

<b>INTRODUCTION GENERALE.....</b>	<b>16</b>
<b>Chapitre 1 : CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE.....</b>	<b>19</b>
<b>1.1- PRESENTATION GENERALE DE LA PLAINE DE MAGHNIA.....</b>	<b>21</b>
<b>1.1.1- LOCALISATION GEOGRAPHIQUE .....</b>	<b>21</b>
<b>1.1.2- HYDROGRAPHIE .....</b>	<b>21</b>
<b>1.1.3- CADRE MORPHOLOGIQUE ET STRUCTURAL.....</b>	<b>21</b>
<i>1.1.3.1- Principales phases tectoniques.....</i>	<i>21</i>
<i>1.1.3.2- Les unités structurales.....</i>	<i>24</i>
<i>1.1.3.3- Les principaux types d'accidents.....</i>	<i>24</i>
<b>1.2- CADRE GEOLOGIQUE. ....</b>	<b>24</b>
<b>1.2.1- SERIE LITHOSTRATIGRAPHIQUE.....</b>	<b>25</b>
<i>1.2.1.1-Paléozoïque : .....</i>	<i>25</i>
<i>1.2.1.2- Mésozoïque : .....</i>	<i>26</i>
<i>1.2.1.3- Cénozoïque : .....</i>	<i>28</i>
<i>1.2.1.4-Pllio-Quaternaire : .....</i>	<i>28</i>
<b>1.2.2- GEOLOGIE DE LA PLAINE.....</b>	<b>28</b>
<b>1.3- PROPRIETES HYDRAULIQUES DES DIFFERENTES FORMATIONS ....</b>	<b>29</b>
<b>Chapitre 2 : CLIMATOLOGIE .....</b>	<b>29</b>
<b>2.1- INTRODUCTION .....</b>	<b>31</b>
<b>2.2- ETUDE DES PRECIPITATIONS.....</b>	<b>31</b>
<b>2.2.1- RECHERCHE DES ERREURS ET CORRECTIONS DES MESURES.....</b>	<b>31</b>
<b>2.2.2-HYPOTHESES DE L'ANALYSE STATISTIQUE : .....</b>	<b>32</b>
<b>2.3- PLUVIOMETRIE ANNUELLE.....</b>	<b>33</b>
<b>2.3.1- HOMOGENEISATION DES PRECIPITATIONS ANNUELLES .....</b>	<b>33</b>
<i>2.3.1.1- Test de persistance de Wald-Wolfowitz (auto-corrélation).....</i>	<i>33</i>
<i>2.3.1.2- signification du coefficient d'auto-corrélation.....</i>	<i>33</i>
<b>2.3.2- ETUDE FREQUENTIELLE DES PRECIPITATIONS .....</b>	<b>34</b>
<i>2.3.2.1- Vérification de l'indépendance stochastique de la série d'observation ...</i>	<i>34</i>
<i>2.3.2.2- application du test à la station de Maghnia: .....</i>	<i>35</i>
<i>2.3.2.3- Recherche de la loi de distribution de la pluviométrie.....</i>	<i>35</i>
<b>2.3.3- L'IRREGULARITE DU REGIME DES PRECIPITATIONS DANS LE TEMPS : .....</b>	<b>36</b>
<b>2.3.4- PRECIPITATIONS MENSUELLES ET LES REGIMES SAISONNIERS .....</b>	<b>37</b>
<b>2.4- ETUDE DES TEMPERATURES.....</b>	<b>39</b>
<b>2.5- REGIME CLIMATIQUE .....</b>	<b>41</b>
<b>2.5.1- INDICES DE DE MARTONNE.....</b>	<b>41</b>
<b>2.5.2- INDICE D'EMBERGER.....</b>	<b>41</b>
<b>2.5.3- METHODE DE VISUALISATION (COURBE PLUVIOTHERMIQUES) .....</b>	<b>42</b>

<b>2.6- EVAPOTRANSPIRATION .....</b>	<b>42</b>
<b>2.6.1- CALCUL DE LA RESERVE FACILEMENT UTILISABLE (R.F.U) .....</b>	<b>43</b>
<b>2.6.2- CALCUL DE L'EVAPORATION ET DU DEFICIT D'ECOULEMENT .....</b>	<b>43</b>
2.6.2.1-méthode de Turc.....	44
2.6.2.2-méthode de Coutagne.....	44
2.6.2.3-méthode de Wundt.....	44
2.6.2.4-méthode de P.Verdeil.....	44
2.6.2.5-méthode de Thornthwaite .....	45
<b>2.6.3- BILAN ANNUEL ET PLUIE EFFICACE.....</b>	<b>45</b>
<b>2.6.4- CALCUL DU RUISSELLEMENT .....</b>	<b>46</b>
<b>2.6.5- DETERMINATION DE L'INFILTRATION ET CALCUL DES BILANS .....</b>	<b>46</b>
<b>Chapitre 3 : HYDROGEOLOGIE .....</b>	<b>48</b>
<b>3.1- INTRODUCTION .....</b>	<b>48</b>
<b>3.2- GEOMETRIE DE L'AQUIFERE.....</b>	<b>48</b>
<b>3.2.1- RECONNAISSANCES ANTERIEURES A 1990.....</b>	<b>48</b>
<b>3.2.2- NOUVELLES RECONNAISSANCES (APRES 1990).....</b>	<b>50</b>
<b>3.3- ANALYSE DE LA PIEZOMETRIE.....</b>	<b>54</b>
<b>3.3.1- CAMPAGNE PIEZOMETRIQUE (SEPTEMBRE, 1950) .....</b>	<b>55</b>
<b>3.3.2- CAMPAGNE PIEZOMETRIQUE (FEVRIER, 1989) .....</b>	<b>56</b>
<b>3.3.3- TRAVAUX RECENTS (CAMPAGNES PIEZOMETRIQUES, ANNEE 1995) .....</b>	<b>57</b>
3.3.3.1- Fluctuations piézométriques durant l'année 1995 .....	57
3.3.3.2- Evolution spatio-temporelle de la piézométrie de la nappe de Maghnia ..	59
3.3.3.3- Carte des battements maxima de la nappe .....	62
3.3.3.4- Evolution de la piézométrie entre 1950 et 1995 .....	63
<b>3.4- CARACTERISTIQUES HYDRODYNAMIQUES .....</b>	<b>64</b>
<b>3.4.1- REPARTITION DES PERMEABILITES.....</b>	<b>65</b>
<b>3.4.2- REPARTITION DES COEFFICIENTS D'EMMAGASINEMENT .....</b>	<b>66</b>
<b>Chapitre 4 : MODELISATION .....</b>	<b>68</b>
<b>4.1- INTRODUCTION .....</b>	<b>68</b>
<b>4.1.1- ETUDE DE L'INCIDENCE DU CHANGEMENT CLIMATIQUE SUR LE BILAN DES RESSOURCES EN EAU .....</b>	<b>69</b>
<b>4.1.2- ETUDE DE L'IMPACT DE L'UTILISATION DES NAPPES AQUIFERES A RENOUVELLEMENT TRES LENT .....</b>	<b>70</b>
<b>4.1.3- MESURES A PRENDRE EN CAS DE SECHERESSE OU D'INONDATION .....</b>	<b>70</b>
4.1.3.1- Importance de la mesure .....	70
4.1.3.2- Restauration de l'équilibre d'une nappe.....	71
4.1.3.3- Accroissement de la ressource et stockage.....	71
4.1.3.4- Protection de l'environnement .....	71
<b>4.2- THEORIE SUR LES MODELES .....</b>	<b>72</b>

<b>4.2.1- ELABORATION D'UN MODELE.....</b>	<b>72</b>
<b>4.2.2- CHOIX DES MODELES.....</b>	<b>73</b>
4.2.2.1- <i>Limites de la modélisation.....</i>	<i>74</i>
<b>4.2.3- FORMULATION MATHÉMATIQUE.....</b>	<b>75</b>
<b>4.2.4 METHODE DE RESOLUTION.....</b>	<b>76</b>
<b>4.2.5- CONDITIONS INITIALES ET CONDITIONS AUX LIMITES .....</b>	<b>79</b>
4.2.5.1- <i>Conditions initiales.....</i>	<i>79</i>
4.2.5.2- <i>Conditions aux limites .....</i>	<i>79</i>
<b>4.3- CARACTERISTIQUES DU MODELE .....</b>	<b>82</b>
<b>4.3.1- DESCRIPTION ET MODE DE FONCTIONNEMENT DU MODELE. ....</b>	<b>82</b>
<b>4.3.2- DISCRETISATION DU DOMAINE D'ETUDE.....</b>	<b>83</b>
<b>4.3.3- CALAGE DU MODELE EN REGIME TRANSITOIRE .....</b>	<b>84</b>
4.3.3.1- <i>Conditions aux limites :.....</i>	<i>843</i>
4.3.3.2- <i>Prélèvements.....</i>	<i>85</i>
4.3.3.3- <i>Potentiels .....</i>	<i>86</i>
4.3.3.4- <i>Alimentation.....</i>	<i>86</i>
4.3.3.5- <i>Calage du modèle .....</i>	<i>86</i>
4.3.3.6- <i>Résultats du calage.....</i>	<i>87</i>
<b>4.4- EXPLOITATION DU MODELE.....</b>	<b>99</b>
<b>4.4.1- EVOLUTION DE L'EXPLOITATION DE LA NAPPE DE MAGHNA APRES UNE ANNEE .....</b>	<b>100</b>
<b>4.4.2- SIMULATIONS DES ECOULEMENTS SOUTERRAINS A L'ECHEANCE 2025 .....</b>	<b>103</b>
<b>4.5- CRITIQUE DES RESULTATS DU MODELE .....</b>	<b>109</b>
<b>Chapitre 5 : GEOSTATISTIQUE .....</b>	<b>110</b>
<b>5.1- INTRODUCTION .....</b>	<b>110</b>
<b>5.2- EVOLUTION DE LA GEOSTATISTIQUE.....</b>	<b>110</b>
<b>5.3- DES VARIABLES REGIONALISEES AUX FONCTIONS ALEATOIRES</b>	<b>111</b>
<b>5.4- ANALYSE VARIOGRAPHIQUE .....</b>	<b>112</b>
<b>5.4.1- RAPPEL DES FORMULES ET DE L'ALLURE DES VARIOGRAMMES .....</b>	<b>113</b>
<b>5.4.2- COMPORTEMENT DES VARIOGRAMMES A L'ORIGINE.....</b>	<b>114</b>
<b>5.4.3- FORME DES VARIOGRAMMES A GRANDE DISTANCE.....</b>	<b>116</b>
<b>5.5- INTERPOLATION DES DONNEES .....</b>	<b>116</b>
<b>5.5.1- VALIDATION CROISEE.....</b>	<b>117</b>
<b>5.5.2- ELABORATION DES CARTES KRIGÉES.....</b>	<b>118</b>
<b>CONCLUSION GENERALE .....</b>	<b>124</b>

<b>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....</b>	<b>127</b>
<b>ANNEXES.....</b>	<b>134</b>
<b>ANNEXE I : PRECIPITATIONS MENSUELLES A LA STATION DE MAGHNIA.....</b>	<b>135</b>
<b>ANNEXE II : DONNEES SUR LES FORAGES . .....</b>	<b>136</b>
<b>ANNEXE III : LEVES PIEZOMETRIQUES DE LA NAPPE DE MAGHNIA... </b>	<b>137</b>
<b>ANNEXE IV : MODE DE FONCTIONNEMENT DU MODELE : A.S.M .....</b>	<b>138</b>
INTRODUCTION DES DONNEES .....	138
ETAPE DE CALCUL .....	138
<b>ANNEXE V : POTENTIELS SIMULES ET MESURES LORS DU CALAGE DU MODELE EN MOYENNES EAUX.....</b>	<b>139</b>
<b>ANNEXE VI : CONDITIONS AUX LIMITES.....</b>	<b>140</b>
<b>ANNEXE VII: METHODES GEOSTATISTIQUES : VARIOGRAMMES ET KRIGEAGE.....</b>	<b>141</b>
INTRODUCTION.....	141
<b>I-1- L'HYPOTHESE DE STATIONNARITE D'ORDRE 2 .....</b>	<b>142</b>
<b>I-2- L'HYPOTHESE INTRINSEQUE .....</b>	<b>143</b>
<b>II- LE VARIOGRAMME.....</b>	<b>143</b>
<b>II-1- ESTIMATION DU VARIOGRAMME .....</b>	<b>144</b>
<b>II-2- AJUSTEMENT DU GRAPHE <math>\Gamma(H)</math> A UN MODELE THEORIQUE.....</b>	<b>146</b>
<b>III- LE KRIGEAGE.....</b>	<b>149</b>
<b>III-1- KRIGEAGE SIMPLE .....</b>	<b>149</b>
<b>III-2- KRIGEAGE UNIVERSEL.....</b>	<b>154</b>
<b>III-3- QUELQUES PROPRIETES DU KRIGEAGE.....</b>	<b>156</b>

## LISTE DES ABREVIATIONS ET DES SYMBOLES

### Symboles utilisés

**P** : précipitations [L]  
**ETP** : évapotraspiration potentielle [L]  
**ETR** : évapotranspiration réelle [L]  
**RFU** : réserve facilement utilisable  
**D** : déficit d'écoulement [L]  
**DA** : déficit agricole [L]  
**R** : ruissellement [L]  
**I** : infiltration [L]  
**Cv** : coefficient de variation  
**div** : divergent  
**grad** : gradient  
**e** : épaisseur mouillée de l'aquifère [L]  
**h** : charge hydraulique [L]  
**H<sub>moy</sub>** : charge hydraulique moyenne [L]  
**H<sub>cal</sub>** : charge hydraulique calculée [L]  
**H<sub>mes</sub>** : charge hydraulique mesurée [L]  
**i** : module du gradient hydraulique  
**K** : coefficient de perméabilité [L.T<sup>-1</sup>]  
**K** : tenseur de perméabilité [L.T<sup>-1</sup>]  
**K<sub>x</sub>, K<sub>y</sub>, K<sub>z</sub>** : perméabilité selon les directions O<sub>x</sub>, O<sub>y</sub>, O<sub>z</sub> dans un repère direct (O, X, Y, Z) [L.T<sup>-1</sup>]  
**Q** : débit [L<sup>3</sup>.T<sup>-1</sup>]  
**q** : débit volumique d'eau prélevé par unité de volume du VER [T<sup>-1</sup>] spécifique  
**S** : coefficient d'emménagement  
**S<sub>s</sub>** : coefficient d'emménagement spécifique [L<sup>-1</sup>]  
**s** : rabattement mesuré dans un piézomètre [L]  
**T** : coefficient de transmissivité [L<sup>2</sup>.T<sup>-1</sup>]  
**T** : tenseur de transmissivité [L<sup>2</sup>.T<sup>-1</sup>]  
**T<sub>x</sub>, T<sub>y</sub>** : transmissivités selon les directions O<sub>x</sub> et O<sub>y</sub> [L<sup>2</sup>.T<sup>-1</sup>]  
**t** : temps [T]  
**VER** : Volume Elémentaire Représentatif  
**FA** : Fonction Aléatoire  
**FAI-k** : Fonction Aléatoire intrinsèque d'ordre k  
**VR** : Variable Régionalisée  
**VA** : Variable Aléatoire  
**z** : Variable Régionalisée z(x)  
**Z** : Fonction Aléatoire Régionalisée Z(x, ω)  
**var** : variance  
**cov** : covariance  
**γ** : Variogramme, un variogramme stationnaire est noté γ(h)  
**λ** : Pondérateur d'une donnée  
**σ<sup>2</sup>** : Variance de dispersion

## **Abréviations utilisées**

**A.N.R.H:** Agence Nationale des Ressources Hydrauliques

**D.H.W:** Direction Hydraulique de la Wilaya

**A.D.E:** Algérienne des Eaux

**A.N.B.T:** Agence Nationale des Bassins et des Transferts

**D.S.A :** Direction des Services Agricoles

**O.N.M :** Office Nationale de Météorologie

## LISTE DES FIGURES

<i>Figure 1 : Carte de situation de la plaine de Maghnia .....</i>	<i>21</i>
<i>Figure 2 : Réseau hydrographique du bassin versant de l'oued Mouilah.....</i>	<i>22</i>
<i>Figure 3 : Carte structurale de la plaine de Maghnia.....</i>	<i>23</i>
<i>Figure 4 : Carte géologique de la plaine de Maghnia .....</i>	<i>25</i>
<i>Figure 5 : Série stratigraphique synthétique de la plaine de Maghnia.....</i>	<i>26</i>
<i>Figure 6 : Coupe N-S illustrant la structure en horsts et grabens .....</i>	<i>29</i>
<i>Figure 7 : Ajustement des précipitations annuelles à la station de Maghnia .....</i>	<i>35</i>
<i>Figure 8 : Variations interannuelles des précipitations à la station de Maghnia.....</i>	<i>37</i>
<i>Figure 9 : Variations des paramètres statistiques des précipitations mensuelles à la station de Maghnia (1970-2005).....</i>	<i>38</i>
<i>Figure 10 : Variations des précipitations mensuelles à la station de Maghnia .....</i>	<i>38</i>
<i>Figure 11 : Variations saisonnières des précipitations à la station de Maghnia.....</i>	<i>39</i>
<i>Figure 12 : Variation mensuelle des températures à la station de Maghnia .....</i>	<i>40</i>
<i>Figure 14 : courbe pluviothermique de la station de Maghnia .....</i>	<i>42</i>
<i>Figure 15 : coupe des forages réalisés dans la plaine de Maghnia avant 1965 .....</i>	<i>49</i>
<i>Figure 16 : Essai de corrélation des coupes lithostratigraphiques des forages .....</i>	<i>51</i>
<i>Figure 17 : Coupes schématiques des forages réalisés après 1990 dans la plaine de Maghnia .....</i>	<i>52</i>
<i>Figure 18b : coupes géologiques interprétatives à travers la plaine de Maghnia.....</i>	<i>53</i>
<i>Figure 19 : carte des épaisseurs de l'aquifère de Maghnia .....</i>	<i>54</i>
<i>Figure 20 : carte des puits d'observation au niveau de la plaine de Maghnia.....</i>	<i>55</i>
<i>Figure 21 : Carte piézométrique de la nappe de la plaine de Maghnia.....</i>	<i>56</i>
<i>Figure 22 : Carte piézométrique de la nappe de Maghnia (M. Ameer et F. Saad, 1990) .....</i>	<i>57</i>
<i>Figure 23 : Fluctuations de la nappe de Maghnia durant l'année 1995.....</i>	<i>58</i>
<i>Figure 24 : Carte piézométrique de la nappe de la plain de Maghnia.....</i>	<i>59</i>
<i>Figure 25 : Carte piézométrique de la nappe de la plaine de Maghnia.....</i>	<i>60</i>

<i>Figure 26 : Carte piézométrique de la nappe de la plaine de Maghnia.....</i>	<i>60</i>
<i>Figure 27 : Vue en 3D de la piézométrie de la nappe et du mur de l'aquifère .....</i>	<i>62</i>
<i>Figure 28 : Carte de battement maximum de la nappe de la plaine de Maghnia en 1995. .....</i>	<i>63</i>
<i>Figure 29 : évolution de la piézométrie entre 1950 et 1995.....</i>	<i>64</i>
<i>Figure 30 : répartition spatiale des perméabilités .....</i>	<i>66</i>
<i>Figure 31 : répartition spatiale des coefficients d'emmagasinement.....</i>	<i>67</i>
<i>Figure 32 : relations entre système réel, schéma conceptuel et modèle .....</i>	<i>72</i>
<i>Figure 33 : Méthodes de résolutions des équations aux dérivées partielles .....</i>	<i>77</i>
<i>Figure 34 : Discrétisation en mailles carrées .....</i>	<i>78</i>
<i>Figure 35 : bilan des flux entrants sur la maille i .....</i>	<i>78</i>
<i>Figure 36 : Structure générale du modèle global « A.S.M ».....</i>	<i>83</i>
<i>Figure 37 : discrétisation du modèle en mailles carrées.....</i>	<i>84</i>
<i>Figure 38 : Etapes successives du calage du modèle .....</i>	<i>87</i>
<i>Figure 39 : Carte piézométrique calculée (moyenne eaux).....</i>	<i>88</i>
<i>Figure 40 : Superposition des cartes piézométriques observée et calculée .....</i>	<i>90</i>
<i>Figure 41 : Carte piézométrique calculée (basses eaux).....</i>	<i>91</i>
<i>Figure 42 : Carte piézométrique calculée (Hautes eaux).....</i>	<i>91</i>
<i>Figure 43 : Superposition des cartes piézométriques observée et calculée de la nappe de Maghnia (basses eaux).....</i>	<i>93</i>
<i>Figure 44 : Superposition des cartes piézométriques observée et calculée .....</i>	<i>93</i>
<i>Figure 45 : Répartition spatiale des perméabilités adoptées pour le calage .....</i>	<i>95</i>
<i>Figure 46 : répartition spatiale des coefficients d'emmagasinement.....</i>	<i>96</i>
<i>Figure 47 : répartition spatiale du coefficient de diffusivité de la nappe de Maghnia ..</i>	<i>97</i>
<i>Figure 48 : Bilan de la nappe après calage du modèle sur l'état piézométrique .....</i>	<i>98</i>
<i>Figure 49 : carte de rabattement de la nappe après une année de pompage.....</i>	<i>103</i>
<i>Figure 50 : Etats piézométriques simulés (Q x 2).....</i>	<i>107</i>
<i>Figure 51 : Etats piézométriques simulés (Q x10).....</i>	<i>108</i>



<i>Figure 52 : Paramètres du variogramme .....</i>	<i>112</i>
<i>Figure 53 : variogrammes des perméabilités .....</i>	<i>115</i>
<i>Figure 54 : variogrammes du mur de l'aquifère .....</i>	<i>115</i>
<i>Figure 55 : Variogrammes de l'épaisseur de l'aquifère.....</i>	<i>115</i>
<i>Figure 56 : les différentes phases du krigeage (Droz,1985).....</i>	<i>117</i>
<i>Figure 57 : Carte krigée des perméabilités suivant la direction N-S.....</i>	<i>119</i>
<i>Figure 58 : Carte krigée des perméabilités suivant la direction E-W.....</i>	<i>119</i>
<i>Figure 59 : Carte krigée du mur de la nappe suivant une direction E-W .....</i>	<i>120</i>
<i>Figure 60 : Carte krigée de l'épaisseur de l'aquifère suivant une direction N-S .....</i>	<i>121</i>
<i>Figure 61 : Carte krigée de l'épaisseur de l'aquifère suivant une direction E-W .....</i>	<i>121</i>
<i>Figure 62 : Calage de la piézométrie à partir des perméabilités krigées .....</i>	<i>122</i>

## LISTE DES TABLEAUX

<i>Tableau 1 : Inventaire des réservoirs aquifères de la région.....</i>	<i>29</i>
<i>Tableau 2 : Valeurs de <math>y_i</math>.....</i>	<i>33</i>
<i>Tableau 3 : Précipitations annuelles à la station de Maghnia (1970-2005).....</i>	<i>35</i>
<i>Tableau 4 : calcul du <math>\chi^2</math> pour la station de Maghnia (Loi normale).....</i>	<i>36</i>
<i>Tableau 5 : Précipitations caractéristiques.....</i>	<i>36</i>
<i>Tableau 6 : Caractéristiques des précipitations annuelles de la station de Maghnia....</i>	<i>36</i>
<i>Tableau 7 : moyenne, écart - type et coefficient de variation des précipitations .....</i>	<i>37</i>
<i>Tableau 8 : précipitations saisonnières.....</i>	<i>39</i>
<i>Tableau 9: moyennes mensuelles et annuelles des températures .....</i>	<i>40</i>
<i>Tableau 10 : indice d'aridité de De Martonne .....</i>	<i>41</i>
<i>Tableau 11 : indice d'Emberger .....</i>	<i>41</i>
<i>Tableau 12 : valeurs de C-F (%) en fonction .....</i>	<i>43</i>
<i>Tableau 13 : valeur de l'ETR (Turc).....</i>	<i>44</i>
<i>Tableau 14 : valeur du déficit d'écoulement (Coutagne).....</i>	<i>44</i>
<i>Tableau 15 : valeur du déficit et du quotient d'écoulement (Wundt) .....</i>	<i>44</i>
<i>Tableau 16 : valeur du déficit d 'écoulement (P.Verdeil).....</i>	<i>45</i>
<i>Tableau 17 : valeurs de l'ETP à la station de Maghnia (1970/2005).....</i>	<i>45</i>
<i>Tableau 18 : éléments du bilan hydrologique calculés (mm) pour la station de Maghnia (1970/2005) (R.U = 90 mm).....</i>	<i>45</i>
<i>Tableau 19 : éléments du bilan hydrologique calculés (mm) pour la station de Maghnia (1994/95) (RU = 90 mm).....</i>	<i>46</i>
<i>Tableau 20 : valeur du ruissellement (Tixeront – Berkaloff).....</i>	<i>46</i>
<i>Tableau 21 : valeur de l'infiltration selon les différents auteurs .....</i>	<i>46</i>
<i>Tableau 22 : Caractéristiques hydrodynamiques à l'endroit des forages.....</i>	<i>65</i>
<i>Tableau 23 : modèles hydrogéologiques .....</i>	<i>73</i>
<i>Tableau 24 : pompages imposés au modèle (<math>m^3/s</math>).....</i>	<i>85</i>
<i>Tableau 25 : Ecart d'étalonnage du modèle après calage.....</i>	<i>89</i>

<i>Tableau 26 : Ecart d'étalonnage du modèle après calage en période.....</i>	<i>92</i>
<i>Tableau 27 : Comparaison entre les perméabilités mesurées et celles du modèle .....</i>	<i>94</i>
<i>Tableau 28 : Bilan de la nappe après calage du modèle.....</i>	<i>98</i>
<i>Tableau 29 : Bilan de la nappe au niveau du chenal.....</i>	<i>99</i>
<i>Tableau 30 : Baisse de la piézométrie après une sécheresse continue.....</i>	<i>104</i>
<i>Tableau 31 : Hypothèses des simulations hydrodynamiques réalisées au niveau.....</i>	<i>105</i>
<i>Tableau 32 : Identification des paramètres hydrogéologiques .....</i>	<i>116</i>
<i>Tableau 33 : résultats de la validation croisée.....</i>	<i>118</i>

## INTRODUCTION GENERALE

La pénurie d'eau est devenue un problème crucial vécu par toutes les sociétés et en particulier par celles des pays du Maghreb et de l'Algérie (Bengueddache, 1999 ; Kettab, 2001). En effet, l'accroissement des populations et le développement des agglomérations, des unités industrielles et des terres cultivées ont eu pour corollaire une dégradation de la qualité des eaux souterraines et une baisse très significative des réserves qui représentent parfois les seules ressources d'eau pour l'alimentation des populations. En Algérie, le déficit en eau est devenu inquiétant confirmant les diverses expertises partant d'hypothèse et usant de méthodologies différentes qui ont toutes conclu que notre pays se trouvera entre 2010 et 2025 confronté à une pénurie quasi-endémique (Laborde et al, 2003). Face à ce problème, La gestion active des aquifères est l'un des instruments stratégiques capables de susciter et d'accompagner les évolutions et les changements dans la perspective d'un environnement durable (Detay, 1997). Les outils les plus performants actuellement pour l'aide à la prise de décision sont les modèles de simulation mathématique qui permettent de visualiser clairement les conséquences vraisemblables d'une variation quantitative ou qualitative du flux d'eau souterrain à la suite d'une modification des apports ou des prélèvements. (Conférence Ministérielle Euro-méditerranéenne sur la gestion de l'eau).

Le remplissage plio-quadernaire du bassin de la plaine de Maghnia située au Nord Ouest algérien renferme des ressources hydriques assez importantes (14 Millions m<sup>3</sup>) (Bouanani et al, 1999). Cependant l'accroissement des besoins en eau pour l'alimentation des populations, les activités industrielles et agricoles a conduit les services de l'hydraulique à intensifier les prélèvements au niveau des principaux champs captant de la plaine. Cette situation a eu pour conséquence une chute du niveau de la nappe et une diminution des débits des oueds.

L'étude réalisée dans le cadre des travaux de (Bonnet 1965, 1969 ; Ameer et Saad 1990), a permis de connaître la nature du remplissage alluvionnaire de la cuvette et de définir les sens d'écoulement des eaux. Des indications ont été données sur les caractéristiques hydrodynamiques de la nappe et sur la chimie des eaux. Toutefois, il restait à cerner les aspects concernant la géométrie de la fosse et les potentialités de la

nappe. En 1993, à l'initiative des collectivités locales et territoriales huit (08) forages et 24 piézomètres ont été réalisés. En outre, un suivi mensuel de la piézométrie de la nappe de Maghnia a été programmé durant l'année 1995 par les services de l'Agence Nationale des Ressources Hydriques (ANRH). Les données de ce programme servent de base à cette présente étude.

Dans ce travail, nous présentons pour la première fois un modèle hydrodynamique de la nappe de Maghnia que nous avons réalisé en utilisant le code ASM.5 (Aquifère simulation model.5) (Kinzelbach et Rausch, 1995) basé sur la méthode des différences finies. Ceci, nous a conduit à l'identification de la structure du réservoir alluvionnaire, de sa géométrie et des paramètres hydrogéologiques qui gèrent ses comportements hydrodynamiques, lesquels n'ont fait jusqu'à présent l'objet d'aucune recherche sur l'intégralité de la nappe.

Pour atteindre l'objectif principal de cette recherche, nous avons réalisé :

- le premier chapitre : consacré à l'étude du contexte géologique de la région d'étude à partir de l'interprétation des données de forages et à l'identification de la géométrie de l'aquifère alluvionnaire indispensable à l'élaboration du modèle mathématique.
- le deuxième chapitre est consacré à l'évaluation des différents termes du bilan hydrologique en s'appuyant essentiellement sur les relevés pluviométriques et de température. L'objectif de ce chapitre est de fournir les éléments dynamiques nécessaires à l'évaluation des transferts de débits qu'ils soient entrants ou sortants (alimentation par les précipitations, alimentation par les oueds etc...).
- dans le troisième chapitre, le dépouillement des pompages d'essai effectués dans les forages permettra de déterminer les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère alluvionnaire. Nous tenterons à la fin de ce chapitre de mettre en évidence les directions d'écoulement des eaux souterraines à partir des courbes piézométriques.
- quatrième chapitre : la synthèse des données hydrogéologiques conduira à préciser les caractéristiques de l'aquifère, et à représenter par un modèle numérique l'écoulement dans le système aquifère. L'objectif de cette recherche est de vérifier les hypothèses retenues et d'améliorer la connaissance des perméabilités du domaine modélisé. La modélisation permettra de suivre l'évolution de la piézométrie et d'évaluer des bilans hydrogéologiques en tenant compte de l'augmentation croissante des prélèvements. Les impacts des processus anthropiques sur l'équilibre hydrodynamique de la nappe de la plaine seront également abordés.

- cinquième chapitre : une étude géostatistique de certains paramètres hydrogéologiques permettra de comparer les résultats à ceux du modèle mathématique et l'acquisition, par cet outil, de nouvelles informations complémentaires à celles données par le modèle.

Enfin, nous essayerons de conclure par un récapitulatif des principaux résultats obtenus et faire le point sur l'état de la ressource d'un point de vue quantitatif. Les résultats obtenus seront évoqués en liaison avec la démarche utilisée et les données prises en considération.

# Chapitre 1 : CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

*« En essayant continuellement on finit par réussir.  
Donc : plus ça rate, plus on a de chances que ça marche. »  
Devise Shadoc*

## 1.1- PRESENTATION GENERALE DE LA PLAINE DE MAGHNIA

### 1.1.1- Localisation géographique

La plaine de Maghnia (fig.1), couvre une étendue d'environ 351 Km<sup>2</sup>. Elle se situe au Nord Ouest de l'Algérie entre les Monts de Tlemcen au Sud (Rhar-Roubane) et les Traras au Nord (Djebel Fillaoucène). Elle est bordée à l'Est par le Djebel Tefatisset et à l'Ouest, elle se prolonge par la plaine des Angads au Maroc. La plaine est traversée par l'Oued Ouardefou et ses affluents (Oued Aouina, Oued Mehaguène et Oued Abbès).

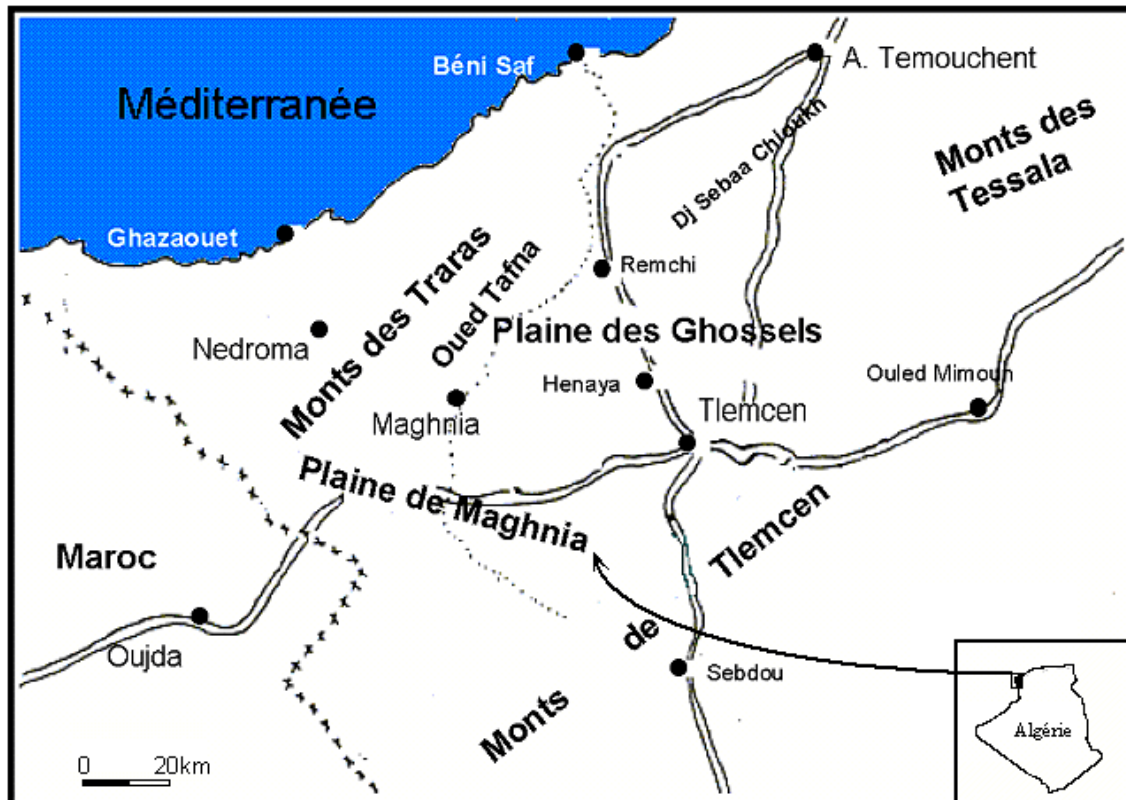


Figure 1: Carte de situation de la plaine de Maghnia

### 1.1.2- Hydrographie

Deux Oueds principaux traversent la plaine de Maghnia (fig. 2) :

- l'Oued Mouilah, important affluent rive gauche de la Tafna, prend naissance dans la région d'El Abed, en Algérie, à 1250m d'altitude, puis pénètre au Maroc sous le nom d'oued Isly qui suit un cours intermittent. Il redevient permanent en aval de la ville

d'Oujda (Maroc) à 490m d'altitude, sous l'appellation d'oued Bou Naïm, et enfin pénètre en Algérie, aux environs de Maghnia, et prend le nom d'oued Mouilah.  
 - l'Oued Ouardefou qui draine les Oueds El Abbès, Aouina et Mehaguène.

Ces deux Oueds définissent deux zones de drainage dont l'une (Oued Mouilah) s'étend au Nord de la ville de Maghnia et comprend la plaine des Angads au sens large et dont l'autre (Ouardefou) correspond à la plaine de Maghnia proprement dite. Entre les deux, le bombement des Béni-Ouassine constitue un seuil peu élevé qui interdit toute communication naturelle.

Oueds	Mouilah	Ouardefou
Superficie du bassin versant (Km <sup>2</sup> )	1827	612
altitude moyenne (m)	854	676

L'Oued Mouilah et l'Oued Ouardefou confluent en aval de Maghnia et constituent l'exutoire superficiel du bassin fermé, de la plaine d'effondrement de Maghnia.

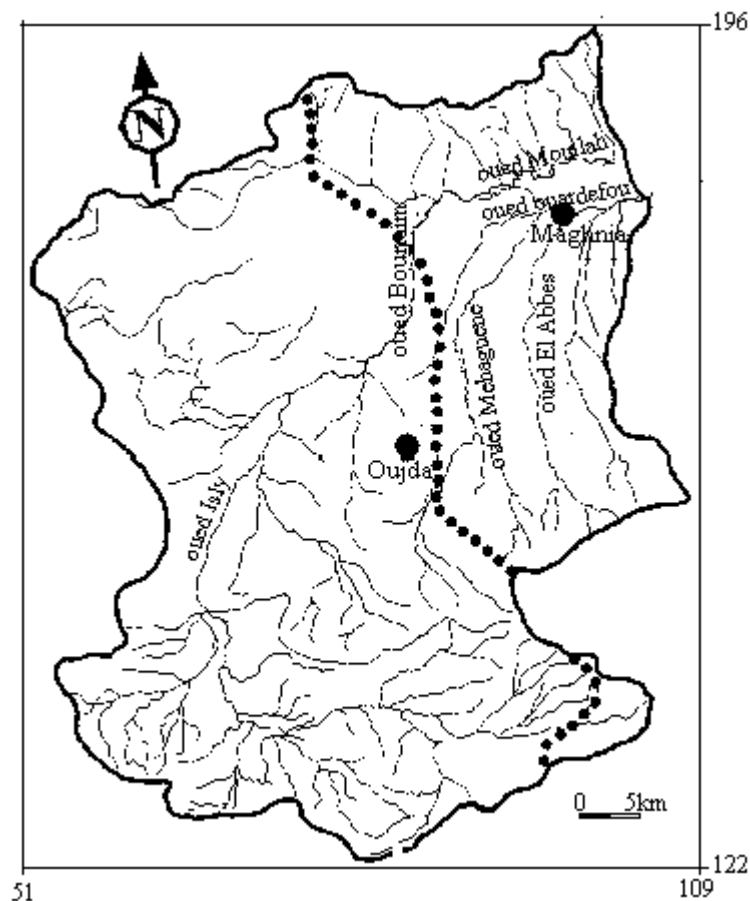


Figure 2 : Réseau hydrographique du bassin versant de l'oued Mouilah

### 1.1.3- Cadre morphologique et structural (fig. 3)



Les grands traits structuraux de la région sont hérités de l'orogénèse Hercynienne (P. Guardia, 1975).

Le secteur étudié peut être considéré comme un graben à remplissage de sédiments récents, limité au Nord par les Monts des Traras qui se prolongent au Maroc par les Monts de Béni Snassen et au Sud par le Horst de Rhar Rouban.

Entre ces deux chaînes, s'installe le bombement des Béni-Ouassine qui recoupe la plaine de Maghnia.

L'ensemble du substratum jurassique s'abaisse progressivement d'Ouest en Est. Le style tectonique est de type cassant.

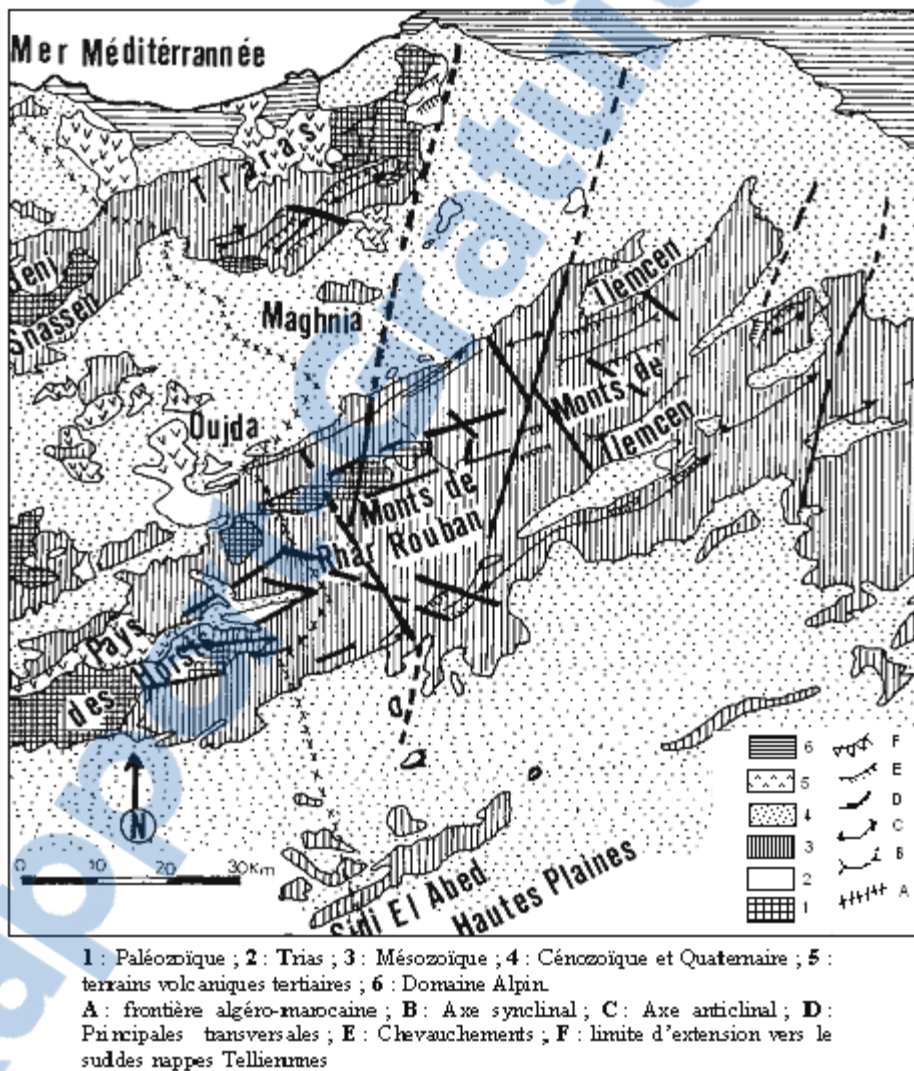


Figure 3 : Carte structurale de la plaine de Maghnia

### 1.1.3.1- Principales phases tectoniques

Depuis l'Eocréacé et jusqu'à une période récente, on distingue cinq phases principales, (M. Benest, 1982).

- Phase Eocrétacé: la subsidence durant le Jurassique supérieur de l'Eocrétacé, est contrôlée par le jeu ou le rejeu des grands accidents SW-NE, SE-NW et sub-méridiens hérités de l'orogénèse hercynienne, (M. Benest, 1981).

Au NW, dans les Monts des Traras, (P. Guardia, 1975) a également signalé des mouvements syn-sédimentaires qu'il rapporte à une tectogénèse pré-atlasique.

- Phase Atlasique : correspond aux mouvements qui se sont produits à partir du Cénomaniens et se terminent avant la mise en place des nappes Telliennes (P. Guardia, 1975). Elle permet d'envisager deux types de mouvements successifs : compressifs puis distensifs.

\* importante phase de compression N-S à NW-SE avec un paroxysme Miocène probable :

Par comparaison avec la région des Traras, cette phase anté-méssiniène, est à l'origine des structures coulissantes et chevauchantes (M. Benest, 1974).

\*Phase dominante distensive : qui a contribué à la surrection des reliefs actuels et a entraîné la régression Pliocène, ainsi que le rejeu des failles préexistantes et a accentué le découpage en Horsts et grabens.

- Phase récente : Plio-quadernaire.

### **1.1.3.2- Les unités structurales**

La zone étudiée se compose de plusieurs unités structurales. D'après (G. Lucas, 1942), on distingue dans la région successivement du Sud vers le Nord :

- une zone synclinale : Ras-Asfour.
- une zone anticlinale au Nord de Rhar-Roubane et au Nord de Béni-Bahdel.
- une zone synclinale: Monts de Kef.
- une zone anticlinale du Djebel Hamra.
- Une zone abaissée de la plaine de Maghnia.

### **1.1.3.3- Les principaux types d'accidents**

Dans la région étudiée, nous avons quatre (04) types d'accidents principaux :

**a-** Accidents WSW-ENE (Nord 70°E) : cette direction correspond à des zones hautes ou effondrées : Ils déterminent des mouvements verticaux de grand amplitude (au moins 200m) avec un rejet total supérieur à 1000m pour l'ensemble des failles.

**b-** Accidents SSW-NNE (Nord 20°E) : dont la plupart ont fonctionné en décrochements sénestres, ils correspondent aux transversales de Glangeaud, 1951 (S. Elmi, 1970).

**c-** Accidents SSW-NNW (Nord 140°E) : ce sont des failles ayant joué en décrochements dextres, ex: décrochement des Béni- Boussaïd.

**d-** Accidents E-W (Nord 90°E) : ces failles ont aussi joué en décrochements dextres.

## **1.2- CADRE GEOLOGIQUE.**

Ainsi, la structure établie, nous pouvons identifier plusieurs horizons aquifères. Nous décrivons ci-dessous les différentes formations et nous tenterons d'appréhender la géométrie des principales nappes exploitées par de nombreux ouvrages de captage.

Les descriptions des formations impliquées sont extraites en grande partie du rapport de (P. Bonnet, 1965 et de M. Benest, 1981, 1982, 1985, 1999).

La plaine de Maghnia (fig. 4) est une cuvette allongée selon une direction ENE-WSW, comblée par des dépôts d'érosion des montagnes bordières (Rhar-Roubane et Djebel Fillaoucène). Les reliefs de bordure sont géologiquement très diversifiés. Nous allons passer en revue les principales formations géologiques qui seront décrites de bas en haut :

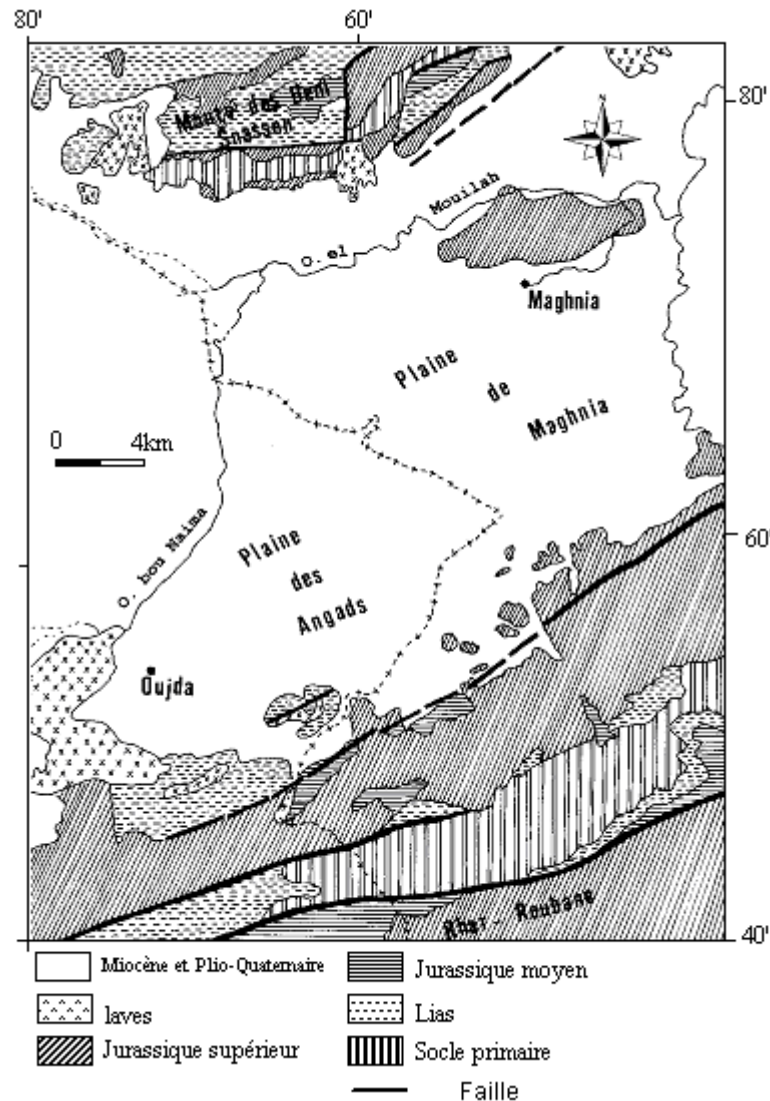


Figure 4 : Carte géologique de la plaine de Maghnia

### 1.2.1- Série Lithostratigraphique (fig. 5)

#### 1.2.1.1-Paléozoïque :

Formant l'ossature de la région, il correspond à une bande grossièrement orientée SW-NE formée essentiellement de schistes et de quartzites. Cette bande est bordée au Nord et au Sud par des terrains du Secondaire.

Nous résumons rapidement la série du socle primaire :

**a- Le Silurien** : plissé et métamorphisé, il est représenté par des schistes.

**b- Le Dévonien** : formé essentiellement des schistes et de quartzites, avec des inclusions de microbrèches, probablement carbonifères. On y trouve parfois des granites à tourmaline.

**c- Le Carbonifère** : représenté également par des schistes rubéfiés.

Pr (m)	Age	Log	description géologique
80	Plio-Quaternaire		alluvions
	MIOCENE	TERTIAIRE	Marnes grises sableuses helvétiques à la base grès calcaires
540			Dolomies
740			Marnes et calcaires marneux
890			Dolomies
1090			Grès quartzeux avec des bancs de marnes vertes ou lie de vin
1400			Marnes argileuses grises et argiles schisteuses
1480			calcaires à Laméllibranches et dolomies cristallines
1640			Dolomies cristallines Calcaires gris sublithographiques marnes, Calcaires avec passées dolomitiques
1990			Marnes violcées, gypsifères et grès grossiers rouges avec intercalations argileuses
	PERMO-TRIAS		
	Carbonifère	PRIMAIRE	Calcaires
	Dévonien		Granites
	Slurien		Schistes et quartzites

Figure 5 : Série stratigraphique synthétique de la plaine de Maghnia

**d- Permo-Trias** : formation détritique à galets hétérogènes et hétérométriques cimentés par des argiles rougeâtres

### 1.2.1.2- Mésozoïque :

Reposant en discordance et en transgression sur le primaire, il est formé principalement, par des carbonates renfermant parfois des éléments détritiques provenant des reliefs primaires préexistants :

**a- Jurassique** : c'est une série épaisse dont la puissance est supérieure à 1000m, nous distinguons :

### **-Jurassique inférieur et moyen :**

- Lias inférieur : affleurant principalement dans la zone de Sidi-El-Abed au Sud de Rhar-Roubane (G. Lucas, 1942), représenté par des calcaires bleuâtres avec quelques passées dolomitiques.
- Lias moyen : correspond à des calcaires homogènes charmouthiens (G.Lucas, 1942) affleurant au Djebel Zeraïg et dans les Béni- Snassen. Ces calcaires présentent des indices d'émersion et comportant des stylolithes dures dues, aux phénomènes de compaction : Ce faciès passe à des calcaires spathiques à brachiopodes rapportés au Domérien avec des éléments de bioturbation.
- Lias supérieur : très bien représenté dans le Horst de Rhar- Roubane à Djebel Belaïch d'où le nom de calcaires à encolithes de Belaïch (S. Elmi, 1978, 1983).
- Aaléno-Bajocien: représenté par des calcaires à oolithes ferrugineuses.
- Bathonien inférieur et moyen : représenté par des oolithes ferrugineuses de Deglen. Il est représenté aussi par des calcaires gris qui passent aux calcaires micro-gréseux, affleurant également au niveau du Djebel Tazmouret.

### **- Jurassique supérieur :**

- Callovo-Oxfordien (Argiles de Saïda): c'est un ensemble grésopélimitique avec notamment des alternances de marnes et de bancs épais de grés très riches en ammonites de grande taille (macrocéphalites) et des figures sédimentaires liés aux agents hydrodynamiques, à l'activité organique et aux conditions diagénitiques. Cet ensemble affleure aux Djebel Tizinbine et Djebel Boukhellal.
- Oxfordien supérieur-Kimméridgien supérieur
  - \* Grés de Boumédiène : représenté essentiellement par des sédiments térigènes à caractère molassique avec des bioturbations affectant souvent les faciès supérieurs des bancs gréseux. Il s'agit d'un ensemble monotone, massif avec des figures sédimentaires (stratifications obliques). Ces grés sont de couleur jaune à brun ferrugineux, à éléments fins à moyens à ciment calcaire.
  - \* Calcaire de Zarifet: calcaires à laminites stromatolitiques pouvant atteindre une épaisseur de 25m au col de Zarifet (région de Tlemcen). Ces calcaires affleurent dans le Djorf de Deglen.
  - \* Dolomies de Tlemcen : comprenant à la base des passées calcaires (calcaires bleus à géodes) (F. Doumergue, 1910), puis au dessus, un ensemble de dolomies grises macrocristallines, gréseuses, noirâtres à veinules de calcite et constituent l'ensemble des reliefs des Monts de Tlemcen; leur épaisseur varie entre 150-200m, affleurant en bancs massifs au Djebel Tazmouret et au Djorf Deglen. (L.Mekahli, 1988), attribue les dolomies de Tlemcen au Kimméridgien inférieur, (M. Benest, 1982), donne à l'ensemble des calcaires de Zarifet et des dolomies de Tlemcen, un âge Kimméridgien supérieur p.p,
  - \* Marno-calcaires de Rarouraï : ayant une épaisseur d'environ 400m, ce sont des marnes grises blanchâtres, en surface, à intercalations de calcaires en bancs épais alternés par des plaquettes de calcaires riches en petites huîtres. Cette formation correspond aux marno-calcaires intermédiaires définies par (D. Auclair et J. Biehler, 1967). (F. Doumergue, 1910) attribuait cet ensemble au Kimméridgien moyen. (M. Benest, 1982) lui donne un âge Tithonique inférieur.
  - \* Calcaires de Lato : ce sont des calcaires massifs passant vers le haut à des calcaires argileux.
  - \* Dolomies de Terni : correspondant à des dolomies parfois vacuolaires avec de nombreuses stratifications obliques et entrecroisées, elles ont un aspect massif, cristallin

à cryptocristallin, affleurant dans le Djorf Deglen. (F. Doumergue, 1910) les a rangées dans le Kimméridgien supérieur, (M. Benest, 1982), leur donne un âge Tithonique inférieur p.p.

\* Marno-calcaires de Hariga: il s'agit d'alternance de marnes, de micrites bioturbées et de laminites.

\* Marno-calcaires d'Ouled Mimoun : représenté par une alternance de marnes et de calcaires avec notamment des niveaux plus calcaires dans l'ensemble de la série.

### **1.2.1.3- Cénozoïque :**

Représenté par le Miocène transgressif, formé à la lisière du bassin par une bande plus ou moins large de grés calcaires (d'âge Tortonien) qui s'appuie directement sur le Jurassique au Nord et au Sud de la plaine de Maghnia. Plus l'on s'éloigne de ce contact vers le centre du bassin, plus le pourcentage de particules fines augmente et les grés sont progressivement remplacés par des horizons argileux ou marneux (d'âge Serravalien) gris plus épais environ 500m d'épaisseur.

Au delà de la périphérie des affleurements jurassiques il n'y a que des cailloutis récents avec une croûte calcaire à la surface du Plio-Quaternaire, on note que les marnes serravaliennes affleurent au niveau de Ragubet Bou Arich.

### **1.2.1.4-Plio-Quaternaire :**

Il s'agit d'une série complexe de dépôts discontinus formés d'éléments hétérogènes. Selon la lithologie stratigraphique des différents puits et forages on y rencontre les faciès suivants :

- des marnes rouges avec peu ou pas de galets, plus ou moins tufeuses, parfois très épaisses surtout dans le sous bassin de l'Oued Abbès
- des anciennes alluvions allant des marnes alluvionnaires verdâtres aux galets en passant par les limons et les graviers.
- les limons, sables et graviers récents qui s'étendent entre Oued Mehaguène et Chabet El Arneb au NE de la frontière Algéro-Marocaine. Les limons sont jaunes en général avec des couches rougeâtres, les galets se trouvent surtout en lits à la base des limons.
- quelques lambeaux de basaltes interstratifiés qui sont témoins d'une activité volcanique. Ils sont situés au NW de la plaine et coïncident avec la période instable de la région.

## **1.2.2- Géologie de la plaine**

La plaine de Maghnia est une cuvette allongée selon une direction ENE-WSW comblée jusqu'à sa surface actuelle par des dépôts provenant de l'érosion des montagnes bordières (Rhar-Roubane et Djebel Fillaoucène).

Du point de vue tectonique, la plaine correspond à l'emplacement d'une fosse entourée par des reliefs jurassiques émergés et limités par des failles, où se sont accumulés des sédiments du Miocène au Quaternaire (fig. 6). De part et d'autre de la plaine, on reconnaît au Nord le synclinal perché jurassique du Djebel Fillaoucène et au Sud le grand anticlinal de Rhar-Roubane.

Entre eux, le bombement anticlinal des Béni-Ouassine recoupe la plaine de Maghnia.

La cassure Nord passerait au pied des Béni-Ouassine et de la ville de Maghnia; la faille d'effondrement sud peut être observée à la limite nord des terrains jurassiques de Rhar-Rouban.

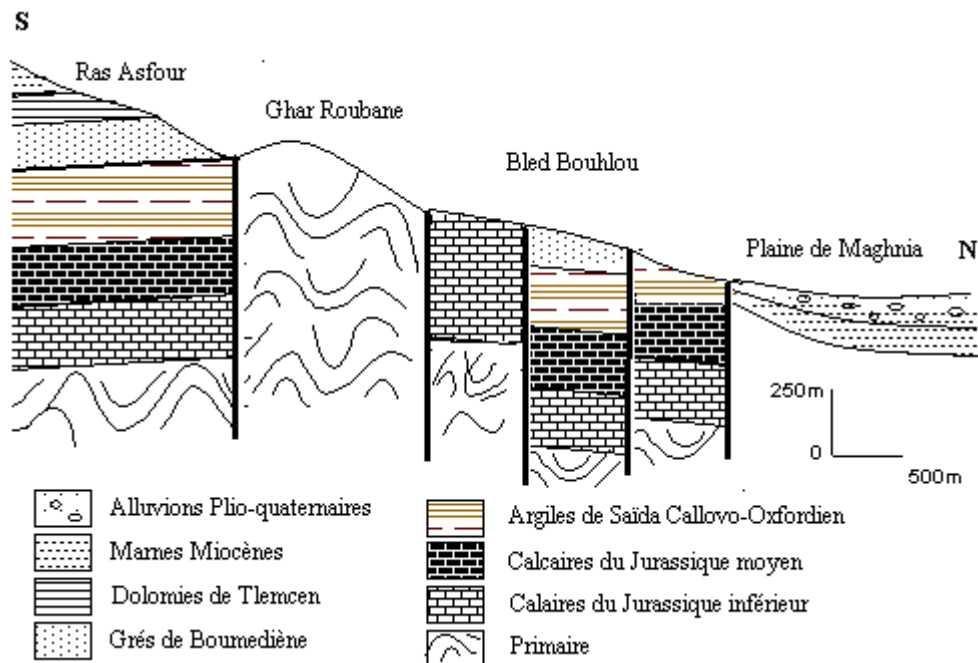


Figure 6 : Coupe N-S illustrant la structure en horsts et grabens

Sous la plaine, on peut imaginer la même architecture cassante et concevoir d'autres dislocations profondes affectant le soubassement jurassique et le découpant en une suite de compartiments de plus en plus bas vers le centre de la dépression, L'ensemble du substratum jurassique s'abaisse progressivement d'Ouest en Est.

Les failles visibles en surface provoquent à leur contact des rebroussements des terrains marneux dans le sens opposé au mouvement et indiquent des affaissements le long des formations jurassiques accompagnés éventuellement d'une surélévation de ces blocs.

Les accidents ont une direction caractéristique et constante WSW-ENE (N70°E). Ils déterminent des mouvements verticaux de grande amplitude (200m au moins). Toutefois, les grabens coupent de façon oblique des directions de cassure N110°E, N55°E

### 1.3- PROPRIETES HYDRAULIQUES DES DIFFERENTES FORMATIONS

En plus des alluvions qui font l'objet de notre étude de la plaine de Maghnia, quatre horizons peuvent contenir des nappes.

- les grés du Miocène,
- les dolomies de Terny,
- les dolomies de Tlemcen,
- les calcaires du Lias.

Tout le reste de la série, joue le rôle d'imperméable.

Tableau 1 : Inventaire des réservoirs aquifères de la région

<b>Epaisseur (m)</b>	<b>Etage</b>	<b>Lithologie</b>	<b>Perméabilité (nature)</b>
<b>25-120</b>	Plioquaternaire	Alluvions	Perméables
<b>50-800</b>	Tortonien	Grés	Perméables
	Serravalien	Marnes	Imperméables
<b>100</b>	Tithonique supérieur	Dolomies Terny	Perméables
<b>100</b>	Tithonique inférieur	Marno-calcaires de Raouräi	imperméables
<b>200</b>	Kimméridgien supérieur	Dolomies Tlemcen	perméables
<b>300-400</b>	Oxfordien supérieur - Kimméridgien supérieur	Intercalations de marnes dans les grés bruns	peu perméables
<b>150-250</b>	Callovo-Oxfordien	Argiles de Saïda	imperméables
<b>300-400</b>	Lias	Calcaires	perméables
<b>?</b>	Permo-Trias	Argiles et grés	imperméables
<b>?</b>	Primaire	Schistes et quartzites	imperméables
<b>?</b>	âge non déterminé ?	Granites	imperméables



## Chapitre 2 : CLIMATOLOGIE

*« Si l'accès à l'eau est aujourd'hui considéré comme un droit fondamental, il nous incombe à tous de réfléchir aux responsabilités qu'implique l'exercice de ce droit, »  
Frédérico Mayor (Unesco)*

### 2.1- INTRODUCTION

Plus encore que les facteurs orohydrographiques, morphologiques et géologiques, les conditions climatiques d'une région jouent un rôle capital dans le comportement d'un système aquifère.

Ce sont les précipitations, surtout liquides, qui constituent le facteur essentiel intervenant par :

- leur hauteur totale annuelle qui détermine l'apport d'eau à la nappe,
- leur répartition mensuelle et saisonnière qui influence directement les régimes hydrologiques au sens strict,

Ces différents aspects des précipitations sont plus ou moins modifiés selon l'effet combiné des autres paramètres physiques cités plus haut et climatiques (température et évapotranspiration surtout).

Mais, contrairement aux paramètres proprement physiques permettant une interprétation seulement qualitative, les précipitations et les facteurs climatiques dans leur ensemble, variables aléatoires dans le temps et dans l'espace, permettent d'expliquer quantitativement les variations des composantes du régime hydrologique dans sa conception la plus large. C'est pourquoi, nous consacrons, à travers ce chapitre, un développement particulier au climat de la plaine et plus spécialement aux précipitations. Nous aborderons les principaux caractères des précipitations et l'importance de leur variabilité quant à l'alimentation des cours d'eau et des nappes.

Ensuite les caractéristiques thermiques de la plaine seront esquissées en soulignant plus particulièrement l'importance de la saison sèche et l'effet déterminant de l'évapotranspiration, paramètre essentiel du déficit d'écoulement.

### 2.2- ETUDE DES PRECIPITATIONS

Les données météorologiques utilisées dans ce chapitre ont été recueillies auprès de l'Office National de Météorologie (O.N.M, Oran) pour la station de Maghnia:

Latitude : 34°49'N,  
Longitude : 01°47'W,  
Altitude : 426,5m.

Ces données sont résumées dans le tableau de l'annexe I.

Avant de procéder au calcul de la précipitation moyenne, il importe de contrôler la qualité des données pluviométriques, leur homogénéité et leur représentativité.

#### 2.2.1- Recherche des erreurs et corrections des mesures

Selon la nature des erreurs constatées ou supposées la recherche de ces dernières fait appel à différentes techniques et méthodes

- \* « in situ » qui consiste à vérifier sur place la manière dont les données ont été organisées, traitées et/ou transformées.
- \* Investigation de bureau qui consiste à vérifier la chaîne de traitement de la mesure/donnée à chaque étape de son élaboration, tout comme la manière dont on a constitué les séries de données soumises à contrôle et/ou publication.
- \* Investigation statistique qui, à l'aide d'outils spécifiques, permet de mettre en évidence certaines erreurs ou inconsistance. Ces techniques efficaces ont largement été utilisées dans la pratique professionnelle et se basent sur des hypothèses spécifiques qu'il convient de bien connaître.

### 2.2.2-Hypothèses de l'analyse statistique :

Les calculs statistiques sont basés sur un certain nombre d'hypothèses qui doivent en principe être vérifiées. Parmi celles-ci, citons :

- \* **Les mesures reflètent les vraies valeurs** - Cette hypothèse n'est malheureusement jamais réalisée en pratique, du fait des erreurs systématiques ou aléatoires.
- \* **Les données sont consistantes** - Aucune modification dans les conditions internes du système n'intervient durant la période d'observation (position du pluviomètre, procédures d'observation, observateur unique).
- \* **La série de données est stationnaire** - Les propriétés de la loi statistique qui régit le phénomène (moyenne, variance ou moments d'ordre supérieur) sont invariantes au cours du temps.
- \* **Les données sont homogènes** - Une série de données est réputée non homogène lorsqu'elle provient de la mesure d'un phénomène dont les caractéristiques évoluent durant la période de mesure; le phénomène est alors dit *non-stationnaire* (ex: variations climatiques). Il est également possible d'observer des signes d'une non stationnarité apparente lorsque l'électronique intégrée à l'équipement de mesure présente une dérive temporelle ou lors du changement de l'observateur.
- \* **La série de données est aléatoire et simple** - Le caractère aléatoire et simple d'une série d'observations est une hypothèse fondamentale pour l'analyse statistique. Un *échantillon aléatoire* signifie que tous les individus de la population ont la même probabilité d'être prélevés. Un *échantillon simple* signifie que le prélèvement d'un individu n'influe pas la probabilité d'apparition des individus suivants. Autrement dit, si toutes les observations de la série sont issues de la même population et qu'elles sont indépendantes entre elles, la série est alors aléatoire et simple. La non vérification du caractère aléatoire et simple peut avoir plusieurs causes, parfois simultanément. Ces causes se groupent en deux catégories, les défauts d'auto-corrélation d'une part (caractère non aléatoire des séries) et les défauts de stationnarité du processus d'autre part (dérive à long terme et dérive cyclique).
- **La série doit être suffisamment longue** - La longueur de la série influe sur les

erreurs d'échantillonnage, notamment sur le calcul des moments d'ordre supérieurs donc sur les tests inhérents à leur fiabilité.

## 2.3- PLUVIOMETRIE ANNUELLE

Avant d'utiliser la station de Maghnia, il faut vérifier l'homogénéité de sa série d'observation. Une série chronologique est dite homogène si elle présente le caractère aléatoire simple ce qui suppose l'absence de toute organisation à l'intérieur de la série ou si la propriété statistique de l'erreur de mesure affectant ces mesures est restée invariable au cours de la période d'observation. Pour cela, il existe de nombreux tests statistiques qui doivent être non paramétriques.

### 2.3.1- Homogénéisation des précipitations annuelles

#### 2.3.1.1- Test de persistance de Wald-Wolfowitz (auto-corrélation)

Il s'agit de déceler un effet de persistance, c'est à dire de voir s'il existe entre les valeurs successives une dépendance de premier ordre. Pour que ce test soit significatif, la série doit être assez longue. Soit la suite chronologique  $x_i$ ,  $i$  variant de 1 à  $n$ . l'hypothèse nulle étant l'absence de persistance et l'hypothèse alternative étant l'existence d'un effet de persistance.

On considère la série centrée  $y(i)$  ;

$$y(i) = x_i - \bar{x}$$

Dans le cas de la station de Maghnia et en considérant les valeurs de  $y(i)$  du tableau 2.

Tableau 2 : Valeurs de  $y_i$

<b>i</b>	1	2	3	4	5	6	7	8
<b>y<sub>i</sub></b>	153.1	165.3	157.9	189.4	246.7	26.2	6.9	-45.7
<b>i</b>	9	10	11	12	13	14	15	16
<b>y<sub>i</sub></b>	-97.8	125.5	119.0	-153.2	-166.7	-70.4	-49.5	54
<b>i</b>	17	18	19	20	21	22	23	24
<b>y<sub>i</sub></b>	-152.5	-69.1	-50.8	18	102.6	-93.6	-68.8	-76.5
<b>I</b>	25	26	27	28	29	30	31	
<b>Y<sub>i</sub></b>	208.8	14.7	89.7	-118.8	-139.3	-99.7	28.9	

$$r = 0,417$$

$$\sum (y_i^2) = 441976,4$$

Si l'on suppose l'hypothèse nulle et si  $n$  est grand, seules les grandes valeurs de  $r$  conduisent au rejet de l'hypothèse nulle mais comme  $r = 0,417$ , cette hypothèse est rejetée, c'est à dire qu'on a une présence de persistance car la persistance correspond à une corrélation sériale positive.

#### 2.3.1.2- signification du coefficient d'auto-corrélation

Le cycle d'activité solaire se décompose à peu près en deux cycles sinusoïdaux principaux de période 11.1 et 3.75 ans. On a parfois cru trouver des cycles de périodes plus longues (cycles de Bruckner 36 ans etc.). Si ces cycles auraient quelque influence, cela entraînerait nécessairement une certaine inertie dans les variations des chutes annuelles de pluie et le coefficient  $r$  aurait une valeur moyenne nettement positive. D'autres causes pourraient avoir le même effet : variations cycliques à lente

période du climat, influence éventuelle du déboisement, de l'assainissement, de l'irrigation ou de la mise en culture,....

Toutes ces causes conduiraient à l'obtention d'un r tendant à être positif. Dans notre cas, r est positif. Nous avons donc bien une persistance. Il y'a une corrélation entre les chutes de pluie de deux années agricoles consécutives. Il y'a une influence notable des cycles solaires.

## 2.3.2- Etude fréquentielle des précipitations

### 2.3.2.1- Vérification de l'indépendance stochastique de la série d'observation :

Avant de soumettre les résultats des observations à un traitement statistique, il est important de vérifier qu'ils constituent véritablement un échantillon au hasard. Pour ce faire, on utilise le test des séries basé sur la médiane de l'échantillon.

Soit  $x_1, x_2, \dots, x_n$  un échantillon extrait d'une certaine population.

Disposons les éléments de l'échantillon dans l'ordre croissant et constituons la série de variation :  $x_1, x_2, \dots, x_i, \dots, x_n$ , (de sorte que  $x_1$  est la plus petite valeur parmi les valeurs  $x_1, x_2, \dots, x_i, \dots, x_n$ ,  $x_2$  est la valeur suivante en grandeur etc.....)

La médiane  $x_{med(1)}$  est choisie telle que:

-si n est impair :

$$x_{med}(n) = \frac{x(n+1)}{2}$$

-si n est pair :

$$x_{med}(n) = \frac{1}{2} \left\{ x\left(\frac{n}{2}\right) + x\left(\frac{n}{2} + 1\right) \right\}$$

On revient ensuite à l'échantillon initiale  $x_1, x_2, \dots, x_n$  et on écrit:

«+» au lieu de chaque  $x_i > x_{med}(n)$  et «-» pour  $x_i < x_{med}(n)$ .

(On ne tient pas compte des éléments de l'échantillon égaux à  $x_{med}(n)$  dans la suite des signes + et - ainsi obtenue).

La suite des signes + et - est caractérisée par le nombre global de séries  $\theta(n)$  et la longueur de la plus longue série  $\tau(n)$ , (où on appelle "série" une suite composée uniquement de signes identiques).

Il est évident que si l'on a affaire à un échantillonnage pris au hasard, la succession des signes + ou - dans la suite des signes ne doit pas contenir des séries trop longues de signes + ou de signes -. Donc le nombre  $\theta(n)$  ne doit pas être trop faible. On considère alors deux paramètres :  $\theta(n)$  et  $\tau(n)$ .

Pour un seuil de signification  $0,05 < \alpha < 0,098$ , le problème de l'indépendance des résultats d'observation est basé sur les inégalités :

$$1- \theta(n) < \frac{1}{2} (n + 1 - 1,96 \sqrt{n-1}) \quad (a)$$

$$2- \tau(n) < 3,3 (\log_{10} n + 1) \quad (b)$$

Si l'une au moins de ces inégalités n'est pas vérifiée, l'hypothèse de l'indépendance stochastique des résultats d'observation devra être rejetée.

### 2.3.2.2- application du test à la station de Maghnia:

Soit la série d'observation (période 1970-2005) présentée dans le tableau 3

Tableau 3 : Précipitations annuelles à la station de Maghnia (1970-2005)

<b>70-71</b>	<b>71-72</b>	<b>72-73</b>	<b>73-74</b>	<b>74-75</b>	<b>75-76</b>	<b>76-77</b>	<b>77-78</b>	<b>78-79</b>
493,0	505,2	497,8	529,3	586,6	366,1	346,8	294,2	242,1
<b>79-80</b>	<b>80-81</b>	<b>81-82</b>	<b>82-83</b>	<b>83-84</b>	<b>84-85</b>	<b>85-86</b>	<b>86-87</b>	<b>87-88</b>
465,4	458,9	186,7	173,2	269,5	246,6	290,4	393,9	187,4
<b>88-89</b>	<b>89-90</b>	<b>90-91</b>	<b>91-92</b>	<b>92-93</b>	<b>93-94</b>	<b>94-95</b>	<b>95-96</b>	<b>96-97</b>
270,8	289,1	357,9	442,5	246,3	271,1	263,4	548,7	354,6
<b>97-98</b>	<b>98-99</b>	<b>99-00</b>	<b>00-01</b>	<b>00-02</b>	<b>02-03</b>	<b>03-04</b>	<b>04-05</b>	
429,6	221,1	200,6	240,2	368,8	339,9	340,8	176,3	

.  $x_{med} = 354,6$

. Le nombre de séquence  $\theta(n) = (+6)(-3)(+2)(-5)(+1)(-3)(+2)(-3)(+2)(-3)(+1)(-3) = 12$

. La série la plus longue  $\tau(n) = 6$

Les inégalités (a) et (b) sont vérifiées, l'échantillon constitue bien un événement pris au hasard, il peut donc être soumis à un traitement statistique.

### 2.3.2.3- Recherche de la loi de distribution de la pluviométrie

Cette étude suppose de rechercher, au préalable la loi d'ajustement la mieux adaptée à la distribution des pluies annuelles pour ensuite estimer les paramètres d'ajustement.

L'examen du graphe donnant la distribution des précipitations de la station Maghnia (fig.7), montre une possibilité d'ajustement à une loi normale. Les paramètres estimés caractérisant la distribution sont :

- La moyenne :  $P = 339,9 \text{ mm}$
- L'écart type :  $\sigma = 117,4$

Le coefficient de variation :  $Cv = 0,35$

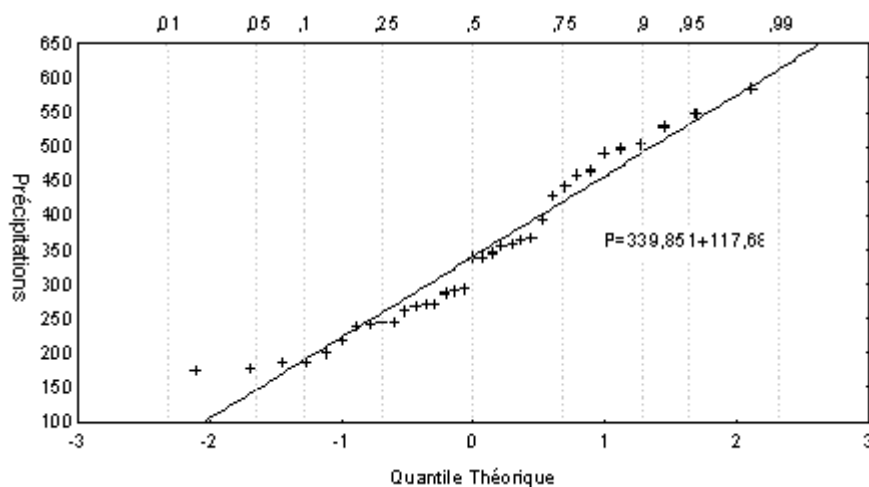


Figure 7 : Ajustement des précipitations annuelles à la station de Maghnia (1970 – 2005)

Tableau 4 : calcul du  $\chi^2$  pour la station de Maghnia (Loi normale)

N° de classes	Limites des classes	Effectif observé	Effectif théorique	$\chi^2$
1	<= 240	6	6.91	0.11984
2	240-330	11	9.41	0.26866
3	330-420	8	10	0.4
4	420-510	7	6.1	0.13279
5	> 510	3	2.6	0.06153

$\chi^2_{\text{calculé}} = 0.982$

Pour un degré de liberté de  $5 - 2 - 1 = 2$  (5 : nombre de classes, 2 : paramètres estimés) et pour un seuil de confiance de 95%, le  $\chi^2_{\text{tabulé}}$  est de 5.991.

Le  $\chi^2_{\text{calculé}}$  étant inférieur au  $\chi^2_{\text{tabulé}}$ . L'ajustement à la loi normale sera donc retenu.

Nous avons soumis la même série au test de Kolmogorov - Smirnov, le  $D_n^2$  calculé est égal à 0.03828 alors que le  $D_n^2$  tabulé relatif à une série de 35 observations et un seuil de confiance de 95 % est de 0.22421

Nous avons calculé (tableau. 5) les précipitations décennales, biennales et centennales en utilisant l'équation de la droite d'Henry :  $P = 339.9 + 117.4 u$ .

Tableau 5 : Précipitations caractéristiques.

P. décennale (mm)	P. biennale (mm)	P. centennale (mm)
490.5	534	614.5

### 2.3.3- L'irrégularité du régime des précipitations dans le temps :

Bien que la notion de moyenne pluviométrique estompe la réalité des faits climatiques, notamment en domaine méditerranéen, sa connaissance demeure nécessaire pour aborder l'étude des précipitations et surtout la détermination du bilan moyen annuel de l'écoulement. Elle permet également de cerner la variabilité des pluies en fonction de la durée d'observation.

Tableau 6 : Caractéristiques des précipitations annuelles de la station de Maghnia

Moyenne (mm)	Max (mm) (année)	Min (mm) (année)	Nbre d'années > moyenne	Coef d'irrégularité $P_M/P_m$
339,9	586.6 (74-75)	173.2 (82-83)	17	3.39

Pour montrer les caractères originaux de la période 1970-2005, il nous a paru intéressant de voir l'évolution annuelle des précipitations. (Fig. 8)

Dans l'ensemble malgré des écarts prononcés, nous avons relevé une certaine évolution.

En effet, sur la période de 35 ans, 17 années ont enregistré des hauteurs de pluie supérieures à la moyenne ramenée à ces 35 ans. C'est d'ailleurs là, où se situe au niveau de la région, la période la plus humide, caractérisée par une forte alimentation de la nappe. Par ailleurs des périodes relativement sèches, fragmentaires apparaissent avec des modules pluvieux inférieurs à la moyenne.

Il convient de remarquer à travers le graphique la tendance déficitaire des précipitations lors des années : 1981, 1995, c'est là, en effet où apparaît l'année la plus sèche (1981/82 avec 173,2mm). Ceci implique qu'à ce niveau le calcul du bilan hydrologique correspond à une période de faible pluviosité. Les conséquences directes se traduisent par une faible infiltration.

Pour conclure, il nous paraît intéressant de calculer le coefficient d'irrégularité du régime des précipitations annuelles, qui s'exprime par le rapport du module de l'année la plus humide PM à celui de l'année la plus sèche Pm.

$PM \setminus Pm = 3,39$  valeur caractéristique d'un climat semi-aride.

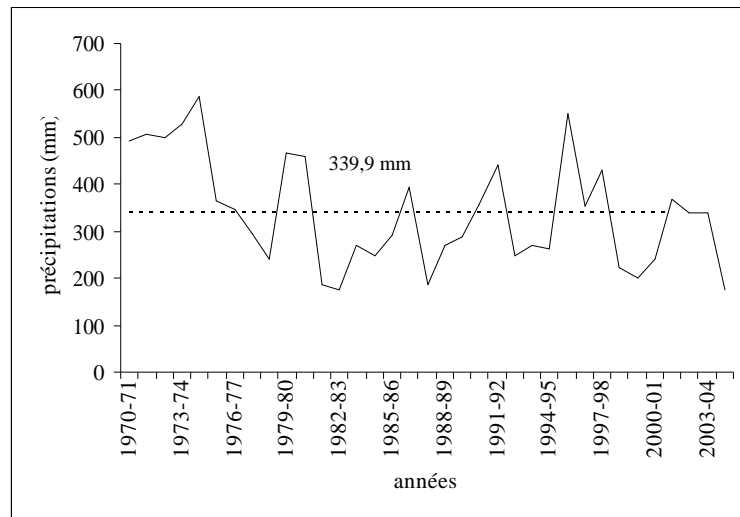


Figure 8 : Variations interannuelles des précipitations à la station de Maghnia (1970 - 2005)

### 2.3.4- Précipitations mensuelles et les régimes saisonniers

La répartition mensuelle des précipitations dans l'année et ses variations conditionnent, en relation avec les facteurs thermiques, l'écoulement saisonnier et par là - même le régime des cours d'eau ainsi que celui des nappes aquifères. Sa connaissance est donc fort utile dans l'optique de notre étude.

Le phénomène de variabilité mensuelle des précipitations est bien exprimé par le coefficient de variation ( $C_v$ ) traduisant la dispersion relative des pluies. Les valeurs du coefficient de variation relatives à la période (1970/71-2004/05) (Tableau 7, fig. 9 ), oscillent entre 0,75 et 2,33, ce qui implique une forte variabilité mensuelle. L'irrégularité pluviométrique s'accroît là où la hauteur de pluie est faible. La variabilité aussi marquée en été s'explique par une indigence pluviométrique des mois secs d'été caractéristique du climat méditerranéen de l'Afrique du Nord d'une part et les pluies diluviennes des premiers orages de fin de printemps et fin d'été d'autre part.

Tableau 7 : moyenne, écart - type et coefficient de variation des précipitations (1970/71-2004/05)

	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J <sup>t</sup>	A	année
Moyenne P	14,0	23,3	42,0	36,2	39,8	44,7	45,2	44,8	33,8	8,2	2,8	5,0	339,9
Ecart type $\sigma$	15,0	26,0	41,2	32,7	32,5	35,3	36,1	47,7	35,5	21,1	4,4	9,1	117,4
Coef Var $C_v$	1,07	1,11	0,98	0,90	0,82	0,79	0,80	1,07	1,05	2,57	1,57	1,82	0,35

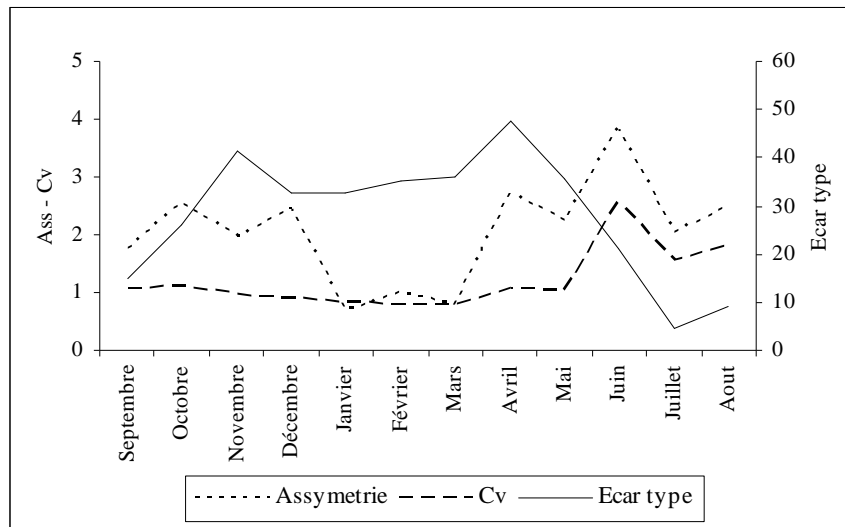


Figure 9 : Variations des paramètres statistiques des précipitations mensuelles à la station de Maghnia (1970-2005)

Les valeurs moyennes mensuelles pluviométriques relatives à la période 1970/2005 représentées par des courbes traduisent clairement les variations mensuelles et saisonnières de la distribution des précipitations. La courbe (fig. 10) fait ressortir deux périodes distinctes :

- Une période sèche qui correspond à la saison d'été (Juin, Juillet, Août) caractérisée par un déficit pluviométrique.
- Une période humide qui correspond aux autres mois de l'année. Cependant il faut souligner que la période pluvieuse est elle aussi marquée par une succession de mois humides et de mois relativement secs. D'autre part, le mois le plus pluvieux est le mois d'Avril.

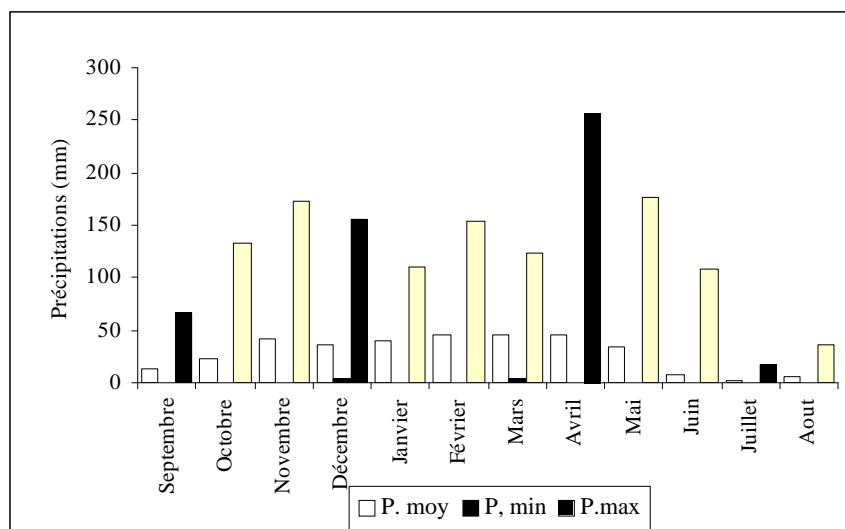


Figure 10 : Variations des précipitations mensuelles à la station de Maghnia (1970-2005)

L'organisation des saisons n'est pas homogène car elle dépend du régime pluviométrique.



Nous distinguons (tableau 8 et fig. 11), un maximum au printemps, ainsi qu'un maximum secondaire très accusé en hiver; ce dernier ne s'écarte que très légèrement du maximum principal. Le minimum est enregistré en Été.

Tableau 8 : précipitations saisonnières

Automne	Hiver	Printemps	Été
79,3 mm	120,7 mm	123,9 mm	16 mm
23,3%	35,5 %	36,4 %	4,7 %

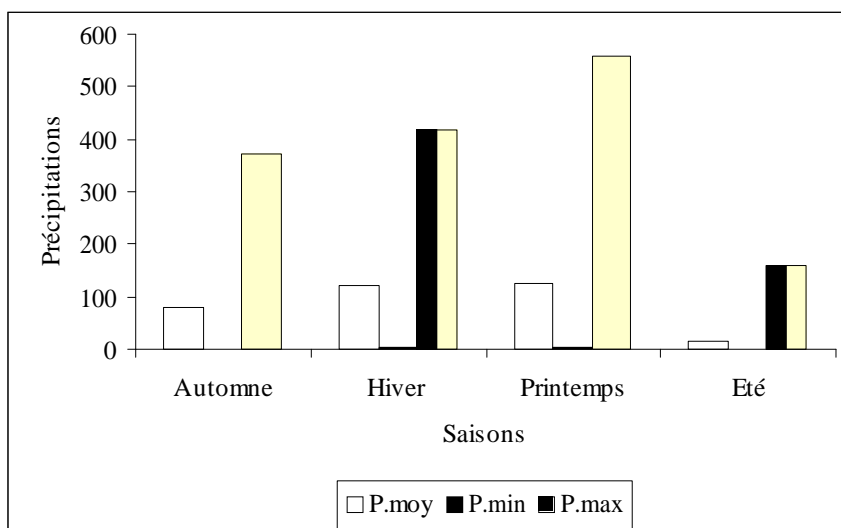


Figure 11 : Variations saisonnières des précipitations à la station de Maghnia (1970-2005)

Afin de distinguer les pluies qu'on pourrait appeler arbitrairement d'hiver - printemps (Décembre - Mai) et les pluies d'été - automne (Juin - Novembre), survenant dans des conditions de température et à des phases de développement de la végétation absolument différentes (R.Taïbi, 2000), on calcule le pourcentage des précipitations de chaque mois par rapport au total annuel.

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J <sup>t</sup>	A
Pm/Pa	4,1	6,9	12,4	10,6	11,7	13,2	13,3	13,2	10,0	2,4	0,8	1,5

Le pourcentage cumulé des pluies d'hiver - printemps est de 73,9. Le maximum principal se situe en Avril, mais on remarque un fait caractéristique correspondant à l'apparition d'un maximum secondaire très accusé en Février ; ce dernier varie peu du maximum principal.

Cette distribution mensuelle des pluies permet de classer notre secteur d'étude dans un régime de transition tellienne, avec un maximum pluviométrique principal en Mars - Avril puis une décroissance régulière jusqu'au minimum estival. La station relève donc de l'étage subhumide à semi aride.

#### 2.4- ETUDE DES TEMPERATURES

Les températures moyennes, annuelles et mensuelles, régissent directement, en interaction avec les autres facteurs météorologiques (insolation, vitesse et turbulence du vent, précipitations) et biogéographiques, le phénomène d'évapotranspiration et par là même le déficit d'écoulement annuel et saisonnier.

Tableau 9: moyennes mensuelles et annuelles des températures

T(°C)	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J <sup>t</sup>	A	An
<b>Min</b>	15.6	11.5	7.6	4.7	2.8	4.7	5.9	7.5	10.4	14.4	17.3	18.1	10.04
<b>Max</b>	30.4	25.3	20.2	17.1	15.6	17.3	19.5	21.5	24.6	29.4	34.3	34.7	24.16
<b>Amp</b>	14.8	13.8	12.6	12.4	12.8	12.6	13.6	14.0	14.2	15.0	17.0	16.6	14.12
<b>Moy</b>	23.0	18.4	13.9	10.9	9.2	11	12.7	14.5	17.5	21.9	25.8	26.4	<b>17.1</b>
<b>Amplitude thermique annuelle = 17.2</b>													

Selon les données de la station en question (fig. 12), il s'avère que, contrairement aux précipitations, les saisons thermiques sont bien tranchées. La saison chaude s'étend de Mai à Octobre, mois pendant lesquels les températures moyennes mensuelles sont supérieures à la moyenne annuelle, alors que la saison froide correspond à Novembre - Avril. Le maximum des températures est atteint en Août - Juillet autour de 26°C et le minimum se situe en Janvier aux environs de 9°C. Cette division de l'année en deux saisons thermiques, qui est mise en évidence par une détermination des mois biologiquement humides et secs, n'est pas sans conséquence sur l'écoulement fluvial et le comportement hydrogéologique de la plaine.

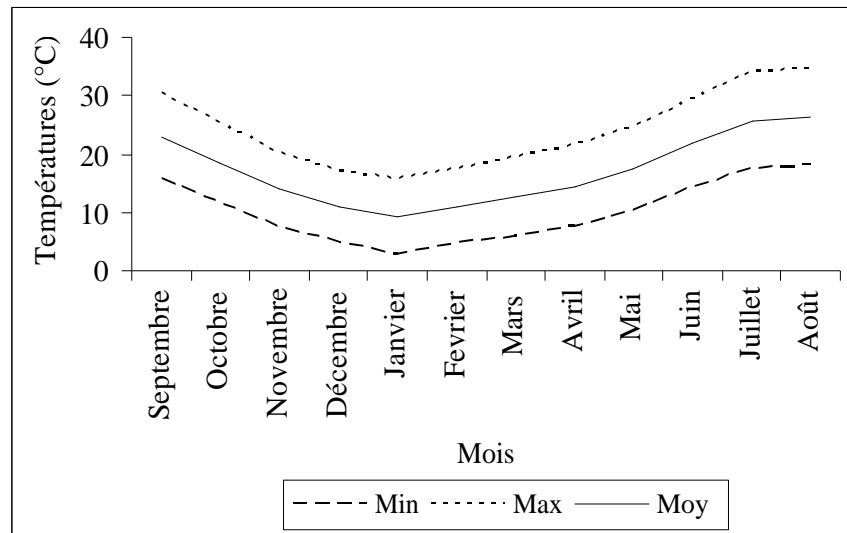


Figure 12 : Variation mensuelle des températures à la station de Maghnia (1970-2005)

En effet, les grandes oscillations mensuelles durant les mois les plus froids, s'accompagnent d'importants phénomènes tels que la baisse brutale de la température, qui entraîne des épisodes pluvieux générateurs de crues qui agissent directement sur l'écoulement. Aussi, les effets de la saison chaude ne sont pas sans conséquence, la stagnation des masses d'air anticycloniques provoque souvent un déficit pluviométrique et une évapotranspiration d'où un déficit hydrique caractérisé par des étiages parfois durables. La sécheresse de l'été, rend l'irrigation nécessaire dans la plaine.

Le régime thermique de la région d'étude connaît, toutefois, des nuances régionales qui peuvent être déterminées tant par les valeurs des températures moyennes, annuelles et mensuelles, que par celles de l'amplitude thermique.

Ces données mettent en évidence la tendance continentale du climat de la plaine de Maghnia située dans une cuvette qui se trouve isolée des influences maritimes par l'écran montagneux que présente la chaîne des Traras.

## 2.5- REGIME CLIMATIQUE

### 2.5.1- Indices de De Martonne

L'indice d'aridité annuel

$$I = \frac{P}{T+10}$$

P : précipitations moyennes annuelles mm

T : température moyenne annuelle °C

Tableau 10 : indice d'aridité de De Martonne

P (mm)	T (mm)	I
339.9	17.1	12.54

L'indice d'aridité reporté sur l'abaque de De.Martonne (fig. 13) traduit un régime semi aride à écoulement temporaire et à formations herbacées.

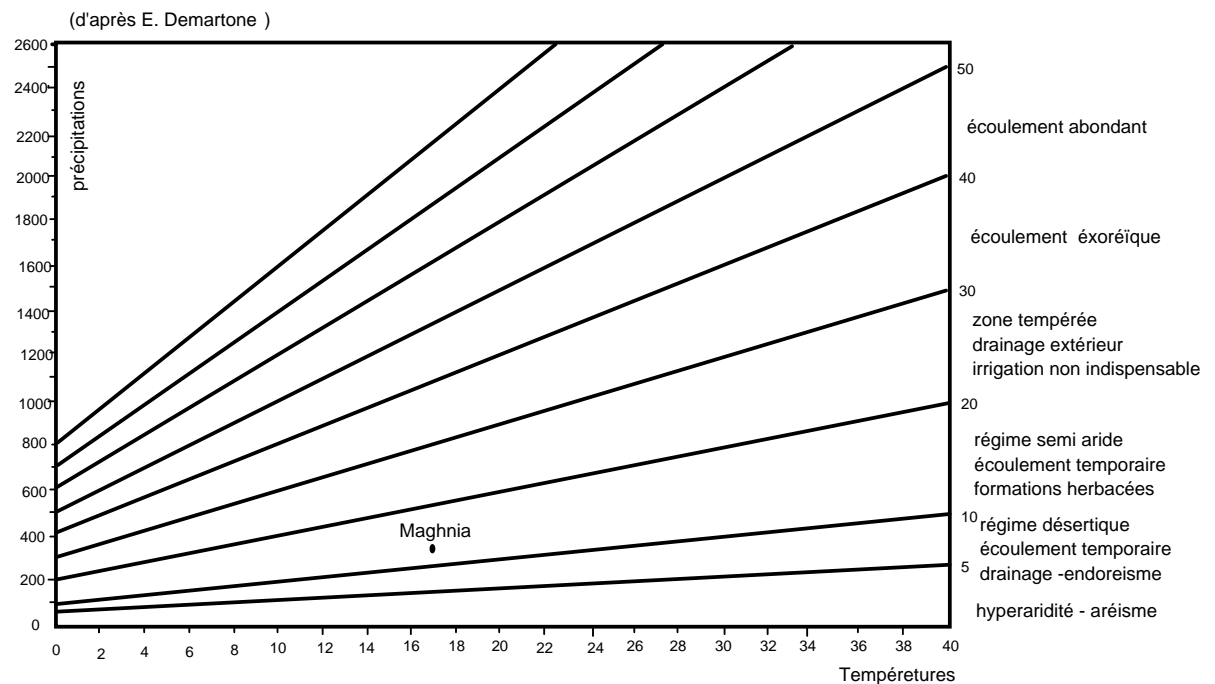


Figure 13 : représentation de la station de Maghnia sur l'abaque de De Martonne

### 2.5.2- Indice d'Emberger

La relation proposée par Emberger s'écrit :

$$Q_2 = 1000 \frac{P}{\left(\frac{M+m}{2}\right)(M-m)}$$

P : précipitations moyennes annuelles (mm)

M : moyenne des températures maximales du mois le plus chaud en degré absolu

m : moyenne des températures minimales du mois le plus froid en degré absolu

Tableau 11 : indice d'Emberger

P (mm)	M	m	Q <sub>2</sub>	Étage
339.9	34.7	2.8	37.40	Semi aride inférieur

Le report de la valeur de Q<sub>2</sub> sur le climmagramme, montre que la région d'étude appartient à l'étage semi aride inférieur. (K. Baba-Hamed, 2001)

### 2.5.3- Méthode de visualisation (courbe pluviothermiques)

On constate (fig. 14), que les périodes excédentaire et déficitaire sont réparties comme au tableau suivant :

Période excédentaire	Période déficitaire
Novembre – mi Mai	Mi Mai – Octobre

Les résultats obtenus confirment ceux de la température quant aux périodes sèches et humides.

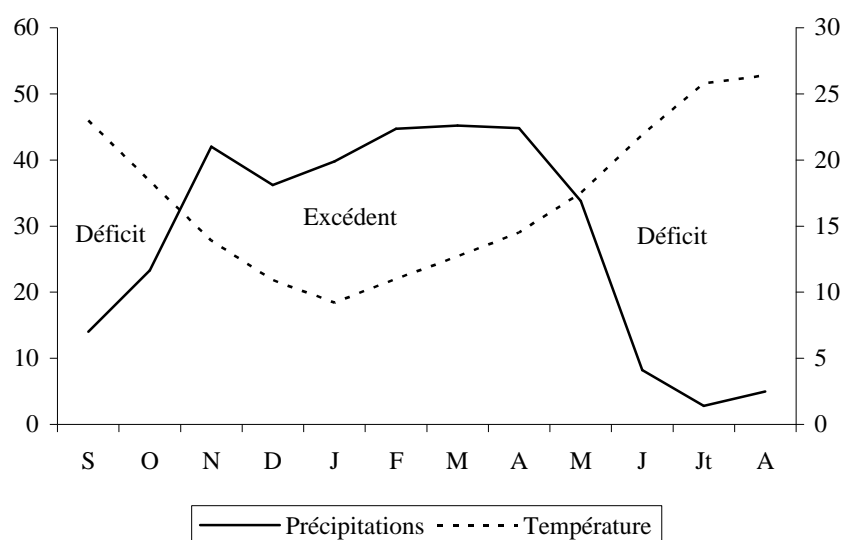


Figure 14 : courbe pluviothermique de la station de Maghnia

## 2.6- EVAPOTRANSPIRATION

L'évapotranspiration correspond à un phénomène complexe regroupant à la fois l'évaporation physique de l'eau contenue dans le sol et dans l'atmosphère et les processus de transpiration des végétaux. On distingue :

- l'évapotranspiration réelle (ETR) qui correspond à la quantité d'eau évaporée et transpirée dans les conditions du sol considérée.
- L'évapotranspiration potentielle (ETP) qui correspond à la quantité d'eau qui pourrait être évapotranspirée dans les conditions de satisfaction complète des besoins en eau.

De nombreuses formules de l'évaluation de l'évapotranspiration ont été proposées

(Penman, 1950 ; Thornthwaite, 1948 ; Thornthwaite and Mather, 1955 ; Turc, 1954; Turc, 1961 ; Verdeil, 1989). Elles reposent sur les hypothèses de calcul nécessitant la

connaissance, en partie ou en totalité, des valeurs de la température, des précipitations, d'humidité relative de l'air et de l'insolation.

Les données disponibles dans la région d'étude conduisent à utiliser les méthodes de Turc, de Thornthwaite et de Verdeil pour évaluer l'évapotranspiration potentielle (ETP) et réelle (ETR). Le calcul de l'ETR est un point sensible dans toute modélisation de nappe car bien qu'il fasse appel à des méthodes assez imprécises, le résultat joue un rôle important dans le calage du modèle. La comparaison de l'ETP avec les précipitations P, compte tenu d'une réserve d'eau facilement utilisable (RFU) dans le sol superficiel fixée à une valeur donnée, entraîne le déroulement du processus suivant :

- Si  $ETP = P$ , il y a existence d'une évapotranspiration réelle ETR, la réserve RFU ne se modifie pas et aucune infiltration ne se produit en direction de la nappe.
- Si  $ETP > P$ , un déficit apparaît, une partie de la réserve RFU sera sollicitée jusqu'à la compensation de l'ETP. L'évapotranspiration agit donc sur le sol. Aucune infiltration ne se produit en direction de la nappe.
- Si  $ETP < P$ , la RFU pourra atteindre son maximum au-delà duquel il y'aura infiltration vers la nappe. Nous obtenons ainsi une suite discontinue et irrégulière de valeurs d'excédent correspondant à des taux de pluie efficace qui alimente effectivement la nappe sur un intervalle de temps donné.

### 2.6.1- calcul de la réserve facilement utilisable (R.F.U)

La R.F.U est calculée par application de la formule de Hallaire (1960) qui peut s'écrire :

$$RU = \frac{C - f}{100} H.D + 30mm$$

R : réserve en eau du sol,

C : capacité au champ,

F : capacité au point de flétrissement,

h : profondeur du sol,

D : densité apparente,

30 mm : enracinement capillaire.

Les valeurs de (C - f) dépendent de la nature du sol (tableau 12). :

Tableau 12 : valeurs de C-F (%) en fonction de la nature du sol

Nature du sol	C-f(%)
Sol sableux	5
Sol limoneux	10-15
Sol argilo-limoneux	20

en considérant un sol limoneux (C-f = 10%) et une profondeur du sol égale à 600 mm (D.R.S Tlemcen, 1972), on obtient une réserve utile égale à 90 mm.

### 2.6.2- calcul de l'évaporation et du déficit d'écoulement

### 2.6.2.1-méthode de Turc

L'évapotranspiration réelle (tableau 13) est calculée à partir de la formule :

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

ETR : évapotranspiration réelle annuelle (mm)

P : précipitations moyennes annuelles (mm)

L :  $300 + 25T + 0.05T^3$

T : température moyenne annuelle (°C)

Tableau 13 : valeur de l'ETR (Turc)

P (mm)	T (°C)	L	ETR (mm)	% P
339.9	17.1	977.5	336.4	98.97

### 2.6.2.2-méthode de Coutagne

Le déficit d'écoulement (tableau 14) qui est l'équivalent de l'évapotranspiration réelle est

donné par :

$$D = P - \lambda P^2$$

D : déficit d'écoulement (m/an)

P : précipitations (m/an)

T : température moyenne annuelle (°C)

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

Cette formule n'est applicable que pour

$$\frac{1}{8\lambda} \leq P \leq \frac{1}{2\lambda}$$

Tableau 14 : valeur du déficit d'écoulement (Coutagne)

P (mm)	1/8λ	1/2λ	D (mm)	Écoulement +infiltration
339.9	399.25	1590	303.74	36.15 mm soit 10.64%

### 2.6.2.3-méthode de Wundt

Les valeurs du déficit et du quotient d'écoulement en fonction de la température moyenne annuelle et des précipitations reportées sur l'abaque de Wundt donnent les résultats du tableau 15.

Tableau 15 : valeur du déficit et du quotient d'écoulement (Wundt)

P (mm)	T (°C)	D (mm)	E (mm)
339.9	17.1	325	14.9 mm soit 4.4%

### 2.6.2.4-méthode de P.Verdeil

Le report des précipitations annuelles sur l'abaque représentatif du phénomène en Algérie donne la valeur suivante pour le déficit d'écoulement (tableau 16).

Tableau 16 : valeur du déficit d'écoulement (P.Verdeil)

P (mm)	D (mm)	Écoulement (mm)
339.9	330	9.9 mm soit 3 % des P

### 2.6.2.5-méthode de Thornthwaite

Les valeurs de l'évapotranspiration potentielle (ETP) relatives aux 12 mois de l'année sont consignées au tableaux suivant :

Tableau 17 : valeurs de l'ETP à la station de Maghnia (1970/2005)

Paramètres	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J <sup>t</sup>	A	An
T (°C)	23.0	18.4	13.9	10.9	9.2	11.0	12.7	14.5	17.5	21.9	25.8	26.4	
i	10.08	7.19	4.70	3.25	2.52	3.30	4.10	5.01	6.66	9.36	11.99	12.42	80.42
ETP non cor	10.45	7.01	4.24	2.75	2.02	2.79	3.61	4.58	6.41	9.57	12.83	13.37	
K	1.03	0.97	0.87	0.86	0.88	0.85	1.03	1.09	1.20	1.20	1.22	1.16	
ETP corrigée	10.76	6.80	3.69	2.36	1.78	2.37	3.72	4.99	7.69	11.48	15.65	15.51	86.81

ETP est exprimée en Cm.

### 2.6.3- Bilan annuel et pluie efficace

La méthode de Thornthwaite permet d'établir pour chaque bassin le bilan hydrologique en tenant compte des éléments déjà cités. Ce bilan est donné au tableau 18 pour la série (1970/2005) et au Tableau 19 pour l'année 1994/95 pendant laquelle a été réalisée la campagne piézométrique :

Tableau 18 : éléments du bilan hydrologique calculés (mm) pour la station de Maghnia (1970/2005) (R.U = 90 mm)

Paramètres	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J <sup>t</sup>	A	An
PP (mm)	14,0	23,3	42,0	36,2	39,8	44,7	45,2	44,8	33,8	8,2	2,8	5,0	339,9
ETP (mm)	107,6	68,0	36,9	23,6	17,8	23,7	37,2	49,9	76,9	114,8	156,5	155,1	868,1
ΔU	-	-	+	+	+	+	+	+	-	-	-	-	
RU	0	0	5,1	17,7	39,7	60,7	68,7	63,6	20,5	0	0	0	
ETR (mm)	14,0	23,3	36,9	23,6	17,8	23,7	37,2	49,9	76,9	28,7	2,8	5,0	339,9
D.A (mm)	93,6	44,7	0	0	0	0	0	0	0	86,1	153,7	150,1	528,2
Exc (mm)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
E (mm)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Emh	0,86	0,67	0,01	0,61	1,32	1,06	0,30	0,03	0,53	0,91	0,98	0,97	

P : précipitations (mm), ETP : évapotranspiration potentielle (mm), ΔU:variation de la réserve, RU: réserve utile(mm), ETR :évapotranspiration réelle (mm), D.A: déficit agricole (mm), Exc : excédent (mm), E : écoulement (mm),Emh : coefficient mensuel d'humidité.

Tableau 19 : éléments du bilan hydrologique calculés (mm) pour la station de Maghnia (1994/95) (RU = 90 mm)

Paramètres	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J <sup>t</sup>	A	An
PP (mm)	12,1	19,5	18,3	18	9,8	66	100,1	13,7	2,1	3,2	0	0,6	263,4
ETP (mm)	92,2	66,5	39,2	19,4	19,9	30,5	39,1	49,1	92,3	113,0	157,0	224,3	942,4
ΔU	-	-	-	-	-	+	+	-	-	-	-	-	
RFU	0	0	0	0	0	35,5	90	54,6	0	0	0	0	
ETR (mm)	12,1	19,5	18,3	18	9,8	30,5	39,1	49,1	56,7	3,2	0	0,6	256,9
D.A (mm)	80,1	47	20,9	1,4	10,1	0	0	0	35,6	109,8	157	223,7	685,5
Exc (mm)	0	0	0	0	0	0	6,5	0	0	0	0	0	6,5
E (mm)	0,05	0,025	0,012	0,006	0,003	0,001	3,25	1,6	0,8	0,4	0,2	0,1	6,5
P - ETP	-80,1	-47,0	-20,9	-1,4	-10,1	35,5	61,0	-35,4	-90,2	-109,8	-157,0	-223,7	
Emh	0,87	0,71	0,53	0,07	0,51	1,16	1,56	1,39	0,98	0,97	1	0,99	

#### 2.6.4- Calcul du ruissellement

Le ruissellement correspond à l'eau qui s'écoule directement sur le sol au cours d'une averse. Il peut être estimé (tableau 20) par la méthode de Tixeront – Berkaloff selon la formule :

$$R = \frac{P^3}{3ETP^2}$$

P : précipitations (m)

ETP : évapotranspiration potentielle (m)

Tableau 20 : valeur du ruissellement (Tixeront – Berkaloff)

P (m)	ETP (m)	R (m)
0.3399	0.8681	0.01737

Le ruissellement calculé à partir de la méthode de Tixeront – Berkaloff est de 17.37 mm à la station de Maghnia .

#### 2.6.5- Détermination de l'infiltration et calcul des bilans

L'équation du bilan étant  $P = D + R + I$

$E = R + I$

P : précipitations moyennes annuelles (mm)

D : déficit d'écoulement (mm)

R : ruissellement (mm)

I : infiltration (mm)

E : écoulement (mm)

Tableau 21 : valeur de l'infiltration selon les différents auteurs

R (mm)	Turc		Coutagne		Wundt		Verdeil		Thorntwaite	
	ETR	I	ETR	I	ETR	I	ETR	I	ETR	I
17.37	336,4	-	303,7	18,78	325,0	-	330,0	-	339,9	0



Seule, la méthode de Coutagne qui donne une infiltration estimée à 18.8 mm (tableau 21).

Les résultats du bilan annuel (1970-2005) révèlent une ETP extrêmement forte avec une moyenne de l'ordre de 868mm. L'ETR représente en moyenne près de 327 mm soit 96% des précipitations, de ce fait l'écoulement couvre environ 4% des précipitations.

Quant au cycle (1994-1995) qui fut très peu pluvieux, l'ETP reste toujours importante avec 942,4mm. L'ETR, présente près de 98% des précipitations, soit 2% d'écoulement.

## Chapitre 3 : HYDROGEOLOGIE

« *Au fond d'un puits, il arrive qu'on aperçoive des étoiles.* »

*Aristote*

### 3.1- INTRODUCTION

Le remplissage plio-quaternaire du bassin de la plaine de Maghnia renferme des ressources hydriques assez importantes. Cependant l'accroissement des besoins en eau pour l'alimentation des populations, les activités industrielles et agricoles ont conduit les services de l'hydraulique à intensifier les prélèvements au niveau des principaux champs captants de la plaine. Cette situation a eu pour conséquence une chute du niveau de la nappe, une diminution des débits des oueds et une méconnaissance du fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère sur de vastes zones.

L'étude réalisée dans le cadre des travaux de P. Bonnet (1965, 1969) et M.Ameur & F. Saad (1990), a permis de connaître la nature du remplissage alluvionnaire de la cuvette et de définir les sens d'écoulement des eaux. Des indications ont été données sur les caractéristiques hydrodynamiques de la nappe et sur la chimie des eaux. Toutefois, il restait à cerner les aspects concernant la géométrie de la fosse et les potentialités de la nappe.

Pour cela, en 1993, à l'initiative des collectivités locales et territoriales huit (08) forages et 24 piézomètres ont été réalisés. En outre, un suivi mensuel de la piézométrie de la nappe de Maghnia a été programmé durant l'année 1995 par les services de l'ANRH. Les données de ce programme servent de base à cette présente étude.

### 3.2- GEOMETRIE DE L'AQUIFERE

#### 3.2.1- reconnaissances antérieures à 1990

Dans ses études, Bonnet (1965, 1969) a montré que le remplissage plio-quaternaire d'épaisseur variable est très hétérogène. Il contient une nappe exploitée pour l'irrigation et l'alimentation humaine par des puits, qui, dans la majorité des cas n'ont pas traversé l'aquifère sur toute sa hauteur.

Le niveau de base hydrogéologique général de la plaine est constitué par les marnes du Miocène (Serravalien) considérées comme étanches. Elles apparaissent en surface à la périphérie de la plaine et s'enfoncent rapidement sous les formations fluvio-lacustres.

L'allure de ce substratum argileux est mal connue. Il est fondamental, donc de connaître sa géométrie pour la détermination des conditions de sédimentation du Plio - Quaternaire car la granulométrie des dépôts et la distribution des perméabilités est sensible à la géomorphologie du bassin miocène.

Le toit du Miocène a été atteint plusieurs fois entre 20 et 120m de profondeur dans les forages et les puits réalisés à partir de 1948, (fig. 15). Les plus importants par leur profondeur sur la plaine sont les forages de reconnaissance F3 et F4 et les puits de Béni-Ouassine F1 et F2.

L'analyse des coupes de ces forages montre que le remplissage de la plaine apparaît comme un empilement hétérogène d'argiles stériles, d'alluvions grossières et de sable.

Par son hétérogénéité lithologique verticale et horizontale, le remplissage interdit la construction d'une nappe homogène. Il reste à connaître si la nappe s'étend sous toute la surface de la plaine.

Le réseau de puits est si dense qu'il n'existe pas de risque de confusion. Il s'agit d'une nappe unique renfermant des lentilles imperméables intervenant dans la répartition de courants et des lentilles semi-perméables où un puits se comporterait comme une citerne.

Verticalement donc la nappe n'imprègne pas tous les niveaux alluvionnaires et se localise dans la partie supérieure des alluvions en dessous de laquelle les assises semblent avoir systématiquement une granulométrie plus fine et peuvent être considérées comme imperméables.

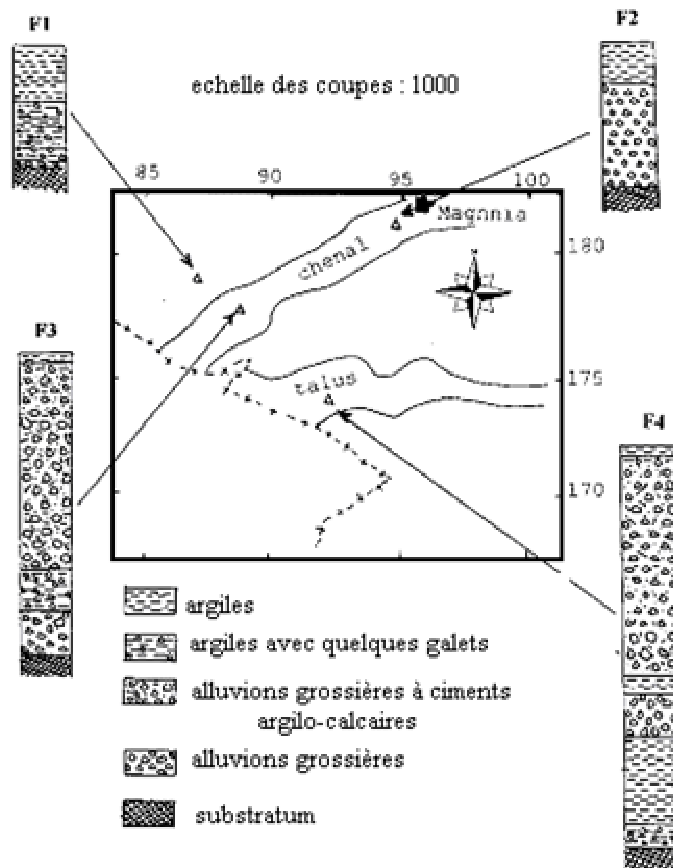


Figure 15 : coupe des forages réalisés dans la plaine de Maghnia avant 1965 (Bonnet, 1969)

La figure 15, montre qu'il s'agit de deux secteurs particuliers dans une surface où se dessine un chenal orienté SW-NE et un talus de direction sensiblement E-W.

- **Le chenal**, Orienté SW-NE et de pente NE, le chenal ne correspond pas à une direction structurale. Il s'agit d'une ancienne vallée d'Oued creusée dans les marnes miocènes et comblée par des alluvions.

Après s'être développée suivant un tracé rectiligne SW-NE sur les panneaux miocènes en voie d'affaissement, l'Oued a participé au comblement transversal de marnes miocènes superposé à un exhaussement du socle jurassique, barre le chenal et

l'infléchit vers une direction W-E, que longe le pointement jurassique des Béni-Ouassine au Sud (Bonnet, 1965).

Dans la partie orientée SW-NE de son cours, l'Oued s'établit dans un fond de vallée large, favorable à la mise en place libre des dépôts sous forme de bancs anastomosés constitués d'apports mal triés, d'où la présence entre les sables et les galets d'une fraction fine abondante (forage F3).

Les eaux partiellement décantées pénétraient ensuite dans le bassin situé en amont du bombement formant barrage. Cette zone de blocage provoquait le freinage des courants et l'abandon de matériaux grossiers tels que : les sables et les galets dénués d'éléments fins maintenus en suspension dans l'eau.

Sur le seuil, l'accélération et la concentration du courant favorisaient le tri des éléments. Les fractions fines étaient entraînées, seuls des graviers et des galets s'arrêtaient et renaient quelques matériaux sableux (forage F2). En aval de ce seuil, la proportion des éléments fins augmentait dans les accumulations alluviales car, les fractions les plus grossières ne franchissaient pas l'obstacle constitué par le bombement miocène. L'ancien cours de l'Oued garni d'alluvions représente jusqu'au seuil, une zone privilégiée. Son mode de formation explique la prépondérance des éléments grossiers et lui confère une perméabilité moyenne supérieure à celle du reste de la plaine.

- **Le talus** : Orienté E-W suivant une direction structurale, il comprend des poudingues renfermant des galets de grande taille faiblement usés, caractéristiques de transports courts au sommet et à la base des passées argileuses ou argilo-sableuses (forage F4). Vers le pied du talus, les terrains sont graduellement plus fins et passent en aval à des limons dépourvus de matériel grossier.

En dehors de ces deux secteurs, le reste de la plaine n'est pas dénué de niveaux grossiers mais ces derniers sont de puissance réduite et à ciment souvent argileux, d'où une diminution des qualités de porosité et de perméabilité du milieu. Avec la formation d'un réseau hydrographique embryonnaire, l'alluvionnement change de nature et devient surtout argileux. Les dépôts se produisent pendant les inondations par épandage des eaux hors des principaux thalwegs alors que, la plupart des éléments grossiers ont déjà sédimenté dans le lit majeur des Oueds (forage Béni-Ouassine F1).

Des forages plus récents, ont fait l'objet d'une nouvelle analyse de cet aquifère, (M.Ameur & F. Saad, 1990). L'étude des coupes lithostratigraphiques de ces forages a montré que la variabilité de la nature géologique du recouvrement plio-quadernaire, change brutalement d'une localité à une autre (fig. 16). La granulométrie varie des argiles aux galets, l'épaisseur des alluvions tend à diminuer sur les crêtes miocènes (forages : F7, F2) et tend à augmenter au centre de la plaine (forage : F4).

### **3.2.2- Nouvelles reconnaissances (après 1990)**

Dans le cadre de cette étude, nous avons recueilli les résultats des huit (08) forages réalisés entre 1993 et 1995, les coordonnées Lambert des points sont données en annexe.

L'objectif à atteindre pour chaque reconnaissance étant le substratum, les coupes schématiques de ces forages sont données sur la fig. 17.

Des corrélations lithostratigraphiques (fig. 18a et b) établies à partir des forages anciens et nouveaux nous permettent d'analyser la géométrie et les modalités d'extension des matériaux alluviaux.

**La coupe 1** montre tout d'abord la remontée du substratum argileux au centre, c'est à dire vers la rive gauche de l'Oued Mehaguène, les couches de graviers sont parfois recoupées de lentilles argileuses; Il faut noter l'épaisseur considérable de l'aquifère vers l'Ouest de la plaine et l'abondance des éléments grossiers.

**La coupe 2** présente à peu de choses près, la même structure que sur la coupe précédente. Cependant dans ce cas le substratum miocène remonte vers les Béné Ouassine à l'Est.

**La coupe 3** qui traverse la plaine verticalement montre que l'épaisseur des alluvions augmente du Nord vers le Sud.

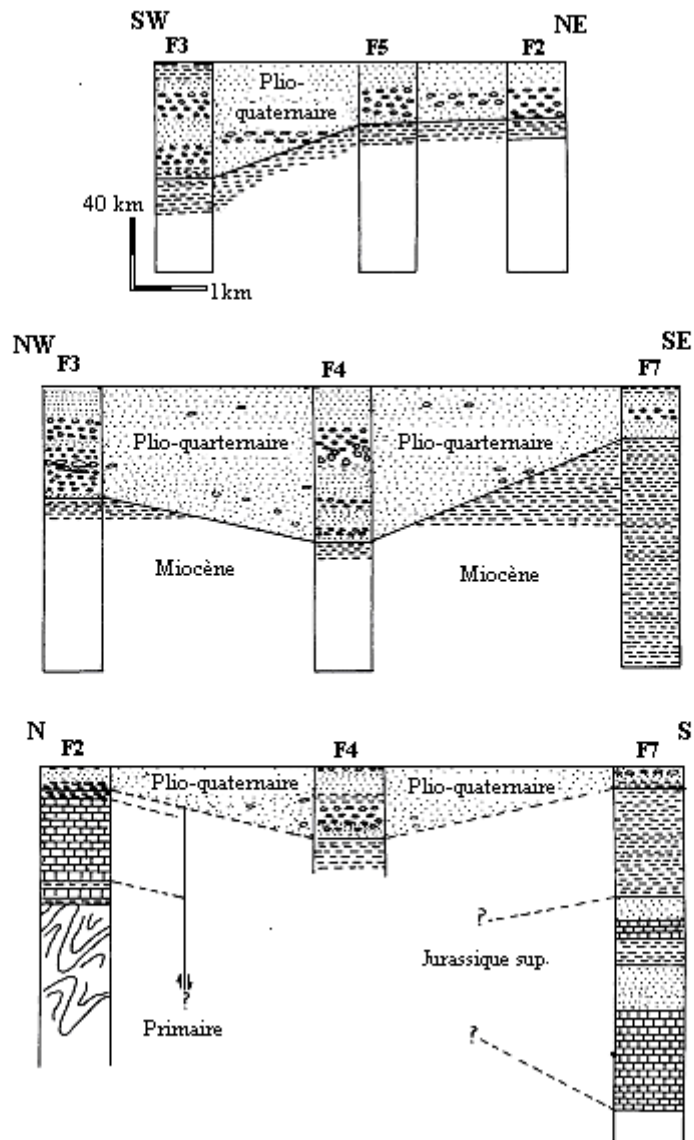


Figure 16 : Essai de corrélation des coupes lithostratigraphiques des forages (M. Aneur & F. Saâd, 1990)

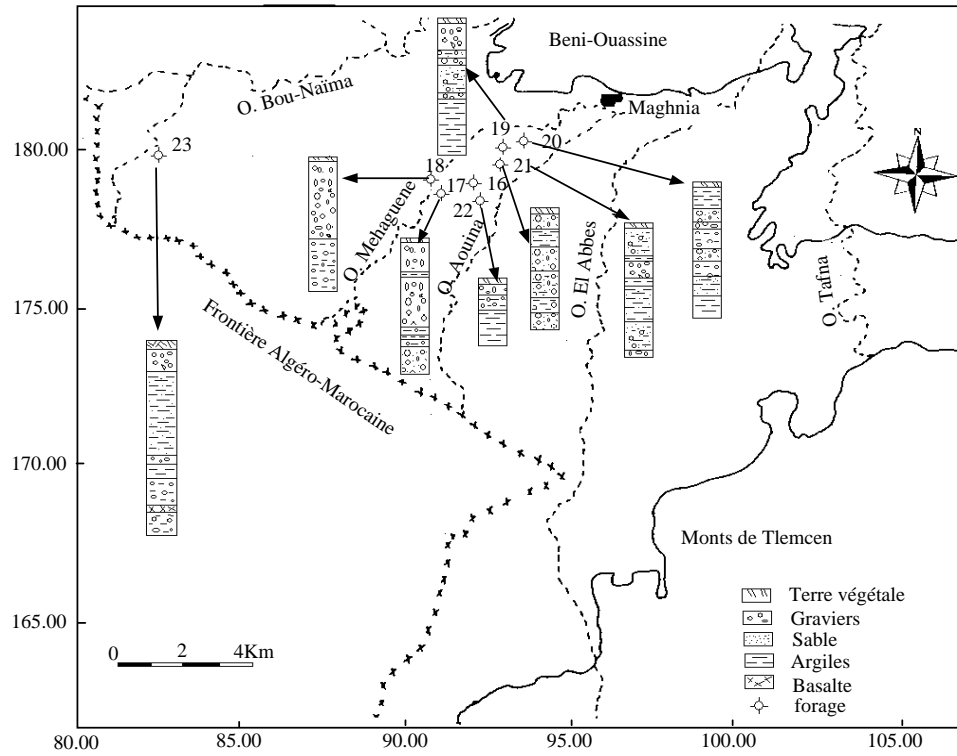


Figure 17 : Coupes schématiques des forages réalisés après 1990 dans la plaine de Maghnia

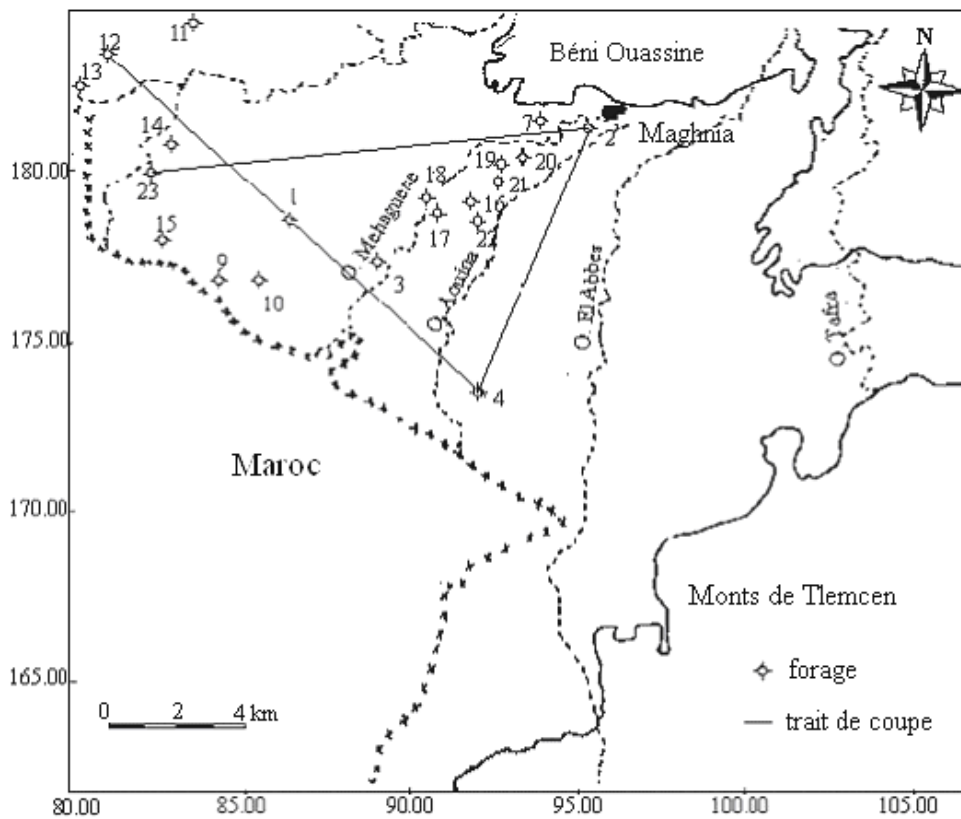


Figure 18a : Localisation des traits de coupes interprétatives à travers la plaine de Maghnia

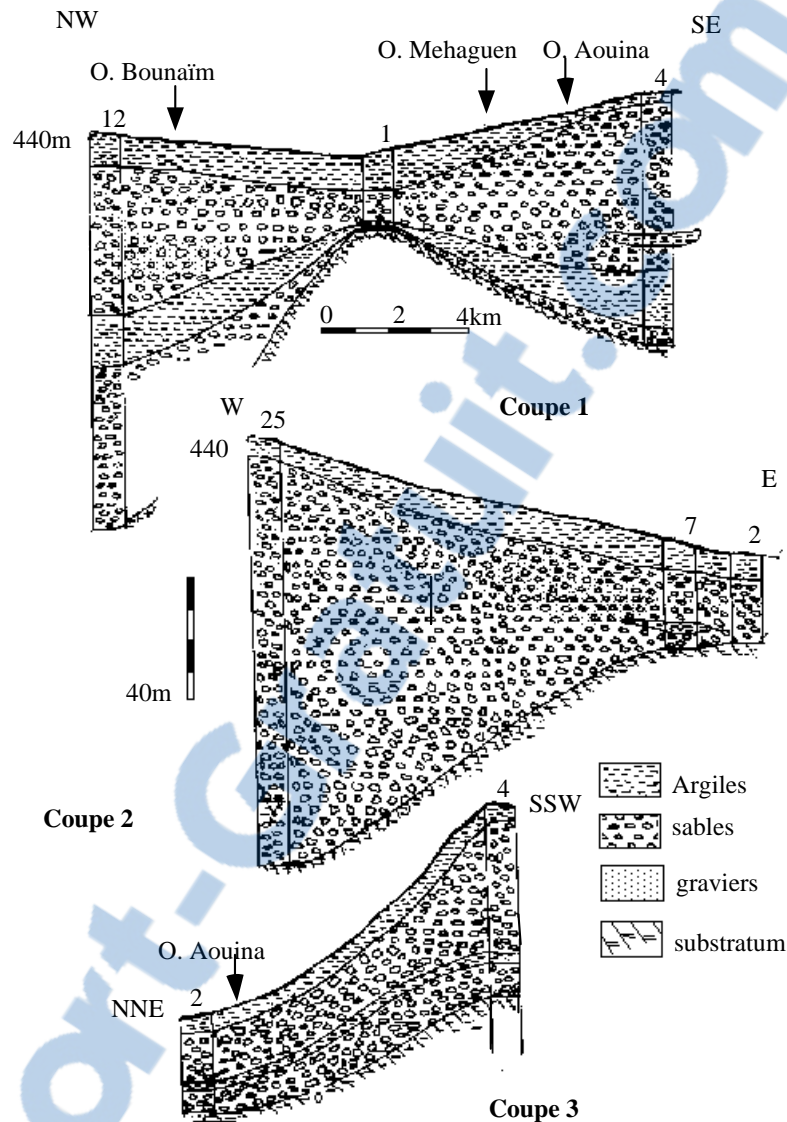


Figure 18b : coupes géologiques interprétatives à travers la plaine de Maghnia

Les principaux résultats obtenus à l'issue de nouvelles reconnaissances viennent confirmer les résultats déjà obtenus par les études antérieures. En effet, les coupes des forages montrent une variabilité horizontale et verticale des formations alluvionnaires. La granulométrie est très hétérogène et la répartition des composantes : argileuse, sableuse et graveleuse est très variable. A l'Ouest de la plaine, l'épaisseur de l'aquifère est considérable, et tend à diminuer vers le Nord c'est à dire, vers les crêtes miocènes.

La carte des épaisseurs de l'aquifère (fig.19) établie à partir des anciens et nouveaux forages montre que :

- l'épaisseur maximale du Plio-Quaternaire (110m à 170m) se situe au Nord-Ouest de la plaine (forages : 11, 12, 13, 14, 23),
- l'épaisseur moyenne ((50 à 70m) occupe le centre de la plaine, au niveau des Oueds Méhaguène, Aouina et El Abbès,
- l'épaisseur minimale rencontrée au niveau du forage 1 et du forage 2 près des Béni-Ouassine au Nord, et à l'Est de la plaine où elle atteint moins de 50 mètres.

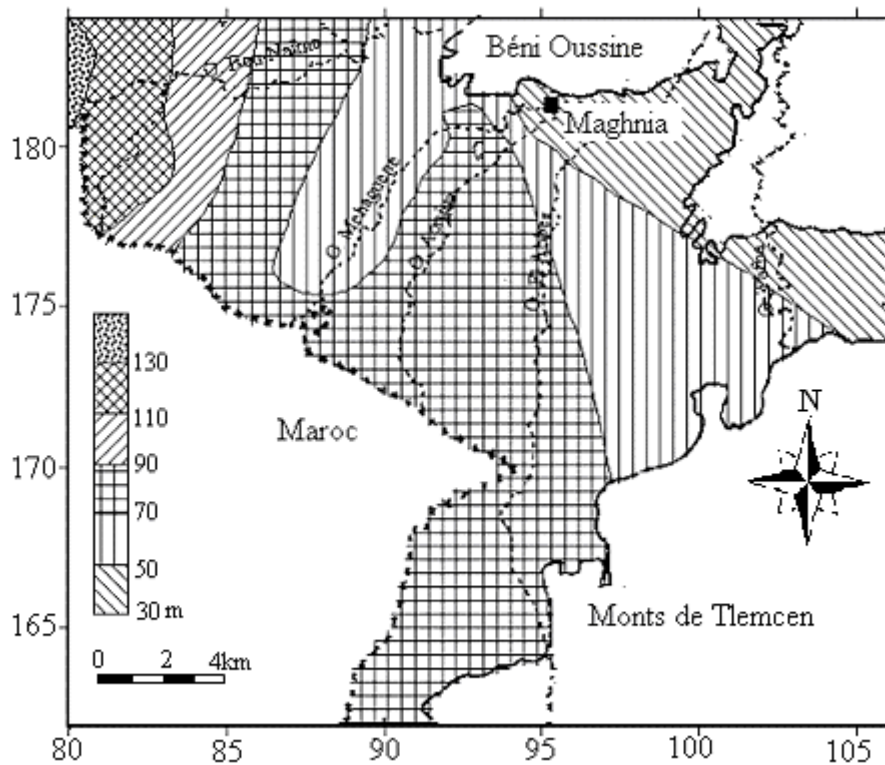


Figure 19 : carte des épaisseurs de l'aquifère de Maghnia

### 3.3- ANALYSE DE LA PIEZOMETRIE

L'étude de la piézométrie de la nappe est basée sur un suivi mensuel en 1995 des 24 piézomètres installés dans la plaine (fig. 20). Ces données ont permis d'établir une chronique des fluctuations du niveau de la nappe au cours de cette année.

Des cartes piézométriques en périodes de hautes et basses eaux ont été réalisées et nous ont permis de caractériser plus précisément les directions d'écoulement. Par ailleurs, une carte de battements de la nappe a été établie. Enfin, une carte piézométrique de la nappe en période de moyennes eaux a constitué un état initial pour le calage du modèle mathématique.



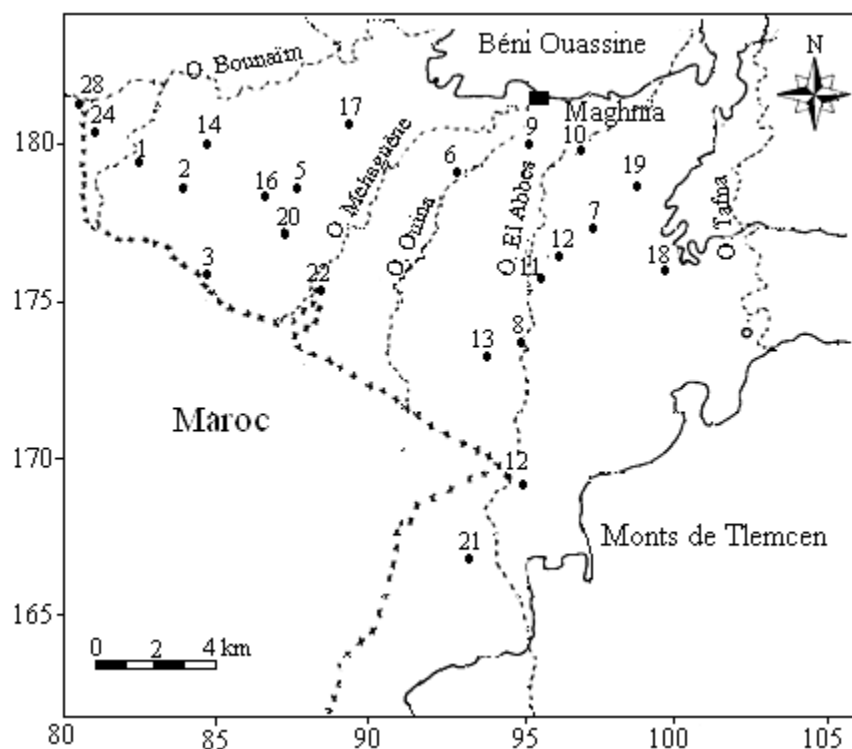


Figure 20 : carte des puits d'observation au niveau de la plaine de Maghnia

Avant d'aborder les résultats de ces travaux, il nous a paru important de donner une idée sur l'historique de l'état de la nappe en se basant sur les données de P. Bonnet 1950 et celles de M.Ameur & F.Saad, 1989, afin de voir l'évolution de la surface de la nappe depuis.

### 3.3.1- Campagne piézométrique (Septembre, 1950)

La surface isopiézométrique (fig. 21), présente un écoulement d'ensemble vers le Nord, c'est à dire vers les exutoires, suivant la forme générale du relief avec un gradient variable compris entre 0.7% et 0.2%.

La zone nord située au contact du bombement jurassique des Béni-Ouassine montre des courbes isopièzes perpendiculaires aux reliefs jurassiques et une direction d'écoulement W-E. Ceci traduit une alimentation nulle par le Jurassique connu au Nord de la plaine.

La zone sud possède des courbes sensiblement W-E avec un gradient hydraulique croissant vers les affleurements jurassiques des Monts de Tlemcen. Ces faits indiquent une alimentation à fort débit et confirment l'importance du déversement souterrain des nappes jurassiques et qui se mettent en charge vers la plaine de Maghnia.

A proximité de l'Ouardefou et à la hauteur de Maghnia, les courbes piézométriques ont leur concavité tournée vers l'aval, à ce niveau, l'Oued draine la nappe.

Au Nord-Ouest, la nappe diverge et une partie des circulations échappent au drainage de l'Ouardefou. Elles rejoignent le système de l'Oued Mouillah qui capte une fraction non négligeable du débit de la nappe de Maghnia.

A l'Est, le même phénomène de divergence définit une autre direction de drainage latéral vers l'Est. Les eaux heurtent les marnes miocènes qui délimitent le bassin de la Tafna, elles cheminent donc vers l'Ouardefou en Aval de la Plaine de Maghnia.

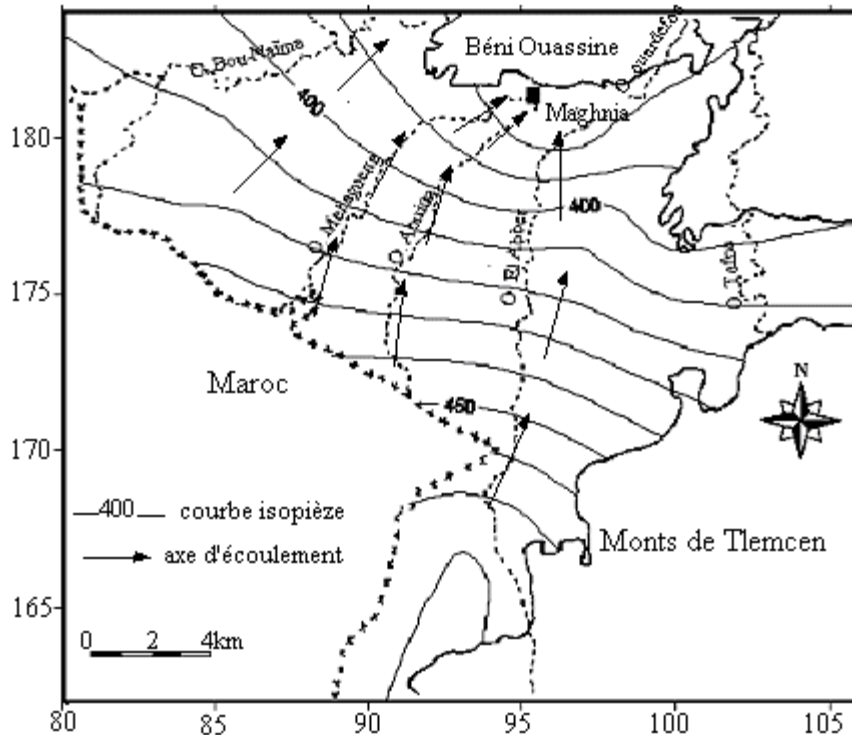


Figure 21 : Carte piézométrique de la nappe de la plaine de Maghnia (P. Bonnet ,1950)

Le tracé des courbes isopièzes permet de distinguer trois zones :

- une zone Ouest, qui présente une divergence des filets de courants traduite par une élévation du niveau piézométrique correspondant à une forte alimentation venant du Maroc.
- une zone médiane, caractérisée par un débit d'écoulement important dans des niveaux perméables.
- une zone Est, présentant au Sud un brusque relèvement de la surface piézométrique indiquant la présence au Sud d'une bande de terrains perméables bien alimentés et passant progressivement vers le Nord à des horizons imperméables.

### 3.3.2- Campagne piézométrique (Février, 1989)

La carte en courbe isopièze établie à partir des données de M. Aneur & F. Saad, 1990, (fig. 22), montre que l'écoulement se fait d'une manière générale du Sud vers le Nord suivant deux grands axes de drainage correspondant aux thalwegs de l'Ouardefou. Ces courbes hydroisohypses ont leur concavité tournée vers l'aval. Toutes les eaux se rassemblent et sont drainées par l'Ouardefou.

Au Nord, les courbes perpendiculaires aux reliefs jurassiques traduisent une alimentation nulle. La présence de la faille majeure jouerait le rôle d'écran imperméable.

Au Sud, les courbes isopièzes présentent une direction E-W et même WSW-ENE avec un gradient hydraulique croissant en allant vers le Sud; Cela exprime le déversement souterrain des nappes des terrains jurassiques vers la plaine.

Au Nord-Ouest, les lignes de courant divergent et une partie de l'eau échappe au drainage de l'Ouardefou et rejoint l'Oued Bou-Naïm, affluent de l'Oued Mouillah.

A l'Est, la divergence des lignes de courant définit une autre direction de drainage latérale, commandée par la présence des marnes Miocènes à la limite du bassin de la Tafna.

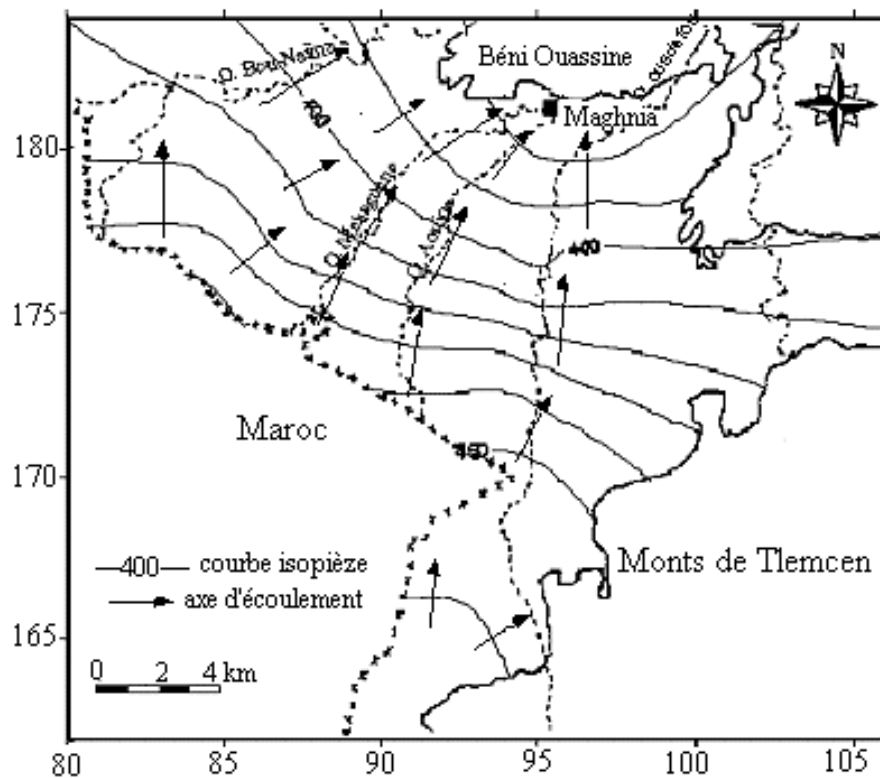


Figure 22 : Carte piézométrique de la nappe de Maghnia (M. Ameur et F. Saad, 1990)

### 3.3.3- Travaux récents (Campagnes piézométriques, Année 1995)

#### 3.3.3.1- Fluctuations piézométriques durant l'année 1995

Les résultats des différentes campagnes piézométriques sont donnés dans le tableau en annexe. L'évolution des niveaux de la nappe en chaque point d'observation en fonction du temps a été représentée sur les figures. 23

Ces figures, nous permettent de définir deux états de la nappe :

- une période de hautes eaux comprise entre le mois de Janvier et le mois de Mai, avec en général un maximum au mois de Mars.
- une période de basses eaux comprise entre le mois de Juin et le mois de Novembre, avec un minimum observé généralement au mois de Novembre.

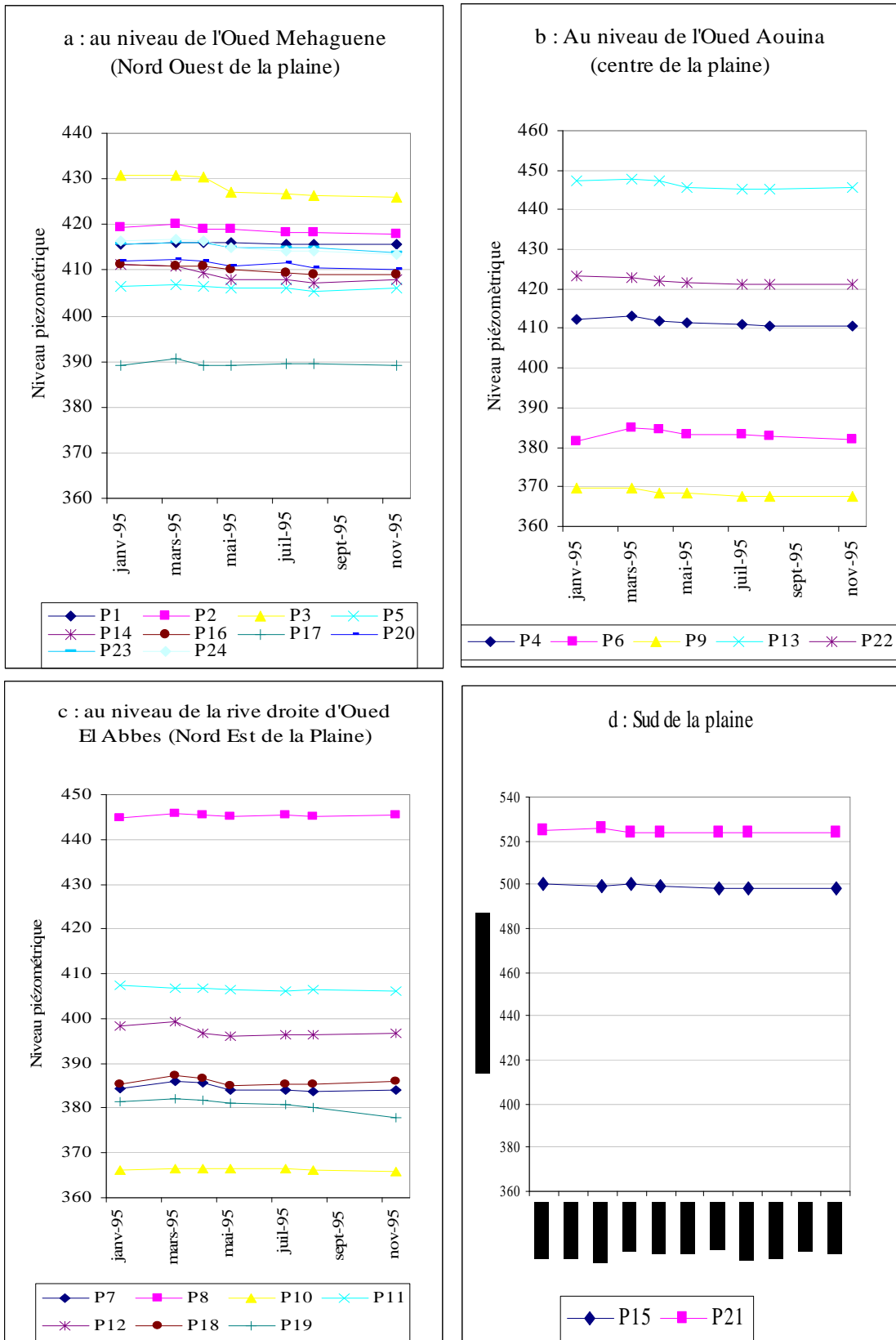


Figure 23 : Fluctuations de la nappe de Maghnia durant l'année 1995

### 3.3.3.2- Evolution spatio-temporelle de la piézométrie de la nappe de Maghnia

A l'aide des résultats des campagnes piézométriques, nous avons tracé trois cartes piézométriques (fig. 24, 25, 26) caractérisant trois états distincts de la nappe (basses eaux, moyennes eaux et hautes eaux) ainsi qu'une carte des battements maxima.

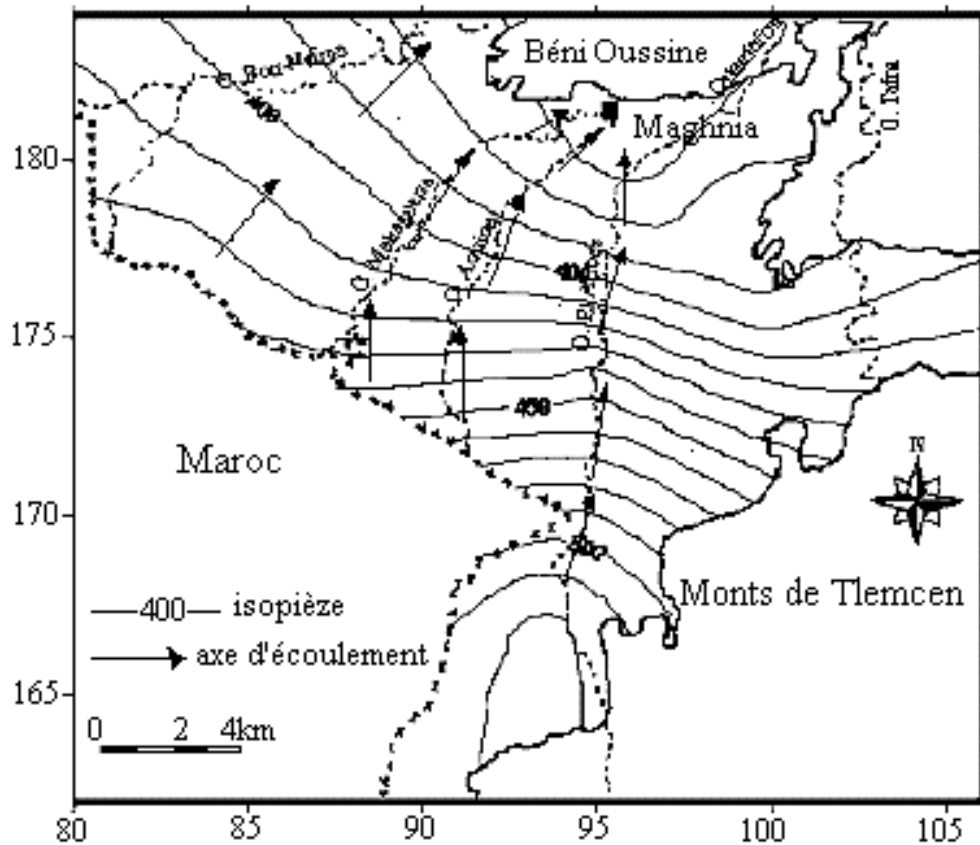


Figure 24 : Carte piézométrique de la nappe de la plain de Maghnia (Basses eaux, novembre 1995)

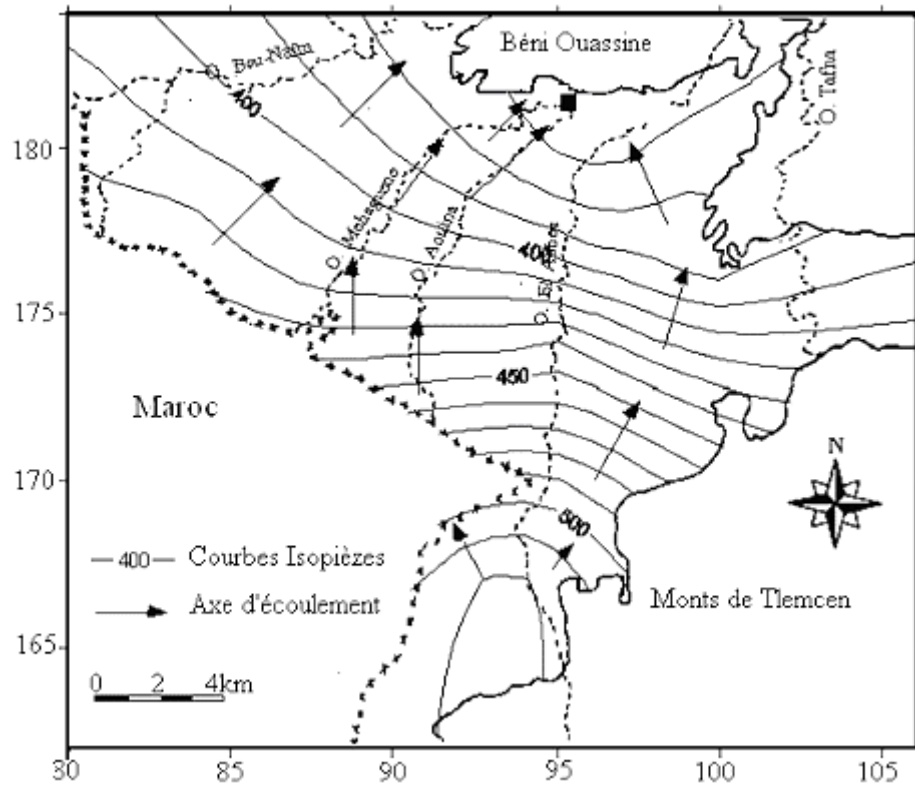


Figure 25 : Carte piézométrique de la nappe de la plaine de Maghnia (Moyennes eaux, mai 1995)

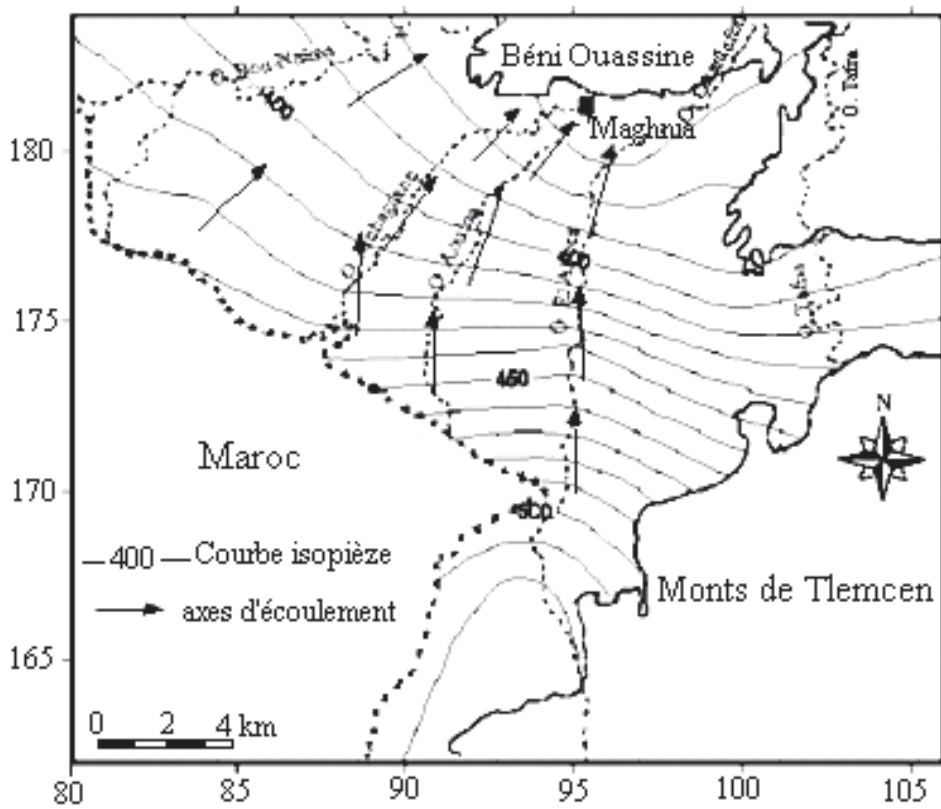


Figure 26 : Carte piézométrique de la nappe de la plaine de Maghnia (Hautes eaux, mars 1995)

Entre les hautes eaux, les moyennes eaux et les basses eaux, la nappe garde la même structure, les mêmes sens d'écoulement et les lignes de partage des eaux ne sont pas modifiées mis à part la baisse générale de la surface piézométrique entre mars et novembre.

L'examen des courbes isopièzes met en évidence l'existence d'une direction générale d'écoulement du Sud vers le Nord. Au Nord et à l'Ouest, les isopièzes sont assez espacées, tandis qu'au Sud et au Sud Est, elles se rapprochent pour donner des gradients hydrauliques plus importants. Nous pouvons remarquer aussi le caractère drainant de l'Ouerdeffou à l'Est de la nappe ainsi que celui du Mouilah à l'Ouest. Aussi, Les zones d'alimentation latérales sont localisées :

- A l'Ouest et au Sud Ouest par une alimentation venant du Maroc.
- Au Sud Est par la surcharge des nappes jurassiques des monts de Tlemcen (alimentation de la nappe par trop plein).

Au Sud, on note des isopièzes qui se referment mettant ainsi en évidence une drainance alimentée par les nappes du Jurassique par l'intermédiaire de la faille N 70°E. Elle est ascendante bordant la plaine et responsable du découpage de la région en horst et graben.

La figure. 27, représente la surface piézométrique et le substratum de la nappe sous forme de blocs diagrammes. Nous pouvons voir l'effet des pompages des puits qui se matérialise par un creusement localisé de la surface piézométrique au Nord.

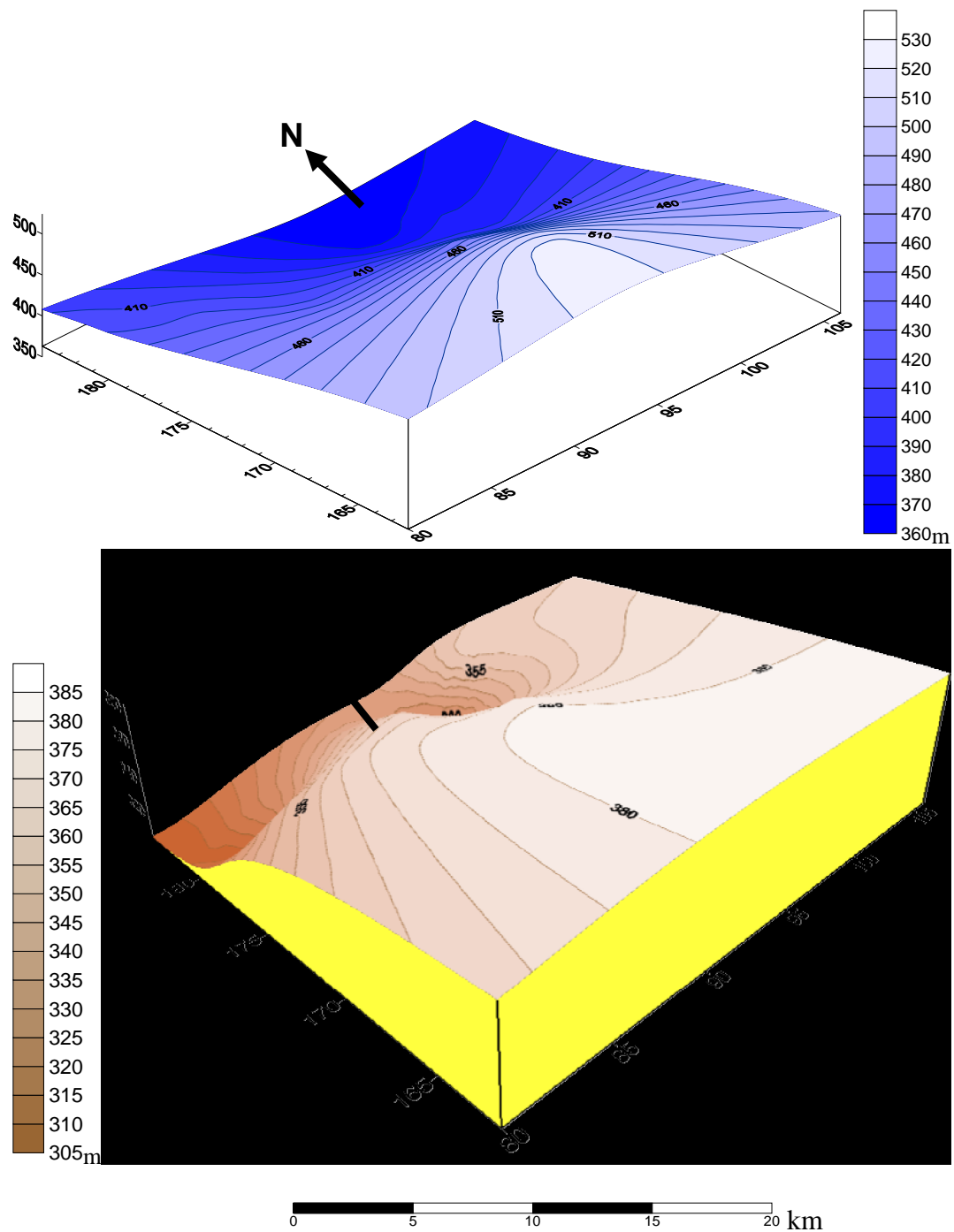


Figure 27 : Vue en 3D de la piézométrie de la nappe et du mur de l'aquifère de la plaine de Maghnia

### 3.3.3.3- Carte des battements maxima de la nappe

La combinaison des cartes piézométriques en hautes et basses eaux, permet de tracer une carte d'égaux amplitudes des variations du niveau de la nappe. Elle traduit la baisse du niveau piézométrique de la nappe entre Mars (hautes eaux) et Novembre (basses eaux) 1995 (fig. 28). Elle fait apparaître une Zone Nord, où la baisse varie entre 0.20 m et 2.20 m. Ce faible battement au niveau de Maghnia ville s'explique par la faible puissance de l'aquifère. Au delà de cette zone, la baisse de la nappe dépasse



parfois les 2.50 m, en particulier au niveau du chenal, zone aquifère importante marquée par une surexploitation de la nappe.

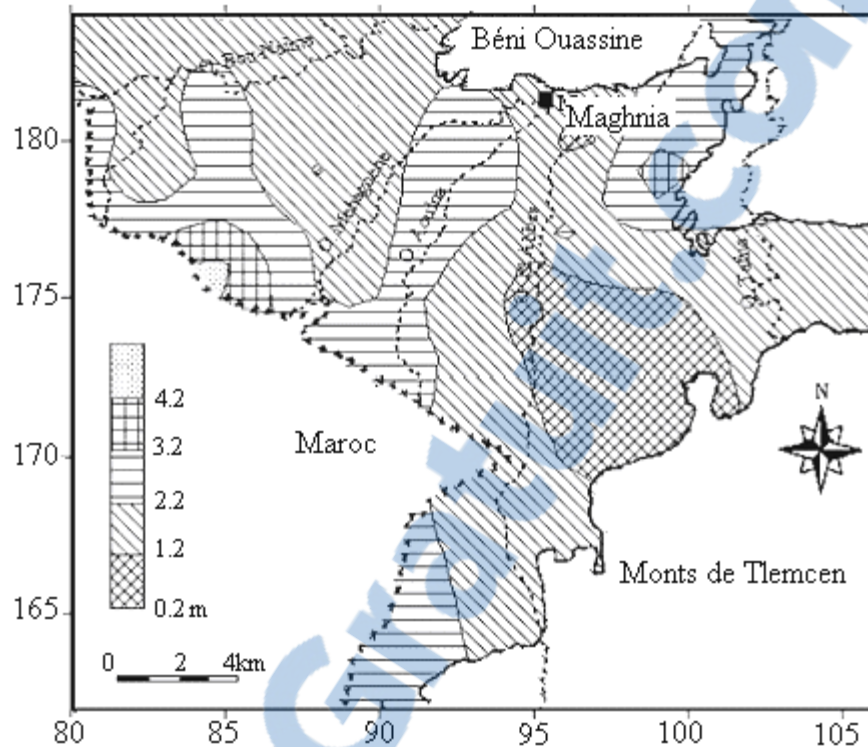


Figure 28 : Carte de battement maximum de la nappe de la plaine de Maghnia en 1995.

#### 3.3.3.4- Evolution de la piézométrie entre 1950 et 1995

Nous avons tenté de faire une analyse comparative entre la piézométrie de Septembre 1950 et celle de Novembre 1995 en période de basses eaux. Cette comparaison fait ressortir (fig. 29) une baisse généralisée de la piézométrie d'environ 10 m en moyenne, engendrée par :

- l'accroissement considérable du nombre de puits ayant pour conséquence une augmentation du débit de pompage.
- La diminution de la recharge par les précipitations due à la longue sécheresse qui règne dans la région depuis presque 20 ans (voir chap. 2)

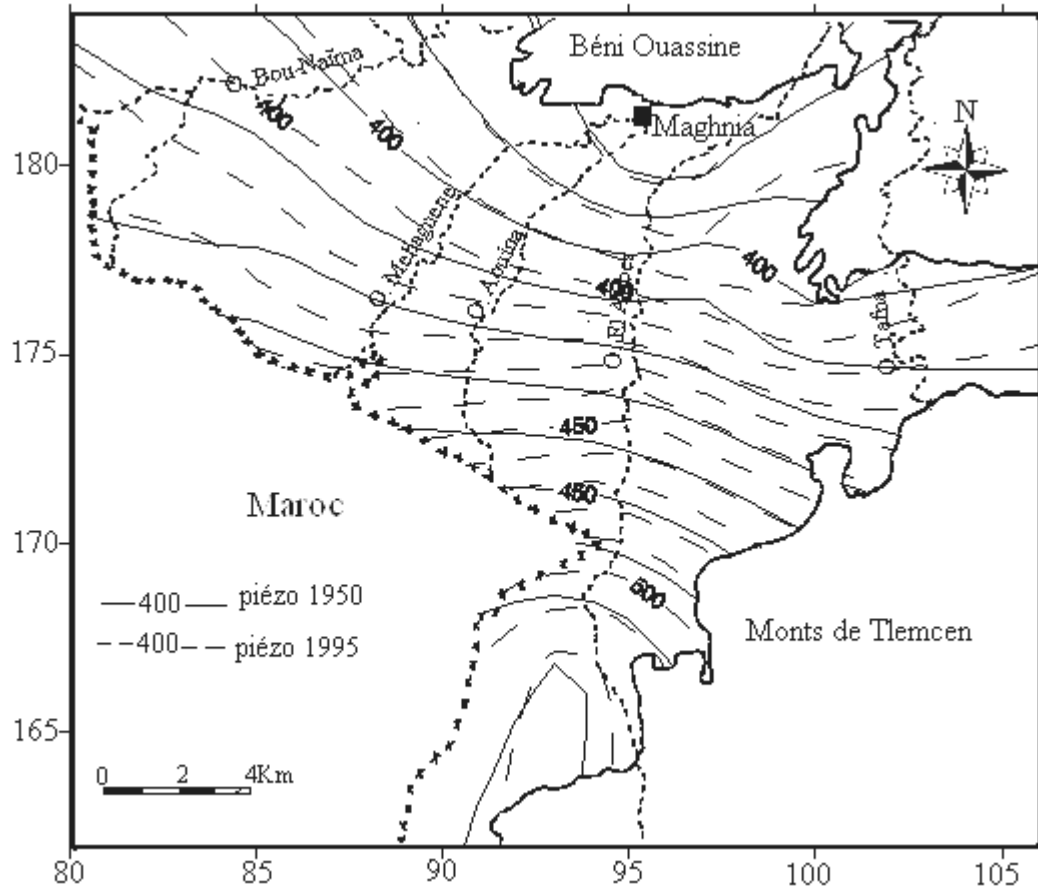


Figure 29 : évolution de la piézométrie entre 1950 et 1995

### 3.4- CARACTERISTIQUES HYDRODYNAMIQUES

Les principaux paramètres qui régissent les écoulements souterrains sont : le coefficient de perméabilité, le coefficient de transmissivité et le coefficient d'emmagasinement.

Les différentes définitions mentionnées ci-dessous sont extraites en grande partie du dictionnaire Français d'hydrogéologie (G. Castany & J. Margat, 1977).

- Le coefficient de perméabilité : exprime l'aptitude d'un milieu à se laisser traverser par un fluide sous l'effet d'un gradient de potentiel. Il est exprimé par la lettre  $K$  et a la dimension d'une vitesse ( $L.T^{-1}$ ).
- Le coefficient de transmissivité : est un paramètre qui régit le débit d'eau qui s'écoule par unité de largeur de la zone saturée d'un aquifère continu (mesuré selon une direction orthogonale à celle de l'écoulement) et par unité de gradient hydraulique. C'est le produit du coefficient de perméabilité (de Darcy)  $K$  par la puissance de l'aquifère  $e$ , en milieu isotrope. Il est exprimé par la lettre  $T$  et sa dimension est ( $L^2.T^{-1}$ ).
- Le coefficient d'emmagasinement: noté  $S$ , représente le rapport du volume d'eau libéré ou emmagasiné par unité de surface d'un aquifère, à la variation de charge hydraulique correspondante, dans un temps illimité. Dans un aquifère libre, il équivaut en pratique à la porosité efficace et sa signification n'est pas indépendante du temps. Cette grandeur est sans dimension.

- Le coefficient de diffusivité : paramètre régissant la propagation d'influence dans un aquifère saturé : quotient de la transmissivité par le coefficient d'emmagasinement, sa dimension est ( $L^2.T^{-1}$ ).

**Résultats :** Nous ne disposons que des caractéristiques hydrodynamiques des essais de pompage réalisés sur des forages implantés dans la plaine. Les données (tableau 22) proviennent des services de l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (A.N.R.H.) ainsi que de la Direction d'Hydraulique de la Wilaya de Tlemcen (D.H.W.). Les valeurs douteuses déduites de l'interprétation de pompages d'essai défectueux ont été éliminées.

**Tableau 22 :** Caractéristiques hydrodynamiques à l'endroit des forages.

Forages N°	X (Km)	Y(Km)	Z (m)	T ( $m^2/s$ )	Ep(m)	K(m/s)	S
02	95.000	18.200	391.000	$8.7.10^{-3}$	29.00	$3.10^{-4}$	$4.10^{-3}$
03	89.000	177.500	430.000	$3.72.10^{-2}$	62.00	$6.10^{-4}$	$4.10^{-2}$
04	92.200	173.900	460.000	$1.64.10^{-2}$	82.00	$2.10^{-4}$	$2.10^{-2}$
05	92.200	179.750	405.000	$1.56.10^{-1}$	65.00	$2.4.10^{-3}$	$1.10^{-2}$
08	90.800	178.800	415.000	$3.60.10^{-2}$	60.00	$6.10^{-4}$	$4.10^{-2}$
10	85.350	176.100	440.000	$4.32.10^{-2}$	72.00	$6.10^{-4}$	$3.10^{-2}$
12	80.720	182.870	438.600	$1.20.10^{-2}$	132.00	$9.10^{-5}$	$2.10^{-2}$
14	82.870	180.400	432.400	$9.9.10^{-3}$	110.00	$9.10^{-5}$	$3.10^{-2}$
15	82.500	177.700	446.100	$9.1.10^{-3}$	101.00	$9.10^{-5}$	$3.10^{-2}$
16	91.600	178.750	412.600	$5.4.10^{-2}$	90.00	$6.10^{-4}$	$3.10^{-2}$
20	92.750	180.000	400.000	$2.4.10^{-1}$	100.00	$2.4.10^{-2}$	$4.10^{-3}$
23	82.450	179.475	431.900	$1.17.10^{-2}$	130.00	$9.10^{-5}$	$3.10^{-2}$

### 3.4.1- Répartition des perméabilités

L'examen de la carte de perméabilité (fig.30) fait ressortir trois zones de perméabilité distinctes :

- Une zone à bonne perméabilité supérieure à  $10^{-3}$  m/s, située au Nord de la plaine.
- Une zone à perméabilité moyenne de l'ordre de  $10^{-4}$  m/s, occupant la majeure partie de la plaine.
- Une zone à faible perméabilité de l'ordre de  $10^{-5}$  m/s, située aux limites Est, Ouest et Sud de la plaine. Cette perméabilité s'explique à l'Est par le contact du Miocène marneux.

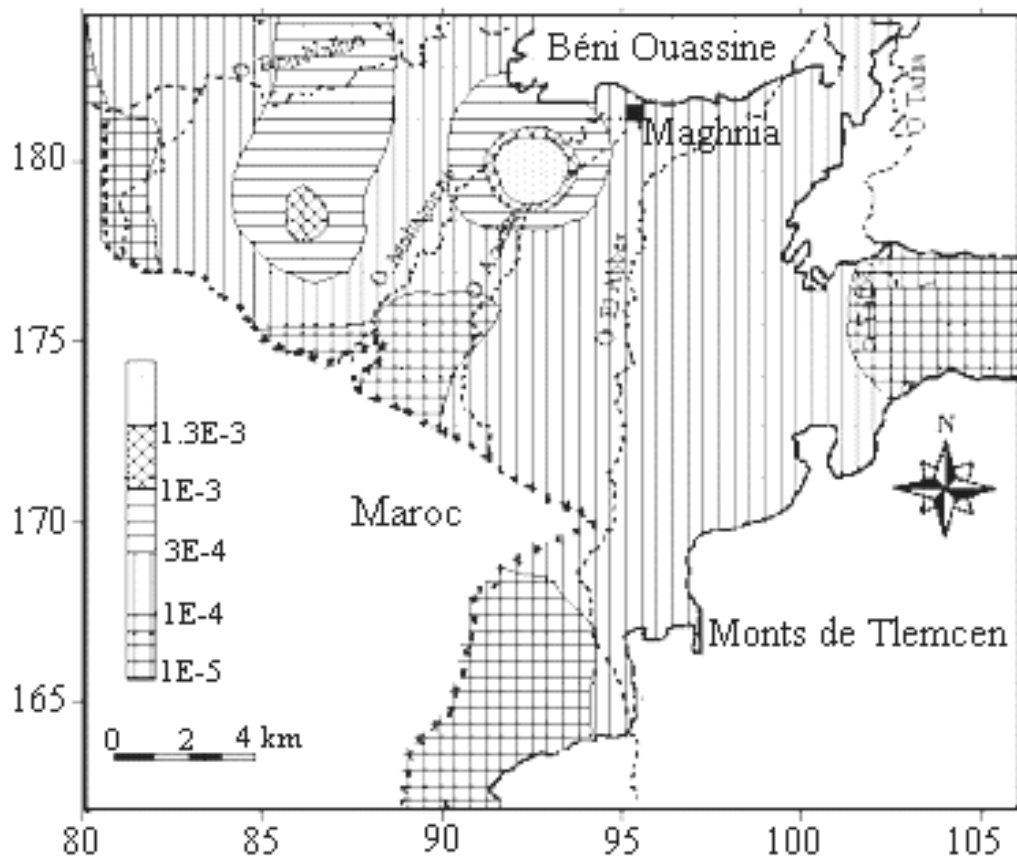


Figure 30 : répartition spatiale des perméabilités (m/s)

### 3.4.2- Répartition des coefficients d'emmagasinement

Les coefficients d'emmagasinement présentent des valeurs relativement faibles variant en moyenne entre  $4 \cdot 10^{-1}$  et  $4 \cdot 10^{-3}$  (fig. 31). Elles dénotent une hétérogénéité du milieu et sans doute l'existence de lentilles argileuses contenues dans la matrice alluvionnaire.

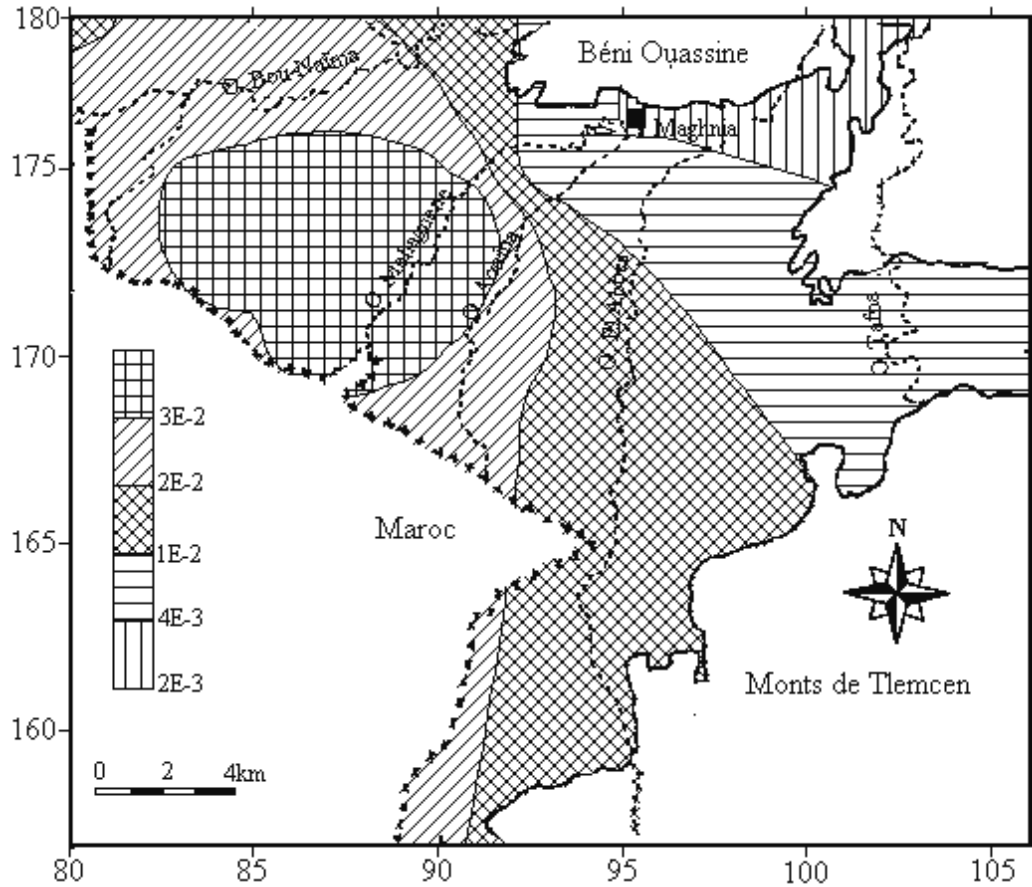


Figure 31 : répartition spatiale des coefficients d'emmagasinement

Si l'on essaye de coïncider le tracé de la carte des épaisseurs sur la carte des perméabilités, on s'aperçoit que la distribution spatiale n'est pas aléatoire. En effet, les zones les plus perméables coïncident avec l'axe du chenal. Il convient également de remarquer que le remplissage de cette fosse par des sédiments plio-quaternaires grossiers a permis la formation d'une importante zone d'accumulation à écoulement préférentiel.

## Chapitre 4 : MODELISATION

*« Il faut apprendre pour connaître,  
connaître pour comprendre,  
comprendre pour juger »  
NARADA*

### 4.1- INTRODUCTION

L'eau est le patrimoine essentiel de l'espèce humaine. A ce titre on pourrait croire que l'Homme la gère, l'économise, la préserve. Or, les hommes de tous les pays ont été négligents et imprévoyants. Si on n'améliore pas considérablement et de manière active la gestion des ressources en eau l'avenir de l'espèce humaine et de bien d'autres espèces est compromis. Aujourd'hui, plus de deux milliards n'ont pas accès à l'eau potable (M. Detay, 1997) , et le grand développement accéléré des grandes métropoles et leur multiplication ne font qu'accroître une demande mal ou pas satisfaite.

Depuis le début du XVIII<sup>e</sup> siècle, la population humaine a été multipliée par huit et l'espérance de vie moyenne a plus que doublé. Aujourd'hui près de cinq milliards d'habitants vivent sur la terre. En 2010, deux milliards d'hommes, de femmes et d'enfants vivront dans les métropoles du Tiers-Monde. Le développement urbain est un phénomène inéluctable.

Dans les pays les moins développés, il se fera, pour une large part, par la création de quartiers spontanés en périphérie des villes ou dans des espaces laissés libres et insalubres, espaces verts, etc. ajoutée à celles du logement, de l'éducation et des communications, la situation de l'approvisionnement en eau et de l'assainissement, d'ores et déjà tragique dans bien des cas, ne pourra que s'aggraver.

Bien qu'il n'y ait pas d'arithmétique du malheur, il faut savoir que la demande en eau du tiers monde, soit 4,8 milliards de personnes (les trois quarts de la population mondiale dont 40% a moins de 15 ans), n'est correctement couverte, en qualité et en quantité, qu'à 15%. Il est classiquement admis que 40 000 personnes meurent chaque jour faute d'un approvisionnement en eau adéquat. Chaque année quatre millions d'enfants de moins de cinq ans meurent de maladies d'origine hydrique (M. Detay, 1997).

L'absence de maîtrise des ressources en eau coûte plusieurs millions de vies humaines par an. La gestion active des aquifères est l'un des instruments stratégiques capables de susciter et d'accompagner les évolutions et les changements dans la perspective d'un environnement durable.

En Algérie, le déficit en eau est devenu inquiétant confirmant les diverses expertises partant d'hypothèse et usant de méthodologie différentes qui ont toutes conclu que notre pays se trouvera entre 2010 et 2025 confronté à cette pénurie quasi-endémique. Aujourd'hui, la facture des épidémies de MTH (maladie à transmission hydrique) est lourde pour l'état algérien. Le coût de ces épidémies a été évalué à l'équivalent du budget de construction de plus d'une dizaine de stations de traitement des eaux. Les principaux facteurs de ces maladies sont l'insuffisance des ressources hydriques conjuguée à l'absence de traitement de certains points d'eau. En effet sur les 53 stations d'épuration existantes, 42 sont à l'arrêt depuis des années et les agriculteurs ne se gênent pas d'irriguer sauvagement leurs cultures avec cette eau polluée. Ajouter à cela les déperditions d'eau potable dues à la vétusté des réseaux, estimées à 30% et les piquages

illégaux de l'ordre de 10% qui rognent sur un volume hydrique déjà bien bas ( R.Hadef & A.Hadef, 2001).

A travers ce constat la situation est alarmante et par conséquent il est urgent voire vital de définir une politique claire en matière de gestion d'inventaire, de conservation, de traitement, d'utilisation et de recherche des ressources en eau, indispensable pour tout développement économique.

Face à ce problème, on assiste à une prise de conscience collective de la précarité des ressources en eau, tant sur le plan quantitatif que qualitatif. Aujourd'hui, l'exploitation et la distribution de l'eau deviennent des axes prioritaires dans la politique d'aménagement de l'Algérie.

La gestion des ressources est confiée à de gros organismes (l'A.D.E., l'A.N.R.H., la D.H.W et l'A.N.B.T., etc). L'exploitation devra se faire non plus au coup par coup mais suivant des schémas globaux au sein desquels interviennent de nombreux paramètres tels que :

- la rentabilité et pérennité de la ressource,
- la gestion à moyen et long termes des réserves disponibles,
- l'alimentation artificielle des aquifères,
- les scénarios de simulation d'exploitation ou de pollution de nappe,
- la gestion intégrée des ressources superficielles et souterraines, etc.

Un vaste programme de réhabilitation des forages a été lancé par le Ministère de l'Equipement et de l'Aménagement du Territoire. Ce projet permettra une augmentation de la production et d'assurer ainsi la satisfaction des besoins en eau potable et industrielle à l'horizon 2025 (N. Crampon, 2003).

Tel est l'objectif du grand projet de la gestion active des ressources en eau en Algérie qui vise à étudier l'incidence du changement climatique sur le bilan des potentiels hydriques , l'impact de l'utilisation des nappes aquifères à renouvellement très lent, mesures à prendre en cas de sécheresse ou d'inondation, réduction de l'envasement des barrages, traitement des eaux usées, lutte contre le gaspillage, le projet de dessalement d'eau.

#### **4.1.1- Etude de l'incidence du changement climatique sur le bilan des ressources en eau**

Actuellement l'atmosphère présente une modification importante dans la distribution géographique de sa température globale, pouvant entraîner une nouvelle répartition des climats de la planète. La température risque de diminuer dans une région et augmenter dans une autre avec résultat, une hausse ou une baisse des chutes de pluies. Ainsi les zones humides peuvent connaître des inondations catastrophiques par suite de l'intensification des pluies et les zones arides et semi-arides risquent de subir des phénomènes de désertification à cause de la raréfaction des pluies.

L'Algérie, pays méditerranéen glisse vers la semi-aridité, les risques de désertification restent très élevés le présage des conditions naturelles singulièrement plus difficiles qu'aujourd'hui, dont les conséquences commencent à se faire sentir dans beaucoup de régions d'Algérie. Cette nouvelle donnée insinue que toutes les prédictions calculées à partir des données historiques sur le cycle naturel et qui servent

de base aux décisions d'investissement d'arts de l'hydraulique devraient alors être réétudiés en fonction des nouvelles données de climat.

#### **4.1.2- Etude de l'impact de l'utilisation des nappes aquifères à renouvellement très lent**

Le taux moyen annuel de renouvellement est très lent et les réserves de ces nappes se trouvent aujourd'hui déficitaires et tendent dans le proche avenir vers un épuisement total, puisque les apports qui alimentent ces nappes par infiltration des précipitations sont très faibles. L'extraction donc de volumes appréciables en quelques décennies de cette eau indépendante du cycle de l'eau est soumise alors d'un côté aux conditions économiques de faisabilité de toute exploitation minière, de l'autre, aux conditions hydrologiques nouvelles imperceptibles, du moment où ce volume d'eau ne sera pas pour autant perdu pour l'hydrosphère. Au contraire, il aura été émis en circuit, repris dans le jeu du cycle de l'eau terrestre en augmentant son flux global. L'impact de ce nouveau flux sur le cycle de l'eau reste indéterminé et doit faire l'objet d'une recherche érudite.

#### **4.1.3- Mesures à prendre en cas de sécheresse ou d'inondation**

Devant l'ampleur des phénomènes de sécheresse et d'inondations qui affectent chaque année notre pays, on ne peut plus se passer de stocker de l'eau dans les quelques barrages qui existent en Algérie. Aujourd'hui, tout un ensemble de concepts, d'outils méthodologiques, de dispositifs et d'ouvrages d'assainissement sont nés des recherches entreprises dans les pays industrialisés. Ces techniques reposent sur le principe du ralentissement des écoulements dans les bassins urbains et l'Algérie doit penser à leur usage pour réduire les conséquences des phénomènes pluvieux exceptionnels.

De gros investissements ont été consentis par les pouvoirs publics algériens pour assurer un service de distribution d'eau potable approprié, les difficultés et lacunes dans la gestion des infrastructures réalisées n'ont pas permis d'atteindre la qualité de service requise

Nous présentons dans cette partie, de façon synthétique les principaux aspects d'une gestion active.

##### **4.1.3.1- Importance de la mesure**

Avant toute chose il est clair qu'il convient de disposer de mesures fiables en quantité suffisante. Il nous incombe de mesurer avant de juger. Au delà de la mesure il s'agit de la stocker sous une forme utilisable et surtout de disposer d'un réseau de mesure fiable, performant et suffisamment étendu pour pouvoir demain accéder à des données historiques validées et en quantité suffisante quelle que soit l'échelle du problème à résoudre. Il s'agit également de se donner les moyens de faire perdurer ces bases de données. Ceci pose notamment le problème du rôle de législateur quant à une éventuelle obligation de fournir au service public l'ensemble des données disponibles. Par ailleurs il est clair qu'il convient de dégager les moyens nécessaires pour faire vivre ces données dans le temps (banque de données, réseau piézométrique, etc.). C'est un



problème de fond qui pose la question d'un réseau optimisé et des outils de valorisation. Cette notion de gestion patrimoniale des données, bien que fondamentale, est loin d'être résolue.

#### **4.1.3.2- Restauration de l'équilibre d'une nappe**

L'équilibre naturel d'une nappe d'eau souterraine peut, à la suite de perturbations diverses, être rompu plus ou moins durablement. Les conséquences sont parfois graves :

- le rabattement du niveau piézométrique peut accroître exagérément les charges d'exploitation des forages existants,
- les prélèvements d'eau dans la nappe se font au détriment des réserves et l'on risque, à terme, d'aboutir à l'épuisement des ressources, ou du moins, à un stade où il ne sera plus rentable, économiquement parlant, d'exploiter cette ressource.

#### **4.1.3.3- Accroissement de la ressource et stockage**

L'accroissement de la ressource en eau constitue une extrapolation à plus grande échelle de l'alimentation qui avait pour but la simple restauration de l'équilibre d'une nappe, il s'agit là d'une politique globale de gestion des eaux souterraines. Comme nous l'avons vu, les réserves sont mal réparties et surtout, les besoins ne sont pas homogènes. De grandes variations apparaissent dans le temps (été, hiver) et dans l'espace (milieu urbain plus ou moins peuplé). La méthode des prélèvements ponctuels et anarchiques doit céder la place à une politique de gestion globale des ressources au niveau régional.

Le stockage d'eau souterraine a sensiblement le même but. Les besoins en eau varient dans le temps et les périodes où l'eau abonde succèdent à des périodes où elle fait cruellement défaut. La pénurie saisonnière des ressources disponibles est partiellement prévisible et il est tentant de stocker l'eau en surplus pour une utilisation différée. Le stockage souterrain permet de moduler la distribution selon les besoins tout en permettant une protection efficace contre les pollutions accidentelles. Ce stock peut alors être exploité de façon régulière dans le cadre d'une régularisation de la ressource ou ponctuellement pour faire face à des situations exceptionnelles (sécheresse importante)

#### **4.1.3.4- Protection de l'environnement**

L'abaissement du niveau piézométrique dans un aquifère peut être à l'origine de phénomènes indésirables très variés :

- venues d'eau de qualité médiocre, dues au creux piézométrique créée,
- assèchement des terrains superficiels (conséquences graves pour l'agriculture entre autres),
- déstabilisation des terrains.

Quoi qu'il en soit, il est évident que la mise en place d'un projet de gestion d'un aquifère doit faire l'objet d'une étude économique précise afin de définir les conditions de sa rentabilité. Il faudra également tenir compte de paramètres indirects voire subjectifs, notamment l'impact d'un tel programme sur l'environnement ou encore les revenus à long terme découlant d'une bonne gestion des aquifères.

Un pas supplémentaire a été franchi plus récemment avec la généralisation de l'usage des micro-ordinateurs et des modèles de simulation mathématique qui permettent de visualiser clairement les conséquences vraisemblables d'une variation

quantitative ou qualitative du flux d'eau souterrain à la suite d'une modification des apports ou des prélèvements

## 4.2- THEORIE SUR LES MODELES

### 4.2.1- Elaboration d'un modèle

Depuis une vingtaine d'années, les techniques de simulation des écoulements souterrains deviennent très répandues avec prolifération de programme de calcul ou logiciels. Cette évolution est due non seulement au développement de moyens de calcul de plus en plus puissants et accessibles, mais aussi à la grande diversification des problèmes hydrogéologiques désormais susceptibles d'être résolus. Trouver de l'eau ne suffit plus, la gestion et la protection de l'eau souterraine deviennent tout aussi importante surtout dans les zones arides et semi-arides (cas de l'Algérie) où les ressources renouvelables sont rares (J. Margat, 2000 ; N.Crampon, 2003), or, gérer ces ressources c'est comprendre le fonctionnement de l'aquifère dans les conditions naturelles et prévoir l'influence de l'intervention anthropique sur la quantité et la qualité de l'eau souterraine disponible. Les modèles mathématiques constituent un moyen de la gestion de ces systèmes (Levassor, 1978 ; Mania, 1978).

Un modèle mathématique n'est pas la réalité, il n'est que la réalisation d'une représentation schématique et symbolique du système réel. On peut définir (fig.32), les relations entre réalité (système réel), schéma abstrait (systèmes d'équations) et modèle.

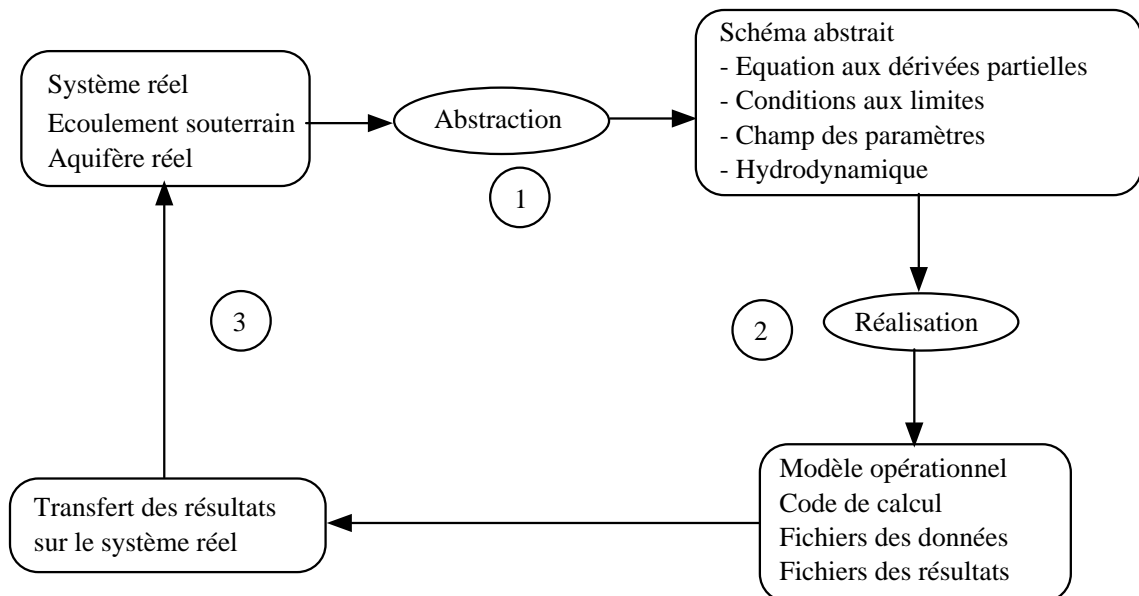


Figure 32 : relations entre système réel, schéma conceptuel et modèle  
(L.Kiraly & F.Zwahlen, 1986)

Au sens général, un modèle est une représentation schématisée de phénomènes (N. Flipo et al, 2003). Plus particulièrement, les modèles de simulation cherchent à reproduire des phénomènes ou à prévoir le comportement d'un système soumis à des sollicitations données. On calcule l'évolution de variables inconnues (les sorties) en fonction des variables connues (les entrées) et des paramètres du système. Nous nous intéressons uniquement à ces modélisations parmi lesquels trois grands types de modèles émergent :

- Modèles mécanistes qui englobent les modèles physiques, de connaissance, théoriques, descriptifs, boîte-blanc et déterministes.

- Modèles conceptuels qui englobent les modèles systématiques, paramétriques, boîte-grise, quasi-déterministes et synthétiques.
- Modèles empiriques qui englobent les modèles boîte noire, entrée-sortie.

Les modèles mécanistes décrivent les mécanismes internes du système, se basant sur des lois de la mécanique, de la physique (conservation de la masse, de l'énergie, de la quantité de mouvement,...),...etc.

En hydrogéologie les modèles existant (tableau 23) utilisent une discrétisation de l'espace en mailles régulières ou non. Les processus sont ensuite représentés de manière phénoménologique en utilisant les équations aux dérivées partielles des écoulements en milieu poreux (équation de Darcy, Dupuit, Boussinecq et Richards). Si les conditions initiales imposées aux limites sont connues, la résolution (suivant la méthode des différences finies ou des éléments finis) de ces équations permet de simuler l'évolution du système en tout point d'une discrétisation spatio-temporelle fine. Tous ces modèles simulent le transport de polluants en aquifère.

Tableau 23 : modèles hydrogéologiques

Modèle	Origine	Processus et substances modélisées	Type de modèle
ASM/ASMWIN	ETH ;1986 Kinzelbach, 1986	Groundwater flow, transport (régime permanent seulement régime permanent et transitoire)	Mécaniste Mécaniste
MODFLOW+ MT3D/RT3D	USGS ; 1988  McDonald & Harbaugh, 1988 Ashley, 1994 Clement et al., 1998; Lasserre et al., 1999 Oisthoom, 1999	Grounwater flow, advection, dispersion anisotrope, sorption, désorption	Mécaniste
METIS	ENSMP Goblet, 1981	Ground flow, fractures, advection, dispersion	Mécaniste
NEWSAM	ENSMP Ledoux, 1975,1980 ; Levassor & Ledoux, 1996	Groundwater flow	Mécaniste

#### 4.2.2- Choix des modèles

Comme nous venons de le voir, pour répondre au problème que nous nous sommes posé (définir l'impact des prélèvements sur un aquifère), nous allons devoir choisir un outil de simulation capable de simuler l'hydrodynamique de la nappe.

Malgré les polémiques persistants sur le bien fondé des modélisations mécanistes et distribuées (K. Beven, 1989) nous avons choisi d'utiliser autant que faire se peut une telle approche pour traiter notre problématique. De plus, malgré tous les problèmes effectivement existants de non unicité d'un jeu de paramètres pour simuler un jeu d'observations, de saut d'échelle (détermination d'un paramètre à l'échelle locale et utilisation de ce même paramètre à plus grande échelle sans réelle justification), l'utilisation de ces modèles semble plus satisfaisante dans la compréhension des processus de base régissant le fonctionnement des systèmes. De plus, ils permettent de pointer plus facilement des chaînons explicatifs manquants (E. Gomez, 2003).

Avant d'aller plus loin listons quelques problèmes liés à toute modélisation.

#### **4.2.2.1- Limites de la modélisation**

La modélisation n'étant qu'une représentation schématique de la réalité, elle ne va pas sans poser quelques problèmes qu'il faut constamment garder en mémoire afin de pouvoir interpréter des résultats de simulations. C'est pourquoi la communauté scientifique a formulé des recommandations pour garantir un usage avisé de ces outils.

##### **a- Incertitudes conceptuelles**

Même les modèles les plus complexes. De types mécanistes, ne sont par construction que de grossières approximations de la réalité. On distingue plusieurs causes d'incertitudes liées à la structure du modèle : limites théoriques, simplifications théoriques, approximations numériques et discrétisation temporelle et spatiale (K. Beven, 1989 ; B. Ambroise, 1999). Sur le plan théorique, certains processus restent encore mal connus et ne sont pas pris en compte dans les modèles à base physique. De plus, les lois physiques établies pour des milieux homogènes ne s'appliquent pas forcément aux milieux hétérogènes rencontrés à l'échelle régionale.

La résolution des équations différentielles dont on ne sait pas calculer de solutions analytiques s'effectue à l'aide de méthodes numériques diverses. Cependant, ces méthodes imposent très souvent de discrétiser les différentes dimensions dans lesquelles s'appliquent ces équations. Dans le domaine des sciences de la terre, on se place toujours dans un système à au plus quatre dimensions (les trois dimensions de l'espace et celle du temps). Ces discrétisations ont pour conséquence directe de ne connaître les valeurs des variables calculées qu'en quelques points de l'espace et du temps. Se pose alors le problème de l'interpolation de la valeur de la variable en tout point de l'espace et du temps. Plus les discrétisations de l'espace et du temps sont grossières et plus les erreurs de calcul risquent d'être importantes (N. Flipo, 2003).

##### **b- Disponibilité des données et incertitudes**

En supposant acceptables les approximations liées à la structure des modèles, la modélisation se heurte à un problème de disponibilité des données et aux incertitudes sur ces données.

Les méthodes de mesures ponctuelles à des échelles spatiales beaucoup plus fines que la discrétisation choisie posent le problème de la comparaison entre les résultats simulés sur une maille et ceux observés en un point.

Ainsi, le passage de l'échelle locale à l'échelle régionale apporte une certaine incertitude sur les paramètres, dont on peut tenir compte suivants différentes méthodes.

- L'analyse de sensibilité : elle consiste à tester la réponse du modèle à des perturbations d'entrées. Ainsi, les paramètres, dont la variation provoque des différences significatives, devront faire l'objet d'une attention particulière lors de la phase de calage.

- l'approche stochastique : les paramètres sont définis au moyen de leur distribution statistique mesurée ou estimée. Cette distribution est ensuite intégrée dans les simulations.

- l'approche de type Monte Carlo : elle consiste à générer un grand nombre de simulations, en sélectionnant de nouveaux jeux de paramètres indépendants à chaque simulation. L'ensemble des jeux de paramètres est considéré comme étant représentatif

de leurs variations possibles. Cette méthode permet une exploration détaillée de l'ensemble des réponses du modèle, mais nécessite de très nombreuses simulations.

- la théorie de la logique floue : cette approche permet d'associer au résultat moyen issu de la modélisation mathématique, une fourchette de variation autour de la valeur moyenne, ainsi qu'un degré de confiance pour chacune des valeurs de la fourchette de variation (J. Gannoulis. 1996 ; C. Freissinet, 1998).

### c- Calage

Certains paramètres impossibles à mesurer à l'échelle du modèle ou à évaluer, font l'objet d'une estimation par calage. Il s'agit de rechercher la valeur optimale de ces paramètres en fonction de critères choisis.

La qualité de la simulation sur une période est évaluée en mesurant les écarts entre les séries simulées et observées, l'ajustement des paramètres consistant à rechercher l'écart minimum. Les méthodes de calage peuvent être manuelles (de type «essai-erreur», automatiques (algorithme d'optimisation des paramètres en fonction d'un critère) ou stochastiques.

### d- Discrétisation et prédiction

Les modèles calés, qui ne constituent qu'une représentation simplifiée de la réalité, doivent être validés, en utilisant un jeu de données différent de celui de la phase de calage. Cette étape permet de s'assurer que la représentation faite par le modèle est conforme à la réalité. En effet, une tentative de validation ne permet pas de conclure qu'un modèle est une représentation exacte de la réalité dans la mesure où un nouveau jeu de données peut invalider la théorie en vigueur (K.Popper, 1985).

En résumé nous avons donc choisi d'appliquer la chaîne de modélisation ASM afin de répondre à notre objectif pour conserver une structure souple.

## 4.2.3- Formulation mathématique

L'écoulement en nappe est décrit par l'équation de la diffusivité qui découle de la combinaison de trois relations (G. De Marsily, 1981, 1994 & E. Ledoux, 1986) :

- L'équation de la continuité
- La loi de DARCY
- et la loi de conservation de masse.

Nous obtenons l'équation de diffusivité :

$$\operatorname{div} \left( \overline{\overline{\mathbf{K}}} \operatorname{grad} h \right) = S_s \frac{\partial h}{\partial t} + q \quad (1)$$

Avec :

K : tenseur de perméabilité (L.T-1).

h : charge hydraulique(L).

Ss : coefficient d'emmagasinement spécifique.

q : débit d'eau prélevé ou injecté par unité de surface.

Pour un volume élémentaire représentatif, le premier membre de l'équation (1) représente les échanges avec les volumes voisins, le deuxième membre les prélèvements et la variation de stock. (J. Léon, 1983).

L'expression de cette équation de la diffusivité dans un repère à trois dimensions pour un volume élémentaire représentatif, donne :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( T_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( T_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( T_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) = q + S \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2)$$

En intégrant l'hypothèse de Dupuit où  $h/z = 0$ , en admettant que les variations de  $z$  en fonction de  $x$  et  $y$ , sont faibles l'équation devient :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( T_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( T_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) = q + S \frac{\partial h}{\partial t} \quad (3)$$

Avec :

$T_x$  et  $T_y$  : transmissivités de l'aquifère selon les directions respectives  $O_x$  et  $O_y$  ( $L^2.T^{-1}$ ).

$S$  : coefficient d'emmagasinement (nappe captive), porosité efficace (nappe libre) (sans dimension).

$q$  : débits entrants ou sortants par unité de surface ( $L.T^{-1}$ ).

$h$  : charge hydraulique ( $L$ ).

#### 4.2.4- Méthode de résolution

Dés que l'équation aux dérivées partielles (3) est définie avec ses conditions initiales et ses conditions aux limites, elle peut être résolue par des méthodes numériques faisant appel à la discrétisation de l'espace à modéliser. Le domaine d'étude est découpé en éléments géométriques discrets. Pour chaque élément  $i$ , on définit une fonction polynomiale d'approximation. La réunion de ces fonctions constitue la solution.

Les méthodes de résolution des équations aux dérivées partielles sont classées en deux grandes familles radicalement différentes dans leurs principes (fig. 33). La première concerne les algorithmes basées sur les équations continues discrétisées et on parle des méthodes dites " approximation des équations " ou encore " différences finies (MDF)". La seconde famille regroupe les méthodes qui abordent non plus par les équations approchées, mais par des modèles de solutions approchées. Ce sont les méthodes dites : " D'approximation de solutions" ou encore " éléments finies (MEF)".

- Les différences finies : cette méthode est facile à programmer et convient à la résolution de problèmes régionaux d'écoulement des nappes (J.Y. Josnin, 2000 ; N. Gaaloul, 2001., L. Zouhri, 2001., A. Abourida, 2002., M. Bakker, 2004., A. Hani, 2004., K. Baba-Hamed, 2005., W. Talhaoui, 2005., J. Derouane, 2006., L.K. Lautz, 2006) . En pratique, elle se limite à des mailles simples et représente les hétérogénéités du milieu dans des directions parallèles aux côtés des mailles.

- Les éléments finis : c'est une méthode difficile à programmer, à utiliser et qui demande davantage de temps à l'ordinateur pour effectuer les calculs. La forme des mailles n'est pas limitée, ce qui permet de traiter toutes les directions d'hétérogénéités du milieu (S.P. Neuman & P.A. Witherspoon, 1974., B.El Mansouri et al, 1991., ). Elle est efficace dans les problèmes locaux de génie-civil.

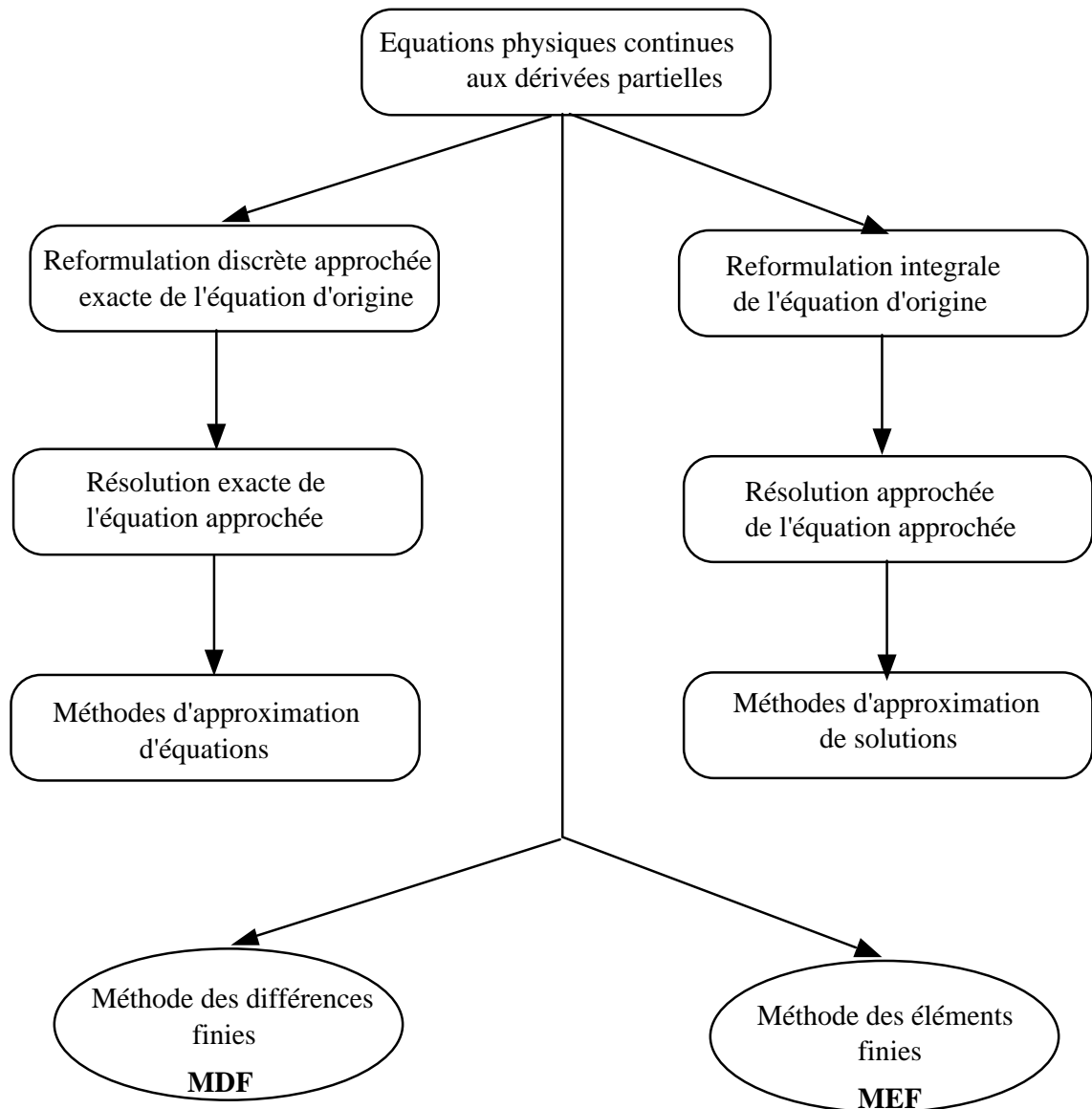


Figure 33 : Méthodes de résolutions des équations aux dérivées partielles

Dans les deux cas, la méthode aboutit à un système d'équations linéaires dont les inconnues sont les valeurs approchées de la fonction recherchée (la charge hydraulique en l'occurrence) en un nombre donné de points (le centre de chaque maille en l'occurrence).

Nous exposerons ici la méthode des différences finies présentée par E. Ledoux, 1986 qui est la plus souvent utilisée en hydrogéologie car elle nécessite moins de mémoire pour les ordinateurs. Cette méthode consiste à discrétiser le domaine en mailles carrées de côté  $a$  (fig. 34)

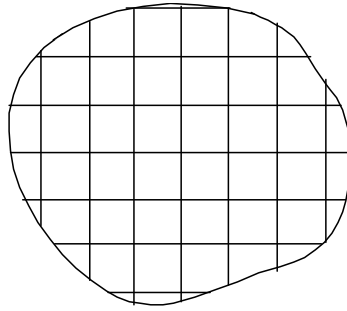


Figure 34 : Discretisation en mailles carrées

L'équation (3) va être appliquée à chaque maille où nous allons choisir pour approximation de la charge, une fonction  $H_i$  définie sur chaque maille  $i$ . Les calculs sont faits en admettant que la valeur de la charge est attribuée au centre de la maille considérée.

Nous procéderons de la même manière pour tous les autres paramètres ( $T_i$ ,  $S_i$  et  $Q_i$ ).

En admettant que les fonctions d'approximation satisfont localement (c'est à dire au centre de chaque maille) à l'équation de diffusivité, nous obtenons un système d'équations linéaires définissant les valeurs  $H_i$  au centre de chaque maille.

Si l'on considère une maille  $i$  (fig. 35), elle est entourée de quatre mailles que l'on peut nommer N(Nord), S(Sud), E(Est) et W(Ouest).

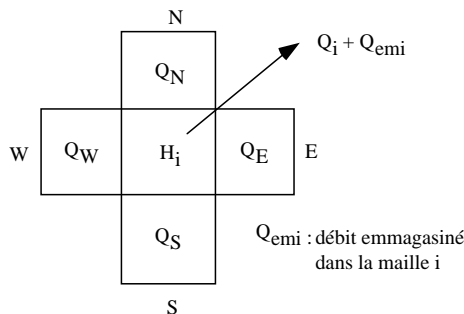


Figure 35 : bilan des flux entrants sur la maille  $i$

D'après le principe de continuité qui implique la conservation de débit entrant algébriquement par les quatre limites de la maille  $i$ , nous avons :

$$Q_N + Q_S + Q_E + Q_W = Q_i + Q_{emi} \quad (4)$$

La loi de Darcy appliquée à la maille  $i$  nous donne :

$$Q_N = T_N \cdot a \cdot \frac{H_N - H_i}{a} = T_N \cdot (H_N - H_i) \quad (5)$$

$T_N$  : transmissivités de l'aquifère entre la maille  $i$  et la maille située au Nord.

$H_i$ ,  $H_N$  : approximations de la charge hydraulique respectivement au centre de la maille  $i$  et de la maille  $N$ .

Enfin l'équation d'état fournit l'expression du débit emmagasiné :

$$Q_{emi} = a^2 \cdot S_i \cdot \frac{\partial h}{\partial t} \quad (6)$$



$S_i$  : coefficient d'emménagement défini au centre de la maille  $i$

Les calculs précédents nous permettent d'obtenir :

$$T_N(H_N - H_i) + T_S(H_S - H_i) + T_E(H_E - H_i) + T_W(H_W - H_i) = Q_i + a^2 \cdot S_i \cdot \frac{\partial H_i}{\partial t} \quad (7)$$

En appliquant le même travail à chaque maille du modèle, nous obtenons un système linéaire de  $n$  équations à  $n$  inconnues que nous pouvons résoudre. Nous simplifierons la présentation en adoptant l'écriture matricielle suivante :

$$\overline{\overline{T}} \cdot H = Q + a^2 \cdot \overline{\overline{S}} \cdot \frac{\partial H}{\partial t} \quad (8)$$

Cette équation est résolue, dans le modèle proposé par Kinzelbach, 1986, par une méthode numérique combinant une méthode directe et une méthode itérative. Cette résolution est possible après définition des conditions aux limites.

#### **4.2.5- Conditions initiales et conditions aux limites**

Afin de résoudre l'équation de diffusivité (8), il est nécessaire de définir les conditions initiales et les conditions aux limites du domaine discrétisé.

##### **4.2.5.1- Conditions initiales**

Les conditions initiales sont données par la variable  $H$  (charge hydraulique) qui est supposée être connue en tout point du domaine modélisé à un temps référence  $t = 0$ .

##### **4.2.5.2- Conditions aux limites**

Ces conditions contrôlent les règles d'échanges des flux entre le domaine modélisé et le milieu extérieur (voir figure en annexe). La description de ces conditions fait partie de la définition de la structure du modèle et en conditionne par conséquent fortement la validité car c'est effectivement à travers les limites que s'établit le bilan d'un aquifère; les relations entre les différentes zones de circulation sont d'un intérêt primordial, pour cerner le fonctionnement du système en entier (G. De Marsily 1972, 1978., Sauty & Vanden Beusch 1984., Ledoux 1986., J. Mania, 1993., J. Derouane 2006., A. Jost 2006)

Les principaux types de conditions aux limites couramment cités dans la bibliographie (G. De Marsily 1981) sont les suivants :

- limite à potentiel imposé (condition de Dirichlet)
- limite à flux imposé (condition de Neumann)
- condition de Fourier
- condition de surface libre.

##### **a- limite à potentiel imposé**

Une limite est dite à potentiel imposé, si le long de cette limite, la charge hydraulique est indépendante des conditions de circulation de la nappe. Cette charge peut varier dans l'espace et dans le temps.

Dans la réalité, ces limites sont matérialisées par des plans d'eau, des lacs, des canaux ou des rivières en communication avec des nappes.

### b- limite à flux imposé

Une limite est dite à flux imposé, si le long de cette limite le débit par unité de surface est constant et connu.

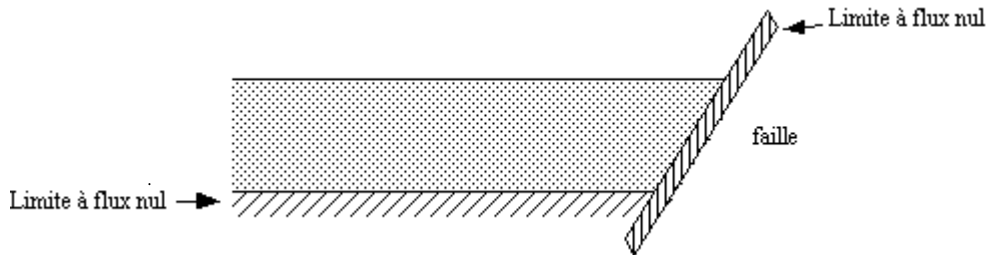
$$q_n = -K \cdot \frac{\partial h}{\partial n}$$

Cela revient à imposer un gradient de charge perpendiculaire à la limite considérée. Deux cas se présentent :

- si

$$-\frac{\partial h}{\partial n} = 0$$

On aura une **limite à flux nul** : ces limites sont représentées lorsqu'un aquifère est en contact avec des formations imperméables.



- et si :

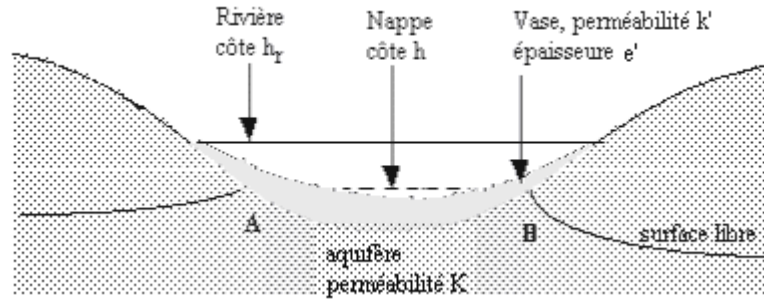
$$-\frac{\partial h}{\partial n} \neq 0$$

On aura une **limite à flux imposé non nul** : Ces limites sont matérialisées par les limites du domaine ou par les ouvrages de captage.

### c- condition de Fourier

Cette condition se présente lorsqu'une rivière dont le fond est colmaté et est en communication (drainage ou alimentation) avec une nappe libre. La condition de Fourier est alors définie par la conservation du flux à la traversée de l'interface AB et s'écrit :

$$-K \cdot \frac{\partial h}{\partial n} + \frac{K'}{e'} \cdot h = \frac{K'}{e'} \cdot h_r$$



(G. De Marsily, 1981).

#### d- condition de surface libre

La condition de surface libre est une double condition imposée sur une surface :

##### - condition de potentiel :

La pression atmosphérique s'exerce sur tous les points M de la surface libre considérée. Exprimée en charge, elle, est prise par convention égale à 0 :  $h = z$ .

(G. De Marsily, 1981)

##### - condition de flux :

Si la nappe n'est pas alimentée par sa surface, nous avons :

$$\frac{\partial h}{\partial n} = 0$$

Si la surface libre de la nappe est traversée par un flux (alimentation ou évaporation), ce flux est donnée par :

$$\frac{\partial h}{\partial n} = a$$

Où

$n$  : est le vecteur normal orienté vers l'extérieur.

$a$  : flux, positif ou négatif selon qu'il y ait alimentation ou évaporation.

Pour connaître l'état hydrodynamique de l'aquifère de la plaine de Maghnia, nous avons utilisé un modèle aux différences finies.

### 4.3- CARACTERISTIQUES DU MODELE

Compte tenu des divers éléments issus de l'étude géologique et des connaissances hydrogéologiques concernant la plaine de Maghnia, il est possible d'appliquer des modèles de simulation des nappes afin de contrôler l'état actuel de la ressource et d'évaluer les effets des interventions anthropiques sur le milieu. Pour ce faire, le modèle « Aquifer Simulation Model » (ASM) mis au point par W.Kinzelbach et R.Rausch en 1995, est utilisé en régime transitoire pour simuler les écoulements souterrains, vérifier les hypothèses et identifier les valeurs des paramètres hydrodynamiques de notre système aquifère par la résolution de l'équation de diffusivité en faisant appel à la méthode des différences finies.

Le logiciel se présente sous forme d'un menu déroulant éclaté en fenêtres successives regroupées dans plusieurs étapes (Pour le détail, voir annexe) :

#### 4.3.1- Description et mode de fonctionnement du modèle.

ASM (Aquifer Simulation Model) est l'implémentation complète d'un modèle d'eaux souterraines 2D utilisable sur un PC sous MS-Windows. Il a initialement été développé comme un outil pédagogique à l'intention des étudiants en hydrogéologie, ingénierie civile et environnementale. La première version d'ASM a été publiée en 1989 et tournait sous MS-DOS, il a été continuellement amélioré depuis, ce qui en fait un outil professionnel. Il a été utilisé avec succès en Allemagne et en Asie du Sud-Est.

Le modèle de simulation d'aquifère (W.Kinzelbach & R.Rausch, 1995) implémente un modèle complet d'écoulement et de transport souterrain en deux dimensions. Il dispose d'une interface graphique, d'un modèle d'écoulement en différences finies, d'un modèle de suivi des particules, d'un modèle de transport de parcours aléatoire et de plusieurs autres outils de modélisation utiles.

Les équations discrétisées de l'écoulement sont résolues soit par la méthode du gradient conjugué préconditionné (PCG) ou la méthode itérative des paramètres (IADI).

L'ASM calcule et affiche simultanément les lignes de courant et marque le temps de transit, il offre diverses options d'affichage graphique, telles que les isopièzes.

Les outils de modélisation comprennent un extracteur des résultats, un générateur de champ, un estimateur de bilan hydrique et un visualiseur de graphiques.

- L'extracteur de résultats permet à l'utilisateur d'extraire les résultats de simulation de n'importe quelle période et les sauvegarder.

- L'estimateur de bilan hydrique calcule non seulement le bilan de zones définies par l'utilisateur mais aussi l'échange de flux entre de telles zones ainsi que le bilan total de la nappe.

- Le générateur de champ génère des champs de valeurs de transmissivités, de conductivités hydrauliques hétérogènes et des coefficients d'emmagasinement. Il permet à l'utilisateur de simuler les effets et influences d'hétérogénéités inconnues à petite échelle.

- Le visualiseur de graphiques affiche les courbes des charges hydrauliques, rabattements, etc.

Les apports requis sont les conductivités hydrauliques, les coefficients d'emmagasinement, conditions initiales, conditions aux limites (flux aux limites, limites à potentiel imposé), données hydrologiques (par exemple niveau des rivières, pompages dans les puits, recharges).

Les résultats de simulation sous forme de courbes d'isovaleurs, de tracés colorés et de séries chronologiques sont les produits de ce logiciel.

La structure générale du modèle est représentée dans la figure 36.

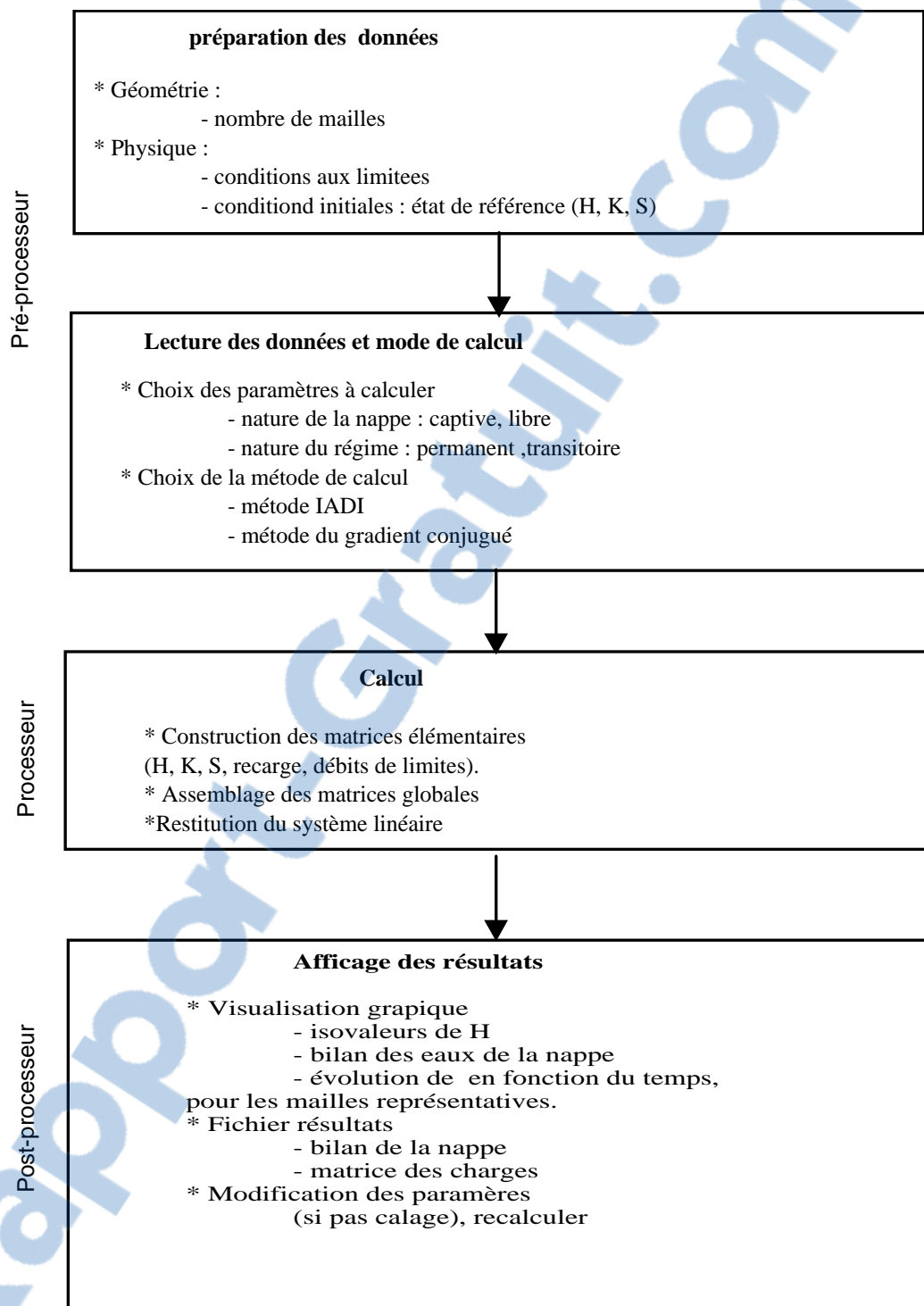


Figure 36 : Structure générale du modèle global « A.S.M ».

#### 4.3.2- Discrétisation du domaine d'étude

Dans les formations alluvionnaires du Plio-Quaternaire, la nappe est libre, elle s'étend pratiquement sur toute la zone d'étude. Nous avons considéré l'aquifère comme un système monocouche, la surface modélisée est de 351 Km<sup>2</sup>. Nous avons discrétisé le modèle en éléments carrés de 1000m de côté disposées selon 22 lignes du Nord au Sud et 26 colonnes d'Ouest en Est (fig. 37).

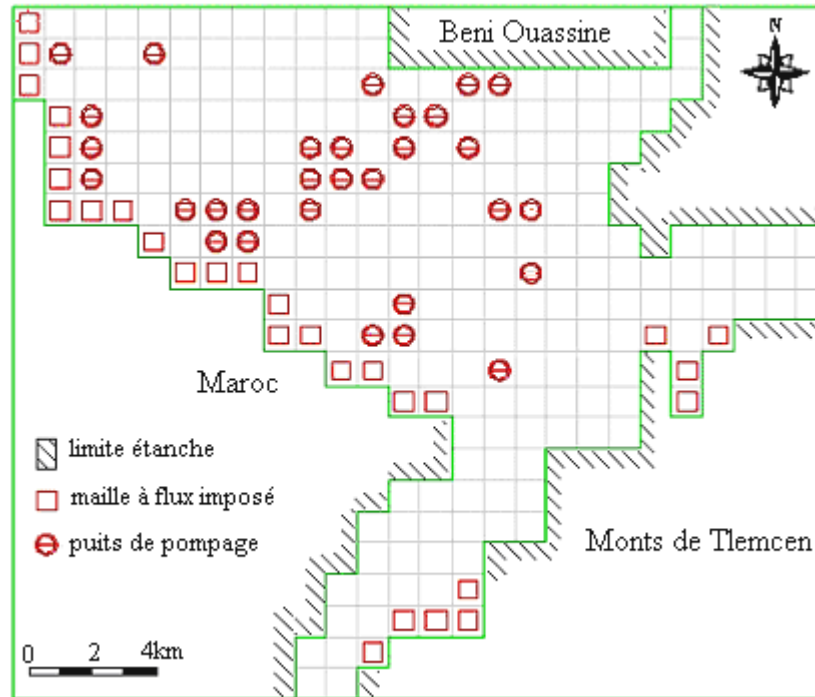


Figure 37 : discrétisation du modèle en mailles carrées

#### 4.3.3- Calage du modèle en régime transitoire

Le calage du modèle en régime transitoire prend en compte la variation de la piézométrie dans le temps, l'équation à résoudre est :

$$\frac{\partial}{\partial x} (T_{xx} \frac{\partial H}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (T_{yy} \frac{\partial H}{\partial y}) = S \frac{\partial H}{\partial t} + q$$

ou si le milieu est considéré comme isotrope:

$$\frac{\partial}{\partial x} (T_{xx} \frac{\partial H}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (T_{xx} \frac{\partial H}{\partial y}) = S \frac{\partial H}{\partial t} + q$$

où:

$T_{xx}$  : Transmissivité suivant la direction x ( $L^2.T^{-1}$ )

$T_{yy}$  : Transmissivité suivant la direction y ( $L^2.T^{-1}$ )

$S$  : Coefficient d'emmagasinement

$H$  : Potentiel hydraulique (L)

$q$  : Débit ou terme source négatif ou positif ( $L.T^{-1}$ )

##### 4.3.3.1- Conditions aux limites :

A la périphérie (fig. 37), les conditions aux limites sont généralement à flux nuls, représentant les limites d'extension des alluvions.

L'alimentation latérale du côté Nord Ouest de la nappe donne lieu à des mailles à flux imposés non nuls, où le niveau de la nappe atteint un certain potentiel: mailles (1,1), (1,2), (1,3), (2,4), (2,5), (2,6), (2,7), (3,7), (4,7), (5,8), (6,9), (7,9), (8,9), (9,10), (9,11), (10,11), (11,12), (12,13), (13,13), (14,13) comme c'est le cas pour la frontière algéro-marocaine qui, représente la continuité de la nappe de la plaine des Angads au Maroc. **(Limite 1)**

Il en est de même pour la limite Sud Est ou l'alimentation par trop plein de la nappe du Secondaire (Monts de Tlemcen) a donné lieu à des mailles à flux imposés : mailles (21,11), (22,11), (22,13), (23,11). **(Limite 2)**

Au droit Sud du cours d'El Abbès, des flux imposés permettent de représenter les échanges nappes-Oued au niveau des mailles : (12,21), (13,20), (14,20), (15,19), (15,20) cela correspond à l'accident Nord 70°E, mettant en contact les aquifères jurassiques avec l'aquifère plioquaternaire. **(Limite 3)**

#### 4.3.3.2- Prélèvements

Les prélèvements correspondent à des débits d'exhaure par pompage soit pour l'alimentation en eau potable soit pour l'irrigation des cultures au cours d'une année. Ces débits ont été comptés négativement et imposés aux mailles suivantes (Tableau 24). Les prélèvements sont maximaux en moyennes eaux, période où la demande en eau pour l'irrigation est importante, en basses eaux les pompages diminuent à cause des cultures peu abondantes et donc moins d'eau pour l'irrigation. En période de basses eaux la nappe voit son potentiel augmenter car elle sera moins sollicitée par les pompages, les pluies efficaces interviennent aussi à son alimentation.

Tableau 24 : pompages imposés au modèle (m<sup>3</sup>/s)

Puits	Maille (colonne, ligne)	Moyennes eaux	Basses eaux	Hautes eaux
01	( 13 , 4 )	0.02	0,01	0,005
02	( 13 , 5 )	0.01	0,005	0,002
03	( 11 , 6 )	0.01	0,005	0,002
04	( 6 , 7 )	0.01	0,005	0,002
05	( 7 , 8 )	0.01	0,005	0,002
06	( 5 , 2 )	0.02	0,01	0,005
07	( 2 , 2 )	0.02	0,01	0,005
08	( 3 , 4 )	0.005	0,002	0,001
09	( 3 , 6 )	0.006	0,002	0,001
10	( 12 , 6 )	0.01	0,005	0,002
11	( 3 , 5 )	0.006	0,002	0,001
12	( 10 , 5 )	0.006	0,002	0,001
13	( 10 , 6 )	0.006	0,002	0,001
14	( 8 , 8 )	0.01	0,005	0,002
15	( 10 , 7 )	0.005	0,002	0,001
16	(14 , 4 )	0.005	0,002	0,001
17	( 8 , 7 )	0.01	0,005	0,002
18	( 11 , 5 )	0.01	0,005	0,002
19	( 7 , 7 )	0.01	0,005	0,002
20	( 17 , 9 )	0.005	0,002	0,001
21	( 16 , 12 )	0.005	0,002	0,001

22	( 15 , 5 )	0.005	0,002	0,001
23	( 16 , 7 )	0.005	0,002	0,001
24	( 16 , 3 )	0.03	0,01	0,005
25	( 15 , 3 )	0.03	0,01	0,005
26	( 17 , 7 )	0.005	0,002	0,001
27	( 13 , 10 )	0.005	0,002	0,001
28	( 13 , 11 )	0.005	0,002	0,001
29	( 12 , 11 )	0.005	0,002	0,001
30	( 12 , 3 )	0.005	0,002	0,001

#### 4.3.3.3- Potentiels

La carte piézométrique initiale est celle de l'année 1995 correspondant à une période de moyennes eaux.

#### 4.3.3.4- Alimentation

Cette alimentation se fait par :

- un apport souterrain des formations carbonatées bordant cet aquifère (Monts de Tlemcen) du coté Est,
- la nappe des Angads au Nord-Ouest.
- la nappe du Jurassique au Sud par drainance.
- Infiltration directe (pluie efficace), calculée par la méthode de Thornthwaite au pas de temps mensuel pour une série de mesures de pluie et de températures moyennes mensuelles observées à Maghnia pendant 25 ans. Les apports de l'infiltration efficace représentatifs de l'état initial de la nappe ont été imposés à  $5,8.10^{-9}$  l/s/maille, ce qui correspond à un apport total de  $1,49.10^{-6}$  l/s pour le modèle.

#### 4.3.3.5- Calage du modèle

Le calage est l'opération qui consiste à trouver les valeurs des paramètres du modèle qui minimisent l'erreur de modélisation (E.Gaume, 2002).

L'état de référence qui a servi au calage du modèle en régime transitoire est l'état piézométrique mesurée en Mai 1995, correspondant à une période de moyenne eaux. Ainsi défini, l'ensemble du modèle représente 257 mailles de calcul dont (29) à flux imposés non nuls.

Cette phase consiste à un certain nombre de simulations (fig. 38) réalisées pour obtenir une bonne concordance entre les potentiels mesurés et les potentiels calculés en période de moyennes eaux. La qualité du calage peut être appréciée en examinant successivement les points suivants :

- La répartition de la perméabilité
- La reproduction de la piézométrie
- L'examen du bilan issu du calage.



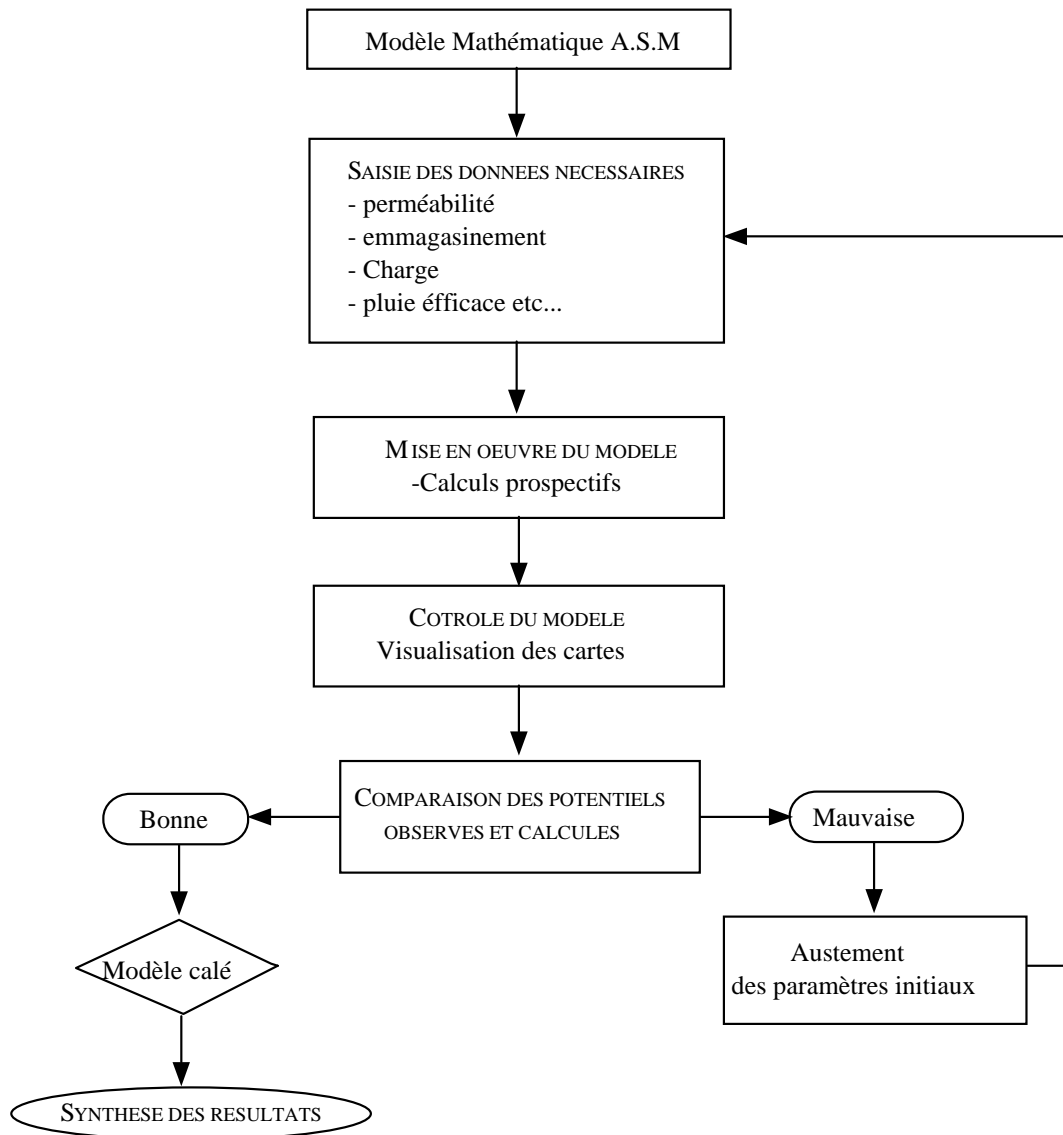


Figure 38 : Etapes successives du calage du modèle

#### 4.3.3.6- Résultats du calage

Le calage du modèle a été relativement difficile, vu l'insuffisance des données dans certaines zones comme c'est le cas pour la frontière algéro-marocaine (nappe des Angads) et la zone sud de la plaine. Toute fois, Après plusieurs passages sur ordinateur (une centaine de simulations) durant lesquels nous avons calé surtout la conductivité hydraulique, nous avons obtenu des résultats que nous avons jugés satisfaisants en appliquant le test de performance du modèle de Nash (E. Gaume, 2002).

Le critère de Nash met en évidence l'erreur de modélisation qui est une mesure de l'écart entre les valeurs simulées à l'aide du modèle et les valeurs mesurées. Pour quantifier cette erreur nous avons utilisé l'écart quadratique :

$$Err = \sum_{i=1}^N (H_{sim} - H_{mes})^2$$

N : nombre d'observations

$H_{sim}$  : charge simulée au temps  $i$   
 $H_{mes}$  : charge mesurée au temps  $i$

Le critère de Nash est une reformulation de l'écart quadratique qui représente le pourcentage de la variance de la série mesurée expliquée par le modèle.

$$Nash = \frac{\sum_{i=1}^N (H_{sim} - H_{moy})^2 - \sum_{i=1}^N (H_{sim} - H_{mes})^2}{\sum_{i=1}^N (H_{sim} - H_{moy})^2}$$

$H_{moy}$  : moyenne des observations

Le critère de Nash prend ses valeurs entre  $-\infty$  et 1. Un critère de 1 signifie un ajustement parfait entre données mesurées et simulées. Un critère négatif indique que le modèle donne de moins bons résultats que l'utilisation de la moyenne de l'échantillon. On considère généralement qu'un modèle donne des résultats acceptables si la valeur du critère de Nash est supérieure à 0,8.

### a- Reproduction de la piézométrie

#### a<sub>1</sub>- reproduction de la piézométrie en moyennes eaux

La figure 39 représente la carte des potentiels calculés pour l'état de moyennes eaux qui a servi de référence à l'étalonnage.

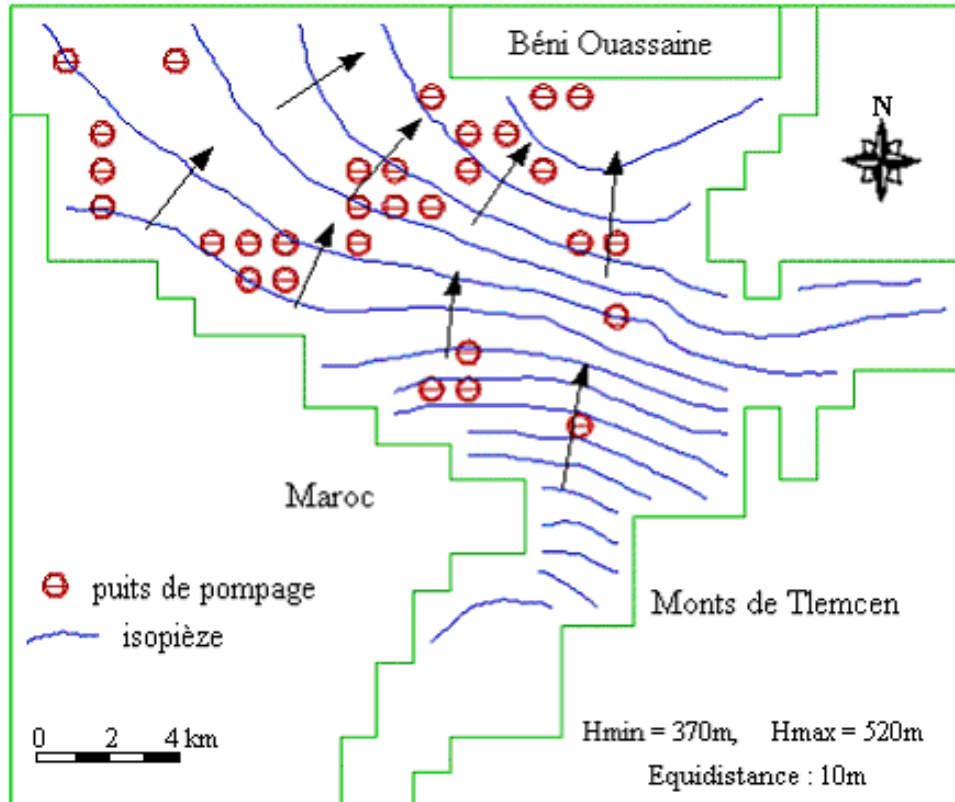


Figure 39 : Carte piézométrique calculée (moyenne eaux)

Les écarts d'étalonnage aux points de mesure sont mentionnés dans le tableau 25 ci-dessous. L'erreur dans notre cas étant égale à 0.99, le calage est jugé très satisfaisant.

Tableau 25 : Ecart d'étalonnage du modèle après calage en période de moyennes eaux

Piézomètres	Coordonnées (lignes, colonnes)	H calculée (m)	H mesurée (m)	Hcal-Hmes (m)
1	(3,5)	416	416	0
2	(4,6)	419	419	0
3	(5,8)	427	427	0
4	(12,8)	412	412	0
5	(8,6)	407	407	0
6	(13,5)	383	383	0
7	(18,7)	384	384	0
8	(15,11)	445	445	0
9	(15,4)	368	368	0
10	(17,5)	370	370	0
11	(16,8)	400	400	0
12	(17,8)	395	395	0
13	(14,11)	444	444	0
14	(5,4)	407	407	0
15	(15,15)	492	492	0
16	(7,6)	410	410	0
17	(10,4)	389	389	0
18	(20,8)	386	385	1
19	(19,6)	380	381	-1
20	(8,7)	411	411	0
21	(14,17)	523	523	0
22	(9,9)	421	421	0
23	(1,3)	415	415	0
24	(2,4)	415	415	0

Les résultats du calage illustrés par la superposition (fig. 40) des cartes piézométriques observées (fig. 25) et simulées (fig. 39) indiquent un écart absolu moyen de 0,05m.

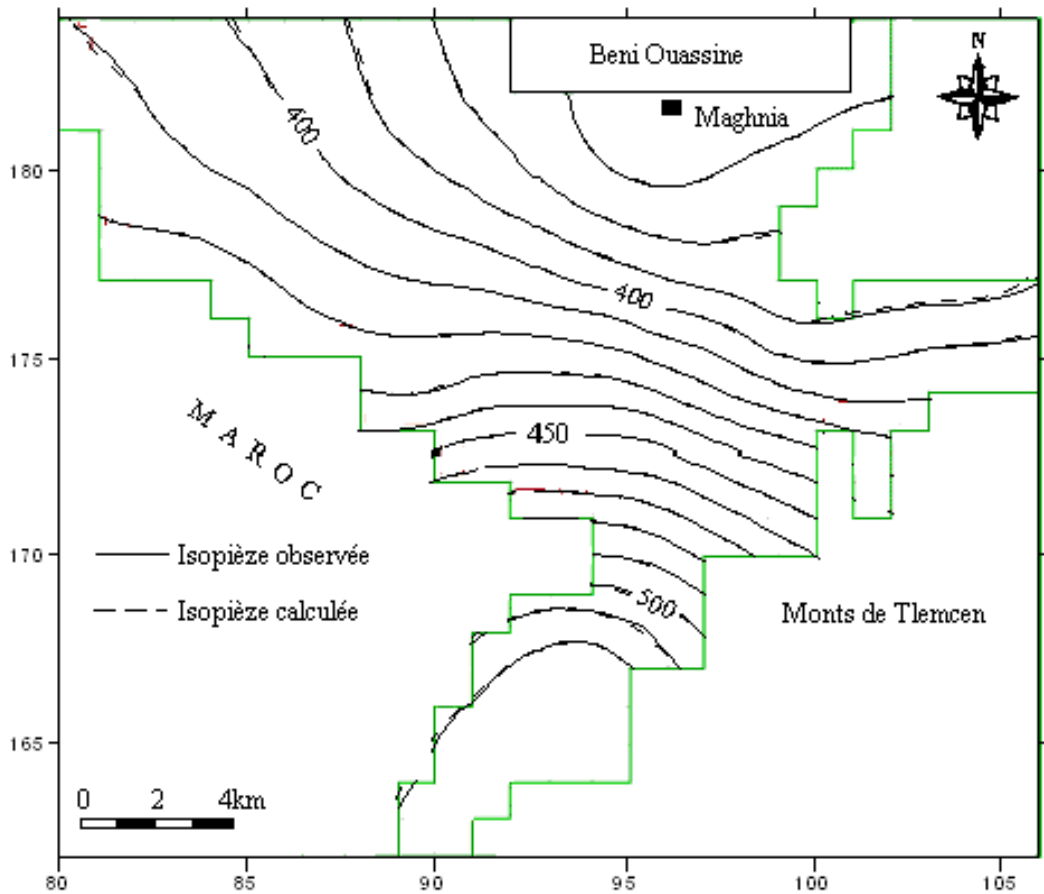


Figure 40 : Superposition des cartes piézométriques observée et calculée  
de la nappe de Maghnia (moyenne eaux)

### a2- reproduction de la piézométrie en basses et hautes eaux

à l'issue du calage de l'état de moyennes eaux, nous avons pensé utile de calculer en régime transitoire, les piézométries correspondantes aux états de basses eaux (novembre) (fig. 41) et de hautes eaux (mars) (fig. 42).

Les limites du modèles sont restées les mêmes. Les potentiels imposés ont variés selon qu'il s'agisse de basses eaux ou de hautes eaux. Pour les basses eaux les débits prélevés sont de l'ordre de 127 l/s. Par contre, pour les hautes eaux nous avons retenu un prélèvement de 59 l/s. La recharge par les précipitations a été prise relativement négligeable en période de basses eaux par rapport aux hautes eaux.

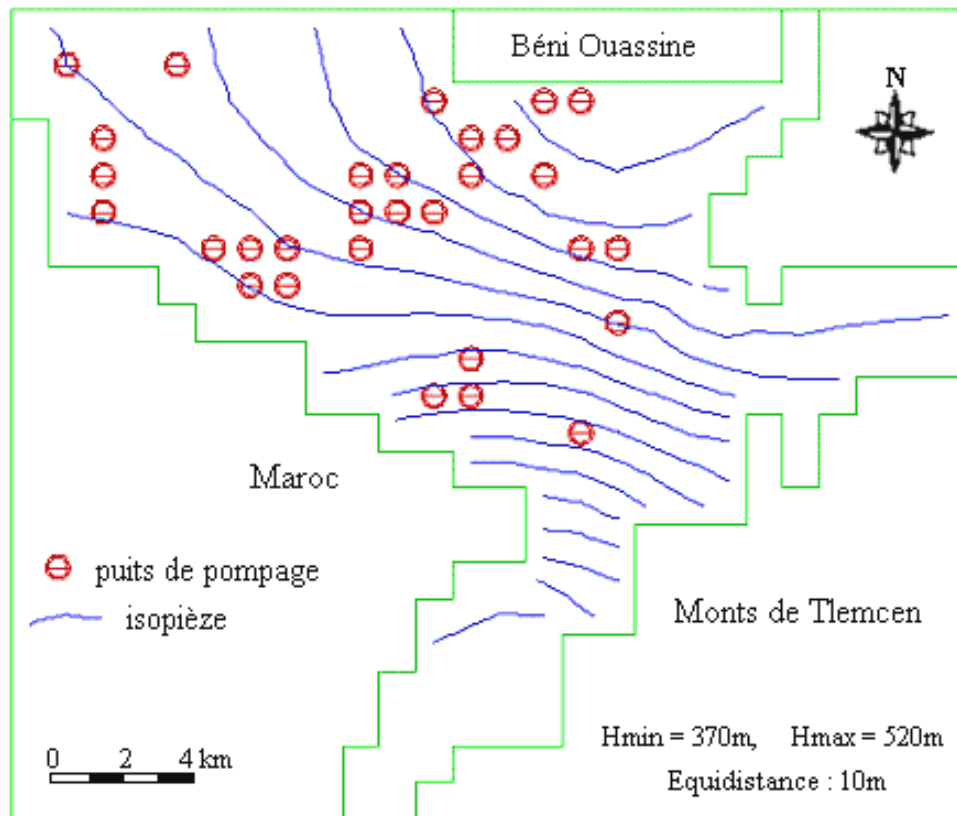


Figure 41 : Carte piézométrique calculée (basses eaux)

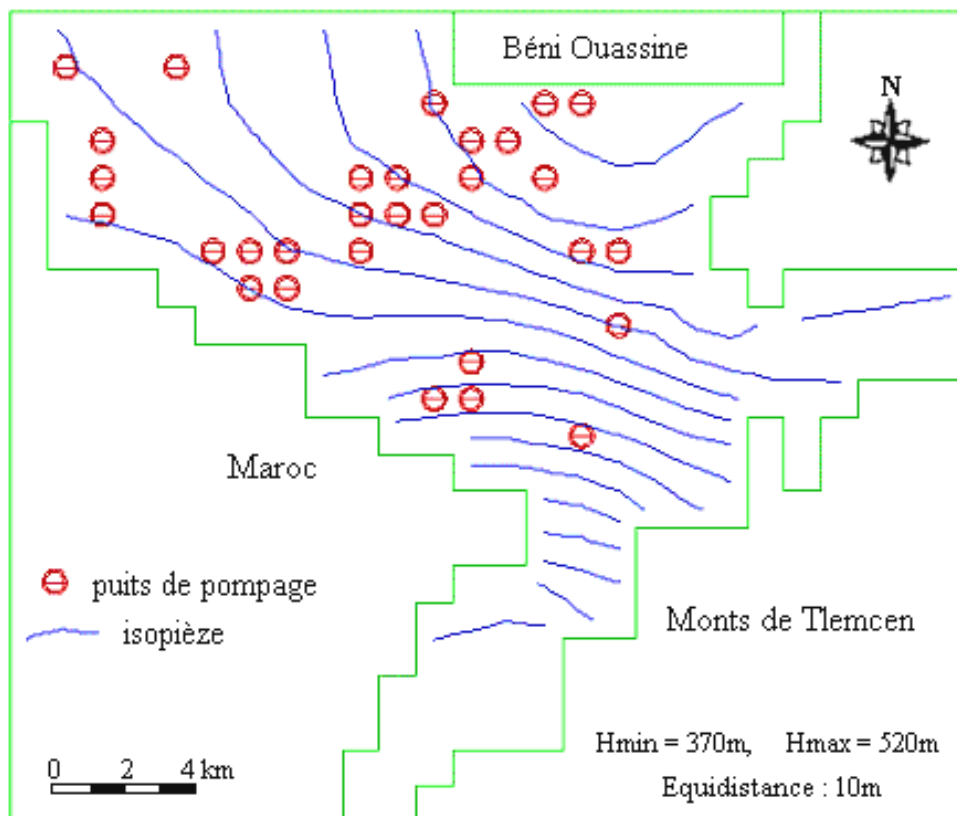


Figure 42 : Carte piézométrique calculée (Hautes eaux)

Les écarts entre les potentiels calculés et les potentiels mesurés pour les états de basses eaux et de hautes eaux sont donnés sur le tableau 26 suivant :

Tableau 26 : Ecart d'étalonnage du modèle après calage en période de basses et hautes eaux

Piézomètres	Coordonnées (lignes, colonnes)	H calculée Basses eaux (m)	H mesurée Basses eaux (m)	Hcal-Hmes Basses eaux (m)	H calculée Hautes eaux (m)	H mesurée Hautes eaux (m)	Hcal-Hmes Hautes eaux (m)
1	(3,5)	416	415	1	416	417	-1
2	(4,6)	418	418	0	418	419	-1
3	(5,8)	427	427	0	427	427	0
4	(12,8)	412	411	1	412	412	2
5	(8,6)	406	406	0	406	407	-1
6	(13,5)	382	382	0	382	383	-1
7	(18,7)	384	384	0	384	385	-1
8	(15,11)	445	446	-1	445	445	0
9	(15,4)	369	368	1	371	370	1
10	(17,5)	371	372	-1	371	371	0
11	(16,8)	400	400	0	400	400	0
12	(17,8)	396	397	-1	396	397	-1
13	(14,11)	444	445	-1	445	445	0
14	(5,4)	408	407	1	409	410	-1
15	(15,15)	495	495	0	495	496	-1
16	(7,6)	410	410	0	410	411	-1
17	(10,4)	389	389	0	390	391	-1
18	(20,8)	389	389	0	391	390	1
19	(19,6)	380	381	-1	381	380	1
20	(8,7)	411	410	1	411	412	-1
21	(14,17)	521	520	1	520	520	0
22	(9,9)	422	422	0	422	422	0
23	(1,3)	415	415	0	415	415	0
24	(2,4)	415	415	0	415	415	0
Critère de Nash (basses eaux) = 0,99				Critère de Nash (hautes eaux) = 0,99			

Les écarts entre les potentiels calculés et les potentiels mesurés sont plus ou moins acceptables et du même ordre de grandeur que pour l'état de moyennes eaux. Cependant, l'état de basses et de hautes eaux sont un peu moins bien ajustés. La difficulté d'ajuster convenablement ces deux états réside probablement du fait que les variations piézométriques sont très rapides dans le temps et durant une campagne piézométrique (qui dure 2 à 3 jours environ), l'état de la nappe n'est pas le même d'un point à un autre.

Les cartes des potentiels calculés et mesurés respectivement pour les états de basses eaux et de hautes eaux sont illustrées dans les figures 43 et 44.

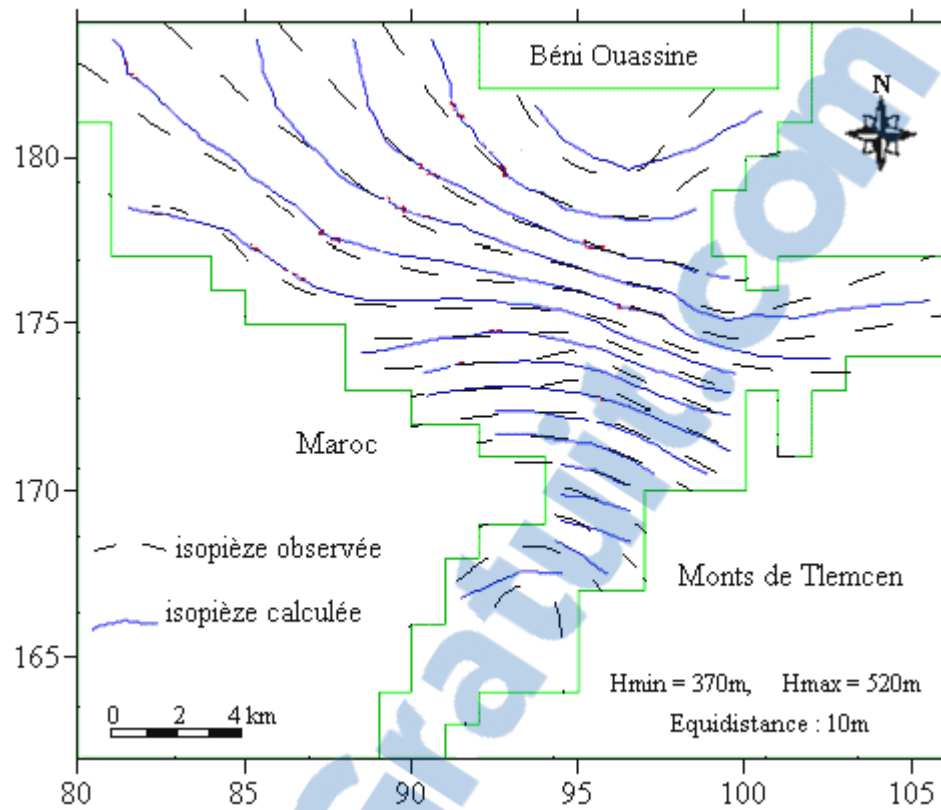


Figure 43 : Superposition des cartes piezométriques observée et calculée de la nappe de Maghnia (basses eaux)

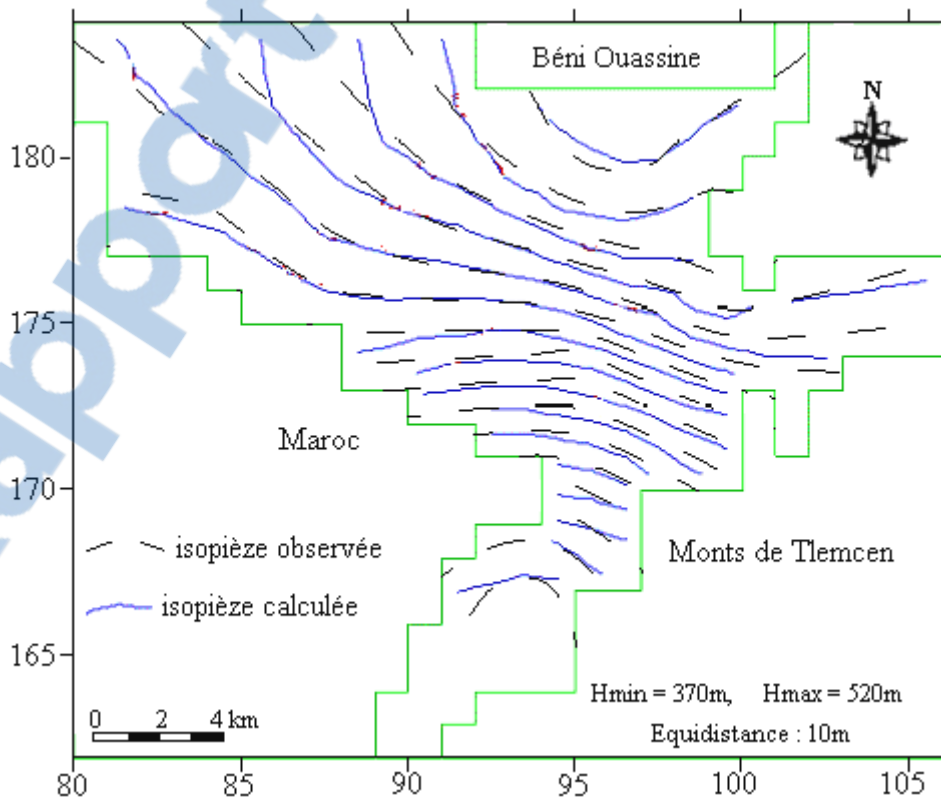


Figure 44 : Superposition des cartes piezométriques observée et calculée de la nappe de Maghnia (hautes eaux)

## b- Répartition de la perméabilité

Pour obtenir un bon résultat du calage, la zonation des perméabilités défini à partir des points de mesure a été remodelé sensiblement. Dans ces conditions les valeurs de perméabilités adoptées pour le modèle au droit des ouvrages de captage sont reprises dans le tableau 27.

**Tableau 27 : Comparaison entre les perméabilités mesurées et celles du modèle**

Forages N°	Coordonnées (colonne, ligne)	Perméabilité mesurée (m/s)	Perméabilité du modèle (m/s)
02	( 16 , 3 )	$3.10^{-4}$	$3 . 10^{-4}$
03	( 10 , 7 )	$3.10^{-4}$	$3 . 10^{-5}$
04	( 13 , 11 )	$3.10^{-4}$	$3.10^{-5}$
05	( 13 , 5 )	$1.2.10^{-3}$	$3 . 10^{-5}$
08	( 11 , 6 )	$6.10^{-4}$	$3 . 10^{-5}$
10	( 6 , 8 )	$6.10^{-4}$	$3 . 10^{-5}$
12	( 1 , 2 )	$1.10^{-4}$	$3 . 10^{-5}$
14	( 3 , 4 )	$1.10^{-4}$	$3 . 10^{-5}$
15	( 3 , 7 )	$1.10^{-4}$	$9 . 10^{-5}$
16	( 12 , 6 )	$3.10^{-4}$	$3 . 10^{-5}$
20	( 13 , 4 )	$3.10^{-4}$	$3 . 10^{-4}$
23	( 3 , 5 )	$1.10^{-4}$	$3.10^{-5}$

Les quelques différences notables que l'on peut constater sont dues à un effet d'échelle. Les mailles ayant une dimension de 1000 m de côté, il est difficile de prendre en compte une hétérogénéité de perméabilité sur une échelle de moins d'un hectare. Un maillage plus fin aurait permis une meilleure similitude.

Nous avons adopté (fig.45), une zonation des perméabilités très découpée pour tenir compte de l'hétérogénéité de l'aquifère. Ainsi quatre plages de perméabilité entre  $5 . 10^{-6}$  et  $3 . 10^{-4}$  m/s ont été définies. Il apparaît cependant, l'existence de trois grands domaines :

- Au Nord et au centre de la plaine entre oued Méhaguène et oued Aouina, un domaine avec une perméabilité relativement bonne de l'ordre de  $10^{-4}$  m/s. Ceci confirme les résultats de la géologie concernant l'infléchissement du chenal de direction SW- NE vers une direction E - W que longe le pointement Jurassique des Beni Ouassine au Nord.
- Les limites étanches du Miocène à l'Est sont caractérisées par des perméabilités plus faibles de l'ordre de  $10^{-6}$  m/s.
- Entre ces deux valeurs extrêmes, on trouve une zone à perméabilité moyenne de l'ordre de  $10^{-5}$  m/s.



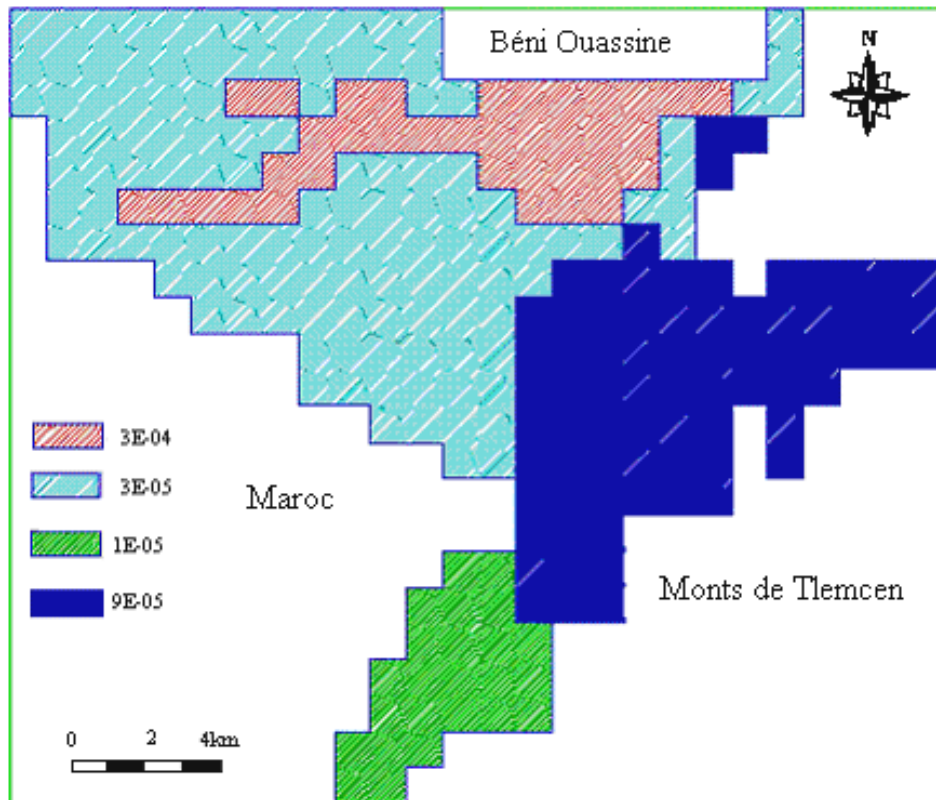


Figure 45 : Répartition spatiale des perméabilités adoptées pour le calage (m/s)

### c- Répartition du coefficient d'emmagasinement

Pour obtenir un calage satisfaisant sur l'état de référence nous étions obligés de passer au calage du deuxième paramètre hydrodynamique qui est le coefficient d'emmagasinement. Le résultat de cette étape est l'établissement d'une carte du coefficient d'emmagasinement (fig. 46).

L'analyse de cette carte permet de distinguer trois zones :

- Une zone de faible coefficient d'emmagasinement de l'ordre de  $10^{-3}$  qui correspond à la zone Est de la plaine où prédominent les marnes du Miocène.
- Une zone moyenne de  $4 \text{ à } 8 \cdot 10^{-2}$  occupant la majeure partie de la plaine.
- Enfin, les grandes valeurs de ce coefficient supérieures à  $1 \cdot 10^{-1}$  sont rencontrées dans la partie centrale de la plaine, entourée par la zone de moyenne emmagasinement.

Là encore, on retrouve le schéma imposé par la structure géologique du réservoir.

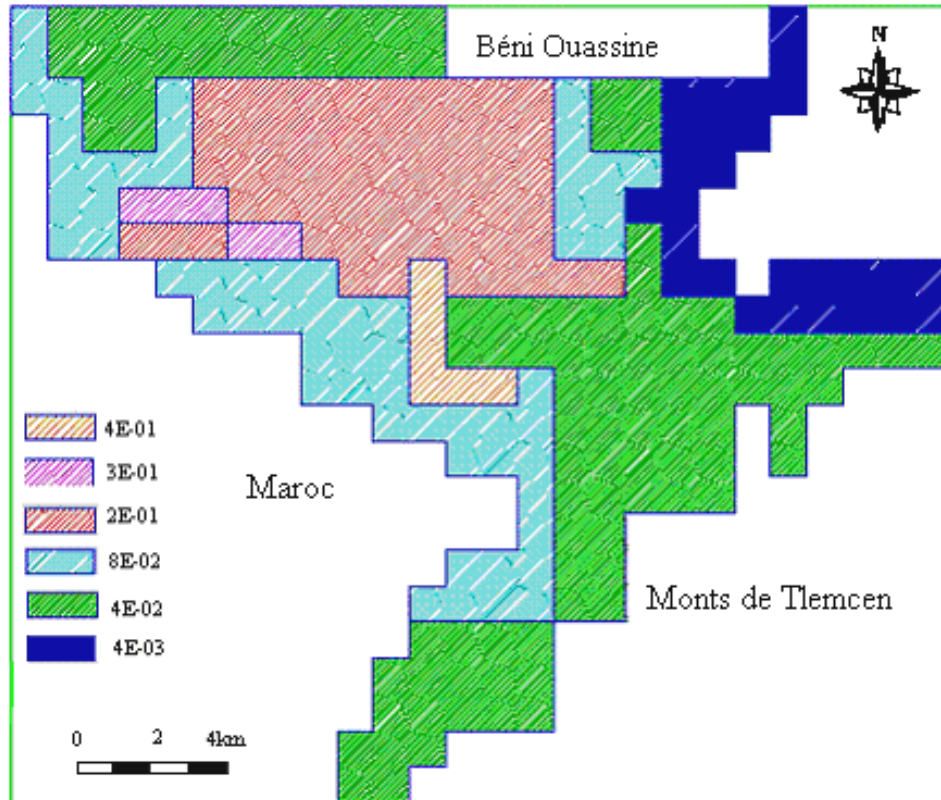


Figure 46 : répartition spatiale des coefficients d’emmagasinement adoptés pour le calage

#### d- Calcul du coefficient de diffusivité

Pour localiser plus facilement les zones les plus productives de l’aquifère alluvial de la plaine de Maghnia, nous avons calculé le coefficient de diffusivité (D) de la nappe à partir des cartes de perméabilités et de l’épaisseur de l’aquifère.

$$D = T/S \quad \text{avec,}$$

D : coefficient de diffusivité ( $m^2/s$ )

T : transmissivité ( $m^2/s$ )

S : coefficient d’emmagasinement

Et,

$$T = K \cdot e \quad \text{avec,}$$

K : perméabilité (m/s)

e : épaisseur de l’aquifère (m).

L’établissement de la carte de ce paramètre (fig. 47), montre que les zones les plus productives de l’aquifère sont localisées dans la partie nord au niveau de Maghnia ville, ( Oued Ouardeffou, exutoire de la nappe).

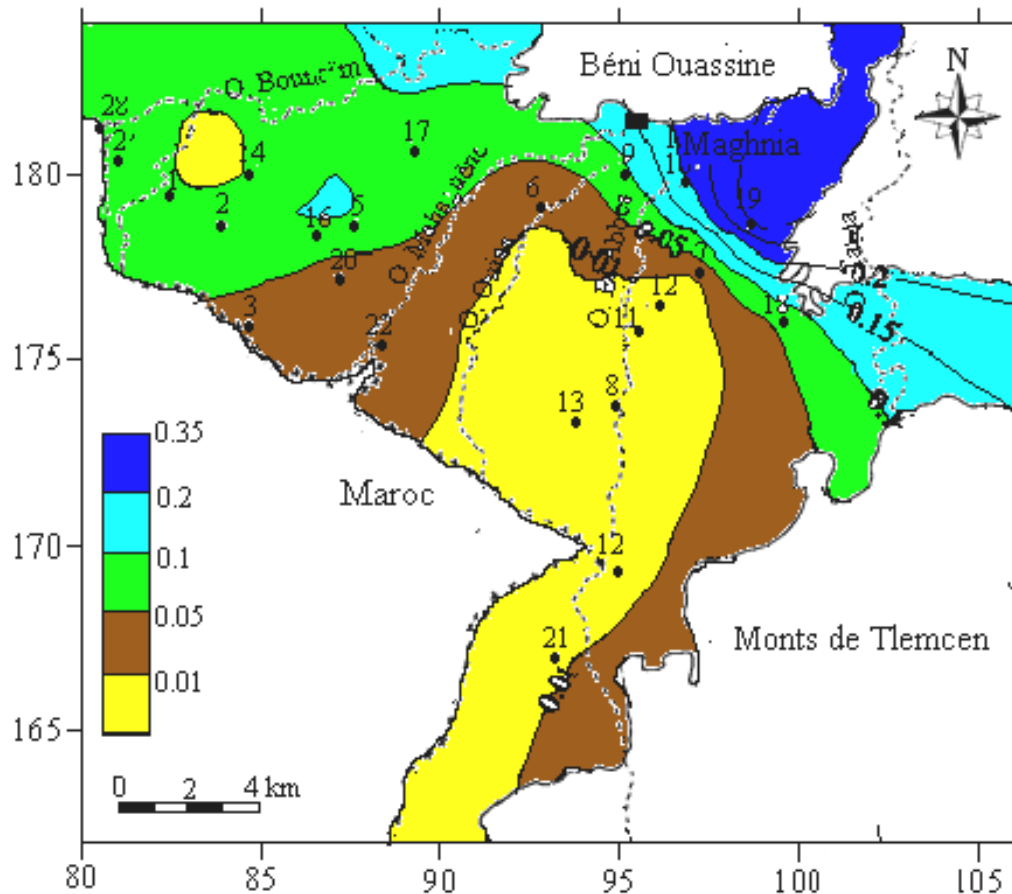


Figure 47 : répartition spatiale du coefficient de diffusivité de la nappe de Maghnia ( $m^2/s$ )

#### e- Etude du bilan de la nappe

Après chaque pas de temps, le modèle restitue un bilan hydrologique et évalue ces différentes composantes, à savoir :

- Le débit horizontal
- les débits de pompage
- les débits des mailles à flux imposés
- les débits liés aux précipitations efficaces
- le débit total (somme de tout les débits précédents)  $Q_T$
- Les signes (-) et (+) représentent respectivement les débits sortants ou entrants dans le modèle.

Le modèle A.S.M permet d'accéder au bilan en eau de chacun des termes de l'écoulement et au bilan total (tableau 28). Pendant cette phase, les différents paramètres hydrodynamiques introduits dans le modèle sont modifiés par approche successives, afin d'en assurer la cohérence et de reproduire les phénomènes observés.

Le tableau 28 et la figure 48, ci dessous résume les débits échangés de la nappe , calculés par le modèle, pour l'année 1995/96 en période de moyennes eaux, basses eaux et hautes eaux.

Tout d'abord, nous pouvons voir que le bilan est à peu près équilibré en moyennes eaux. Ce bilan montre que les apports sont constitués essentiellement par les apports à partir de la frontière algéro-marocaine, les monts de Tlemcen au Sud Est et la limite sud de la nappe. Les pertes sont constituées par les prélèvements.

Pour les états de basses eaux et de hautes eaux, l'équilibre a été difficile à atteindre. En effet, les fluctuations piézométriques rapides sont influencées par les pluies efficaces et la baisse des prélèvements faisant restituer une grande partie de cette eau à la nappe.

Tableau 28 : Bilan de la nappe après calage du modèle

Débits échangés (m <sup>3</sup> /s)	Moyennes eaux	Basses eaux	Hautes eaux
Débit horizontal	-4,25.10 <sup>-9</sup>	5,24.10 <sup>-8</sup>	-5,52.10 <sup>-8</sup>
Prélèvements	- 0,294	-0,127	-5,90.10 <sup>-2</sup>
Débit imposé	0,294	0,292	0,279
Pluies efficaces	0	1,98.10 <sup>-2</sup>	0,469
Total	≈ 0	0,185 soit 16 000 m <sup>3</sup> /j	0,690 soit 59 600 m <sup>3</sup> /j

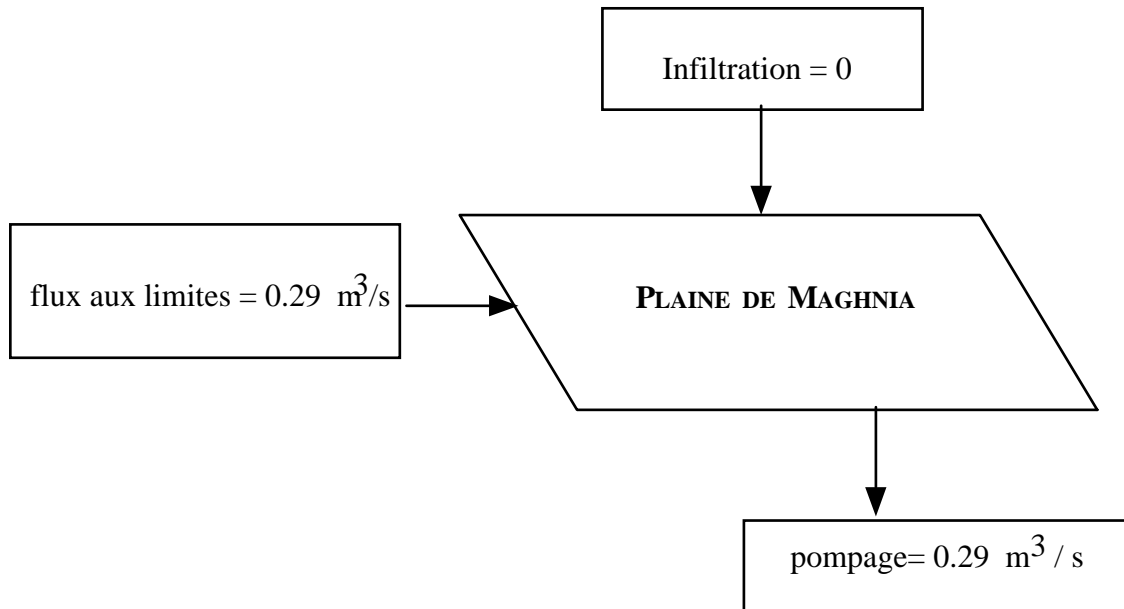


Figure 48 : Bilan de la nappe après calage du modèle sur l'état piézométrique de moyennes eaux (1995)

Le modèle A.S.M permet aussi d'accéder au bilan en eau dans différentes zones de la plaine. Au niveau du chenal par exemple (fig. 49), nous avons obtenu les résultats (tableau 29).

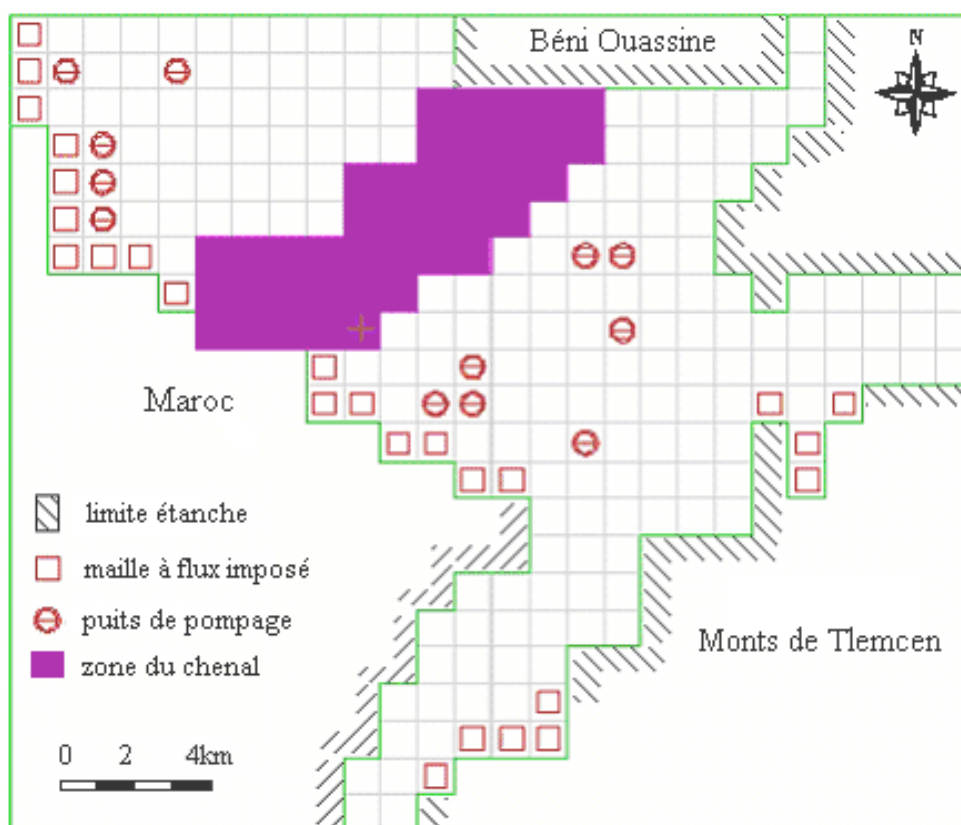


Figure 49 : position du chenal

Tableau 29 : Bilan de la nappe au niveau du chenal

Débits échangés (m <sup>3</sup> /s)	Moyennes eaux	Basses eaux	Hautes eaux
<b>Débit horizontal</b>	0,115	0,111	0,109
<b>Prélèvements</b>	- 0,202	-8,70.10 <sup>-2</sup>	-0,039
<b>Débit imposé</b>	2,10.10 <sup>-2</sup>	2,23.10 <sup>-2</sup>	2,15.10 <sup>-2</sup>
<b>Pluies efficaces</b>	0	3,22.10 <sup>-3</sup>	7,62.10 <sup>-2</sup>
<b>Total</b>	-6,6.10 <sup>-2</sup> soit -5700 m <sup>3</sup> /j	4,95.10 <sup>-2</sup> soit 4300 m <sup>3</sup> /j	0,167 soit 14 400 m <sup>3</sup> /j

Le bilan au niveau du chenal est relativement déficitaire par rapport à l'ensemble de la nappe, ceci s'explique par la multiplicité des puits et l'intensification des prélèvements à cet endroit représentant approximativement 69% de la totalité des prélèvements au niveau de la plaine.

#### 4.4- EXPLOITATION DU MODELE

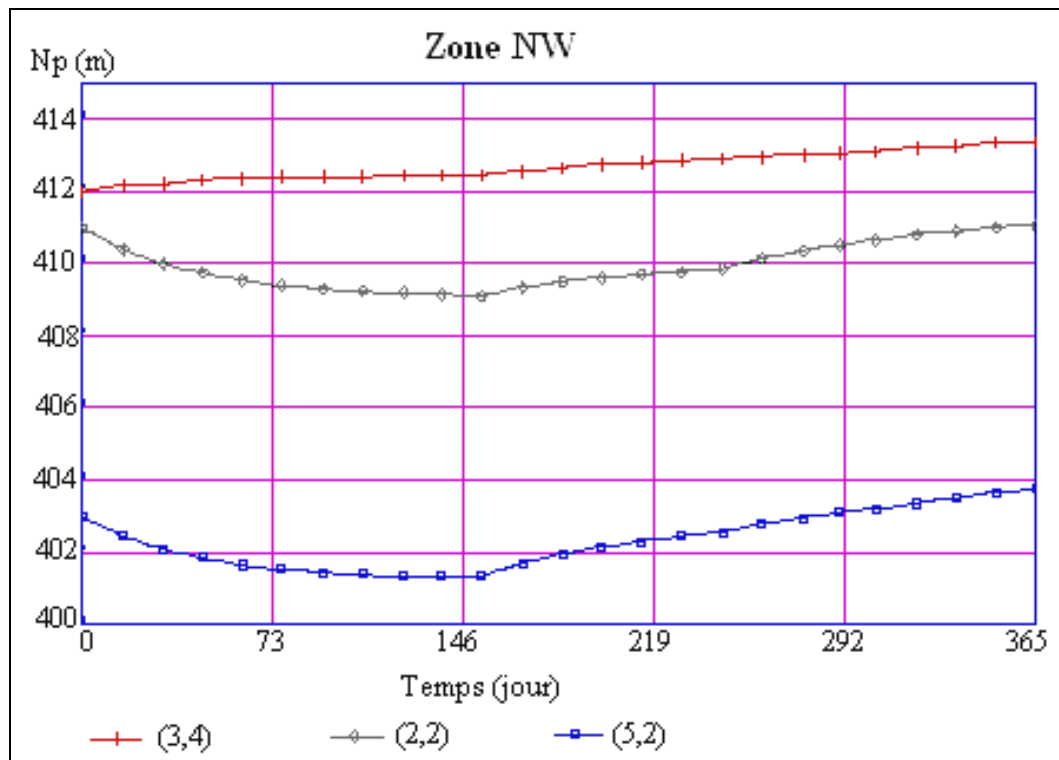
L'examen des chroniques pluviométriques permet de considérer l'année 1995 comme une année déficitaire sur la période inter-annuelle 1970-2005. La baisse de la surface piézométrique de la nappe résulte de l'intensification des prélèvements (pour l'AEP et l'irrigation) et l'absence de la recharge; Dans ce cas le problème d'une gestion optimum devient complexe.

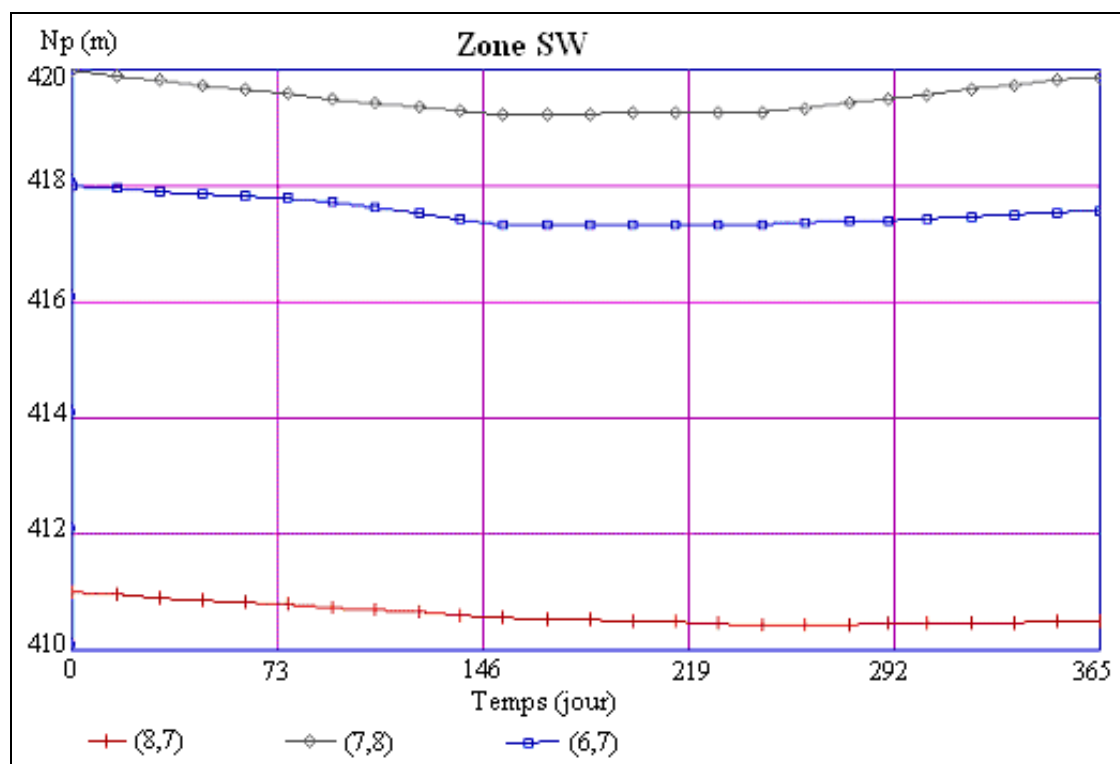
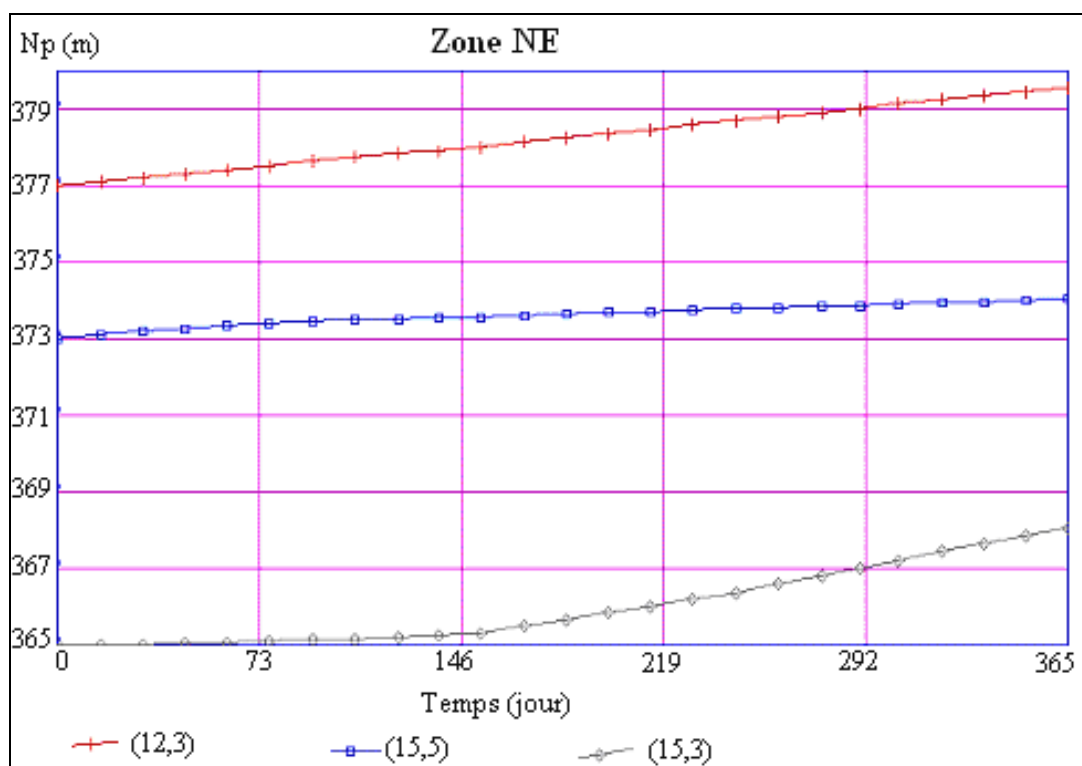
Les sorties de la nappe à la période de moyennes eaux, sont représentées par les débits de pompage égaux à 294 l/s. Ceci a amorcé une baisse du niveau piézométrique, ce qui nous oblige à conseiller la limitation soit des débits soit du nombre des forages et des puits domestiques dans la région. L'implantation actuelle de nouveaux ouvrages dans le but d'exploiter la nappe, ne fait qu'aggraver la situation.

#### 4.4.1- Evolution de l'exploitation de la nappe de Maghnia après une année

La modélisation en régime transitoire permet d'appréhender l'évolution de la piézométrie suite à des perturbations multiples variables comme celles des irrigations. L'état piézométrique de mai 1995 constitue le point de départ à une simulation effectuée au pas mensuel durant une année.

Les profils (fig. 50), montre une baisse très significative des niveaux piézométriques, notamment aux puits 6 (5,2) et au puits 7(2,2), situés au NW de la plaine et à un degré moindre les puits 4(6,7), 5(7,8) et 17(8,7) situés au SW. Le calage en régime transitoire a permis de mettre en évidence un destockage de la nappe lié essentiellement à une surexploitation et une faible recharge. Ce déficit hydrique se traduit par une baisse de la surface piézométrique (fig. 51) qui peut parfois atteindre les 2 m.





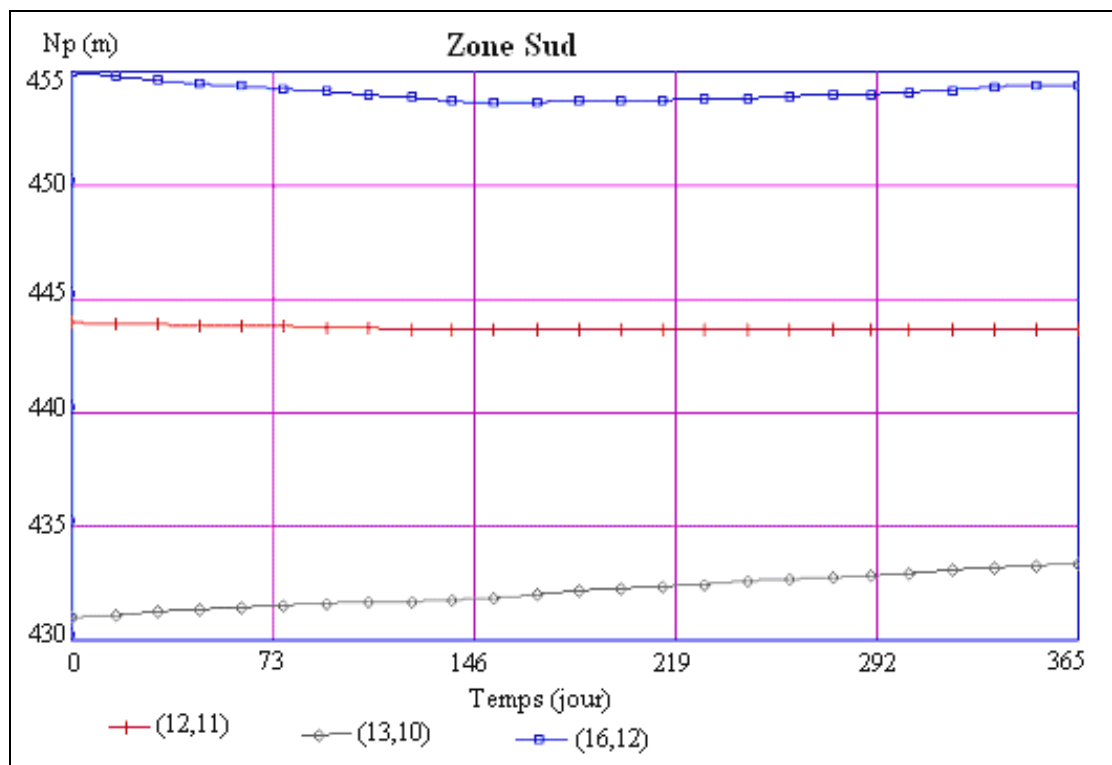
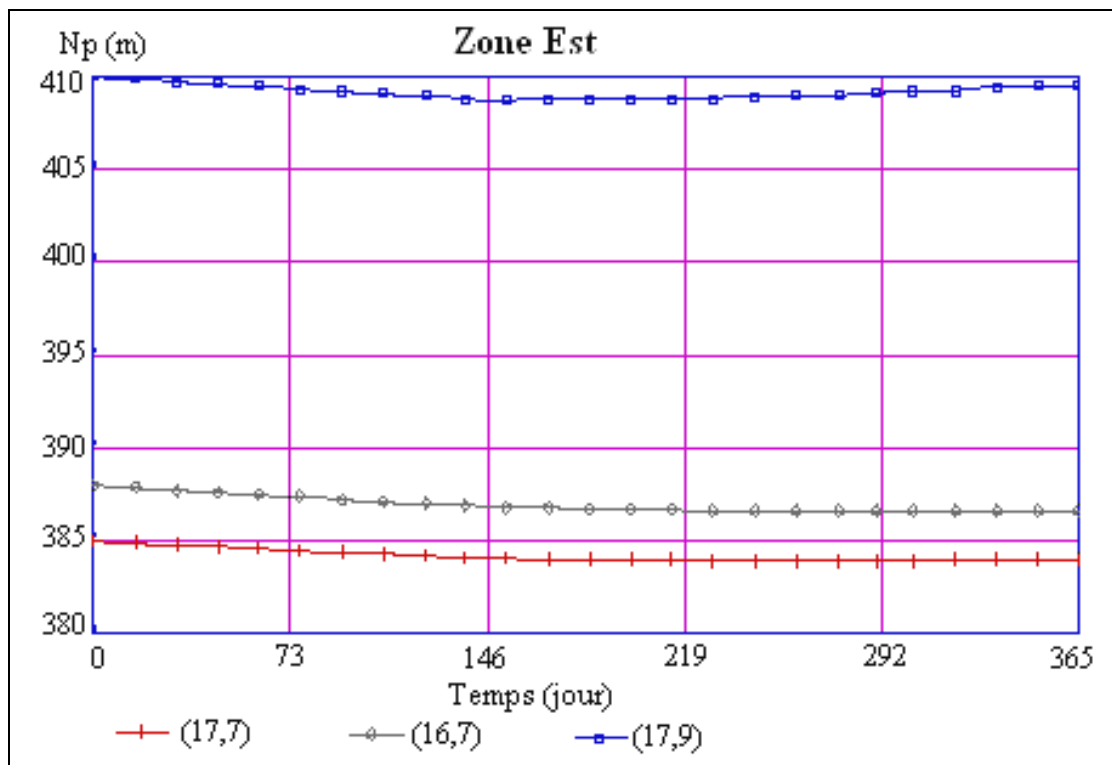




Figure 50 : Evolution de la piézométrie au niveau des puits de contrôle

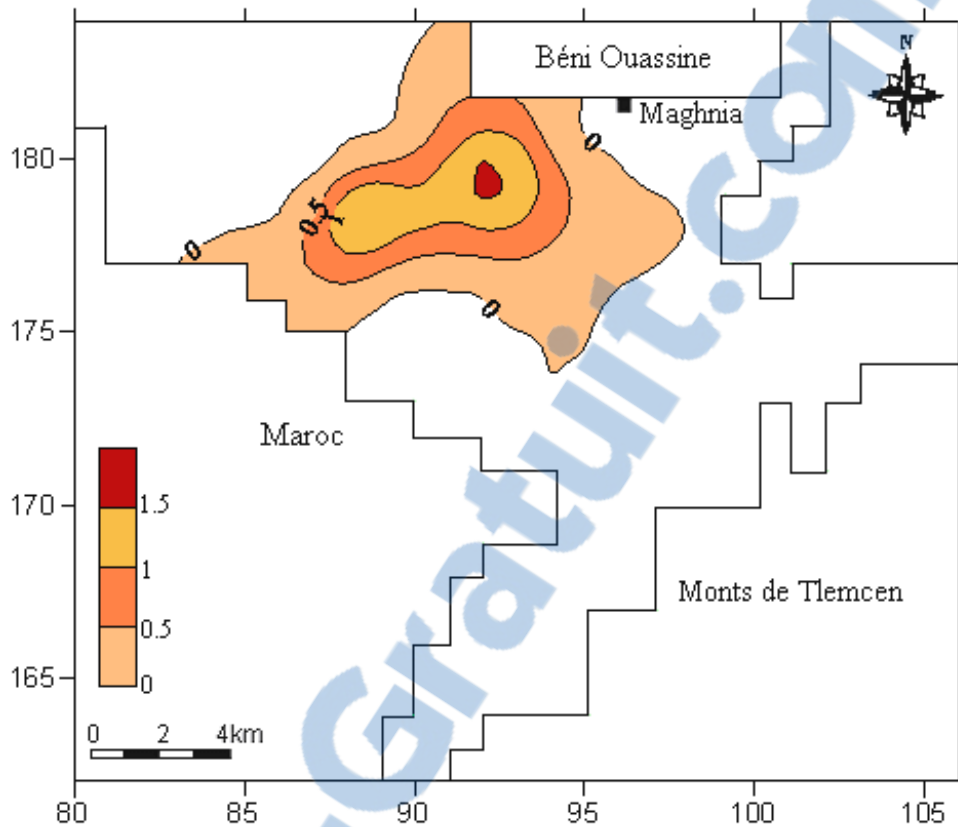


Figure 49 : carte de rabattement de la nappe après une année de pompage (m)

#### 4.4.2- Simulations des écoulements souterrains à l'échéance 2025

L'abaissement excessif et continu des niveaux semble constituer une menace pour l'existence et le devenir de la plaine de Maghnia mais qu'advient-il de ce gisement si la situation actuelle devait se prolonger ? Nous avons tenté de répondre à cette question en simulant l'évolution de la piézométrie de la nappe en 2025. Un accroissement du débit prélevé a été simulé en période de moyennes, basses et hautes eaux afin de tester les modifications que subirait le système aquifère à la suite d'une demande future en eau. Les débits prélevés sont supposés augmentés de 2 à 10 fois, quant aux apports, ils sont maintenus égaux à la valeur moyenne prise pour l'état de moyennes eaux en mai 1995.

Pour cela, nous avons choisi une zone d'exploitation située au niveau du chenal siège d'une activité intense (urbanisation, industrialisation et agriculture) (fig. 49) très sollicitée par les pompages. Les débits prélevés sont de 2 à 10 fois les débits extraits en 1995.

Les puits intéressés par le pompage dans ces simulations sont : (1, 3), (13,5), (11,6), (6,7), (7,8), (12,6), (10,5), (10,6), (8,8), (10,7), (14,4), (8,7), (11,5), (7,7), (15,15), (16,3), (15,3), (12,3).

Les résultats des simulations sont résumés dans le tableau 30 suivant :

Tableau 30 : Baisse de la piézométrie après une sécheresse continue  
 $Q_{\text{prélevés}} = x2$  et  $x10$  débits 1995.(Etat de moyennes eaux)

Puits N°	Coordonnées (colonnes, lignes)	$\Delta Np$ (m) ( $Q_{\text{pompage}} x2$ )	$\Delta Np$ (m) ( $Q_{\text{pompage}} x10$ )
01	(3,5)	0	0
02	(4,6)	0	0
03	(5,8)	0	0
04	(12,8)	-1	-1
05	(8,6)	0	0
06	(13,5)	-1	-2
07	(18,7)	0	0
08	(15,11)	0	0
09	(15,4)	0	-1
10	(17,5)	0	-1
11	(16,8)	0	0
12	(17,8)	0	0
13	(14,11)	0	0
14	(5,4)	0	0
15	(15,15)	0	-1
16	(7,6)	0	0
17	(10,4)	0	0
18	(20,8)	-1	-1
19	(19,6)	-1	-1
20	(8,7)	0	-1
21	(14,17)	0	0
22	(9,9)	0	0
23	(1,3)	0	0
24	(2,4)	0	0

Les mailles du modèle montrent une baisse moyenne de près de 1m pour la nappe (fig. 52, 53 ) ce qui confirme que la baisse du niveau piézométrique ne peut être attribuée qu'au rythme de pompage intensif pratiqué dans le champ captant de la plaine à savoir le chenal. Le faible taux d'alimentation ne fait qu'aggraver le problème de surexploitation du système aquifère.

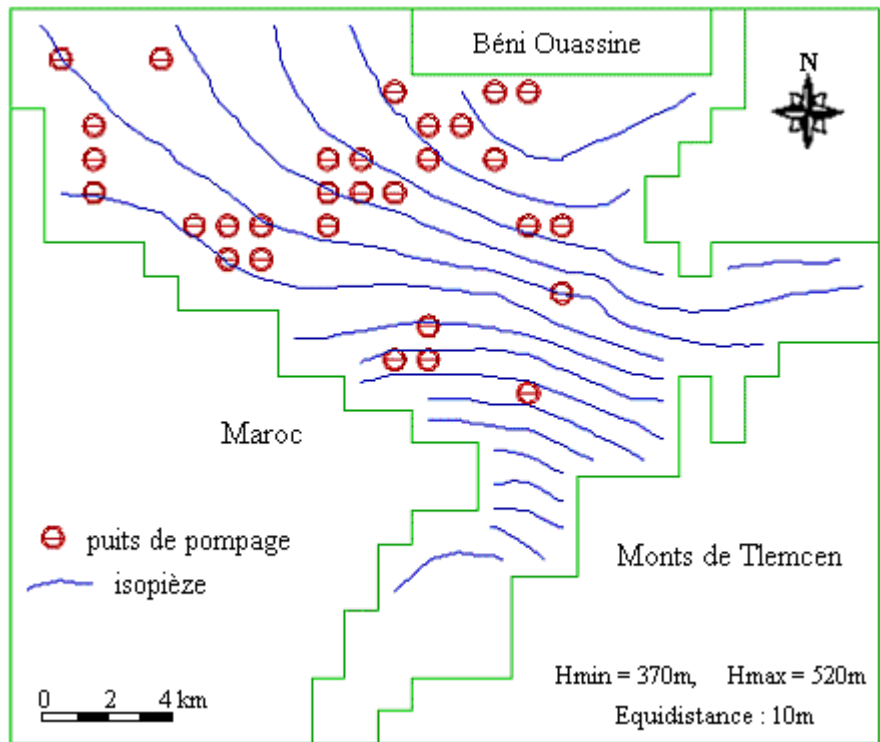
Les nouveaux schémas d'exploitation sont résumés dans le tableau 31 et les figures 52 et 53.

Tableau 31 : Hypothèses des simulations hydrodynamiques réalisées

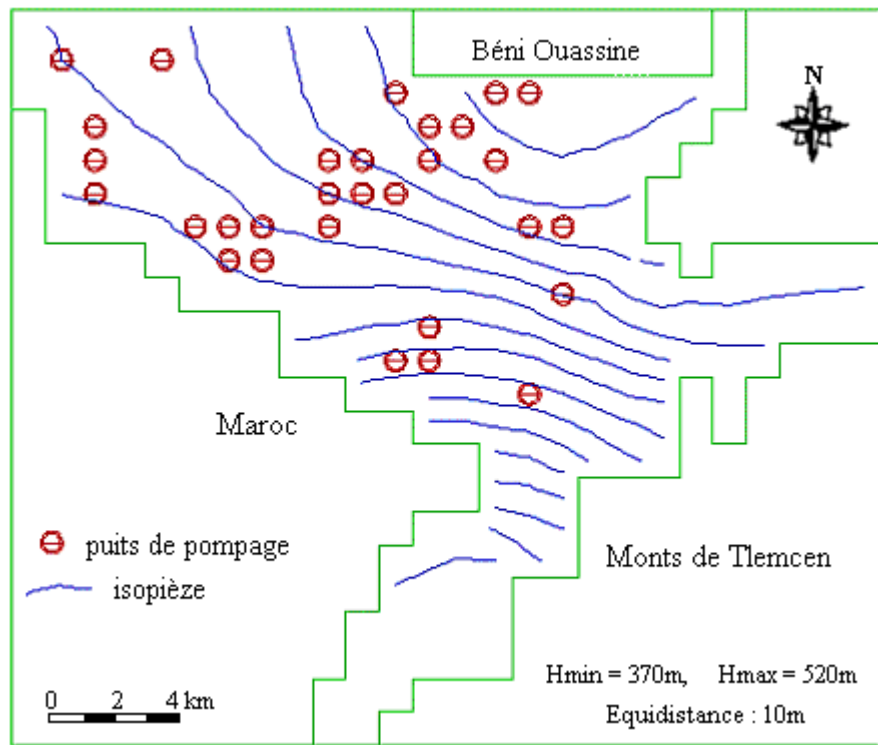
N° de la simulation	N° des figures	Etat de la nappe	Débit prélevé Q (pompage) m <sup>3</sup> /s	Débit total (m <sup>3</sup> /s)
<b>Etat de référence (1995)</b>	39	Moyennes eaux	0,294 m <sup>3</sup> /s soit 25 400 m <sup>3</sup> /j	0
	41	Basses eaux	0,127m <sup>3</sup> /s soit 10 970 m <sup>3</sup> /j	0,185 m <sup>3</sup> /s soit 16 000 m <sup>3</sup> /j
	42	Hautes eaux	0,059 m <sup>3</sup> /s soit 5 100 m <sup>3</sup> /j	0,690 m <sup>3</sup> /s soit 59 600 m <sup>3</sup> /j
<b>Pompage x 2</b>	1	Moyennes eaux	0,490 m <sup>3</sup> /s soit 42 300 m <sup>3</sup> /j	-0,196 m <sup>3</sup> /s soit -16 900 m <sup>3</sup> /j
	2	Basses eaux	0,212 m <sup>3</sup> /s soit 18 300 m <sup>3</sup> /j	
	3	Hautes eaux	0,097 m <sup>3</sup> /s soit 8 400 m <sup>3</sup> /j	0,103 m <sup>3</sup> /s soit 8900 m <sup>3</sup> /j
<b>Pompage x 10</b>	1	Moyennes eaux	2,112 m <sup>3</sup> /s soit 182 500 m <sup>3</sup> /j	0,655 m <sup>3</sup> /s soit 56 600 m <sup>3</sup> /j
	2	Basses eaux	0,810 m <sup>3</sup> /s soit 70 000 m <sup>3</sup> /j	-1,811 m <sup>3</sup> /s soit -156 500 m <sup>3</sup> /j
	3	Hautes eaux	0,360 m <sup>3</sup> /s soit 31 000 m <sup>3</sup> /j	-0,258 m <sup>3</sup> /s soit -22 300 m <sup>3</sup> /j 0,572 m <sup>3</sup> /s soit 49 420 m <sup>3</sup> /j

Le débit d'exploitation de la nappe est de 25 400 m<sup>3</sup>/j en période de moyennes eaux (mai 1995). Selon les hypothèses d'exploitation envisagées, le débit soutiré varie de 8400 m<sup>3</sup>/j à près de 182 500 m<sup>3</sup>/j. Pour chaque hypothèse nous avons établi une carte piézométrique.

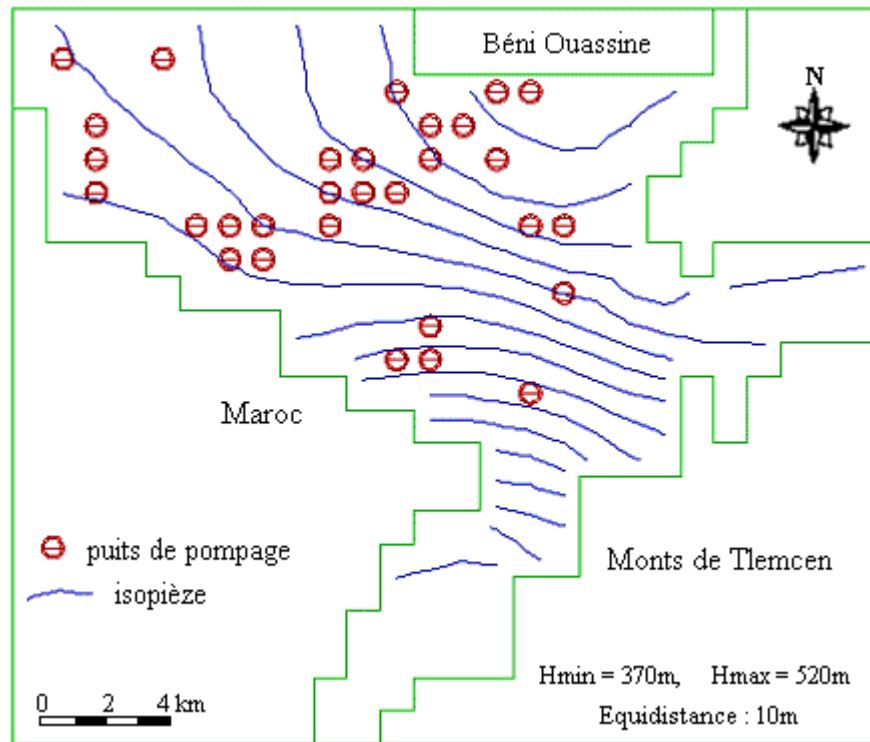
Les résultats de simulation semblent montrer qu'à partir d'un certain seuil de pompage les rabattements augmentent, par exemple en période de basses eaux et hautes eaux avec un débit représentant dix fois le débit (moyennes eaux 1995), les potentiels calculés reculent d'une manière importante jusqu'à dénoyage des mailles (maille 16,3) et création d'une dépression à l'extrémité sud du chenal : mailles (7,6), (7,7), (7,8), (8,8) (fig. 53 b et c), où le rabattement peut excéder les 8 mètres .



a)- : (Q x 2) Moyennes eaux

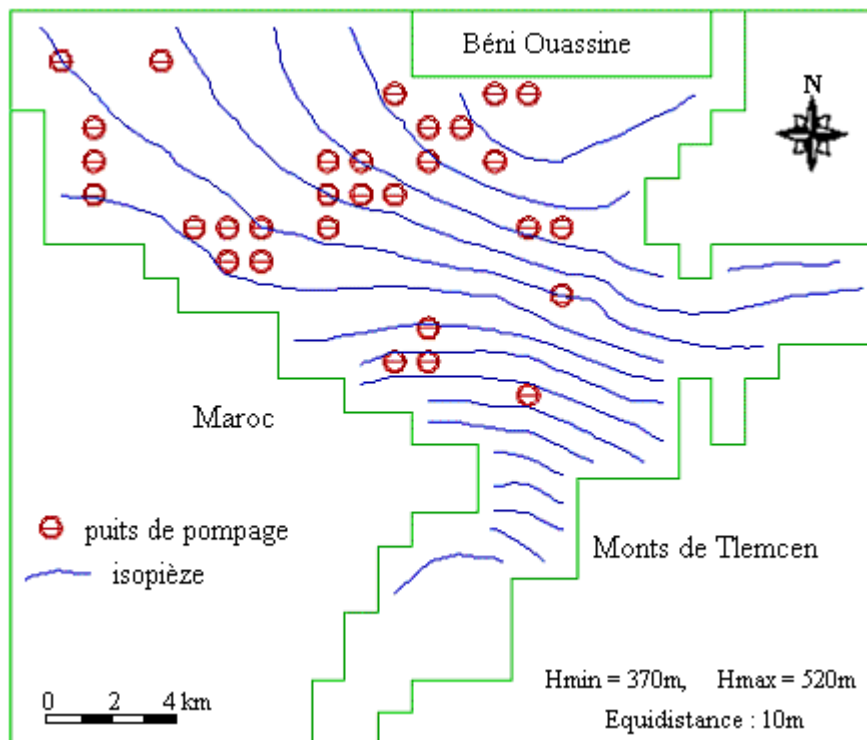


b)- : (Q x 2) Basses eaux

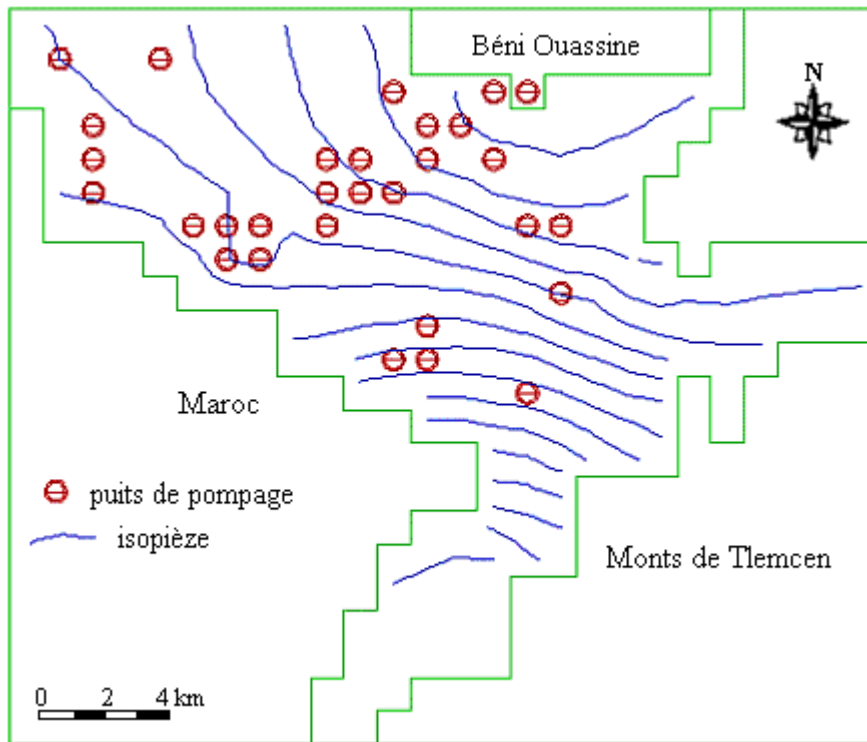


c)- : (Q x 2) Hautes eaux

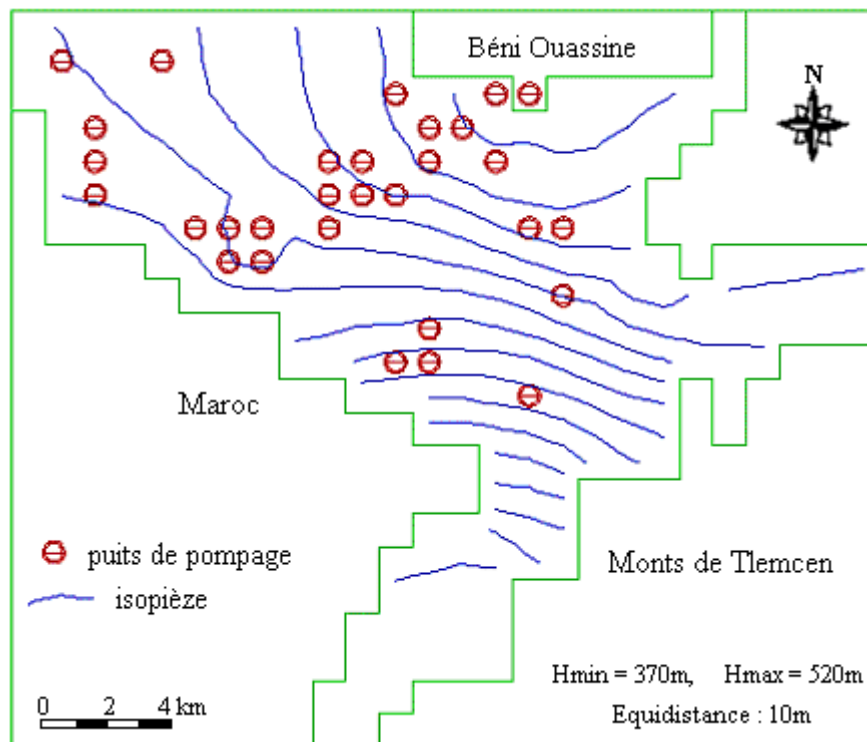
Figure 50 : Etats piézométriques simulés (Q x 2)



a)- : (Q x 10) Moyennes eaux



b)- : (Q x 10) Basses eaux



c)- : (Q x 10) hautes eaux

Figure 51 : Etats piézométriques simulés (Q x 10)

Ces simulations représentent un accroissement de 100 à 1000% par rapport à l'année 1995, elles soulignent le caractère très ambitieux des programmes futurs

d'exploitation de la nappe de Maghnia. Notons que les résultats d'une telle simulation ne peuvent être qualifiés de fiables, ni constituer les bases d'un programme de développement sans une réelle amélioration de la représentativité du modèle par une investigation de la distribution des paramètres structuraux, climatiques, hydrogéologiques du système et de ses conditions aux limites.

Une meilleure connaissance du système et donc une plus grande fiabilité de son modèle, serait possible par l'introduction de données ignorées au niveau de la frontière algéro-marocaine afin de pouvoir déterminer la transition hydraulique car les débits d'alimentation simulés sont souvent sans commune mesure avec les débits réels.

L'application de la méthode des différences finies a montré une capacité remarquable à représenter ce type de milieu hétérogène. Nous avons pu discrétiser notre domaine en tenant compte de toutes les géométries. C'est ainsi que nous avons identifié les paramètres hydrodynamiques qui gèrent l'écoulement de la nappe de la plaine de Maghnia :

- la perméabilité
- le coefficient d'emmagasinement
- le coefficient de diffusivité

La configuration des cartes de ces trois paramètres, montre leur concordance avec celle de la géologie tel que l'emplacement du chenal.

Les cartes de perméabilité et du coefficient d'emmagasinement que nous avons établies pourront servir aux choix de l'implantation des futurs captages, ainsi qu'à la définition des périmètres de protection de certaines zones particulières à savoir le centre de la plaine.

#### **4.5- CRITIQUE DES RESULTATS DU MODELE**

Le modèle n'est pas une fin en soit, il a une durée de vie limitée. Il peut être l'objet de recalage après sa validation sur le terrain ou après l'acquisition de nouvelles données. Le modèle ainsi établi est apte à tout perfectionnement, comme l'injection d'autres mailles afin d'affiner la discrétisation pour plus de précisions.

En ce qui concerne les conditions aux limites, elles sont relativement bien identifiées.

La géologie du bassin comme démontrée dans le premier chapitre conditionne fortement l'état hydrodynamique de la nappe. Une étude plus précise avec de nouvelles données obtenues par d'autres méthodes pourrait contribuer à donner au modèle plus de crédibilité.

Le transfert des résultats simulés au système réel représente une opération importante. Les résultats simulés ne sont valables que dans le cadre fortement simplifié du modèle et leur transfert raisonnable au système réel exige que l'on soit conscient de toutes les simplifications effectuées au cours du calage. Plus particulièrement, toute marge d'incertitude sur les données (géométrie, conditions aux limites...), devrait être traduite en marge d'incertitude sur les résultats simulés. D'où l'utilité de confronter les résultats du modèle à d'autres approches, ce qui va être l'objet du chapitre suivant en examinant certains de nos paramètres hydrogéologiques par les méthodes géostatistiques.

## Chapitre 5 : GEOSTATISTIQUE

*« Si la Géostatistique a simplement réussi à donner l'habitude aux gens de distinguer les problèmes différents ou les effets physiques différents, de ne plus confondre un effet de support avec une erreur d'échantillonnage ou des choses comme ça, (...) eh bien je crois que ce serait déjà pas mal, si on était arrivé à ça. »*

**Georges Matheron, 1987.**

### 5.1- INTRODUCTION

Le mot « Géostatistique » fait son apparition en 1962. Ce mot définit l'étude des variables numériques réparties dans l'espace. Les méthodes géostatistiques visent à décrire des phénomènes naturels corrélés dans l'espace et éventuellement le temps, à quantifier l'incertitude d'estimations de ces phénomènes réalisés à partir d'un échantillonnage en général très fragmentaire. Elles sont appliquées dans des domaines variés : mine, pétrole, hydrogéologie, topographie, météorologie, pédologie, halieutique, finance, ainsi que l'environnement.

L'innovation réside dans l'arsenal mathématique requis (P.Chauvet, 1999). Ainsi par exemple, la théorie des Fonctions Aléatoires a été introduite et étudiée dès les années 1930 par les écoles française et soviétique (P.Lévy, A. Kolmogorov, A.Khinchine). Les outils théoriques utilisés en Géostatistique Linéaire étaient en place dès les années 1940 (H. Cramer, N. Wiener, S. Bochner). Quant aux méthodes comme les moindres carrées de Gauss ou les paramètres de Lagrange, elles sont des plus classiques et font partie du bagage de base de l'Ingénieur.

### 5.2- EVOLUTION DE LA GEOSTATISTIQUE

La première étape est d'inspiration exclusivement minière. Plus précisément, ce sont les problèmes rencontrés par les mineurs d'or d'Afrique du Sud qui suscitent les premières recherches. On mentionnera plus particulièrement les travaux de H.S. Sichel, 1949, D.G. Krige, 1951, H.J. De Wijs, 1952. L'idée directrice de ces recherches est de palier les insuffisances de la statistique « classique » constatées dans les gisements très disséminés.

Deux traits caractérisent cette première étape de la Géostatistique. Au niveau pratique d'abord, les moyens de calcul demeurent fort rudimentaire. Aussi les publications abondent-elles en formules d'approximation, courbes ou abaques, qui progressivement constituent un véritable capital, afin d'éviter aux utilisateurs de reprendre des calculs fastidieux. Au niveau théorique, d'autres modèles de distributions font l'objet de nouvelles recherches. (G.Matheron, 1956).

La seconde étape de la Géostatistique, que l'on peut situer de 1965 à la fin des années 1970 assiste à l'abandon des modèles statistiques. C'est le développement d'une Géostatistique Non Stationnaire, puis d'une Géostatistique Non Linéaire. A cette étape des formalismes nouveaux apparaissent : Simulations conditionnelles (appelées actuellement : Modèles Numériques). Il s'agit d'innovations théoriques. Ce foisonnement méthodologique est immédiatement mis en valeur grâce à la remarquable amélioration des moyens de calcul (N.Jeannée, 2001).



Il n'est pas facile de parler de la troisième étape de la Géostatistique, actuellement en pleine expansion. Dans un contexte informatique de plus en plus confortable, la Géostatistique se développe dans les directions les plus variées. Les champs d'application ne se limitent plus désormais aux ressources naturelles comme les mines ou le pétrole mais plutôt à des domaines extrêmement divers tels que : l'agriculture, la pêche, la géotechnique, la biologie, le biomédical, l'hydrogéologie et l'environnement. (D. Marcotte, 2006).

L'apport de la géostatistique dans les sciences de l'eau n'est plus à démontrer (J.P Delhomme,1976). nous citerons par exemple, l'évaluation de la précision de l'estimation de la piézométrie et des paramètres hydrogéologiques qui permet une meilleure interprétation des modèles numériques.

### **5.3- DES VARIABLES REGIONALISEES AUX FONCTIONS ALEATOIRES**

Au commencement d'une étude géostatistique se trouve une information brute, que l'on cherche à mettre en forme puis à utiliser convenablement. Cette information a coûté du temps, de la fatigue et de l'argent, et demande donc à être manipulée avec respect. Le respect de la donnée brute est sans doute la première règle d'or de la Géostatistique appliquée.

L'apport de la géostatistique dans les sciences de l'eau n'est plus à démontrer (J.P Delhomme, 1976). Nous citerons par exemple, l'évaluation de la précision de l'estimation de la piézométrie et des paramètres hydrogéologiques qui permet une meilleure interprétation des modèles numériques.

La méthode utilisée, basée sur la théorie des fonctions aléatoires (G.Matheron, 1977, H.Darricau-Beucher, 1981) repose sur des bases solides. Mais que deviennent les développements théoriques quand on passe à la pratique ?

Les données dont nous disposons ; description du domaine d'étude, mesures diverses sont rarement des données fiables à 100%. Ces données entraînent donc parfois des difficultés dans la reconnaissance structurale qui joue un rôle prépondérant dans l'estimation et sa précision. C'est pourquoi nous nous sommes posés quelques questions :

- quelle est la sensibilité de l'estimation aux erreurs sur la détermination des paramètres ? autrement dit, quelle est l'influence des paramètres du variogramme sur l'estimation ?
- de façon similaire, quelle est la zone d'influence d'une donnée erronée ou manquante en fonction du voisinage et du variogramme ?

C'est à ces questions que nous avons essayé de répondre.

Certaines données relatives à la nappe de la plaine de Maghnia seront traitées grâce aux méthodes d'estimation apportées par les outils de la géostatistique linéaire. C'est ainsi que nous allons examiner les paramètres hydrogéologiques suivants : les perméabilités, le mur de la nappe et l'épaisseur aquifère de celle-ci. Ce chapitre ne porte que sur les applications de cette approche de plus en plus utilisée dans le domaine des Sciences de la Terre et plus particulièrement en hydrogéologie.

La théorie du krigeage nécessite de plus longs développements qui par souci de concision ne peuvent entrer dans le cadre de ce travail. C'est pourquoi le lecteur ne trouvera dans ce chapitre que quelques généralités résumant les grands principes du krigeage, ainsi que les principales démarches servant à l'élaboration des cartes krigées.

## 5.4- ANALYSE VARIOGRAPHIQUE

L'application du variogramme suppose la connaissance du phénomène étudié en certains points ou en tout point d'un maillage du domaine en question (fig. 54).

Cette analyse portera sur des valeurs ponctuelles des paramètres hydrogéologiques cités ci-dessus.

Pour tous les variogrammes calculés, nous avons adopté un pas d'échantillonnage de 1km, c'est à dire que l'on a pris en compte tous les  $n(h)$  couples de points séparés d'une distance de 1km pour calculer les fonctions  $\gamma(h)$  correspondantes :

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} (Z(x_i + h) - Z(x_i))^2.$$

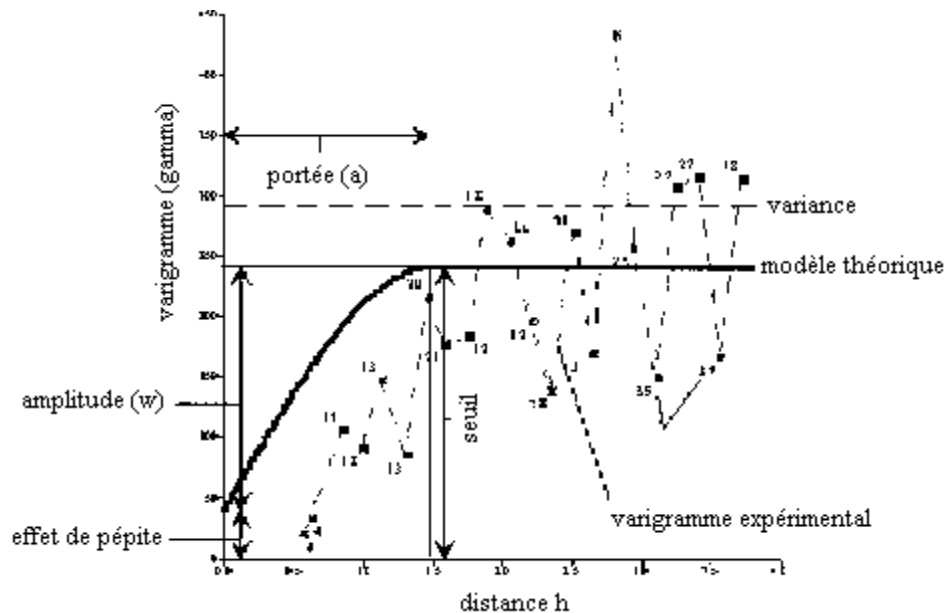


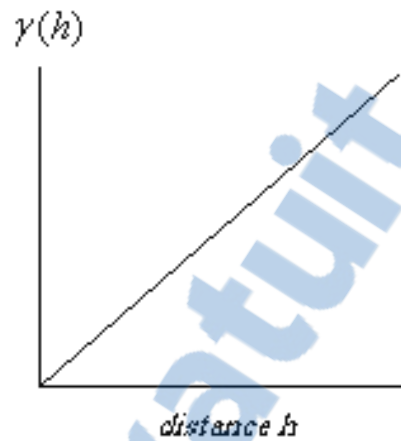
Figure 52 : Paramètres du variogramme

Afin de déterminer d'éventuelles anisotropies de ces paramètres, nous allons calculer les variogrammes suivant diverses directions.

### 5.4.1- Rappel des formules et de l'allure des variogrammes

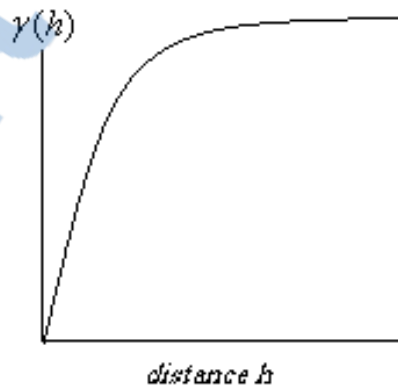
**Linéaire :**

$$\gamma(h) = C(1 - \rho h) + ah$$



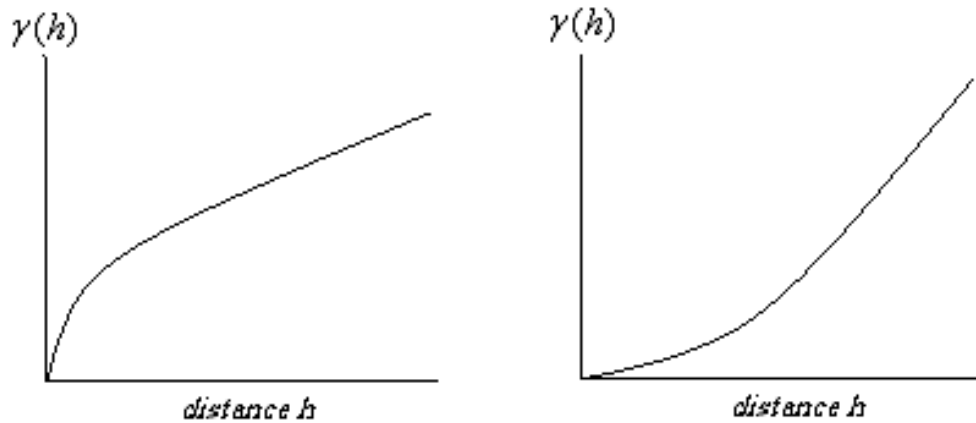
**Sphérique :**

$$\gamma(h) = C(1 - \rho h) + w \left[ \frac{3h}{2a} - \frac{1}{2} \left( \frac{h}{a} \right)^3 \right]$$



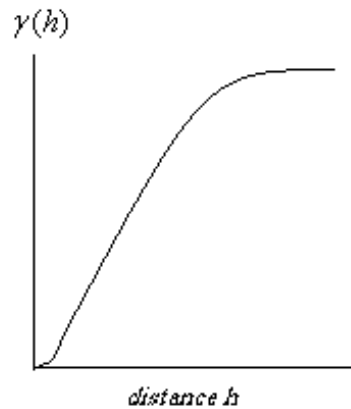
**Puissance :**

$$\gamma(h) = C(1 - \delta h) + wh^\alpha, \text{ pour } \alpha < 2$$



**Gaussien :**

$$\gamma(h) = C(1 - \delta h) + w(1 - \exp^{-\frac{h^2}{a}})$$



#### 5.4.2- Comportement des variogrammes à l'origine

Dans tous les variogrammes (fig. 55, 56,, 57) le comportement au voisinage de l'origine est en  $h$  ou en  $h^a$ . L'effet de pépite n'est pas vu en aucun variogramme, ce qui traduirait un caractère continu et régulier de ces phénomènes. (Delhomme, 1978 ; Razack, 1984)

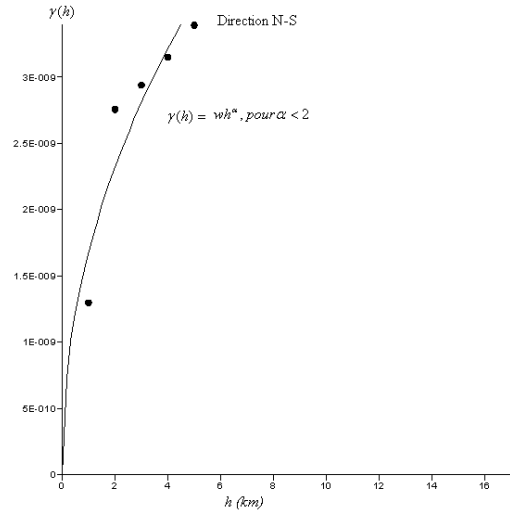
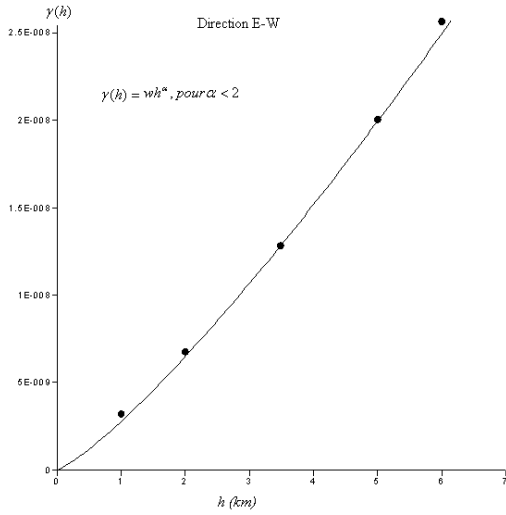


Figure 53 : variogrammes des perméabilités

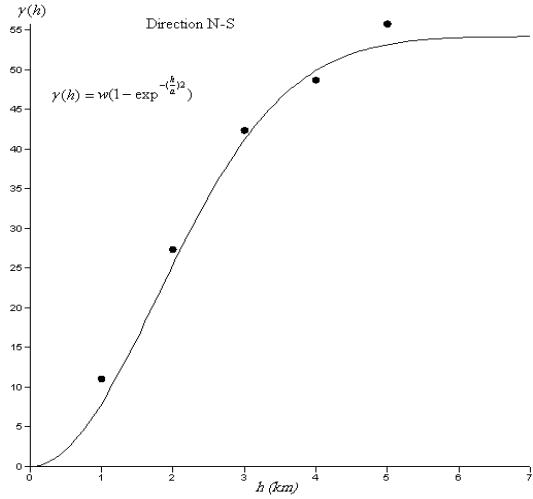
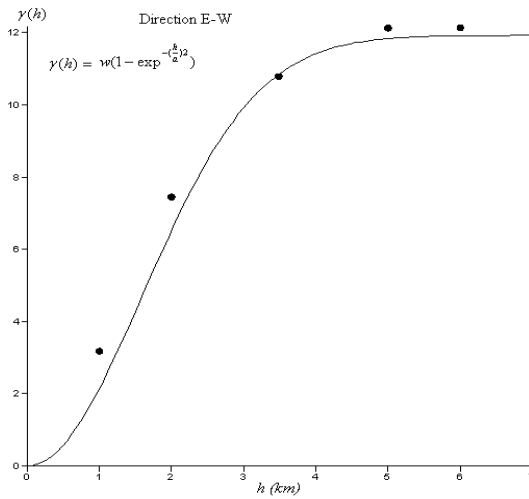
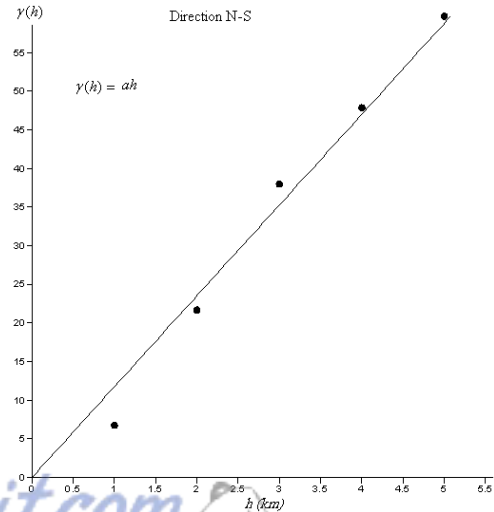
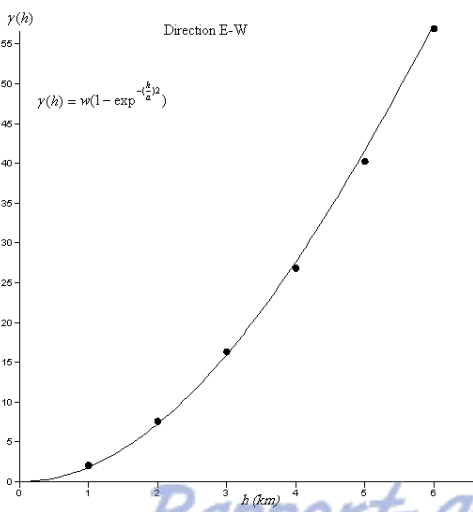


Figure 54 : variogrammes du mur de l'aquifère



Rapport-gratuit.com  
LE NUMERO 1 MONDIAL DU MÉMOIRES

Figure 55 : Variogrammes de l'épaisseur de l'aquifère

### 5.4.3- Forme des variogrammes à grande distance

Certains variogrammes (fig. 55, 56) au delà d'une certaine distance  $h$  et après une croissance plus ou moins rapide atteignent un palier. Ce genre de variogramme caractérise les phénomènes de transition (Razack, 1984). Au delà de la portée, deux points sont pratiquement indépendants l'un de l'autre, leurs variances sont à priori finies et correspondent au palier (J.Rivoirard, 1995). La portée des différents paramètres examinés est variable, elle s'échelonne en moyenne entre 1km et 15km.

Pour déceler d'éventuelles anisotropies nous avons calculé les variogrammes suivant trois directions : E-W correspondant à la direction du talus, SW-NE correspondant à la direction du chenal et suivant une direction N-S. (Tableau 32)

Pour la perméabilité suivant les directions E-W et N-S, nous avons calé le variogramme expérimental par le même type de variogramme théorique en occurrence le modèle puissance de paramètres (amplitude  $w$ , portée  $a$  et puissance  $\alpha$ ), alors que pour la direction SW-NE, le calcul du variogramme montre une structure non corrélable avec les modèles analytiques.

Pour les autres paramètres (mur de la nappe, épaisseur de l'aquifère), le calcul des variogrammes montre une structure corrélable avec le modèle gaussien. Toutefois, le variogramme de l'épaisseur de l'aquifère selon la direction N-S, s'ajuste mieux à un modèle linéaire.

Tableau 32 : Identification des paramètres hydrogéologiques de la nappe de la plaine de Maghnia

Paramètre hydrogéologique	Direction du Variogramme	Modèle ajustée	Paramètres du modèle	Types de données
Perméabilités	E – W	Puissance	$w = 2,71.10^{-9}$ $a = 0,98$ $\alpha = 1,226$	Naturelles
	N - S	Puissance	$w = 1,65.10^{-9}$ $a = 0,97$ $\alpha = 0,471$	Naturelles
	Autres directions	Pas de corrélation		
Mur de la nappe	E – W	Gaussien	$w = 11,92$ $a = 2,25$	Naturelles
	N – S	Gaussien	$w = 54,22$ $a = 2,72$	Naturelles
	Autres directions	Pas de corrélation		
Epaisseur de l'aquifère alluvionnaire	E – W	Gaussien	$w = 225,9$ $a = 15,61$	Naturelles
	N – S	Linéaire	$a = 11,75$	Naturelles
	Autres directions	Pas de corrélation		

$w, a, \alpha$  : paramètres des modèles théoriques (cf :formules des variogrammes)

### 5.5- INTERPOLATION DES DONNEES

La possibilité de calcul du variogramme et son interprétation conduisent à une interprétation qualitative de la régionalisation du phénomène concerné. Ce qui

représente le premier objectif de la méthode des variables régionalisées : mettre en évidence quand elle existe la structuration spatiale du phénomène. Cette étape qualitative n'est toutefois qu'un préalable pour pouvoir aborder le second objectif que s'est fixé la théorie des variables régionalisées : l'estimation statistique c'est à dire reconstituer le phénomène sur la totalité du domaine d'investigation à partir des données fragmentaires, c'est ce problème que se propose de résoudre la méthode du krigeage (fig. 58) qui constitue le dernier paragraphe de cette thèse.

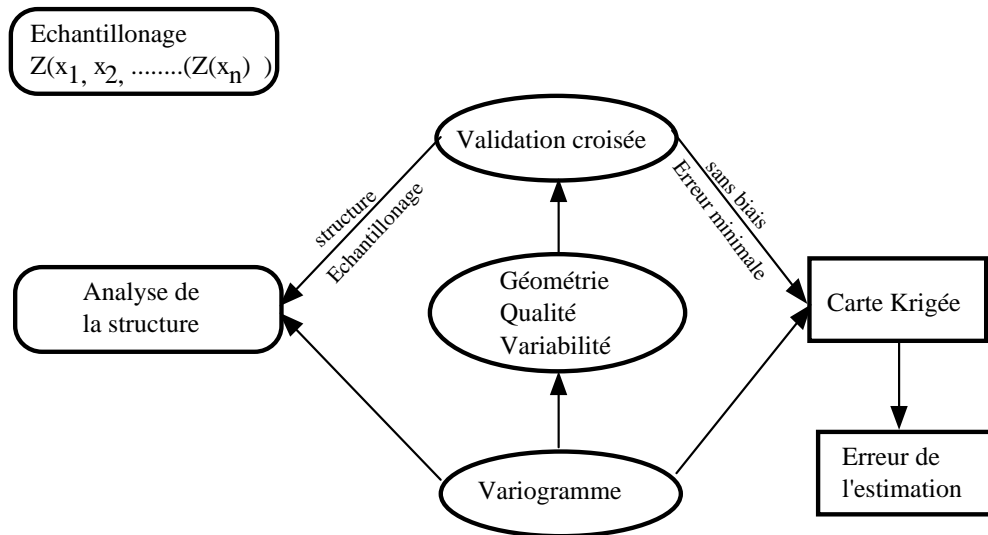


Figure 56 : les différentes phases du krigeage (Droz,1985)

### 5.5.1- Validation croisée

Après avoir ajusté un modèle de variogramme à partir des données expérimentales, il convient toutefois de s'assurer de la validité de celui-ci puisque l'on cherche à ce que les estimations soient compatibles avec la structure qu'il décrit (estimateur sans biais et optimal) (G. Matheron & al, 1993). Par ailleurs le krigeage vérifie à l'inverse si la valeur en n points expérimental est représentative ou non de la variation du phénomène au voisinage de ce point. Ce double test appelé la validation croisée consiste dans son principe à :

- Supprimer fictivement à tour de rôle les n points expérimentaux et à les kriger à partir de leurs voisins en utilisant le modèle adapté.
- Puis comparer les erreurs de reconstitution ainsi constatées aux écarts types calculés en ces points à l'aide du variogramme. Ce test de validité permet de vérifier en fonction du voisinage :

\*- la condition de non biais : erreur moyenne :

$$\frac{1}{n} \sum_{n=1}^n (Z_{xi}^* - Z_{xi}) = 0$$

\*- si les variances théoriques sont bien cohérentes avec les erreurs constatées :

L'erreur quadratique réduite moyenne est :

$$\frac{1}{n} \sum_{n=1}^n \left[ \frac{(Z_{xi}^* - Z_{xi})^2}{\sigma^2} \right] \approx 1$$

où :  $Z_{xi}^*$  : valeur estimée ou estimateur

$Z_{xi}$  : valeur réelle

$\sigma^2$  : variance de l'estimation ou variance du krigeage

La validation croisée (Tableau 33) nous a permis de choisir le variogramme qui sera sollicité au moment de l'interpolation, en même temps cette procédure nous a indiqué l'optimum du voisinage à adopter lors du krigeage par la méthode du voisinage glissant (A. G. Journel, 1993).

Tableau 33 : résultats de la validation croisée

	<b>Modèle utilisé</b>	<b>Vols en km</b>	<b>err</b>	<b><math>\sigma</math></b>
Perméabilités	E – W	20	0	$1.24.10^{-4}$
	N – S	17	0	$6.59.10^{-5}$
Mur de la nappe	E – W	20	0	3.47
	N – S	17	0	8.64
Epaisseur de l'aquifère alluvionnaire	E – W	20	0	10.22
	N – S	17	0	9.02

err : erreur moyenne,  $\sigma$  : l'écart type du krigeage

### 5.5-2- Elaboration des cartes krigées

Pour tous les cas nous avons considéré que les phénomènes analysés ne présentent pas de dérive c'est à dire que l'hypothèse intrinsèque est satisfaite (J.Rivoirard, 1994, P.K.Kitanidis, 1999), l'espérance mathématique des accroissements de la Fonction Aléatoire (F.A) est nulle. Dans un tel cas le krigeage est qualifié de simple (J.P.Chilès, 2004). De plus, les valeurs considérées sont ponctuelles. Ainsi, nous avons interpolé les paramètres hydrogéologiques cités précédemment, ce qui nous a permis d'obtenir leurs cartes krigées. Ces cartes sont accompagnées respectivement des valeurs des variances d'estimation exprimant la qualité de l'interpolation.

L'existence de deux variogrammes semblables de modèle puissance suivant deux directions du bassin, nous amène à penser à l'existence d'une isotropie affectant ce paramètre.

En ce qui concerne la perméabilité, deux cartes (fig.57 et 58) sont obtenues par les deux modèles du calage (tableau 33). La carte krigée par le modèle puissance suivant la direction N – S a une variance plus faible par rapport à celle krigée par le modèle puissance suivant la direction E - W, ce qui nous a permis d'adopter la première carte.

La carte des perméabilités (fig. 57) krigées permet de mettre en évidence l'existence de zones concentriques, la perméabilité augmente quand on se dirige vers le centre (zone correspondant au chenal). Ceci confirme les résultats déjà trouvés dans les chapitres précédents.

Le calcul de la moyenne du carré des écarts entre les valeurs des perméabilités calculées par le modèle et les valeurs krigées, a donné une erreur moyenne de :

$$\frac{1}{257} \sum_{i=1}^{257} (K_{ci} - K_{ki})^2 = 1,31.10^{-7}$$

pour une perméabilité moyenne sur la nappe de  $3,87.10^{-4}$  m/s.



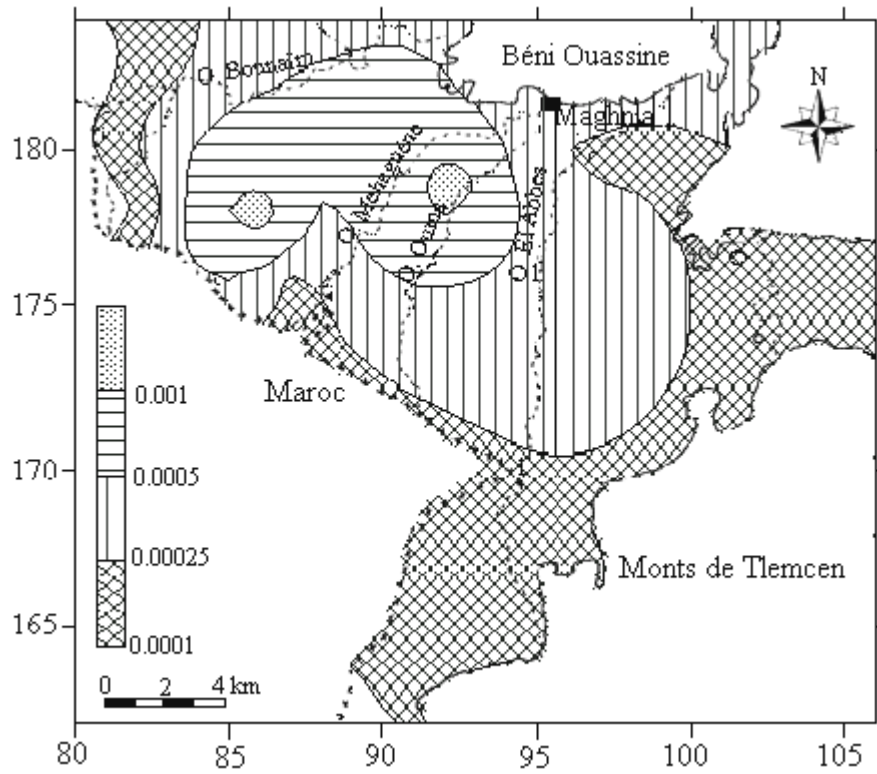


Figure 57 : Carte krigée des perméabilités suivant la direction N-S (m/s)

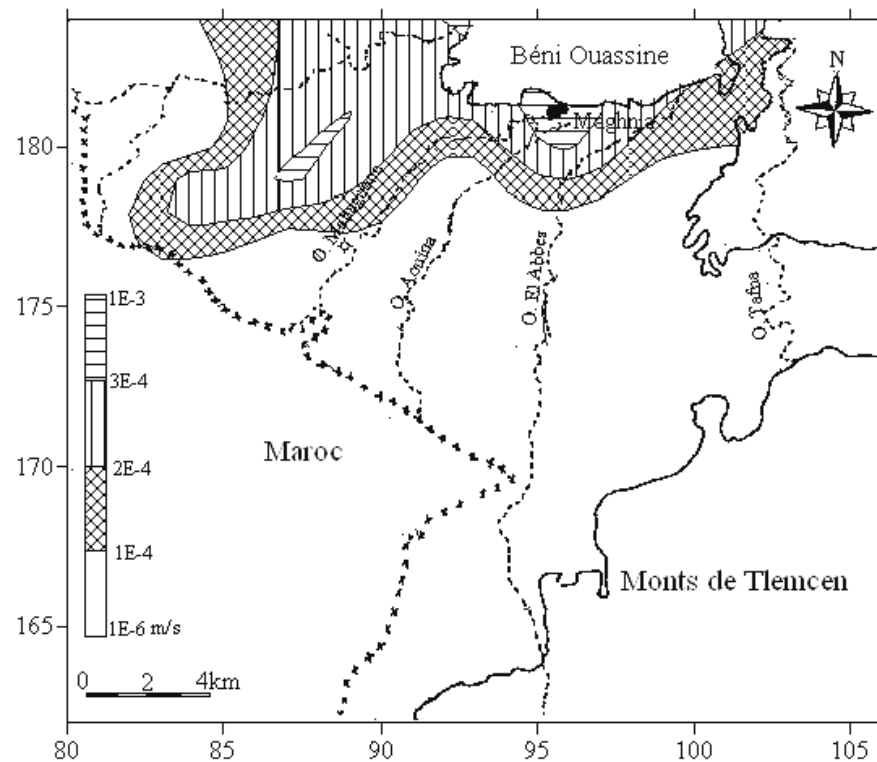


Figure 58 : Carte krigée des perméabilités suivant la direction E-W (m/s)

La carte krigée du mur de la nappe (fig. 59) suivant une direction E-W , montre le caractère majeure du bassin :

- une dépression entre oued Mehaguène et oued Aouina orientée SW – NE, lieu du remplissage du matériau alluvionnaire permettant l’installation du chenal.
- la topographie du mur décroît du SW au NE.

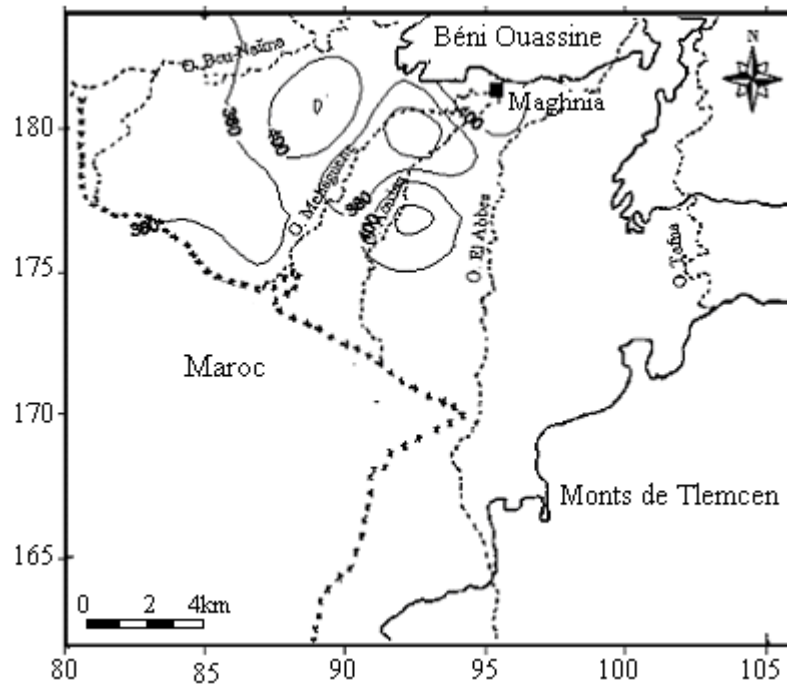


Figure 59 : Carte krigée du mur de la nappe suivant une direction E-W

Les cartes krigées de l'épaisseur de l'aquifère suivant deux directions N-S et E-W (fig. 60 et 61), montrent une variation importante du remplissage alluvionnaire. Les épaisseurs les plus importantes se localisent au NE de la plaine. Cette disposition de la puissance des épaisseurs pourraient influencer la transmissivité suivant cette direction.

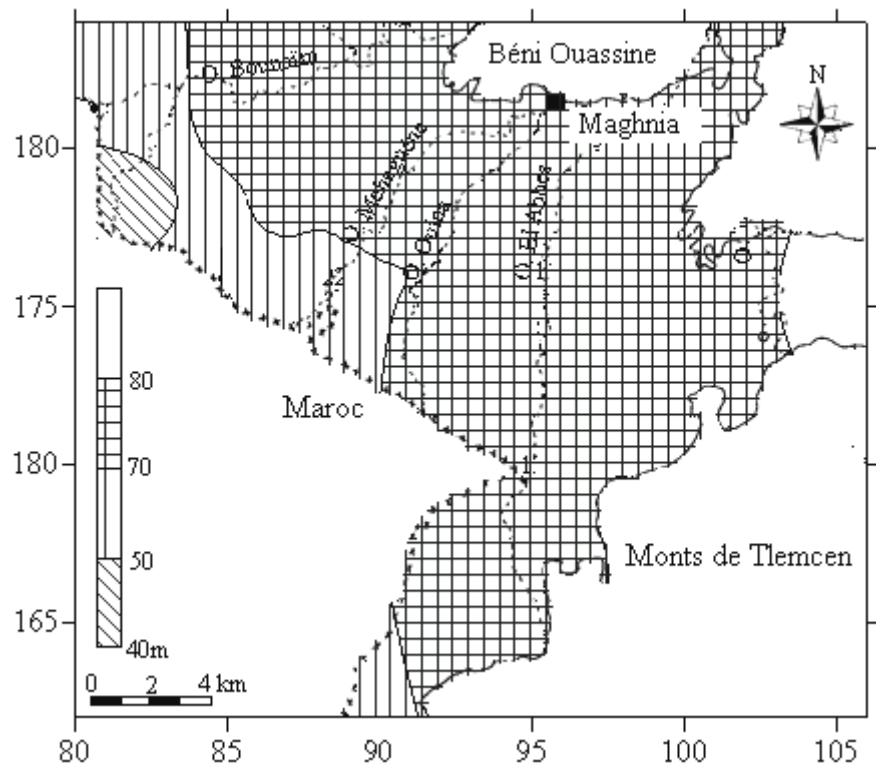


Figure 60 : Carte krigée de l'épaisseur de l'aquifère suivant une direction N-S

Figure 61 : Carte krigée de l'épaisseur de l'aquifère suivant une direction E-W

Dans une autre étape nous avons introduit dans le modèle hydrodynamique les valeurs krigées de la perméabilité à partir du variogramme N – S. Nous avons alors

obtenu un calage satisfaisant (fig. 62) confirmé par le test de Nash déjà utilisé dans le chapitre précédent.

$$Err = \sum_{i=1}^N (H_{krig} - H_{mes})^2$$

N : nombre d'observations

$H_{krig}$  : charge krigée au temps i

$H_{mes}$  : charge mesurée au temps i

$$Nash = \frac{\sum_{i=1}^N (H_{krig} - H_{moy})^2 - \sum_{i=1}^N (H_{krig} - H_{mes})^2}{\sum_{i=1}^N (H_{krig} - H_{moy})^2}$$

$H_{moy}$  : moyenne des observations

$$H_{moy} = 421,9 \text{ m}$$

$$\sum (H_{krig} - H_{moy})^2 = 490149,99$$

$$\sum (H_{krig} - H_{mes})^2 = 2484$$

L'erreur dans notre cas étant égale à 0.99, le calage est jugé très satisfaisant

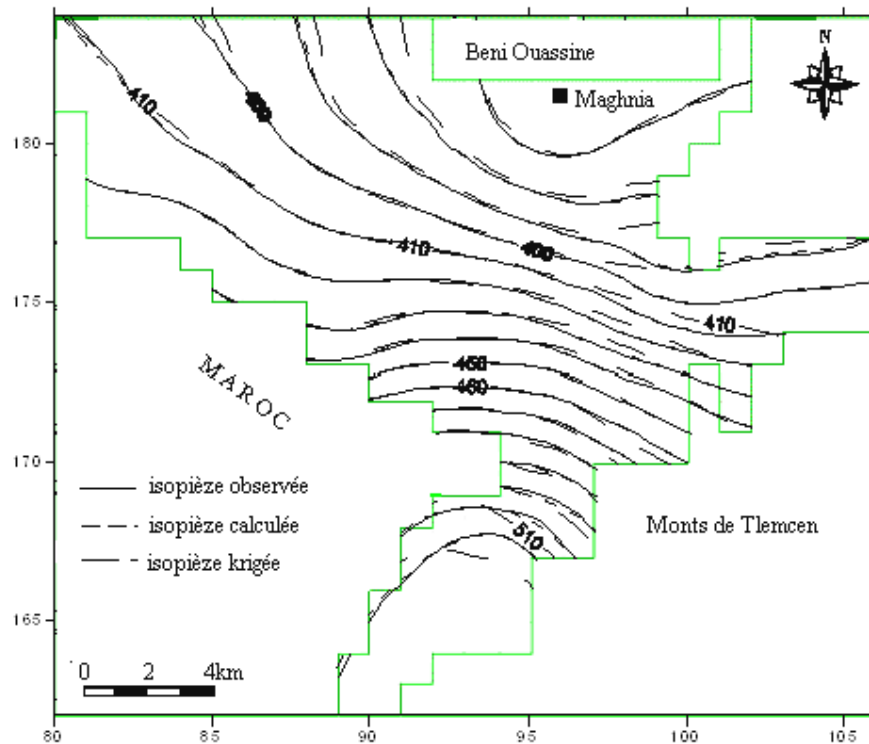


Figure 62 : Calage de la piézométrie à partir des perméabilités krigées

La qualité du calage par les valeurs krigées est relativement médiocre à l'Est et au Sud de la plaine où le nombre des données expérimentales est faible.

L'étude géostatistique des paramètres hydrogéologiques de la nappe de Maghnia a permis de :

- confirmer certaines hypothèses postulées suivant l'étude géologique, telle que l'existence du chenal.
- Apporter de nouvelles informations hydrogéologiques notamment l'existence d'une isotropie affectant la perméabilité.
- Valider le modèle numérique.
- Acquérir d'autres informations sur l'intégralité de la nappe, notamment la répartition de la puissance de l'épaisseur aquifère.

C'est ainsi, que la géostatistique est un outil complémentaire aux méthodes de géologie structurale et aux techniques de modèles numériques. Cette approche peut donc être considérée comme moyen complémentaire d'identification et de gestion des systèmes aquifères.

Rapport-Gratuit.com

## CONCLUSION GENERALE

L'eau n'est plus un don gratuit de la nature que l'on obtient à volonté et sans effort. La croissance des besoins, l'inconscience et la négligence de l'Homme venant la souiller, montrent qu'il existe aujourd'hui un véritable problème. Ce dernier est accentué particulièrement dans les zones arides à semi-arides, ce qui est le cas de la région étudiée dans cette thèse. Dans ces régions les ressources renouvelables sont rares ce qui entraîne souvent l'exploitation de la réserve ou des ressources non renouvelables.

L'approche méthodologique présentée ici a permis de faire le point sur les principales caractéristiques hydrogéologiques des principaux aquifères de la région et d'évaluer les effets des actions anthropiques sur la ressource d'un point de vue quantitatif. La région de Maghnia, située au Nord Ouest de l'Algérie, renferme dans son sous-sol un potentiel hydrique assez important. Ces ressources subissent aujourd'hui une pression anthropique progressive qui devient inquiétante. En effet, le développement des agglomérations et des activités industrielles et agricoles et l'accroissement des prélèvements a entraîné une dégradation de la qualité des eaux et a influencé négativement l'équilibre hydrodynamique des aquifères (baisse hydrodynamique du niveau d'eau). Paradoxalement, le comportement hydrodynamique de l'aquifère de la nappe de la plaine de Maghnia est assez mal connu. Pour remédier à cela il s'agit donc de contrôler l'état actuel de la ressource d'un point de vue quantitatif, de compléter et de mettre à jour les connaissances acquises antérieurement sur le bilan des flux. Il s'agit d'évaluer les risques liés à la surexploitation, de caractériser la situation actuelle en terme de surexploitation ou d'identifier les possibilités d'exploitation complémentaire et leurs conséquences.

Le système aquifère de Maghnia est constitué d'une série continue de sédiments plio-quadernaires. Ce réservoir alluvial, continu dans son ensemble en ce qui concerne le faciès, est néanmoins influencé par la géométrie de la fosse d'effondrement orientée SW – NE. Une synthèse des résultats issus du dépouillement d'un grand nombre de données de forage a permis d'identifier géométriquement le système aquifère. On démontre que le remplissage alluvionnaire est largement conditionné par la géométrie des fosses tectoniques.

L'analyse des perméabilités révèle une grande dispersion des valeurs. La répartition de ce paramètre montre qu'il existe trois classes de perméabilités caractérisant chacune une situation bien délimitée. Les plus fortes valeurs de perméabilité coïncident avec les axes des fosses d'effondrement. Par contre, le secteur central est occupé par une perméabilité moyenne. Quant aux plus faibles valeurs de perméabilité, elles se localisent aux limites Est et Sud de la plaine. Enfin, les données piézométriques ont été utilisées pour identifier les principaux axes d'écoulement souterrains dans le système aquifère depuis les zones de recharge jusqu'aux zones d'exutoire.

La pénurie d'eau observée depuis plusieurs décennies a entraîné une sollicitation accrue de la nappe pour pallier au déficit quantitatif. Cette situation commence à avoir des impacts négatifs sur l'équilibre hydrodynamique de la nappe.

L'application d'un modèle numérique de simulation des écoulements souterrains (ASM) à l'ensemble de la plaine permet de vérifier les hypothèses émises sur le fonctionnement du système aquifère, ses caractéristiques hydrodynamiques et ses conditions aux limites comme par exemple l'existence d'une drainance entre la nappe alluviale (superficielle) et les nappes du Jurassique au Sud. D'autre part, la distribution

des perméabilités issues du calage du modèle montre une zonalité assez prononcée des valeurs.

L'originalité de la méthode numérique appliquée réside dans le pouvoir d'introduire facilement de nouvelles informations telle que la mise en place de certains forages de reconnaissance pour améliorer le calage dans les zones où sa qualité est médiocre telle que la zone NE de l'aquifère et la zone Sud, ce qui ne demande pas une rediscrétisation du domaine, simplement le report direct de ses coordonnées dans le fichier de données.

La modélisation a permis de mettre en évidence un destockage continu des réserves. Ce déficit hydrique accompagné par une baisse des niveaux piézométriques est lié essentiellement à une surexploitation de la nappe et à l'indigence des précipitations.

La modélisation s'est avérée comme un outil très performant pour comprendre le fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère alluvionnaire en tenant compte des hétérogénéités du milieu. Elle permet de prévoir les modalités économiques d'exploitation en prenant en considération des contraintes techniques. Les impacts négatifs d'une surexploitation de la nappe peuvent devenir catastrophiques si aucune mesure n'est prise pour juguler le problème.

Une approche géostatistique qui a permis de confirmer l'hypothèse de l'existence d'un chenal orienté SW – NE principale zone d'écoulement. Nous avons pu également obtenir d'autres informations qui peuvent être complémentaires de celles apportées par la méthode numérique telle que l'isotropie de la perméabilité mise en évidence par le calcul des variogrammes.

Cette méthode a permis également de juger la validité du modèle mathématique. En effet la carte des perméabilités obtenue lors du calage est superposable à celle obtenue par le krigeage. L'approche géostatistique pourrait contribuer davantage à un meilleur calage en prévoyant l'installation optimale de nouveaux points de mesure sur le terrain.

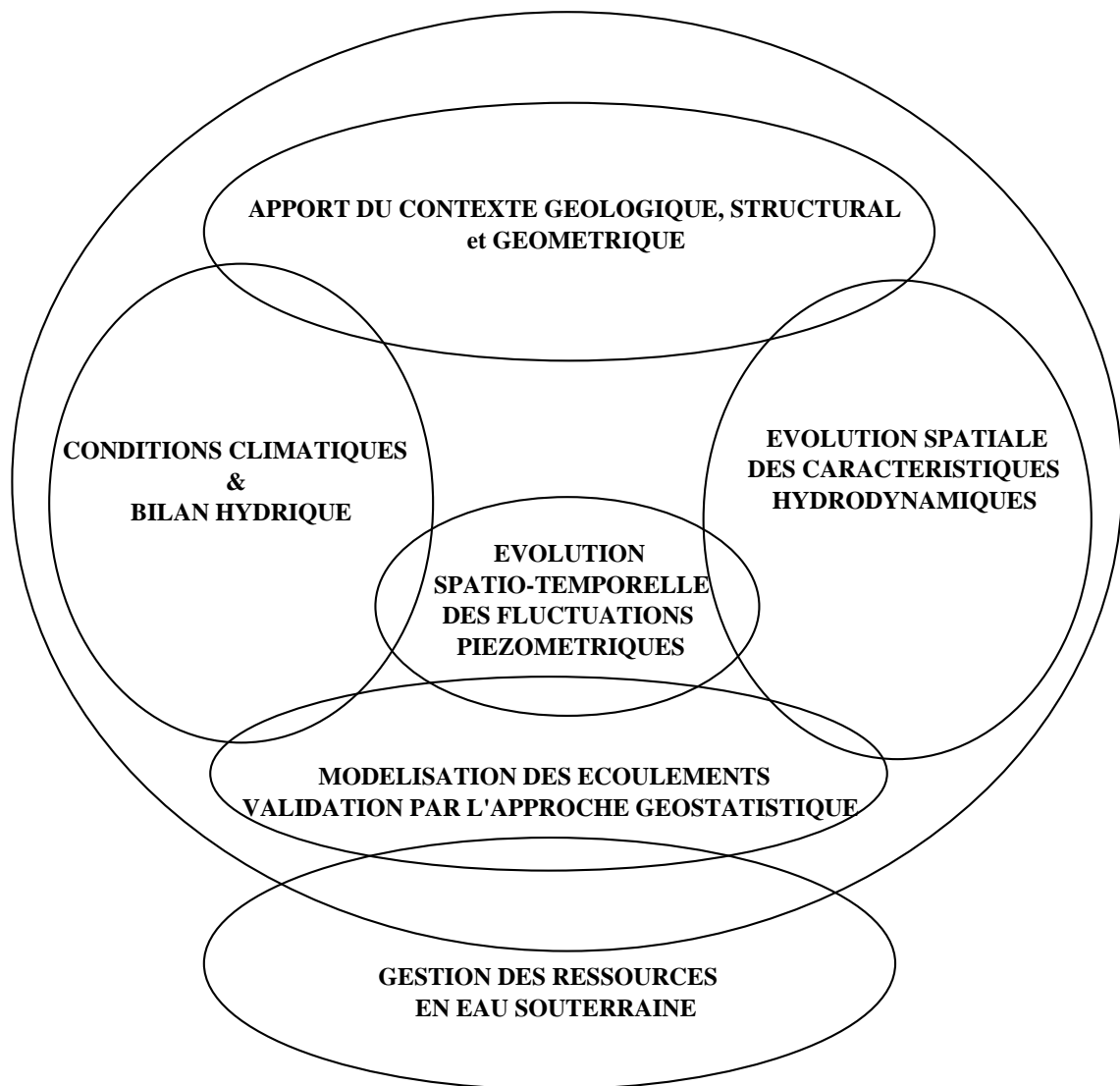
La méthodologie que nous avons adoptée et qui consiste à appliquer ces deux approches : méthode numérique et géostatistique a permis une identification plus exhaustive du réservoir.

Dans cette étude, nous avons dû émettre certaines hypothèses dont nous n'avons pu vérifier la validité avec une grande précision par manque de moyens adéquats, ces hypothèses peuvent être l'objet de recherches plus approfondies :

- la structure particulière de la plaine de Maghnia nécessite plus d'attention si l'on veut expliquer le mécanisme de sa formation et connaître plus précisément les principaux facteurs de son évolution, car celle que nous avons mise en évidence est obtenue par des données insuffisantes (nombre réduit des forages) vis à vis de la dimension de la plaine, nous ignorons totalement ce qui se passe au niveau de la frontière algéro-marocaine.
- En calant le modèle mathématique, le calcul des pluies efficaces alimentant la nappe s'est avéré supérieur à la quantité réellement mesurée. Par conséquent, il faut identifier avec précision les facteurs responsables les plus probable tel que : la nature du sol.

En effet, l'étude de la nature du sol aboutirait à une quantification plus précise du taux d'infiltration et de ruissellement.

D'un point de vue méthodologique, la combinaison des éléments géologiques, hydroclimatologiques et hydrodynamiques permet de procéder à la modélisation des écoulements souterrains et d'évaluer les effets des actions de l'homme sur l'équilibre hydrodynamique. Cette étude méthodologique de la structure proposée et leurs interactions peuvent être schématisés de la manière suivante :



Elle pourra éventuellement aider à étudier d'autres systèmes hydrogéologiques du bassin méditerranéen où la ressource en eau subit une pression anthropique de plus en plus inquiétante.



## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ABOURIDA.A., ER-ROUANE.S., PROST.J.P.,CHEHBOUNI.G. (2002).**- Modélisation des ressources en eaux souterraines de la plaine du Haouz de Marrakech (Maroc). Proceedings Intern. Workshop on Water in the Mediterranean Basin. Watmed 2002. Tunisie.
- ACHACHI . A., KERZABI.R., ROSTANE.R. (1993).**- Rapport final des travaux de forage de Maghnia 1, 2, 3. D.H.W. Tlemcen. 18p.
- A.N.R.H. (1988).** – Résultats des pompages d’essai effectués sur puits et forages de Maghnia- plaine des Angads. Direction Régionale Ouest. 85p.
- AMBROISE. B. (1999).**- Genèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré : Modélisation systématique et dynamique. Revue des Sciences de l’eau, 12/1, 123-153.
- AMEUR . M., SAAD.F. (1990).**- Etude hydrogéologique de la plaine de Maghnia. Mém. Ing. Univ. Oran. 192p.
- AVRAM. F. (2006).**- Géostatistique – Régression spatiale – Interpolation optimale. Cours. Ecole des Mines de Paris. 46p.
- AUCLAIR. D., BIEHLER. J. (1967).**- Etudes géologiques des hautes plaines oranaises entre Tlemcen et Saïda. Publ. Serv. Géol. Algérie. Ann. Serv. n°34. pp 3-45., 8 fig.
- BABA-HAMED. K. (2001).**- Contribution à l’étude hydrologique de trois sous bassins de la Tafna (Bassins de Sebdou, de Mouilah et d’Isser). Thèse. Magister. Univ. Oran.195p. 151 fig.
- BABA-HAMED. K., BOUANANI. A., TERFOUS. A., BEKKOUCHE. A. (2005).**- Modèle transitoire de la nappe des alluvions de la plaine d’Hennaya (Tlemcen, NW-Algérie). Journal International de l’Eau et de l’Environnement. Ecole. Nat. Sup.de l’Hydraulique.pp,7-17
- BAGNOULS. F., GAUSSEN. H (1953).**- Saison sèche et indice xérothermique. Bull.Soc.Hist.Nat.88, Toulouse. pp, 193-239.
- BAKKER. M. (2004).**- Modeling groundwater flow to elliptical lakes and through multi-aquifer elliptical inhomogeneities. Advances in Water Ressources 27, Science Direct. Elsevier. pp, 497-506.
- BEAR . J. (1972).**- Dynamics of fluids in porous media. American Elsevier publishers. New York, 764p.

**BENEST. M. (1981).**- La marge nord-gondwanienne de l'Ouest algérien au Jurassique supérieur et à l'Eocrétaçé: les grands traits de l'évolution tectono-sédimentaire mégarythme. Bull. Soc.Géol. France., Paris, 7<sup>e</sup> série., t.XXIII, p.663-672, 2fig.

**BENEST. M. (1982).**- Importance des décrochements sénestres (N-S) et dextres (E-W) dans les Monts de Tlemcen et de Daïa (Algérie occidentale). Revue de Géologie dynamique et de Géographie Physique. Vol. 23, Fasc. 5. p345-362. Paris.

**BENEST. M. (1985).**- Evolution de la plate forme de l'Ouest algérien et du Nord – Est marocain au cours du Jurassique supérieur et au début du Crétaçé : Stratigraphie, milieux de dépôts et dynamique sédimentaire. Thèse. Doct. Géol. Univ. Lyon. Fasc 1., 367p., 107 fig.

**BENEST. M., BENSALAH. M.(1999).**- La couverture mésozoïque et cénozoïque du domaine tlemcenien (avant pays d'Algérie occidentale): Stratigraphie, paléo-environnement, Bull. Serv. Géol. Algérie. 6, n°1, p. 41 - 59, 8 fig.

**BERNARD-MICHEL. C. (2006).**- Indicateurs géostatistiques de la pollution dans les cours d'eau. Thèse. Doct. Ecole des Mines de Paris. 194p.

**BESBES. M., MARSILY. G.de., EMSELLEM.Y. (1974).**- Modèle hydrogéologique de l'ensemble du bassin aquitain. Rapport EMP. CIG. LHM. 7p.

**BEVEN. K. (1989).**- Changing ideas in hydrology. The case of physically-based models. Journal of Hydrology, 105, 157-172.

**BONNET. M. (1965).**- Etude hydrogéologique de la plaine de Maghnia. Rapport S.E.S n°59/ GE. Oran. 45p.

**BONNET. M. (1978).**- Méthodologie des modèles de simulations en hydrogéologie. Thèse Doct. Ing., Inst. Nat. Polytec. Lorraine. Nancy.

**BOUZELBOUDJEN. M. (1987).**- Hydrogéologie et bilan de la nappe d'El Amra – El Abadia par modèles mathématiques (bassin du moyen Chélif, Algérie). Thèse Doct. Ing. Univ. Franche - Comté, Besançon. 186p.

**CASTANY. G., MARGAT. J. (1977).**- Dictionnaire français d'Hydrogéologie. BRGM Ed., Orléans, 249p.

**CHAUVET. P. (1999).**- Aide-mémoire de Géostatistique linéaire. Les Presses. Ecole des Mines de Paris.365p.

**CHILES. J.P ., DELFINER.P. (1999).**- Géostatistics: modelling spatial uncertainty. Wiley. New York. 195p.

**CHILES. J.P. (2004).**- La modélisation géostatistique de la variabilité spatiale et ses applications. Mémoire des Sciences de la Terre. Univ. Pierre et Marie Curie. Acad. Paris. 61p.

**CRAMPON. N (2003).**- La pénurie d'eau annoncée. Constat, causes, conséquences et recherche de solutions. Univ. Artois. Lille. France. 27p.

**DARRICAU-BEUCHER. H. (1981).**- Approche géostatistique du passage des données de terrain aux paramètres des modèles en Hydrogéologie. Thèse Doct. Ing. Ecole. Nat. Sup. des Mines de Paris. 119p.

**DELHOMME. J.P. (1976).**- Applications de la théorie des variables régionalisées dans les sciences de l'eau. Thèse Doct. Ing. Univ. Paris VI. Ecole des Mines. Fontainebleau.

**DJEDA. F. (1987).**- Etude hydrogéologique et simulation par modèles mathématiques de la nappe de Khémis – Miliana (bassin du Haut Chélif, Algérie). Thèse Doct. Ing. Univ. Franche - Comté, Besançon. 185p.

**DEROUANE. J., DAKOURE. D. (2006).**- Etude hydrogéologique et modélisation mathématique du système aquifère du bassin sédimentaire de Taoudeni au Burkina Faso. Colloque International. Gestion des aquifères. 30 mai-1juin 2006. Dijon. France.19p.

**DETAY. M. (1997).**- La prise en conscience de la gestion des ressources en eau : l'investissement. Formation. Colloque BRGM. Vol.1, 271-281. Doc. BRGM 195.

**EL MANSOURI. B., E. CARLIER, N.CRAMPON. (1991).**- Les modèles mathématiques : outils de gestion des systèmes aquifères. Application à la nappe de la plaine de Berrechid (Maroc). VII<sup>ème</sup> Congrè Mondial des Ressources en eau. Rabat, Maroc.

**EL MANSOURI. B. (1993).**- Structure et modélisation quantitative de l'aquifère de Berrechid (Maroc). Validation par l'approche géostatistique. Thèse Doct. Univ. Lille. 231p.

**EIMI. S. (1972).**- L'instabilité des monts de Tlemcen et de Rhar - Roubane (ouest algérien) pendant le Jurassique. Interprétation paléogéographique. C. R. Acad. Géol. France, Paris. pp. 1521 - 1524 ., 1 fig.

**FLIPO. N., EVEN. M., POULIN. M., M.H.TUSSEAU-VUILLEMIN. T., AMEZIANE. T. ( 2003).**- A distributed benthic biofilm model : dynamical biogeochemical functioning at the river scale (the grand morin, France), Ecol, Model..Submitted.

**FOUQUET. C. (2006).**- La modélisation géostatistique des milieux anthropisés. . Mem. Habilitation. Univ. Pierre et Marie Curie. 96p.

**FREISSINET. C. (1998).**- Estimation de l'imprécision dans la modélisation du devenir des produits phytosanitaires dans les sols : une méthode fondée sur la logique floue. La Houille Blanche,8, 14-16.

**GAALOUL. N. (2001).**- Méthodologie des modèles de simulation en hydrologie et gestion des ressources en eau. First International Conference on Saltwater Intrusion and

Coastal aquifers. Monitoring, Modeling and Management. Essaouira, Morocco, April 23-25, 2001.10p.

**GANOULIS. J. (1996).**- Sur la modélisation des phénomènes hydrologiques. Revue. Sci. Eau ,9(4), 421-434.

**GAUME. E. (2002).**- Hydrologie de versants et de bassins versants et modélisation pluie – débit. DEA. Ecole Nationale des Ponts et Chaussées. 71p.

**GLANGEAUD. L. (1955).**- Les déformations plio-quadernaires de l'Afrique du Nord. Géol. Rundsch. Mendig. 1, pp. 181 - 186.

**GOMEZ. E., LEDOUX. E., VIENNOT. P., MIGNOLET. C., BENOÎT. M. (2003).**- Un outil de modélisation intégrée : Application au bassin de la Seine. La Houille Blanche, 3-2003, 38-45.

**GUARDIA. P. (1975).**- Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie nord occidentale. Thèse .Doct. Nice. 256 p., 139 fig., 5 pl.

**GUILLAUME. A. (1977).**- Analyse des variables régionalisées. Traitement du signal dans les sciences de la terre. Doin Editeurs. Paris. 180p.

**HADEF. R., HADEF. A. (2001).**- Le déficit en eau en Algérie : une situation alarmante. Desalination 137. Elsevier. pp, 215-218.

**HANI. A. (2003).**- Analyse méthodologique de la structure et des processus anthropiques : Application aux ressources en eau d'un bassin côtier méditerranéen. Thèse. Doct Etat. Univ. Badji Mokhtar. Annaba. Algérie. 209p.

**JOST. A., VIOLETTE. S., GONCALVES. J., LEDOUX. E. (2006).**- Are large-scale aquifers systems in equilibrium with their environmental conditions? A modelling approach on the example of the paris basin. Colloque International. Gestion des aquifères. 30 mai-1juin 2006. Dijon. France.14p.

**JOSNIN. J.Y., PISTRE. S., DROGUE. C. (2000).**- Modélisation d'un système karstique complexe (bassin de S<sup>t</sup> Chaptes, Gard, France) : un outil de synthèse des données géologiques et hydrogéologiques. Canadian J. of Earth Sci, 2000, t.37, n°10, p.1425-1445.

**KAM. M., MANIA. J., DUFOND. L.,ANSART. M. (1990).**- La modélisation des champs de saumure : position du problème et premières applications. Atelier Intern. Applic. des modèles. math., Tunis, 7-12 mai 1990.10p.

**KINZELBACH. W. (1986).**- Groundwater modelling an introduction with sample programs in basic. American Elsevier publishers. New York, 333p.

**KINZELBACH.W., RAUSCH. R.(1995).**- Aquifer Simulation Model. International groudwater modelling center. Netherlands. 53p.

- KIRALY. L., ZWAHLEN. (1986).**- L'utilisation des modèles de simulation en Hydrogéologie. THEMA, n°8/novembre, pp. 38-48.
- KITANIDIS. P.K. (1996).**- Analytic expressions of conditional mean, covariance and sample functions in geostatistics, Stoch. Hydrol. Hydraulics, 10(4), pp.279 – 294.
- KITANIDIS. P.K. (1997).**- Introduction to Geostatistics. Applications in Hydrogeology. Cambridge University Press, 249p.
- KOTTEGODA. N.T. (1980).**- Stochastic Water. Resources Technology. Macmillan Press LTD. Hong Kong. 384p.
- LABORDE J.P., ASSABA M., BEHLOULI . (2003).**- Les chroniques mensuelles de pluie de bassin. Gestion du Risque-Eau en pays semi aride. Congrès ADENIT, SHF, ENIT, INAT. Tunis. pp. 41-50.
- LAUTZ.L. K., SIEGEL. D.I. (2006).**- Modeling surface and groundwater mixing in hyporheic zone using Modflow and MT3D. Advances in Water Ressources 29, Science Direct. Elsevier. 1618-1633.
- LUCAS. G. (1942).**- Description géologique et pétrographique des Monts de Rhar Roubane et du Sidi El Abed. Bull. Serv. Géol. Algérie, Alger, sér.2, n°16, 539p., 131 fig., 34 pl.
- MANIA. J.(1976).**- Modèle transitoire de la nappe du calcaire carbonifère de la région de Lille à Tourbai. Simulation d'une alimentation artificielle. Bull. BRGM. (2<sup>ième</sup> série).Sec III n°1/2-76,pp 47-61.
- MANIA. J. (1978).**- Gestion des systèmes aquifères. Application au Nord de la France. Soc. Géol. du Nord. Mémoires, t.XV,228p.
- MANIA. J., MEENS. V. (1984).**- L'interface eau douce – eau salée en Flandres françaises. Bull. Soc. Géol de France-7, t.XXVI, n°6 p.1281-1291.
- MANIA. J., DJEDA. F. (1990).**- Hydrogéologie de la plaine alluviale du Haut Cheliff de la région de Khemis – Miliana (Algérie). Bull. Soc. Géol. France. Vol. 8. t.VI. n°3, pp.505-513.
- MANIA. J. (1993).**- Cours d'Hydraulique souterraine. Maîtrise des Sciences et Techniques de Géologie appliquée. Univ. Franche-Comté. 154p.
- MANIA. J. (1997).**- Manuel d'utilisation du logiciel A.S.M.Univ. Franche – Comté. Besançon, 43p.
- MARCOTTE. D. (2006).**- Introduction à la géostatistique et variogrammes. Cours. GLQ 3401. Ecole des Mines de Paris. 67p.

- MARGAT. J. (2000).**- L'eau: matière première stratégique du XXIème siècle – Géologues, n°124, mars 2000. pp.13-18.
- MARSILY. G.de. (1971).**- Mathematical models for hydrologic processes. In computer applications in the earth sciences. Ed. D.F.Merriam. Plenum Press. 97p.
- MARSILY. G.de. (1972).**- Calculs en géologie, simulations en hydrogéologie. Ed. P.Laffitte-Masson. Paris. 626p.
- MARSILY. G.de. (1978).**- De l'identification des systèmes hydrogéologiques. Thèse. Doct. d'Etat Es-sciences naturelles. Univ. Pierre et Marie Curie. Paris VI. 201p.
- MARSILY. G.de. (1981).**- Hydrogéologie quantitative. Collection Sciences de la Terre. Ed. Masson. 215p.
- MARSILY. G.de. (1994).**- Hydrogéologie : comprendre et estimer les écoulements souterrains et le transport des polluants. Ecole des Mines de Paris. Ed. Masson. 224p.
- MATHERON. G (1970).**- Le krigeage universel. Recherche d'estimateurs optimaux en présence d'une dérive. Journées d'étude, Paris, 11 – 12 Mars. 11p.
- MATHERON. G. (1971).**- La théorie des fonctions aléatoires intrinsèques généralisées. Note N – 252. Centre de Géostatistique, ENSMP, Fontainebleau.
- MATHERON. G. (1978).**- Estimer et choisir. Cahiers du Centre de Morphologie Mathématique, n°7. Ecole des Mines de Paris.
- MATHERON. G., ROTH. C., FOUQUET. C.de. (1993).**- Modélisation et cokrigeage de la charge et de la Transmissivité avec conditions aux limites à distance finie. Cahiers de Géostatistique, Fasc3. 25 – 26 mai. Fontainebleau, pp. 61- 76.
- MEKAHLI .L. (1988).**- Le Jurassique inférieur et moyen de la partie occidentale du Horst de Rhar - Roubane (Tlemcen, Algérie occidentale) : Stratigraphie, sédimentologie et cadre dynamique. Thèse Magister. Univ. Oran. 260 p. 102 fig.
- NEUMAN. S.P ., WITHERSPOON. P.A. (1974).**- Finite element method in hydrogeology. Bull. BRGM, 2, III (4), pp 1-82.
- POPER. K. (1985).**- Conjectures et refutations : la croissance du savoir scientifique. Payot.
- RAZACK .M. (1984).**- Application de méthodes numériques et statistiques à l'identification des réservoirs fissurés carbonatés en hydrogéologie. Thèse. Doct. d'Etat. Univ. Sci. Tech. Languedoc, Montpellier, p197.
- RIVOIRARD. J. (1983).**- Remarques pratiques à propos des variances et du variogramme. Centre de Géostatistique. Ecole des Mines. Paris. Fontainebleau. France. 11p.

**RIVOIRARD. J. (1995).**- Concepts et méthodes de la Géostatistique. Centre de Géostatistique. Fontainebleau. France. 95p.

**SAPORTA. G. (1990).**- Probabilités. Analyse des données et statistique. Ed. Technip. Paris. 495p.

**TAIBI. R. (2000).**- Essai de régionalisation des débits des cours d'eau de l'Algérie du Nord. Holding Public de l'eau, Alger. 15 p, . 15 fig., 3 cartes.

**THORNTHWAITE. CW., MATHER. J.R. (1957).**- Instruction and table for computing potential evapotranspiration and the water balance. Drexel. Inst. Technol. Pub. Clim.X(3).

**ZAMMOURI. M., BESBES. M.(1994).**- Représentativité des modèles des grands aquifères. Cas du Continental intercalaire saharien. Hydrogéologie, n°3, pp.25-34, 6 fig.,9 tabl.

**ZOUHRI. L., CARLIER. E., COLBEAUX. J.P. (2001).**- Géométrie et modélisation hydrodynamique d'un aquifère côtier. Cas de la Mamora (Maroc). First International Conference on Saltwater Intrusion and Coastal aquifers. Monitoring, Modeling and Management. Essaouira, Morocco, April 23-25, 2001.6p.

# ANNEXES



## Annexe I

### Précipitations mensuelles à la station de Maghnia (1970-2005)

Années	Sept	Oct	Nov	Déc	Janv	Févr	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	année
1970-71	0.6	12.8	2.3	27.1	92.5	8.9	55	99	177.4	3.4	14	0	493
1971-72	23.1	0.3	122.8	51.4	82.9	62.5	63.2	23.2	67.9	7.6	0.3	0	505.2
1972-73	23.7	58.6	15	32.9	69.1	111.2	123.4	61.6	0.8	1.2	0.3	0	497.8
1973-74	16.2	0.3	12.1	139.9	3.7	153.4	109.2	71.6	0.8	10.9	11.2	0	529.3
1974-75	0.6	36.5	24.4	3.2	12.9	99.9	69.9	256.8	44.4	2.4	1.2	34.4	586.6
1975-76	1.7	5.4	58	9.3	54.5	53.8	24.4	99.5	36.8	3.9	5.1	13.7	366.1
1976-77	14.2	43.3	11.2	63.9	79.8	32.6	32.7	22.7	39.5	2.2	4.4	0.3	346.8
1977-78	0	20	83.4	9.6	33.1	12.1	28.3	74.5	30.2	0	0	3	294.2
1978-79	1.5	32.8	18	15.1	20.9	94.9	22.6	15.1	10.9	5	3.6	1.7	242.1
1979-80	20.6	132.8	44.7	26.6	9.2	73.2	102.6	38.7	17	0	0	0	465.4
1980-81	22.5	19.7	30.8	155.5	41.7	53.4	32.2	38.3	0.7	60.8	0	3.3	458.9
1981-82	4.4	0	0	22	20.5	24.6	8.9	48.4	40.6	0	2.3	15	186.7
1982-83	1.5	28.7	52.7	21.8	0	9.1	27.9	6.1	21.5	0	3.9	0	173.2
1983-84	2	0.1	12.3	54.5	20.5	26	22.2	21.5	107.9	2.5	0	0	269.5
1984-85	11.3	3.2	37.8	24.7	41.4	14.7	29.9	23.7	59.9	0	0	0	246.6
1985-86	6.2	1.1	45.1	34	67.8	48.4	39.3	34.7	0.5	6	0	7.3	290.4
1986-87	3.1	59.6	168.3	26	36.6	68.1	8.8	3.3	13.3	0	5.8	1	393.9
1987-88	15.5	20	23.3	26.5	11.2	24	3.1	18.8	34.9	7.8	2.3	0	187.4
1988-89	9.9	8.5	46.5	5.6	39.4	26.1	84.7	21.6	15.1	5.7	3.1	4.6	270.8
1989-90	9	7.4	26.4	33.6	59.7	0	34.5	76.1	32.3	3.6	4.3	2.2	289.1
1990-91	40.7	10.9	35.8	52.8	18.9	68.2	107.6	9.5	10.1	1	0.9	1.5	357.9
1991-92	47.5	30.2	14	17	5.9	9.6	96	97.7	68.3	43.3	13	0	442.5
1992-93	0	11	20.3	23.5	5	50.7	30.9	67.2	37.3	0.2	0	0.2	246.3
1993-94	12.5	13.6	55.8	11	59	63.4	5.2	18.8	28.5	0.4	2.4	0.5	271.1
1994-95	12.1	19.5	18.3	18	9.8	66	100.1	13.7	2.1	3.2	0	0.6	263.4
1995-96	22.1	19.8	1.1	40.9	108.6	69.9	44.7	66.8	35.1	107.5	17.1	15.1	548.7
1996-97	30	20.1	0.3	38.3	109.5	5.4	14.7	81.5	15.6	1.8	0.7	36.7	354.6
1997-98	67.4	12.7	62.8	77.9	43.6	39.9	30.1	22	69.9	0	0.3	3	429.6
1998-99	8.6	2.3	39.7	10	58.8	36.8	63	0	0.3	1.3	0.3	0	221.1
1999-00	25.5	17.2	47.1	54	0.5	0	6	0.7	49.1	0.5	0	0	200.6
2000-01	16.2	71.4	50	26	31.5	20.6	9.1	4.1	3.3	0	0	8	240.2
2001-02	15.1	27	173.7	24.7	1.8	3	8.3	60.5	36.8	0.5	0	17.4	368.8
2002-03	0	10.3	68.5	14.3	95.5	66.4	20.2	37.7	20.4	3.5	1.8	1.3	339.9
2003-04	4.6	35	32.8	39.2	29.8	17.7	100.5	20	54.8	2	0.3	4.1	340.8
2004-05	0.3	24.5	15.3	35.2	15.7	51.3	23	11	0	0	0	0	176.3
<b>Moyenne</b>	<b>14.0</b>	<b>23.3</b>	<b>42.0</b>	<b>36.2</b>	<b>39.8</b>	<b>44.7</b>	<b>45.2</b>	<b>44.8</b>	<b>33.8</b>	<b>8.2</b>	<b>2.8</b>	<b>5.0</b>	<b>339.9</b>

## Annexe II

### Coordonnées des forages

#### Forages réalisés avant 1990.

Forage		Coordonnées Lambert		
Nouveau N°	N° A.N.R.H	X (Km)	Y (Km)	Z (m)
01	B1	86.500	178.200	431.790
02	B2	95.000	181.200	391.000
03	G3	89.000	177.500	430.000
04	F15	92.200	173.900	460.000
05	A1	92.200	179.750	405.000
06	A3	92.900	179.150	404.000
07	B24	93.400	181.700	394.300
08	Z3	90.800	178.800	415.000
09	F1	84.700	176.100	420.000
10	F3	85.350	176.100	440.000
11	F101	84.300	183.930	435.700
12	F102	80.720	182.870	438.600
13	F110	80.050	182.400	425.050
14	F112	82.870	180.400	432.400
15	F113	82.500	177.700	446.100

#### Forages réalisés après 1990

Forage		Coordonnées Lambert		
Nouveau N°	N° A.N.R.H	X (Km)	Y (Km)	Z (m)
16	MAG.1	91.600	178.750	412.600
17	MAG.2	90.625	178.500	418.050
18	MAG.3	90.450	178.850	417.600
19	MAG.A1	92.500	179.850	400.000
20	MAG.B1	92.750	180.000	400.000
21	MAG.C2	92.500	179.400	404.500
22	Z4	91.900	178.000	420.000
23	ZRIGA	82.450	179.475	431.900

## Annexe III

### Levés piézométriques de la nappe de la plaine de Maghnia durant l'année 1995, septembre 1950 et février 1989

n° puits	coordonnées		Niveaux piézométriques (m)								
	x	y	janv- 95	mars- 95	avr- 95	Mai 95	Juil- 95	août- 95	nov- 95	sept-50 Bonnet	Fevr89 Ameur
1	82.45	179.5	415.5	416	416	416	415.8	415.7	415.5	415.5	420
2	83.8	178.7	419.2	420	419	418.9	418.3	418.2	418	416	424
3	84.6	176	430.9	430.7	430.4	427	426.8	426.4	426	430.5	441
4	91.25	176.25	412.5	413	412.1	411.5	411	410.8	410.6	416	410
5	87.6	178.75	406.6	407	406.6	406	406	405.2	406	409	409
6	92.7	179.25	381.5	385	384.4	383.1	383	382.8	382	393	389
7	97.25	177.5	384.4	386	385.8	384	383.9	383.8	384	406	398
8	94.85	173.9	444.8	445.7	445.6	445	445.4	445.2	445.5	430	425
9	94.9	180.15	369.5	369.5	368.6	368.6	367.5	367.5	367.4	378	378
10	96.5	179.85	366.2	366.5	366.5	366.4	366.4	366.1	366	376	378
11	95.5	176.1	407.5	406.8	406.7	406.6	406.1	406.3	406	412	398
12	95.85	176.56	398.2	399.2	396.8	396	396.3	396.3	396.7	410	403
13	94	173.4	447.3	447.6	447.5	445.5	445.1	445.1	445.6	435	435.5
14	84.4	180.15	411.4	410.8	409.5	407.8	407.8	407.2	407.8	414	416
15	94.5	169.56	500.3	499.4	500	499	498.7	498.6	498	462	456
16	86.45	178.5	411.3	411	410.7	410	409.5	409.2	409	415	415
17	89.25	180.75	389.3	390.5	389.1	389	389.6	389.6	389	398	396
18	99.54	176.34	385.3	387.4	386.6	385	385.4	385.4	386	399	404
19	98.7	178.75	381.4	382	381.9	381	380.8	380.2	378	393	386
20	87.15	177.325	412.1	412.4	411.9	411	411.5	410.6	410	418	412
21	93.46	167	524.3	525.5	524.1	523.6	523.6	523.6	523.5	481	459
22	88.1	175.4	423.3	423	422.2	421.5	421.3	421.1	421	426	427
23	80.45	181.4	415.5	416.1	416	415	415	414.8	414	414	415.5
24	80.9	180.25	416.4	416.6	416.5	415	414.3	414.1	413.5	414	417

## Annexe IV

### Mode de fonctionnement du modèle Hydrodynamique : A.S.M

#### Introduction des données

1<sup>ère</sup> Fenêtre: Menu principal : ASM

Sortie vers MS-DOS .....	(1)
Edition des données du modèle .....	(2)
Calcul des équations .....	(3)
Traçage des isopièzes .....	(4)
Graphique piézométrique .....	(5)
Bilan hydrologique .....	(6)
Lignes de courant, isochrones .....	(7)
Transport.....	(8)
Utilités.....	(9)

2<sup>ème</sup> Fenêtre:

- Le type du modèle

Permanent / Transitoire..... (0/1)

Captif / libre .....

Facteur d'anisotropie .....

- Entrée / Sortie des débits

Nombre d'entrées / Sorties de débits .....

3<sup>ème</sup> Fenêtre:

Permet de fixer le nombre de mailles selon les axes X et Y ainsi que la dimension des mailles.

Maillage du modèle

nombre de maille selon X .....

nombre de mailles selon Y.....

largeur de la maille selon X.....

largeur de la maille selon Y .....

4<sup>ème</sup> Fenêtre:

Sont demandés, les positions X et Y des puits ainsi que les débits successifs.

5<sup>ème</sup> Fenêtre:

C'est une étape importante de l'introduction des paramètres qui nécessite un temps généralement assez long. Le menu se compose de 6 choix présentés comme suit:

piézométrie initiale

coefficient de perméabilité

coefficient d'emménagement

recharge moyenne par les précipitations

côte de base de l'aquifère

flux (- ou +) aux limites

#### Etape de calcul

Le calcul est basé sur la méthode des différences finies:

- Gradients conjugués 1.....(1)
- Gradients conjugués 2.....(2)
- Directions alternées implicites (I.A.D.I).....(3)

**Etape du tracé de la carte piézométrique.**

**Etape de contrôle de la matrice des charges calculées**

**Etape du calcul du bilan hydrogéologique.**

**Etape du tracé des caractéristiques hydrodynamiques**





### Annexe V : Conditions aux limites (G. Castany et J. Margat, 1977)

	LIMITES A CONDITION DE POTENTIEL			LIMITES A CONDITION DE FLUX		
	Points	Lignes	Surfaces	Points	Lignes	Surfaces
LIMITES ETANCHES						
LIMITES D'ALIMENTATION  +	 Puits d'injection	 Cours d'eau infiltrants	 S : Surface filtrante	 Puits d'injection à débit imposé	 Cours d'eau infiltrant à berge et à lit colmaté Limite semi-perméable Cours d'eau perché infiltrant Conduit épandeur noyé	 Surface libre Aire d'infiltration (efficace) (alimentation d'une nappe libre) Aires d'affluence d'aquifères semi-perméable
LIMITES D'EMERGENCES  -	 Sources isolées Puits saturé à débit imposé Press vertical imposé	 Cours d'eau drainants tranchée Galerie drainantes Ou autre ligne de source rapprochés	 Drains sources Aire d'émergence Soi surface de suintement Lac Aire d'émergence submergées S : surface filtrante	 Puits exploités (pompage)	 Conduit karstique noyé Drain enterré, noyé Cours d'eau drainant à berge et lit colmatés	 nappe morte Aire d'exfiltration et d'évaporation (ou évapotranspiration) évaporation aires d'affluence d'aquifères semi-capifs
LEGENDS	Zone non saturée aquifère saturé semi-perméable	imperméable eau libre superficielle profil piézométrique	flux en zone saturée flux en zone non saturée niveau imposé	débit imposé profil de surface- limite		



## Annexe VI

### Méthodes géostatistiques : Variogrammes et Krigeage

---

*Destinée au lecteur non familier à la Géostatistique, cette annexe en présente les notions d'exhaustivité et est volontairement synthétique et intuitif. L'essentiel de ce qui est présenté provient de G. Matheron (1965,1970), J.P. Chilès & P. Delfiner, (1999), J. Rivoirard, (1983, 1995), P. Chauvet, (1999).*

---

#### I- INTRODUCTION

La géostatistique constitue un ensemble de méthodes dont l'objet est l'analyse de la variabilité et l'estimation des phénomènes régionalisés, c'est à dire se déployant de manière structurée dans un espace mono ou pluridimensionnel, dans l'espace complexe ou dans le temps. Ces phénomènes dans un champ  $S$  sont décrits par la donnée d'une ou plusieurs fonctions numériques  $z(x)$  définies sur  $S$ .  $z(x)$  est dite variable régionalisée,  $x$  point de l'espace. Les fondements de ces méthodes se basent sur la théorie probabiliste des fonctions aléatoires (F.A.). Les méthodes d'interpolation prennent en compte la variabilité spatiale des phénomènes physiques à l'inverse des méthodes purement analytiques. La géostatistique en plus d'être un outil d'estimation est aussi un moyen d'analyse et de critique de données (Darricau-Beucher, 1981) dont l'opérateur doit s'assurer du degré de conformité avant utilisation.

Une fonction aléatoire (F.A.)  $Z$  est définie comme suit :

$Z(X, \omega)$ , où :

$X$  : point de l'espace Euclidien

$\omega$  : événement de l'espace probabilisé.

L'espace probabilisé est le triplet  $(\Omega, A, P)$

$\Omega$  : inventaire des états possibles du système

$A$  : ensemble des énoncés de chaque état possible

$P$  : loi de probabilité

Il n'est pas question dans le cadre de ce travail de développer ces méthodes, mais plutôt d'en effectuer une synthèse succincte et ceci dans le souci de clarté et de compréhension du texte, les ouvrages spécialisés cités en référence apporteront tout autre complément désiré.

La principale difficulté qui se pose dans l'application de ces méthodes pour étudier un phénomène naturel est surtout son existence unique telle que l'épaisseur d'un aquifère, sa perméabilité, fracturation d'un réservoir,.... Cette barrière a été surmonté par G. Matheron (1970), le concepteur de cette méthode qui a proposé d'assimiler la mesure unique disponible à une réalisation aléatoire du phénomène par tirage au sort dans l'infinité de cas possibles en fonction de sa loi de probabilité. Par ce biais la démarche probabiliste est rendue possible.

Un champ de valeurs numériques peut être considéré comme une réalisation particulière de la F.A., il se pose en corollaire les problèmes de l'utilisation pratique des outils et résultats de cette théorie. Le premier est la reconstitution de la loi de probabilité de cette F.A. (c'est ce qu'on appelle l'inférence statistique) à partir de

l'unique réalisation du phénomène naturel disponible, ceci n'est envisageable qu'en imposant l'introduction d'hypothèses supplémentaires à l'inférence statistique :

### **I-I- L'hypothèse de stationnarité d'ordre 2**

Une fonction est dite stationnaire si la loi de probabilité des valeurs prises par cette fonction en  $k$  points est invariante par translation de l'ensemble de ces points, et donc on dit qu'un phénomène est stationnaire s'il possède une homogénéité spatiale de nature statistique.

On se limitant à la stationnarité d'ordre 2, on impose aux deux premiers moments (Espérance et covariance de la loi de probabilité de la F.A.) d'être invariants par translation :

1<sup>ère</sup> ordre : l'espérance mathématique est constante :

$$E(Z(x)) = m(x) = m \text{ indépendante de } x$$

2<sup>ème</sup> ordre : la covariance entre deux points  $(x,y)$  ne dépend que du vecteur  $x-y$

$$E((Z(x) - m)(Z(y) - m)) = K(x-y) = K(h)$$

La première condition de l'hypothèse exprime que la moyenne est indépendante du point  $x$ . Cette condition ne veut pas dire que  $Z(x)$  est constante sur tout le domaine, mais que la valeur moyenne de toutes les réalisations de  $Z$  en  $x$  est égale à la moyenne de toutes les réalisations en  $y$  (c'est à dire :  $E(Z(x,\omega)) = E(Z(y,\omega))$ ).

Alors que la seconde exprime que la covariance ne dépende que de la distance séparant les points expérimentaux. Il en découle en particulier que la variance au point  $x$ ,  $\text{Var}(Z(x))$  doit être indépendante du point  $x$ .

$$\text{Var}(Z(x)) = E((Z(x) - m)^2) = K(0)$$

Avec :

$E$  : espérance mathématique

$m$  : moyenne arithmétique (si et seulement si l'ergodicité est vérifiée)

$x$  : point de l'espace défini par ses coordonnées

$Z(x)$  : valeur numérique du phénomène au point  $x$

$K(x-x')$  : covariance entre les points  $x$  et  $x'$

$h$  : module du vecteur  $(x-x')$

$\text{Var}(Z(x))$  : variance au point  $x$

En stationnarité d'ordre 2, on suppose que la variabilité spatiale du phénomène se reproduit identiquement dans diverses parties de l'espace Euclidien étudié. Par conséquent, on contourne la difficulté posée par l'identification d'une V.R. à réalisation unique en F.A. à réalisations multiples en admettant l'identité des multiples réalisations de la F.A. avec la reproductibilité spatiale de la structure de la variable régionalisée (V.R.). Tout ceci sous réserve que l'ergodicité permette l'assimilation de l'espérance d'une F.A. avec une moyenne spatiale (J. Rivoirard, 1983, 1995).

Généralement, le caractère stationnaire suppose une variance à priori finie du phénomène, c'est à dire une dispersion statistique limitée des valeurs, ce qui apparaît souvent trop restrictif pour le cas de phénomènes naturels et on fait appel finalement à l'hypothèse intrinsèque.

## I-II- L'hypothèse intrinsèque

C'est une hypothèse plus faible, elle exige seulement que les accroissements de la F.A. (différence des valeurs en deux points distincts) soient stationnaires à l'ordre 2, c'est à dire pour tout vecteur h, l'accroissement  $Z(x+h) - Z(x)$  possède une espérance et une variance indépendante de x.

$$\begin{aligned} E(Z(x+h) - Z(x)) &= m(h) = 0 && \text{dérive nulle} \\ \text{Var}(Z(x+h) - Z(x)) &= 2\gamma(h) \end{aligned}$$

Moyenne et variance d'accroissement sont indépendantes du point d'appui.

La fonction  $\gamma(h)$  s'appelle Variogramme de la fonction aléatoire intrinsèque.

Cette hypothèse affaiblit la stationnarité d'ordre 2 à une combinaison linéaire de la F.A. dont la somme des poids est nulle. En terme de combinaison linéaire d'une F.A. la stationnarité s'exprime par :

$$E\left[\sum_i \lambda_i Z_i\right] = E\left[\sum_i \lambda_i (Z_i - Z_0)\right] \quad \forall Z_0 \neq Z_i \text{ et } \sum_i \lambda_i = 0$$

$$\text{Var}\left[\sum_i \lambda_i Z_i\right] = -\sum_j \sum_i \lambda_i \lambda_j \gamma_{ij}$$

avec :

$$\gamma_{ij} = \text{Var}[Z_i - Z_j] \text{ et } \sum_i \lambda_i = 0$$

Si la F.A. est à dérive nulle :

$$E\left[\sum_i \lambda_i Z_i\right] = 0$$

## II- LE VARIOGRAMME : OUTIL DE BASE DE LA GEOSTATISTIQUE LINEAIRE EN MODELE F.A. INTRINSEQUE

Le calcul du variogramme permet de décrire d'une façon synthétique la structure du phénomène étudié et permet de savoir dans quelle mesure ce qui se passe en un point ressemble ou non, en moyenne, à ce qui se passe dans son entourage distant de h. En outre, il fait la liaison entre cette structure et la précision avec laquelle pourront être résolus les différents problèmes d'interpolation et d'estimation. Cette liaison se fait en calant un modèle de fonction analytique qui reflète le mieux les moments de la loi spatiale que l'on peut tirer à partir des données sur la V.R. (J.P. Chilès., P. Delfiner, 1999).

Par définition, le variogramme d'une F.A. intrinsèque est :

$$\begin{aligned} \gamma(h) &= \frac{1}{2} \text{Var}[Z(x+h) - Z(x)] \\ \gamma(h) &= \frac{1}{2} E[(Z(x+h) - Z(x))^2] \end{aligned}$$

$2\gamma(h)$  est l'accroissement quadratique moyen entre deux points distants de h.

Par définition, il s'agit d'une fonction :

- symétrique :  $\gamma(h) = \gamma(-h)$



- positive ou nulle.

## II-1- ESTIMATION DU VARIOGRAMME

En supposant qu'une fonction aléatoire satisfait l'hypothèse intrinsèque et que de plus elle soit à dérive nulle, la fonction  $\gamma(h)$  peut être estimée à partir des couples expérimentaux recueillis sur l'unique réalisation accessible de la F.A. Si les points sont régulièrement espacés sur le champ bidimensionnel, le variogramme sera construit par des couples de points alignés dans une même direction et distants respectivement de  $h/$ ,  $2h/$ ,  $3h/$ ....., en appliquant la formule :

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [(Z(x_i + h) - Z(x_i))]^2$$

Si les points expérimentaux sont irrégulièrement répartis, il faudra les regrouper par classe de distance et d'angle ( $h/$ ,  $\theta$  : angle polaire).

Le variogramme est une fonction du vecteur  $h$ , c'est une fonction symétrique et croissante :  $\gamma(h) = \gamma(-h) > 0$ , cette croissance traduit intuitivement la manière dont se détériore une information ponctuelle à mesure qu'augmente la distance au point considéré.

Le variogramme peut être borné :  $\gamma(\infty) = K(0)$  : pour de grandes distances, le variogramme tend vers la variance du phénomène à priori.

L'évolution de la V.R. dans un champ peut être anisotrope (orientation préférentielle dans une distance donnée) ce qui suppose que  $\gamma(h)_{\text{direction 1}} \neq \gamma(h)_{\text{direction 2}}$ . L'anisotropie peut donc être dévoilée en comparant les variogrammes dans les différentes directions. Le calcul du variogramme suivant une direction donnée peut être pris en compte par deux angles  $\alpha$  et  $\alpha_{\text{max}}$  entre 0 et 180°. Le calcul de la direction se fait en prenant

$$\text{tg } \alpha = \frac{y_j - y_i}{x_j - x_i}$$

puis convertis en azimuth. Si on ne suppose pas d'anisotropie, on prendra  $\alpha_{\text{min}} = 0$  et  $\alpha_{\text{max}} = 180^\circ$ . Le variogramme donne donc, à priori, une description synthétique de la structure du phénomène, il convient d'étudier son comportement à faible et à grande distances. Il importe de souligner que le variogramme expérimental n'est qu'un estimateur du véritable variogramme. Il est admis que cet estimateur, obtenu à partir de l'échantillonnage dont l'opérateur dispose, est un estimateur correct (Guillaume, 1977; C, Bernard-Michel, 2006).

### a- Comportement à l'origine

Ce comportement est en relation avec le degré de continuité et de régularité spatiale du Phénomène. Par ordre décroissant, on a (fig. ) :

- allure parabolique (tangente nulle à l'origine), ce comportement met en évidence

un phénomène à haute continuité et à structuration très régulière (puissance de couche par exemple).

- Allure linéaire (tangente oblique à l'origine) : VR. continue en moyenne quadratique, mais non dérivable. Le phénomène présente une structuration moins régulière que la précédente.

- Discontinue à l'origine : variable à effet de pépite (c) : la VR. est très irrégulière. Cette discontinuité s'interprète par l'existence d'une micro-régionalisation d'échelle inférieure à celle du plus petit vecteur h définissable sur les données. Sur le plan pratique, l'effet de pépite pose le problème de la représentativité de l'échelle d'échantillonnage adoptée et / ou de l'incertitude affectant les mesures (Delhomme, 1976).

L'effet de pépite a numériquement un rôle parfaitement comparable à une variance d'erreur de mesure constante (c) sur les données, il a été démontré (de Marsily, 1981 ; Delay, 1991) que l'effet de pépite est un facteur de structure qui augmente la variance de l'erreur d'estimation :

$$\left( E[Z_0^* - Z_0]^2 = \sum_{i=1}^n \lambda_i \gamma_{x_i, x_0} + C + \mu \right)$$

par rapport à une estimation sans pépite ou une estimation bruitée.

aspect plat : variable discontinue à effet de pépite pur, c'est le cas aléatoire pur avec absence totale de corrélation (ou structure) quelle que soit la distance h.

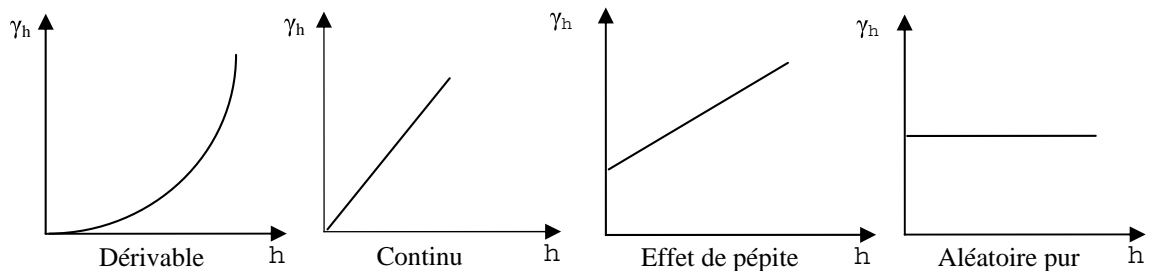


Figure 1 : Comportement du variogramme à l'origine

### b- Comportement aux grandes distances (l'infini)

Pour de grandes valeurs de /h/, le variogramme peut atteindre une valeur limite dite pallier et s'y stabiliser. La distance au delà de laquelle  $\gamma(h)$  ne varie plus est appelée portée, celle-ci renseigne sur l'extension de l'influence d'un point expérimental, cette régionalisation est dite de transition (Guillaume, 1977) : deux points quelconques de l'espace, éloignés d'une distance /h/ supérieure à la portée sont pratiquement indépendants l'un de l'autre (covariance nulle entre  $Z(x+h)$  et  $Z(x)$ ).

A partir des données expérimentales, on pourrait pousser les explications de chacune des fluctuations apparentes du graphe : périodicité, structure gigogne,....., le plus souvent, ces fluctuations sont simplement liées au fait que les différentes valeurs de  $\gamma(h)$  calculées ne sont en réalité que des estimations obtenues avec un petit nombre de couples. Dès lors, il s'avère indispensable d'ajuster des variogrammes expérimentaux à des modèles théoriques simples (expression analytique) qui, seuls, garantissent la cohérence mathématique nécessaire pour les calculs ultérieurs (krigeage) (Delhomme, 1976).

### c- Variogramme de transition

Si au-delà de la portée (fig. ), le variogramme tend vers une limite appelée palier, il existe là un schéma de transition (ou encore variogramme de transition. Pour des distances supérieures à la portée, les valeurs de la variable ne sont plus corrélées d'un point à un autre. En indiquant la zone d'influence d'un point, la portée mesure donc la taille moyenne du phénomène, tandis que le palier caractérise son amplitude moyenne.

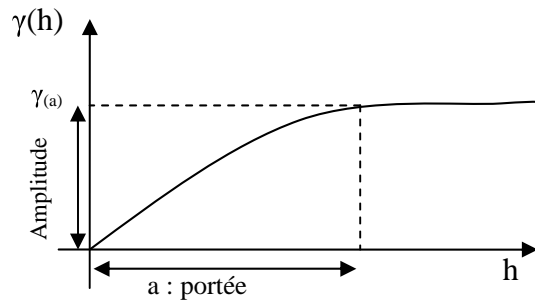


Figure 2 : Variogramme à palier

#### d- dérive

Lorsqu'il existe une dérive, la portée n'existe pas et pratiquement le comportement du Variogramme expérimental est parabolique souvent dès l'origine. Exceptionnellement cependant, ce variogramme peut être borné si la dérive est périodique ou quasi périodique. La dérive est souvent liée à une anisotropie géométrique (le variogramme a la même allure dans toutes les directions, seule la pente à l'origine change et les portées, si elles existent, sont distribuées sur une ellipse). Lorsque l'échelle du travail est relativement grande, le variogramme expérimental peut prendre une allure parabolique au delà d'une certaine distance "seuil". Pour des interpolations faites à des distances inférieures à ce seuil, l'hypothèse de stationnarité au sens large peut être adoptée et l'influence de la dérive est négligée si dans ce voisinage le variogramme est isotrope et ne dépend pas du point d'application.

## II-2- AJUSTEMENT DU GRAPHE $\gamma(h)$ A UN MODELE THEORIQUE

Après l'étape de la mise en évidence des caractéristiques structurales du phénomène étudié, la géostatistique se propose un second objectif celui de fournir une connaissance optimale du phénomène en tout point du champ d'investigation. C'est l'estimation par extrapolation ou interpolation du phénomène à partir des données disponibles.

C'est le but de la méthode de krigeage qui par l'intermédiaire du variogramme, intègre la structuration du phénomène. Les modèles théoriques de variogramme les plus fréquemment utilisés pour lisser la fonction expérimentale sont les modèles de puissance, les modèles sphériques, exponentielles et gaussiens.

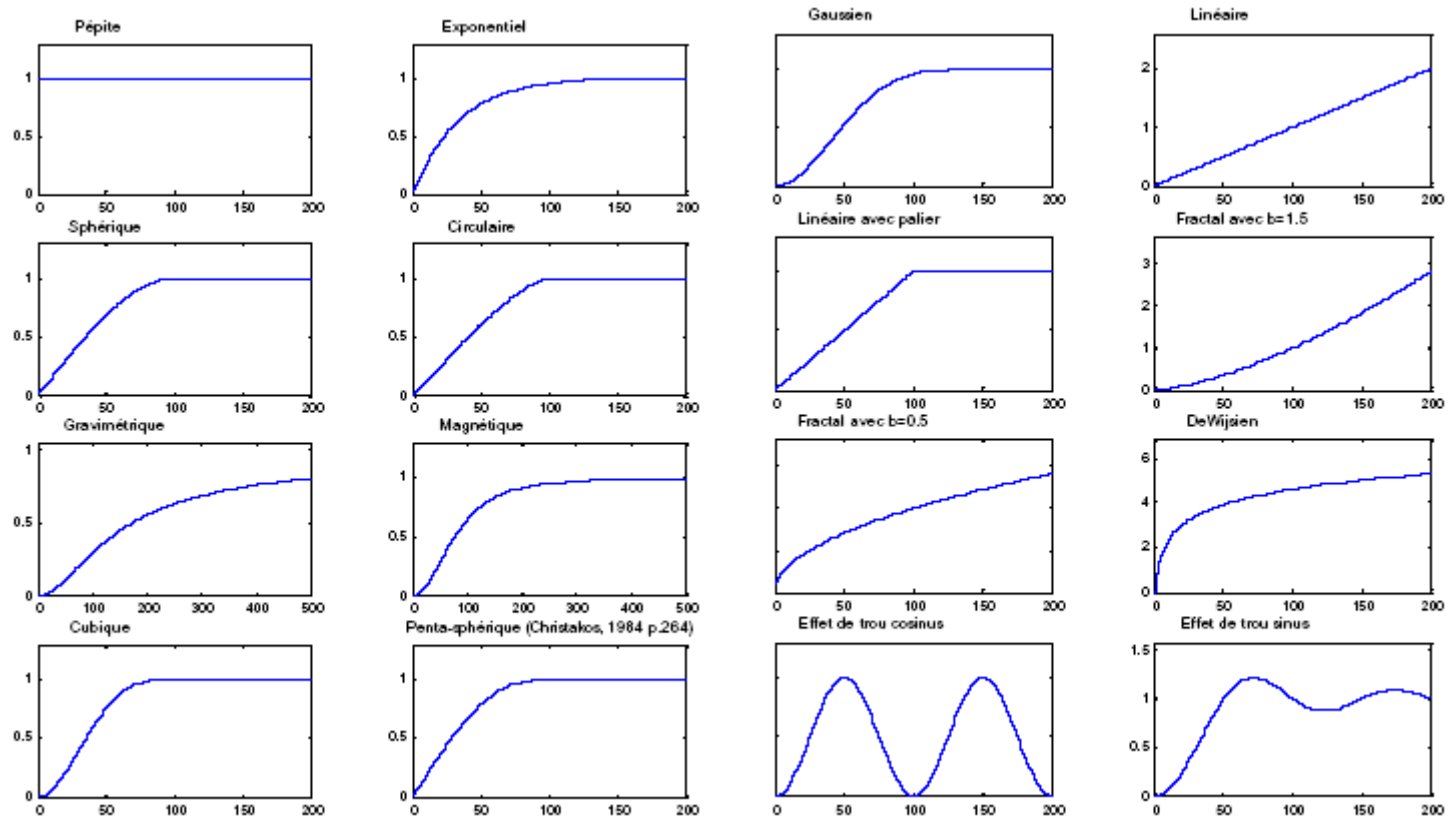


Figure 3.a : principaux modèles de variogrammes utilisés.

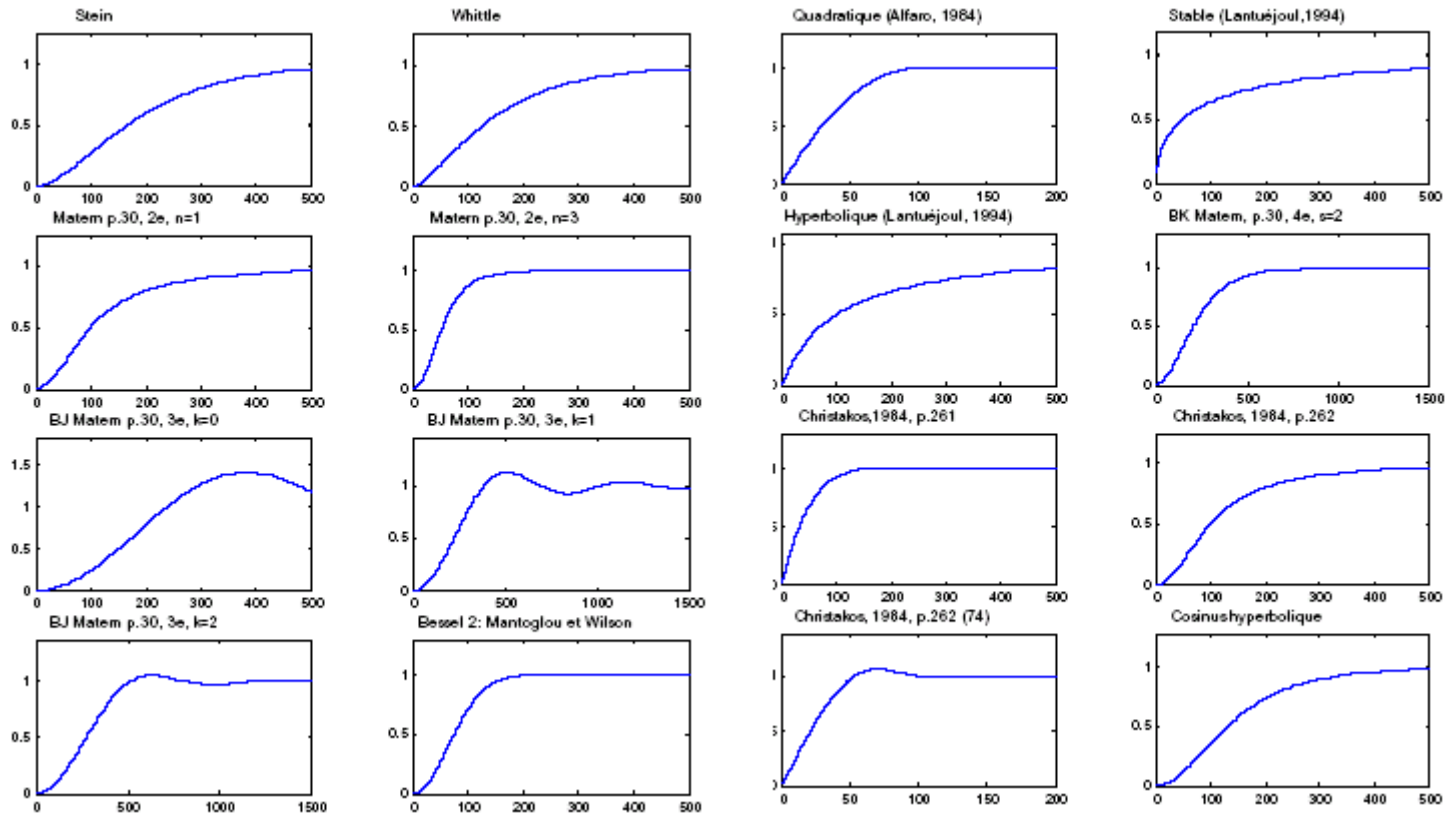


Figure 3.b : principaux modèles de variogrammes utilisés.



### III- LE KRIGEAGE

L'originalité de la méthode de krigeage réside dans l'intuition fondamentale suivante : la précision de l'estimation de la valeur que prend un phénomène en un point (ou bien une moyenne sur une zone donnée) dépend de deux facteurs : l'un de nature géométrique, l'autre de nature structural, (G. de Marsily, 1978). La géométrie du problème c'est à dire les positions relatives des points de mesure entre eux et par rapport au point (ou à la zone) à estimer est importante : un point bien entouré de points expérimentaux peut être estimé avec plus de précision qu'un point situé dans une zone mal reconnue. Il tient aussi compte de la structure du phénomène étudié : éventuelle tendance à grande échelle (dérive) et surtout variabilité. L'interpolation est plus aisée dans un phénomène continu que dans un phénomène chaotique.

Cette variabilité est caractérisée par une fonction de nature probabiliste : le variogramme qui traduit la façon dont se détériore l'information apportée par une mesure ponctuelle quand on s'éloigne de ce point connu. Pour estimer la valeur en un point non expérimental. Le krigeage prend en compte ces différents éléments pour fournir, à l'aide d'une pondération des valeurs expérimentales du voisinage, l'estimation la plus précise possible (optimale) sans « sur » ou « sous » évaluation systématique (sans biais) ainsi que la précision de cette estimation sous la forme d'une variance d'erreur d'estimation ou de sa racine carrée., l'écart -type de l'erreur d'estimation.

#### Estimation d'un paramètre en modèle probabiliste

Le principe général du krigeage conduit à définir une valeur  $Z_{x_0}^*$  estimée en  $x_0$ , comme combinaison linéaire de toutes les valeurs mesurées disponibles, il procède donc par pondération et fait l'articulation entre la structure du phénomène caractérisée par le variogramme et la précision d'une estimation (Delhomme, 1976,1978) en respectant des conditions de calcul (linéarité, Autorisation, Universalité, Optimalité ou minimisation (L.A.U.O)).

#### III-1- KRIGEAGE SIMPLE (ABSENCE DE DERIVE)

On a n points expérimentaux connus de la variable  $Z(x)$ , et on désire estimer une quantité  $Z_0$  fonctionnelle linéaire de la variable, trois cas peuvent être l'objet d'application :

a-  $Z_0^* = Z(x_0)$  : valeur prise par Z au point  $x = x_0$

b-

$$Z_0^* = \frac{1}{S} \int_{s_0} Z(x_0) dx$$

:Valeur moyenne de  $Z(x)$  sur la maille  $s_0$  de surface S centrée au point  $x = x_0$

c-

$$Z_0^* = \frac{1}{S} \int_S Z(x) ds$$

:Valeur moyenne de  $Z(x)$  sur le domaine S

Ces trois cas englobent les problèmes rencontrés en hydrogéologie, cartographie, l'initialisation des modèles numériques et du calcul des lames d'eau sur un bassin

versant.

**a- Estimation ponctuelle**

Lors de l'estimation, et si on se place sous l'hypothèse de stationnarité d'ordre 2, deux

cas peuvent se poser : m est connu ou inconnu. Si on considère le premier cas, on peut supposer que m=0 ou ce qui est équivalent, transformer la variable z(x) en z(x)-m afin d'avoir une V.R. et donc une F.A. Z(x) à moyenne nulle.

En appliquant la démarche L.A.U.O, nous avons :

a-

$$Z^* = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z_i$$

b- l'erreur est une combinaison linéaire :

$$e = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z_i - Z_0$$

et puisque le processus est stationnaire, on peut kriger avec  $K_{ij}$

c-

$$E\left[\sum_{i=1}^n \lambda_i Z_i - Z_0\right] = 0, \text{ or } \forall i, E[Z_i] = 0$$

d - optimum  $\text{var}\left[\sum_{i=1}^n \lambda_i Z_i - Z_0\right]$  minimum

Or sous l'hypothèse de la stationnarité d'ordre 2, nous avons :

$$\text{var}\left[\sum_{i=1}^n \lambda_i Z_i - Z_0\right] = + \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \lambda_i \lambda_j K_{ij} - 2 \sum_{i=1}^n \lambda_i K_{i0} + K_0$$

Cette expression est minimale si et seulement si la dérivée aux  $\lambda_i$  est nulle et nous obtenons le système de krigeage dans le cadre de la stationnarité :

$$\sum_{j=1}^n \lambda_j K_{ij} = K_{i0}$$

$$i = 1, \dots, n$$

et la variance de l'erreur est définie par :

$$\text{var}[Z_0^* - Z_0] = - \sum_{i=1}^n \lambda_i K_{i0} + K_0$$

dans le cas où la moyenne m est inconnue, on ne peut plus se ramener au processus de moyenne nulle. En suivant le principe L.A.U.O, nous aurons :

\*  $Z^* = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z_i$

erreur e est :

$$e = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z_i - Z_0$$

\* Pas de contrainte

\*  $E\left[\sum_{i=1}^n \lambda_i Z_i - Z_0\right] = \sum_i \lambda_i m - m = 0 \Rightarrow \sum_i \lambda_i = 1$

\* Optimalité :

$$\text{var}\left[\sum_{i=1}^n \lambda_i Z_i - Z_0\right]$$

est contraint par :

$$\sum_i \lambda_i = 1$$

on ajoute alors le terme de contrainte par la technique classique des multiplicateurs de Lagrange.

$$\text{var}[Z_0^* - Z_0] = \text{var}\left[\sum_{i=1}^n \lambda_i Z_i - Z_0\right] + 2\mu\left(\sum_{i=1}^n \lambda_i - 1\right)$$

est minime si :

$$\frac{\partial}{\partial \lambda_i} (\text{var}[Z_0^* - Z_0]) = 0$$

et

$$\frac{\partial}{\partial \mu} (\text{var}[Z_0^* - Z_0]) = 0$$

si  $\mu \neq 0$ , il a été démontré que :

$$(\text{var}[Z_0^* - Z_0]) = + \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \lambda_i \lambda_j K_{ij} - 2 \sum_{i=1}^n \lambda_i K_{i0} + K_0$$

$$Q = \text{var}\left[\sum_{i=1}^n \lambda_i Z_i - Z_0\right] + 2\mu\left(\sum_{i=1}^n \lambda_i - 1\right) =$$

$$+ \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \lambda_i \lambda_j K_{ij} - 2 \sum_{i=1}^n \lambda_i K_{i0} + K_0 + 2\mu\left(\sum_{i=1}^n \lambda_i - 1\right)$$

est minimale si :

$$\frac{\partial}{\partial \lambda_i} (Q) = 0, \forall i = 1, \dots, n \Rightarrow +2 \sum_{j=1}^n \lambda_j K_{ij} + 2\mu = K_{i0}$$

$$\frac{\partial}{\partial \mu} (Q) = 0$$

$$\text{et } \sum_{i=1}^n \lambda_i = 1$$

On a donc une équation et une inconnue de plus par rapport au cas précédent (dérivée connue).

La variance de l'erreur est définie par :

$$\text{var}[Z_0^* - Z_0] = - \sum_{i=1}^n \lambda_i K_{i0} + K_0 - \mu$$

La confiance à accorder à la valeur au point krigé est d'autant plus faible que la variance d'estimation est grande pour ce point.

En modèle de Fonction Aléatoire intrinsèque, la construction du système de krigeage suit le même processus que précédemment, simplement cette fois, c'est l'autorisation qui fixe la contrainte :

$$\sum_{i=1}^n \lambda_i = 1$$

donc l'optimum est contraint par :

$$\sum_{i=1}^n \lambda_i = 1$$

C'est à dire on a :

$$Q' = \text{var} \left[ \sum_{i=1}^n \lambda_i Z_i - Z_0 \right] + \mu \left( \sum_{i=1}^n \lambda_i - 1 \right)$$

est minimale si :

$$\frac{\partial Q'}{\partial \lambda_i} = 0 \text{ et } \frac{\partial Q'}{\partial \mu} = 0$$

Le formalisme du système de krigeage est comparable à celui du krigeage en F.A. stationnaire en remplaçant les fonctions de covariances ( $k_{ij}$ ) par les fonctions intrinsèques  $-\gamma_{ij}$

### b- Estimation par unité de surface

Le principe est d'estimer  $Z_0^*$  : valeur moyenne de la F.A intrinsèque et sur une surface  $S_0$

$Z(x)$  dont on connaît une réalisation ponctuelle sur une surface  $S_0$ .

$$\bar{Z}_0 = \frac{1}{S_0} \int_{S_0} Z(x_0) dx_0$$

Pour estimer  $Z_0^*$ , on adopte une moyenne pondérée des n données disponibles.

Le problème est donc de trouver les poids qui donnent la meilleure estimation possible par l'interprétation probabiliste de la V.R. et la fonction intrinsèque  $Z(X)$  dont  $z(x)$  est censée d'être une représentation.

En appliquant le même principe que précédemment (c'est à dire : Linéarité, Autorisation, Universalité, Optimum) :

\*- on estime :

$$\bar{Z}_0 \text{ par } \bar{Z}_0^*$$

estimateur tel que :

$$\bar{Z}_0^* = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z_i(x_i)$$

Soit une combinaison linéaire à somme de pondérateurs égale à un. L'erreur de l'estimation est e :

$$e = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z_i - \bar{Z}_0$$

c'est une somme de pondérateurs égale à :

$$\left( \frac{1}{S_0} \right) \int_{S_0} dx_0 = 1$$

on aura une combinaison linéaire autorisée si :

$$\sum_{i=1}^n \lambda_i = 1$$

$$*-E[\bar{Z}_0^* - \bar{Z}_0] = 0$$

ceci est vrai par définition puisque toute C.L.A. de Z F.A intrinsèque sans dérive est à espérance nulle.

$$* - \text{var}[\bar{Z}_0^* - \bar{Z}_0] = - \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \lambda_i \lambda_j \gamma_{ij} + 2 \sum_{i=1}^n \lambda_i \gamma_{is} - \gamma_{ss}$$

avec :

$\gamma_{ij} = \gamma(x_i - x_j)$  : la valeur du variogramme entre deux points expérimentaux  $x_i$  et  $x_j$

$$\gamma_{is} = \frac{1}{S} \int_S \gamma(x - x') dx dx'$$

valeur moyenne du variogramme entre deux points décrivant indépendamment le domaine S.

Soit :

$$Q = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \lambda_i \lambda_j \gamma_{ij} + 2 \sum_{i=1}^n \lambda_i \gamma_{is} - \gamma_{ss}$$

la minimisation de Q sous la contrainte E :

$$E = \sum_{i=1}^n \lambda_i - 1 = 0$$

se fait en introduisant un multiplicateur de Lagrange  $\mu$  et en annulant les dérivées partielles par rapport aux différences  $\lambda_i$  de la quantité :  $Q + 2\mu E$ , c'est à dire :

$$\frac{\partial}{\partial \lambda_i} \left[ \text{var} [\bar{Z}_0^* - \bar{Z}_0] + 2 \mu \left( \sum_{i=1}^n \lambda_i - 1 \right) \right] \Leftrightarrow - \sum_{j=1}^n \lambda_j \gamma_{ij} + \mu = - \gamma_{is}$$

$i=1, \dots, n$

$$\frac{\partial}{\partial \mu} \left[ \text{var} [\bar{Z}_0^* - \bar{Z}_0] + 2 \mu \left( \sum_{i=1}^n \lambda_i - 1 \right) \right] \Leftrightarrow \lambda_i = 1$$

On aboutit à un système linéaire : système de krigeage simple :

$$\left. \begin{cases} \sum_{j=1}^n \lambda_j \gamma_{ij} + \mu = -\gamma_{is} \\ \sum_{j=1}^n \lambda_j = 1 \end{cases} \right\} \text{avec } i = 1, \dots, n$$

C'est un système de n+1 équations à n+1 inconnus (les n points et le multiplicateur de Lagrange  $\mu$ ) qu'on peut écrire matriciellement :

$$\begin{pmatrix} 0 & -\gamma_{12} & \dots & -\gamma_{1n} & \dots & 1 \\ -\gamma_{21} & 0 & \dots & -\gamma_{2n} & \dots & 1 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ -\gamma_{n1} & -\gamma_{n2} & \dots & 0 & \dots & 1 \\ 1 & \dots & \dots & 1 & \dots & 0 \end{pmatrix} * \begin{pmatrix} \lambda_1 \\ \lambda_2 \\ \dots \\ \lambda_n \\ \mu \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} -\gamma_{1s} \\ -\gamma_{2s} \\ \dots \\ -\gamma_{ns} \\ \dots 1 \dots \end{pmatrix}$$

$$A * B = C$$

La solution peut être obtenue par l'inversion de la matrice A :  $(B=A^{-1}C)$ . les poids  $\lambda_i$  trouvés sont reportés dans l'expression :

$$\bar{Z}_0^* = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i)$$

qui permet d'obtenir la valeur estimée par krigeage. Sa variance d'estimation est :

$$\sigma^2 = \text{var}[Z_0^* - Z_0] = \sum_{i=1}^n \lambda_i \gamma_{is} - \gamma_{ss} - \mu \quad \text{matriciellement } \sigma^2 = \overline{BC} - \gamma_{ss}$$

Pour l'estimation ponctuelle, comme d'ailleurs pour celles de moyens par maille, il y a autant de systèmes de krigeage que de points (ou de mailles) à estimer. Si l'on prend en compte à chaque fois la totalité des données disponibles (voisinage unique), on peut remarquer que seul le second membre du système change. On pourra alors tirer parti de ce fait en inversant une fois la matrice du système de krigeage.

Mais généralement, le nombre de points expérimentaux est trop important pour pouvoir procéder ainsi sans allonger par trop le temps de calcul et compromettre la précision des résultats, de plus quand le variogramme est à palier on n'a aucun intérêt à utiliser des points expérimentaux plus éloignés que la valeur du palier, on reformera alors chaque fois le système de krigeage en ne retenant que les données inscrits dans un rayon choisi par l'opérateur, on parle de voisinage glissant.

### III-2- KRIGEAGE UNIVERSEL (KRIGEAGE AVEC DERIVE)

C'est le cas où l'hypothèse de moyenne constante ne peut pas être maintenue (piézométrie d'une nappe, précipitations liées à l'orographie.....) :

Dans ce cas, on supposera que l'espérance mathématique de la F.A.Z(x) est une fonction telle que :

qui varie lentement et régulièrement suivant une  $m(x) = E[Z(x)]$

échelle donnée et à laquelle on donnera le nom de dérive.

On choisit de représenter m(x) par l'expression suivante :

$$m(x) = \sum_{L=0}^K a_L f^L(x)$$

Avec  $a_L$  : coefficients inconnus

$f^L$  : monômes donnés

Si on considère que le phénomène se développe dans le plan, l'expression de la dérive en un point de coordonnées (X,Y) est :

$$m(X,Y) = a_0 + a_1 X + a_2 Y$$

est la dérive linéaire

$$m(X,Y) = a_0 + a_1 X + a_2 Y + a_3 X^2 + a_4 XY + a_5 Y^2$$

c'est l'expression de la dérive quadratique.

On a alors :

$$E[Z(x_i)] = m(x_i) = \sum_{L=0}^K a_L f^L(x_i)$$

si on krige des valeurs moyennes ponctuelles, on a :

$$E\left[\sum_{i=0}^n \lambda_i Z_i\right] = \sum_{i=1}^n \lambda_i \sum_{L=0}^K a_L f^L(x_i)$$

et la condition de non biais s'écrit :

$$E[Z_0^* - Z_0] = \sum_{L=1}^K a_L \left(\sum_{i=1}^n \lambda_i f_i^{x_i} - f_{x_0}^L\right) = 0$$

ceci indépendamment de  $a^L$ , d'où :

$$\sum_{i=1}^K \lambda_i f_i^L - f^L = 0$$

$$L=0, \dots, K$$

Si on prend :

$$f_x^0 = 1$$

on retrouve :

$$\sum_{i=1}^n \lambda_i - 1 = 0$$

Le calcul est donc identique au cas précédent, simplement la minimisation de la forme quadratique doit se faire maintenant sous les k+1 contraintes exprimant la condition de non biais. k+1 multiplicateurs de Lagrange  $\mu_0, \dots, \mu_k$  sont introduits et on aboutit au système suivant à n+k+1 inconnues :

$$-\sum_{j=1}^n \lambda_j \gamma_{ij} + \sum_{l=0}^k \mu_l f_i^L = -\gamma_{i0} \quad i = 1, \dots, n$$

et

$$\sum_{j=1}^n \lambda_j f_j^L = f_0^L \quad L=0, \dots, k$$

Le système de krigeage universel peut alors se mettre par exemple sous la forme matricielle suivant :

$$\begin{pmatrix} 0 & \dots & -\gamma_{12} & \dots & -\gamma_{1n} & \dots & 1 & \dots & f_1^1 & \dots & f_1^k \\ -\gamma_{21} & \dots & 0 & \dots & -\gamma_{2n} & \dots & 1 & \dots & f_2^1 & \dots & f_2^k \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ -\gamma_{n1} & \dots & -\gamma_{n2} & \dots & 0 & \dots & 1 & \dots & f_n^2 & \dots & f_n^k \\ 1 & \dots & 1 & \dots & 1 & \dots & 0 & \dots & 0 & \dots & 0 \\ f_1^1 & \dots & f_2^1 & \dots & f_n^1 & \dots & 0 & \dots & 0 & \dots & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ f_1^k & \dots & f_2^k & \dots & f_n^k & \dots & 0 & \dots & 0 & \dots & 0 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \lambda_1 \\ \lambda_2 \\ \dots \\ \lambda_n \\ \mu_1 \\ \mu_2 \\ \dots \\ \mu_k \end{pmatrix} * \begin{pmatrix} -\gamma_{12} \\ -\gamma_{12} \\ \dots \\ -\gamma_{12} \\ \dots 1 \dots \\ f_0^2 \\ \dots \\ f_0^k \end{pmatrix}$$

et la variance du krigeage universel s'écrit :

$$\sigma^2 = \sum_{i=1}^n \lambda_i \gamma_{i0} - \sum_{L=0}^k \mu_L f_{x_0}^L$$

Dans l'expression de la variance d'estimation, interviennent d'une part le variogramme qui exprime la structure du phénomène et d'autre part les paramètres  $\lambda_i$  liés à la configuration géométrique des données expérimentales, c'est à dire que  $\sigma^2$  ne dépend que de la disposition des points expérimentaux et la structure spatiale du phénomène et non des valeurs de la variable. Cette propriété du krigeage est utilisée pour quantifier le gain d'information découlant par exemple de l'implantation d'un ou de plusieurs points de mesure (G.De Marsily, 1978 ; M. Razack, 1984), ce gain est calculé par :

$$\sigma^2 = \frac{\sigma_1^2 - \sigma_2^2}{S_1^2} \text{ avec } : \sigma_1^2 > \sigma_2^2$$

où :

$\sigma_1^2$  : variance d'estimation avant implantation du (ou des) nouveau(x) point(s)  
 $\sigma_2^2$  : variance d'estimation après implantation du (ou des) nouveau(x) point(s)

### III-3- Quelques propriétés du krigeage (Cas général)

Le système du krigeage prend bien en considération les éléments suivants :

- la position relative du domaine à estimer et des points expérimentaux,
- la position relative des points expérimentaux entre eux,
- la structure du phénomène à travers le variogramme.

Lorsque un point  $x_0$  coïncide avec un point expérimental, la solution du système es

$\lambda_i = 1$  et  $\lambda_j = 0$  pour  $j \neq i$  et donc  $Z_0 = Z(x_0)$  et la variance  $\sigma^2 = 0$ . On peut donc dire que le krigeage est un interpolateur exact. (P.K..Kitanidis, 1997; P.Chauvet,1999).

Le système du krigeage et sa variance, ne font intervenir que la structure et la configuration géométrique des données et du domaine à estimer. Cette variance ne dépend pas des valeurs expérimentales (C. Fouquet, 2006).

**Titre de la thèse : Hydrodynamique et modélisation d'une nappe alluviale, validation par l'approche géostatistique. Application à la nappe de la plaine de Maghnia**



## Résumé

Dans l'Ouest de l'Algérie s'étend la plaine de Maghnia, qui renferme dans son sous-sol un potentiel hydrique important. Cette ressource subit une surexploitation inquiétante, d'où l'intérêt de cette étude considérée comme un pas vers une gestion rationnelle des ressources en eau de la région. Cette étude a permis principalement :

- L'identification de la géométrie et de la structure du réservoir alluvionnaire.
- L'utilisation d'un modèle mathématique basé sur la méthode des différences finies, avec des conditions en régime transitoire. Ce modèle conduit à l'estimation des valeurs de perméabilité, coefficient d'emmagasinement, coefficient de diffusivité et la détermination de l'impact des débits prélevés sur l'évolution piézométrique de la nappe.
- l'approche géostatistique de certains paramètres hydrogéologiques de la nappe comme deuxième approche d'identification, a fourni des informations complémentaires à celles obtenues par la méthode numérique :
  - La validation du modèle hydrodynamique : les résultats du modèle numérique et ceux de la méthode géostatistique sont concordants.
  - L'estimation de certains paramètres hydrogéologiques sur la totalité du domaine d'investigation.

**Mots-clés** : Algérie – Plaine de Maghnia – Ressources en eau — Structure – Modèle mathématique - différences finies – Calage – Transitoire – Géostatistique – Validation.

In the West of Algeria extends the plain from Maghnia, which contains in its under-ground a significant hydrous potential. This resource undergoes a worrying overexploitation, from where interest of this study considered as a step towards a rational management of the water resources of the area. This study allowed mainly:

- Identification of the geometry and the structure of the alluvial aquifer.
- The use of a mathematical model based on the finite difference method, with unsteady state conditions. This model led to the estimate of the values of permeability, coefficient of storage, coefficient of diffusivity and determination of the impact of the flows taken on the piezometric evolution of the watertable.
- The geostatistic approach of certain hydrogeologic parameters of the watertable like second approach of identification, provided additional information to those obtained by the numerical method:
  - Validation of the hydrodynamic model : the results of the digital model and those of the geostatistic method are concordant.
  - The estimate of hydrogeologic parameters on the totality of the field of investigation.

**Key words** : Algeria - Plain of Maghnia - water Resources - Structure - Mathematical model - finite difference - Calibration – unsteady - Géostatistic - Validation.

## Abstract



This document was created with Win2PDF available at <http://www.win2pdf.com>.  
The unregistered version of Win2PDF is for evaluation or non-commercial use only.  
This page will not be added after purchasing Win2PDF.