SCHÉMA CONCEPTUEL DE L'AQUIFÈRE KARSTIQUE ET APPLICATION À L'ANALYSE HYDRODYNAMIQUE

C. DROGUE

La structure de l'aquifère karstique est identifiée à un schéma conceptuel à double perméabilité, constitué d'un agrégat de blocs cubiques à faible conductivité hydraulique de fissuration, blocs séparés par des fentes à conductivité élevée. Quatre sites ou bassins expérimentaux, mis en place dans le Sud de la France depuis plusieurs années, ont permis de vérifier l'adaptation de ce modèle à l'interprétation de l'hydrodynamique du karst. Quelques exemples sont présentés : mesures de la conductivité dans la zone non saturée ; écoulements hypodermiques et composantes de l'infiltration en infiltration lente et infiltration rapide ; inversion temporaire des gradients hydrauliques lors des crues et interprétation des essais par pompage, à proximité du point d'exhaure et à grande distance.

I. INTRODUCTION

L'analyse précise des écoulements dans les aquifères karstiques est considérablement gênée par la difficulté que l'on rencontre à décrire exactement la structure interne de ces magasins.

En effet, dans ces milieux perméables, hétérogènes et discontinus, la répartition spaciale des différents domaines de perméabilité apparaît souvent comme étant fortement imprévisible, voire totalement aléatoire. Pourtant, la connaissance de cette structure est indispensable pour passer, par exemple, de la physique des écoulements dans les fentes ou conduits, aux mécanismes du drainage naturel ou provoqué, d'un ensemble d'aquifère.

Pour cela, on peut dans une première démarche, tenter d'identifier ce type de magasins à un modèle géométrique simple qui puisse être adapté à différents cas de gisements et permettre l'interprétation de certains aspects significatifs de l'hydrodynamique souterraine.

Ce problème a été abordé par la mise en place, depuis plusieurs années de sites expérimentaux, dans les karsts du Sud de la France (Fig. 1). Ces sites sont situés de 30 à 40 km du littoral méditérranéen, dans une région de pluviométrie moyenne annuelle de 800 à 900 mm et de température moyenne annuelle de 14 à 15° Celsius.

Il s'agit des sites suivants, chacun étant équipé pour l'étude d'un aspect particulier de l'hydrodynamique karstique :

— Site de Corconne, pour l'étude de la zone non saturée ;

— Site de Terrieu, pour l'étude de la zone saturée ;

— Site de Conqueyrac, pour l'analyse des relations hydrauliques entre un drain et le réseau de fentes adjacent, en zone saturée ;

— Bassin témoin de Saugras, sur lequel se mesurent les bilans hydriques et les relations pluie-débit.

Sont présentés ici, quelques résultats obtenus sur deux de ces sites : Corconne et Terrieu.

Trav. Inst. Spéol. « Émile Racovitza », t. XXX, 111—127, Bucarest, 1991

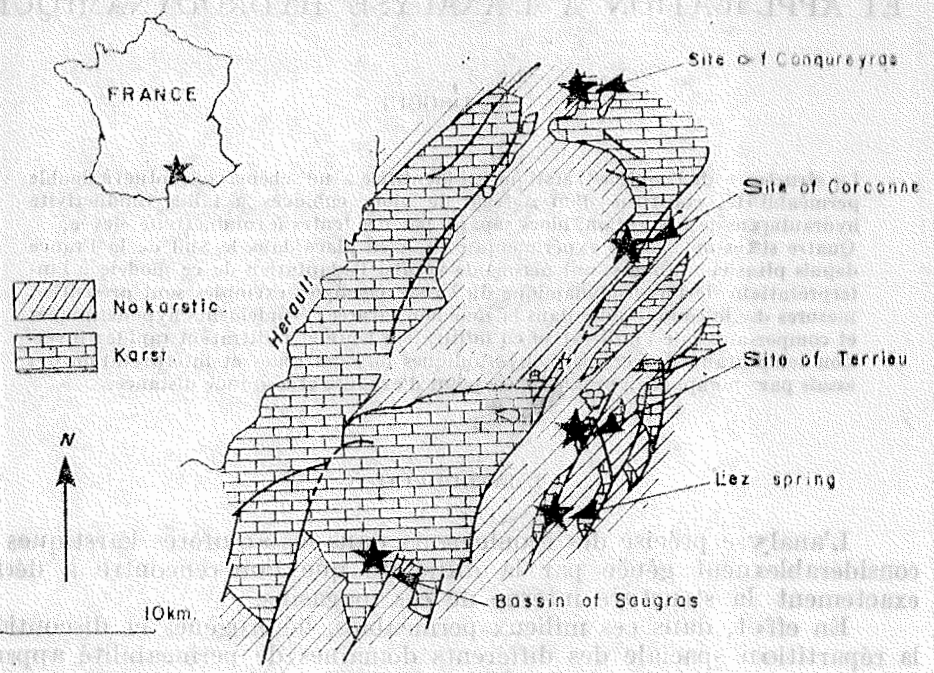

Fig. 1. — Situation des sites expérimentaux dans les karsts méditerranéens, du Sud de la France.

II. CONDITIONS GÉOLOGIQUES ET KARSTIFICATION

L'épaisseur cumulée des roches carbonatées dans cette région est comprise du Lias au Tertiaire, entre 600 et 1300 m selon les secteurs. Les faciès dolomitiques, qui peuvent représenter 10% de la série sont souvent aussi karstifiés que les calcaires (Fig. 2).

Ces roches carbonatées sont d'origine marine jusqu'au Crétacé, puis lacustres au Tertiaire. Deux phases tectoniques majeures, accompagnées de périodes de déformations secondaires, ont façonné la structure géologique régionale :

— phase compressive de l'Eocène supérieur (phase Pyrénéo-provançale) à σ_1 sub-horizontal, d'orientation N—S. Les chevauchements, failles inverses et décrochements sont accompagnés de fentes calcifiées N—S à NO20 et de stylotites à pics horizontaux, sub-méridiens.

— phase distensive Oligocène à σ_3 orientée NW—SE, avec des failles normales à rejets verticaux, pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres.

Enfin, depuis la fin du Pliocène jusqu'à l'actuel, la région est soumise aux contraintes tectoniques dues au rapprochement des plaques Européennes et Africaines. Actuellement la compression a une direction générale N—S. Cette contrainte a provoqué et provoque encore, le rejeux d'anciens accidents cassants. Les conséquences hydrogéologiques de cette tectonique polyphasées sont :

— la fragmentation intense des roches par des fractures de dimensions très variées — métriques à kilométriques — à rejeux multiples, dont certains en distension, qui ont permis la pénétration des eaux d'infiltration et la dissolution profonde.

— l'existence de zones saturées importantes dans les structures effondrées.

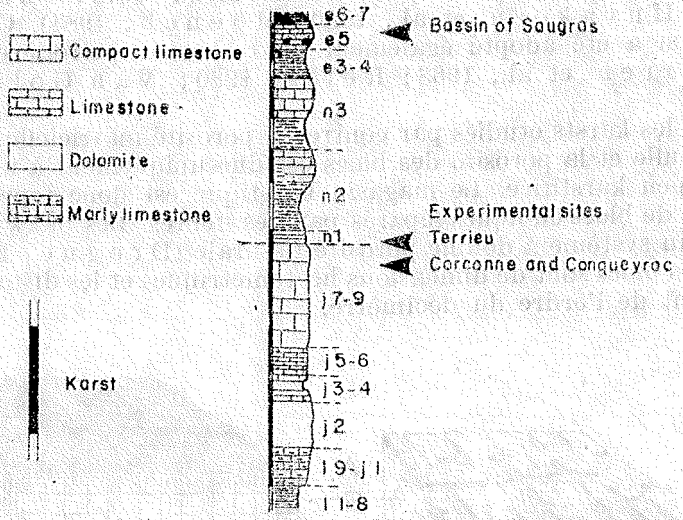

Fig. 2. — Série lithostratigraphique des dépôts carbonatés dans lesquels se sont développés les karsts étudiés et localisation des sites expérimentaux.

En ce qui concerne la genèse du karst, on sait que la karstification se développe préférentiellement sur les fractures ayant subi des mouvements en ouverture. Dans la région, ces fractures sont celles d'orientation NO20, NO70 et N110 (Grillot, 1979). En outre, les joints de stratification sont souvent tectonisés et karstifiés (Drogue, 1980). Les contraintes actuelles permettent de penser que la karstification a pu se développer en dernier lieu sur les fractures de direction méridienne.

Le karst observable actuellement est le résultat de plusieurs étapes successives depuis la fin du Crétacé. La karstification miopliocène qui s'est exercée sur des roches soumises à des distensions, est probablement à l'origine de la mise en place des structures principales des magasins karstiques, réactivées ensuite lors des interglaciaires chauds et humides du Quaternaire.

III. SCHÉMATISATION DU RÉSERVOIR KARSTIQUE

Dans les milieux karstiques, la complexité naturelle des structures peut rarement être prise en compte dans le détail. La simplification que constitue la schématisation est donc absolument nécessaire. C'est égale-

ment vrai dans les roches fissurées non karstiques. Dans ces milieux, on représente les réseaux de joints perméables par des systèmes de fentes, délimitant des volumes de roches ou blocs, de géométrie simple, souvent cubique.

De nombreux travaux font appel à ce type de schématisation qu'associe fréquemment une porosité et une perméabilité matricielle des blocs, à une perméabilité et porosité due à la fissuration séparant les blocs. (Barenblatt et al., 1960; Wilson et al., 1974; Shapiro et al., 1983; Huyakorn et al., 1980; Moench, 1984). Ce type de modèlisation a été adopté également en recherche pétrolière : Odeh, 1961; Warren et al., 1963; Reiss, 1980; Van Golf-Racht, 1982.

Dans les karsts étudiés par contre, la porosité matricielle des roches est quasi-nulle et la porosité des blocs est due uniquement à une fissuration fine, peu karstifiée. Le magasin karstique est donc représenté par un agrégat de blocs cubiques séparés par des fentes. Les blocs sont fissurés. C'est un système à double porosité fissurale (Drogue, 1971, 1980) (Fig. 3). Les blocs sont de dimensions hectométriques et les distances entre fissures sont de l'ordre du décimètre.

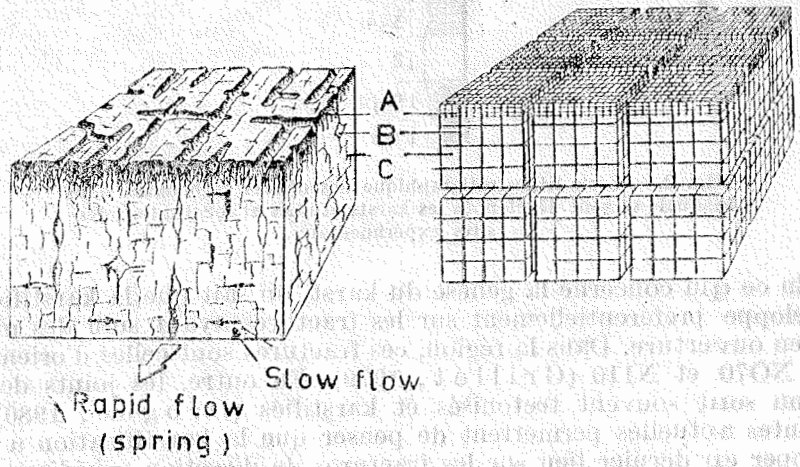

Fig. 3. — Représentation géométrique du magasin karstique :
A : Zone décomprimée de sub-surface très karstifiée et à perméabilité élevée,
B : Blocs à réseaux de fentes peu perméables, siège d'écoulements lents,
C : Conduits karstiques très perméables à écoulements rapides, système drainant de l'l'aquifère.

Les travaux en forage montrent que la conductivité hydraulique à l'intérieur des blocs est souvent inférieure à 10^{-6} m. s^{-1}, alors que la conductivité due aux fentes séparant les blocs (drains ou conduits karstiques) est supérieure à 10^{-3} m. s^{-1}.

De plus, il faut considérer qu'une roche enfouie amenée par érosion à l'affleurement subit une décompression par annulation de la contrainte de confinement. Cette décompression favorise l'ouverture de la fissura-

tion et l'apparition parfois de nouvelles cassures (Price, 1966). Ainsi sur quelques décimètres à quelques mètres d'épaisseur, le karst affleurant peut être plus intensément fissuré que la roche sous-jacente. Cette particularité complète le modèle géométrique du magasin karstique (Fig. 3).

IV. ÉCOULEMENTS HYPODERMIQUES EN ZONE NON SATURÉE

Les écoulements dans la zone non saturée sont étudiées sur le site expérimental de Corconne. Ce site est implanté sur des calcaires du Jurassique supérieur — Crétacé inférieur, très karstifiés.

L'équipement comprend 47 forages de 10 à 12 m de profondeur répartis sur 2000 m² (Fig. 4). Un forage profond de 45 m atteint la zone saturée, dont le niveau piézométrique varie entre 15 et 40 m de profondeur selon les saisons.

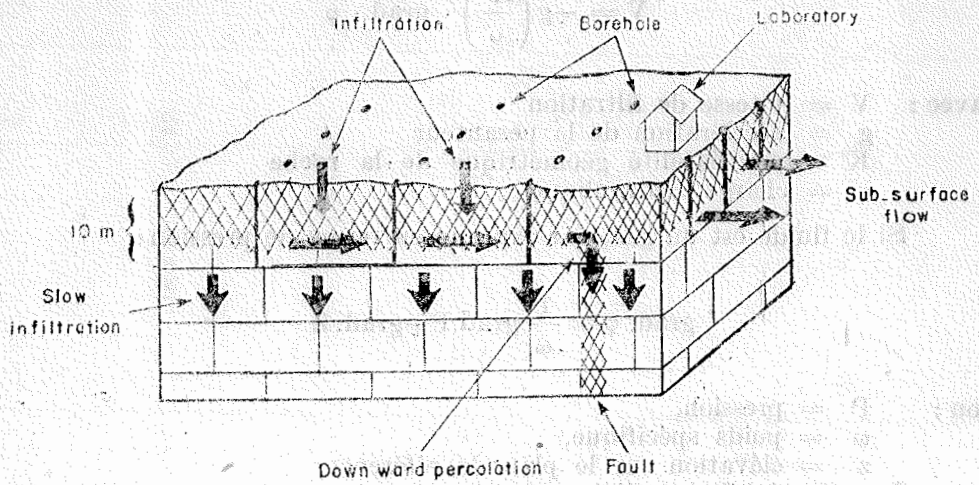

Fig. 4. — Site expérimental de Corconne.

Du fait de la profondeur des forages, ce site permet l'étude de la partie supérieure de la zone non saturée c'est-à-dire du domaine décomprimé et fortement altéré.

IV. 1. MESURE DE LA PERMÉABILITÉ EN ZONE NON SATURÉE

La mesure de perméabilité in-situ, en zone non saturée, est toujours délicate en effet, les mesures par injection d'eau présente certains inconvénients :

— effets capillaires et écoulements diphasiques,

— conditions aux limites imprécises,

— enfin, risques de colmatages ou de décolmatage par gonflement ou entrainement d'argiles.

Par contre, le recours à l'air comprimé comme fluide de mesure permet (Raud, 1955; Schneebelli, 1959) :

— un écoulement sensiblement monophasique,

— une condition à la limite, à potentiel nul, qui est simplement la pression atmosphérique, quelle que soit la profondeur.

— l'absence de risques de colmatage ou décolmatage.

Cependant, les mesures à l'air présentent certaines difficultés dues notamment à sa compressibilité. Dans les expériences, il convient de rester dans des domaines de pressions faibles d'une part, et de corriger les mesures de pression-débit d'autre part. Une autre difficulté réside dans la présence d'eau pelliculaire, dans les fentes de la roche, qui introduit une erreur dans les mesures voisines ou inférieures à 10% d'après Raud (1955).

L'interprétation des mesures se fait d'après la loi de Darcy généralisée.

$$V = -g\left(\frac{K'}{\upsilon}\right) \cdot \text{grad} \cdot \varphi$$

avec : V = vitesse de filtration
g = accélération de la pesanteur
K' = perméabilité géométrique de la roche
φ = charge hydraulique

Si le fluide est un gaz, φ s'exprime en terme de pression :

$$\text{grad. } \varphi = \frac{1}{\omega} \text{grad.P} + \text{grad. Z}$$

ou : P = pression,
ω = poids spécifique,
z = élévation sur le plan de référence.

La perméabilité à l'air est :

$$K_e = \frac{\beta}{D} - \frac{Q}{P}$$

ou : β = coefficient de forme, adimensionnel,
D = diamètre du forage
Q = débit d'injection d'air
P = pression d'injection d'air

Enfin, dans un terrain, la perméabilité relative k_e, pour une eau de viscosité υ, est liée à la perméabilité relative k_a pour l'air de viscosité μ, de la façon suivante :

$$\frac{K_e}{K_a} = g\,\frac{\mu}{\upsilon}$$

Les mesures se font par injection d'air sur des longueurs de forage de 0,2 à 0,5 m, isolées par des packers. Pressions et débits sont faibles, afin de rester dans le domaine de l'écoulement laminaire. Au delà de l'écoulement laminaire apparait l'écoulement turbulent, puis, pour des pressions élevées, une déformation de la roche, avec ouverture des joints, qui se traduit par une augmentation rapide du débit d'air injecté (Fig. 5).

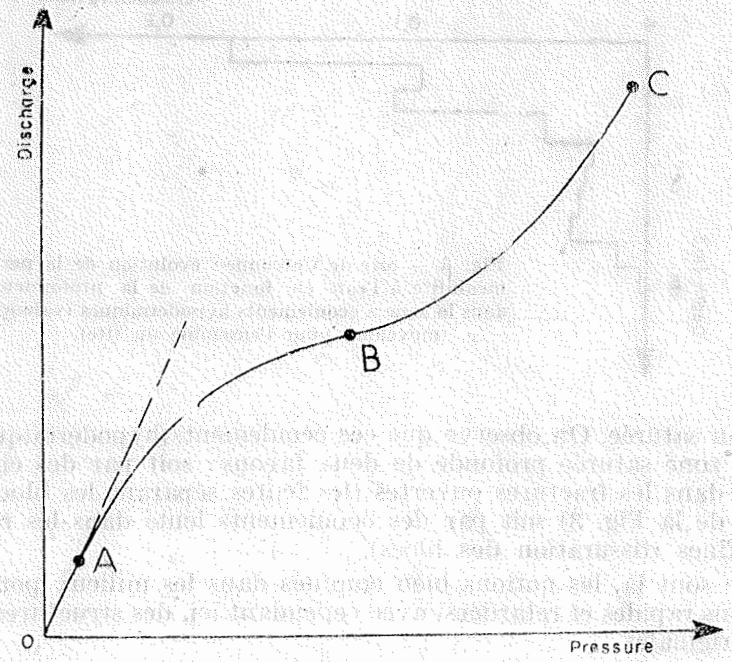

Fig. 5. — Courbe caractéristique d'un essai d'injection à l'air comprimé dans un milieu fissuré. Régime laminaire, jusqu'en A, puis écoulement turbulent de A en B, et enfin écoulement turbulent avec ouverture des fentes (d'après LOUIS, 1974).

IV.2. RÉSULTATS SUR LE SITE EXPÉRIMENTAL

Il a été réalisé 240 mesures, (G o u i s s o t, 1981) à qui font apparaître de fortes perméabilités dans le premier mètre sous le sol, puis une décroissance rapide de cette perméabilité jusqu'à l'annulation à 4 à 5 m de profondeur (Fig. 6). Au-delà, des perméabilités non nulles apparaissent sur certains forages, mais très ponctuellement sur des fissures isolées.

Ce fort contraste de perméabilité entre la zone décomprimée et le karst sous-jacent a une conséquence hydraulique importante mise en évidence par injection d'eau.

Des volumes d'eau injectés dans un forage du site avec adjonction d'un traceur (G u y o t, 1983), réapparaissent en partie dans les forages voisins, alors que tous ces forages ne sont profonds que de 10 à 12 m et que le niveau piézométrique (zone saturée) est à 40 m. C'est donc qu'il y a dans cette partie supérieure de la zone non saturée, des écoulements à composante horizontale ou *écoulements hypodermiques*.

Lors des pluies, l'infiltration dans la zone décomprimée alimente ces écoulements hypodermiques, qui se produisent à la base de la zone décomprimée (4 à 5 m de profondeur sur le site). Pour des pluies importantes, il peut apparaitre en certaines parties de cette zone décomprimée, des saturations temporaires qui sont donc en situation perchée dans la

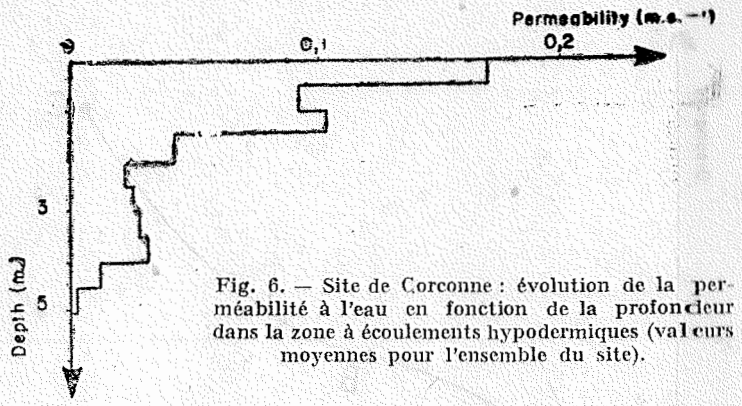

Fig. 6. — Site de Corconne : évolution de la perméabilité à l'eau en fonction de la profondeur dans la zone à écoulements hypodermiques (valeurs moyennes pour l'ensemble du site).

zone non saturée. On observe que ces écoulements hypodermiques rejoignent la zone saturée profonde de deux façons : soit par des circulations rapides dans les fractures ouvertes (les fentes séparant les blocs, dans le modèle de la Fig. 3) soit par des écoulements lents dans les réseaux de fentes fines (fissuration des blocs).

Ce sont là, les notions bien connues dans les milieux poreux, d'infiltrations rapides et retardées, avec cependant ici, des structures d'écoulement originales.

V. EFFETS DES ESSAIS HYDRAULIQUES (ESSAIS PAR POMPAGE)

V.I. CONDITIONS EXPÉRIMENTALES

Ces études concernent le site expérimental de Terrieu. Sur une superficie de 600 m² sont répartis 20 forages d'une profondeur moyenne de 60 m. Ces forages sont implantés sur des calcaires karstifiés du Crétacé inférieur, et atteignent en profondeur, le sommet du Jurassique. Tous les forages sont aquifères, les niveau piézométriques sont à des profondeurs comprises entre 10 à 25 m, sous le sol selon les saisons. Divers paramètres sont enregistrés : piézométrie, température et salinité de l'eau notamment. Une station météorologique et un local laboratoire, complètent cet équipement (Fig. 7).

La structure géologique est un monoclinal à pendages faibles (10—20 %).

La fracturation relevée sur le terrain se groupe en deux familles directionnelles principales, dans les fourchettes N—S à NO20 et N100

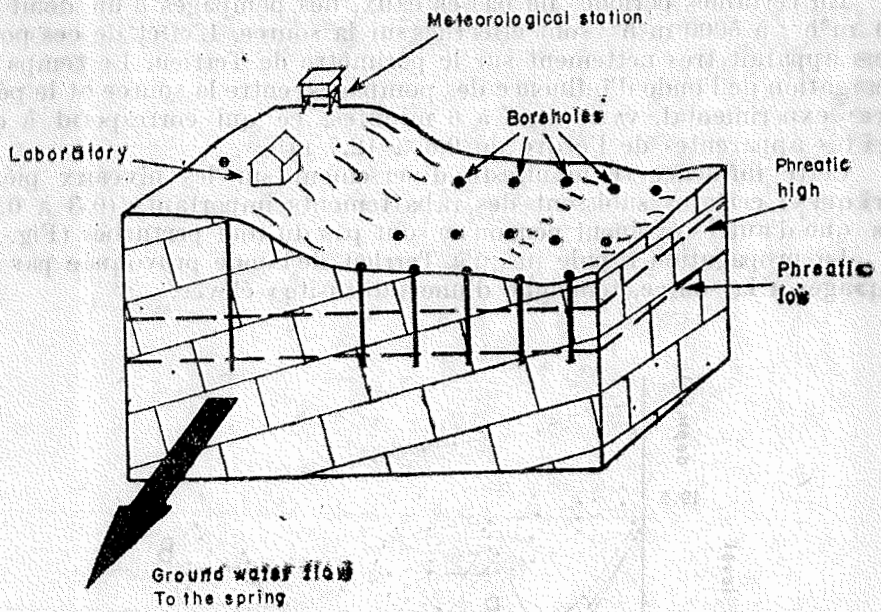

Fig. 7. — Site expérimental de Terrieu équipé de 20 forages, pour l'étude de la zone saturée.

à N120 (D r o g u e et al., 1976). Ces plans, sur lesquels se développe la karstification, sont associés à des joints de stratification tectonisés et karstifiés (Fig. 8).

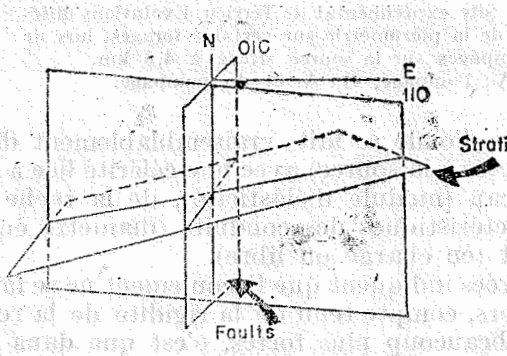

Fig. 8. — Site expérimental de Terrieu : principaux plans de fractures et joints de stratification constituant le réseau perméable.

V.2. INFLUENCE DES POMPAGES À GRANDES DISTANCES

Le site expérimental de Terrieu est à 4,6 km de la source du Lez, exutoire principal d'un ensemble karstique de 400 km². Cette source a un débit maximal de crue de 8 $m^3 \cdot s^{-1}$, un étiage à 0,4 $m^3 \cdot s^{-1}$ et un module annuel de 2,2 $m^3 \cdot s^{-1}$.

En certaines périodes de basses eaux, des pompages d'un débit de 2900 m^3h^{-1} à 5000 m^3h^{-1} sont effectués sur la source. L'effet de ces pompages apparaît très nettement sur le périmètre de Terrieu. Le temps de propagation de l'onde d'influence des pompages, entre la source et le périmètre expérimental, varie de 8 à 6 minutes, ce qui correspond à des célérités apparentes de l'ordre de 9,6 à 12,7 m/s.

Cette influence se manifeste diversement sur les niveaux piézométriques : certains subissent des rabattements importants (0,3 à 0,4), alors que d'autres évoluent peu, ou ne sont pas du tout perturbés (Fig. 9).

La propagation rapide jusqu'à Terrieu, de l'onde provoquée par les pompages à la source, témoigne d'une « diffusité » élevée.

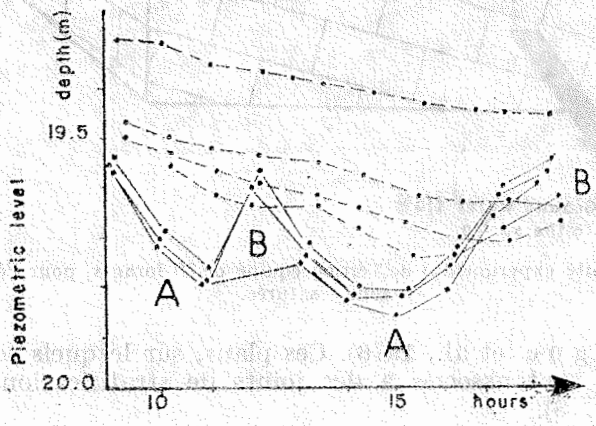

Fig. 9. — Site expérimental de Terrieu. Evolutions différentielles de la piézométrie sur certains forages, lors de pompages sur la source située à 4,6 km.
A : Pompage, B : Arrêt du pompage.

Cette propagation d'onde se fait vraisemblablement dans des conduits drainants (connectés à la source) avec une célérité liée à des paramètres physiques : de l'eau (module d'élasticité), de la roche (module du YOUNG) et aux caractéristiques des conduits (diamètre équivalent), et du mode d'écoulement (en charge ou libre).

Les célérités relevées indiquent que l'écoulement ne se fait pas totalement en charge car alors, compte tenu de la rigidité de la roche calcaire, les célérités seraient beaucoup plus fortes, c'est que dans cette région, le karst affleurant est affecté de fractures sub-verticales ouvertes, qui localement doivent introduire sur les drains en charge un emmagasinement non nul, diminuant la diffusité.

Les forages qui sont directement influencés par les pompages à la source ont tous atteint un drain — fracture ou joint de stratification karstifiés — et sont donc situés sur les fentes entre blocs du modèle. Les forages peu ou pas influencés, n'ont recoupé que des fissures peu ouvertes ; ils sont dans un bloc, à proximité de sa limite pour les forages peu influencés, loin de sa limité pour ceux non influencés.

Une des conséquences de cette différence de comportement piézométrique est que certains gradients piézométriques apparents s'inversent entre les périodes de pompage et les périodes d'arrêts (Fig. 9).

En pompage, le chenal draine le bloc, après arrêt du pompage, lors de la remontée du niveau piézométrique, le chenal alimente le bloc. Ceci est dû au flux arrivant dans le chenal depuis le réseau drainant amont. Après plusieurs heures d'arrêt, et en écoulement naturel, le chenal reprends localement son rôle de drain.

V.3. EFFETS DES POMPAGES À PROXIMITÉ DU FORAGE TESTÉ

Par vidéo-carottage dans la zone saturée du site de Terrieu, on constate que certains forages recoupent des joints de stratification ouverts, karstifiés, qui fournissent par pompage des débits de l'ordre de 20 m^3h^{-1}. D'autres forages n'atteignent que des fissures fines, ou les débits sont inférieurs à quelques litres par heure.

Les pompages sur le forage P9 ont une durée de 72 heures avec un débit de 27 m^3h^{-1}. Le rabattement maximal, en régime pseudo-permanent est de l'ordre de 8 m.

Lors de ces expériences, tous les niveaux piézométriques sont influencés ce qui prouve la continuité hydraulique sur l'ensemble du site. Après quelques heures de pompage, les courbes piézométriques apparentes dessinent deux axes de drainage approximativement N—S et E—W, de mêmes orientations que la fracturation majeure (Fig. 10).

Cette particularité se retrouve systématiquement sur toute une série de pompages effectués pour des conditions piézométriques initiales différentes. Il s'agit donc bien d'une influence caractéristique du milieu (fracturation), sur les écoulements autour du forage.

L'interprétation des essais par pompage dans les aquifères karstiques doit être réalisée à l'aide de modèles traduisant la structure de ces milieux.

Gringarten et Ramey (1973) ont proposé un certain nombre de modèles mathématiques, obtenus à partir des « fonctions de source » instantanées, dérivées des fonctions de GREEN, pour résoudre les problèmes que pose l'interprétation des essais de pompages en milieu aquifère fissuré. L'application de ces modèles à l'aquifère karstique est évidemment discutable. Elle présente cependant, l'intérêt d'une première approche analytique de l'analyse des essais hydrauliques.

L'extension de ces modèles, mis au point pour des réservoirs comportant une fracture unique verticale ou horizontale, aux cas d'aquifères entièrement fissurés, a été suggérée par ces auteurs. Il serait possible, dans le cas où il existe une (ou plusieurs) direction de fissuration prépondérante, de représenter l'aquifère fissuré par un milieu poreux, homogène et anisotrope, comportant une fracture unique équivalente (horizontale ou verticale), en communication avec le puits de production. La fissuration du réservoir lui-même est représentée par un tenseur d'anisotropie.

L'interprétation de pompages, par la méthode proposée, permet alors de déterminer les caractéristiques hydrodynamiques de ce milieu « équivalent », et de caractériser ainsi globalement le système.

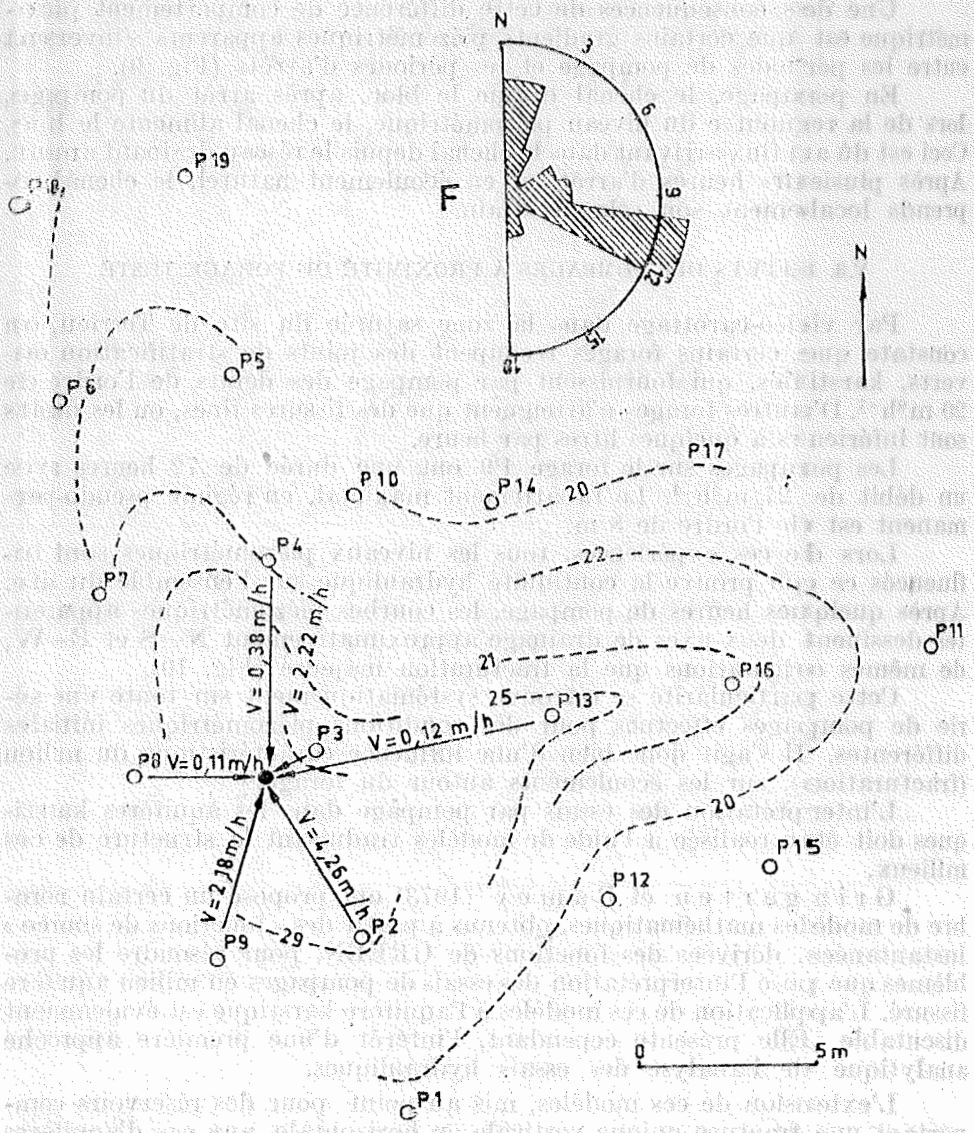

Fig. 10. — Pompage sur le site de Terrieu. Les courbes piézométriques apparentes dessinent deux axes de drainage d'orientations voisines de celles de la fracturation.

La mise au point des solutions analytiques utilisées dans le cadre de ces études et due à Gringarten et al., (1975).

Le système équivalent choisi pour représenter le site de Terrieu, (avec les relevés évoqués plus haut) est constitué par une fracture horizontale en communication avec le puits, dans un aquifère semi-infini. La limite supérieure a une pression constante et possède une extension latérale infinie. Le tenseur de perméabilité K_x, K_y, K_z, prend en compte deux

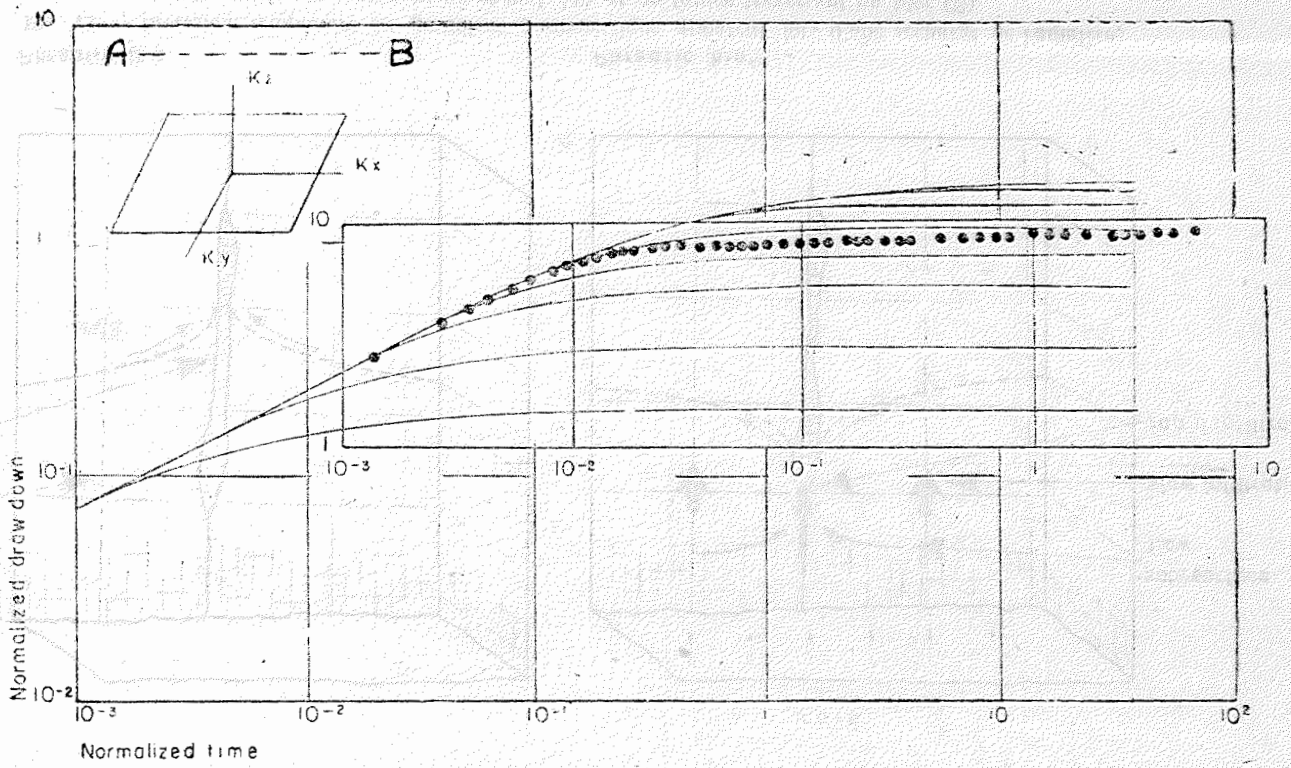

Fig. 11. – Abaque de pompage pour une fracture horizontale avec une charge piézométrique A—B constante, et points expérimentaux obtenu dans le forage central du site de Terrieu. (d'après PITARD, 1976).

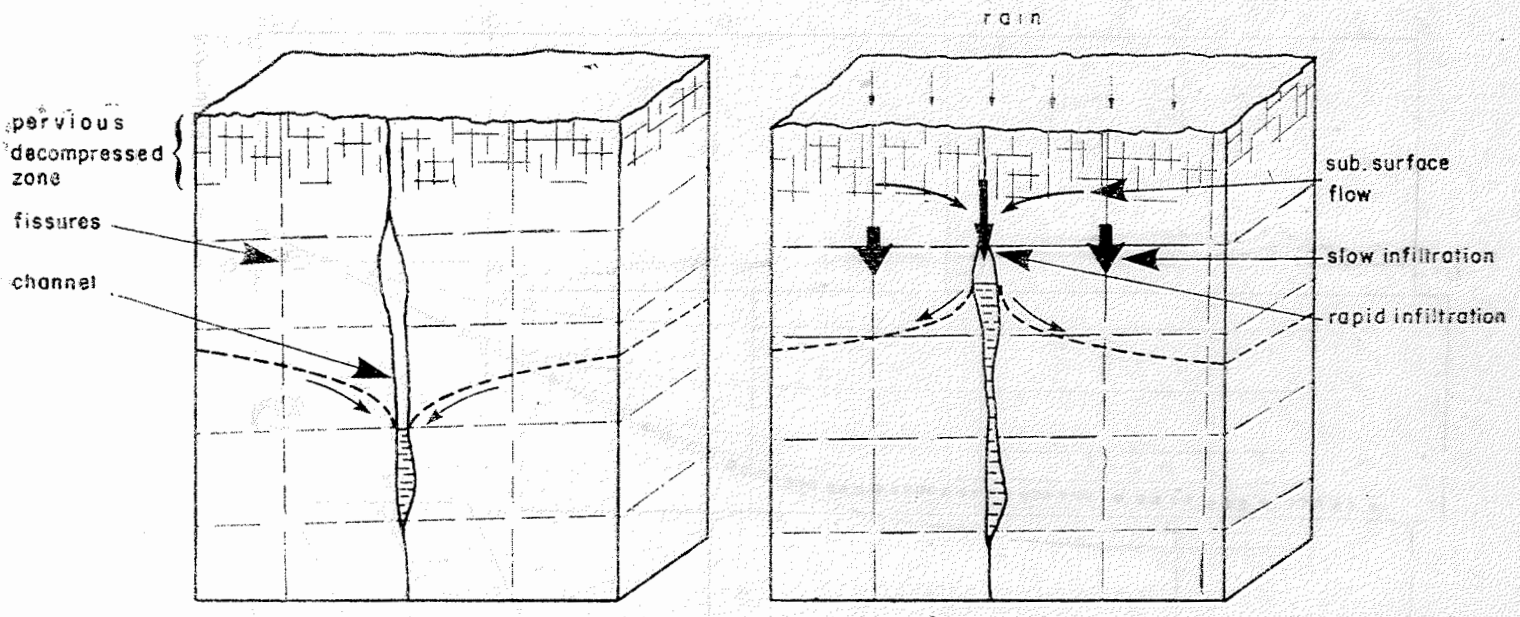

Fig. 12. — Inversion temporaire du grandient piézométrique apparent lors d'une recharge de l'aquifère, entre un forage recoupant un chenal (A), et un forage traversant un bloc (B).

directions de fractures verticales. L'épaisseur du magasin, de l'ordre de 100 m, a été considérée comme infinie par rapport à la profondeur des puits (60 m), Le puits de production est localisé le long de l'axe z, la fracture est supposée rectangulaire.

La théorie des « fonctions sources » permet de dériver les équations donnant le champ de pression dans le modèle étudié. Ces dérivations donnent la variation d'un rabattement réduit en fonction d'un temps réduit (paramètres sans dimension). Ces équations permettent de calculer des courbes théoriques (abaques) pour différents paramètres de l'aquifère. (Pitard, 1976).

Les courbes représentées sur la figure 11 ont été tracées pour = 1, (ce paramètre représente le rapport des longueurs des côtés de la fracture dans un milieu isotrope équivalent). Les courbes débutent toutes par une ligne droite caractéristique, de pente 0,5, indicatrice d'un écoulement linéaire de la matrice dans la fracture. Ensuite les rabattements se stabilisent rapidement sous l'influence de la limite supérieure à pression constante.

Les réponses transitoires sur les piézomètres, diffèrent dans le modèle, de celles obtenues sur le puits de pompage : en effet, pour de faibles valeurs de temps, il n'y a pas de droite de pente 0,5, à l'exception des piézomètres qui recoupent une fente en liaison avec le puits de pompage.

Le principe de la méthode est de rechercher la meilleure superposition graphique des courbes théoriques et expérimentales. Sur le puits de pompage, on peut déterminer la perméabilité moyenne horizontale dans le plan de la fracture. Les calculs de K_x, K_y et K_z, sont par contre effectués sur les piézomètres.

Sur le site de Terrieu, les courbes obtenues au puits de pompage présentent toujours une portion rectiligne de pente 0,5 en début d'essai. Ceci traduit, conformément à la solution analytique, à la géologie du site (Fig. 8) et à l'observation des forages par vidéo-carottage, l'existence de joints horizontaux, ouverts en relation avec le puits.

La valeur moyenne de la perméabilité horizontale est $Kr = 10^{-6} m \cdot s^{-1}$.

Mais il apparait que le modèle, dans sa conception utilisée ici, ne rend pas compte de conditions aux limites situées à des distances finies et variables. De plus, l'interprétation des rabattements sur les piézométries se heurte à certaines difficultés dues peut-être au fait que les distances entre forages sur la site, sont faibles par rapport à la maille de la fracturation. De ce fait, le milieu aquifère à cette échelle n'est pas homogène.

VI. PHÉNOMÈNE D'INVERSION DE GRADIENTS PIÉZOMÉTRIQUES EN RÉGIME NATUREL

Sur le site du Terrieu, malgré la continuité hydraulique entre les forages, les niveaux piézométriques en régime naturel, peuvent présenter des écarts de plusieurs décimètres entre deux forages voisins. Ceci est particulièrement net si l'un des ouvrages recoupe un chenal et l'autre uniquement les fissures d'un bloc. En basses eaux, le gradient piézométrique apparent indique un écoulement vers le chenal, ce qui témoigne du

rôle drainant du conduit (élément du réseau du drain alimentant la source).

Lors d'une pluie, le niveau piézométrique dans le conduit s'élève plus rapidement que celui du bloc et lui devient supérieur. Le drain alimente alors les réseaux de fentes ; il y a inversion temporaire du gradient piézométrique (Fig. 12).

L'interprétation de ce phénomène est la suivante : la remontée rapide et importante de la piézométrie sur le drain est due à l'alimentation directe par les écoulements hypodermiques. Dans le bloc, la remontée piézométrique lente est une conséquence de l'infiltration retardée dans les réseaux de fentes peu perméable, sous-jacents aux écoulements hypodermiques.

Ce phénomène, observé et interprété pour la première fois sur des sites de barrages sur des cours d'eau dans le karst (D r o g u e , 1969; D r o g u e et R u e c h , 1970) a été vérifié sur d'autres aquifères (B e r t r a n et al., 1973) et a pu être précisé sur les sites expérimentaux (D r o g u e , 1980). C'est une caractéristique de l'aquifère karstique conséquence du très fort contraste de conductivité hydraulique entre blocs et drains adjacents, et de l'alimentation directe des drains par une infiltration rapide.

Ces mêmes inversions de gradients, locales et temporaires lors des essais par pompage confirment le rôle de l'hétérogénéité en conductivité et justifie le schéma conceptuel proposé.

VII. CONCLUSION

Il est donc possible d'interpréter certains aspects de l'hydrodynamique du karstique, à l'aide de ce schéma conceptuel représentant la structure fissurale perméable de ce type de magasin aquifère.

D'autres phénomènes, que ceux discutés ici, ont également pu être analysés selon cette démarche. On peut citer notamment l'effet de la convection forcée sur l'instabilité : des gradients géothermiques (D r o g u e, 1985) et des gradients hydrochimiques (B i d a u x, 1987) et l'analyse des hydrogrammes relevés sur les sources karstiques, (D r o g u e, 1982), et d'autres phénomènes.

On peut proposer ainsi, une vision globale et cohérente de l'hydrodynamique karstique prenant en compte la grande hétérogénéité en conductivité hydraulique, de ces milieux.

BIBLIOGRAPHIE

1960 BARENBLATT G.I., ZHELTOV Iv.P., KOCINA I.N., *Basic conceps in the theory of seepage of homogeneous liquids in fissured rocks.* J. Appl. Math. Mech. Engl. Transl., **24**, 1286—1303.

1973 BERTRAND J., MATHEY B. et MORNOD L., *Inversion temporaire du gradient hydraulique dans un karst et hétérogénéité de la perméabilité.* Bull. Soc. Nench. Sc. Nat., **96**, 97—103.

1987 BIDAUX P., *Contribution à l'étude des circulations profondes en milieu fissuré peu perméable. Identification à partir de mesures hydrochimiques le long de forages.* Thèse Univ. Montpellier, France, 258 p.

1969 DROGUE C., *Contribution à l'étude quantitative des systèmes hydrologiques karstiques.* Thèse Doctorat Sciences, Université Montpellier II, 470 p.

1968 DROGUE C., PUEGH J.P., *Reconnaissance géologiques et hydrogéologiques pour la construction de barrages en terrains calcaires.* Terre et Eaux, **23**, *65*, 10—22.
1971 DROGUE C., *De l'eau dans les calcaires.* Sc. Prog. Découverte. éd. Dumod., *3433*, 39—46.
1976 DROGUE C., GRILLOT J.C., *Structure géologique et premières observations piézométriques à La limite du soussystème karstique de Terrieu.* 2e Coll. Hydrogeol. pays calc., Ann. Sc. Univ. Besancon fasc. **25**, 3ême série, 195—210.
1980 DROGUE C., *Essai d'identification d'un type de structure de magasins carbonatés fissurés. Application à l'interprétation de certains aspects du fonctionnement hydrogéologique.* Mem. h. Sci. Soc. Géol. France, *11*, 101—108.
1982 DROGUE C., *Analyse statistique des hydrogrammes de décrues des sources karstiques.* J. of Hydrology, 15, 49—68.
1985 DROGUE C., *Geothermal gradients and groundwater circulation in fissured and karstic rocks : the role played by the structure of the permeable network.* Geodynamics, **4**, 9O—94.
1981 GOUISSET Y., *Le karst superficiel : genèse, hydrodynamique et caractéristiques hydrauliques (Applications à un karst du* Languedoc). Thèse 3e cycle, Université Montpellier II, 218, p.
1979 GRILLOT J.C., *Structure des systèmes aquifères en milieu fissuré.* Thèse Doctorat Sciences, Université du Montpellier II, 212 p.
1973 GRINGARTEN A.C., RAMEY H.J., *The use of source and green's functions in solving unsteady flow problems in reservoirs.* Soc. of Petro. Eng. J., 285—298.
1975 GRINGARTEN A.C., RAMEY H.J. and RAGHAVAN R., *Applied pressure analysis for fractured wells.* Jour. of Petro. Tech. (july), 887—892.
1979 GRILLOT J.C., *Structure des systèmes aquifères en milieu fissuré. Contribution méthodologique à cette connaissance.* Thèse Doctorat Sciences, Université Montpellier II, 206 p.
1983 HUYKORN P.S., LESTER B.H., FAUST C.R., *Finite Element techniques for Modeling ground-water flow in fractured aquifers.* Water Resour. Res. 19, *4*, 1019—1035.
1984 MOENCH A.F., *Double-Porosity Models for a Fissured Groundwater Reservoir with fracture skin.* Water Resour. Res., **20**, *7*, 831—846.
1965 ODEN A.S., *Unsteady behavior of naturally fractured reservoirs.* Soc. Pet. Eng. J., **5**, 60—65.
1976 PITARD J., *Contribution à l'intrprétation des essais par pompages dans les roches fissurées.* Thèse 3e cycle, Université Montpellier II, 98 p.
1966 PRICE N.J., *Fault and joint development a brittle and semi-brittle rocks.* ed. R. Maxwell, Pergamon Press.
1955 RAUD S., *Utilisation de l'air pour la détermination de la perméabilité de terrains non aquifères comm. Inter. des grands barrages.* Ve Congrès des grands barrages — Paris, **62**, 599—606.
1980 REISS L.H., *Reservoir engineering en milieu fissuré.* éd. Technip. Paris, 136 p.
1983 SHAPIRO A.M., ANDESON J., *Steady State fluid response in fractured rock : A boundary element solution for a coupled discrete fracture continum Model.* Water Resour. Res. **19**, *4*, 959—969.
1959 SCHNEEBELI G., *Sur l'utilisation de l'air pour la mesure ,,in-situ" de la perméabilité d'un terrain alluvial non saturé.* La Houille Blanche, *1*, 66—73.
1982 VAN GOLF-RACHT t.D. *Fundamentals of fractured reservoir engineerinf.* Elsevier, Amsterdam, 710 p.
1963 WARREN J.E., ROOT P., *The behavior of naturally fractured reservoirs.* Soc. Pet. Eng. J., **3**, 245—258.
1974 WILSON C.R., WITHERSPOON P.A., *Steady State Flow in Rigid Networks of Fractures.* Water Ressour. Res. **10**, *2*, 328—335.

Laboratoire d'Hydrogéologie, URA 1359 du CNRS,
Université des Sciences et Tehniques
34060 Montpellier Cedex 1, France.
Reçu le 3 juillet 1989