

II-2 LA RIVIERE MANOMBO

II-2-1 Le bassin versant

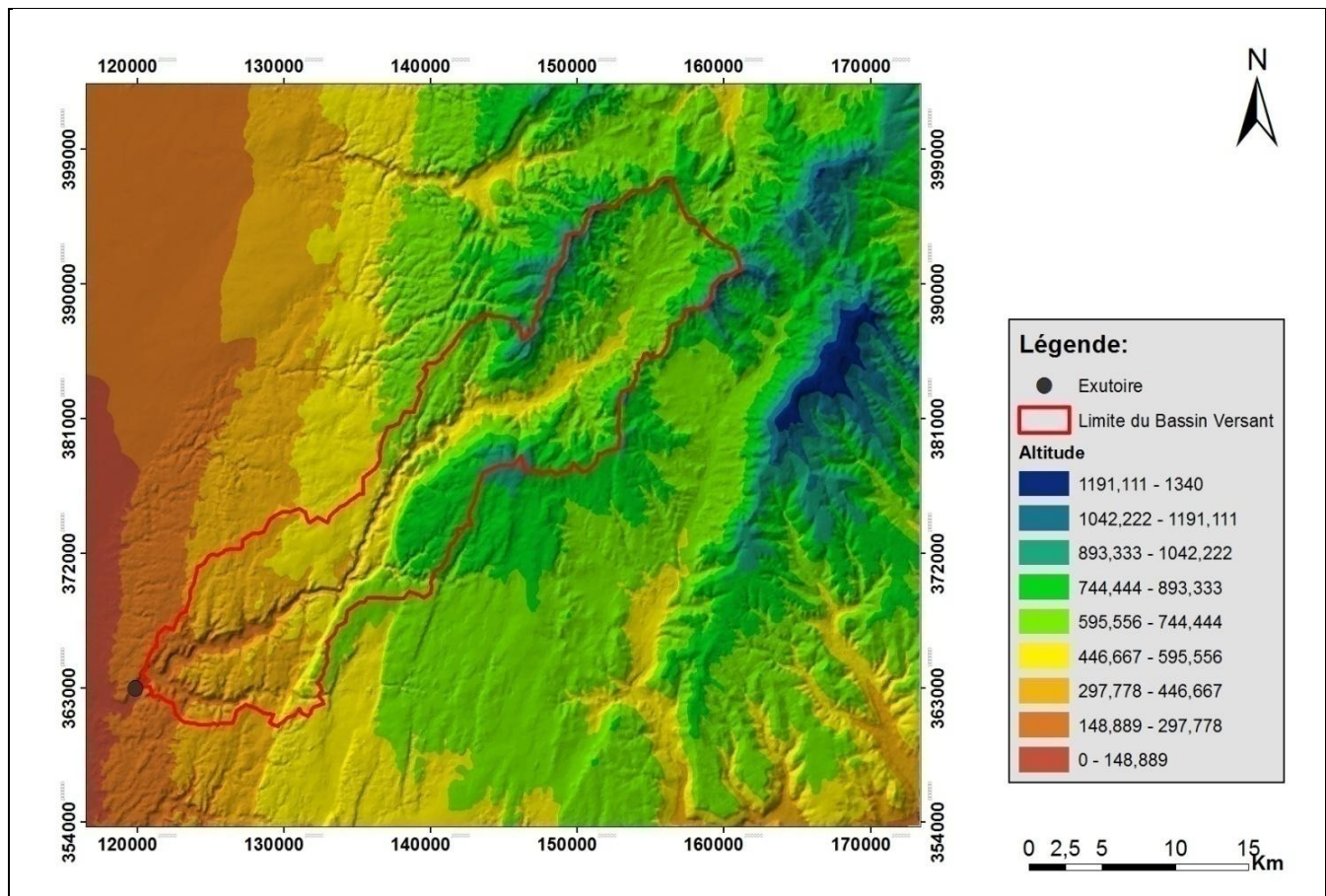
i- Définition

Le bassin versant d'un cours d'eau en une section donnée est l'ensemble de la surface topographique en amont de cette section, drainée par ce cours d'eau et ses affluents amont de sorte que tout écoulement prenant naissance à l'intérieur de cette surface passe impérativement par cette section de contrôle appelée exutoire pour continuer son trajet vers l'aval. Le bassin versant est l'unité de base pour la détermination du bilan hydrologique.

ii- Délimitation

Le bassin versant hydrologique est défini par le relief et délimité par les lignes de partage des eaux ou ligne de crête et la ligne de plus grande pente.

Pour cette étude, la limite du bassin versant a été tracée automatiquement sur le logiciel ARCGIS à partir de la base de données mondiale d'altitude SRTM.



Carte 3 : Représentation du Bassin Versant de la Manombo

iii-Caractérisation du bassin versant

La caractérisation du bassin vise à dresser son portrait global, en tenant compte des paramètres pouvant influencer le régime d'écoulement. Les principales caractéristiques à étudier pour un bassin versant sont :

- La caractéristique morphologique
- La caractéristique agro-pédo-géologique

➤ Les caractéristiques morphologiques

- **La surface et le périmètre**

La surface constitue l'aire de réception des précipitations qui alimentent un cours d'eau par écoulement. Le débit du cours d'eau à l'exutoire dépend donc en grande partie de la surface de son bassin versant.

La surface et le périmètre du bassin ont été déterminés à partir du même logiciel de traçage.

Le bassin versant de Manombo présente une superficie de **430km²** avec un périmètre de **140km**.

- **La forme du bassin versant**

La forme du bassin versant a une grande influence sur l'écoulement global et surtout sur l'allure de l'hydrogramme de pluie. Cette caractéristique est donnée par l'indice de Gravelius qui est défini comme le rapport du périmètre du bassin à celui d'un cercle de même surface :

$$K_G = \frac{P}{2\sqrt{\pi S}} = 0,28 \frac{P}{\sqrt{S}}$$

Avec K : coefficient de compacité de GRAVELIUS

P : périmètre du bassin versant, en [Km]

S : superficie du bassin versant, en [Km²]

Le coefficient K_G de Gravelius est supérieur à 1 lorsque la forme du bassin est allongée, et proche de 1 pour un bassin versant de forme circulaire.

1.5 < K_G < 1.8 : Bassin de forme allongée.

1.0 < K_G < 1.15 : Bassin de forme ramassée

Dans notre cas, le coefficient de Gravelius du bassin est **$K_G = 1,8$** . Le bassin versant a une forme plutôt allongée

- **Le plus long cheminement**

Le plus long cheminement hydraulique est la distance parcourue par une particule d'eau tombée à l'endroit le plus hydrologiquement éloigné de l'exutoire pour atteindre ce dernier. Il est assimilé à la longueur du bassin versant rectangulaire équivalent.

Le rectangle équivalent résulte d'une transformation géométrique du bassin réel dans laquelle on conserve la même superficie, le même périmètre. L s'obtient donc en résolvant le système d'équation suivant, P et S étant connu et L et l respectivement la longueur et la largeur

$$\begin{cases} P = 2(L + l) \\ S = L \times l \end{cases}$$

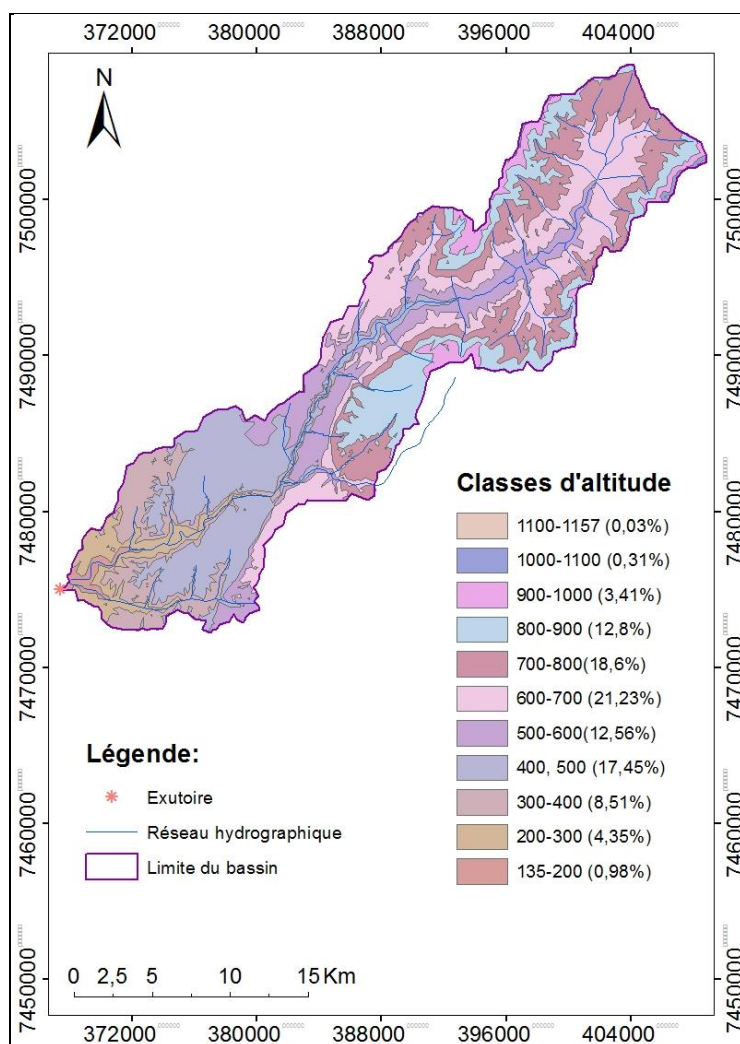
Il s'agit ici donc de résoudre l'équation du 2nd degré $2L^2 - PL + 2S = 0$

P=140 km	$\Delta = P^2 - 16S$	$L = \frac{P+\sqrt{\Delta}}{4}$	$l = \frac{P-\sqrt{\Delta}}{4}$
S=430 km ²	12720 km ²	63,2 km	6,8 km

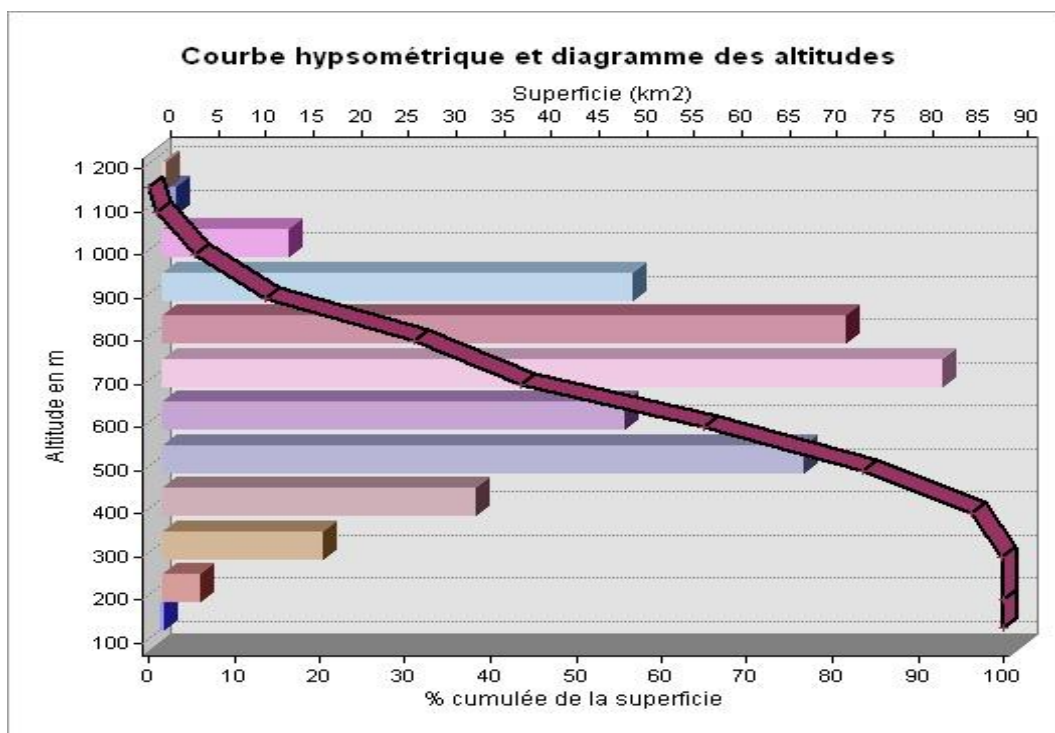
Après résolution, on a trouvé **L = 63,2 km**

- **Courbe hypsométrique et altitudes caractéristiques**

La courbe hypsométrique traduit la répartition des altitudes à l'intérieur du bassin versant et permet, en outre, de déterminer les altitudes caractéristiques et l'altitude moyenne. Elle représente la surface en km² (ou le pourcentage de la surface) en fonction des altitudes supérieures à une cote Z donnée.



Carte 4 : Carte des altitudes



Graphique 2: Courbe hypsométrique et diagramme des altitudes

Les altitudes caractéristiques sont $Z_{5\%}$ et $Z_{95\%}$ qui sont respectivement les altitudes correspondant à 5% et 95% de la surface.

En procédant par interpolation, on trouve $Z_{5\%} = 890\text{m}$

$$Z_{95\%} = 292\text{m}$$

- **Altitude moyenne**

A partir de cette même répartition de la surface, selon les altitudes, on peut tirer l'altitude moyenne Z_m de l'expression ;

$$Z_m = \sum_{i=1}^n \frac{Z_i S_i}{S}$$

Altitude Z_i [m]	Surface S_i [km ²]	$Z_i * S_i$
1157-1100	0,129	145
1100-1000	1,333	1399
1000-900	14,663	13929
900-800	55,04	46784
800-700	79,98	59985
700-600	91,289	59337
600-500	54,008	29704
500-400	75,035	33765
400-300	35,604	12461
300-200	18,705	4676
200-135	4,214	705
$Z_{\text{moyen}} = 611\text{m}$	$S=430 \text{ km}^2$	

Tableau 15: Répartition des altitudes

- **Pente moyenne du bassin versant**

La connaissance de la pente du bassin versant est d'une grande importance car il est évident que les eaux ruissellent d'autant plus que la pente des versants est grande. La pente moyenne se calcule par la formule suivante :

$$I = \frac{D}{L} = \frac{Z_{5\%} - Z_{95\%}}{L}$$

Où L : longueur du plus long cheminement

$Z_{5\%}$: altitude correspondant à 5% de la surface du bassin versant

$Z_{95\%}$: altitude correspondant à 95% de la surface du bassin versant

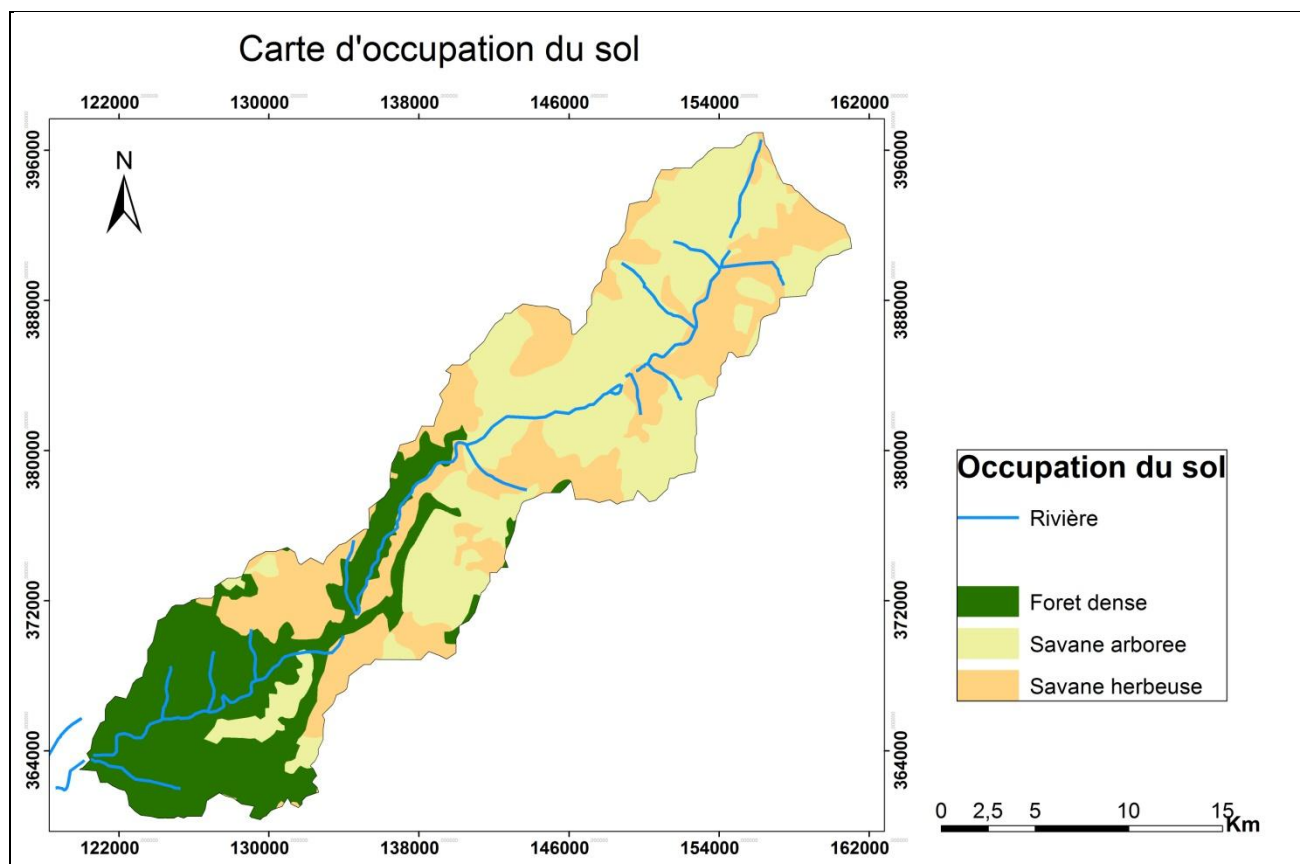
La pente moyenne obtenue est **$I = 9,5 \text{ m/km}$**

➤ Coefficient de ruissellement

La couverture du sol a une influence considérable sur l'écoulement de surface. Son action se joue à deux niveaux : d'une part par l'interception d'une partie des eaux des précipitations pour en restituer une partie à l'atmosphère et d'une autre part par le retardement des ruissellements et l'atténuation des crues.

L'action de la couverture du sol est décelée à travers le coefficient de ruissèlement C_r exprimé par le rapport entre la hauteur d'eau ruisselée (en mm) et la hauteur de pluie (en mm). C_r est défini en fonction de l'occupation du sol et de la pente du bassin versant

La carte d'occupation du sol du bassin versant de la Manombo se présente comme suit



Carte 5 : Occupation du sol du bassin versant de Manombo

Comme la couverture du sol n'est pas uniforme sur toute la surface du bassin, C_r peut être évalué en considérant le bassin par n portions homogènes. On appliquera alors la relation suivante pour trouver le coefficient de ruissellement C_r du bassin versant

$$C_r = \frac{\sum_{i=1}^n C_{ri} S_i}{\sum_{i=1}^n S_i}$$

Où Cr_i , désigne le coefficient de ruissellement relatif à l' i ième zone
 S_i , désigne la surface de la i ème zone

Nature de la couverture du sol	S_i [km ²]	Cr_i	$S_i * Cr_i$ [km ²]	Cr
Forêt dense	122,254	0,15	18,34	
Savane arborée	174,603	0,13	22,70	
Savane dense	133,145	0,3	39,94	
	$\sum S_i = 430$		$\sum S_i * Cr_i = 80,98$	0,18

Pour notre bassin ce coefficient a été évalué à $C_r = 0,18$

Les caractéristiques du bassin versant de Manombo sont résumées dans le tableau suivant.

S [km ²]	P [km]	L [km]	l [km]	K	Z _{max} [m]	Z _{moy} [m]	Z _{min} [m]	I[m/km]
430	140	63,19	6.80	1,9	1157	611	135	9,5

Tableau 16: Récapitulatif des caractéristiques du bassin versant

II-2-2 Estimation des apports

Deux méthodes s'offrent à nous pour l'estimation des apports selon les données disponibles.

- La première approche est un modèle stochastique qui utilise des données d'observation d'une station de référence.
- Si l'on ne dispose pas de données de mesure, on peut avoir recours à un modèle conceptuel, comme la formule empirique de CTGREF (Centre Technique du Génie Rural et des Eaux et Forêts).

i- Méthode de la station de référence

La méthode de station de référence exploite le débit spécifique mesuré à la station hydrométrique la plus proche du site pour estimer les apports, les caractéristiques de bassin versant et les caractéristiques climatiques de la station devant être similaires à celles du site. C'est cette valeur de débit spécifique qui est appliquée à la surface du bassin à étudier pour évaluer l'apport. Dans le cas de notre étude, comme nous ne disposons pas de données de débit spécifique compatible à la zone d'étude, nous en resterons à la méthode de CTGREF.

ii- Méthode de CTGREF

L'approche développée par CTGREF est une méthode empirique. L'estimation de l'apport tient compte de la pluviométrie et des caractéristiques géomorphologiques du bassin versant.

➤ Apports annuels

$$Q_F = \frac{S}{31,5} H \text{ avec } H = \left(\frac{PF}{B}\right)^{\frac{5}{3}} \left(\frac{Z}{100}\right)^{\frac{1}{3}}$$

Q_F : module annuel d'étiage de fréquence F [l/s]

H : lame d'eau écoulée au cours de l'année en [mm] ;

S : superficie du bassin versant en [km²] ;

P : Pluviométrie annuelle d'étiage de fréquence F en [mm] ;

Z : altitude moyenne du bassin versant en [m] ;

B : paramètre régionalisé déterminé expérimentalement, pour notre zone d'étude. Il est égal à 47¹

Par application de la formule, on trouve la valeur de l'apport annuel pour différentes périodes de retour. Ces valeurs sont données dans le tableau suivant

Apport moyen annuel (m ³ /s)	Apport annuel sec (m ³ /s)	
	5 ans	10 ans
1,24	0,51	0,23

Tableau 17: Apports moyens annuels calculés par la méthode de CTGREF

➤ Répartition mensuelle des apports

Pour avoir la valeur mensuelle des apports, on fait intervenir le même coefficient de répartition R_4 de M.ALDEGHERI utilisé plus haut. On a l'expression :

$$Q_m = \frac{12Q_a R}{100}$$

Q_m : apport mensuel

Q_a : apport annuel

R : coefficient de répartition mensuelle

La répartition mensuelle des apports se présente comme suit

¹ Source : Etude hydrologique des PPI de la première tranche (ALDEGHERI 1986)

Mois	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O
R4	3,2	15,7	23,7	18,9	17,1	6,6	3,7	2,7	2,3	1,95	1,53	1,5
Q2 [m³/s]	0,47	2,28	3,37	2,75	2,49	0,96	0,54	0,39	0,33	0,28	0,20	0,22
Q5s [m³/s]	0,19	0,93	1,38	1,12	1,02	0,39	0,22	0,16	0,14	0,12	0,08	0,09
Q10s [m³/s]	0,09	0,43	0,64	0,52	0,47	0,18	0,10	0,07	0,06	0,05	0,04	0,04

Tableau 18: Répartition mensuelle des apports

iii-A partir de la valeur du ruissellement

A partir de la valeur du ruissellement et de la superficie du bassin versant connues précédemment, on peut avoir la relation de débit suivant :

$$Q = \frac{r * S}{3600 * 24 * 365}$$

Q [m³/s] : débit moyen annuel

r [m] : ruissellement annuel

S [m²] : superficie du bassin versant

T (ans)	2	5	10
r[m]	58	20	8
S [m²]	430 000 000		
Q [m³/s]	1,05	0,36	0,14

Tableau 19: Valeur des apports moyens annuels calculés à partir de la valeur du ruissellement

Répartition mensuelle

Mois	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O
R4	3,2	15,7	23,7	18,9	17,1	6,6	3,7	2,7	2,3	1,95	1,53	1,5
Q2 [m³/s]	0,40	1,98	2,99	2,38	2,16	0,83	0,47	0,34	0,29	0,25	0,19	0,19
Q5s [m³/s]	0,14	0,68	1,02	0,82	0,74	0,29	0,16	0,12	0,10	0,08	0,07	0,06
Q10s [m³/s]	0,05	0,27	0,40	0,32	0,29	0,11	0,06	0,05	0,04	0,03	0,03	0,03

On peut remarquer que l'apport évalué à partir du ruissellement est un peu sous estimé. Par contre les valeurs ne sont pas loin des valeurs obtenues par la méthode de CTGREF.

CHAPITRE III :

ETUDE HYDROGEOLOGIQUE

Dans un même principe que l'hydrologie, la section hydrogéologie met en relief les phénomènes d'écoulement mais dans un domaine souterrain. Ce chapitre a pour objet de comprendre le comportement des nappes souterraines et d'en estimer la quantité disponible.

III-1 NOTIONS ELEMENTAIRES EN HYDROGEOLOGIE

III-1-1 Définitions

i- Aquifère et nappe

➤ Aquifère

L'aquifère est une masse de roche perméable dont les pores communiquent et sont suffisamment larges pour permettre l'écoulement d'une quantité assez significative d'eau constituant la nappe souterraine. Le système peut donc être assimilé à un réservoir dont l'aquifère est le contenant tandis que la nappe d'eau, le contenu.

➤ Nappe libre

Une nappe libre est une nappe dont la limite supérieure dans la formation poreuse est à surface libre, sans contraintes physiques. On appelle nappes phréatiques, les premières nappes libres rencontrées. La pression exercée sur le toit de cette nappe est égale à la pression atmosphérique.

➤ Nappe captive

Une nappe captive est une nappe d'eau souterraine emprisonnée dans une formation géologique perméable, entre deux formations imperméables. L'eau contenue dans la nappe captive est donc soumise à une pression supérieure à la pression atmosphérique. La surface fictive de cette nappe correspond à la surface piézométrique.

ii- Régime permanent et régime non permanent

➤ Régime permanent

Le régime est permanent quand il y a équilibre entre le débit sortant du puits et le débit entrant dans la nappe. On dit que le régime permanent est atteint si, dans les piézomètres, l'évolution du rabattement dans le temps devient négligeable, ou si le gradient hydraulique devient constant aux abords du puits.

➤ Régime non permanent

Le régime transitoire, ou de non-équilibre, se produit entre le début du pompage et le moment où l'on atteint le régime permanent. Par conséquent, si l'on pompe à débit constant dans

une nappe parfaitement captive, horizontale, infinie et d'épaisseur constante, on observera toujours un régime transitoire. Dans la réalité, on considérera que l'écoulement vers un puits est en régime transitoire tant que, dans les piézomètres, l'évolution des rabattements causés par le pompage seul est mesurable dans le temps, ou bien tant que le gradient hydraulique varie de façon mesurable.

III-1-2 Caractéristiques des nappes

- **Porosité totale et porosité efficace n_e**

Par définition, la porosité totale est le volume du vide rapporté au volume total de l'échantillon. Mais ce qui nous intéresse surtout en pratique c'est la porosité efficace. En effet, en réalité, même à saturation seule une partie de l'eau contenue dans les vides peut s'écouler par gravité. C'est cette proportion que représente la porosité efficace qu'on note n_e . Ce paramètre est déterminé en laboratoire ou sur terrain.

- **Coefficient d'emmagasinement S**

Il caractérise la condition de stockage de l'eau dans les vides du réservoir ou plus précisément son degré de compressibilité. C'est le rapport du volume d'eau libéré ou emmagasiné, par unité de surface de l'aquifère, à la variation de la charge hydraulique Dh correspondante.

Il est à noter que S ne représente pas le pourcentage de l'eau emmagasinée mais celui de l'eau disponible

- **Conductivité hydraulique K**

La conductivité hydraulique K traduit la capacité d'un aquifère à laisser passer l'eau, exprimée en [m/s]. Autrement dit, elle caractérise l'effet de résistance à l'écoulement dû aux forces de frottement. Ces dernières sont fonctions des caractéristiques de la matrice solide et de la viscosité du fluide. K est déterminé à partir de la loi de Darcy.

- **Transmissivité T**

La transmissivité représente l'aptitude en termes de débit d'une formation aquifère à conduire l'eau. C'est le débit d'eau qui s'écoule d'un aquifère, par unité de largeur, sous l'effet d'une unité de gradient hydraulique. Elle est égale au produit de la conductivité hydraulique à saturation et de la hauteur de la nappe.

- **Diffusivité D**

Elle caractérise la vitesse de réaction d'un aquifère lors d'une perturbation (variation du niveau de la rivière, de la nappe, pompage). Elle s'exprime par le rapport entre la transmissivité et le coefficient d'emmagasinement.

III-1-3 Méthode de détermination de T et S

i-En nappe captive: méthode de Theis-Jacob

➤ Approche de Cooper-Jacob

- **Transmissivité**

La détermination de la transmissivité est basée sur l'interprétation des essais de pompage. L'interprétation de ces essais repose sur les expressions hydrodynamiques en régime transitoire de Theis et de Jacob.

A partir des résultats d'essai de pompage, on porte sur un graphique semi-logarithmique les points expérimentaux de la variation du rabattement en fonction du temps. En lissant les points par une courbe moyenne, on obtient la droite de rabattement. C'est une droite représentative de la formule de Jacob démontrée en annexe 6

$$s = \frac{0,183Q}{T} \log t + \frac{0,183Q}{T} \log \frac{2,25T}{Sx^2}$$

Droite de rabattement

En se référant au graphique, on peut déterminer la pente a telle que $a = \frac{\Delta s}{\Delta(\log t)}$. Cette valeur est obtenue par l'accroissement de s dans un cycle logarithmique, c'est-à-dire dans un intervalle C séparant une valeur quelconque de t d'une valeur dix fois plus grande. Dans ce cas $\Delta(\log t) = 1$

La formule d'approximation de Jacob nous a donné une autre expression de a . Ce qui nous permet d'aboutir à la relation $a = \frac{0,183Q}{T} = C$

et on en déduit T

$$T = \frac{0,183Q}{C}$$

Q : débit de pompage [m^3/s]

T : transmissivité [m^2/s]

C : intervalle de variation Δs du rabattement correspondant à un cycle logarithmique du temps

- Coefficient d'emménagement

En portant les conditions initiales $s = 0$ et $t = t_0$ dans la formule de Jacob, on a l'expression de S

$$S = \frac{2,25Tt_0}{x^2}$$

t_0 est déterminé à partir du graphique à l'endroit où la droite de rabattement coupe l'axe du temps.

La courbe $s = f(\log t)$ peut être tracée à l'aide du programme de calcul Excel **Pompage Longue Durée (P.L.D)** version 5.0 développé par SAFEGE. Ce programme est basé sur la méthode de Theis-Jacob présentée précédemment et donne immédiatement les valeurs de T et S . Il est en général valable pour les essais en milieu poreux et pour un temps de pompage assez long.

➤ Méthode complète de Theis

La formule de Jacob n'est pas toujours applicable dans tous les cas pour le calcul des paramètres hydrauliques. En effet, lorsque la durée de pompage est trop courte ou la distance x du piézomètre au forage est relativement grande ; la variable u n'est plus négligeable et l'approximation de Jacob n'est plus valable. Dans ce cas, la méthode de résolution graphique par la formule complète par Theis, explicité en annexe 6 intervient.

Mode opératoire

- Construire une courbe type de la fonction de puits de Theis sur une feuille bi-logarithmique en portant les valeurs de $W(u)$ en fonction de u .
- Porter de la même façon, sur une autre feuille bi-logarithmique de même module, les valeurs de s en fonction de t/r^2 sur un calque. Répéter cette opération pour tous les piézomètres utilisés.
- Superposer la courbe d'essai à la courbe type en maintenant les axes de coordonnées respectivement parallèles entre eux et chercher la meilleure coïncidence possible entre les deux courbes.
- Choisir un point de référence arbitraire **A**, que l'on appellera point pivot, dans la zone de chevauchement des deux feuilles et chercher pour ce point les coordonnées $W(u)$, $1/u$, s et t/r^2 . Il n'est pas nécessaire que le point pivot soit situé sur la courbe type. En fait, les calculs seront plus commodes si l'on choisit ce point de façon que $W(u) = 1$ et $1/u = 10$.
- Porter les valeurs de $W(u)$, s et Q dans l'équation (1) en annexe 6 et on obtient T par la relation

$$T = \frac{Q}{4\pi s} * W(u)$$

- Calculer S en remplaçant dans l'équation (1-1) T , t/r^2 et u par leur valeur. On trouve alors

$$S = \frac{4T}{\frac{x^2}{t}} * u$$

ii- En nappe libre

Dans la mesure où les variations de niveau engendrées par le pompage sont faibles par rapport à la hauteur initiale saturée « b », la composante verticale de la vitesse au voisinage du puits ainsi que la diminution de T peuvent être négligées. Il est courant d'admettre l'application aux écoulements en nappes libres des équations valables pour les nappes captives.

Dans le cas contraire, il faut, soit opérer sur les rabattements corrigés, soit appliquer les méthodes spécifiques des nappes libres.

En résumé, il y a trois possibilités d'interprétation de pompage d'essai en nappe libre :

- Si $s < 0,1b$: on appliquera les méthodes établies pour les nappes captives ;
- Si $0,1 < s < 0,3b$: on appliquera les méthodes établies pour les nappes captives à condition d'opérer sur les rabattements corrigés

$$s(\text{corr}) = s(\text{mes}) - \frac{[s(\text{mes})]^2}{2b}$$

Où $s(\text{corr})$ est le rabattement corrigé

$s(\text{mes})$ est le rabattement mesuré

et b l'épaisseur de la nappe

- Si $s > 3b$: on appliquera les méthodes spécifiques des nappes libres en tenant compte de la composante verticale de la vitesse et de la diminution de T telle que la méthode de BOULTON, BERKALOFF,....

Ces méthodes ne sont pas explicitées ici car nous allons voir plus tard que le rabattement s est compris entre $0,1b$ et $0,3b$. Il suffit, de ce fait, d'opérer de la même manière qu'en nappe captive mais avec un rabattement corrigé.

III-1-4 Coupe géologique du site

La situation des ressources en eau souterraines est fortement conditionnée par la géologie du lieu. Ainsi, il est important de présenter la géologie du site avant toute étude hydrogéologique. A partir des logs de forage, on a pu établir les coupes géologiques de la zone d'étude d'Ouest à Est et du Nord au Sud.

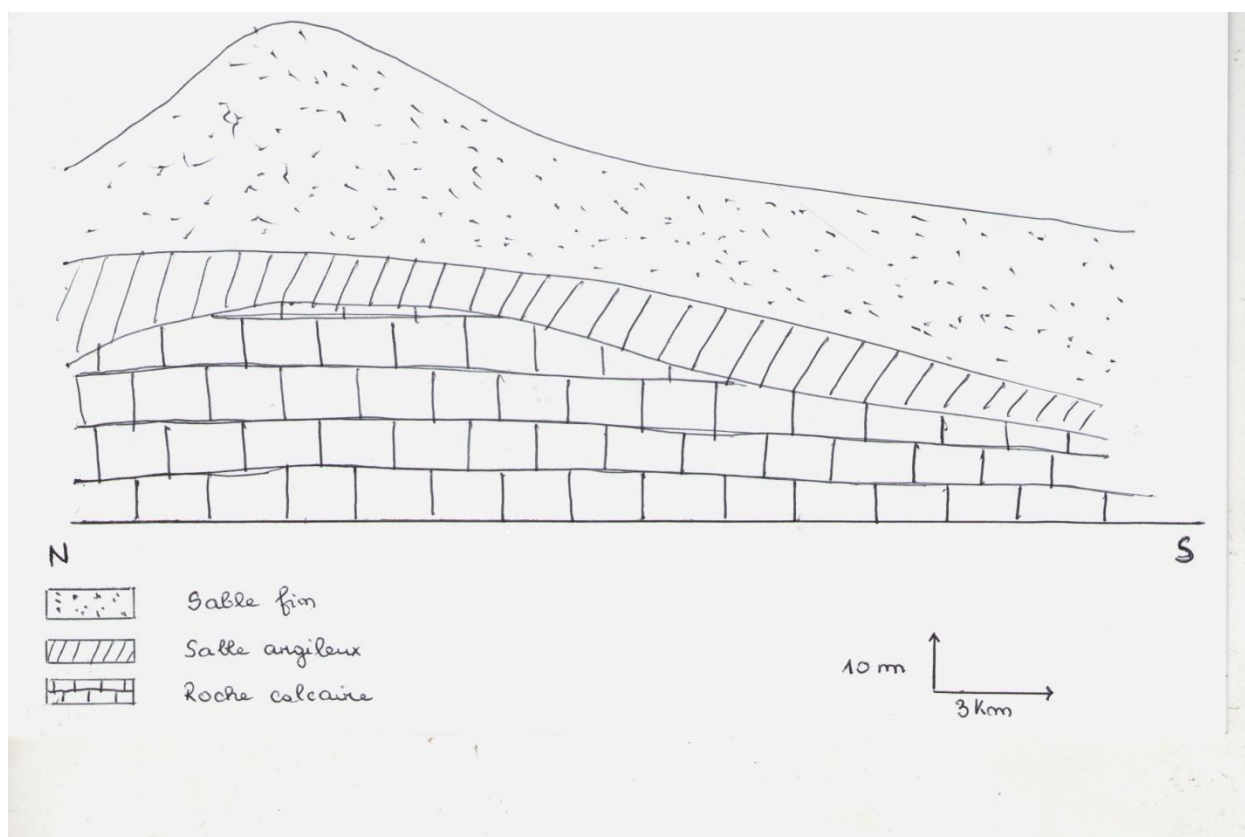


Illustration 4 : Coupe géologique N/S du site de Ranobe

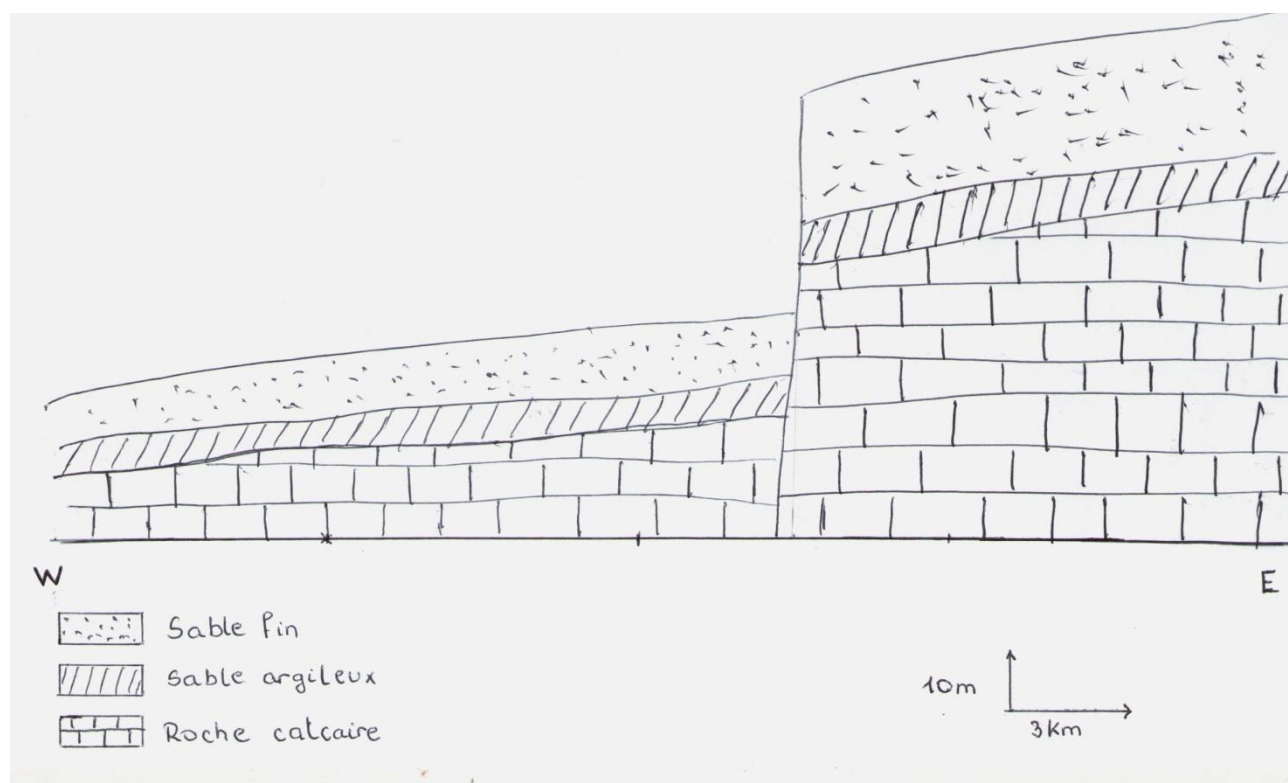


Illustration 5 : Coupe géologique W/E du site de Ranobe