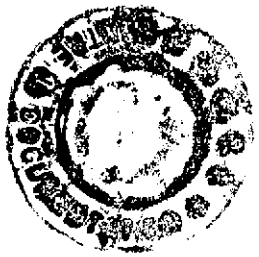


Nouvelles données sur les "nappes d'arènes"

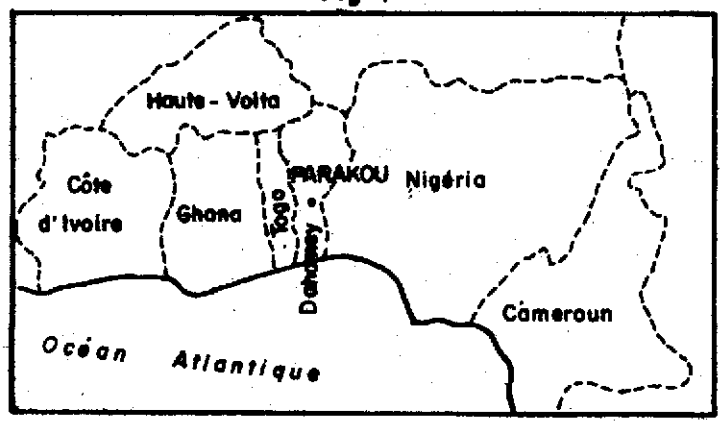
---

par F. LELONG.

SOMMAIRE

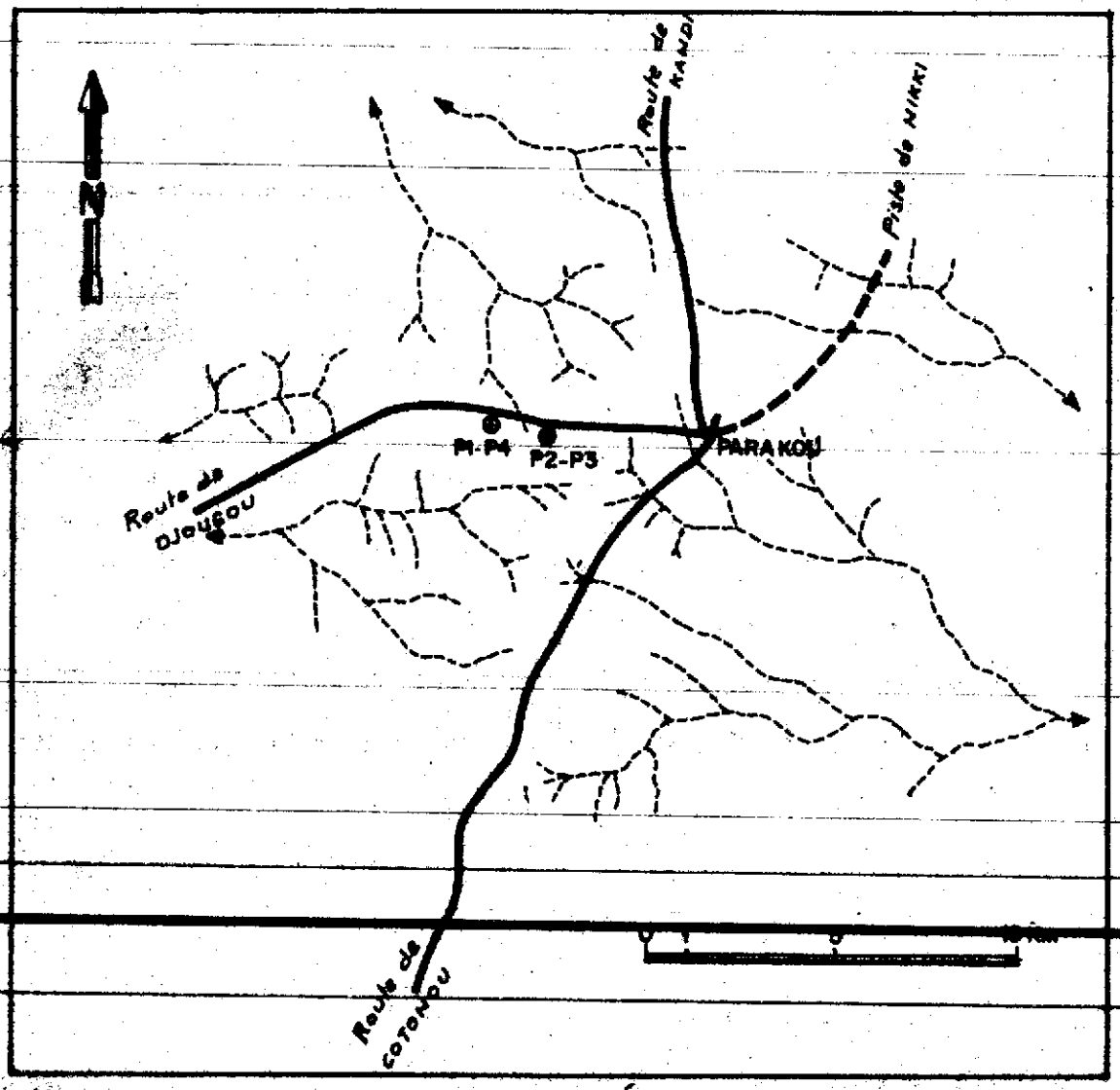
CROQUIS DE SITUATION

Fig. 1



LOCALISATION DES PUITS EXPERIMENTAUX P1-P4 et P2-P3

Fig. 2



INTRODUCTION

Les données suivantes ont été obtenues à la suite de l'étude détaillée de quatre puits expérimentaux creusés dans la région de Parakou (Dahomey) pendant la campagne de terrain que nous avons effectuée au début de l'année 1963 (fig. 1).

Le creusement et l'échantillonnage des puits numérotés P1, P2, P3 et P4, ont été échelonnés entre le 1er Février et le 15 Mars 1963, soit 3 à 4,5 mois après le début de la saison sèche : P1 et P4 sont implantés sur le même site, à 5 mètres l'un de l'autre, de même que P2 et P3 situés à quelques kilomètres plus loin (fig. 2).

La région de Parakou est une pénéplaine granito-gneissique dont l'altération superficielle se manifeste par l'existence d'une couverture d'arènes et d'argiles latéritiques, épaisse d'une dizaine de mètres en moyenne (LELONG, 1963). En surface, l'induration et le concrétionnement des argiles latéritiques donne naissance à une carapace, de formation récente ou actuelle. Les deux sites de puits occupent des positions topographiques analogues sur des replats marquant la surface culminante de la pénéplaine. Çà et là subsistent quelques lambeaux de cuirasse latéritique ancienne qui sont perchés sur les replats, notamment à 300 mètres au Sud du site de P2 - P3.

Cette région est soumise à un climat tropical de transition. La température annuelle moyenne y est voisine de 27° C. Les précipitations interanuelles sont de l'ordre de 1.200 mm et présentent fréquemment des variations de 20 à 30 %. Les pluies sont réparties sur 70 ou 80 jours pendant les quatre mois d'hivernage (juin - septembre). On peut évaluer l'évaporation sur nappe à 1.700 mm, le minimum (3,5 mm par jour) se situant pendant la saison des pluies et le maximum pendant les mois chauds de la saison sèche.

....

Les résultats analytiques ainsi obtenus sont présentés ci-joint en annexe (p 40). Ils permettent d'établir pour chaque puits un profil hydrique correspondant à l'étiage de la nappe. L'interprétation détaillée de ces profils constitue la première partie de la présente étude.

Il a été en outre procédé, pendant les douze mois qui ont suivi la période d'échantillonnage, au relevé hebdomadaire des niveaux hydrostatiques des quatre puits et ces fluctuations ont été comparées au régime des précipitations enregistrées à Parakou pendant la même période. La confrontation de ces données avec les résultats présentés dans la première partie du rapport permet de proposer par la suite un bilan hydrogéologique comportant l'évaluation de l'évaporation, de l'évapotranspiration et de l'écoulement de nappe.

- 0,50 à 2,00 m horizon d'accumulation latéritique, argilo-graveleux concrétionné, plus ou moins induré et de couleur foncée brun à rouge. Cet horizon est criblé de canaux et canalicules représentant, semble-t-il la trace d'anciennes racines, dont le diamètre peut atteindre plusieurs centimètres.

- à partir de 2 m arènes granito-gneissiques, profondément rubéfiées et transformées en pâte argileuse rouge ocreuse, parsemées de taches grises qui marquent fréquemment la trace d'anciennes radicelles (2). Au sein de ces arènes, on reconnait assez souvent des filons et amydales de pegmatite et d'aplite dans un état plus ou moins avancé de décomposition. Ces arènes constituent la totalité du profil du puits P 3. Dans le puits P 2, on rencontre à partir de 5,50 m, un granit à muscovite, de grain assez grossier, altéré mais non rubéfié. Dans les puits P1 et P4, par contre, on trouve en-dessous des arènes rouges, une roche de couleur bleu violacée, beaucoup plus sombre et moins altérée, encore très riche en biotite, de texture finement litée, de grain fin, pourrie et friable dans la masse tout en conservant ses minéraux originels parfaitement identifiables : cette roche représente un gneiss en voie de décomposition.

....

---

(2) la conservation généralement fidèle des textures indique que l'altération s'est effectuée à ce niveau, sans variation importante de volume.

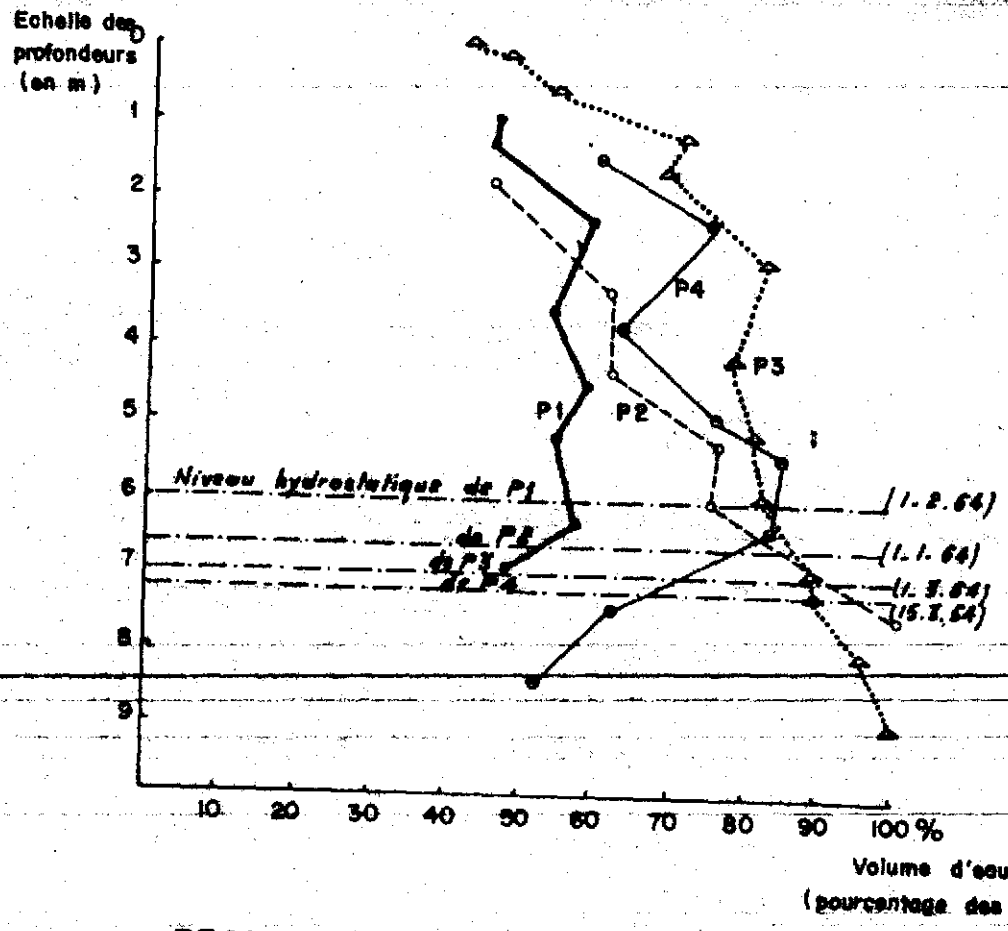
Les paramètres hydrologiques moyens qui caractérisent les différents niveaux d'altération et l'amplitude de leurs variations sont les suivants :

Tableau I - Paramètres hydrologiques moyens

Niveaux d'altération	Nombre d'échantillons analysés	Porosité totale		Porosité ouverte
		Valeur moyenne	Ecart maximum	
Horizon d'accumulation latéritique	6	46 %	± 8 %	46 %
Arènes granito-gneissiques rubéfiées	17	44 %	± 5 %	44 %
Gneiss altéré	3	36 %	± 1 %	18 à 36 %
Grenite altéré	1	47 %		47 %

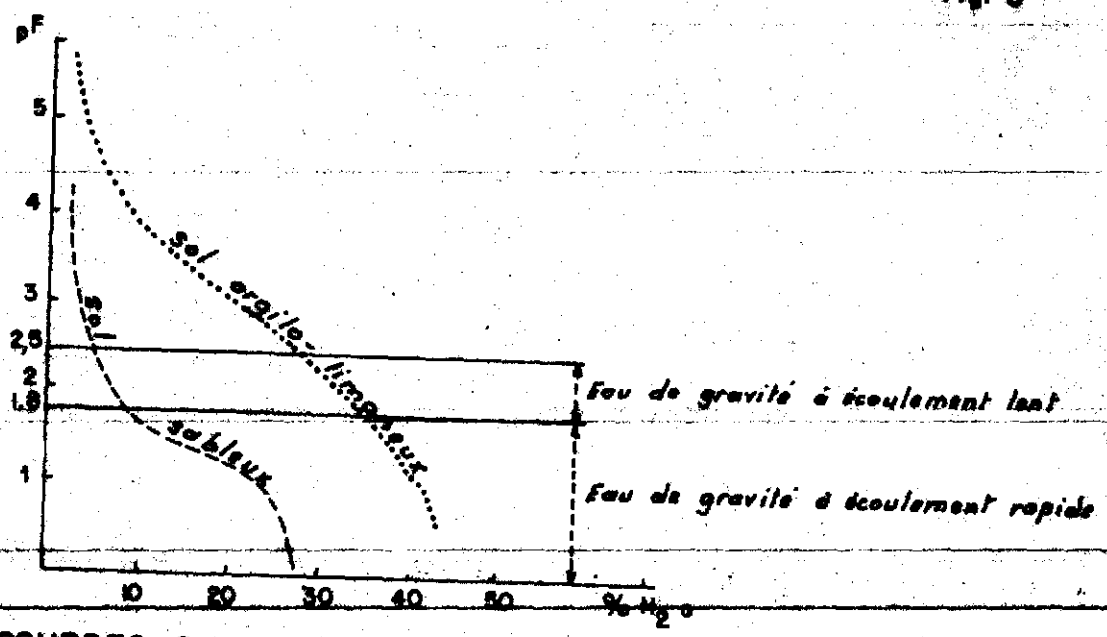
La connaissance de ces données permet de construire pour chaque puits un "profil des taux de saturation en eau" où la quantité d'eau présente lors de l'échantillonnage se trouve exprimée par rapport aux vides disponibles, c'est-à-dire par rapport à la porosité totale (1). Ces profils représentés figure 5 donnent une image beaucoup plus significative de la dynamique de l'eau que les simples profils de "teneurs en eau" (fig. 3), car l'influence des variations de porosité dues aux changements de faciès intervenant de haut en bas et d'un puits à l'autre, s'y trouve effacée. Toutefois, cette représentation ne tient pas compte de la répartition granulométrique des pores qui conditionne, on le sait, la valeur du "potentiel capillaire" (pF) mesurant l'énergie avec laquelle le matériau poreux retient l'eau qu'il renferme (SCHOFIELD, 1935) : ainsi la relation

(1) cf. chiffres de la colonne 510) des tableaux en annexe. L'erreur relative possible sur chacun des chiffres est très grande car les données des colonnes précédentes, dont nous avons mentionné les erreurs éventuelles, entrent simultanément dans leur détermination. Cette erreur relative maximum représente ± 12 %. Mais il y a très peu de chances que toutes les erreurs se cumulent et les variations illustrées par la figure 5 demeurent, selon toute probabilité, significatives.



PROFILS DES TAUX DE SATURATION EN EAU

Fig. 5



COURBES DU POTENTIEL CAPILLAIRE

(Représentation simplifiée d'après DUCHAUFOUR 1960)

Fig. 6

existant entre le potentiel capillaire et l'humidité dépend-elle de la granulométrie du matériau comme en témoignent les courbes de la figure 6 (DUCHAUFOUR, 1960).

Le tableau I et les figures 4 et 5 permettent de constater :

a) que la porosité totale est très élevée et assez homogène (valeurs extrêmes comprises entre 39 et 54 %, moyenne 45 %) pour l'ensemble des formations, sauf pour les gneiss faiblement altérés des puits P1 et P4 dont la porosité totale atteint seulement 36 %. Il semble du reste qu'une fraction pouvant atteindre 50 % de cette valeur représente dans le cas de ces gneiss une porosité "fermée" puisque près de la moitié de leurs pores restent vides d'eau en-dessous du niveau hydrostatique (1). Tout porte par contre à croire que la porosité des autres formations est en totalité "ouverte"

b) qu'il apparait une variation d'humidité très nette en fonction de la profondeur entre 0 et 2,50 m ; cette variation, déjà visible sur les profils de teneurs (fig.8) est rendue plus manifeste par la représentation des profils des taux de saturation. Son existence peut être mise en relation avec l'évapotranspiration qui prélève pendant la saison sèche un pourcentage notable de l'eau retenue, dans la zone de pénétration des racines. La tranche soumise à l'évapotranspiration est cependant assez réduite, comme on pouvait s'y attendre, car la végétation (savane arborescente maigre) est enracinée peu profondément et doit être relativement faible consommatrice d'eau. Il pourrait en être tout autrement sous couvert forestier.

....

(1) Ceci revient à dire qu'une partie des pores ne communiquent pas les uns avec les autres et se trouvent de ce fait isolés du milieu extérieur.

c) qu'entre - 2,50 m et le niveau hydrostatique, les profils des taux de saturation des quatre puits se distinguent sensiblement les uns des autres contrairement aux profils de teneurs en eau : le profil du puits P1 est pratiquement vertical, celui du puits P4 est par contre assez peu incliné, les deux autres sont intermédiaires. On peut déterminer de façon approximative la pente moyenne de chaque profil, abstraction faite de la tranche superficielle soumise à l'évapotranspiration et des couches profondes saturées d'eau. On obtient les valeurs suivantes, que l'on peut dénommer "gradients d'humidités" :

Puits P1	gradient	= 0
Puits P4	gradient	= 2 à 4 % par mètre
Puits PS	gradient	= 2 à 4 % par mètre
Puits P2	gradient	= 8 % par mètre.

3°/ Signification des gradients d'humidités

Il importe de comprendre clairement la signification exacte des courbes de la figure 5.

Chaque point figuratif représente le taux de remplissage en eau des pores à un niveau donné, quelque soit le volume total et la dimension de ceux-ci. Par conséquent et compte-tenu des remarques illustrées figure 6, l'énergie Ψ totale avec laquelle le fluide se trouve lié au matériau poreux ne saurait être déduite directement de ces courbes. Or, seule la connaissance de Ψ peut nous renseigner directement sur la dynamique de l'eau et nous permettre de prévoir dans quels sens s'effectuent ses mouvements (HALLAIRE, 1953) : on sait qu'à l'état d'équilibre hydraulique, cette énergie se répartit dans le profil de telle sorte que le potentiel capillaire $pF = \log \Psi$ d'un point donné soit proportionnel à la cote z du point du dessus de la surface piézométrique, soit :

$$\frac{d \log \Psi}{d z} = \text{constante} \quad \ldots.$$

le coefficient de proportionnalité dépendant seulement des propriétés intrinsèques du matériau poreux.

Il semble qu'en dépit des remarques précédentes, il soit possible de tirer des courbes de la figure 5, une indication sur la répartition des pF, dans une fraction des profils, au moins. On remarque, en effet, que la porosité totale des arènes rubéfiées (faciès le plus abondant au sein des profils) demeure peu variable autour de 44 % d'un prélèvement à l'autre et l'on peut supposer que la répartition granulométrique de leurs pores est sensiblement constante, compte-tenu de l'uniformité du faciès. Dans ces conditions, la relation existant entre le pF et l'humidité doit être à peu de chose près identique pour les différents échantillons prélevés dans la tranche des profils où ces faciès sont présents (entre 2 mètres et 5 à 6 mètres de profondeur) et l'on peut reconstituer avec beaucoup de vraisemblance dans cette tranche, l'allure probable des profils de pF à partir des profils de taux de saturation ; on peut prévoir ainsi que le pF du puits P2 croît régulièrement de la nappe vers la surface, que ceux de P3 et P4 varient dans le même sens, mais plus faiblement, que celui de P1 enfin reste à peu près constant. Il semblerait donc que l'on ait :

$$\frac{d \log \psi}{dz} \text{ du puits 1} \quad \# \quad \frac{d \log \psi}{dz} \text{ du puits 2, etc ...}$$

contrairement à ce à quoi on pourrait s'attendre, puisqu'il s'agit de formations analogues et sensiblement homogènes dans les tranches de terrain considérées.

L'explication qui rende compte de cette anomalie pourrait être la suivante : par suite de la lenteur des mouvements (1) de l'eau au sein de ces formations très argileuses et peu perméables dans leur masse, l'équilibre hydraulique n'a pas toujours le temps de se réaliser

---

(1) Ces mouvements s'effectuant par diffusion ou par égouttement à travers les pores capillaires vers les discontinuités perméables qui drainent les profils.

complétement pendant les quatre ou cinq mois de saison sèche. Selon cette hypothèse, l'absence de gradient de potentiel capillaire dans le puits P1 traduirait un état encore très éloigné de l'équilibre, consécutif à la rareté ou à la mauvaise qualité des chenaux, la diminution régulière et importante du pF dans le puits P2 manifesterait par contre un état voisin de l'équilibre à la faveur d'un drainage plus rapide. Les conditions seraient intermédiaires dans les deux autres puits p3 et P4.

Ces considérations permettent de penser que l'équilibre hydraulique, reconnaissable par l'existence d'un gradient d'humidité marqué au toit de la nappe, sera d'autant plus rapidement atteint que la perméabilité sera plus favorable, notamment dans la partie profonde du profil qui commande le drainage des formations sus-jacentes.

4°/ Corrélation gradient d'humidité - perméabilité

Les résultats relatifs aux gradients d'humidité obtenus précédemment prennent toute leur valeur si l'on précise que les quatre puits ont fourni des débits très inégaux, lors des essais rudimentaires auxquels nous avons procédé sur le terrain :

Puits P1 : débit spécifique QS (1) pratiquement nul
Puits P3 et P4 : QS = 5 à 7 l/h
Puits P2 : QS = 30 l/h, ou plus.

Il semble y avoir une relation directe entre la perméabilité des formations dans lesquelles circule la nappe, au voisinage immédiat de chaque puits et la valeur du gradient d'humidité de la tranche de terrain susjacente à la nappe.

....

(1) Débit correspondant à un rabattement de 1 mètre.

Le débit assez élevé que l'on observe dans le puits P2 s'explique par la présence au niveau de la nappe, d'une roche à texture grossière, le granite pourri non rubéfié. La perméabilité relativement satisfaisante de cette formation semble résulter des discontinuités existant entre les grains de quartz grossiers et la pâte feldspathique transformée en argiles : l'eau peut s'écouler à travers les interstices entre la pâte et les grains. Cette perméabilité peut être considérée comme étant approximativement isotrope, le coefficient de Darcy qui la mesure doit être de l'ordre de 10^{-5} à 10^{-6} m/s, d'après les essais de pompage sommaires qui ont été effectués.

Dans les autres puits, on observe au contraire que les arènes gneissiques ou les gneiss altérés même gorgés d'eau ne laissent pas suinter la moindre goutte d'eau. Les petits débits obtenus dans les puits P3 et P4 tiennent à la présence de filonnets d'aplites et de pegmatites, de texture plus grossière que les gneiss, et au sein desquels l'altération développe une certaine perméabilité d'interstices. Mais cette perméabilité est très hétérogène par suite de la répartition irrégulière et imprévisible des filons, et il serait vain de vouloir la chiffrer de façon précise.

Les arènes et argiles latéritiques peuvent donc présenter des coefficients de perméabilité extrêmement variables, en relation avec la gamme de faciès et d'états structuraux sous lesquels on les trouve. L'analyse géologique des profils permet d'apprécier ces variations de façon approximative, mais elle nécessite des observations minutieuses difficilement reproductibles et elle ne fournit aucun indice définitif avant l'achèvement complet des puits. Aussi, la corrélation qui paraît se dégager entre la perméabilité d'un volume de terrain à l'intérieur de la nappe et le gradient d'humidité des terrains sus-jacents, prend-elle ici toute son importance : le gradient d'humidité serait d'autant plus

.....

important que la perméabilité est grande. Celle conclusion semble parfaitement logique : chaque fois qu'un niveau perméable existe au sein d'un profil, ce niveau draine les formations latérales et susjacentes et, par suite, le gradient d'humidité augmente. Inversement, l'absence de gradient d'humidité manifeste l'absence de drainage profond (1). La comparaison des profils d'humidité relatifs aux puits P1 et P2 est particulièrement éclairante sur ce point : l'humidité augmente de façon progressive et importante de haut en bas du profil P2 par suite de l'influence en profondeur du faciès granitique grossier dont la perméabilité est satisfaisante, mais elle reste constante dans le profil P1 où la nappe stagne dans des formations pratiquement imperméables ; le cas des deux autres puits dans lesquels le drainage se limite à quelques intercalations hydrologiquement favorables, est naturellement intermédiaire aux précédents.

5°/ Evaluation des erreurs commises sur les mesures et analyse de la signification des résultats obtenus : représentativité de l'échantillonage

On a mentionné dans les notes infrapaginales précédentes, au fur et à mesure de l'utilisation des chiffres présentés en annexe, la valeur calculée des erreurs maximum qui sont susceptibles d'affecter les résultats. Les calculs sont détaillés en annexe, p 45 . Toutes ces erreurs, sauf celles qui concernent les valeurs des taux de saturation, sont d'un ordre de grandeur comparable aux fluctuations qui accidentent le tracé des courbes, mais elles sont nettement inférieures aux variations de grande ampleur qui se manifestent de haut en bas des profils : les phénomènes mis en évidence à partir des courbes tracées sur les figures 3 et 4, ne sont donc pas imputables à des erreurs de ce type.

---

(1) On pourrait vérifier cette hypothèse en établissant des cartes piézométriques détaillées à proximité des puits ou forages dont les profils d'humidité auront été établis : des dépressions plus ou moins marquées de la surface piézométrique devraient exister à l'aplomb des profils où les gradients d'humidité sont maximum.

L'imprécision affectant la détermination des taux de saturation est par contre beaucoup plus considérable puisque sa valeur relative atteint presque ± 12 % : le calcul des taux de saturation fait en effet intervenir deux facteurs dont il faut cumuler l'erreur maximum, si improbable puisse-t-être ce cumul.

Mais l'analyse critique des résultats obtenus oblige à s'interroger sur un autre aspect, plus fondamental encore, puisqu'il commande tous les autres : la représentativité des mesures relatives à chaque échantillon. Il faut prévoir en effet que les caractères déterminés sur différents échantillons prélevés à un même niveau, présentent des fluctuations plus ou moins larges. Quelle est l'amplitude de ces fluctuations ? Est-elle d'importance telle que la valeur des variations significatives existant d'un niveau à l'autre et mises en évidence dans cette étude, puisse être remise en cause ? Le calcul statistique effectué en annexe à partir des trois puits pour lesquels on dispose d'un échantillonnage double, répond à cette question : il est conduit en supposant que les deux séries de mesures qui servent à déterminer toutes les autres (poids à sec des échantillons et poids d'eau qu'ils contiennent) sont sujettes pour chaque niveau, à une erreur distribuée normalement.

Ce calcul permet d'établir que seules les mesures relatives à la teneur en eau des échantillons, au volume d'eau dans 100 cc d'échantillon et au taux de saturation présentent des fluctuations aléatoires d'importance notable : l'écart-type σ de ces mesures est en valeur relative, respectivement égal à 7,3 - 7 et 7,3 %.

L'incidence de ces résultats sur la précision des courbes présentées figure 5, qui ont servi à établir la relation "gradient d'humidité-perméabilité" est la suivante : chacue point figuratif a

....

68 % de chances d'être situé dans un intervalle ($+\sigma$, $-\sigma$) égal à $\pm$ 7,3 % en valeur relative et 95 % de chances d'être situé dans un intervalle ($+2\sigma$, -2σ) égal à $\pm$ 14,6 % en valeur relative. A ce niveau élevé de probabilité, les fluctuations aléatoires dues au défaut de reproductibilité de l'échantillonnage, dépassent légèrement la valeur maximum des erreurs relatives ($\pm$ 12 %) dues à l'imprécision des mesures. Mais ces fluctuations si importantes soient-elles, ne paraissent pas susceptibles de remettre en cause les différences d'allure très prononcées que présentent les courbes P1 et P2 de la figure 5, tout au plus sont-elles capables de rendre les courbes P3 et P4 partiellement indistinctes, dans la tranche des profils situés au-dessus des niveaux hydrostatiques : le gradient d'humidité de P1 conserve de bonnes chances d'être faible ou nul, celui de P2 d'être bien marqué et ceux de P3 et P4 d'être intermédiaires.

6°/ Conclusions

Les variations que présentent la plupart des résultats obtenus dans l'étude des caractères hydrologiques ponctuels des arènes, semblent donc significatives ou du moins ont une excellente probabilité de l'être. Seules les valeurs des taux de saturation peuvent être entachées d'imprécision telle que le phénomène qu'elles permettent de mettre en évidence, offre moins de certitude.

Aussi parait-il souhaitable que la relation "perméabilité-gradient d'humidité" puisse faire l'objet d'une étude complémentaire com-

....

portant : un échantillonnage sur le terrain, plus complet que celui qui a été utilisé ici et le travail de laboratoire nécessaire (1).

L'enjeu est d'importance : si la détermination des profils d'humidité, dans la tranche des quelques mètres qui surmonte la nappe à l'étiage, permet de déceler les caractères hydrologiques des niveaux aquifères sous-jacents, il semble possible d'entreprendre une prospection plus rationnelle des zones perméables existant au sein des arènes : la localisation de ces zones présente un intérêt fondamental dans les régions cristallines des pays intertropiceux où les formations d'altération superficielle contiennent les principales ressources aquifères utilisables (nappes d'arènes).

On sait que l'exploitation des nappes d'arènes est particulièrement malaisée ; en effet, si certaines méthodes de prospection géophysique permettent de reconnaître les secteurs où la tranche altérée aquifère présente une épaisseur maximum, il n'existe aucun moyen sûr de localiser à l'intérieur de ceux-ci les zones de perméabilité optimum. Ajoutons que dans les nombreux cas - quand il s'agit notamment de l'implantation de puits dans des petits villages - où la faible importance de l'équipement ne justifie pas une étude géophysique coûteuse, l'établissement de quelques profils d'humidité préalablement au creusement des ouvrages, peut constituer une méthode simple pour sélectionner les emplacements favorables. Il suffirait de savoir établir ces profils rapidement et à peu de frais.

---

(1) On peut prévoir, à titre indicatif, un mois de laboratoire pour deux ou trois mois de terrain et d'échantillonnage. Le travail de laboratoire devrait être confié à l'Ingénieur qui a procédé à l'étude de terrain, assisté par un ou deux techniciens capables d'effectuer de façon courante les analyses suivantes : déterminations de porosité, de densités réelle et apparente et, éventuellement, de potentiel capillaire. L'échantillonnage devrait être réalisé sur le terrain à la fin de la saison sèche, au moment où les profils hydriques ne montrent pas d'évolution sensible dans un intervalle de temps réduit.

Un tel objectif ne semble pas hors de portée de la technique moderne, notamment si l'emploi de sondes à neutrons ou de sondes à rayons γ s'avère possible : ces appareils permettent de déterminer simultanément la densité et l'humidité de matériaux poreux et ils paraissent utilisables dans des sondages de diamètre très réduit, voire même dans de simples trous de tarière. Avant même d'envisager la mise au point de cette méthode à des fins de prospection courante, on pourrait peut-être s'en servir pour l'étude de nouveaux profils, dont nous recommandons la réalisation.

II. - CARACTERES HYDROLOGIQUES D'ENSEMBLE DES ARENES ET DES ARGILES LATERITIQUES : POROSITE UTILE ET POROSITE CAPILLAIRE

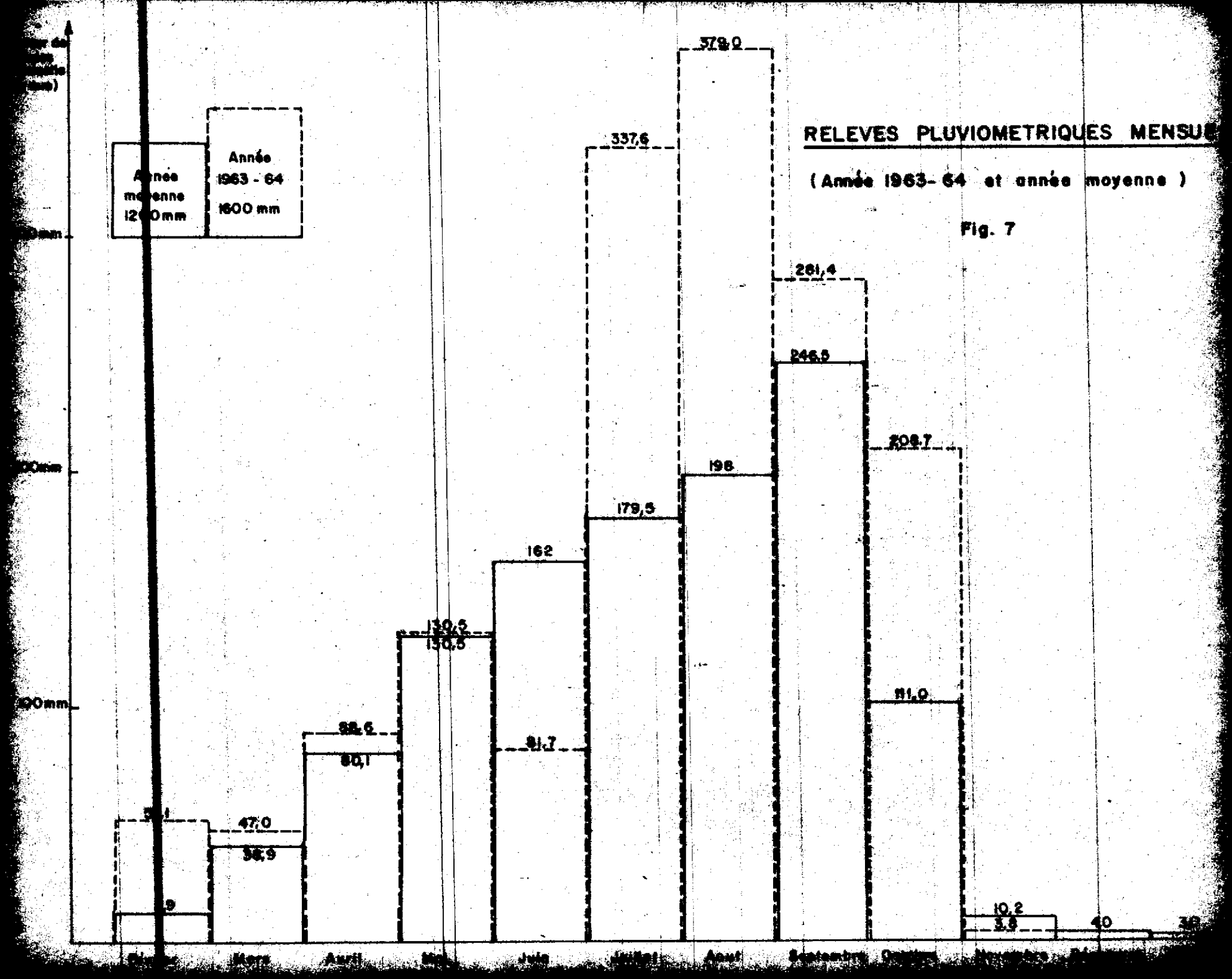
L'analyse comparée, pendant près de douze mois (Février 1963 à Janvier 1964) du régime des précipitations et des fluctuations du niveau hydrostatique de la nappe dans les quatre puits P1, P2, P3 et P4, permet de définir plusieurs paramètres hydrologiques "d'ensemble" : il faut entendre par ce terme des paramètres moyens caractérisant des volumes importants de formations aquifères à l'échelle d'un site de puits et non plus à l'échelle d'un échantillon (fig 7 et 8).

Deux remarques préliminaires s'imposent :

- l'année 1963 a été largement excédentaire du point de vue pluviométrique. Les relevés journaliers effectués à Parakou indiquent une hauteur de pluie égale à 1600 mm pour l'année, soit 33 % de plus qu'en année moyenne (1200 mm) ; 1963 a donc permis un réapprovisionnement optimum des nappes phréatiques et le niveau hydrostatique maximum que l'on a relevé dans les quatre puits a atteint une cote voisine du maximum possible.

- les quatre courbes représentant les fluctuations de niveau hydrostatique sont très voisines si bien que l'on peut les confondre en une seule dans les raisonnements suivants. Cette similitude donne à penser que les différences d'ordre géologique, assez sensibles d'un puits à l'autre, qui ont été décrites ci-dessus, ne doivent avoir qu'une valeur ponctuelle et qu'à proximité immédiate des puits, d'importantes variations latérales compensent ces différences et permettent une étroite convergence des propriétés hydrologiques des quatre sites de puits considérés dans leur ensemble.

....


RELEVES PLUVIOMETRIQUES MENSUE
(Année 1963- 64 et année moyenne)
Fig. 7
Année moyenne 1200mm
Année 1963 - 64 1600 mm
47,0
38,9
88,6
80,1
130,5
150,5
162
81,7
337,6
179,5
379,0
198
281,4
246,5
208,7
111,0
10,2
3,8
40
Mars
Avril
Juin
Août
Septembre

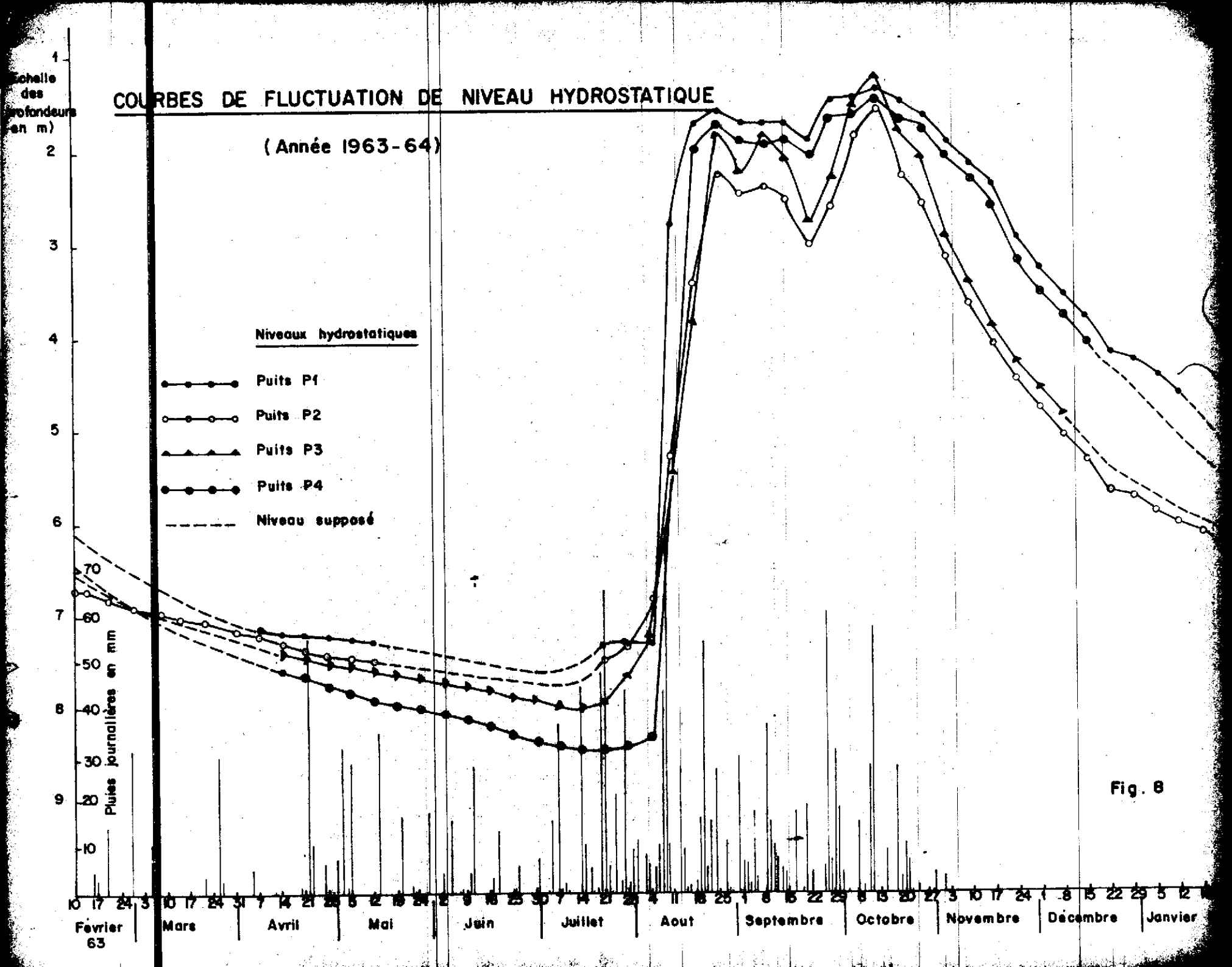

COURBES DE FLUCTUATION DE NIVEAU HYDROSTATIQUE
(Année 1963-64)
Echelle des profondeurs (en m)
Niveaux hydrostatiques
Puits P1
Puits P2
Puits P3
Puits P4
Niveau supposé
Pluies journalières en mm
Février 63
Mars
Avril
Mai
Juin
Juillet
Aout
Septembre
Octobre
Novembre
Décembre
Janvier

Fig. 8

et de Parakou présentent les mêmes caractères hydrologiques car la porosité utile représente seulement, selon la définition adoptée ici, la fraction d'eau immédiatement mobilisable, à l'exclusion de l'eau à écoulement lent qui intervient partiellement dans les calculs relatifs à Korhogo.

2°/ "Porosité capillaire" des arènes ; porosité microcapillaire et porosité macrocapillaire dans la tranche de fluctuation de la nappe.

Le tableau I "Paramètres hydrologiques moyens" présenté page 7, montre que la porosité totale des arènes granito-gneissiques rubéfiées (faciès le plus répandu dans les profils étudiés) est en moyenne de 44 % ± 5 %. Or, il est facile d'établir la valeur moyenne de la porosité microcapillaire (eau de rétention) à partir du volume d'eau qui subsiste dans les arènes à la fin de la saison sèche (cf. colonne 7 des tableaux en annexe), puisque les quantités évapotranspirées paraissent négligeables au-dessous de 2,50 m de profondeur, là où précisément commencent à se développer les faciès considérés. Cette porosité représente 31 % (± 6 %), soit 70 % du volume des pores disponibles. Les pores non saturés occupent donc : 44 - 31 = 13 %, dont :

- 4 % équivalent à la porosité utile,
- 9 % équivalent à la porosité macrocapillaire.

Il est donc logique de penser que ces 9 % vont être progressivement saturés par les précipitations qui s'infiltrent pendant la première partie de la saison humide (Avril à Juillet) avant la remontée brutale des nappes : celle-ci traduit en effet la saturation totale de la porosité utile.

.....

Qu'observe-t-on dans les faits ? La hauteur totale des précipitations du 17/2 (date de la première pluie) au 21.7.63 (date de la remontée des nappes) est égale à 573 mm. Mais la reprise évaporatoire en a consommé une part importante : on considère souvent que les averses isolées, égales ou inférieures à 10 mm ne peuvent jamais s'infiltrer en profondeur. On précisera ci-dessous (§ III) un mode de calcul simple permettant d'évaluer le volume des précipitations qui se trouve ainsi soustrait à l'infiltration ; le calcul du déficit correspondant à la période du 17/2 au 21/7/1963 fournit une valeur égale à 236 mm et par conséquent la hauteur d'eau capable de s'infiltrer pendant cette période se trouve limitée à 573 - 236 = 337 mm. On peut en effet admettre que le ruissellement est négligeable, ainsi qu'on le verra dans le paragraphe suivant, tant que les nappes ne sont pas rechargées.

Comment cette hauteur d'eau se répartit-elle dans les 7,80 mètres de profil (7,80 mètre étant profondeur moyenne du niveau hydrostatique d'étiage) ? Si l'on fait abstraction du 0,50 m superficiel, de nature sableuse dont la capacité de rétention est faible, les 7 mètres sous-jacents doivent être divisés en :

- une tranche de 2 mètres voisine de la surface, représentant l'horizon d'accumulation latéritique,
- une tranche profonde épaisse de 5,30 mètres, constituée d'arènes granito-gneissiques rubéfiées.

La première est partiellement desséchée par l'évapotranspiration : l'examen des profils de taux de saturation (fig. 5) montre que la perte d'eau correspondante représente 20 à 30 % de la porosité totale (46 %) (1), soit 12 %, ce qui équivaut à un déficit uniforme

....

(1) cf. tableau I "Paramètres hydrologiques moyens" - page 7.

de 6 % sur ces deux mètres superficiels. La hauteur d'eau nécessaire pour combler ce déficit est :

$$\frac{6 \times 2.000}{100} = 120 \text{ mm}$$

La hauteur d'eau disponible pour la tranche sous-jacente se limite donc à 337 - 120 = 217 mm et en admettant qu'elle se répartisse de façon uniforme sur les 5,30 m, le volume des pores saturés est voisin de 4 % (porosité macrocapillaire).

Ch chiffre est inférieur au coefficient de porosité macrocapillaire (9 %) chiffrant le volume des pores disponibles dans le faciès d'arènes rubéfiées avant la remontée des nappes. Il faut donc admettre qu'une part importante des profils est constituée de formations analogues aux gneiss peu altérés des puits P1 et P4, dont la porosité est en partie "fermée".

3°/ Les différents états de l'eau contenue dans les formations d'altération superficielle tropicale et leur importance relative dans un échantillon de volume unité.

En résumé, l'eau contenue dans les formations d'altération tropicales se trouve sous plusieurs formes :

- une part (eau de rétention) est absorbée de façon permanente dans les pores microscopiques : cette eau représente selon les faciès, un volume variable dont la valeur définit la porosité microcapillaire : 18 % pour les gneiss peu altérés, 31 % pour les arènes granito-gneissiques rubéfiées, et valeurs intermédiaires 18 à 31 % pour l'ensemble

....

des profils où ces deux types de formations constituent les faciès dominants,

- une part (eau à écoulement lent) est retenue temporairement dans les pores de taille intermédiaire. Cette eau s'égoutte lentement pendant la saison sèche, ralentissant ainsi la baisse de niveau des nappes et définit la porosité macrocapillaire dont la valeur moyenne paraît voisine de 4 %. Cette porosité atteint, semble-t-il, sa valeur maximum de 9 % dans le cas du faciès rubéfiées,

- une part (eau à écoulement rapide) immédiatement mobilisable par la pesanteur, occupe les pores les plus grossiers dont le volume définit la porosité utile, elle aussi égale à 4 % en moyenne pour la tranche de terrain correspondant aux fluctuations de nappe.

Ainsi, si l'on considère l'ensemble des formations d'altération étudiées, dont la porosité totale semble le plus souvent dépasser 40 %, on peut admettre que 10 % seulement de ce volume saturé d'eau, soit 4 %, peut être exploitable dans des conditions normales, qu'une quantité analogue (4 %) pourrait être éventuellement soutirée au moyen d'un système de drains rayonnant autour des ouvrages (système susceptible d'accélérer l'écoulement lent) le reste (80 % environ) étant par contre inutilisable dans l'état actuel de nos connaissances.

III - TENTATIVE DE BILAN HYDROGEOLOGIQUE

On a vu dans le paragraphe précédent que la remontée des nappes ne s'effectue, dans les profils considérés, qu'au delà d'un certain seuil de pluie, que l'on peut estimer à 550 mm ou 600 mm : cette tranche sert seulement à combler le déficit d'humidité des profils (eau de rétention et eau à écoulement lent).

1°/ Remplissage interannuel des nappes et conditions de ruissellement

En année de pluviométrie normale, égale à 1200 mm (fig. 7), ce seuil est atteint à la fin du mois de Juillet. La remontée des niveaux hydrostatiques ne peut intervenir par la suite que si les précipitations sont suffisamment intenses, de façon à ce que les apports excèdent les pertes.

Or cos pertes peuvent être estimées à environ 110 mm par mois :

- 50 mm dus à l'écoulement de la nappe (1)
- 60 mm dus à la reprise évaporatoire (2).

Il faut noter que des marges d'erreur assez considérables peuvent intervenir dans l'évaluation de ces chiffres et il faudrait s'appliquer à les corriger si de nouvelles observations sur le terrain infirmaient la validité des résultats obtenus dans le raisonnement suivant.

---

(1) La vitesse moyenne de descente des nappes, observée lorsque les apports de pluie cessent (fig. 8) est de 1,20 m par mois ; la porosité utile étant de 4 %, cette perte d'eau représente une tranche d'eau de :

$$\frac{1200 \times 4}{100} \approx 50 \text{ mm par mois.}$$

(2) cf. valeur mensuelle de l'évaporation évaluée à partir du déficit évaporatoire annuel que l'on constate (cf. ci-dessous p 33).

Les apports pluviométriques, quant à eux, représentent en année moyenne, une fois que le seuil défini ci-dessus est atteint, 200 mm en Août, 250 mm en Septembre, 100 mm en Octobre. Il semble donc que :

200 - 110 = 90 mm à la fin d'Août
(200 + 250) - 220 = 230 mm à la fin de Septembre
(200 + 250 + 100) - 330 = 220 mm à la fin d'Octobre

participent à la remontée de la nappe.

On sait, par ailleurs, que la saturation des arènes consomme en moyenne 40 mm par mètre de profil (porosité utile : 4 %), aussi cette remontée doit-elle représenter $\frac{230}{40}$ = 5,75 m en année de pluviométrie normale, le niveau hydrostatique maximum étant atteint fin Septembre. En Octobre, les apports équivalents sensiblement aux pertes et le niveau hydrostatique devrait théoriquement se maintenir à cette cote (1).

Ainsi, on peut prévoir que, chaque fois que la pluviométrie annuelle est déficitaire (inférieure à 1.000 mm), la recharge des nappes analogues à celles qui font l'objet de cette étude ne s'effectue que partiellement (2). Il serait intéressant que ce point puisse faire l'objet de vérifications précises sur le terrain, pendant les années à venir. ....

---

(1) En fait, l'écoulement de nappe est beaucoup plus rapide lors des hautes eaux de la nappe : c'est ainsi qu'un apport de pluie de 200 mm environ entre le 25/8 et le 22/9/1963 n'a pas empêché la nappe de baisser de 0,50 m. Ceci s'explique aisément de la façon suivante : la porosité utile et la perméabilité dont on a défini les valeurs moyennes précédemment, ne sont pas réparties de façon uniforme dans les profils, elles présentent des valeurs maximum dans les premiers mètres superficiels par suite de la présence de canalicules plus ou moins bien développés.

(2) On peut prévoir sur les bases précédentes que dans le cas d'une année déficitaire de 20 % (pluie annuelle 960 mm), la remontée n'atteint que la moitié ou les 2/3 de la valeur moyenne (5,75 m), correspondant à une année de pluviométrie normale.

Par ailleurs, comme les profils présentent une excellente capacité d'absorption tant qu'ils ne sont pas saturés, le ruissellement observé pendant les années de pluviométrie normale doit être négligeable ou nul, même au plus fort de la saison des pluies. Cette forte capacité d'absorption résulte de la bonne perméabilité des sols (la vitesse d'infiltration doit être de l'ordre de 100 à 200 mm/heure), de l'absence de pente notable et de l'épaisseur assez importante de la tranche poreuse d'altération au-dessus du niveau hydrostatique d'étiage (7 à 8 m pour les profils considérés).

Ces conclusions éclairent les données présentées dans le rapport "Etude hydrologique des petits bassins versants du Dahomey" (ORSTOM, 1960), selon lesquelles il existe un seuil de saturation en-dessous duquel on observe aucun écoulement superficiel. En année où les pluies sont déficitaires, il est fréquent que ce seuil ne soit pas atteint ; les années excédentaires, par contre, l'écoulement devient rapidement considérable. On peut citer, à titre d'exemple, les chiffres suivants, relatifs au bassin versant de la Lhoto (45 km2) situé dans la région de Dassa-Zoumé, à 170 km au Sud de Parakou

- coefficient d'écoulement maximum 36 % en Août 1957, année pendant laquelle les précipitations ont dépassé de 20 % environ la hauteur moyenne interannuelle (1.100 mm)

- coefficient d'écoulement nul en 1957, année déficitaire de 10 %.

....

2°/ Détermination de l'évaporation annuelle, en année moyenne

Par suite de l'absence probable de ruissellement, en années de pluviométrie normale, sur les sites analogues à ceux des puits étudiés, on peut écrire :

$$P = (e\,1 + e\,2) + E$$

en négligeant la variation de réserves de nappe qui est négligeable.

P : tranche pluviométrique annuelle

e 1 : tranche d'eau évapotranspirée (consommation des végétaux et diffusion capillaire)

e 2 : tranche d'eau évaporée (reprise par l'atmosphère avant l'infiltration profonde)

E : tranche d'eau représentant l'écoulement souterrain de nappe.

- Valeur de l'évapotranspiration : on a vu ci-dessus (p. 26) que le déficit d'humidité dû à l'évapotranspiration, dans la tranche superficielle des profils, représente une hauteur de pluie de 120 mm environ.

- Valeur de l'écoulement souterrain : il consiste d'abord en un écoulement instantané" intervenant pendant les hautes ou moyennes eaux de la nappe (Août - Septembre - Octobre) où les apports de pluie surpassent ou compensent les pertes et maintiennent un écoulement d'intensité soutenue. On a vu ci-dessus (p. 28, note 1) que la perte d'eau correspondante à cet écoulement représente en moyenne une tranche d'eau de 50 mm par mois, soit 150 mm pendant les trois mois où durent les hautes ou moyennes eaux. Après cette période, les apports de pluie cessent brusquement, les niveaux de nappe s'abaissent régulièrement, à un rythme décroissant (fig. 8) jusqu'à ce qu'ils atteignent une cote minimum au début de l'hivernage suivant.

....

On sait que la fluctuation annuelle du toit de la nappe représente en moyenne 5,75 m. Connaissant la porosité utile (eau à écoulement rapide) et la porosité macrocapillaire (eau à écoulement lent) de cette tranche de terrain, l'écoulement correspondant représente :

$$\frac{575 \quad (4 + 4)}{100} = \underline{460 \text{ mm}}$$

Dans l'équation $P = (e\,1 + e\,2) + E$, l'évaporation demeure la seule inconnue et l'on trouve :

$$\underline{\text{Evaporation}} = 1200 - 610 - 120 = \underline{470 \text{ mm}}.$$

Cette hauteur d'eau représente la quantité de pluie annuelle qui ne profite en aucune façon à l'alimentation du sous-sol : chaque averse imbibe une tranche de sol dont l'épaisseur est fonction de la hauteur de l'averse, mais le dessèchement superficiel intervient aussitôt dans les heures et les jours qui suivent et une fraction variable des apports de pluie se trouve reprise par l'atmosphère. Il est logique d'admettre que la valeur maximum de la hauteur d'eau évaporée sur un sol saturé est voisine de l'évaporation sur nappe libre et qu'elle diminue rapidement au fur et à mesure que la tranche superficielle du sol se dessèche (FEODOROFF et RAFI, 1962,(a)et(b) : l'évaporation journalière o_t doit être voisine des valeurs suivantes :

$$t = \frac{e_o}{1} \quad \text{le jour de l'averse}$$

$$t = \frac{e_o}{2} \quad \text{le jour suivant}$$

$$t = \frac{e_o}{4} \quad \text{le second jour ... etc ...}$$

e_o représentant la valeur journalière de l'évaporation en eau libre. Ainsi l'évaporation totale consécutive à une pluie isolée serait environ $e_t = 2\,e_o$. Or, on sait que e_o est variable avec la saison : le

....

rapport "Etudes hydrologiques des petits bassins versants au Dahomey" (ORSTOM, 1960) indique que l'évaporation sur nappe d'eau libre oscille entre 6 mm/jour pendant la saison sèche et 4 mm/jour pendant la saison humide dans des régions climatiquement analogues à celle de Parakou. Les valeurs de e_t correspondantes sont :

saison sèche	6 mm le jour de l'averse 3 mm le jour suivant, 1,5 mm le second jour, etc ...
saison humide	4 mm le jour de l'averse, 2 mm le jour suivant, 1 mm le second jour, etc,...

Sur ces bases, il est facile de vérifier qu'on aboutit à un total annuel tout à fait analogue au déficit évaporatoire de 470 mm défini ci-dessus, en calculant pour l'année type de pluviométrie moyenne (1200 mm par an), les hauteurs d'eau évaporées après chaque averse. On trouve ainsi un déficit égal à 460 mm, dont la répartition mensuelle est la suivante :

Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin
5 mm	10 mm	25 mm	40 mm	50 mm	60 mm
Juillet	**Août**	**Septembre**	**Octobre**	**Novembre**	**Décembre**
60 mm	60 mm	75 mm	60 mm	10 mm	5 mm

Au total, le bilan hydrologique des nappes d'arènes étudiées, semble s'établir comme suit, en année moyenne :

Apports de pluie	1200 mm			
Evaporation	470 mm ... soit	40 %	50 % des apports	
Evapotranspiration	120 mm ... soit	10 %		
Ecoulement souterrain	610 mm ... soit	....	50 % des apports	

....

et traduire un équilibre assez rigoureux entre les quantités d'eau qui s'écoulent avec les nappes et celles qui sont reprises par l'atmosphère, soit par évaporation directe, soit par évapotranspiration différée. En année de pluie excédentaire, les pertes dues à l'évaporation, à l'évapotranspiration et à l'écoulement souterrain ne varient vraisemblablement qu'assez peu en valeur absolue, mais les pertes dues au ruissellement interviennent de façon croissante avec le volume des précipitations dans le bilan : ainsi, en 1963 (pluie annuelle de 1600 mm), elles ont dû représenter 20 à 30 % du total, l'évaporation et l'évapotranspiration, d'une part et l'écoulement, d'autre part, se trouvant réduits à une fraction égale à 35/40 % des apports. En année de pluie déficitaire par contre, les pertes dues à l'évaporation et à l'évapotranspiration étant assez peu "compressibles", le pourcentage des quantités écoulées peut diminuer sensiblement : ainsi pour une pluviométrie annuelle de 960 mm (déficitaire de 20 % par rapport à la normale), on peut prévoir que le bilan s'établirait comme suit : évaporation et évapotranspiration : 60 %, écoulement : 40%.

Il est intéressant de comparer ces données aux termes du bilan présenté dans le rapport "Etude de ruissellement sur le bassin versant de Korhogo (Côte d'Ivoire)" (ORSTOM, 1963). Ce bilan est le suivant :

Précipitations	1.500 mm	
Ruissellement	70 mm	..... 5 %
Ecoulement de base	420 mm	..... 28 %
Réserves de nappe	40 mm	..... 3 %
Evaporation directe	830 mm	..... 55 %
Evaporation différée	140 mm	..... 9 %

Le bassin versant de Korhogo (3,39 km2) est situé sur un substratum d'arènes granitiques dont le relief est peu marqué (pente moyenne 15 m/km entre le point le plus haut et le point le plus bas).

....

Il est soumis à un climat du type tropical de transition, comportant une saison sèche de Novembre à Mars et une saison humide d'Avril à Octobre : la pluviométrie annuelle y représente en moyenne 1400 mm. Ses caractéristiques s'apparentent donc à celles des sites où ont été implantés les puits expérimentaux analysés dans le présent rapport. Mais la méthode suivie pour établir le bilan hydrologique du bassin de Korhogo diffère radicalement de celle qui a été utilisée ici, d'où l'intérêt tout particulier que présente l'analyse comparée des résultats obtenus.

Il semble, a priori, que ces résultats n'aient rien de commun. Un examen attentif montre cependant qu'ils s'apportent mutuellement d'intéressantes confirmations. Si on néglige le ruissellement et si l'on ne tient pas compte du terme "Réserves de nappe" (Ces facteurs sont négligeables quand on considère, comme on l'a fait ici, une année de pluviométrie normale), les deux bilans peuvent être présentés sous une forme parallèle :

	Parakou	Korhogo
Ecoulement	610 (50 %)	420 (30 %)
Evaporation directe	470 (40 %)	830 (60 %)
Evaporation différée	120 (10 %)	140 (10 %)
Total :	1.200 mm	1.390 mm

Les différences notables qui subsistent se conçoivent aisément. Les chiffres relatifs à Parakou ont une signification ponctuelle, ils représentent des valeurs moyennes caractéristiques de quatre sites

....

topographiquement et géologiquement identiques : surface plane, position topographique élevée, profondeur de l'altération assez forte, fluctuations de nappe importantes. Les chiffres relatifs à Korhogo, par contre, concernent l'ensemble d'un bassin versant, y compris les dépressionset les zones marécageuses, à l'aplomb desquelles les fluctuations de nappe sont beaucoup moins importantes et où l'écoulement de base se trouve en général réduit. La valeur moyenne de cet écoulement, sur l'ensemble du bassin versant doit donc nécessairement présenter une valeur plus faible que celle qui caractérise les sites situés en position topographique élevée, comme ceux de Parakou.

Il faut enfin remarquer que les termes "Evaporation retardée" des deux bilans sont analogues. Cependant, dans le cas de Korhogo, la valeur de 140 mm, obtenue par différence (résidu du déficit d'écoulement), nous semble sous-évaluée : en effet, cette tranche est sensiblement la même que celle mise en évidence par l'analyse des profils hydriques de Parakou alors que la présence à Korhogo de zones topographiquement basses - où la végétation doit être mieux développée et où la nappe est peu profonde - devrait élever sensiblement l'intensité de la reprise évapotranspiratoire. Le terme "Evaporation directe" par contre, nous paraît nettement surévalué : la loi d'évaporation journalière réelle adoptée $E_T = 6,05\ E_p'$ - dans laquelle E_p représente l'évapotranspiration potentielle, variable selon les saisons de 3,5 à 7,8 mm/jour et déterminée à l'aide du bac Colorado -, revient en effet à admettre que des averses isolées de 21,2 mm en hivernage et de 47,2 mm en saison sèche ne peuvent jamais alimenter la nappe : ceci nous semble contraire à certains faits d'observation. La loi d'évaporation $e_t = 2\ e_o$ tout aussi empirique, utilisée dans ce rapport (p. 32) pour répartir averse par averse le déficit évaporatoire apparu dans le bilan, tient mieux compte, selon

....

nous, de l'existence d'un volant d'eau microcapillaire et macro-capillaire au toit des nappes d'arènes : de nombreuses pluies, spécialement en saison sèche, n'alimentent ni les nappes, ni l'évaporation, mais interviennent seulement pour recharger les capillaires partiellement égouttés ou desséchés des arènes.

CONCLUSION

De cette étude détaillée relative à quatre puits creusés de façon artisanale dans la région de Parakou (Dahomey), on peut tirer les données fondamentales suivantes :

1°/ Les arènes granito-gneissiques et les argiles latéritiques associées contenant les nappes phréatiques ont une porosité utile d'environ 4 % qui représente en général moins de la dixième partie du volume d'eau retenue par ces formations quand elles sont saturées. Une quantité à peu près du même ordre représente "l'eau à écoulement lent" qui s'égoutte progressivement dans la nappe au fur et à mesure de sa décharge et qui serait également susceptible d'être exploitée moyennant un système de drainage adéquat.

2°/ La perméabilité de ces formations est généralement très faible, sauf au sein de certaines intercalations de texture grossière (granite à gros grains, amygdales, filonnets et filons de pegmatites) ou à l'aplomb de discontinuités tectoniques (diaclases et failles) : l'étude géologique des sites ne permet pas ordinairement de localiser de façon précise sur le terrain ces zones favorables.

3°/ L'établissement de "profils de saturation", selon les normes définies dans la présente étude, fournit peut-être un moyen simple d'y parvenir : il y aurait en effet, une relation directe entre la perméabilité des formations dans lesquelles circule la nappe et la valeur du "gradient d'humidité" dans la tranche de terrains susjacents à la nappe. Des études complémentaires s'imposent : la confirmation de ce phénomène ouvrirait la voie à une méthode de prospection nouvelle dont l'intérêt pour l'implantation des puits et sondages serait fondamental.

.....

4°/ L'analyse complète des apports et des pertes d'eau relatifs aux nappes d'arènes que les quatre puits recoupent, permet de proposer un bilan hydrogéologique qui paraît utilisable pour les sites climatologiquement et pétrographiquement analogues. En année de pluviométrie normale, les pertes par évaporation et par évapotranspiration semblent du même ordre de grandeur que les pertes dues aux écoulements de nappes : elles représentent la quasi-totalité des apports. En année de pluviométrie excédentaire, les pertes dues au ruissellement s'y ajoutent et peuvent atteindre 20 à 30 % des précipitations. En année de pluviométrie déficitaire, l'évaporation et l'évapotranspiration doivent l'emporter sur l'écoulement.

5°/ L'évapotranspiration (diffusion capillaire et prélèvements d'eau par les végétaux) ne se manifeste que sur une tranche de terrain relativement superficielle (2,50 m environ). Elle représente, en année pluviométrique normale, 10 % des apports de pluie et le cinquième de l'eau qui s'infiltre et alimente la nappe. Il est probable cependant que là où les arènes sont recouvertes par une végétation forestière, l'évapotranspiration se manifeste beaucoup plus profondément et qu'elle devienne considérable.

ANNEXE : RESULTATS ANALYTIQUES

I : Légendes des tableaux ci-dessous.

Les résultats relatifs aux quatre puits étudiés P1, P2, P3 et P4 ont été groupés dans les tableaux suivants. Tous les échantillons prélevés représentent, sauf spécification particulière, un volume déterminé, égal à 232 cc.

Les différentes colonnes définissent :

- colonne (1) : profondeur en m des échantillons dans les profils
- colonne (2) : poids des échantillons au moment de leur prélèvement.
- colonne (3) : poids des échantillons séchés.
- colonne (4) = (2) - (3).
- colonne (5) = $\frac{(2) - (3)}{(3)}$, teneur en eau des échantillons
- colonne (6) = $\frac{(3)}{232}$, densité apparente dA.
- colonne (7) = (5) x (6), volume d'eau dans 100 cc d'échantillon.
- colonne (8) = densité réelle dR, déterminée au laboratoire.
- colonne (9) = $\frac{dR - dA}{dR}$, porosité totale (en volume)
- colonne (10) = $\frac{(7)}{(9)}$, taux de saturation de la porosité.

...

Puits P1

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)
1,00 m 1,00 m	410 410	362 368	48 42	12,3	1,37	19,3	2,80 ?	44 %
1,40 m 1,40 m	335 350	266 313	69 37	18,9	1,24	23,4	2,68	54 %
2,30 m 2,30 m	385 395	325 327	61 68	19,8	1,40	27,7	2,70 ?	48 %
3,50 m 3,50 m	405 370	342 314	63 56	18,2	1,41	25,6	2,71	48 %
4,50 m 4,50 m	420 420	353 368	67 52	16,5	1,55	25,6	2,75	44 %
5,10 m 5,10 m	455 455	413 409	42 46	10,7	1,77	18,9	2,75	36 %
NIVEAU HYDROSTATIQUE A ENVIRON 6 m. (1,2.64)								
6,30 m 6,30 m	460 460	412 415	48 45	11,2	1,78	19,9	2,75 ?	35 %
6,90 m 6,90 m (1)	450 625	406 573	44 52	9,9	1,75	17,3	2,74	36 %

(1) - Echantillon non isovolumétrique -

Sondage 21

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)
1,00 m 1,00 m	410 410	362 368	48 42	12,5	1,97	19,3	2,80 ?	44 %	44 %
1,40 m 1,40 m	335 350	266 313	69 37	18,9	1,24	23,4	2,68	54 %	43 %
2,30 m 2,30 m	385 395	325 327	61 68	19,8	1,40	27,7	2,70 ?	48 %	58 %
3,50 m 3,50 m	405 370	342 314	63 56	18,2	1,41	25,6	2,71	48 %	53 %
4,50 m 4,50 m	420 420	353 368	67 52	16,5	1,55	25,6	2,75	44 %	58 %
5,10 m 5,10 m	455 455	413 409	42 46	10,7	1,77	18,9	2,75	36 %	53 %
NIVEAU HYDROSTATIQUE A ENVIRON 6 m. (1.2.64)									
6,30 m 6,30 m	460 460	412 415	48 45	11,2	1,78	19,9	2,75 ?	35 %	57 %
6,90 m 6,90 m (1)	450 625	406 573	44 52	9,9	1,75	17,3	2,74	36 %	48 %

(1) - Echantillon non isovolumétrique -

Puits P2

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)
1,80 m 1,80 m	370 390	319 338	51 52	15,7	1,41	22,1	2,76	49 %	45 %
3,20 m 3,20 m	385 415	318 349	67 66	20,0	1,43	28,6	2,72	47 %	61 %
4,30 m 4,30 m	405 395	322 331	73 64	20,7	1,42	29,4	2,74	48 %	61 %
5,20 m 5,20 m	420 430	341 347	79 83	23,6	1,48	34,9	2,72	46 %	76 %
6,00 m 6,00 m	420 425	337 348	83 87	23,4	1,47	34,4	2,71	46 %	75 %
NIVEAU HYDROSTATIQUE A ENVIRON 6,60 m (1-2-64)									
7,50 m 7,50 m	435 435	320 328	115 107	34,2	1,39	47,5	2,67	48 %	100 %

Puits P3

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)
0,00 m 0,00 m	415 445	381 410	34 35	8,7	1,70	14,8	2,65 ?	36 %	42 %
0,15 m 0,15 m	445 455	411 420	34 35	8,3	1,79	14,9	2,65 ?	32 %	47 %
0,60 m 0,60 m	465 525	409 472	56 53	12,6	1,76	22,2	2,81	37 %	53 %
1,20 m 1,20 m	460 490	397 425	63 65	15,6	1,76	27,4	2,82	38 %	71 %
1,63 m 1,63 m	425 435	355 367	70 68	19,1	1,55	29,6	2,77?	44 %	68 %
2,80 m 2,80 m	435 450	349 368	86 82	23,4	1,54	36,0	2,73	44 %	82 %
4,10 m 4,10 m	425 450	353 373	72 77	20,5	1,56	32,0	2,64	41 %	78 %
5,10 m 5,10 m	430 440	352 366	78 74	21,2	1,54	32,6	2,62?	41 %	80 %
5,90 m 5,90 m	440 445	369 363	71 82	20,9	1,57	32,8	2,61	40 %	82 %
6,90 m 6,90 m	455 455	377 375	78 80	21,0	1,62	34,0	2,63?	38 %	89 %
NIVEAU HYDROSTATIQUE A ENVIRON 7 m (1.3.64)									
7,20 m 7,20 m	450 465	371 386	79 79	20,9	1,63	34,0	2,63?	38 %	89 %
8,00 m 8,00 m	465 475	380 385	85 90	22,9	1,63	37,5	2,67	39 %	96 %
9,00 m 9,00 m	460 465	363 379	97 86	24,7	1,60	39,5	2,67?	40 %	100 %

Puits P4

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)
1,50 m	400	333	67	20,2	1,43	28,8	2,80 ?	49 %	59 %
2,30 m	450	383	67	17,5	1,65	28,8	2,70 ?	39 %	74 %
3,70 m	405	338	67	19,8	1,45	28,7	2,70 ?	46 %	62 %
4,00 m	410	340	70	20,6	1,46	20,0	2,42	40 %	75 %
4,90 m	425	347	78	22,5	1,49	33,5	2,70 ?	45 %	75 %
5,40 m	445	363	82	22,6	1,56	35,2	2,70 ?	42 %	84 %
5,60 m	430	348	82	23,6	1,50	35,4	2,45 ?	39 %	91 %
6,40 m	430	344	86	25,0	1,48	37,2	2,70	45 %	83 %
NIVEAU HYDROSTATIQUE A ENVIRON 7,20 m (15.3.64)									
(a) 7,40 m	470	421	49	11,6	1,81	21,0	2,75	34 %	62 %
(b) 7,40 m	455	354	101	28,5	1,52	43,0	2,67	37 %	100 %
8,40 m (1)	795	716	79	9,9	1,80 ?	17,8	2,75	34 %	52 %

Les échantillons 4,00 m, 5,60 m et 7,40 m (b) représentent des enclaves de nature aplitique, constituant des passées perméables au sein du profil, dont on n'a pas tenu compte pour la détermination du profil d'humidité (fig. 4).

II : CALCULS D'ERREURS

Colonne (2) à 5 g près.

Colonne (3) à 1 g près.

Colonne (4) = (2) - (3) à 6 g près.

Colonne (5)

$$\Delta \frac{(5)}{(5)} = \Delta \frac{(4)}{(4)} + \Delta \frac{(3)}{(3)}$$

$$= \frac{6}{37} + \frac{1}{266} \neq 0{,}16,$$

37 et 266 étant les valeurs les plus faibles mesurées pour (4) et (3), exception faite des deux échantillons superficiels du puits P3 que l'on peut négliger ; d'où l'erreur relative maximum sur (5) :

$$\Delta \frac{(5)}{(5)} = \underline{\pm 8\%} .$$

Colonne (6) = $\frac{1}{232}$ g près, soit à 0,0043 près, d'où l'erreur relative maximum :

$$\Delta \frac{(6)}{(6)} = \frac{0.0043}{1{,}39} = 0{,}003 ,$$

$$\Delta \frac{(6)}{(6)} = \pm \underline{0{,}15\ \%}.$$

Colonne (7) $\Delta \frac{(7)}{(7)} = \Delta \frac{(5)}{(5)} + \Delta \frac{(6)}{(6)}$

$$0{,}16 + 0{,}003 = 0{,}16,$$

d'où $\Delta \frac{(7)}{(7)} = \underline{\pm 8\%}.$

Colonne (8) à 0,05 près, d'où l'erreur relative maximum :

$$\Delta \frac{(8)}{(8)} = \frac{0{,}05}{2{,}60} = 0{,}019$$

...

Colonne (9) $\Delta \frac{(9)}{(9)} = \frac{\Delta[(8) - (6)]}{(8) - (6)} + \Delta \frac{(8)}{(8)}$

$$= \frac{0,05 + 0,0043}{0,94} + 0,19 = 0,077$$

0,94 étant la plus petite valeur possible, pour la différence (8) - (6) ; d'où l'erreur relative maximum :

$$\Delta \frac{(9)}{(9)} = \underline{\pm\ 3,85}\ \%$$

Colonne (10) $\Delta \frac{(10)}{(10)} = \Delta \frac{(7)}{(7)} + \Delta \frac{(9)}{(9)}$

$$= 0,16 + 0,077 = 0,237,$$

d'où l'erreur relative maximum :

$$\Delta \frac{(10)}{(10)} = \underline{\pm\ 11,85}\ \%$$

III <u>Ananlyse statistique des fluctuations aléatoires résultant de l'échantillonnage</u>.

Deux caractères mesurés sur chaque échantillon sont à la base de toutes les autres déterminations présentées dans les tableaux ci-dessus : le poids à sec (colonne 3 des tableaux) et le poids d'eau qu'il contient (colonne 4 des tableaux). On comprend facilement que les mesures chiffrant ces deux caractères sur différents échantillons provenant du même niveau, ne sont pas identiques : elles montrent des fluctuations dont on se propose ici d'analyser les écarts.

...

Le clacul statistique est mené de la même façon pour la population de la colonne (3) comme pour celle de la colonne (4) à partir des différences constatées, existant entre deux mesures effectuées au même niveau, chaque fois que l'on dispose d'un échantillonnage double (ce qui est le cas pour les puits P1, P2 et P3). On supposera seulement que chaque mesure est sujette à une erreur distribuée normalement et que la répétition des erreurs est la même pour les différents niveaux, indépendamment de la valeur mesurée.

On procèdera alors selon les étapes suivan es, x1 et x2 étant respectivement la première et la seconde mesure du caractère analysé à chaque niveau (p. ex. le poids à sec) (x1 - x2) représentant par conséquent les différences entre les deux mesures :

- calcul de la variance des différences de deux mesures faites au même niveau, soit σ^2 de (x1 - x2).

- détermination de la variance des mesures, soit σ^2 de (x1 , x2) : on sait en effet que la variance relative aux différences des 2 séries de mesures est égale à la somme des variances relatives à chaque série de mesures , d'où :

$$\sigma^2 \text{ de } (x1, x2) = \frac{\sigma^2}{2} \text{ de } (x1 - x2)$$

- détermination de la variance des valeurs moyennes des 2 mesures dont on dispose à chaque profondeur :

$$\sigma^2 \text{ de } \left(\frac{x1 + x2}{2}\right) = \frac{\sigma^2}{2} \text{ de } (x1, x2) = \frac{\sigma^2}{4} \text{ de } (x1 - x2)$$

...

ORSTOM (1960) - Etude hydrologique de petits bassins versants du Dahomey - Rapport inédit.

ORSTOM (1963) - Etude du ruissellement sur le bassin versant de Korhogo (Côte d'Ivoire) -. Rapport inédit 75 p.

SCHOFIELD R. K. (1935) - Transactions of the Third International Congress of Soil Science - Vol. II pp. 37-48.