	105.6	37.28	1248	465
Totale	283.24	100		1216

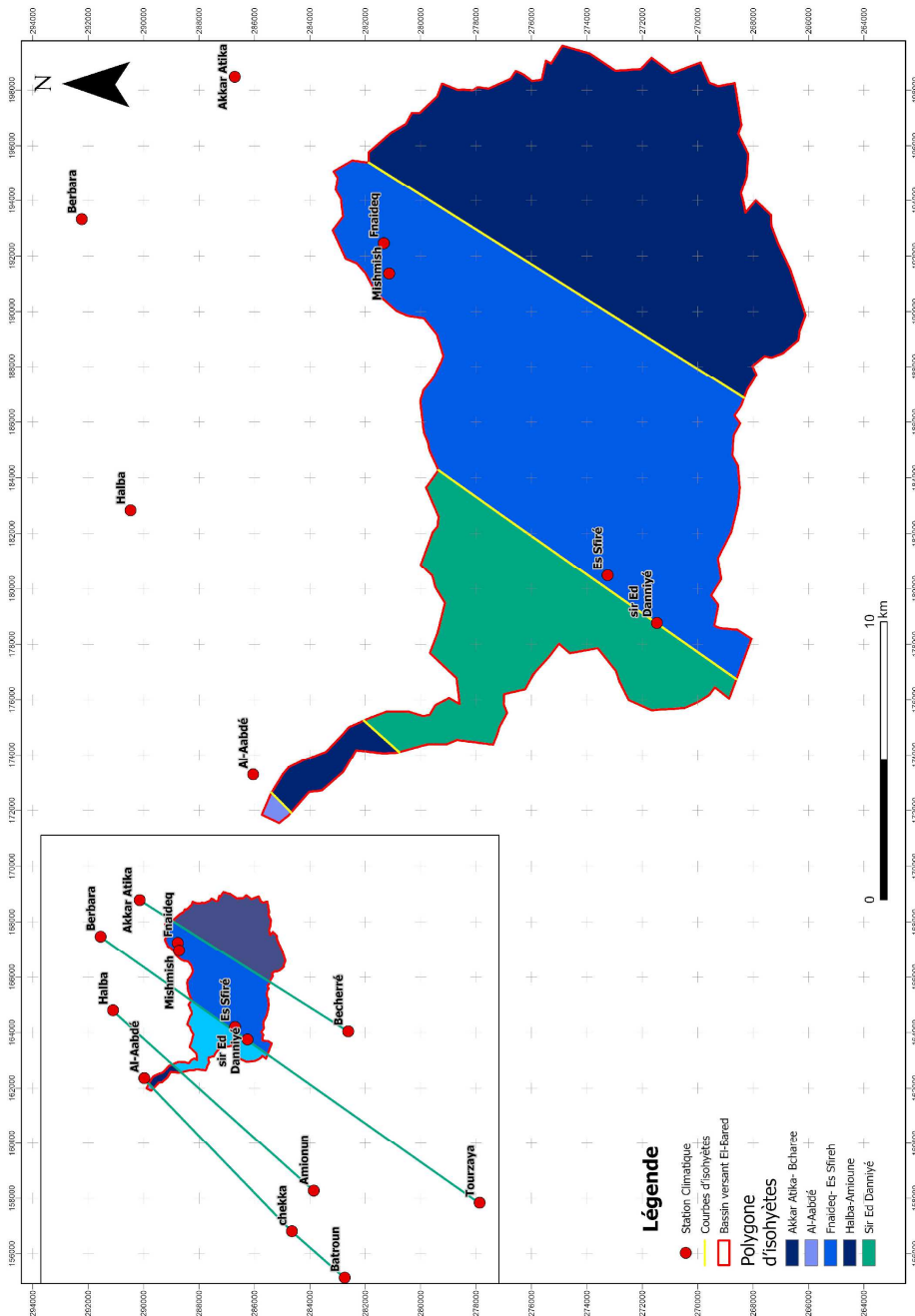


Figure 4. Stations pluviométriques adoptées dans la méthode d'isohyètes

L'extrapolation selon la méthode des Isohyètes, montre une pluviométrie annuelle moyenne de 1216 mm supérieur à celle obtenue selon Thiessen (1054 mm).

Pour se rassurer de la consistance des résultats, on a recours à l'analyse statistique One way Anova³ en utilisant le logiciel SPSS. Le Tableau 5 montre qu'il n'y a pas une différence significative entre les deux méthodes utilisées pour la mesure des précipitations. En outre, ces deux méthodes sont applicables pour le calcul des précipitations dans le bassin du Nahr Al Bared. Ainsi, on s'assure que la méthode des Isohyètes est représentative car elle prend en considération l'effet d'altitude. On note que cette méthode est largement utilisée dans les études d'interpolation des précipitations.

L'analyse de variance à un facteur (ANOVA) a été réalisée afin de comparer les moyennes des précipitations estimées par les méthodes des isohyètes, des polygones de Thiessen et de l'IDW. Les résultats montrent que la variance inter-groupes (SS = 45 722.00) est très faible par rapport à la variance intra-groupes (SS = 1 539 823.00), ce qui se traduit par une statistique F faible (F = 0.18). La valeur de significativité associée (p = 0.836) est largement supérieure au seuil de 0.05, indiquant l'absence de différence statistiquement significative entre les méthodes. Ces résultats suggèrent que les trois approches produisent des estimations globalement comparables dans le cadre de cette étude.

Tableau 5

Analyse statistique des résultats des méthodes : Isohyètes, Thiessen selon le logiciel SPSS⁴

ANOVA					
	Sum of Squares	df	Mean Square	F	Sig.
Between Groups	2566.724	1	2566.724	.045	.838
Within Groups	458178.964	8	57272.371		
Total	460745.688	9			

La comparaison des trois méthodes d'estimation des précipitations (IDW, Thiessen et isohyètes) met en évidence des différences dans la représentation

³ Analyse de variance (ANOVA) à un facteur.

⁴ Between groups: Inter-groupes; Within groups: Intra-groupes; Sum of Squares: somme des carrés; df (degree of freedom): degré de liberté; Mean Square: moyenne des carrés; F: Test du F (de Fisher-Snedecor); Sig.: Signification.

spatiale du champ pluviométrique, malgré des résultats globalement cohérents (Fig. 5, Tab 6).

Tableau 6

Analyses statistiques des résultats des méthodes: Isohyètes, Thiessen et IDW effectuées à travers le logiciel SPSS⁵

ANOVA					
	Sum of Squares	df	Mean Square	F	Sig.
Between Groups	45 722.00	2	22 861.00	0.18	.886
Within Groups	1 539 823.00	12	128 318.58		
Total	1 585 545.00	14			

La méthode IDW produit une surface continue marquée par l'influence locale des stations et des gradients spatiaux prononcés, tandis que la méthode de Thiessen propose une répartition discrète basée sur des zones d'influence géométriques, sans transition progressive. En revanche, l'approche des isohyètes offre une représentation plus réaliste en intégrant implicitement les variations topographiques, ce qui explique des valeurs moyennes légèrement plus élevées. Toutefois, l'analyse statistique (ANOVA) confirme que ces écarts restent non significatifs ($p > 0.05$), indiquant que les trois méthodes fournissent des estimations comparables à l'échelle du bassin, bien que leurs logiques de modélisation diffèrent.

Éléments de sortie. Pour évaluer le bilan hydrologique, l'estimation délicate ou la mesure directe des divers paramètres de sortie (évapotranspiration réelle (ETR), ruissellement et infiltration) est indispensable. La détermination de ces paramètres reste toutefois empirique sauf pour le ruissellement. Notre travail consiste à traiter différentes formules et méthodes élaborées par les chercheurs.

Évapotranspiration réelle. Elle est généralement le terme le plus contraignant sur un bassin lors de l'établissement du bilan hydrique. Contrairement

⁵ Between groups: Inter-groupe ; Within groups: Intra-groupes; Sum of Square: somme des carrés; df (degree of freedom): degré de liberté; Mean Square: moyenne des carrés; F: Test du F (de Fisher-Snedecor); Sig.: Signification.

aux pluies ou aux écoulements qui peuvent faire l'objet d'une approche quantitative satisfaisante bien que précise, il est actuellement très difficile de mesurer directement le flux de vapeur d'eau dans l'atmosphère.

On note l'absence des données relatives à plusieurs facteurs, pour cela, on s'appuie dans ce travail sur des formules qui utilisent les paramètres disponibles aux stations étudiées.

La pluviométrie et la température sont utilisées pour estimer le pouvoir évaporant de l'atmosphère. Notre recherche consiste à analyser les résultats obtenus avec les trois formules : Turc, Thornthwaite et Coutagne.

A – Formule de Turc

La formule de Turc permet d'évaluer directement l'ETR annuelle moyenne d'un bassin à partir de la hauteur annuelle de pluie et de la température moyenne annuelle:

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}}$$

Avec $L = 300 + 25t + 0.05t^3$; P : hauteur annuelle de pluie (en mm);
 t : température annuelle (en °C).

Tout en s'appuyant sur la méthode des Isohyètes pour les précipitations, la formule de turc pour l'estimation de l'ETR montre les résultats suivants.

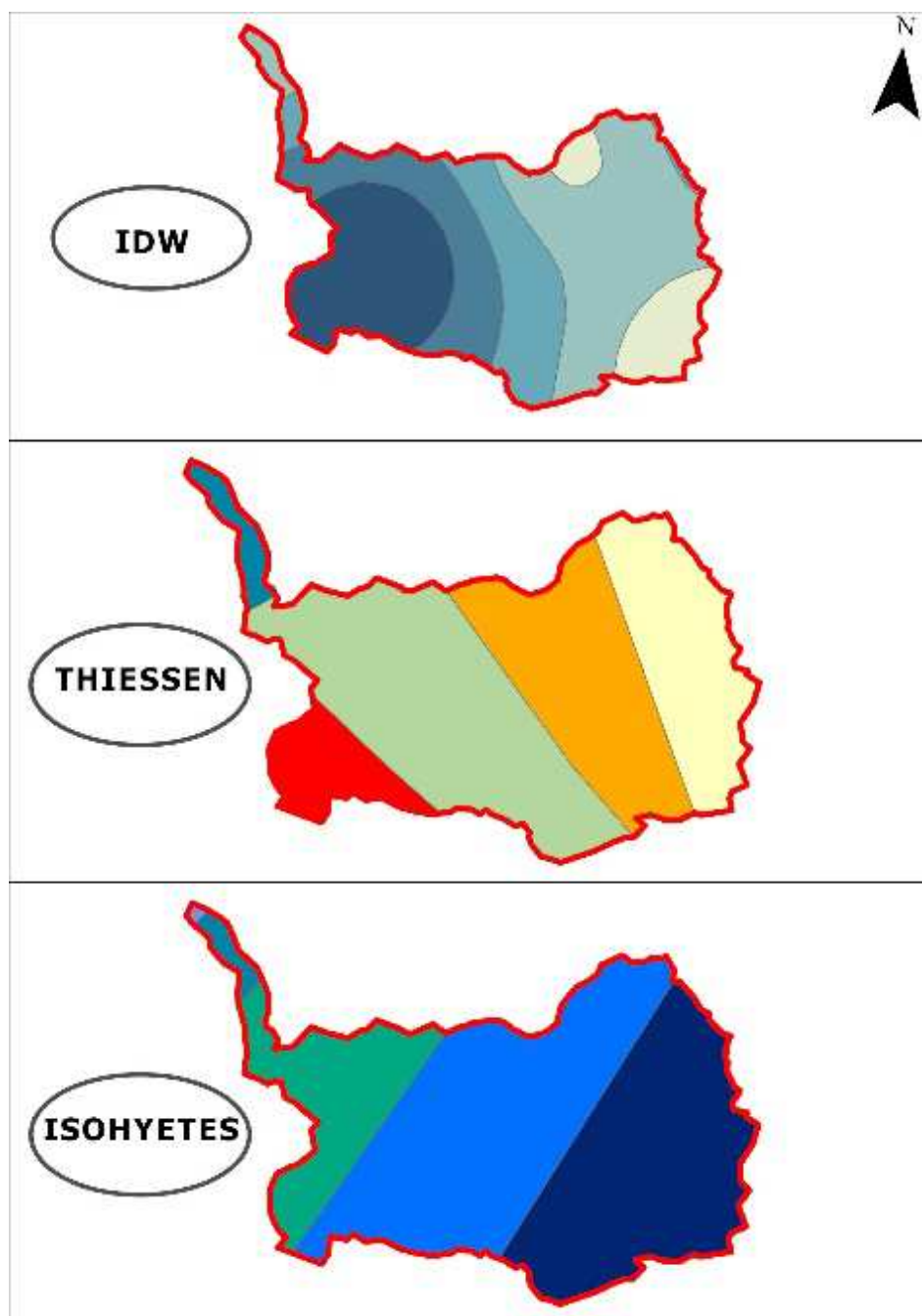


Figure 5. Résultats des méthodes: Isohyètes, Thiessen et IDW

Tableau 7

**Proportion de l'ETR (formule de Turc) dans les stations météorologiques adoptées
dans le bassin versant du Nahr El-Bared durant 9 années (2011-2020)**

Années	Abdeh (0-40 m)			Sir Ed-Dannieh (40-915 m)			Es-Sfieh (915-1020 m)			Mishmish (1020-1800m)		
	Pluvi. mm	ETR mm	%ETR	Pluvi. mm	ETR mm	%ETR	Pluvi. mm	ETR mm	%ETR	Pluvi. mm	ETR mm	%ETR
2011-2012	1161	822.71	70.86	428.6	289	67.42	1914.2	756.68	39.52	1007.2	553.22	54.92
2012-2013	858.6	607.40	70.74	1279.8	571.25	44.63	1642.2	777.22	47.32	996.2	627.56	62.99
2013-2014	358.2	352.06	98.28	316	308.20	97.53	361.6	334.10	92.39	348.6	303.59	87.08
2014-2015	702.4	580.64	82.66	1216.8	664.50	54.61	600	356.3	59.3	1081.4	515.80	47.69
2015-2016	802.40	695.04	86.62	927	651.89	70.32	313.38	309.59	98.48	626.8	440.56	70.29
2016-2017	577.00	554.77	96.15	682.40	550.14	80.62	396.00	374.14	94.48	629.80	475.94	75.57
2017-2018	557.10	532.34	95.56	728.71	632.60	86.81	778.13	609.61	78.34	974.20	628.29	64.49
2018-2019	954.20	766.32	80.31	1761.60	906.79	51.46	1595.80	777.91	48.75	1086.40	630.51	58.04
2019-2020	1019.60	798.07	78.27	1213.00	988.39	81.48	882.60	643.48	72.91	652.00	514.61	78.93
Somme	6990.50	5709.37	/	8553.91	5562.75	/	8483.91	4939.03	/	7402.6	4690.08	/
Moyenne	776.72	634.37	84.39	950.43	618.08	70.54	942.65	548.78	70.16	822.51	521.12	66.66

L'analyse des données présentées dans le Tableau 7, portant sur la proportion de l'ETR estimée selon la formule de Turc dans le bassin versant du Nahr El-Bared entre 2011 et 2020, met en évidence une variabilité spatiale marquée en fonction de l'altitude. Les résultats montrent que les zones de basse altitude (0–40 m) enregistrent le taux moyen d'ETR le plus élevé, atteignant 84.39 % des précipitations reçues, contre seulement 66.66 % dans les zones de haute altitude (1020–1800 m). Cette tendance reflète l'influence directe de l'altitude sur le processus d'évapotranspiration, celle-ci étant favorisée en basse altitude par des températures plus élevées et une exposition plus importante aux rayonnements solaires. Parallèlement, les précipitations moyennes annuelles apparaissent plus importantes dans les zones de moyenne altitude (40–915 m), atteignant 950.43 mm, contre 776.72 mm dans la zone côtière (0–40 m) et 822.51 mm dans la zone de haute altitude. Malgré cette pluviométrie favorable à l'étage médian, le taux d'ETR y reste inférieur à celui des basses altitudes, ce qui indique une plus grande disponibilité potentielle en eau pour le ruissellement et la recharge hydrogéologique dans les zones en altitude. En définitive, ces résultats soulignent l'importance de l'altitude comme facteur déterminant dans la répartition de l'ETR et des ressources hydriques au sein du bassin, et mettent en évidence la nécessité d'une gestion différenciée et adaptée des ressources en eau selon les étages altitudinaux.

Tableau 8

Résultats du bilan hydrologique pour 9 années (2011-2020) selon la formule Turc

Années	Pluviométrie	ETR		Débits (data sources : ONL)		Stockage [pluviométrie – (ETR + Débits)]	
	mm	mm	%	mm	%	mm	%
2011-2012	1127.75	605.40	53.68	590	52.31	-67.65	-5.99
2012-2013	1194.2	645.85	54.08	610	51.08	-61.65	-5.16
2013-2014	346.1	324.48	93.75	301	86.96	-279.3	-80.72
2014-2015	900.15	529.31	58.80	516	57.32	-145.16	-16.12
2015-2016	667.39	524.27	78.55	322	48.24	178.88	-26.80
2016-2017	571.3	488.74	85.54	278.80	48.80	-196.24	-34.34
2017-2018	759.53	600.71	79.08	213.14	28.06	-54.32	-7.15
2018-2019	1349.5	770.38	57.08	202.31	14.99	376.81	27.92
2019-2020	941.8	736.13	78.16	85.58	9.09	120.09	12.75
Somme	6729.98	5225.3	/	3118.83	/	-486.38	/
Moyenne	841.24	580.58	63.53	346.53	44.09		

Le tableau 8 présente les résultats du bilan hydrologique annuel du bassin versant du Nahr El-Bared sur la période 2011–2020, en intégrant les valeurs de la pluviométrie, de l'ETR, du débit de surface, et du stockage estimé. L'analyse met en évidence une variabilité interannuelle significative des composantes hydrologiques (Fig. 6), influencée à la fois par les conditions climatiques et par les caractéristiques physiques du bassin.

En moyenne, la pluviométrie annuelle s'élève à 841.24 mm, dont 580.58 mm (soit 63.53 %) sont restitués à l'atmosphère sous forme d'ETR, et 346.53 mm (soit 44.09 %) représentent le débit de surface. Le stockage net, estimé comme la différence résiduelle entre les précipitations et la somme de l'ETR et du débit, affiche une moyenne globale négative (-486.38 mm cumulés) sur les neuf années étudiées. Cela traduit un déséquilibre apparent du bilan hydrique, suggérant que la demande (ETR + débit) dépasse régulièrement l'apport pluviométrique annuel disponible.

Le stockage est négatif pour la majorité des années, allant de -5.16 % (en 2012-2013) à un minimum préoccupant de -80.72 % (en 2013-2014). Ce déficit chronique indique un prélèvement excessif des ressources, ou une estimation surélevée de l'ETR, ou encore un apport en eau superficielle non pris en compte dans le modèle. Toutefois, trois années seulement (2015-2016, 2018-2019, 2019-2020) montrent un stockage positif, atteignant respectivement +178.88 mm, +376.81 mm, et +120.09 mm, soit jusqu'à 27.92 % des précipitations annuelles. Ces années correspondent à des épisodes pluvieux plus intenses (jusqu'à 1349.5 mm en 2018-2019), permettant une recharge effective des nappes phréatiques. Ce constat souligne le rôle crucial des années humides dans le renouvellement des ressources en eau souterraine, en particulier dans un contexte de forte exploitation des eaux par forages.

Par ailleurs, certains écarts dans les résultats du stockage peuvent être attribués à plusieurs hypothèses :

- Le manque de données pluviométriques fiables, notamment dans les zones de haute altitude, pourrait sous-estimer les apports effectifs en eau dans les secteurs les plus contributeurs à la recharge.
- L'arrivée d'eaux souterraines exogènes, issues de bassins versants adjacents, pourrait expliquer des débits élevés observés, indépendamment des apports locaux en précipitations.

- Une surestimation de l'ETR par la formule de Turc, surtout en conditions de faible humidité ou en présence de microclimats spécifiques au bassin, pourrait fausser le bilan en réduisant artificiellement le volume d'eau disponible pour le ruissellement ou l'infiltration.

B – Formule de Thornthwaite

Cette formule empirique est fondée sur le calcul d'un « indice thermique annuel » (I) qui est en fonction de la température mensuelle moyenne. Le tableau 9 illustre les résultats de l'application de cette formule. La station de Al-Abdeh présente l'évapotranspiration potentielle (ETP) la plus élevée (1472.15 mm) alors que la plus faible valeur revient à la station de Sir Ed Danniyé (1411.99 mm). Les mois de juillet, août et septembre connaissent la plus grande ETP dans toutes les stations contrairement aux mois pluvieux qui montrent un ETP relativement plus faible.

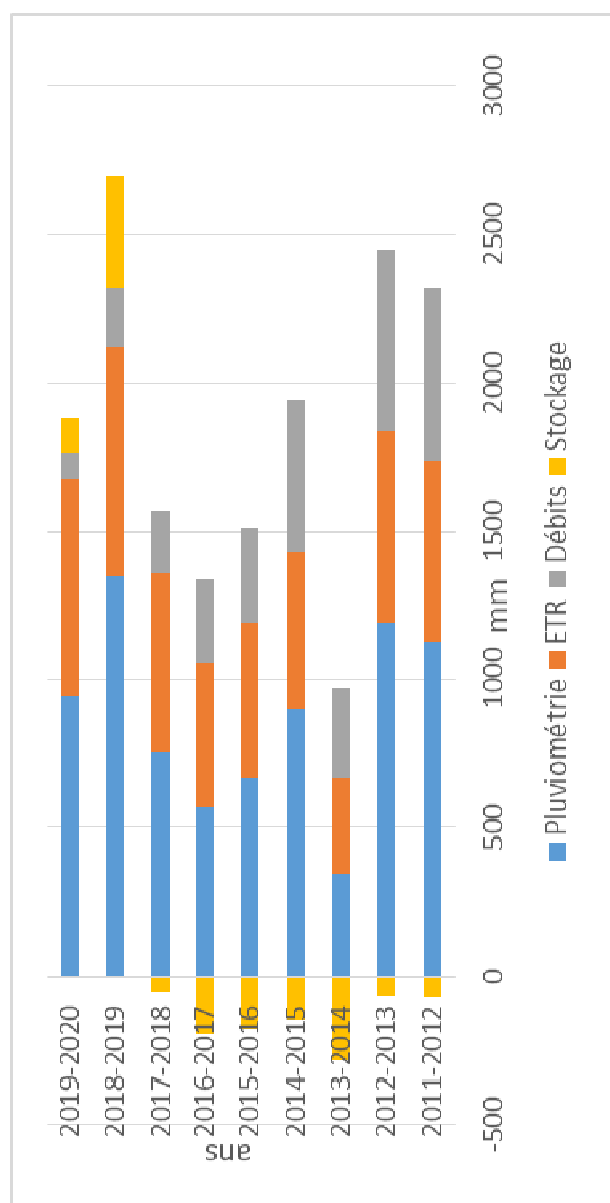


Figure 6. Composantes du bilan hydrologique durant 5 années formule de Turc (2011-2020)

Tableau 9

Évapotranspiration potentielle mensuelle dans les 4 stations selon la formule de Thornthwaite

ETP Thornthwaite	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août
Al-Aabdé	138.84	119.88	96.31	94.59	96.83	94.50	114.86	122.56	134.64	140.49	156.00	162.65
Sir Ed Danniyyé	117.41	109.24	96.03	96.37	99.65	95.95	114.64	121.26	137.34	141.00	145.27	137.84
Es Sfiré	118.68	108.69	96.20	101.90	102.85	96.60	115.10	121.55	136.61	148.75	144.38	134.87
Fnaideq	114.80	108.28	98.86	107.44	107.40	105.11	117.42	121.32	136.17	139.06	144.86	135.73

À partir des valeurs mensuelles d'ETP, on estime l'évapotranspiration réelle selon la formule de Thornthwaite tout en fixant la valeur de rétention maximale du sol à 60 mm. Pour estimer la réserve utile en mm, on a utilisé les formules suivantes :

$$W330 = 257.6 - (2 * Sa) + (3.6 * Ar) + (229 * MO) ;$$

$$W1500 = 26 + (5 * Ar) + (15.8 * MO) ;$$

*Avec W330 teneur en eau à -330 hpa en mm/m, W1500 teneur en eau à -1500 hpa en mm/m et Ar : teneur en argile en %, Sa : teneur en sable en %, Mo : teneur en matière organique en %, la réserve utile en mm est calculée pour chaque horizon par la fonction suivante : $RU = (W330 - W1500) * h$; h : épaisseur de l'horizon en m) à l'échelle du bassin.*

La comparaison des valeurs de l'ETP permet de calculer l'ETR ; plusieurs cas peuvent se présenter :

- $ETP < P$ ceci implique que $ETR = ETP$;
- La quantité d'eau correspondant à $P - ETP$, est emmagasinée dans le sol jusqu'à saturation de celui-ci. La partie de l'excédent dépassant éventuellement la réserve cumulée maximale en eau du sol, constitue le (surplus) disponible pour le ruissellement et l'infiltration. Quand $ETP = P$ ceci implique que $ETR = ETP = P$. Les réserves en eau de sol restent les mêmes que celles du mois précédent.
- $ETP > P$: $ETR = P$ + toute ou partie de la réserve en eau du sol jusqu'à épuisement de celle-ci ;
- Lorsque les réserves en eau du sol sont épuisées et que $ETP > ETR$, $ETP - ETR =$ déficience ;
- La valeur de l'ETR annuelle est la somme des 12 valeurs d'ETR mensuelles (BRGM, 1970).

L'application de la formule de Thornthwaite au bilan hydrologique du bassin versant du Nahr El-Bared pour la période 2011–2020 révèle des dynamiques contrastées entre les composantes du cycle de l'eau (Fig. 7, Tab 10). En moyenne, ETR représente 589.43 mm/an, soit 65.29 % de la

lambe d'eau précipitée. Cette valeur est légèrement supérieure à celle obtenue par la méthode de Turc, ce qui s'explique par la sensibilité de la formule de Thornthwaite aux variations de température, paramètre essentiel dans le calcul de l'ETR dans cette approche. Malgré cela, les pourcentages d'ETR restent relativement élevés, atteignant un maximum préoccupant de 94.31 % en 2013–2014, indiquant une forte perte hydrique par évapotranspiration cette année-là, au détriment du stockage et du ruissellement. La comparaison interannuelle montre que l'année 2013-2014, marquée par une pluviométrie très faible (346.1 mm), présente non seulement un taux d'ETR très élevé, mais également un stockage négatif (-56.72 mm), soulignant une situation de déficit hydrique sévère. En revanche, les années 2015-2016, 2018-2019, et 2019-2020 enregistrent des valeurs de stockage exceptionnellement positives (respectivement 1053.82 mm, 1022.24 mm et 713.56 mm), traduisant une recharge effective et abondante des aquifères grâce à des précipitations supérieures à la moyenne. Le stockage annuel moyen, estimé à 465.68 mm, équivaut à un volume de 131.08 Mm³, traduisant une capacité significative de recharge de l'aquifère du bassin. Cette situation suggère une opportunité importante pour une gestion durable des ressources en eau souterraine, notamment en contexte de pression croissante sur les forages. Il convient néanmoins de signaler une anomalie observée à la station d'Abdeh, où les valeurs d'ETR apparaissent systématiquement surestimées pour tous les mois et toutes les années, ce qui pourrait fausser localement les estimations globales. Ce biais pourrait résulter de particularités microclimatiques, d'une mauvaise calibration des données climatiques, ou d'une surévaluation de la température moyenne mensuelle utilisée dans la formule de Thornthwaite.

Tableau 10

Résultats du bilan hydrologique durant 9 années (2011-2020) selon la formule Thornthwaite

Années	Pluviométrie mm	ETR		Débits (data sources : ONL)		Déficiência (mm)	Stockage [pluviométrie – (ETR + Débits)]		
		mm	% de l'ETR	mm	% du débit		mm	% du stockage	Mm3
2011-2012	1127.75	685.94	60.82	590	52.31	-586.31	438.12	38.85	124.09
2012-2013	1194.2	714.40	59.82	610	51.08	-538.46	408.26	34.19	115.63
2013-2014	346.1	326.44	94.31	301	86.96	-224.61	-56.72	-16.39	-16.06
2014-2015	900.15	497.87	55.30	516	67.77	-368.73	116.16	15.26	32.90
2015-2016	1504.2	971.69	64.59	322	21.40	-546.31	1053.82	70.06	298.48
2016-2017	571.7	467.50	81.77	278.8	48.77	-340.82	166.28	29.09	47.26
2017-2018	759.53	568.44	74.85	213.14	33.30	-443.46	301.85	47.17	85.79
2018-2019	1349.5	551.39	40.85	202.31	14.99	-426.44	1022.24	75.75	289.53
2019-2020	941.8	521.20	55.34	85.57	9.09	-378.54	713.56	75.77	202.10
Somme	8694.93	5304.88	/	3118.83	/	-4306.67	3011.90	/	1179.72
Moyenne	966.1	589.43	65.29	346.53	55.910	-430.66	465.68	28.39	131.08

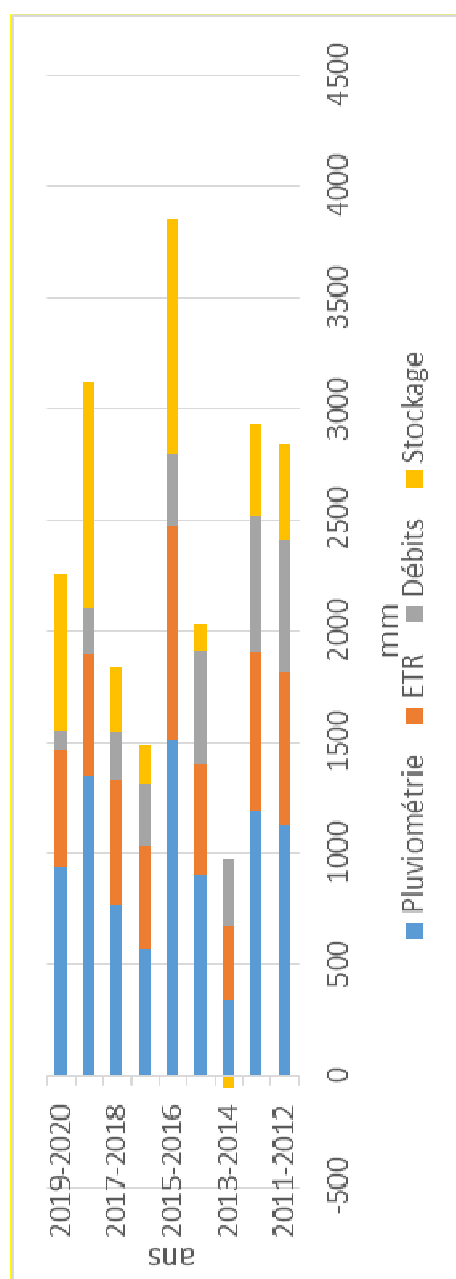


Figure 7. Illustration des éléments du bilan hydrologique durant 9 années (formule de Thornthwaite) (2011-2020)

C – Formule de Coutagne

Coutagne a proposé une autre méthode de calcul du déficit hydrique à l'échelle annuelle à travers la relation suivante :

$$D = p - \lambda \cdot p^2$$

$$\lambda = \frac{1}{0.8 + 0.14 \cdot T}$$

D : déficit d'écoulement ; P : pluie moyenne annuelle en m ; T : température moyenne annuelle.

Notons que la relation ($D = p - \lambda \cdot p^2$) s'applique uniquement si la relation λ est satisfaite : P appartient à $[1/8. \lambda, 1/2. \lambda]$.

Dans le cas où ($P < 1/8. \lambda$): le déficit d'écoulement est égal aux précipitations moyennes annuelles et le terme d'écoulement Q est nul.

A l'inverse, si ($P > 1/2. \lambda$) : il y a quasi- indépendance entre la précipitation et le déficit d'écoulement s'exprime alors comme suit:

$$D = 1/4. \lambda = 0.8 + 0.14.T / 4 = 0.20 T + 0.035 T$$

La région de 0 à 40 mètres montre, pour toutes les années, une évapotranspiration réelle (ETR) élevée en comparaison avec les autres régions pendant la même période (Tab 11). L'augmentation de ces valeurs est due au fait que la région de 0 à 40 mètres est une zone côtière, souvent caractérisée par des températures plus élevées. Ces températures élevées favorisent une évaporation plus rapide de l'eau du sol et une transpiration plus importante des plantes.

Dans les régions côtières, la disponibilité en eau du sol peut être plus faible en raison des précipitations moins fréquentes, favorisant un sol moins humide qui contribue à l'assèchement plus rapide du sol.

En revanche, dans les zones montagneuses, la topographie fait augmenter les précipitations tend vers diminuer la température, ce qui réduit le taux d'évapotranspiration par rapport aux régions côtières moins arrosées et plus chaudes (Tab 12).

Tableau 11

Résultats de la condition d'application de la formule Coutagne durant 9 années (2011-2020)

		2011- 2012	2012- 2013	2013- 2014	2014- 2015	2015- 2016	2016- 2017	2017- 2018	2018- 2019	2019- 2020
Abdeh (0-40 m)	$\lambda 1/8$	0.02	0.02	0.024	0.023	0.024	0.03	0.03	0.03	0.03
	P	1.16	0.85	0.3	0.7	0.8	0.40	0.25	0.24	0.24
	$\lambda 1/2$	0.09	0.09	0.09	0.09	0.096	0.13	0.12	0.12	0.12
Sir Ed-Dannieh (40-915 m)	$\lambda 1/8$	0.07	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04
	P	0.4	1.27	0.31	1.21	0.92	0.68	0.63	1.21	1.76
	$\lambda 1/2$	0.29	0.18	0.15	0.15	0.14	0.15	0.14	0.14	0.14
Es-Sfieh (915-1020 m)	$\lambda 1/8$	0.03	0.03	0.04	0.06	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04
	P	1.914	1.64	0.36	0.04	3.76	0.40	0.40	1.60	0.88
	$\lambda 1/2$	0.15	0.14	0.16	0.24	0.14	0.14	0.14	0.15	0.14
Mishmish (1020-1800m)	$\lambda 1/8$	0.04	0.03	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
	P	1	0.99	0.34	1.8	0.6	0.63	0.97	1.09	0.65
	$\lambda 1/2$	0.17	0.15	0.2	0.19	0.19	0.17	0.15	0.16	0.16

Tableau 12

**Évapotranspiration réelle en mm dans les quatre stations
selon la formule de Coutagne durant 9 années (2011-2020)**

Années	ETR mm				Moyenne générale
	0-40 m	40-915 m	915-1020 m	1200-1800 m	
2011-2012	1185.95	304.53	708.31	590.34	
2012-2013	1148.15	576.01	740.28	687.115	
2013-2014	1170.2	706.01	625.77	493.27	
2014-2015	1197.15	683.32	388.67	530.72	
2015-2016	1186.65	743.31	750.46	542.21	
2016-2017	879.74	731.11	760.16	617.40	
2017-2018	926.97	796.46	763.53	694.87	
2018-2019	894.60	749.97	744.78	669.32	
2019-2020	898.80	751.41	752.46	683.19	
Moyenne	1054.24	671.35	692.71	612.04	757.58

Comparaison entre les trois méthodes du calcul de l'ETR. Les estimations de l'évapotranspiration réelle (ETR) obtenues à partir des formules de Turc (580,58 mm), de Thornthwaite (589,43 mm) et de Coutagne (757,58 mm) ont été comparées à l'aide d'une analyse de variance (ANOVA) suivie d'un test de Tukey HSD, réalisée sous SPSS (fig. 8, Tab. 13). Les résultats mettent en évidence une différence statistiquement significative entre les méthodes ($p = 0,015 < 0,05$). Plus précisément, le test de Tukey HSD révèle que les méthodes de Turc et de Thornthwaite appartiennent à un même sous-ensemble homogène, indiquant l'absence de différence significative entre leurs estimations, tandis que la méthode de Coutagne forme un groupe distinct avec des valeurs significativement plus élevées.

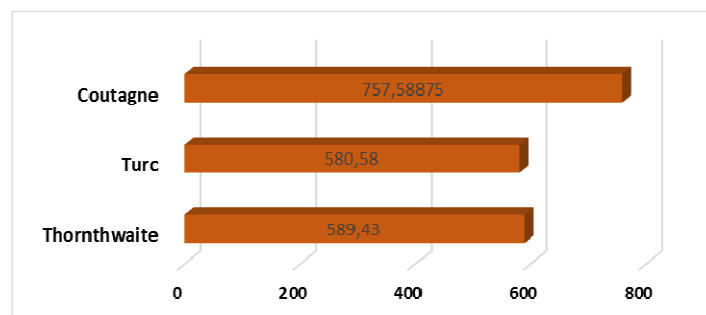


Figure 8. Comparaison des résultats de l'ETR selon les méthodes de Turc, Thornthwaite et Coutagne (2011-2020)

Dans ce contexte, le choix de la formule de Turc pour l'estimation finale de l'ETR repose sur une double justification, à la fois statistique et hydrogéologique. D'une part, sa cohérence avec les résultats de Thornthwaite renforce sa robustesse. D'autre part, les caractéristiques du bassin versant du Nahr El-Bared, dominé par des formations karstiques à forte perméabilité, favorisent une infiltration rapide des précipitations vers les aquifères. Ainsi, une méthode estimant une ETR relativement modérée, telle que celle de Turc, apparaît plus représentative du fonctionnement hydrologique du bassin, en permettant de préserver une part plus importante des précipitations pour la recharge souterraine. Cette interprétation est confortée par la permanence relative des sources, y compris en période sèche, témoignant d'une alimentation continue des nappes. Par conséquent, la méthode de Turc constitue un compromis pertinent entre cohérence statistique et réalisme hydrologique dans le contexte étudié.

Tableau 13

Comparaison entre les résultats des trois méthodes Turc, Thornthwaite et Coutagne selon le logiciel SPSS

ETR			
	Methodes	N	Subset for alpha = 0.05
			1
Tukey HSD ^a	Turc	9	580.58
	Thornthwait	9	589.43
	Coutagne	9	757.58
	Sig.		.015
Means for groups in homogeneous subsets are displayed ⁶ .			
a. Uses Harmonic Mean Sample Size ⁷ = 9.000.			

Ruissellement superficiel. Le débit offert par L'ONL (office national du Litani) (346.53 mm).

Infiltration. La méthode du bilan hydrologique est la méthode la plus utilisée pour la détermination de la lame d'eau infiltrée. L'infiltration est évaluée à partir de l'équation (Tab 14) :

$$I = P - (ETR + R) + \Delta S$$

⁶ Les moyennes pour les groupes dans les sous-ensembles homogènes sont affichées.

⁷ Utilise la taille d'échantillon moyenne harmonique

I : lame d'eau infiltrée en mm ; *P* : Pluviométrie en mm ;
ETR : évapotranspiration réelle en mm ; *R* : lame d'eau ruisselée en mm ;
 ▲ *S* : variation du stockage d'eau.

Tableau 14
 Paramètres du bilan hydrologique

P	1216.25
ETR	580.58
R (ONL)	346.53
S	10
I = 279.14	

La forte karstification des formations carbonatées du bassin versant favorise une perméabilité élevée, conditionnant ainsi une infiltration significative des eaux en période pluvieuse. Cette infiltration s'effectue selon des modalités contrastées : elle est diffuse et lente à travers le réseau de microfissures, mais peut devenir rapide et concentrée le long des discontinuités majeures telles que les fractures, failles et conduits karstiques. Les unités perméables couvrent environ 68,01 % de la superficie totale du bassin, ce qui traduit une aptitude élevée à l'infiltration, comme l'illustre la carte de perméabilité (fig. 9).

Sur le plan litho-stratigraphique, le bassin est dominé par des formations calcaires d'âge Jurassique et Crétacé, séparées par des niveaux relativement imperméables (Akkari, 2024). Cette configuration structurale contrôle fortement la circulation des eaux souterraines, notamment en termes de direction d'écoulement, de répartition spatiale et de capacité de stockage. Les aquifères karstiques associés, en particulier ceux du Jurassique moyen (J4) et du Crétacé cénomanien-turonien (C4-5), présentent une perméabilité élevée liée à leur fracturation et à leur degré de karstification, favorisant des coefficients d'infiltration importants.

L'aquifère jurassique moyen (J4), caractérisé par une épaisseur avoisinant 1000 m et un affleurement étendu, possède une capacité de recharge et de stockage notable, avec un écoulement souterrain préférentiellement orienté vers le sud-ouest et le nord-ouest (Awad et Akkari, 2023). De même, l'aquifère cénomanien-turonien (C4-5), largement développé à l'échelle du Mont-Liban et subdivisé en plusieurs sous-unités, se distingue par une forte perméabilité induite par une fracturation intense et une karstification avancée.

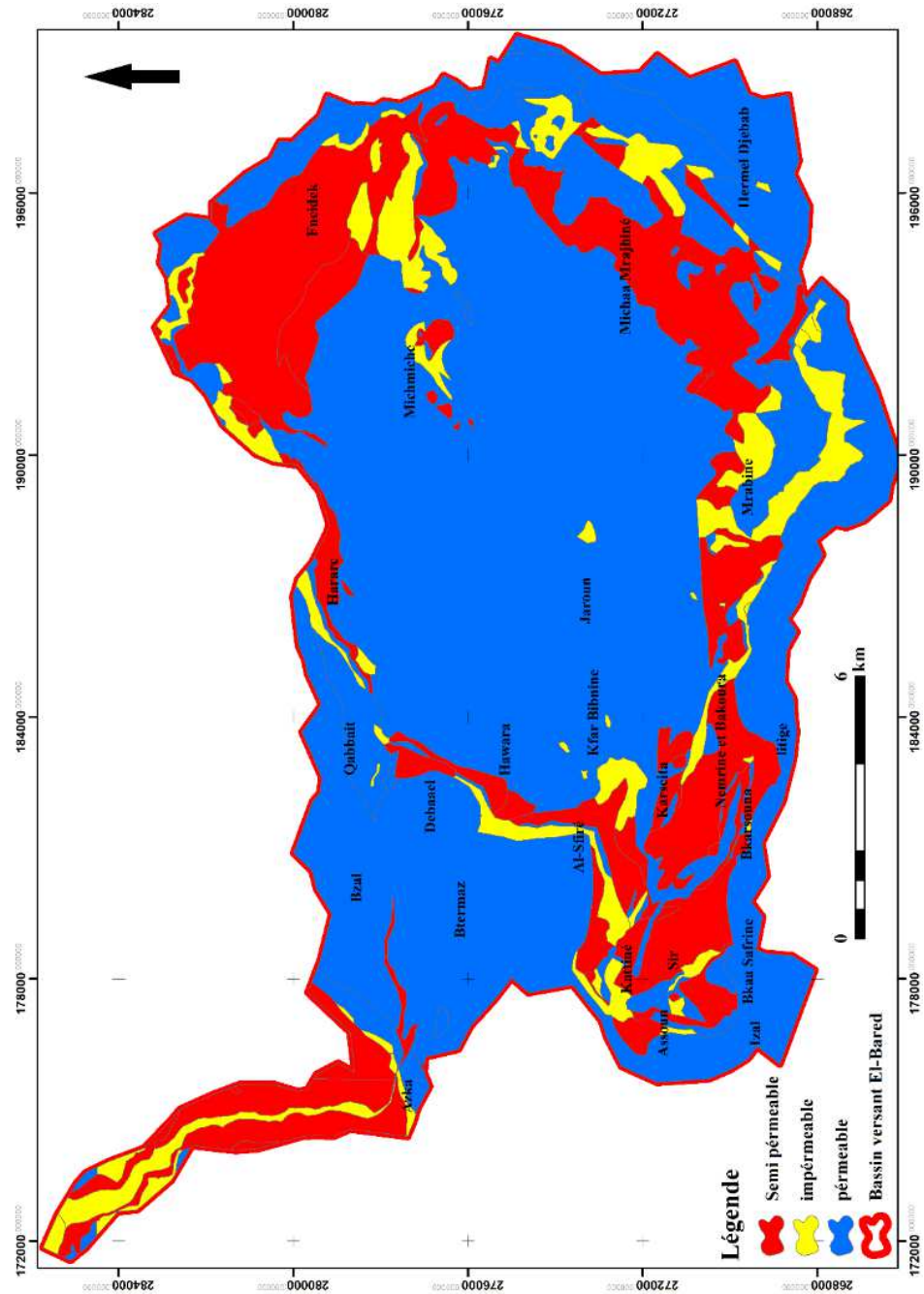


Figure 9. Carte de perméabilité du bassin versant El-Bared

Ainsi, la dominance des formations perméables et karstifiées, combinée aux caractéristiques structurales et topographiques du bassin, confère au système hydrologique une dynamique marquée par une infiltration élevée, tout en permettant localement des écoulements rapides pouvant alimenter les résurgences. Cette dualité infiltration–ruissellement joue un rôle déterminant dans le bilan hydrologique global du bassin versant.

La perméabilité poussée des massifs karstiques, favorise l'infiltration en saison pluvieuse. Cette infiltration peut être lente tout du long des petites fissures et rapide le long des gouffres, fissures ou failles. Les couches perméables atteignent 68.01% de la superficie totale, et cela se voit clairement sur la carte de perméabilité (Fig. 10).

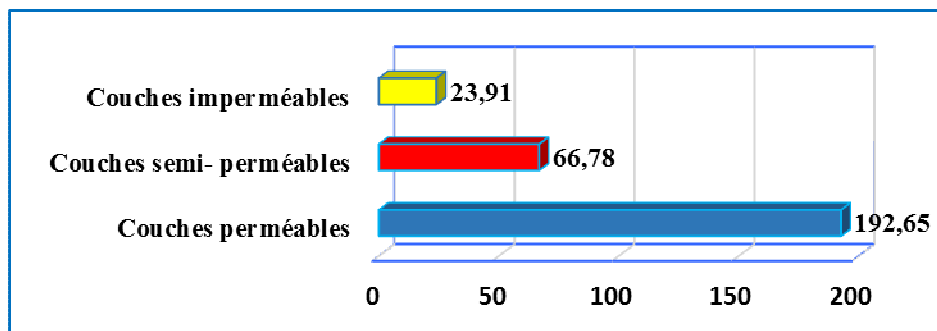


Figure 10. Perméabilité des couches géologiques dans le bassin versant du Nahr El-Bared

Utilisation humaine. Pour évaluer la quantité d'eau pour l'irrigation, on a étudié les besoins en eau des cultures en fonction des variations climatiques et des altitudes des différents types de sol (El-Hajj , 2008), (FAO, 1998) Les volumes nécessaires pour l'irrigation sont représentés dans le Tableau 15.

Nabaa Es-soukkar, El-Qseim, Sir, Fnaideq et Ez-Zahlane alimentent les villages du bassin versant Nahr El-Bared et la région voisine en eau potable (Fig. 11). Les autres sources dont le débit est faible (10 l/s) sont utilisées pour l'irrigation. La région située au Sud du bassin (13 villages) est alimentée par la source Es-Soukkar, avec un débit moyen journalier de 1515 l/s (période de crue) et El-Qseim 575 l/s.

Tableau 15

Besoins en eau des cultures

	Type de cultures				
	Sous serres	Maraîchères	Plein champ	Fruitières	Agrumes
Besoins en eau des cultures en mm	631	90	357	800	900
Besoins en eau des cultures m ³ /hectare	6310	900	3570	8000	9000
Surface agricole hectare	10.50	67.58	2110	3130.26	197.54
Besoin en eau d'irrigation Mm ³ /an	0.066	0.061	7.535	25.042	1.778
Besoin en eau totale d'irrigation Mm ³ /an	34.48 Mm ³ /an				

La partie Nord du cours d'eau comporte 19 villages ayant 9200 habitants dans la région d'Akkar. Les villages qui sont situés au centre du bassin versant sont alimentés par la source de Sir (1105 l/s) et Ez-Zahlane (432 l/s). Mais il faut noter que 37 villages dans le bassin versant ne sont pas reliés au réseau. Les données des prélèvements pour l'adduction en eau potable (2016) montrent un volume total de 6.78 Mm³/an.



Figure 11. Nabaa El-Qseim et Ez-Zahlane alimentent quelques villages du Nahr El-Bared (Jamal,2017)

Le Tableau 16 affiche l'estimation de la consommation en eau dans les secteurs agricole et eau potable.

Tableau 16

Consommation en eau dans le bassin versant du Nahr El-Bared

Agriculture	Eau potable
34.48 millions m ³	6.78 millions m ³

Bilan Hydrique final. Le Tableau 17 présente les résultats de la détermination des précipitations, de l'évapotranspiration réelle (ETR), de l'infiltration et du ruissellement, obtenus à l'aide de différentes méthodes. Certaines de ces méthodes tendent à surestimer certains paramètres, tandis que d'autres offrent des estimations plus cohérentes et fiables pour le calcul du bilan hydrologique. À la suite de cette évaluation, deux méthodes principales ont été retenues pour la suite de l'étude :

- La méthode des isohyètes pour l'estimation de la pluviométrie ;
- La formule de Turc pour le calcul de l'ETR.

Tableau 17

Paramètres calculés selon les différentes méthodes

Paramètres	Méthodes	Résultats en mm
P	Isohyètes	1216.25
	Thiessen	1054.19
ETR	Turc	580.58
	Thornthwaite	589.43
	Coutagne	757.58
I	Soustraction	279.14
R	ONL	346.53

Le choix de la méthode des isohyètes repose sur des études antérieures menées par Awad (2011) et Yousef (2015), qui ont démontré sa pertinence et sa représentativité dans des contextes similaires. Quant à la formule de Turc, elle a été privilégiée en raison de sa tendance à réduire la part de l'ETR, augmentant ainsi la part attribuée à l'infiltration, un facteur crucial dans un bassin à dominante karstique comme celui du Nahr El-Bared. L'absence apparente d'infiltration lors de certaines années, souvent signalée par d'autres approches, trouve ici une explication plus réaliste.

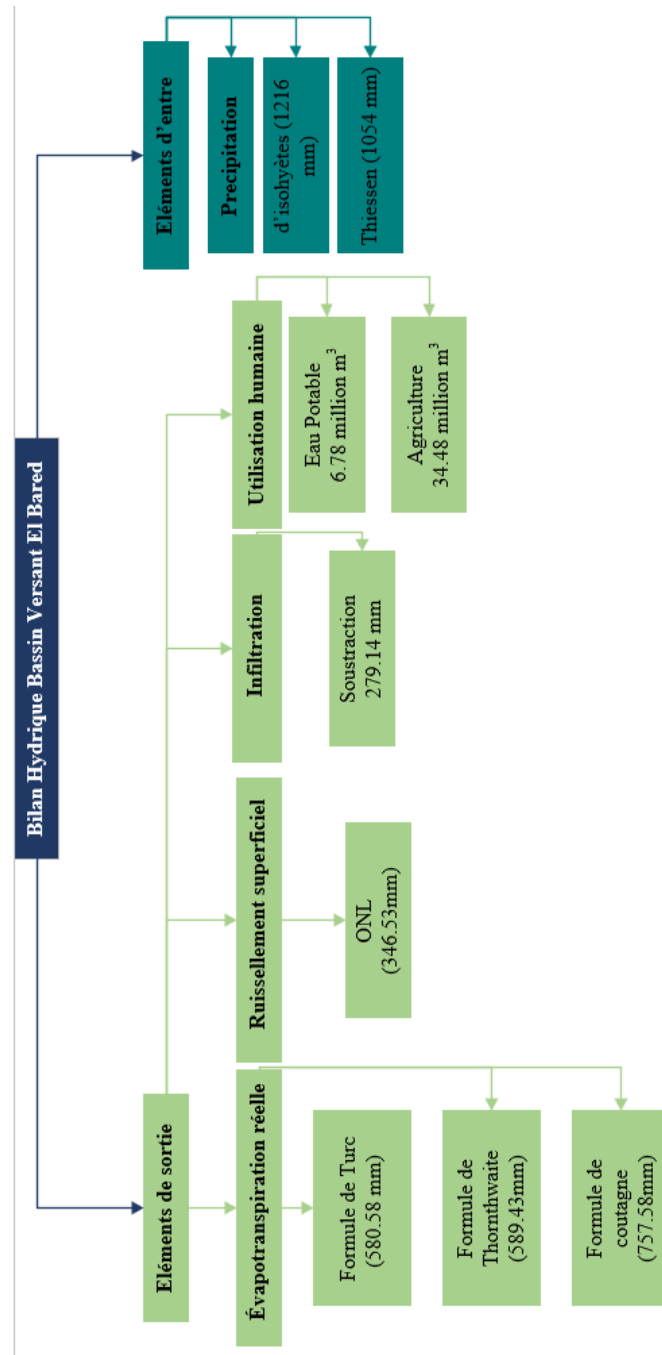


Figure 12. Bilan hydrologique annuel du Nahr El-Bared pour la période 2011-2020

L'analyse de la figure 12 montre que le bassin versant du Nahr El-Bared reçoit en moyenne 1216 mm de précipitations par an. Le ruissellement représente en moyenne 468.75 mm, soit 38 % de la lame d'eau précipitée. L'ETR, correspondant à la fraction d'eau retournant à l'atmosphère sous forme de vapeur, atteint 580.43 mm, soit 47.73 %. L'infiltration annuelle moyenne est de 279.14 mm, ce qui correspond à 22 % de la pluviométrie totale.

Cette quantité infiltrée constitue un apport significatif pour les aquifères locaux, estimé à environ 72 Mm³ par an. Ce stockage souterrain représente une ressource stratégique mobilisable, notamment via des forages ciblés dans les formations géologiques du Jurassique et du Crétacé. Ainsi, la recharge naturelle des nappes joue un rôle central dans la gestion durable des ressources hydriques dans la région.

6. Conclusion

La présente étude s'est concentrée sur l'équilibre hydrique dans le bassin versant d'Al Bared, en examinant également les paramètres morphométriques. Trois méthodes différentes (Thornthwaite, Turc, Coutagne) ont été employées pour calculer le potentiel évapotranspiratoire (ETR), tandis que deux approches distinctes (Thiessen et isohyète) ont été utilisées pour estimer les précipitations.

Les résultats obtenus ont fourni un aperçu approfondi de la distribution des ressources hydriques dans la région. Les différentes méthodes de calcul de l'ETR ont été comparées pour évaluer leur efficacité dans ce contexte particulier. De plus, les paramètres morphométriques ont été analysés pour comprendre la configuration géographique du bassin versant et son impact sur le bilan hydrique.

L'analyse de l'infiltration a révélé des variations significatives, soulignant l'importance de comprendre les processus de recharge des nappes souterraines. Les activités humaines ont également été prises en compte dans l'évaluation du bilan hydrique, mettant en évidence les pressions exercées sur les ressources en eau locales.

En conclusion, cette étude offre des informations cruciales sur la Bilan Hydrique dans le bassin versant d'Al Bared. Les résultats peuvent orienter les décideurs vers des stratégies efficaces pour assurer la disponibilité

continue de l'eau tout en prenant en compte les facteurs morphométriques et anthropiques. Ces données contribuent à une compréhension holistique de l'écosystème hydrique de la région, offrant ainsi des perspectives utiles pour la planification et la gestion des ressources en eau dans le futur.

References

- Akkari, D, 2024, "*Étude de la corrélation entre les précipitations, le débit fluvial et les paramètres morphométriques dans le bassin versant d'El Bared, Liban Nord à l'aide du SIG*", VertigO
- Awad,A, Akkari,D, 2023 "*Le fonctionnement hydrodynamique et géochimique des aquifères jurassique et crétacé dans le bassin versant du Nahr El-Bared (Liban Nord)*", Belgeo
- Awad, S, 2011, "*Nahr El Jaouz, Etude de Géographie Physique : Hydrologie et Pollution*", Thèse de doctorat, Université Libanaise, Liban, 313 p.
- Blanchet, G, 1972, "*Les précipitations exceptionnelles de décembre 1968 et janvier 1969 au Liban*", in Hannoun: *Revue Libanaise de Géographie*, II, pp. 3–27.
- Blanchet, G, 1966, "*Nouveaux aperçus sur le climat du Liban*", in Hannoun: *Revue Libanaise de Géographie*, I, pp. 1–19.
- Charbel, L, 2012, "*Les composantes physiques et géographiques imposant le choix des sites de barrages et leurs faisabilités dans le B.V du N.I*", Thèse de Doctorat, Université Libanaise, Liban, 287 p.
- Comair, F, 2008, "*Gestion et Hydrodiplomatie de l'Eau au Proche-Orient*", Edition : *L'Orient Le Jour*.317 pagesudes du Développement International-Canada. 295 pages.
- Comair, F, 2005, "*Les eaux libanaises entre la perte et l'exploitation*", Maison d'édition, Beyrouth, 319 p.
- Catafago, S, et Jaber B, 2001, "*Analyse des stratégies et prospectives de l'eau au Liban*", Étude réalisée par le plan Bleu.
- Corbel, J., 1959, "*Érosion en terrain calcaire (vitesse d'érosion et morphologie)*", in *Annales de Géographie*.
- Delbart, C, 2014, "*Variabilité spatio-temporelle du fonctionnement d'un aquifère karstique du Dogger : suivis hydrodynamique et géochimique multi fréquences, traitement du signal des réponses physiques et géochimiques*", Université Paris-Sud.
- Dubois, C. 2014, "*the process of ghost rock karstification and its role in the formation of cave system*".
- Dreybrodt, W., 1981, "*Kinetics of the dissolution of calcite and its application to karstification*", in *Chemical Geology*.
- Doerfliger, N, 1996, "*Advences in karst groundwater protection strategy using artificial tracer tests analysis and multiattribute vulnerability mapping (EPIK method)*. Docteur ès sciences", University of Neuchâtel (Switzerland)-Faculty of sciences. Institute of Geology, Hydrogeology Center. Switzerland. 308 p.
- Dubertret, L, 1950, "*Carte géologique au 1/50.000*", Feuille de Sir Ed Danniyé notice explicatif, République Libanaise, Min. des travaux publics, Beyrouth, Liban, 38 p.
- El Janyani, S, 2013, "*Incidence des bêttoires et de la karstgenèse des plateaux crayeux de la Haute-Normandie sur le fonctionnement hydrologique de l'aquifère de la craie*", Université de Rouen.

- El Hakim, M, 2005, "Les aquifères karstique de l'anti Liban et du Nord de la plaine de la Bekka : caractéristiques fonctionnement, évolution et modélisation d'après l'exemple du système karstique Anjar, Chamsine (Liban)", Beyrouth : Université Montpellier II et USJ Liban, 216 p
- Foucault, A. et Raoult, J-F. 2001, "Dictionnaire de géologie", Dunod, Paris, 5ème édition, 379 p.
- FAO. 2000. *Global Forest Assessment 2000 – main report*. FAO Forestry paper No. 140.
- Guide technique N 3, 1999, "Connaissance et gestion des ressources en eaux souterraines dans les régions karstiques".
- FAO, Irrigation Water Management: Irrigation Scheduling, FAO Irrigation and Drainage Paper 56, Allen et al., 1998.
- Gezé, B., 1973, "Lexique des termes français de spéléologie physique et karstologie", in *Annales de Spéléologie*.
- Géze, B., 1938, "Influence de la tectonique sur la localisation des sources vauclusiennes", in *Spelunca*.
- Géze, B., 1956, "Les conditions hydrogéologiques des roches calcaires", in *Chronique d'Hydrologie*, Série III.
- Géze, B., 1958, "Sur quelques caractères fondamentaux des circulations karstiques", in *Annales de Spéléologie*.
- Ezzahra H, 2011, "les périmètres des protections des champs de captage des eaux souterraines cas du champ captant du N'Fis (Maroc)", université Cadi Ayyade
- Hlaihel, A. 1998. "La géologie de la Montagne libanaise a Danniyé"
- Hakim, B. 1985. "Recherches hydrologiques et hydrochimiques sur quelques karsts méditerranéens Liban, Syrie et Maroc". Publications de l'Université Libanaise, Beyrouth Liban. 701 p.
- Hakim, B. 1975. "Recherches d'hydrologie et de morphologie karstiques au Liban central Bassins du Nahr el Kalb, Nahr Ibrahim et leurs confins". Thèse de 3^{ème} cycle, Université d'Aix-Marseille II, France. 171 p.
- IAEA. 2008. "Isotopes de l'environnement dans le cycle hydrologique" volume IV.
- Jennings, J.N. 1985. "Karst geomorphology". Oxford: Basil Blackwell.
- Jenkin & Watts. 1968. "Spectrale analysis and its applications", Holden day. san Francisco.
- Lopez, B. 2009, "Les processus de transfert d'eau et de dioxyde de carbone dans l'epikarst, aide à la conservation des grottes ornés par le développement de nouvelles méthodologies pour l'étude de l'environnement des cavités", Thèse de doctorat, Université Bordeaux 1, France
- Minville, S. 2015. "Etude de l'infiltration et de des variations interannuelles en contexte epikarstique pour la caractérisation du fonctionnement des hydrosystème karstique". Université de Bordeaux, 302p.
- Moussu, F. 2011, "Prise en compte du fonctionnement hydrodynamique dans la modélisation pluie débits des systèmes karstiques", Thèse de doctorat de L'université pierre et marie curie.
- Mangin, A. 2008, "Caractérisation des propriétés des systèmes karstiques d'après l'étude des écoulements".
- Morell, M, 1999, "Acquisition et constitution d'une information hydrologique de base", HGA, Bucarest.
- Musy, A. 1998, "Hydrologie Appliquée", éditions H.G.A Bucarest.
- Mangin, A. 1998. "L'approche hydrogéologique des karsts speleochronos".
- Marsaud, B. 1997. "Structure et Fonctionnement de la Zone Noyée des Karsts à Partir des résultats expérimentaux", éditions BRGM.
- Maqsoud, A.1996. "Approche hydrologique et hydrochimique du caractère karstique éventuel et hydrosystèmes souterraines de la craie de paris". Université de Lille.

- Meus, P. 1993. *"Hydrogéologie d'une aquifère karstique dans les calcaires carbonifères (Neblon-Ansthisens-Belgique). Apport des traçages à la connaissance des milieux fissurés et karstique"*, Université d'Etat liége.
- Mangin, A., 1984, "Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrale", in *Journal of Hydrology*.
- Mangin, A. 1982. *"L'approche systématique du karst, conséquences conceptuelles et méthodologiques"*. Reunion Monografica Sobre el karst larra.
- Mangin, A. 1978. *"Le karst, entité physique abordé par l'étude du système karstique. Le karst son originalité physique, son importance économique"*. tarbes, geoexpo .
- Mangin, A. 1975. *"Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques"*. Université de Dijon.
- Ministère de l'Agriculture, 2020, *"Lebanon National Agriculture Strategy (NAS) 2020 – 2025"*.
- Nehme, C. 2013, *"Apport de l'Endokarst dans la Reconstitution des Paléogéographies et des environnements passés du Mont Liban : application aux vallées de Nahr Antelias et Nahr El Kalb"*, Université de Grenoble et USJ Liban.
- OFEFP. 1998, *"Cartographie de la Vulnérabilité en Région karstique (EPIK), guide pratique"*.
- Quinif, Y. 1998, *"Dissipation d'énergie et adaptabilité dans les systèmes karstiques, karstologia"*.
- Rösler, A. et Chmal, M., 2010. *"Correction of precipitation in the water balance (in Polish). In: Dynamics of natural processes in the Drawa catchment and Drawa National Park"* (eds. A. Grzecekowiak and B.Nowak): 127–132. IMWM–Polish Geophysical Society, Poznań.
- Sanlaville, P. 1977, *"Étude géomorphologique de la région littorale du Liban"*, Université Libanaise, section des études géographiques, Beyrouth, 2 tomes, 847 p.
- Schoreller. 1965, *"Hydrodynamique dans le karst. Ecoulement et emmagasinement"*. Colloque de Dubrovnik.
- Roques, H., 1962a, *"Considérations théoriques sur la chimie des carbonates I"*, in *Annales de Spéléologie*.
- Roques, H., 1962b, *"Considérations théoriques sur la chimie des carbonates II"*, in *Annales de Spéléologie*.
- Traboulsi, M., 2010, *"La pluviométrie moyenne annuelle au Liban : interpolation et cartographie automatique"*, in *Journal Scientifique Libanais*, 11 (2), pp. 11–25.
- Traboulsi, M. 2004. *Les précipitations au Proche-Orient, variabilité spatio-Temporelle et relation avec la dynamique de l'atmosphère (1960-61/1989-90)*, Atelier de Reproduction de thèse, Lille 3, 233 p.
- Thorntwaite, C.W. 1948. *"Approach toward a rational classification of climate"*. *Geogr. Rev.* 38, 85-9.
- Tixeront, J et Berkaloff E, 1957, *"Evaluation de l'érosion en Tunisie"*, AIHS-UGGI, Toronto.
- Turc, L. 1961. *"Évaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle, formule simplifiée et mise à jour"*, *Ann agron* 12, pp. 13-49.
- Youssef, F, 2015, *"Bilan hydrologique et capacité d'emmagasinement souterrain dans le bassin versant du Nahr Ibrahim"*, mémoire de fin d'études du Mastère, Université Libanaise.
- Vassolo, S. 2014, *"Guide National de Détermination des Périmètres de Protection des Captages d'Eau destinée à la Consommation Humaine"*, Institut Fédéral des Géosciences et Ressources Naturelles.
- White, W.B., 1984, *"Rate processes: chemical kinetics and karst landform development"*, in *Groundwater as Geomorphic Agent*.

- Vergari, A. et Quinf, Y, 1997, "*Les paleokarsts du Hainaut, géodynamique*".
- Wigley, P. e. 1976, "*The dissolution of calcite in co₂ saturated solutions at 25 c and atmosphere total pressure, geochemical et cosmochimica*".
- Voullimoz, J, 2003, "*La caractérisation des aquifères par une méthode non invasive les sondages, par résonance magnétique protonique*", thèse de doctorat d l'université de paris XI.
- Taesombat, W. (Sriwongsitanon, N.), 2009, "Areal rainfall estimation using spatial interpolation techniques", in *ScienceAsia*, 35 (3).

All links were verified by the authors and found to be functioning before the publication of this text in 2026.

DECLARATION OF CONFLICTING INTERESTS

The authors declared no potential conflicts of interest with respect to the research, authorship, and/or publication of this article.

FUNDING

The authors received no financial support for the research, authorship, and/or publication of this article.

Creative Commons Attribution-Non-commercial-No Derivatives 4.0 International License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)