

Utilisation d'essais hydrauliques à différentes échelles pour caractériser les propriétés des réseaux de fractures dans la couche fracturée altérée d'un aquifère de socle

Use of hydraulic tests at different scales to characterize fracture network properties in the weathered-fractured layer of a crystalline rock aquifer

Jean-Christophe MARECHAL⁽¹⁾, Benoît DEWANDEL⁽¹⁾, Shakeel Ahmed⁽²⁾

(1) BRGM, Water Environment & Ecotechnologies Division

(2) NGRI, National Geophysical Research Institute, Indo-French Center for Groundwater Research

jc.marechal@brgm.fr, b.dewandel@brgm.fr, shakeelahmed@ngri.res.in

I. INTRODUCTION

Les aquifères de socle occupent généralement les premières dizaines de mètres sous la surface du sol. Les caractéristiques hydrogéologiques (perméabilité et emmagasinement) du manteau d'altération et du socle fracturé sous-jacent dérivent premièrement des processus géomorphologiques d'altération profonde et d'érosion. Le profil d'altération classique (Figure 1) est composé des couches suivantes (de haut en bas), qui chacune possèdent des propriétés hydrodynamiques spécifiques (Dewandel et al. 2006):

- Manteau d'altération non consolidé (altérite), d'épaisseur variable, dérivé de la décomposition prolongée *in-situ* du socle. Habituellement, cette couche non consolidée possède une porosité élevée et une faible perméabilité (Acworth 1987). Lorsqu'elle est saturée, cette couche constitue le réservoir de l'aquifère;
- Couche fissurée-altérée, généralement caractérisée par une densité de fractures décroissant avec la profondeur (Maréchal et al. 2004). Ces fractures pourraient être dues aux contraintes générées par le refroidissement du magma, l'activité tectonique postérieure ou les processus de décompression lithostatique (Acworth 1987). De récents travaux (Wyns et al. 2004, Lachassagne et al. 2011) tendent à démontrer qu'elles résulteraient également du processus d'altération lui-même;
- Le socle sain, perméable seulement localement à l'aplomb de fractures d'origine tectonique. Dans les aquifères de socle, de telles structures ont été étudiées dans de nombreux pays (Canada, Angleterre, Finlande, Suède, Suisse, Etats Unis) aux travers de divers programmes d'études de sites de stockage des déchets nucléaires. Cette partie du profil ne fait pas l'objet de cet article.

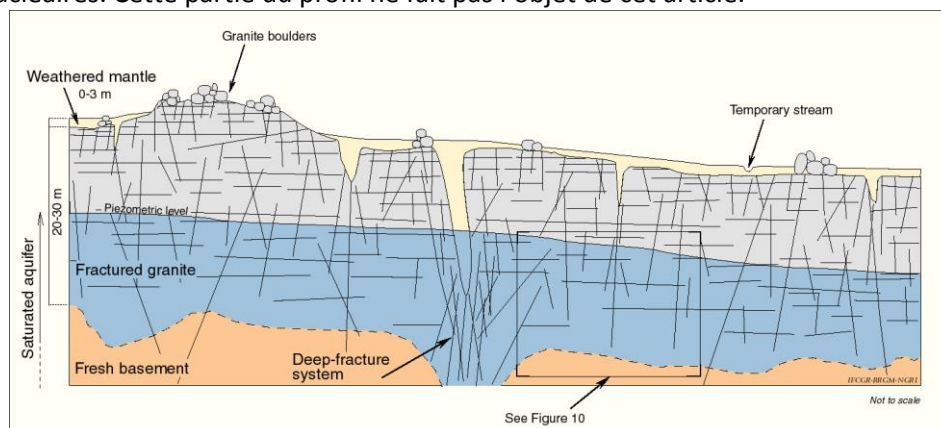


Figure 1 - Profil géologique simplifié d'un aquifère de socle, modifié d'après Wyns et al. 2004, en accord avec l'épaisseur et la géométrie de couches correspondant au cas étudié (Dewandel et al. 2006).

Parmi ces trois horizons, l'horizon fissuré-altéré assure la fonction transmissive de l'aquifère et est capté par la plupart des puits réalisés dans les régions de socle. Cet article se concentre sur la caractérisation spatiale et hydrodynamique de ces fractures au moyen d'essais hydrauliques sur le même site.

II. ZONE D'ETUDE

Situé à 30 kilomètres au sud de Hyderabad (Andhra Pradesh, Inde, Figure 2), le bassin de Maheshwaram (53 km²) est principalement composé de granites archéens. La majeure partie du bassin est constituée de granite à biotite alors que des granites leucocrates (moins riches en biotite), intrusifs, couvrent la partie sud-ouest du bassin. Le profil d'altération a pu être observé dans de nombreux 'dugwells' utilisés par les fermiers pour l'irrigation. Le profil d'altération est généralement tronqué par l'érosion, il présente quelques décimètres de sol rouge, un manteau d'altération non consolidé d'épaisseur assez homogène inférieure à trois mètres et 20 à 40 m de zone fissurée-altérée. Une forte densité de fractures sub-horizontales est observée dans l'horizon fissuré-altéré. Quelques fractures sub-verticales sont aussi présentes. Une série de 34 puits d'observation ont été forés dans le bassin jusqu'à des profondeurs comprises entre 32 et 45 mètres (Figure 2).

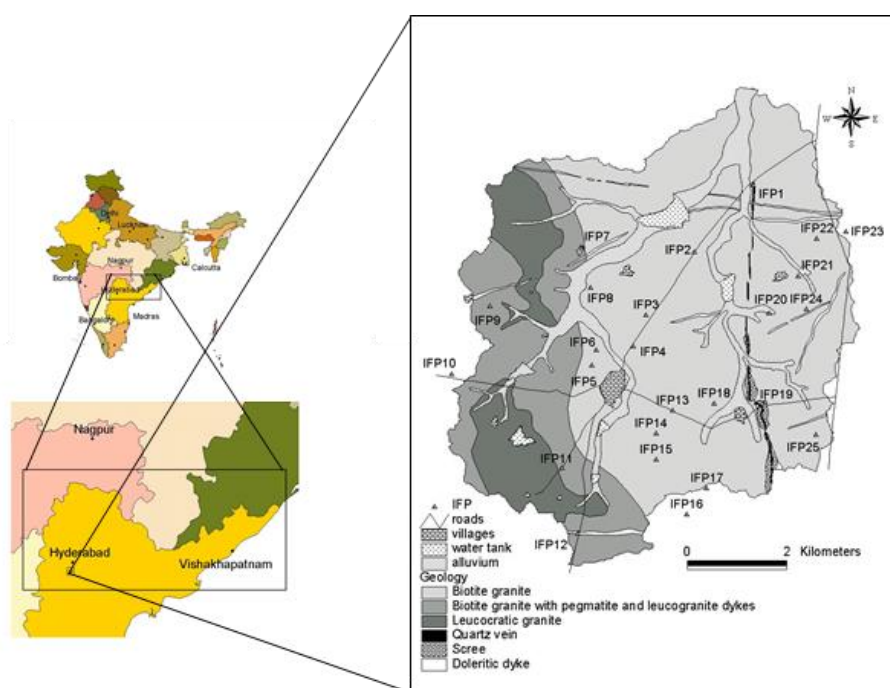


Figure 2 - Géologie simplifiée de la zone d'étude avec la localisation des puits d'observation (IFP-1...25) où les essais hydrauliques ont été menés (neuf puits supplémentaires appelés IFP-1/1, IFP-1/2,... ne sont pas localisés pour des raisons de clarté).

III. CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE LOCALE ET DISTRIBUTION VERTICALE DES FRACTURES

Trente essais slug ont été réalisés dans les forages et interprétés en utilisant la méthode de Bouwer et Rice (1963) pour un puits complet ou incomplet dans un aquifère libre. La distribution de conductivité hydraulique obtenue (Tableau 1) constitue une estimation préliminaire de la conductivité hydraulique de l'horizon fissuré altéré à proximité du puits. Les valeurs sont comprises entre 2×10^{-8} m/s et 5×10^{-4} m/s et montrent une distribution quasi lognormale avec une moyenne géométrique de $4,4 \times 10^{-6}$ m/s (Figure 3a). Dans cette distribution, une petite population composée de trois puits (IFP-5, IFP-19 et IFP-25) présente de très faibles perméabilités, inférieures à 10^{-7} m/s, ces valeurs correspondent au granite le moins fracturé. La localisation des fractures hydrauliquement conductives a été obtenue au moyen de profils verticaux de mesures au micro-moulinet. Etant donné que le pompage réduit le niveau d'eau dans le puits, cette option aurait réduit l'épaisseur de la zone où les flux prennent place. Dès lors, de façon à accroître l'extension

verticale de la zone où les mesures au micro-moulinet peuvent être effectuées, l'expérimentation a été effectuée durant une injection et non un pompage. Durant l'injection à débit constant, après qu'un état pseudo-permanent soit atteint, le micro-moulinet, qui mesure le flux vertical dans la partie crépinée du puits, a été abaissé presque jusqu'à la base du puits et une mesure de vitesse a été ainsi obtenue. Ensuite, le dispositif a été remonté d'un demi-mètre et une autre mesure effectuée. Des mesures de vitesse ont été ainsi prises tous les 0,5 mètre. Le résultat final est une série de points donnant le débit vertical dans la partie crépinée (ou non tubée) du puits en fonction de la profondeur.

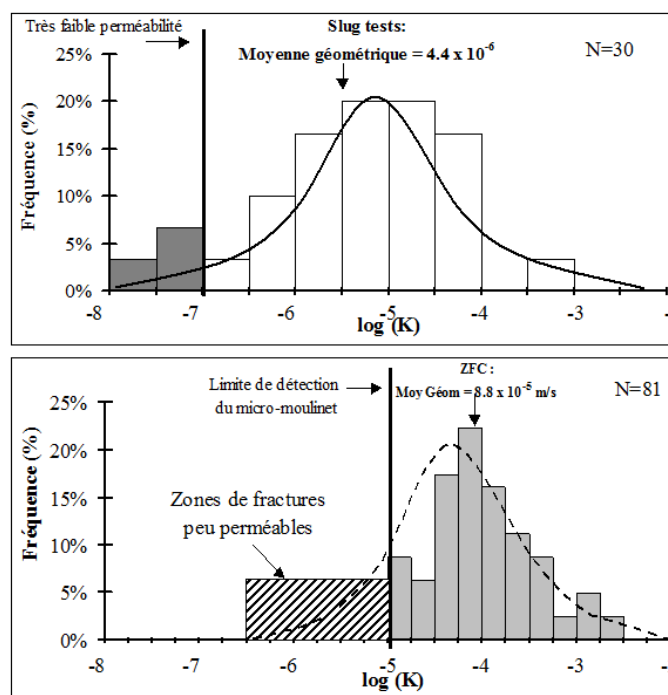


Figure 3 - (a) Histogrammes sur échelle logarithmique de la conductivité hydraulique obtenue par essais slug. La distribution lognormale de la perméabilité inclut une population de trois puits à très faible perméabilité (IFP-5, IFP-19 and IFP-25). (b) Histogramme sur échelle logarithmique de la conductivité hydraulique dans des zones de fractures de 0.5-mètre d'épaisseur, obtenue à partir de profils au micro moulinet.

Dix-sept tests ont été réalisés dans les puits d'observation les plus perméables selon la sensibilité du micro-moulinet, le débit d'injection total durant le test devant être supérieur ou égal à 25 l/min. En l'absence de carottes de forages dans un tel milieu fracturé, il n'est pas possible de déterminer si les couches perméables identifiées (celles où le débit radial net est non nul) sont constituées par une fracture unique ou une zone fracturée. Dès lors, afin d'éviter toute confusion, les résultats sont référencés comme "zones fracturées conductives (ZFC)" sans hypothèse concernant leur nature exacte (fracture unique, multi-fractures...). Selon la géométrie du puits et les rabattements observés, la sensibilité du micro-moulinet limite l'identification des zones fracturées à celles ayant une perméabilité supérieure à 1×10^{-5} m/s (transmissivité hydraulique $T > 5 \times 10^{-6}$ m²/s), correspondant à un débit radial net d'environ 5,5 l/m/min dans une couche de 0,5 mètres d'épaisseur. Ceci signifie que la technique donne de l'information uniquement sur les zones fracturées les plus conductives. Ceci est illustré sur la Figure 3b où la distribution de perméabilités dans les zones fracturées conductives est supposée lognormale, même si l'information sur les zones de fracture à faible perméabilité n'est pas disponible. La moyenne géométrique des données disponibles est $K_{ZFC} = 8,8 \times 10^{-5}$ m/s.

Le profil vertical de zones fracturées (Figure 4a) montre la présence de fractures perméables entre 9 et 39,5 mètres, avec une concentration de fractures entre 15 et 30 mètres. Cependant, les observations sont rendues impossibles aux faibles profondeurs par la présence de tubages pleins dans les forages, et par le fond du puits aux profondeurs les plus grandes. Dès lors, il est nécessaire de considérer, dans l'interprétation, un biais statistique des données introduit par une représentation inégale des intervalles de

profondeur dans les puits étudiés. La courbe sur la Figure 4b montre que les observations entre 15 et 42 mètres peuvent être considérées comme représentatives, le pourcentage de puits étudiés étant supérieur à 50 % (pour une portion d'aquifère donnée, rapport entre le nombre d'observations disponibles et les 17 mesures possibles, Figure 4b). Le faible nombre d'observations à faibles profondeurs (jusqu'à 15 mètres) suggère que l'apparente diminution de la densité de fractures au-dessus de 15 mètres de profondeur est un artefact dû au manque d'observations (rapport fortement décroissant, Figure 4b). En conséquence, il peut être raisonnablement supposé que l'horizon fissuré-altéré s'étend au-dessus de la limite supérieure des observations, ce qui est cohérent avec les observations géologiques et en forage.

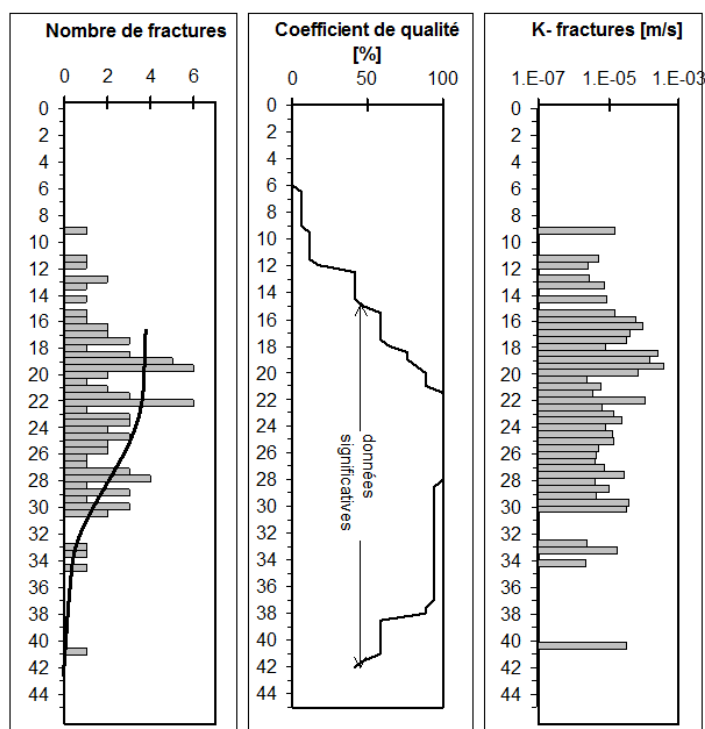


Figure 4 - Interprétation de profils de mesures au micro-moulinet dans des couches de l'aquifère de 0.5 mètre d'épaisseur dans 17 puits. (a) Nombre de ZFC (b) Qualité d'observation exprimée par le rapport entre le nombre d'observations disponibles pour chaque portion d'aquifère et les 17 mesures totales (c) Moyenne des perméabilités des ZFC.

La limite inférieure de l'horizon fissuré altéré est mieux contrainte grâce à la qualité des observations disponibles. Le nombre de fractures commence à décroître entre 30 et 35 mètres (Figure 4a) puis finit par disparaître au-delà de 35 mètres malgré un coefficient élevé de qualité des observations jusqu'à 39 mètres de profondeur (Figure 4b). Cette profondeur correspond grossièrement au sommet du socle sain identifié par les observations géologiques durant la foration des puits, et aussi à une décroissance soudaine des vitesses de foration à cette profondeur. La Figure 4c montre un profil des moyennes arithmétiques des conductivités hydrauliques (incluant celles inférieures à 1×10^{-5} m/s, qui sont considérées nulles) obtenues à partir des mesures au micro-moulinet pour chaque tranche d'une épaisseur de 0,5 mètre dans tous les forages testés. Cette figure illustre l'effet primordial du nombre de fractures sur la conductivité hydraulique, avec la zone la plus transmissive située principalement entre 9 et 35 mètres. Ces observations signifient que l'horizon fissuré altéré possède une extension verticale limitée (de la limite inférieure du manteau d'altération jusqu'à un maximum de 35 mètres de profondeur).

IV. DOUBLE POROSITE

Cinq essais de pompage de longue durée ont été réalisés dans cinq puits nommés IFP dans le bassin versant d'étude. Un autre essai de pompage réalisé par le Andhra Pradesh Groundwater Department dans le même horizon fissuré-altéré de l'aquifère (puits BD9) à quelques kilomètres du bassin a aussi été interprété de

façon à augmenter la population statistique de données. Le Tableau 1 résume les caractéristiques des essais.

Puits de pompage	Rayon r_w (m)	Puits d'observation	Débit (m^3/s)	Durée (min)
IFP-1	0,0825	IFP-1/1 (r = 28 m) IFP-1/2 (r = 27,5 m)	0,0013	1024
IFP-8	0,0825	n/o	0,0017	360
IFP-9	0,0825	IFP-9/1 (r = 30,7 m)	0,0007	720
IFP-16	0,0825	n/o	0,0058	1450
F-20	0,0825	IFP-20 (r = 14,6 m)	0,0009	370
BD-9	0,0825	BD-8 (r = 85 m) BD-10 (r = 50 m)	0,0053	369

Tableau 1 - Caractéristiques des essais de pompage (n/o= pas de puits d'observation)

Cette méthode est illustrée au puits de pompage IFP-16. Les dérivées des rabattements (dérivées en fonction du logarithme des temps, $ds/d(\ln t)$) à IFP-16 ont une forme typique d'un aquifère à double porosité (Figure 5) : (i) Effets de puits et flux des fractures vers le puits de pompage; (ii) Période de transition: le "U" illustre la contribution du flux des blocs au travers des fractures vers le pompage; et (iii) Flux dans les fractures et les blocs.

La forme en 'U' de la courbe des dérivées suggère que l'application de la méthode de Warren et Root (1963) est justifiée pour cet ensemble de données (Figure 5b). Pour l'interprétation, la valeur $l=0.9$ mètres a été utilisée pour ce puits sur base des mesures au micro-moulinet. Le meilleur ajustement des observations a été obtenu avec $N=2$. La conductivité hydraulique du réseau de fractures apparaît être $K_f = 5,9 \times 10^{-5}$ m/s et celle des blocs est $K_b = 2,6 \times 10^{-7}$ m/s. Sur la Figure 5a est aussi représentée l'interprétation au moyen de la méthode de Theis, qui ne peut pas correctement interpréter les rabattements après 470 minutes de pompage.

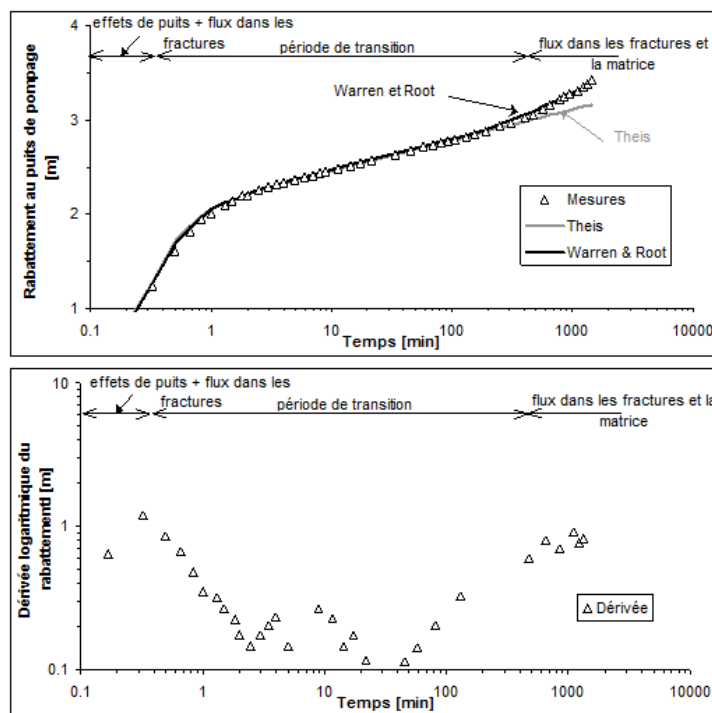


Figure 5 - Interprétation au puits de pompage IFP-16 avec le modèle à double porosité. (a) Ajustement du rabattement par les méthodes de Theis et de double porosité de Warren et Root. (b) Courbe de dérivées en forme de 'U'

Les résultats de l'application de ce modèle à tous les essais de pompage sont résumés au Tableau 2. Le réseau de fractures habituellement utilisé pour ajuster les données observées est un réseau de fractures horizontales recoupé par un réseau de fractures verticales, suggérant l'existence d'un réseau

complémentaire au réseau horizontal comme observé dans les dugwells. La moyenne (géométrique) de la conductivité hydraulique du réseau de fractures est de $2,1 \times 10^{-5}$ m/s, 400 fois plus élevée en moyenne que celle des blocs ($5,1 \times 10^{-8}$ m/s). Cette dernière valeur est similaire aux conductivités hydrauliques les plus faibles estimées à partir des essais slug. Ces valeurs faibles ont été mesurées dans les trois puits IFP-5, IFP-19 et IFP-25, suggérant que ces puits ont été forés dans une zone non fracturée où seulement la conductivité hydraulique des blocs contribue aux écoulements d'eau vers le puits. Cependant, il est très probable qu'un réseau primaire de fractures (PFN) affecte également la matrice, expliquant la valeur élevée de conductivité des blocs (10^{-8} m/s) comparées à celles mesurées sur des échantillons de roche de la même lithologie (perméabilité de matrice $K_m = 10^{-9} - 10^{-14}$ m/s, (de Marsily 1986). A ce stade du raisonnement, l'utilisation du terme "primaire" se rapporte uniquement à la faible échelle (au niveau du bloc) du réseau de fractures et n'implique aucune considération sur l'origine spécifique du PFN. Ensemble, les réseaux de fractures horizontales et verticales observés dans les dugwells et pris en compte dans le modèle à double porosité constituent le réseau de fractures secondaire (SFN) à l'échelle du forage. L'emmagasinement total (porosité de drainage dans cet aquifère libre, obtenu à partir de la somme des emmagasinement des fractures et des blocs) est égal à $6,3 \times 10^{-3}$, une valeur assez cohérente avec celles évalués au moyen d'autres méthodes d'interprétation : la technique de Neuman (voir ci-dessous) ou les techniques de fluctuation de niveau piézométrique (Maréchal et al. 2006). L'emmagasinement dans le réseau primaire de fractures (PFN) affectant la matrice contribue à la majorité (90 %) de l'emmagasinement total de l'aquifère; le réseau secondaire de fractures (SFN) contribue au reste (10 %).

Puits	T_f (m ² /s)	K_f (m/s)	S_f^2	K_b (m/s)	S_b^2	S_y^2
IFP-1	6,0E-5	2,8E-6	-	2,6E-8	-	-
IFP-1/1	2,3E-5	1,0E-6	9,0E-4	1,3E-7	3,4E-3	4,3E-3
IFP-1/2	2,6E-5	1,2E-6	1,0E-6	6,9E-10	2,6E-3	2,6E-3
IFP-8	1,2E-3	7,4E-5	-	1,7E-8	-	-
IFP-9	7,6E-4	1,0E-4	-	9,6E-9	-	-
IFP-9/1	7,3E-4	1,0E-4	3,0E-4	8,2E-7	5,0E-3	5,3E-3
IFP-16	1,4E-3	5,9E-5	-	2,6E-7	-	-
IFP-20	9,2E-4	5,1E-5	1,0E-4	3,9E-8	4,4E-3	4,5E-3
BD-8	1,8E-3	7,5E-5	2,0E-3	2,1E-7	1,8E-2	2,0E-2
BD-10	5,6E-4	2,3E-5	2,0E-4	1,7E-7	1,2E-3	1,4E-3
Mean ¹	3,5E-4	2,1E-5	5,8E-4	5,1E-8	5,7E-3	6,3E-3

Tableau 2 - Valeurs des propriétés hydrodynamiques des fractures et de la matrice en utilisant le modèle à double porosité ¹moyenne arithmétique pour l'emmagasinement et géométrique pour la conductivité hydraulique ² S_b , S_f et S_y ; coefficients d'emmagasinement des blocs, des fractures et total ($S_y = S_b + S_f$), correspondant, dans un aquifère libre, à la porosité de drainage

V. Anisotropie verticale de la perméabilité au sein de la zone fissurée

Deux essais de pompage de moyenne durée (17 et 12 heures), à débit constant, ont été réalisés, avec mesure des rabattements aux puits d'observation et de pompage, sur deux forages expérimentaux réalisés sur le bassin versant. Les rabattements aux puits d'observation ont été interprétés par la méthode de Neuman (1975). Les courbes de rabattement sont composées de trois segments : le premier, pour les temps courts, avec des pentes relativement fortes, est suivi d'une période intermédiaire durant laquelle une stabilisation des niveaux semble prendre place ; une troisième phase caractérise ensuite les temps plus longs et montre un nouvel accroissement des pentes.

La théorie initialement développée pour interpréter ce type de courbe de rabattement fait appel à la notion de « débit retardé issu de l'effet capacitif d'aquifères libres » - « delayed yield from storage in unconfined aquifers » (Boulton 1971). Elle a été améliorée par Neuman (1975) qui a développé une solution analytique de l'équation de la diffusivité adaptée aux aquifères libres anisotropes. Neuman considère que l'aquifère est libre et d'extension infinie. Il repose sur une couche horizontale imperméable. L'aquifère est homogène mais anisotrope et ses perméabilités principales K_r et K_z sont orientées

parallèlement aux axes de coordonnées (r, z) . Lorsqu'un débit constant Q est pompé dans un puits complet, l'eau provient d'une part de l'emmagasinement au sein de l'aquifère et d'autre part du drainage gravitaire à sa surface libre. La solution de Neuman, donnée sous forme d'abaque, exprime les rabattements réduits

dans un piézomètre situé à une distance radiale r du puits de pompage, $s_{DN} = \frac{4\pi T}{Q}$ en fonction (i) du

temps réduit $t_s = \frac{Tt}{Sr^2}$ pour les courbes de type A ; et (ii) du temps réduit $t_y = \frac{Tt}{S_y r^2}$ pour les courbes de

type B ; où T désigne la transmissivité de l'aquifère, S le coefficient d'emmagasinement, S_y la porosité de drainage, t le temps depuis le début du pompage. Le principe de la méthode de Neuman repose sur un ajustement des rabattements observés aux temps courts sur une courbe théorique de type A (déstockage au sein de l'aquifère) et des rabattements aux temps longs (déstockage lié au drainage gravitaire) sur une

courbe de type B. Chaque courbe est caractérisée par un paramètre $\beta = \frac{r^2 K_D}{b^2}$ où b désigne l'épaisseur

initiale saturée de l'aquifère et $K_D = \frac{K_z}{K_r}$ le rapport d'anisotropie de l'aquifère.

Les paramètres hydrauliques obtenus au moyen de ces ajustements sont donnés au sein des Tableaux 3 et 4, pour les essais de pompage à IFP-1 et IFP-9. Les valeurs très similaires obtenues dans chacun des puits d'observation, pour T_A et T_B , mettent en évidence la cohérence de l'interprétation de cet essai de pompage au moyen de la méthode de Neuman.

Puits d'observation	Puits de pompage	r (m)	T_A (m ² /s)	T_B (m ² /s)	T_A/T_B (-)	T_{AB} (m ² /s)	S (-)	S_y (-)
IFP-1/1	IFP-1	28	1,76E-05	1,96 ^E -05	0,90	1,86E-05	7,0E-05	1,7E-03
IFP-1/2	IFP-1	27,5	1,71E-05	1,76 ^E -05	0,97	1,74E-05	3,7E-05	1,5E-03
IFP-9/1	IFP-9	30,7	5,55E-04	7,65 ^E -04	0,73	6,51E-04	7,1E-04	3,4E-03

Tableau 3 - transmissivités et paramètres d'emmagasinement obtenus par ajustements des rabattements (T_A : transmissivité obtenue par ajustement sur la courbe de type A, T_B : transmissivité obtenue par ajustement sur la courbe de type B, T_{AB} : moyenne géométrique de T_A et T_B).

Les coefficients d'emmagasinement (S) présentent des valeurs réalistes pour ce type de milieu rocheux. Il en est de même de la porosité de drainage, dont les valeurs sont comparables à celles obtenues tant de manière indirecte par mesures RMP (Wyns et al. 2004) que dans un puits proche, par ajustement des fluctuations de niveaux piézométriques avec les précipitations au moyen d'un modèle global.

Puits d'observation	β (-)	r (m)	b (m)	K_r (m/s)	K_z (m/s)	K_D (-)	$1/K_D$ (-)
IFP-1/1	1,00	28	21,8	8,5E-07	5,2E-07	0,606	1,7
IFP-1/2	0,20	27,5	21,8	8,0E-07	1,0E-07	0,126	8,0
IFP-9/1	0,60	30,7	7,3	9,0E-05	3,0E-06	0,034	29,5

Tableau 4 - perméabilités et degré d'anisotropie déterminés aux puits d'observation par la méthode de Neuman

Le rapport d'anisotropie de l'aquifère (K_D) est dépendant de b , r et β . Alors que les deux derniers paramètres sont bien connus, le premier est incertain dans ce type d'aquifère fracturé. Des essais au micro-moulinet, effectués dans huit puits du bassin versant, montrent que les fractures hydrauliquement actives sont situées dans l'horizon fissuré, c'est à dire dans l'horizon situé au-dessus du granite sain et compact. C'est notamment le cas dans les puits de pompage IFP-1 et IFP-9. Le sommet du granite sain a donc été retenu comme plancher de la nappe pour la détermination de b . Comme pour les méthodes classiques, l'incertitude sur la valeur de r au forage pompé rend néanmoins difficile toute interprétation quantitative des rabattements dans le puits de pompage. Les résultats de l'interprétation, présentés au sein du Tableau II, indiquent une anisotropie du tenseur de perméabilité, en accord avec les observations géologiques : la

perméabilité horizontale est systématiquement supérieure à la perméabilité verticale, ce qui peut être mis en regard de la structure de l'horizon fissuré, montrant majoritairement des fissures horizontales.

VI. CONCLUSION

La fracturation de l'horizon fissuré altéré d'un aquifère de socle est caractérisée en termes de densité et perméabilités. La fonction transmissive de cette partie de l'aquifère est assurée par des zones fracturées conductives sub-horizontales distantes, en moyenne, de quelques mètres, qui contribuent ensemble à la perméabilité globale de l'aquifère. Ces ZFC séparent des blocs dont la perméabilité est faible. La partie la plus conductive de l'horizon fissuré altéré s'étend jusqu'à une profondeur limite de 35 mètres environ.

Le comportement hydrodynamique en double porosité (blocs et fractures) de l'horizon fissuré altéré d'un aquifère de socle est démontré au moyen d'essais de pompage interprétés par un modèle prenant en compte ce type de comportement. Les perméabilités et emmagasineurs obtenus sont conformes à ceux calculés par d'autres techniques d'interprétation. Deux réseaux de fractures sont mis en évidence : un réseau primaire (affectant la matrice à l'échelle du bloc) et un réseau secondaire à l'échelle du forage. La moyenne (géométrique) de la conductivité hydraulique du réseau de fractures secondaire est de $2,1 \times 10^{-5}$ m/s, 400 fois plus élevée que celle des blocs ($5,1 \times 10^{-8}$ m/s). L'emmagasinement total est égal à $6,3 \times 10^{-3}$: l'emmagasinement dans le réseau primaire de fractures affectant la matrice contribue à la majorité (90 %) ; le réseau secondaire de fractures (SFN) contribue au reste (10 %). L'interprétation de pompages d'essai sur plusieurs forages dotés de puits d'observation montre systématiquement l'existence d'une anisotropie verticale de perméabilité : la perméabilité horizontale est de 2 à 30 fois supérieure à la perméabilité verticale

Références bibliographiques

- Acworth, R.I. The development of crystalline basement aquifers in a tropical environment, *Q. J. Eng. Geol.* 20 (1987) 265-272.
- Boulton, NS et JMA. Pontin, An extended theory of delayed yield from storage applied to pumping tests in unconfined anisotropic aquifers, *J. Hydrol.* 14 (1971) 53-65.
- Bouwer, H. et R.C. Rice. A slug test for determining hydraulic conductivity of unconfined aquifers with completely or partially penetrating wells, *Water Resour. Res.* 12(3) (1976) 423-428.
- Dewandel B, Lachassagne P, Wyns R, Maréchal JC, Krishnamurthy NS. A generalized 3-D geological and hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering. *Journal of Hydrology* 330 (1-2) (2006): 260-284.
- Lachassagne, P., Wyns, R. and Dewandel, B. The fracture permeability of Hard Rock Aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes. *Terra Nova*, 23 (2011): 145–161.
- Maréchal, J.C., Wyns, R., Lachassagne, P., Subrahmanyam, K. & Touchard, F. Anisotropie verticale de la perméabilité de l'horizon fissuré des aquifères de socle : concordance avec la structure géologique des profils d'altération, *C.R. Geoscience*, 335 (2003), 5, 451-460.
- Maréchal, J.C., Dewandel, B. & Subrahmanyam, K. 2004 : Use of hydraulic tests at different scales to characterize fracture network properties in the weathered-fractured layer of a hard rock aquifer, *Water Resources Research*, 40, 11.
- Maréchal, J.C., Dewandel, B., Galeazzi, L., Bournet, G. & Ahmed, S. Combined estimation of specific yield and natural recharge in a semi-arid groundwater basin with irrigated agriculture. *Journal of Hydrology*, 329(1-2), 281-293. doi:10.1016/j.jhydrol.2006.02.022
- de Marsily, G. *Quantitative Hydrogeology*, San Diego, California, Academic Press, 1986.
- Neuman, S.P. Analysis of pumping test data from anisotropic unconfined aquifers considering delayed gravity response, *Water Resources Research* 11(2) (1975) 329-342.
- Warren, J.E. et P.J. Root, The behaviour of naturally fractured reservoirs, *Soc. Petroleum Eng. J.* 3 (1963) 245-255.
- Wyns, R., J. M. Baltassat, P. Lachassagne, A. Legchenko, J. Vairon et F. Mathieu, Application of SNMR soundings for groundwater reserves mapping in weathered basement rocks (Brittany, France), *Bulletin de la Société Géologique de France* 175(1) (2004) 21-34.