

Oscillations journalières du débit des rivières en l'absence de précipitations

J. CALLEDE

Docteur-Ingénieur

Service Hydrologique de l'ORSTOM à PARIS

RÉSUMÉ

Des variations journalières cycliques de débit ont été observées en régime de tarissement, juste après un épisode pluvieux. Ce phénomène se rencontre un peu partout dans le monde.

L'auteur, après avoir examiné les causes possibles pouvant occasionner ce phénomène, en déduit que l'évapotranspiration en est seule responsable.

Aussi le rôle joué par l'évapotranspiration dans la zone non saturée du sol est-il analysé ; ce qui conduit à admettre un pompage durant le jour, suivi d'un ressuyage durant la nuit.

Une étude analytique, basée sur des observations effectuées de 1966 à 1972 sur des bassins versants du plateau Bamileké (Cameroun), met en évidence le rôle joué par le degré d'humidité du sol. En outre, les oscillations en un point du profil en long se doublent d'une oscillation dans le sens de la rivière. Paradoxalement, le débit de la rivière, à un instant donné, pourrait diminuer de l'amont vers l'aval !

Après avoir examiné le rôle joué par la rosée et les précipitations occultes, l'auteur examine l'influence des paramètres climatiques et géomorphologiques.

En définitive, les oscillations journalières peuvent être la cause d'une erreur pouvant atteindre 15% sur l'évaluation des débits journaliers en période d'étiage si ceux-ci ne sont déterminés que par un seul relevé limnimétrique journalier. Par contre, l'utilisation de ce phénomène pour la détermination indirecte de l'évapotranspiration ne semble guère possible dans l'état actuel de ces recherches.

ABSTRACT

Diurnal cyclic variations of discharge have been observed during the depletion season, just after a rainfall episode. This phenomenon can be observed in many places in the world.

After examining the possible causes of the phenomenon, the author deduces that the evapotranspiration is the only factor which can produce these oscillations.

So, the role of the evapotranspiration, in the unsaturated soil zone, is analysed, which leads to admit pumping in the water table during the day and draining towards the water table during the night.

An analytic study, based on the measurement made from 1966 to 1972 on Bamileke watershed (Cameroon), indicates the real role of the water soil degree. Moreover the oscillations in a point of stream profile generate an oscillation in the river way. Paradoxically, the discharge rate, for a time, could decrease from upstream to downstream.

After examination of dew role, the author examines the climatic and geomorphologic influences.

Finally, the diurnal fluctuations can be the cause of mistake on the diurnal discharge estimates (up to 15% of error) if the determination is based on only one daily water level measurement. On the other hand, it cannot be made use of this phenomenon for the indirect determination of evapotranspiration, in the present state of this research.

1. GÉNÉRALITÉS

Le 26 novembre 1966, je retrouvais BOREL et ROUQUEROL, hydrologues à l' ORSTOM, sur l'aérodrome de Foumbam-Kounja (République Unie du Cameroun). Ceux-ci me montraient alors quelques limnigrammes (fig. 1), relevés

les semaines précédentes sur les rivières du plateau Bamiléké, limnigrammes présentant de curieuses ondulations, de période très exactement égale à 24 heures alors que les pluies avaient cessé.

En fait, je venais de me rendre compte d'un phénomène observé déjà depuis de nombreuses années. En 1888, KING notait des fluctuations sur le niveau des puits proches de l'Université du Wisconsin (USA) et attribuait ces anomalies aux variations de température. Début 1916, SMITH, de l'Université d'Arizona, observait des variations identiques sur les niveaux de deux puits de la San Pedro Valley, l'un situé dans une forêt de peupliers, l'autre dans une forêt de *Prosopis juliflora*. SMITH lançait l'hypothèse que ces variations étaient dues à l'évapotranspiration.

Ces observations, comme les suivantes, se situent durant des périodes sans pluies de durée supérieure à une dizaine de jours. Dans ces conditions les rivières sont en régime de tarissement, c'est-à-dire alimentées principalement par la nappe phréatique. La décroissance du débit moyen journalier, en fonction du temps (en jours), suit normalement une loi de forme exponentielle (courbe de tarissement).

Également aux États-Unis, en 1932, WHITE [64], à partir d'un dispositif expérimental assez important, implanté dans l'Escalante Valley, au sud immédiat du Grand Lac Salé (Utah), reprenait l'hypothèse de SMITH et essayait de déterminer la grandeur de l'évapotranspiration à partir de l'amplitude des oscillations. Cette méthode a été reprise par TROXELL [57], pour les rivières du sud de la Californie et complétée, dans la même région, par TSCHINKEL [59], qui s'efforçait de définir la courbe de tarissement de 5 jours consécutifs par rapport à la courbe fictive de tarissement pur, en l'absence de toute évapotranspiration. Plus récemment, DUNFORD et FLETCHER [23], travaillant sur des ruisseaux de la chaîne des Appalaches, en Caroline du Nord, ont mis en évidence l'importance du couvert végétal sur les oscillations journalières du débit.

En Union Sud-Africaine, WICHT [63], reprenait en 1941 les travaux de TROXELL et étudiait les oscillations de quelques rivières de la région du Cap, rattachant l'importance du phénomène à divers facteurs météorologiques.

Me remplaçant au Cameroun, OLIVRY [41], [42], dans le cadre de son étude sur le régime des rivières du plateau Bamiléké, s'intéressait lui-même aux oscillations en période de tarissement. Mais ce phénomène n'était que secondaire eu égard à son programme de recherche et OLIVRY l'a simplement décrit, en donnant cependant une explication assez exacte du mécanisme.

En Europe, les premières observations sont de GODWIN [28], concernant la nappe phréatique des anciens marécages de la région de Cambridge (Grande-Bretagne). DOSSEUR, en 1964, observait le phénomène sur un ruisseau cévenol [21] et essayait de déterminer, lui aussi, l'évapotranspiration à partir des oscillations, reprenant dans un certain sens la méthode de TSCHINKEL. RÖNSCH effectuait des observations sur la Selke, rivière des montagnes du Harz (République Fédérale Allemande) [52].

Les oscillations étaient également présentes en Hongrie où UBELL [60] en expliquait le mécanisme comme issu de la condensation de la vapeur d'eau contenue dans le sol. JAWORSKI observait ces fluctuations en Pologne [32] et notait que l'amplitude était fonction de la nature de la végétation.

Tout récemment JÉRÉMIE retrouvait le phénomène sur un ruisseau proche d'Évian [33].

Les oscillations journalières du débit des rivières ont donc déjà été remarquées localement, un peu partout dans le monde.

Un premier travail a été de compléter cet inventaire par une enquête la plus exhaustive possible, auprès des hydrologues de l'ORSTOM en place outre-mer et par les recherches bibliographiques.

En englobant les oscillations observées sur la nappe phréatique, (la nappe phréatique étant, bien sûr, le mode principal de l'alimentation des rivières en période de tarissement), nous arrivons (fig. 2) à un total de 61 stations (dont 11 uniquement sur la nappe phréatique). A 15 de ces stations, l'amplitude de variation du niveau atteint ou dépasse 5 cm et, même, est supérieure ou égale à 10 cm sur 5 emplacements.

Il apparaît que ce phénomène puisse être observé d'une façon très générale sous n'importe quel climat. Les caractéristiques géomorphologiques sont également très diverses, que ce soit en ce qui concerne la superficie des bassins versants (de 8,8 ha à près de 220 000 km²) ou dans la forme des vallées, du simple thalweg encaissé jusqu'au vaste lit majeur délimitant une zone inondable de dimension respectable.

1.1. DESCRIPTION DES OSCILLATIONS

La figure 1 est une reproduction photographique d'un limnigramme typique d'une station hydrométrique où ont lieu des oscillations journalières de débit.

Le maximum a lieu vers 14 heures. Le niveau descend lentement jusqu'au lendemain où le minimum est atteint vers 04 heures, heure à partir de laquelle le cycle recommence.

Sur cet exemple, l'amplitude du niveau est de l'ordre de 4 cm du 27 au 29 novembre. Elle peut dépasser parfois 10 cm.

Les heures du minimum et du maximum peuvent se décaler très lentement en cours de saison. Elles diffèrent

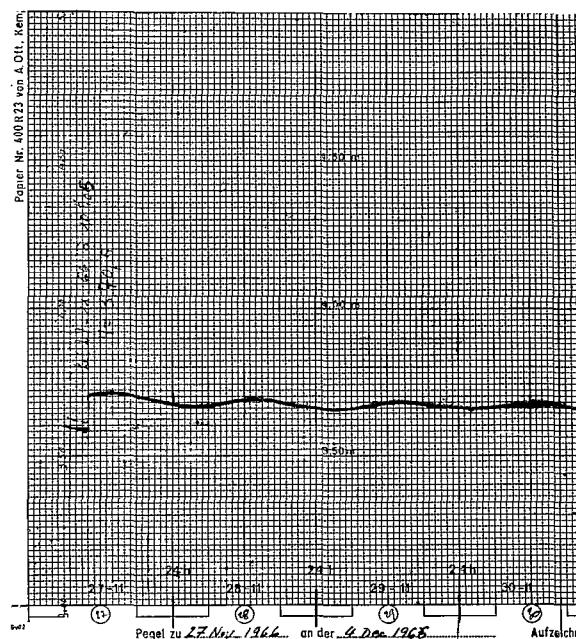


Fig. 1. — Limnigraph du Choumi à Bamendou
(République Unie du Cameroun)
Période du 27 au 30 novembre 1966



Fig. 2. — Localisation des stations hydrométriques ou piézométriques où ont été observées des oscillations journalières de débit ou de hauteur de nappe

également d'une station à l'autre. Mais nous retrouverons toujours, systématiquement, la même régularité cyclique d'un jour à l'autre, régularité qui est la caractéristique essentielle du phénomène.

1.2. MESURE DES VARIATIONS CYCLIQUES DU NIVEAU DES RIVIÈRES ET DES NAPPES

Sauf cas exceptionnel, l'observation des variations cycliques des hauteurs d'eau ne peut se faire qu'à l'aide d'appareils enregistreurs (limnigraphes), l'amplitude du phénomène étant de l'ordre de quelques centimètres seulement.

La plupart de nos observations ont été effectuées avec des limnigraphes à flotteur OTT type X ou XX. Le rapport de réduction étant généralement : 1/10 (limnigraphes installés pour les besoins du réseau hydrométrique), la précision de l'enregistrement (en hauteur) restait de l'ordre de 1/2 mm (soit 1/2 cm de hauteur d'eau). Dans certains cas, pour augmenter la précision, le rapport de réduction était : 1/5 et même parfois : 1/2,5. Mais, là, le principe même du limnigraphe utilisé n'autorise que très rarement un enregistrement parfaitement régulier, sans aucun palier, le déplacement linéaire du stylet inscripteur se faisant par l'intermédiaire d'une rainure hélicoïdale commandée en rotation par les variations du flotteur. L'idéal est l'emploi de limnigraphes OTT type 16, où le principe de construction permet d'atteindre une précision de 1 à 2 mm (en hauteur d'eau).

Nous pouvons nous demander, aussi, quel rôle peut jouer la dilatation sur les installations limnigraphiques, dans quelle mesure les oscillations observées sur le limnigramme correspondent à une réelle variation du niveau de l'eau et non, par exemple, à la variation de la longueur du puits en tête supportant le limnigraphe (la plupart des stations hydrométriques équipées de limnigraphe sont, en Afrique Tropicale, installées de cette manière).

KLEIN, hydrologue à l'ORSTOM, a observé de ces fluctuations fictives au limnigraphe de la Grande-Ravine (Guadeloupe). Alors que le lit était à sec au droit de l'appareil, le flotteur reposant sur le fonds du puits, le tracé du limnigramme indiquait une oscillation journalière dont l'amplitude pouvait atteindre 5 mm (de hauteur d'eau à l'échelle) certains jours, mais qui le plus souvent n'était qu'une « tendance ». Par exemple, cette amplitude (quelques mm) a été atteinte le 28 mars 1969, date à laquelle la température de l'air a oscillé entre 17,9 et 29° (température mesurée sous abri à Pointe-à-Pitre - Le Raizet). En admettant :

- un coefficient de dilatation du puits du limnigraphe (hauteur 4 m) de $1,2 \times 10^{-5}$
- un coefficient de dilatation du câble (acier nickelé) du flotteur pratiquement identique : $1,3 \times 10^{-5}$ (*)
- un écart maximal de température de 30° (puits à 50°, câble à 20°),

La dilatation occasionnerait une pseudo-variation, sur le limnigramme, de :

$$4 \times 10^3 \times 30 \times 1,3 \times 10^{-5} = 1,6 \text{ mm}$$

valeur dont l'ordre de grandeur est en parfait accord avec la « tendance » qui a pu être décelée sur le limnigramme.

En prenant comme cas extrême le limnigraphe de Moundou, au Tchad :

- puits en tête de 10 m de hauteur,
- température oscillant journalièrement en pleine saison sèche entre 22 et 40° en moyenne (11 et 45° pour les valeurs extrêmes absolues), ce qui peut entraîner un écart de 40° (puits à 70°, câble à 30°),

La dilatation occasionnerait une variation de :

$$10 \times 10^3 \times 40 \times 1,3 \times 10^{-5} = 5,2 \text{ mm}$$

En conclusion, l'erreur due à la dilatation reste de même grandeur que la précision d'un enregistrement effectué sur un limnigraphe OTT type X, rapport 1/10. Elle ne devrait pas normalement dépasser une amplitude de quelques millimètres, le maximum étant de l'ordre de 5 mm (en hauteur limnimétrique).

La dilatation du puits, durant le jour, me paraît être la seule cause d'erreur entraînant un tracé ondulant sur le limnigramme. Dans la plupart des cas, cette erreur pourra être négligée, mais il ne serait peut-être pas prudent de généraliser.

2. EXAMEN DES DIFFÉRENTS FACTEURS SUSCEPTIBLES D'ÊTRE À L'ORIGINE DES VARIATIONS CYCLIQUES DU NIVEAU DES RIVIÈRES ET DES NAPPES

Les variations du niveau des rivières et des nappes peuvent être occasionnées par un bon nombre de phénomènes naturels ou artificiels (CASTANY [15], DEGALLIER [19], THOMAS [54]), à savoir :

(*) Renseignements communiqués par le constructeur (Société OTT).

a) *des phénomènes naturels*, d'origine surtout météorologiques :

- les précipitations,
- l'évapotranspiration et la température,
- la pression atmosphérique,
- le vent,
- les marées océaniques,
- les marées terrestres,
- les variations du niveau de base (par exemple : assèchement du lac Tchad),
- les captures des cours d'eau,
- l'augmentation de l'aridité et par conséquence la modification du sol ou de son couvert végétal.

b) *des phénomènes accidentels* :

- pompage dans les nappes,
- accumulation et lâchage de l'eau dans les barrages-réservoirs ou même, plus simplement, présence d'obstacles artificiels (tels que barrages à poissons en Afrique),
- tremblements de terre, tassements, effondrements,... THOMAS cite même des variations de niveau occasionnées par le passage des trains (observations de ROBERT et ROMINE, en Illinois),
- relation, liant la hauteur d'eau au débit, non univoque.

Mais en ce qui concerne les oscillations cycliques journalières, seuls les phénomènes présentant un cycle journalier nous intéressent.

Ce sont :

- la pression atmosphérique,
- les marées océaniques,
- les marées terrestres,
- le vent (dans certaines conditions),
- les phénomènes liés à la variation diurne de la température,
- les lâchage et stockage de l'eau, à des heures régulières, dans les barrages réservoirs,
- une relation hauteur-débit non univoque,
- les condensations occultes,
- l'évapotranspiration.

2.1. PRESSION ATMOSPHERIQUE

Plusieurs chercheurs ont établi une corrélation entre le cycle diurne de la pression atmosphérique et l'oscillation journalière du niveau de l'eau.

THUINZAAD [55] a travaillé sur une nappe captive et a pu établir une première analyse mathématique du phénomène, avec une extension aux nappes libres. Une chute de pression de l'ordre de 20 mb occasionnait une remontée de la nappe d'environ 8 cm (observations effectuées dans les polders de l'ouest de la Hollande), sans qu'un cycle diurne apparaisse, ces travaux ayant été effectués avec un pas de temps journalier.

MÜGGE [39] a effectué des mesures plus fines sur des puits de la région de Francfort et a mis en évidence une liaison très serrée entre niveau et pression atmosphérique, surtout lorsque les variations de pression étaient de courte durée (inférieure à 1 heure) : dans ces conditions une variation de 1 mb (soit pratiquement 1 cm de hauteur d'eau) sur la pression correspondait à une variation de 0,8 cm sur le niveau de la nappe. Le 31 janvier 1953, une forte perturbation (occasionnant une tempête catastrophique en Hollande) entraînait une baisse de 30 mb sur la pression atmosphérique observée à Francfort : le niveau de la nappe remontait alors de 28 cm. Par contre, si la variation de la pression se maintenait assez longtemps (2 à 3 jours) la nappe reprenait lentement son niveau d'équilibre. MÜGGE notait également le rôle joué par la nature du sol dans les environs des puits : une nappe surmontée d'un sol très perméable était moins sensible aux variations de la pression atmosphérique qu'une nappe surmontée d'un sol assez argileux.

CASTANY [15], suite aux travaux de L. J. TISON [56], admettait l'influence des variations de la pression atmosphérique sur le niveau des nappes captives et, après avoir analysé le comportement des massifs poreux, étendait ce phénomène aux nappes libres.

Tout récemment, M. A. ROCHE [51] retenait cette hypothèse pour expliquer la variation de la nappe phréatique du lac Tchad contenue dans les argiles craquelées des bras asséchés des polders, (ces variations n'existent pas lorsque la nappe est contenue dans les sables).

BREMOND [8] observait des variations du niveau de l'eau dans des puits atteignant une nappe captive, en parfaite corrélation avec la variation de la pression atmosphérique. Il concluait que, dans ces cas, la nappe « se comportait comme un véritable baromètre à eau ».

A notre avis, le rôle joué par la variation de la pression atmosphérique reste strictement limité à des variations du niveau de la nappe (et non de la rivière), dans des conditions fonction du type de nappe et de ses dimensions. Sur une nappe libre, la variation du niveau peut être occasionnée par une évolution globale de la pression atmosphérique tandis que sur une nappe captive le facteur prépondérant sera la différence entre les valeurs de la pression atmosphérique s'exerçant à chaque extrémité de la nappe, là où celle-ci devient libre.

En outre, il est loin d'être évident qu'une variation du niveau de la nappe, sous l'influence de la pression atmosphérique, entraîne obligatoirement une variation du débit de la nappe et, par conséquent, une variation du débit de la rivière. Seul le coefficient d'emmagasinement (c'est-à-dire le rapport entre le volume d'eau pouvant être extraite par pompage d'un certain volume de sol, et ce même volume de sol) varie [56] et, puisque durant la variation du niveau sous l'influence de la pression atmosphérique rien n'est soustrait ni apporté à la nappe, il y a fort peu de chances que son débit varie : ainsi le débit de la rivière, alimentée par la nappe, ne changerait pas.

En plus, le cycle journalier de la variation de la pression atmosphérique diffère totalement du cycle de nos variations de hauteur de l'eau dans la rivière.

Sur la figure n° 3 est reportée la variation journalière de la pression atmosphérique observée à la station synoptique de Kounja (Cameroun), le 22 novembre 1969, date prise au hasard, pour laquelle nous avons relevé la pression barométrique d'heure en heure sur le barogramme de la station. Nous y trouvons deux maximums (08 et 21 heures TU) et deux minimums (03 et 15 heures TU). L'allure de cet enregistrement est en parfaite concordance avec le cycle diurne de la marée barométrique, décrit soit par ROULLEAU et TROCHON [53], soit par GENEVE [26]. Dans la zone intertropicale, cette oscillation demeure régulière d'un jour à l'autre, les accidents de pression liés aux passages des lignes de grains étant quasi inexistantes. Pour des latitudes plus élevées, les variations accidentelles, pouvant atteindre plusieurs dizaines de millibars, rendent difficile la détection de cette double oscillation qui ne se retrouvera qu'à l'échelle des moyennes horaires mensuelles.

Pour cette même date, nous avons reporté, sur la figure n° 3, les variations de la Méteu, rivière camerounaise située à 40 km plus à l'ouest. L'oscillation de la rivière ne présente qu'un seul maximum (07 heures TU) et qu'un seul minimum (17 heures TU). Et sur tous les limnigrammes que nous avons dérouillés, nous n'avons observé lors de variations cycliques de hauteur d'eau, qu'un seul maximum et qu'un seul minimum au cours de la journée. Un cycle à deux maximums et deux minimums (type marée barométrique) n'a jamais été observé.

Faut-il alors conclure que la marée barométrique ne joue aucun rôle ? Les travaux de MÜGGE ne nous le permettent pas. La marée barométrique peut, dans certains cas, jouer un rôle sur les nappes captives, à l'occasion d'une perturbation entraînant une variation de pression de plusieurs dizaines de millibars. Sur les nappes libres, et pour les amplitudes bien faibles de la marée barométrique diurne (± 3 à 4 mb au maximum en zone intertropicale, ± 1 à 2 mb en zone tempérée), son rôle apparaît comme tout à fait secondaire, tendant à amplifier ou à contre-carrer légèrement l'influence des autres facteurs.

2.2. MARÉE OCÉANIQUE

L'influence de la marée océanique sur le niveau des fleuves (et des nappes) est évidente, dans les parages de leurs embouchures, lorsque l'oscillation du niveau du fleuve est de même période que celle de la marée. Ceci permettra d'attribuer, ou non, l'oscillation de la rivière à la variation du niveau de l'océan.

Il apparaît le plus souvent que la marée présente deux maximums et deux minimums en 24 heures, tandis que la rivière n'a qu'un seul minimum et un seul maximum. De plus, la période de la marée océanique est de 12 h 25 mn et par conséquent les heures des maximums et des minimums se décalent régulièrement d'un jour à l'autre. Dans ces conditions, la marée ne joue aucun rôle sur les oscillations de la rivière.

Par contre, lorsque les stations hydrométriques sont situées dans le bief maritime d'un fleuve (c'est-à-dire dans la partie du fleuve où la marée se fait sentir), l'oscillation observée sur les limnigrammes, avec ses deux maximums et ses deux minimums journaliers, indique alors que le phénomène est dû à la marée. C'est le cas pour les enregistrements effectués par le Service Hydrologique de l'ORSTOM sur le fleuve Casamance (Sénégal) où la marée se fait sentir sur près de 220 km depuis l'embouchure (à cette distance le niveau moyen de ce fleuve est à 1,2 m d'altitude) et sur le fleuve Sénégal où à Richard Toll (situé à 158 km de l'embouchure) le niveau moyen du fleuve n'est qu'à 0,8 m d'altitude.

2.3. VENT

Sur de vastes surfaces d'eau libre, un changement périodique de la direction du vent peut entraîner une oscillation du niveau de l'eau.

Ce phénomène a été observé sur le lac Tchad et demeure la seule explication plausible des variations cycliques journalières du niveau du lac, enregistré sur le limnigraphie de Bol (BILLON [5], TOUCHEBEUF de LUSSIGNY [57]).

Nous avons observé [6], en effet, que la superficie du lac était suffisamment importante pour y créer le phénomène « brise de terre, brise de mer ». En saison sèche, par exemple, nous nous sommes rendu compte, sur une girouette enregistreuse, d'un changement net dans la direction du vent : de secteur nord-est, le vent passait vers 16 heures au secteur ouest (brise du lac), puis repassait vers 21 heures au secteur nord-est. En saison des pluies, une brise de terre s'établit de 01 à 04 heures. Nous avons examiné à N'Djamena, en 1972, les enregistrements du limnigraphie de Bol et observé l'existence d'une oscillation journalière, où l'heure des maximums et des minimums variait en cours d'année et se trouvait liée aux saisons sèches et humides : le vent apparaît donc comme le seul facteur possible occasionnant ces oscillations mais sans aucun rapport avec la variation du niveau phréatique ou de celui des rivières.

2.4. MARÉE TERRESTRE

CASTANY [15] cite les travaux de ROBINSON qui a mis en évidence le rôle des marées terrestres sur une nappe captive, située à une grande distance des océans. L'oscillation de la nappe est semi-diurne (deux maximums et deux minimums par jour) : elle ne peut donc pas expliquer le phénomène que nous étudions.

2.5. PERTURBATIONS PROVOQUÉES PAR LES BARRAGES-RÉSERVOIRS

L'intervention humaine, sur le débit des rivières, par l'intermédiaire de barrages, provoque évidemment des variations aux stations hydrométriques situées en aval.

Sur la Besbre, petit affluent de rive gauche de la Moyenne Loire, lâchures et stockages, effectués à heures fixes par une usine hydroélectrique, occasionnent des variations cycliques assez spectaculaires sur le limnigraphie de Saint-Prix où le débit oscille deux fois par jour, entre par exemple 5 et 17 m³/s.

2.6. PHÉNOMÈNES LIÉS A LA VARIATION JOURNALIÈRE DE LA TEMPÉRATURE DU SOL

Au cours de la journée, la variation de la température, dans la couche superficielle du sol, peut avoir une certaine influence sur le niveau des nappes et des rivières. UBELL [60] en a tiré une théorie que nous examinerons au paragraphe 3.3. Outre cette théorie, des phénomènes particuliers peuvent se produire.

De toute évidence, la fonte de la neige et le ruissellement superficiel (et hypodermique) sont bloqués lorsque la température du sol est inférieure à 0° C. L'infiltration peut être arrêtée elle aussi, si la tranche de sol, où la température est négative, atteint une certaine épaisseur. Un tel phénomène est d'ailleurs une caractéristique du régime hydrologique glaciaire [47] et n'a été évoqué ici qu'à titre de particularité, sans rapport avec la suite de notre étude.

En dernier lieu, quelle peut être l'influence de la variation journalière de la température du sol sur le volume de la nappe ? Quelle est l'influence de la dilatation de l'eau ?

En me servant des observations effectuées à la station bioclimatologique de l'ORSTOM, à Bangui (Centrafrique) [12], j'ai constaté que même avec une nappe toute proche de la surface, la dilatation n'a aucun effet sur les oscillations (écart piézométrique de l'ordre de 0,05 mm).

2.7. RELATION HAUTEUR-DÉBIT NON UNIVOQUE

On pourrait supposer aussi que les oscillations correspondent à une variation du niveau en aval de la rivière, influençant la station hydrométrique. La relation hauteur-débit n'est plus univoque. La hauteur limnimétrique oscille, mais le débit écoulé reste constant.

Une telle hypothèse a été éliminée par plusieurs hydrologues qui, observant des oscillations journalières de hauteur, ont utilisé un dispositif de mesure du débit supprimant l'influence du niveau de l'eau en aval.

DOSSEUR [21] a utilisé un déversoir rectangulaire en mince paroi, étalonné en laboratoire, pour contrôler les débits écoulés à la station hydrométrique du bassin versant d'Alrance.

Sur le bassin versant représentatif de Korhogo, les fluctuations de hauteur d'eau étaient mesurées à l'amont immédiat d'un déversoir de même type.

OLIVRY [42], sur le bassin de la Mifi a effectué, le même jour, des jaugeages aux cotes maximale et minimale de l'oscillation.

Sur le bassin versant expérimental de Collobrières (Var), les débits du Vaubarnier sont mesurés sur un déversoir triangulaire en mince paroi.

POURRUT, sur le bassin de la Tafaina (Madagascar) utilisait de son côté un déversoir à seuil épais.

Sur le bassin versant d'Ankaboka (Madagascar), BAILLY et DE VERGNETTE non seulement utilisaient un déversoir mais, avec un système de goulotte, mesuraient matin et soir le débit écoulé par la méthode des capacités jaugées. Ils observaient systématiquement que les débits mesurés à 17 heures étaient plus faibles que ceux de 07 heures. Enfin RÖNSCH, sur la Selke (République Fédérale Allemande) [52], mesurait, lui aussi, les débits par la méthode des capacités jaugées.

Dans tous les cas ci-dessus, une augmentation de hauteur, même de quelques centimètres, correspond bien à une augmentation du débit.

2.8. PRÉCIPITATIONS OCCULTES

En 1966, j'avais été impressionné par les fortes rosées qui se produisaient tous les jours à Yaoundé (Cameroun). Chaque matin, les toitures en tôle ondulée s'égouttaient. Au moment où je prenais conscience de l'existence d'oscillations sur les rivières du plateau Bamiléké, les pluviomètres installés sur cette région récoltaient chaque nuit quelques dixièmes de mm, issus de la condensation nocturne. Il était tentant, dans ces conditions, de considérer les oscillations comme une succession de crues occasionnées par les précipitations occultes. A cet effet un dispositif expérimental a fonctionné en 1967, à Bangang (plateau Bamiléké) et, de 1968 à 1970, à Bangui (Centrafrique).

Les résultats de ces expérimentations, qui seront développés au chapitre 5, indiquent que la quantité journalière de rosée reste toujours inférieure à 0,5 mm. Dans ces conditions, les condensations occultes sont trop faibles pour occasionner le moindre ruissellement et ne peuvent être la cause des oscillations journalières du débit des rivières.

2.9. L'ÉVAPOTRANSPIRATION

Sur la figure 3, pour la même date, j'ai reporté aussi la variation de la température de l'air à une station météorologique proche de la rivière Méteu (où des oscillations de débit ont été observées). L'évolution horaire de la température est assez semblable à celle de l'évapotranspiration, ces deux facteurs étant la conséquence du cycle journalier du rayonnement solaire. Au déphasage près, il apparaît que le cycle journalier de la température (et par conséquent celui de l'évapotranspiration) suit assez fidèlement les oscillations du débit de la rivière. Ainsi l'évapotranspiration paraît être le facteur le plus plausible des oscillations du débit : c'est son rôle que nous allons examiner maintenant.

3. L'ÉVAPOTRANSPIRATION ET L'OSCILLATION JOURNALIÈRE DU DÉBIT

Par sa variation horaire en bonne corrélation (au déphasage près) avec celle de la fluctuation de débit, l'évapotranspiration apparaît comme le seul facteur susceptible d'occasionner un tel phénomène. Ceci est en accord avec l'opinion de bon nombre de chercheurs qui se sont penchés sur ce problème (WHITE, TROXELL, TSCHINKEL, DUNFORD, FLETCHER, GODWIN, WICHT, JAWORSKI, DOSSEUR, OLIVRY, JÉRÉMIE). Le rôle de l'évapotranspiration est encore souligné par le fait que l'amplitude de l'oscillation du débit, en un même lieu et au même instant, reste intimement liée à la nature du couvert végétal du bassin versant (voir § 6.2). J'ai également vérifié, sur le ruisseau du Vaubarnier (Var), que l'amplitude des oscillations était en parfaite corrélation (pour un milieu végétal inchangé) avec la valeur journalière du rayonnement solaire global mesuré à une station bioclimatologique toute proche.

En l'absence de précipitation, la rivière est uniquement alimentée par les réserves souterraines (période de tarissement). Par conséquent les variations du débit de la rivière sont occasionnées principalement par les variations du débit apporté par la nappe.

L'évaporation s'exerce aussi sur la surface de la rivière. La variation de son débit est de la forme :

$$Q_t = Q_0 \left(1 - \frac{e}{h} \right) \quad (1)$$

où Q_0 représente le débit initial de la rivière, h la profondeur moyenne de l'eau de la rivière, Q_t le débit observé à l'issue d'une tranche évaporée e .

La valeur de l'évaporation journalière ne dépasse pas quelques millimètres. RIOU, sur le lac TCHAD, [48] n'a jamais observé plus de 8,6 mm/jour (à Bol Matafo, pendant 10 jours, en pleine saison sèche). En Afrique, les oscillations s'observent surtout à la fin de la saison des pluies : les rivières ont toutes un bon mètre de profondeur et

l'évaporation est de l'ordre de 5 mm. L'écart sur le débit est : $\frac{0,5}{100} = 0,5\%$,

Sur le Vaubarnier, à Collobrières (Var), la profondeur ne serait que d'une trentaine de centimètres. L'évaporation est de l'ordre de 5 mm en août, ce qui occasionnerait une diminution du débit de 1,7%, valeur bien faible en comparaison de la variation observée (50% en moyenne) qui peut aller même jusqu'à un arrêt de l'écoulement durant quelques heures, le jour.

3.1. L'ÉVAPORATION ET L'ÉVAPOTRANSPIRATION

3.1.1. Définition de l'évapotranspiration

D'une façon courante, on appelle « évapotranspiration » la somme (journalière, mensuelle ou annuelle) du facteur évaporation à la surface du sol et du facteur transpiration par les feuilles des végétaux couvrant ce même sol, pendant la même période.

Cette évapotranspiration varie suivant les saisons et, par conséquent, suivant le cycle végétatif du couvert végétal. Elle varie, bien sûr, avec la quantité d'eau que les racines peuvent extraire du sol. Si l'eau est surabondante, l'évapotranspiration tend vers une limite supérieure, appelée « évapotranspiration potentielle », ou, en abrégé, ETP.

Cette notion d'ETP a été énoncée en premier par le bioclimatologue américain THORNTHWAITE qui, en 1954, la définissait comme «... l'évaporation à partir d'une surface de gazon court, poussant activement, recouvrant totalement le sol, de hauteur uniforme et bien pourvue en eau».

Malheureusement, il est apparu, quelques années plus tard, que le gazon n'était pas la plante qui évaporait le plus... Et qu'à une certaine échelle, albedo, rugosité, etc., propres à chaque espèce végétale, modifiaient la valeur de l'ETP.

De là une définition plus stricte, proposée en 1954 par VAN WIJK et DE VRIES (cités par BULTOT et DUPRIEZ [10]) : l'ETP « d'une couverture naturelle est la quantité de vapeur d'eau qui pourrait être libérée par une nappe d'eau recevant la même quantité d'énergie (compte tenu de l'échange calorifique avec le sol) et transformant cette énergie (en chaleur sensible et en chaleur latente d'évaporation) selon le même rapport de Bowen que la couverture naturelle considérée».

Les mesures directes et les calculs ont permis de commencer à chiffrer l'influence du couvert végétal sur l'ETP.

Dans la région de Bruxelles, BULTOT et DUPRIEZ ont obtenu, pour les mois d'été [10] :

Gazon	80,9 mm/mois	ETP = 1
Feuillus	85,4 mm/mois	ETP = 1,06
Résineux	92,8 mm/mois	ETP = 1,15

Par rapport au gazon, les feuillus évapotranspirent 6% en plus et les résineux 15% en plus. Au Zaïre, E.A. BERNARD [4] trouvait, pour l'ETP :

Gazon ras	1 085 mm	ETP = 1
Gazon développé	1 190 mm	ETP = 1,10
Forêt congolaise	1 395 mm	ETP = 1,29

J. RODIER indique que l'ensemble des bilans hydrologiques en région forestière africaine, avec une hauteur de précipitations annuelles comprise entre 1 800 et 2 200 mm, conduit à une valeur de l'ETP voisine de 1 300 mm. Ceci confirme bien l'évaluation de E. A. BERNARD, qui donne 1 395 mm pour l'ETP de la forêt congolaise.

DE BOISSON et al. [18], à partir de mesures faites sur lysimètres, évaluaient, pour le Sud de la France, les besoins de l'ETP par rapport au gazon, comme suit :

Fétuque gazon (coupé tous les 10 jours)	1
Fétuque élevée fourrage	1,11 (valeur atteignant périodiquement 1,20)
Luzerne fourrage	1,04 (valeur atteignant périodiquement 1,20)
Luzerne graine	1,25 (valeur atteignant périodiquement 1,50 et même plus)
Mais	0,85
Sorgho grain	1,00

En définitive, l'écart existant entre ETP du gazon et ETP des arbres demeure quand même relativement restreint et bien souvent de même ordre que l'erreur commise dans la détermination de ladite ETP. Pour chaque couvert végétal, albedo et rugosité varient. L'albedo influe sur le rayonnement net (Q) et la rugosité sur la vitesse

du vent, donc sur les composants de l'ETP. Mais, à ma connaissance, il n'existe aucune mesure, autrement que ponctuelle, de l'albedo sur de grandes surfaces boisées (les techniques de télédétection, avec les satellites artificiels, pourraient rendre d'assez grands services) et la détermination exacte de la rugosité ne me paraît pas évidente sous un couvert forestier ou même arbustif.

Par conséquent, s'il est à peu près certain que le couvert végétal a une influence sur la grandeur de l'ETP, il demeure par contre très difficile d'en chiffrer l'importance qui, d'après les valeurs données ci-dessus, devrait varier, par rapport au gazon entre 0 et 25%. Et dans la pratique l'ETP peut être, la plupart du temps, assimilée à celle du gazon.

3.1.2. Variation horaire de l'évapotranspiration potentielle

S'il est déjà difficile de chiffrer ETP, la détermination de sa variabilité à l'échelle horaire est encore plus délicate et nécessite d'importantes installations. Je me contenterai de donner, ici, les résultats de plusieurs chercheurs et limiterai le problème à la zone intertropicale, où la durée théorique d'insolation journalière ne varie pas beaucoup au cours de l'année.

VAN BAVEL, en Arizona [62], a déterminé la consommation horaire en eau sur plusieurs lysimètres pesables très précis et a même, à l'aide d'observations météorologiques continues, pu calculer l'ETP à l'échelle horaire par la méthode du bilan énergétique. Celui-ci a été réalisé pour le sol nu, le sol occupé par de la luzerne et pour une nappe d'eau libre. ELDIN, au Centre ORSTOM d'Adiopodoumé (Côte d'Ivoire), a réalisé un lysimètre pesable enregistreur [24] : ces enregistrements devraient permettre de connaître, ainsi, la variation de l'évapotranspiration au cours de la journée, mais je ne dispose, actuellement, que de quelques enregistrements.

Enfin, ROCHETTE, ingénieur à l'Électricité de France, a réalisé un bac d'évaporation enregistreur, pour lequel je dispose d'enregistrements effectués à N'Djamena (Fort-Lamy) et à Brazzaville. Malheureusement, la répartition horaire de l'évaporation est différente de celle de l'évapotranspiration : le sol, protégé par son couvert végétal, n'évapore presque plus rien durant la nuit tandis que l'évaporation nocturne d'une nappe d'eau libre se poursuit, grossièrement, jusqu'à ce que la température de l'air descende jusqu'à la température du point de rosée. Ceci est vérifié par les mesures : en saison sèche, l'évaporation nocturne déterminée sur bac Colorado, à Bangui, représente

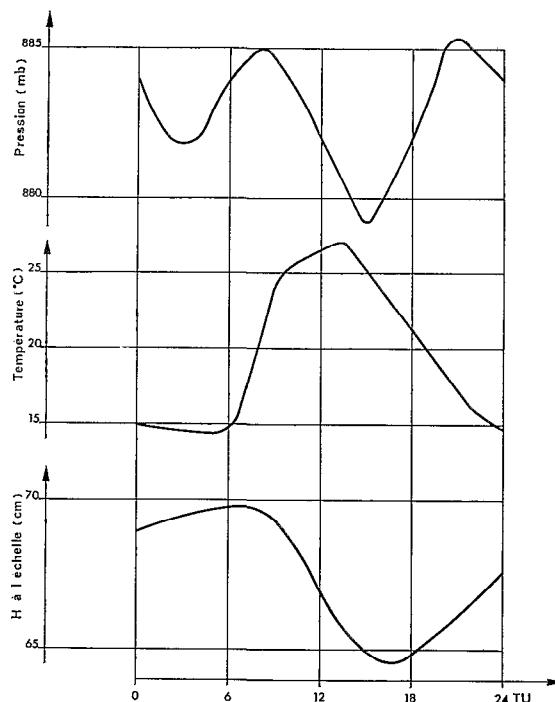


Fig. 3. — Variation de la pression atmosphérique, de la température et du niveau de la Meteo, le 22 novembre 1969
Plateau Bamileké (Cameroun)

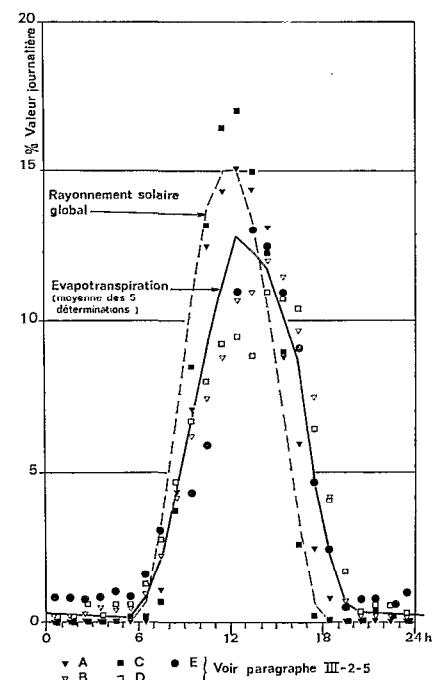


Fig. 4. — Esquisse du taux de variation horaire de l'évapotranspiration

28% de l'évaporation journalière (compte tenu de la correction due à la dilatation). En Haute-Volta [46], l'évaporation nocturne (corrigée de la dilatation) représente, dans les environs du lac de Bam, entre 30 et 43% du total journalier durant la saison sèche. Le bac ROCHETTE de Brazzaville accuse, lui aussi, une évaporation nocturne de 35% en saison sèche et les mesures de VAN BAVEL, sur eau libre, donnent 15% pour la part nocturne (mais il s'agit là d'une observation effectuée au printemps et non en plein été).

Par contre, l'évapotranspiration nocturne donne des résultats plus faibles : 0,8% pour la mesure d'ELDIN à Abidjan, tandis que VAN BAVEL, en Arizona, trouvait 0,7 ; 7,5 ; 10,3 et 11,2%.

Pour déterminer l'allure de la répartition horaire de l'évapotranspiration, je ne dispose donc que de 5 relevés, aussi disparates dans l'espace que dans le temps. L'échantillon est maigre, mais il semble évident que l'évapotranspiration doit être en bonne corrélation avec le rayonnement solaire global (R_g). Ceci a été vérifié avec les données disponibles. La station de référence, pour le rayonnement solaire global, est celle de Bangui (encore située en un emplacement différent !) pour laquelle je disposais de mes enregistrements effectués sur un millivoltmètre enregistreur. J'ai pris, au hasard, 10 journées de la période décembre-février où la durée d'insolation est supérieure à 9 heures et fait la moyenne de la répartition horaire (en %) du rayonnement global par rapport au total journalier.

Le tableau I et la figure 4 donnent la répartition horaire de l'évapotranspiration.

Sur le tableau I, j'ai également reporté les mesures effectuées sur eau libre en Arizona et à Brazzaville (colonnes «F» et «G»). En dernière ligne, les valeurs du coefficient de corrélation linéaire entre R_g (en % de la valeur journalière) et ETP (en % de la valeur journalière) montrent bien que rayonnement solaire et évapotranspiration sont parfaitement liés. Seule, la valeur correspondant à la colonne «D» paraît anormale ($r = 0,61$). Pour les autres colonnes r varie entre 0,81 et 0,97. En ce qui concerne la corrélation entre évaporation sur bac et rayonnement solaire, le coefficient est identique tant en Arizona qu'à Brazzaville, bien que les climats soient loin d'être les mêmes (le climat de l'Arizona serait assez voisin de celui du Nord Cameroun). Le fait de comparer les mesures du rayonnement global (R_g) effectuées à Bangui (4° de latitude N.) avec les évapotranspirations d'Abidjan (5° de latitude N.) et d'Arizona (33° de latitude N.) entraîne obligatoirement des écarts dus au fait que si la durée du jour est pratiquement constante d'un jour à l'autre de l'année à Bangui comme à Abidjan, il n'en est pas de même en Arizona. C'est ce qui peut expliquer l'excellente corrélation ($r = 0,97$) entre R_g (Bangui) et ETP (Abidjan) et les valeurs plus faibles du coefficient de corrélation entre R_g (Bangui) et ETP (Arizona). Quoi qu'il en soit, la corrélation R_g/ETP est certaine.

La figure 4 indique l'allure de la répartition « moyenne » obtenue avec les 5 mesures d'évapotranspiration. Il y a, par rapport au rayonnement solaire, un amortissement assez léger et surtout un décalage dû à l'inertie thermique. Si l'évapotranspiration débute, le matin, en même temps que le rayonnement global, elle ne cesse pas avec lui le soir. L'échauffement du sol et de l'air retarde la baisse de l'évapotranspiration et ce n'est que 1 heure et demie après le coucher du soleil que l'évapotranspiration devient nulle ou négligeable.

3.2. OSCILLATION JOURNALIÈRE DE LA NAPPE (d'après TROXELL)

Comme nous l'avons dit plus haut, l'évapotranspiration occasionne des diminutions, durant le jour, sur le débit d'alimentation de la nappe vers la rivière.

Il convient donc de voir ce qui se passe dans la nappe.

Cette variation a été particulièrement bien décrite par TROXELL dont je reprends ici l'analyse. D'après cet auteur, le limnigramme n'est que la courbe cumulée du bilan entre les apports par la nappe et les pertes par évapotranspiration (fig. 5).

Dans son cycle journalier, la nappe est à son niveau maximum au point *c* et ne reste à cette altitude que très peu de temps. C'est donc que durant cette période l'apport en eau par la nappe (ou dans la nappe) est suffisant pour compenser exactement le flux *per ascensum* dû à l'évapotranspiration. À moins que, les pertes par évaporation étant nulles, la nappe n'ait atteint son niveau piézométrique de régime permanent.

Du point *c* au point *b*, le flux ϕ dû à l'évaporation, non seulement est supérieur aux apports mais augmente progressivement : la nappe descend. Le point *b* correspond au taux maximal journalier des pertes et coincide (ou peu s'en faut) avec l'heure du maximum journalier de la température de l'air.

Ce point *b* est aussi un point d'infexion de l'hydrogramme. De *b* à *d* les pertes dues à l'évapotranspiration sont supérieures aux apports (la nappe descend encore), mais ces pertes diminuent au cours des heures. En *d*, tout comme en *c*, pertes et apports s'équilibrent. La nappe est à son niveau le plus bas (dans son cycle journalier).

Du point *d* au point *a*, le flux d'évapotranspiration diminue encore : les besoins sont inférieurs aux apports. La nappe remonte. En *a*, second point d'infexion de l'hydrogramme la différence : apport-évapotranspiration, est maximale. Le taux de remontée de la nappe est également maximal. Ce point correspond (ou peu s'en faut) à l'heure du minimum de température de l'air, heure où l'évapotranspiration est nulle ou presque nulle.

Du point *a* au point *c* les pertes dues à l'évapotranspiration (flux ϕ) augmentent lentement mais sont toujours

TABLEAU I
TAUX HORAIRES DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION
(exprimés en % du total journalier)

<i>Heures</i>	<i>A</i>	<i>B</i>	<i>C</i>	<i>D</i>	<i>E</i>	<i>F</i>	<i>G</i>	<i>H</i>	<i>I</i>
01	0	0,2	0	0,2	0,9	0,9	2,4	0,3	0
02	0	0,2	0	0,2	0,8	0,9	2,0	0,3	0
03	0	0,3	0	0,6	0,7	0,3	1,8	0,2	0
04	0	0,5	0	0,2	0,8	1,1	2,6	0,2	0
05	0	0,4	0	0,6	1,0	0,5	1,8	0,2	0
06	0	0,5	0,2	0,6	0,8	0,2	2,0	0,2	0
07	0	1,0	0,1	1,3	1,6	0,6	1,6	0,8	0,7
08	1,1	2,3	0,7	2,8	3,1	1,0	1,8	2,1	3,3
09	4,4	4,2	4,3	4,7	3,7	3,4	2,6	4,3	6,8
10	7,1	6,2	8,5	6,7	4,3	4,1	3,6	6,6	10,7
11	12,5	7,4	13,2	8,0	5,9	6,4	5,0	9,1	13,7
12	14,3	8,8	16,5	9,3	9,2	8,1	6,6	11,1	15,0
13	15,1	10,7	17,0	9,5	10,9	10,0	7,8	12,8	15,0
14	14,4	11,0	15,0	8,9	13,0	12,2	9,0	12,3	13,2
15	13,1	12,0	12,3	11,1	12,4	12,0	7,8	11,7	10,4
16	8,8	11,5	8,9	10,8	10,9	9,2	8,2	10,2	7,0
17	5,9	9,7	2,6	10,4	9,1	9,8	6,4	8,6	3,5
18	2,5	7,5	0,2	6,5	4,7	8,2	4,6	4,9	0,7
19	0,8	4,2	0	4,1	2,5	4,5	4,8	2,2	0
20	0	0,7	0	1,7	0,6	1,7	3,0	0,7	0
21	0	0,2	0	0,3	0,8	1,1	2,6	0,3	0
22	0	0,2	0,3	0,6	0,7	1,3	4,0	0,3	0
23	0	0,2	0,2	0,6	0,6	1,0	3,6	0,3	0
24	0	0,1	0	0,3	1,0	1,5	4,4	0,3	0
<i>r</i>	0,97	0,81	0,98	0,61	0,82	0,75	0,74	0,91	

- A. — Observations ELDIN, du 21 mars 1969 (gazon).
- B. — Observations VAN BAVEL, du 9 août 1963 (luzerne).
- C. — Observations VAN BAVEL, du 12 novembre 1963 (luzerne).
- D. — Observations VAN BAVEL, du 21 juin 1963 (luzerne).
- E. — Observations VAN BAVEL, du 29 avril 1963 (sol nu).
- F. — Observations VAN BAVEL, du 25 avril 1963 (nappe libre).
- G. — Bac automatique Rochette à Brazzaville, août 1974 (nappe libre).
- H. — Valeur adoptée pour la variation de l'évapotranspiration.
- I. — Variation du rayonnement solaire global à Bangui.
- r*. — Coefficient de corrélation entre A, B, C, D, ... d'une part et I (variation du rayonnement solaire) d'autre part.

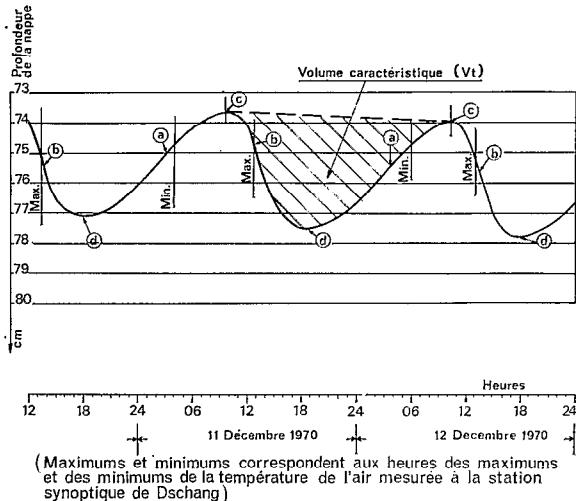


Fig. 5. — Oscillation de la nappe
Bassin de Baleng (Cameroun)
Piézomètre P 3

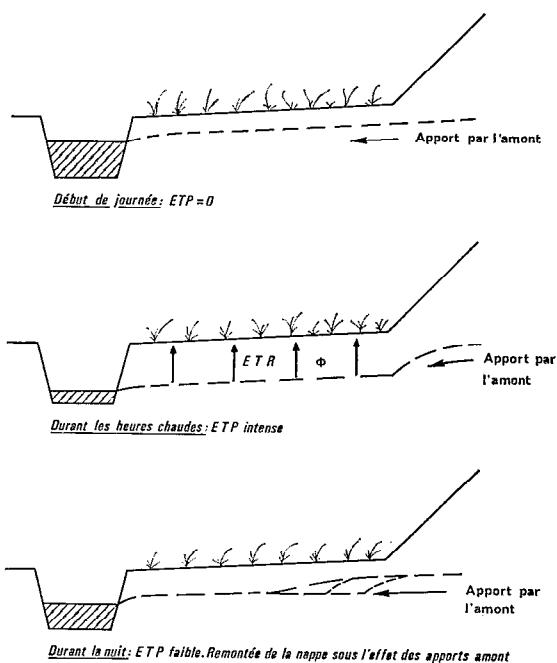


Fig. 6. — Schéma explicatif des oscillations journalières de la nappe et de la rivière
Schéma Olivry

plus faibles que les apports. Le niveau de la nappe remonte lentement jusqu'en *c* où il y a équilibre entre pertes et apports.

Remarques. Sur la partie de courbe comprise entre *d* et *c*, il est possible que l'évapotranspiration soit nulle (ou quasi nulle) pendant plusieurs heures et durant ce temps, le tronçon de courbe représentera la courbe de remontée théorique sous le seul effet des apports.

3.3. OSCILLATION DU NIVEAU DE LA RIVIÈRE

Les variations du niveau de la rivière se déduisent des oscillations de la nappe.

Dans le cycle journalier, l'abaissement de la nappe sous l'effet du pompage dû à l'évapotranspiration se comprend aisément. Par contre, il n'en est pas de même du mécanisme de la recharge. Plusieurs schémas ont été proposés:

3.3.1. Oscillation du niveau de la rivière. Schéma Olivry

OLIVRY, au Cameroun, a observé les variations des rivières du plateau Bamileké, celles des nappes alluviales associées et en a tiré le schéma explicatif suivant [41, 42] :

- à la fin de la nuit (fig. 6) la nappe est à son niveau le plus haut et par conséquent le débit de la rivière, à l'échelle de la journée, est maximal ;
- au lever du jour, le rayonnement solaire augmente. En conséquence la végétation puise dans le sol pour compenser les besoins de l'évapotranspiration et le niveau de la nappe diminue continuellement, du matin jusqu'au soir ;
- au début de la nuit, l'évapotranspiration est faible. La nappe est à son niveau le plus bas. La diminution, voire l'arrêt de l'évapotranspiration va permettre à la nappe de « récupérer » ;
- le lendemain matin, la nappe a pratiquement retrouvé son niveau de la veille (au tarissement près).

Ce schéma est très clair, très simple mais il implique l'hypothèse d'une réalimentation de la nappe transversalement au lit de la rivière, comme indiquée sur la figure 6.

Certes, la pente de la nappe n'est pas négligeable dans la situation considérée : il y a donc obligatoirement un écoulement transversal continu mais les vitesses de l'eau dans le sol sont malheureusement trop faibles pour correspondre à la réalité du schéma ci-dessus.

Sur le bassin de la Méteu à Baleng, OLIVRY [42] trouve un coefficient de perméabilité (k) de Darcy de l'ordre de $0,2 \text{ à } 1 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ à partir d'une étude sur le tarissement. En employant la méthode Porchet, il trouvait k variant de $0,6 \text{ à } 2,7 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ tandis que la méthode de Müntz donnait des valeurs plus fortes : $1,8 \text{ à } 8,3 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.

Dans la vallée de Baleng, 3 piézomètres ont été implantés le long d'un même profil en travers. P3 était à 2 m de la rivière, P4 se trouvait à 10 m de P3 et P1 à 30 m de P3 (fig. 21). Ces 3 instruments étaient équipés de limnigraphes. La pente de la surface piézométrique était, début novembre (époque où le phénomène est le mieux marqué) de l'ordre de $4 \cdot 10^{-2}$. L'application de la loi de Darcy donnerait donc des vitesses « Darcy » variant entre $4 \cdot 10^{-2} \times 2 \cdot 10^{-6}$ et $4 \cdot 10^{-2} \times 8 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ou encore 0,3 et 11 mm. heure $^{-1}$.

Avec une porosité efficace (fraction du volume total d'un sol, représentant l'espace laissé libre à la circulation de l'eau sous l'effet de la gravité) de 25 %, la vitesse réelle de l'eau varie entre 0,1 et 5 cm.heure $^{-1}$.

Durant la même époque, le minimum au piézomètre P3 (le plus près de la rivière) se produisait 1 heure ou 1 heure et demie après l'heure du minimum à P4 (10 m plus en amont). Ceci veut dire que la « récupération » à P3 commençait 1 heure ou 1 heure et demie plus tard qu'à P4. Ou plus exactement, dans l'hypothèse OLIVRY d'une réalimentation latérale, qu'une particule d'eau ne mettait que 1 heure à 1 heure et demie pour franchir 10 m. Ceci implique une vitesse de 7 à 10 m. heure $^{-1}$ (donc de 140 à 10 000 fois plus forte que la vitesse calculée avec la loi de Darcy). Ce qui paraît peu concevable.

OLIVRY explique ces fortes vitesses par l'existence probable de chenaux préférentiels liés au système radiculaire des palmiers raphias, végétation habituelle de ces fonds de vallées.

D'autres observations viennent infirmer la possibilité d'une recharge latérale.

Au Canada, MEYBOOM [38] observe des oscillations journalières à une station hydrométrique et à un puits situé à 180 m du lit de la rivière. Le minimum à la rivière se produit par rapport au puits, avec retard variant entre 0 et 12 heures (ce qui donnerait quand même, avec 12 heures de délai de transmission, une vitesse de 15 m/heure!).

Aux Etats-Unis, FERRIS [25] observe les oscillations journalières de la Platte River au limnigraphie d'Ashland, et à un puits situé à 13 m de la rive. Les fluctuations sont parfaitement synchrones, avec peut-être un léger décalage sur l'heure des minimums qui auraient tendance à se produire plus tard (1 heure) dans le puits que dans la rivière ! TROXELL [58], sur la Santa Ana River, observe les oscillations à 2 stations hydrométriques distantes de 8 km et sur 3 puits situés à mi-distance entre les stations. Ces puits se trouvent respectivement à 10, 130 et 300 m de la Santa Ana River. Les puits ne sont pas sur le même profil en travers, le plus amont étant situé à 300 m du plus aval. A tous ces puits, la nappe oscille d'une manière pratiquement synchrone et en assez bon accord avec les stations limnographiques.

Toutes ces observations indiquent que la recharge de la nappe transversalement à la rivière, suivant le schéma OLIVRY, a fort peu de chances de se produire. Il faut donc rechercher une possibilité de réalimentation verticale en tout point de la nappe.

3.3.2. Le schéma Ubell

Analysant les oscillations journalières de la nappe à la station agronomique de Kecskemet (Hongrie), UBELL établissait, en 1959, une théorie assez séduisante [60].

Il remarquait que le phénomène était en parfaite concordance avec le gradient de température de la couche superficielle du sol et était ainsi amené à supposer que le cycle thermique pouvait être la cause des oscillations. UBELL analysait alors les divers mouvements verticaux de l'eau dans le sol, occasionnés par le gradient de température :

- la montée ou la descente de l'humidité du sol dans la zone non saturée du sol. Ce mouvement serait très faible, de l'ordre de $10^{-2} \text{ à } 10^{-4} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{jour}^{-1}$;
- la variation importante, dans la zone non saturée, de la pression de la vapeur d'eau saturante. Dans l'hypothèse généralement admise que la vapeur d'eau dans le sol a toujours une pression à peu près égale (HILLEL [31]) à celle de la vapeur saturante, toute augmentation de pression entraînerait un apport important d'eau pour maintenir ladite pression. Mais ces apports d'eau, sous forme de vapeur, seraient très faibles : 2 à 2,5 g. m $^{-2}$ (et à contre-gradient) alors que les oscillations représenteraient des variations de l'ordre de 18 000 à 22 000 g. m $^{-2}$.

Appliquant cette théorie, nous avons retrouvé sur le plateau Bamiléké des valeurs comparables dans la circulation de l'eau dans le sol.

Dans l'état actuel (1959) de ses recherches, UBELL reconnaissait qu'il ne lui était pas possible de réaliser un

traitement mathématique et par conséquent une analyse quantitative. Il lui paraissait, préalablement, indispensable de connaître :

- la variation de la température à l'intérieur des pores du sol et la variation de la pression de vapeur saturante qui lui est liée,
- le volume exact des pores du sol affecté par les fluctuations journalières de la nappe.

Cependant UBELL concluait en expliquant les oscillations par une transformation de l'eau liquide en vapeur durant les heures chaudes, par une condensation et un ressuyage durant la nuit (le ressuyage étant le transfert de l'eau, par gravité, depuis la zone non saturée jusqu'à la nappe phréatique).

En conclusion, le schéma d'UBELL reste séduisant par le fait qu'il admet une fluctuation de l'eau (sous forme de vapeur) dans la zone non saturée, de bas en haut durant la journée puis de haut en bas durant la nuit, la vapeur s'étant condensée. Malheureusement les facteurs qu'il fait intervenir s'avèrent trop faibles pour expliquer totalement le phénomène. Il en est pourtant un autre qui peut tout expliquer : la succion des racines.

3.4. LES OSCILLATIONS DU NIVEAU DES NAPPES RECHERCHES D'UNE NOUVELLE EXPLICATION DU PHÉNOMÈNE

3.4.1. Rappel de quelques définitions

3.4.1.1. Le sol

La tranche de sol comprise entre sa surface en contact avec l'air et la nappe phréatique constitue la « zone non saturée ».

Le degré de saturation (θ) représente le pourcentage de l'espace poreux qui est rempli d'eau, par rapport au volume total de ses pores.

La nappe est contenue dans la zone saturée, et son volume en eau, par rapport au volume total du sol la contenant, représente la porosité. Le degré de saturation est 100%.

Le degré d'humidité (H) représente le rapport (en %) entre volume de l'eau et volume total disponible du sol qui la contient : H est donc toujours inférieur à 100%.

Dans la zone non saturée, le degré de saturation est inférieur à 100%, les pores du sol étant remplis à la fois d'eau et d'air. La tranche inférieure de la zone non saturée, en contact avec la nappe, constitue la frange capillaire. Dans cette frange l'eau de la nappe s'élève par capillarité.

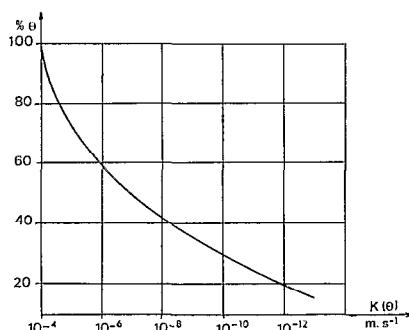


Fig. 7. — Variation de $K(\theta)$
en fonction du degré de saturation θ
(sol sableux) (d'après Degallier)

3.4.1.2. Le potentiel

Même dans le sol, l'eau possède une certaine énergie dont on peut négliger, vu la faiblesse des vitesses de circulation, la part d'énergie cinétique.

En dehors de l'action de l'attraction terrestre, l'eau du sol, à la différence de l'eau libre, est soumise à d'autres forces qui vont avoir une influence sur la quantité d'énergie potentielle.

Le potentiel de l'eau peut s'évaluer comme une énergie rapportée à l'unité de volume d'eau : il se compte alors en unité de pression :

$$(ML^2T^{-2} / L^3 = ML^{-1} T^{-2})$$

On peut aussi l'évaluer en énergie rapportée à l'unité de poids de l'eau. Il se compte alors en hauteur d'eau ($ML^2T^{-2} / MLT^{-2} = L$). C'est cette unité que nous retiendrons surtout dans ce qui va suivre.

En agronomie, il est d'usage courant, vu les valeurs importantes observées, d'utiliser le logarithme décimal de la hauteur (en cm) de la colonne d'eau : cette valeur logarithmique est appelée pF (par exemple, $pF_2 = 100$ cm d'eau = 0,102 bar).

Le potentiel total (Φ) est en définitive la somme de potentiels :

$$\Phi = \psi_g + \psi + \psi_s + \dots$$

avec ψ_g = potentiel gravifique, dû à l'attraction terrestre ;

ψ = potentiel de pression. Ce potentiel est nul à la surface de la nappe, positif en dessous de la nappe et négatif au-dessus. Le potentiel négatif est appelé aussi «potentiel capillaire» ou «potentiel matriciel» : il résulte des forces de capillarité ou d'adsorption dues à la matrice solide ;

ψ_s = potentiel osmotique, dû aux différences de concentration des sels dissous dans l'eau en présence dans le sol.

3.4.1.3. Relation potentiel matriciel - humidité

Chaque sol peut être caractérisé par une courbe donnant la variation du potentiel matriciel ψ en fonction :

- du taux d'humidité (pondéral ou volumique), soit encore,
- du degré de saturation θ .

Cette courbe indique une valeur de ψ , nulle à saturation, de l'ordre de -100 à $-1\ 000$ cm ($2 < pF < 3$) à la «capacité au champ» (qui correspond à un sol ressuyé, c'est-à-dire à un sol où toute l'eau de gravité est descendue dans la nappe) et de $-16\ 000$ cm ($pF = 4,2$) au «point de flétrissement permanent».

Rappelons que la relation potentiel - humidité n'est pas univoque, mais présente un phénomène d'hystéresis très marqué dans le cycle dessèchement-réhumectation.

Appliquée à un sol, ressuyé dans les horizons supérieurs, et présentant un plan d'eau à une certaine profondeur, cette relation potentiel - humidité conduit à dire que le potentiel est nul au niveau de la nappe et qu'il croît (en valeur absolue) vers la surface. Soulignons enfin que de telles courbes, déterminées en conditions d'équilibre, ne rendent pas toujours compte des valeurs atteintes localement par le potentiel dans un sol en voie de dessèchement. En particulier le potentiel, dans les zones de sol au contact immédiat de la racine peut, sous l'effet de la succion, atteindre des valeurs supérieures à celles qui, selon la relation potentiel - humidité, correspondraient à l'humidité moyenne dans la tranche de sol considérée. L'importance de ce phénomène apparaîtra plus loin.

3.4.1.4. Ecoulement dans la zone non saturée

Conformément aux lois générales sur les transferts, l'eau s'écoule dans le sens des potentiels décroissants et le flux à chaque niveau est proportionnel au gradient du potentiel total :

$$q = -k(\theta) \frac{d\Phi}{dz} \quad (2)$$

suivant la loi de Darcy généralisée, où $k(\theta)$ représente un coefficient de perméabilité très fortement lié au degré de saturation θ et q le débit par unité de surface.

Dans un sol non saturé, Φ peut être considéré comme la somme du potentiel matriciel ψ et du potentiel newtonien, soit $-z$, si z désigne la profondeur :

$$q = -k(\theta) \frac{d(\psi - z)}{dz} \quad (3)$$

soit encore, sachant que ψ doit être aussi considéré négatif :

$$q = k(\theta) \left(\frac{d\psi}{dz} + 1 \right) \quad (4)$$

Cette équation montre que :

- pour $\frac{d|\psi|}{dz} < 1$ (cf. courbe « a », fig. 8), $q > 0$ et l'écoulement a lieu dans le sens des z croissants : il y a drainage ;
- qu'inversement, pour $\frac{d|\psi|}{dz} > 1$ (cf. courbe « c », fig. 8) la circulation se fait *per ascensum* ($q < 0$) ;
- et qu'il y a équilibre pour $\frac{d|\psi|}{dz} = 1$ (cf. courbe « b » fig. 8) et $q = 0$.

Le coefficient $k(\theta)$ diminue très rapidement quand le sol se dessèche. Pour les sols sableux (fig. 7) et selon DEGALLIER [20], on peut admettre, si k_0 représente le coefficient de perméabilité de Darcy en milieu saturé ($\theta = 100\%$), que le coefficient de perméabilité $k(\theta)$ prend les valeurs suivantes :

$$k(\theta) = \frac{k_0}{10} \quad \text{si} \quad \theta = 72\%$$

$$k(\theta) = \frac{k_0}{100} \quad \text{si} \quad \theta = 60\%$$

$$k(\theta) = \frac{k_0}{1000} \quad \text{si} \quad \theta = 50\%$$

3.4.2. Schéma de principe de l'oscillation de la nappe

3.4.2.1. Conditions dans lesquelles les oscillations ont été observées

J'ai constaté, sur l'ensemble des 61 stations relevées dans mon enquête à l'échelle du globe, que les oscillations se produisent lorsque les conditions suivantes sont réunies :

- la nappe phréatique est proche de la surface et la zone non saturée constituée par un sol *bien perméable* ;
- il existe une importante végétation hygrophile de part et d'autre de la rivière (ou autour du puits) ;
- une période sans pluie est nécessaire pour pouvoir observer le phénomène (le sol est donc ressuyé). La durée d'insolation est importante.

Je partirai donc de ces conditions-là. Par la suite nous verrons pourquoi les oscillations ne peuvent pas se produire (ou sont très faibles) si les facteurs ci-dessus ne sont pas réunis.

Pour pouvoir effectuer des estimations quantitatives, je reprends, une fois de plus, l'exemple des rivières camerounaises du plateau Bamileké, les seules pour lesquelles je dispose d'observations assez complètes. Les mesures piézométriques sur le bassin de Baleng situent la nappe, début novembre (début de saison sèche) à 0,70 m de profondeur pour un puits situé à 2 m de la rivière Méteu et à 1,20 m pour le puits situé à 12 m, sur le même profil en travers. La frange capillaire peut être estimée à 50-60 cm, ce qui situe donc le sommet de la frange à environ 0,40 m de la surface du sol. Avec une nappe aussi proche de la surface, les besoins en eau pour l'évapotranspiration potentielle (ETP) seront satisfaits par pompage dans la nappe.

3.4.2.2. Les profils d'équilibre

Les courbes de la figure 9 représentent des profils d'équilibre en fin de nuit. Admettant que l'ETP est nulle et que les transferts internes ont permis d'atteindre l'état d'équilibre, on doit admettre qu'ils correspondent à une variation du potentiel matriciel de 1 cm par cm de profondeur (pente égale à l'unité).

Cette figure fait ressortir qu'entre deux états d'équilibre les pertes en eau ont forcément affecté tous les niveaux du profil (les contributions de chaque tranche dz étant $\frac{d\gamma}{d\psi} (\psi_0 - \psi_0) dz$, où γ représente l'humidité volumique) et ont par conséquent entraîné :

- d'une part un abaissement de la nappe,
- d'autre part un dessèchement supplémentaire de la zone non saturée.

3.4.2.3. Le potentiel de l'eau dans la zone radiculaire, en conditions de non-équilibre.

L'action du rayonnement solaire au cours de la journée sur la végétation, se traduira par une succion au niveau de la feuille qui peut atteindre des valeurs très importantes : plusieurs centaines de bars ($pF = 5$) d'après HILLEL [31]. Cette succion se transmettra aux racines, assurant un pompage de l'eau dans les manchons de sols

qui entourent chaque radicelle ; elle amènera aussi le potentiel ψ , au contact immédiat de la racine, à des valeurs supérieures à celles que l'on pourrait déduire de l'humidité moyenne de la tranche de sol sur la base de la relation « potentiel - humidité » caractéristique du sol considéré.

Le prélèvement d'eau dans le sol correspondant à cet accroissement local du potentiel pourra n'être qu'infime. Désignons par ψ_r la valeur de ce potentiel au contact de la racine. ψ_r prendra à chaque instant une valeur telle que le débit d'eau, dans le sol jusqu'à la racine, tende à équilibrer *au moins* l'ETR, et *au moins* l'ETP si (comme dans l'exemple retenu ici du plateau Bamiléké) la nappe est assez proche de la surface pour que la sécheresse du milieu ambiant ne vienne freiner l'évaporation.

Cherchons à expliciter la valeur de ψ_r et introduisons pour ce faire trois hypothèses simplificatrices :

- la succion radiculaire est limitée à une tranche de sol située 30 cm au-dessus de la nappe ;
- l'ETP est entièrement compensée par un flux Q provenant de la nappe ;
- les valeurs de conductivité trouvées par ailleurs s'appliquent au cas où, du fait de la succion radiculaire, le potentiel présente, très près des racines, des gradients importants.

De la nappe (où $\psi = 0$) jusqu'à 30 cm au-dessus (où $\psi = \psi_r$), le débit sera :

$$Q = -\text{ETP} = k(\theta) \left(\frac{\psi_r}{30} + 1 \right)$$

d'où :

$$\psi_r = -30 - \frac{30 \text{ ETP}}{k(\theta)}$$

ou, en notant que la valeur d'équilibre ψ_0 est précisément égale à -30 cm :

$$\psi_r \neq \psi_0 - \frac{30 \text{ ETP}}{k(\theta)}$$

Tablant sur le taux maximum d'évapotranspiration ($0,6 \text{ mm} \cdot \text{heure}^{-1}$, soit $1,7 \cdot 10^{-7} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) et sur une valeur moyenne de $k(\theta)$ de $0,85 \text{ k}_0$ nous avons, pour les sols du plateau Bamiléké :

$$\begin{aligned} k_0 &= 1 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \\ k(\theta) &= 6 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \end{aligned} \quad (\text{cf. 3.3.1})$$

et finalement

$$\psi_r \neq \psi_0 - 1 \text{ cm}$$

Il suffirait donc d'une augmentation de ψ (en valeur absolue) de *1 cm seulement* par rapport à la valeur d'équilibre pour assurer, dans les conditions précitées, un transfert de la nappe à la zone radiculaire égal à l'ETP.

3.4.2.4. Evolution des profils de potentiels en phase de non-équilibre

Partant d'un profil d'équilibre (ψ_0) correspondant (fig. 9) par hypothèse aux conditions de fin de nuit, étudions son évolution :

- en cours de journée,
- puis durant la nuit suivante, jusqu'à ce que le nouvel équilibre soit atteint (profil (ψ_0') de la figure 9).

a) *En cours de journée*, l'évapotranspiration crée un appel d'eau autour des racines. Il en résulte, comme nous l'avons vu, un accroissement ψ_r (en valeur absolue) au contact des racines. L'écart $|\psi_r| - |\psi_0|$ va créer un double courant vers la racine :

- d'une part un microtransfert, de débit q , dans la couche même explorée par la racine, débit qui tend à dessécher cette couche ;
- d'autre part un macrotransfert, de débit Q , de la nappe jusqu'au niveau (couche explorée par les racines), la somme $q + Q$ correspondant à l'ETP.

Il nous faut introduire ici l'hypothèse que le macrotransfert Q l'emporte de beaucoup sur le microtransfert q : la majeure partie de l'ETP est donc compensée durant la phase diurne par un transfert Q en provenance de la nappe. Durant cette phase :

- le gradient de potentiel de la nappe au niveau M est supérieur à l'unité, de façon à assurer le débit *per ascensum* ;
- la nappe s'abaisse d'une hauteur correspondant à la quantité d'eau perdue (cf. profil (ψ_2), fig. 10 a).

Pendant cette même phase, dans la mesure où q est petit par rapport à Q , le dessèchement du sol au niveau — mais à l'écart — d'une racine sera faible et le potentiel y demeurera voisin de ψ_0 .

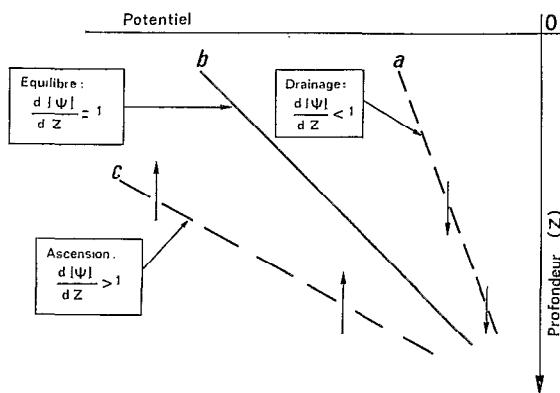


Fig. 8. — Ecoulement de l'eau dans la zone non saturée

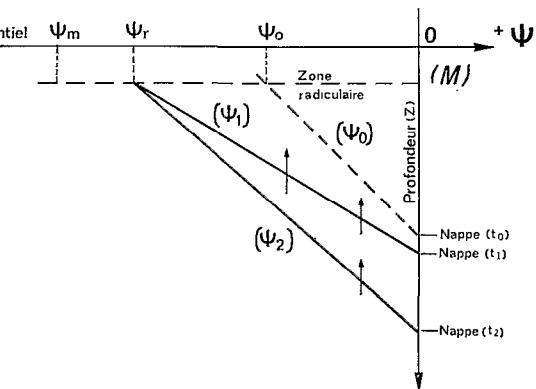


Fig. 10a. — Evolution des profils en phase diurne

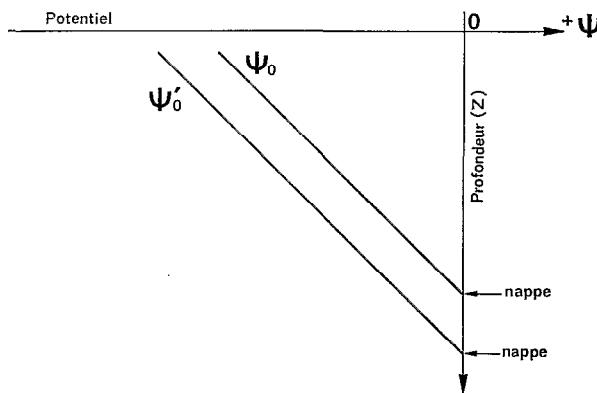


Fig. 9. — Profils d'équilibre

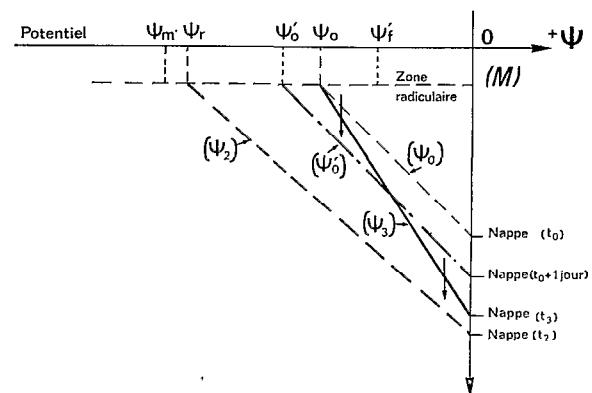


Fig. 10b. — Evolution des profils en phase nocturne

L'hypothèse fondamentale introduite ici pour expliquer le battement de la nappe est dans la distinction de deux types de transferts :

- le macrotransfert, qui assure le transport de l'eau sur les distances importantes, et qui implique qu'il y ait un réseau d'itinéraires privilégiés, c'est-à-dire de moindre résistance ;
- le microtransfert, qui correspond au déplacement de l'eau dans les mailles du réseau défini ci-dessus, dans les itinéraires secondaires de plus grande résistance.

Rappelons que ce modèle à deux résistances avait été proposé par HALLAIRE pour rendre compte des profils hydrauliques observés dans les sols en voie de dessèchement [29].

b) *En cours de nuit*, l'ETP est faible ou nulle. Portons alors notre attention sur le gradient de potentiel entre le niveau M des racines et celui de la nappe.

En M, le potentiel est resté voisin de la valeur d'origine ψ_0 à l'écart des racines et, au contact des racines a repris sa valeur ψ_0 du fait que ETP $\neq 0$, tandis qu'il est nul au niveau de la nappe. Mais du fait de l'abaissement de la nappe, le gradient $\left| \frac{d \psi}{d z} \right|$ est inférieur à l'unité, comme le montre le profil (ψ_3) de la figure 10 b : le transfert a lieu vers la nappe. Ce flux de drainage aura pour effet :

- de faire remonter le niveau de la nappe ;
- de dessécher le niveau M.

Par conséquent le profil se remanie pour tendre vers la nouvelle forme d'équilibre (ψ_0) de pente unitaire (fig. 10 b).

En fin de compte, d'une position d'équilibre (ψ_0) à la suivante (ψ'_0) , les pertes en eau ont intéressé, comme nous l'avions déjà souligné (cf. 3.4.2.2.), tout le profil et ont conduit à la fois à un prélèvement au niveau de la nappe et à un dessèchement de la zone non saturée prospectée par les racines.

Ainsi, au cours d'un cycle journalier, la nappe :

- dans un premier temps, s'abaisse considérablement parce qu'elle fournit la quasi totalité de l'ETP,
- puis remonte parce qu'elle récupère la contribution des couches sus-jacentes.

Ainsi, paradoxalement, le sol se dessèche surtout durant la nuit.

3.4.3. Rôle joué par la nature du sol

Dans un paragraphe précédent (3.4.2.3.) nous avons vu que pour assurer un flux correspondant à une ETP de $0,6 \text{ mm} \cdot \text{heure}^{-1}$, il suffisait d'une augmentation de potentiel (en valeur absolue) de 1 cm seulement. A condition que le sol ait une perméabilité, à saturation, de $10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.

Si le sol est imperméable, l'augmentation du potentiel par la succion des racines doit être considérable. Pour assurer, dans les mêmes conditions, un flux de $0,6 \text{ mm} \cdot \text{heure}^{-1}$, l'augmentation du potentiel (en valeur absolue) devrait être de 51 000 cm, si la perméabilité est $10^{-10} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.

Cette augmentation du potentiel correspond à $pF 4,7$ c'est-à-dire à une valeur supérieure (en valeur absolue) à celle du point de flétrissement permanent ($pF 4,2$).

Les oscillations exigeraient donc des sols perméables : ceci a été confirmé par les résultats de notre enquête exhaustive (cf. 4.3.).

3.4.4. La succion des racines

Dans l'exemple du sol perméable du plateau Bamiléké la succion de la racine, nécessaire pour en extraire un flux d'eau égal à l'ETP, est très faible : 1 cm d'eau.

Une pareille valeur, se situant largement dans la gamme des succions observées (qui va de 0 à 16 000 cm d'eau), m'amène à formuler l'hypothèse que la succion réelle peut être, en réalité, un peu plus forte (toujours en valeur absolue). La quantité d'eau mise en mouvement (ou tout au moins soustraite, le jour, au potentiel newtonien) pourrait être supérieure aux besoins nécessaires à la satisfaction de l'ETP. Ceci aurait pour conséquence d'amplifier le phénomène oscillatoire :

- le jour, le potentiel atteindra une valeur ψ_m (fig. 10 a) supérieure (en valeur absolue) à ψ_r (potentiel correspondant à la seule satisfaction de l'ETP). Il y aura transfert d'eau *per ascensum*, ce qui devrait logiquement faire diminuer la valeur (absolue) du potentiel à ψ_m' ;
- la nuit, l'arrêt de l'évapotranspiration et donc de la succion ramènera le potentiel non plus à sa valeur ψ_0 (fig. 10 b), mais à une valeur (absolue) plus faible ψ_f car le sol s'est réhumecté durant le jour. Ceci entraînera un drainage plus intense.

Il est bien évident que la démonstration d'une telle hypothèse (qui s'intègre d'ailleurs sans difficulté dans le modèle décrit dans les paragraphes précédents) est davantage du domaine de l'agronome que de l'hydrologue.

Certes, une telle hypothèse peut sembler contraire à la logique. Il ne faut pas oublier que nous avons affaire, tant pour la plante que pour le sol, à un milieu *essentiellement hétérogène* et que les valeurs de la succion sont ici de l'ordre de la dizaine de centimètres d'eau seulement.

3.4.5. Vérification de ces hypothèses

Pour pouvoir déterminer l'existence et le sens d'une circulation verticale de l'eau dans le sol, il est nécessaire de connaître les profils de potentiel et d'humidité du sol avec une très grande finesse (un point de mesure tous les 1 ou 2 cm de profondeur). Ceci implique l'emploi de méthodes de mesure assez peu courantes pour obtenir une telle précision, telle que la méthode des chocs thermiques pour la détermination de l'humidité [45] ou la mesure de la tension de vapeur du sol par psychromètres à thermocouples [31].

En outre, ces mesures devront se faire dans des cases lysimétriques, de manière à contrôler la nappe. Déjà réalisées (sans profils de potentiel ou d'humidité) par WHITE [64], elles demanderaient donc des moyens assez importants.

Cependant, quelques résultats d'une expérimentation, déjà réalisée en Afrique dans un tout autre but, paraissent confirmer mes hypothèses. J'ai pu en effet, enregistrer le débit s'écoulant à la sortie d'évapotranspiromètres à niveau constant (fig. 11) installés aux stations bioclimatologiques de l'ORSTOM à NDjamena (Fort-Lamy), Bangui et Brazzaville.

3.4.5.1. L'expérimentation sur évapotranspiromètres

Sur ces évapotranspiromètres, je recueillais l'eau de drainage par l'intermédiaire d'un système à augets basculeurs Précis-Mécanique provenant d'un pluviographe de la même marque, ce qui me permettait de connaître le drainage en fonction du temps.

L'expérimentation a fonctionné à N'Djamena durant le mois de janvier 1968. A Bangui, les mesures ont eu lieu de 1967 à 1972, tandis qu'à Brazzaville, les observations ont été effectuées de septembre 1975 à juillet 1976.

La dose d'arrosage est distribuée le matin, avec un arrosoir, à l'instant t_0 (fig. 12). L'eau descend dans le sol et remplit une partie de la cuve, vidée théoriquement de la quantité d'eau évapotranspirée la veille, jusqu'à un niveau constant déterminé a priori par construction.

En fonctionnement « normal » (fig. 12 a), lorsque l'eau, dans la cuve, atteint le niveau du trop-plein (c'est-à-dire le niveau de calage de la nappe dans la cuve), il y a drainage (instant t_1). Si le sol est bien filtrant, l'écart $t_0 - t_1$ est de l'ordre de la demi-heure. Le drainage se termine à l'instant t_2 , sans reprise nocturne, jusqu'au lendemain (instant t_f). De t_2 à t_f , la cuve se vide sous l'effet de l'évapotranspiration.

Mais il y a des anomalies.

a) *Observations de N'Djamena*

Le dispositif de mesure du drainage en fonction du temps installé de façon très précaire et à titre strictement « expérimental » n'a fonctionné que du 8 au 27 janvier 1968, en pleine saison sèche.

Sur quatorze diagrammes, sept indiquaient une reprise du drainage nocturne (fig. 12 b).

Il y a un premier drainage de t_1 à t_2 . A l'instant t_2 , la nappe est à son niveau de calage.

De l'instant t_2 (12 heures) à l'instant t_3 (19 heures), il n'y a pas de drainage, mais celui-ci reprend de t_3 jusqu'au lendemain matin.

b) *Observations de Bangui*

L'évapotranspiromètre avait été construit en 1966. Le sol remplissant la cuve provenait du trou creusé pour l'installation de l'évapotranspiromètre. Il était, d'après les conclusions de BOULVERT, pédologue à l'ORSTOM, hydromorphe de nature et les doses d'arrosage quotidiennes n'ont fait qu'aggraver cet hydromorphisme. Rappelons que l'hydromorphisme est la modification physicochimique d'un sol qui peut se produire quand il est gorgé d'eau. En octobre 1968, le sol était devenu tellement imperméable que l'eau d'une averse de moyenne importance (30 à 40 mm) stagnait deux ou trois jours avant de percoler.

Dans ces conditions, je remplaçai ce sol devenu impropre au bon déroulement des mesures par un autre, que m'avait choisi BOULVERT pour sa bonne perméabilité et sa résistance à l'hydromorphisme, prélevé 40 km au sud de Bangui.

Nous avions donc, dans la cuve de l'évapotranspiromètre :

- de 1966 à octobre 1968 : un sol de plus en plus hydromorphe et de moins en moins perméable ;
- à partir d'octobre 1968 : un sol très perméable.

Les enregistrements du drainage ont présenté, pour les deux types de sol, les mêmes anomalies qu'à N'Djamena : assez souvent, un second ressuyage nocturne avait lieu (fig. 12 c, 12 d).

Disposant d'un bon nombre de mesures, j'ai constaté que le second drainage est inexistant si la dose d'arrosage est trop forte.

Ensuite, à dose d'arrosage constante, le second drainage ne se produit que si ETP dépasse un certain seuil (2,6 mm pour une dose d'arrosage de 5 mm).

c) *Observations de Brazzaville*

Bien que la dose d'arrosage ne soit pas très importante (15 l en moyenne, soit 3,75 mm), le drainage est continu. Il n'y a pas d'arrêt du drainage dans la journée, seul un léger fléchissement du débit de drainage apparaît sur quelques enregistrements.

3.4.5.2. Interprétations de l'expérimentation sur évapotranspiromètres

L'observation du drainage, sur ces cases lysimétriques à niveau constant, nous a permis de retrouver les phénomènes d'oscillation de la nappe observés en conditions naturelles. L'arrêt ou le ralentissement du drainage dans la journée ne fait que traduire l'abaissement de la nappe tandis que la reprise du drainage en fin de journée (et durant la nuit) résulte au contraire d'une remontée de la nappe.

Ces observations ont permis de vérifier le rôle déterminant de l'ETP, retenue comme élément moteur du phénomène : celui-ci est d'autant moins marqué que l'ETP est plus faible. L'observation d'un drainage à peu près continu à Brazzaville, où l'ETP est relativement faible, pourrait, entre autres choses, s'expliquer de cette manière.

Dans le même sens, l'application d'une dose d'arrosage trop forte se traduira par un seul drainage.

3.4.5.3. Rôle du sol dans l'évapotranspiromètre de Bangui

Nous avons vu qu'à Bangui :

- jusqu'en octobre 1968 le sol est hydromorphe. Nous pouvons admettre que, de la nappe jusqu'à la surface,

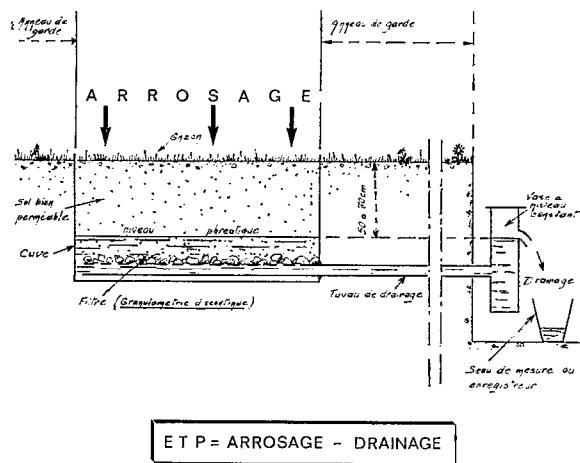


Fig. 11. — Schéma du lysimètre à niveau constant de Thorntwaite

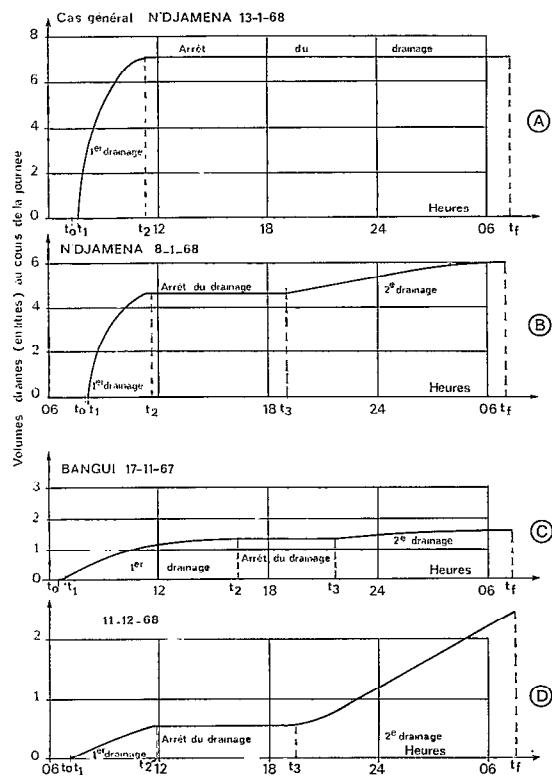


Fig. 12. — Drainage des évapotranspiromètres à niveau constant

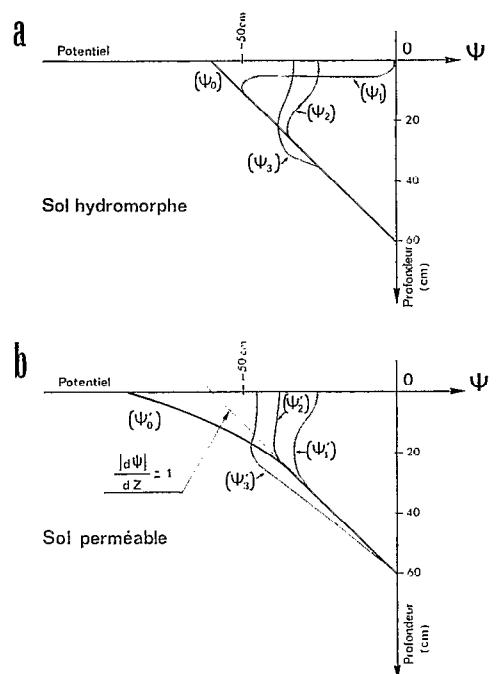


Fig. 13. — Evolution des profils de potentiel dans la cuve de l'évapotranspiromètre de Bangui

la totalité du sol est contenue dans la frange capillaire (le niveau de la nappe étant calé à 60 cm de profondeur) et qu'au lever du soleil le profil de potentiel sera voisin du profil d'équilibre (ψ_0) de pente unitaire (fig. 13 a) ;

— à partir d'octobre 1968 le sol est remplacé par un sol très perméable. Dans ces conditions la frange capillaire risque de ne pas atteindre la surface et, au lever du soleil, le profil de potentiel sera plus probablement de la forme (ψ_0) représentée sur la figure 13 b, c'est-à-dire qu'en surface le potentiel pourra être supérieur (en valeur absolue) à 60 cm.

L'application de la dose d'arrosage vers 07 heures (c'est-à-dire au début de l'augmentation diurne du rayonnement global) se traduit par :

a) *Sol hydromorphe*

Le profil de potentiel prend la forme (ψ_1). Le sol hydromorphe étant peu perméable et gorgé d'eau, le potentiel newtonien de la dose d'arrosage entraîne très vite une alimentation de la nappe tandis que le front d'humectation descend lentement. Dans un tel type de sol, les parcours privilégiés (canaux de macrotransfert) sont rares et les racines puiseront autour d'elles pour satisfaire la demande de l'ETP, l'humidité du sol étant renouvelée par les apports en eau venant de la surface et percolant lentement.

Au cours de la journée, le profil de potentiel prendra progressivement la forme (ψ_2). Si la percolation est suffisamment avancée pour ne laisser au-dessus ou autour des racines qu'une quantité d'eau inférieure aux besoins de l'ETP, il peut y avoir alors arrêt de la percolation, le profil de potentiel étant alors (ψ_3). A la tombée de la nuit la succion disparaît et le drainage reprend. Ceci tend à expliquer pourquoi l'arrêt du premier drainage se produit assez tard (18 heures) et aussi pourquoi le volume du deuxième drainage reste assez constant (moyenne $x = 0,08$ mm; écart-type $\sigma = 0,03$; coefficient de variation = 0,38).

b) *Sol perméable*

La texture plus grossière du sol perméable favorise l'existence d'itinéraires privilégiés pour la circulation de l'eau tels que nous l'avons vu au paragraphe 3.4.2.4.

La partie supérieure du sol n'est, ici, pas totalement saturée : l'application de la dose d'arrosage va commencer par saturer cette tranche de sol et l'eau descendra en utilisant de préférence les itinéraires privilégiés (macro-transferts). Le profil de potentiel, à cet instant est (ψ_1) sur la figure 13 b. Le niveau de la nappe remonte.

L'augmentation de l'ETP au fil des heures sera compensée par un flux d'eau, provenant au début des couches supérieures du sol, ce qui aura pour effet de les dessécher davantage (courbe (ψ_2) de la fig. 13 b). Mais, suivant l'hypothèse formulée au paragraphe 3.4.2.4., les macrotransferts deviendront très vite prépondérants par rapport aux microtransferts. Le sol cessera de se dessécher, le flux d'eau nécessaire pour les besoins de l'ETP étant alors pris dans la nappe. A ce moment-là, le drainage cesse (courbe (ψ_3) de la fig. 13 b). Il ne reprendra que lorsque la succion des racines sera suffisamment faible pour que le profil de potentiel revienne dans la zone où la percolation est possible ($|\frac{d\psi}{dz}| < 0$). La dose et l'ETP étant à peu près constantes d'un jour à l'autre, les conditions d'équilibre (arrêt du drainage) seront atteintes à peu près tous les jours à la même heure et par conséquent la grandeur du volume du deuxième drainage sera assez constante (moyenne $x = 0,18$ mm; écart-type $\sigma = 0,07$; coefficient de variation = 0,37).

3.4.5.4. Conclusion

Les enregistrements sur les évapotranspiromètres de N'Djamena et de Bangui montrent de façon très nette qu'une fraction de la dose d'arrosage peut être en équilibre dans le sol pendant quelques heures. Ceci indique une augmentation temporaire du potentiel matriciel du sol sous l'effet de la succion des racines, potentiel qui devient supérieur au potentiel newtonien de cette fraction de la dose d'arrosage.

Ceci prouve que la succion des racines peut être supérieure à la valeur strictement nécessaire pour extraire un flux d'eau compensant exactement la demande de l'ETP. La succion a en effet mobilisé un volume d'eau égal à (ETP + 2^e drainage) ; là aussi nous retrouvons le rôle joué par la nature du sol puisque :

- dans un sol hydromorphe, le deuxième drainage est de 0,08 mm ;
- dans un sol perméable, le deuxième drainage est de l'ordre de 0,5 mm.

Un sol perméable favorise donc le phénomène (cf. 3.4.3.).

3.4.6. Influence de la végétation

Dans les évapotranspiromètres de Bangui et de N'Djamena, nous avions affaire au système radiculaire du gazon. Un autre couvert végétal aurait pu avoir une influence sur le phénomène, comme l'a montré JAWORSKI en Pologne [32]. JAWORSKI a observé des oscillations journalières de la nappe dans des sols sableux près de Turek.

Durant le mois de juin 1960, les oscillations sur une prairie (nappe phréatique à 0,80 m de profondeur) et sur une pépinière de peupliers (nappe à 1,25 m de profondeur) présentaient les amplitudes suivantes :

- prairies : 1 à 2 cm,
- peupliers : 15 à 17 cm.

En 1961, les peupliers ont été coupés et, à la place, des pommes de terre ont été plantées. Les fluctuations de la nappe atteignaient, en juin 1961, 3 cm sous les pommes de terre.

JAWORSKI cite également KAUSCH, qui a observé des fluctuations de 11 cm d'amplitude sur une nappe située à 1,20 m de profondeur, sous une forêt de 60 années d'âge. Ceci rejoint également les observations de ZIEMER (DECALLIER [20]) sur les teneurs en eau d'un même sol, qui a successivement porté des sapins, été mis à nu, et été replanté en jeunes arbres.

Les observations de JAWORSKI peuvent être considérées comme ayant été faites à la même période végétative, sur un même sol et avec une nappe phréatique suffisamment proche de la surface pour que les besoins en eau pour l'évapotranspiration potentielle (ETP) soient totalement satisfaits.

Nous avons vu, au paragraphe 3.1.1., que la valeur de l'ETP pourrait être influencée par la nature du couvert végétal. Par rapport à l'« ETP gazon » prise pour unité, les valeurs de l'ETP des diverses espèces végétales atteignent rarement 1,5 et, à mon avis, ne sauraient dépasser 2,5. Or, le rapport des amplitudes des oscillations observées par JAWORSKI est :

$$\begin{aligned} & 8 \text{ entre peupliers et prairies} \\ & 5 \text{ entre peupliers et pommes de terre,} \end{aligned}$$

valeurs nettement supérieures au rapport possible entre les ETP. En outre, JAWORSKI a mesuré sur lysimètre les pertes par évapotranspiration des peupliers et a trouvé un total de 154 mm pour le mois de juin, soit $5,1 \text{ mm} \cdot \text{jour}^{-1}$. Il est assez difficile d'admettre que ces 5 mm d'évapotranspiration puissent abaisser la nappe de 17 cm.

Il paraît plus plausible d'admettre que le système radiculaire des peupliers puisse, durant le jour, mettre en circulation ascendante une plus grande quantité d'eau que celui des graminées d'une prairie. Les racines des peupliers descendant plus profondément et sont certainement mieux développées en profondeur que celles des graminées.

Graminées et pommes de terre satisferont leur besoin d'ETP en extrayant l'eau des couches supérieures du sol, cette eau étant renouvelée ensuite lentement par transfert de l'eau de la nappe vers la surface sous l'effet de la différence de potentiel. L'action directe de la succion des racines sur la nappe elle-même sera très limitée.

Ce sera l'inverse pour les peupliers, où la succion de leurs racines occasionnera des variations de niveau assez spectaculaires.

3.4.7. Limite d'action de la succion dans un sol sableux

Suivant l'équation (7), nous avons vu que dans un sol sableux la succion des racines occasionnait un courant d'eau ascendant en fonction de la valeur du coefficient de perméabilité $k(\theta)$. Ce coefficient diminue très vite avec la baisse du degré de saturation θ (voir § 3.4.1.4.).

La remontée de l'eau sous l'effet de la succion des racines ne pourra donc se faire que dans une zone à fort degré de saturation. Il est vraisemblable que seules les racines situées dans la frange capillaire ont une action sur l'ascension de l'eau à partir de la nappe.

3.5. SCHÉMA ADOPTÉ POUR EXPLIQUER LES OSCILLATIONS DU NIVEAU DES RIVIÈRES

J'ai représenté, sur la figure 14, la variation journalière de l'ETP, du flux total (Σ) d'eau compensant les besoins de l'ETP (somme normalement : des microtransferts q et des macrotransferts Q , définis au paragraphe 3.4.2.4.). Ces deux courbes sont légèrement décalées : le matin il y a d'abord utilisation des réserves en eau du végétal et par suite, le soir, il y a reconstitution de ces réserves.

A l'échelle journalière, les microtransferts q , à cause de leur lenteur et de leur inertie, peuvent être considérés comme pratiquement constants.

Pendant la journée, la courbe représentant la variation des macrotransferts Q se déduit de la courbe (Σ) et de la courbe (q) : le flux Q est nul aux intersections des courbes (Σ) et (q). Durant la nuit, nous avons vu qu'il y avait desséchement du sol : le flux Q change de sens. L'ETP est nulle ou quasi nulle et Q peut être supérieur à q par la vidange des itinéraires privilégiés.

En bas de la figure 14, j'ai représenté la variation du niveau de la nappe. Le point « c », position journalière la plus haute de la nappe, correspond bien au flux $Q = 0$ (fin de la recharge de la nappe) tout comme le point « d », position journalière la plus basse de la nappe, correspond au second cas où $Q = 0$ (fin de pompage dans la nappe). Les points « a » et « b » correspondent aux situations « flux de recharge maximum » et « flux de pompage maximum » (les points « a », « b », « c », « d » correspondent à ceux de la figure 5 et au schéma Troxell).

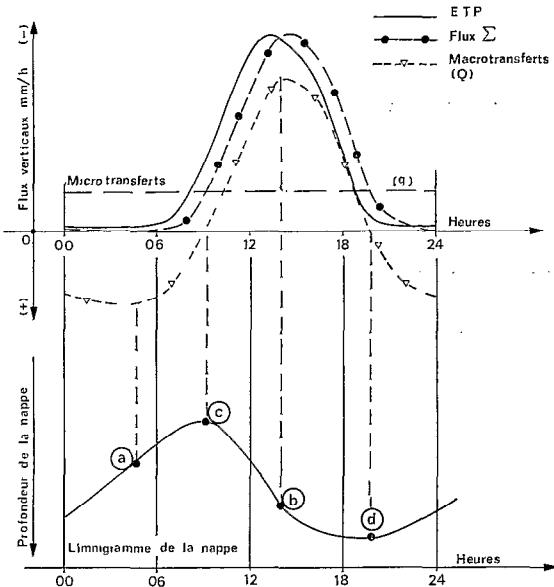


Fig. 14. — Variation du niveau de la nappe en fonction de l'ETP

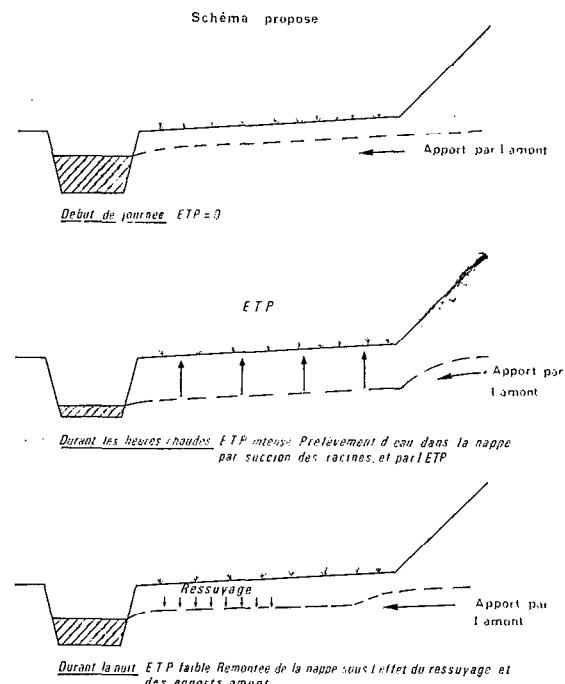


Fig. 15. — Schéma explicatif des oscillations journalières de la nappe et de la rivière

Ce schéma suppose que, le jour, le flux Q est égal à $(\Sigma - q)$. Dans le cas où ce flux Q serait plus important, comme nous en avons émis la possibilité dans les paragraphes précédents, le raisonnement serait identique.

Relions maintenant les variations du niveau de la nappe aux variations du débit de la rivière.

D'une manière générale la surface piézométrique n'est pas horizontale mais présente une pente, constante à l'échelle de quelques jours, vers la rivière. Il y a donc apport continu et *constant* toute la journée à partir de l'amont de la nappe (perpendiculairement à la rivière) vers la rivière. En allant vers la rivière, le débit de la nappe reste constant si la surface piézométrique est suffisamment éloignée de la surface du sol. Cette profondeur est essentiellement fonction du système radiculaire du couvert végétal : sur le plateau Bamiléké, aux piézomètres de Baleng, aucune oscillation n'est visible sur les limnigrammes du puits P 1. La nappe était à 3,6 m à la fin de la saison des pluies, avec autour de P 1 une végétation de cultures vivrières (maïs, haricots) dont les racines ne descendaient pas jusqu'à la frange capillaire. Par contre, à N'Djamena, les oscillations de la nappe sont de 5 cm avec une surface piézométrique à 5,5 m de profondeur. Mais il y a des arbres autour du puits !

Lorsque la nappe se rapproche de la surface du sol, au voisinage de la rivière, avec une végétation hygrophile où le système radiculaire plonge dans la frange capillaire, les oscillations apparaissent. En supposant la pente de la nappe constante (ou à peu près) au cours de la journée (c'est ce qui a été observé à Baleng), la vitesse horizontale de circulation de l'eau dans le sol sera également constante. Le débit de la nappe ne sera fonction que de la section, et, par conséquent, pour une largeur unitaire, que de la puissance de la nappe donc de la cote de sa surface. Cette puissance étant modulée par les oscillations, le débit fourni à la rivière sera fonction des oscillations.

La figure 15 représente le profil en travers d'une rivière bordée par une zone où la nappe est peu profonde. Le débit de la rivière est supposé, ici, *constant* (à l'échelle de la journée) *en amont du profil*.

- au lever du soleil, la température de l'air est à son minimum. L'évapotranspiration potentielle (ETP) est nulle (ou très faible). La nappe a remonté sous l'effet de ressuyage mais n'est pas à son maximum de hauteur (fig. 15 1) ;
- aux environs de 09 heures, la nappe atteint son niveau maximum (fig. 14). Le débit d'alimentation de la rivière par la nappe est maximum. Le débit de la rivière est donc maximum ;
- à partir de cet instant, il y a pompage dans la nappe pour compenser les besoins de l'ETP. La nappe descend, son débit diminue. Le débit de la rivière diminue (fig. 15 2) ;

- vers 18-20 heures, la nappe atteint son niveau le plus bas (fig. 14). Le débit d'alimentation de la rivière par la nappe est minimum. Le débit de la rivière est minimum ;
- A ce moment, le ressuyage succède au pompage. Il y a remontée de la nappe, augmentation de son débit. Le débit de la rivière augmente et un nouveau cycle recommence (fig. 15 3).

Le schéma ci-dessus s'applique dans tous les cas où une zone inondable ou, tout au moins, une zone où la nappe phréatique est proche de la surface, borde la rivière. Ceci représente la très grande majorité des cas observés dans le monde, depuis le tout petit bassin versant de quelques hectares (Coweeta, aux USA) jusqu'aux grands bassins de plusieurs milliers de kilomètres carrés, le record étant celui de la Platte River (USA) qui mesure 220 000 km² et où des oscillations de 13 cm d'amplitude ont été observées.

4. ÉTUDE ANALYTIQUE DES OSCILLATIONS JOURNALIÈRES DU DÉBIT DES RIVIÈRES

Ce chapitre traite l'aspect quantitatif du phénomène. L'étude est restée limitée aux rivières du plateau Bamiléké (Cameroun), car il était nécessaire, pour ce travail, de disposer de données hydrométriques sur une assez longue période, complétées par des observations piézométriques, climatologiques, géomorphologiques, etc. Certes, des oscillations journalières avaient été décelées sur les bassins de Korhogo (Côte d'Ivoire) et de la Tafaina (Madagascar) et une étude de la nappe avait été effectuée. Malheureusement, les anomalies étaient de faible amplitude, parfois perturbées par l'action de l'homme (vidange des rizières, sur la Tafaina) et les séries d'observations limnigraphiques (à l'échelle des oscillations) très réduites.

Par conséquent seule restait la série des bassins versants de l'ouest du Cameroun, sur lesquels j'avais déjà travaillé, sur place, en 1966-1967. Ces bassins ont été observés de 1966 à 1972 tout d'abord pour une étude d'aménagements hydroélectriques et ensuite pour une étude très complète du ruissellement et de l'hydrologie générale de la région. Pour cette dernière, les travaux de synthèse ont été effectués par GLIVRY [42], qui, en toute amitié, a bien voulu mettre ses documents originaux (limnigrammes, relevés climatologiques) à ma disposition.

Je renvoie à la publication de synthèse citée en référence (reprise en grande partie dans le *Cahier d'Hydrologie*, vol. XIII, n° 1, 1976) pour l'obtention de détails supplémentaires concernant la géomorphologie et la mesure des débits.

4.1. LES BASSINS VERSANTS DU PLATEAU BAMILÉKÉ. CARACTÉRISTIQUES GÉNÉRALES

Les quatre bassins de cette étude se situent dans la région comprise entre Bafoussam et Dschang, à quelque 170 km au nord-est de Douala (fig. 16).

Le plateau Bamiléké fait partie de la chaîne montagneuse, volcanique, allant de l'océan Atlantique (Mont Cameroun) jusqu'à l'Adamaoua dont les contreforts se situent au Cameroun, en Centrafrique et au Tchad. Le relief est très marqué. Le plateau lui-même est à 1 400 m d'altitude, mais il est balisé de pics volcaniques beaucoup plus élevés : les Monts Bamoutos culminent à 2 740 m, le pic de Santa à 2 550 m. L'altitude est donc une caractéristique essentielle de cette région.

Le réseau hydrographique est celui du Noun, lui-même affluent du fleuve Sanaga. Sur cette surface, quatre bassins versants nous intéressent :

- le Choumi à Bamendou d'une superficie de 80 km² ;
- la Wassa à Banok, d'une superficie de 119 km² ;
- la Mifi à Bamoungou, d'une superficie de 306 km² ;
- la Méteu à Baleng, d'une superficie de 29,4 km².

4.1.1. Traitement des observations limnimétriques

Les limnigrammes originaux ont été traités en calcul automatique suivant la technique en usage au Service Hydrologique de l'ORSTOM [22], [50].

Un autre traitement automatique m'a permis d'obtenir, pour les stations hydrométriques, les heures des minimum et maximum journaliers ainsi qu'un « volume caractéristique de l'oscillation », que j'appelle V_t . Ce volume correspond à la surface, sur l'hydrogramme, comprise entre celui-ci et la droite joignant deux maximums journaliers consécutifs (fig. 5). Suivant les schémas de Troxell et d'Olivry ce volume correspondrait à des pertes par évapotranspiration. Nous avons vu au chapitre précédent que cela n'était pas très exact, aussi est-il préférable de parler de volume caractéristique. J'ai également calculé, dans cette séquence, le débit moyen journalier.

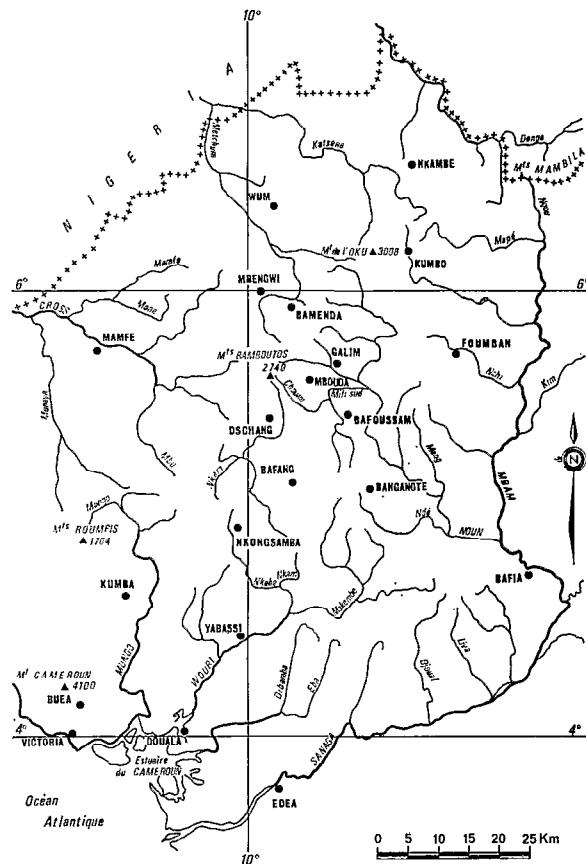


Fig. 16

4.1.2. Traitement des observations climatologiques

La Direction de la Météorologie nationale camerounaise m'a très aimablement fourni les photocopies des pages concernées du *Tableau climatologique mensuel* (TCM) de la station synoptique de Dschang. De 1966 à 1972, j'ai donc pu calculer la tension de vapeur saturante (ew), la température du point de rosée (Td) et l'humidité relative (U) correspondant à chaque observation synoptique, d'octobre à janvier. Ceci a été réalisé en calcul automatique.

Un programme de calcul, automatique, en usage au Service Hydrologique de l'ORSTOM [27], a calculé la valeur mensuelle de l'ETP par les formules de BOUCHET (PICHÉ, corrigé), PENMAN, PENMAN corrigé par RIOU, TURC, PRESCOT et par la corrélation établie par RIOU entre ETP et température maximale de l'air.

Ce programme a permis de déterminer les valeurs mensuelles de l'ETP de Dschang (période octobre-janvier, de 1966 à 1972), Banok (période 1969-1971) et d'une station située à Bangang (bassin versant du Choumi), que j'avais installée pour la mesure des condensations occultes en 1967 et qui a fonctionné en novembre et décembre de cette année-là.

4.1.3. L'évapotranspiration potentielle sur le plateau Bamiléké

Sa détermination a été effectuée soit à partir de mesures faites sur bacs évaporatoires, soit à partir des formules.

Des bacs évaporatoires type « classe A du Weather Bureau» fonctionnent sur les stations synoptiques de Kounja et de Douala. Des bacs Colorado type ORSTOM (1 m² de superficie) ont été exploités à Banok. Un bac flottant a également fonctionné quelques années à Bamendjin, situé dans la vallée du Noun à 25 km au nord de Bafoussam.

Pour les périodes qui nous intéressent (octobre-janvier) de 1968 à 1972, les évaporation mensuelles mesurées sur ces bacs sont consignées dans le tableau II.

TABLEAU II
ÉVAPORATION MENSUELLE MESURÉE SUR BACS
(Unité : mm)

Stations		Janvier	Octobre	Novembre	Décembre
<i>Année 1968</i>					
Douala	(Classe A)	83	103	81	83
Kounja	(Classe A)	175	162	122	155
Banok	(Colorado)	—	—	—	—
Bamendjin	(Flottant)	—	—	—	—
<i>Année 1969</i>					
Douala	(Classe A)	79	109	94	82
Kounja	(Classe A)	171	145	159	160
Banok	(Colorado)	—	129	122	115
Bamendjin	(Flottant)	—	68	92	94
<i>Année 1970</i>					
Douala	(Classe A)	73	92	91	87
Kounja	(Classe A)	165	153	168	176
Banok	(Colorado)	91	101	118	127
Bamendjin	(Flottant)	95	57	93	94
<i>Année 1971</i>					
Douala	(Classe A)	84	105	117	95
Kounja	(Classe A)	178	147	175	166
Banok	(Colorado)	108	128	126	123
Bamendjin	(Flottant)	99	—	—	—
<i>Année 1972</i>					
Douala	(Classe A)	104	106	102	97
Kounja	(Classe A)	176	153	165	174
Banok	(Colorado)	109	—	—	—
Bamendjin	(Flottant)	—	—	—	—
<i>Année 1973</i>					
Douala	(Classe A)	108	107	112	89
Kounja	(Classe A)	183	130	172	160
Banok	(Colorado)	—	—	—	—
Bamendjin	(Flottant)	—	—	—	—

Sur le tableau III, j'ai fait le rapport des évaporations mesurées à deux stations, mois par mois et année par année. Les résultats sont assez constants d'une année à l'autre, ce qui laisse supposer que les observations ont été faites de façon satisfaisante à chaque station.

Sur le tableau IV, j'ai indiqué tous les résultats de déterminations de l'ETP à Banok, déduites soit des mesures sur bac, soit des formules. Le coefficient de bac a été pris égal à 0,77.

Il ressort de ce tableau que seules les valeurs déterminées par le bac ou par la formule de Penman semblent donner des résultats corrects de l'ETP. La corrélation établie par Riou [48] entre ETP et température maximale de l'air donne des résultats assez décevants, ce que PIREYNS, hydrologue à l'ORSTOM, a retrouvé sur l'étude définitive du bassin versant représentatif de Sarki (Centrafrique) où l'altitude (1 100 m) joue son rôle : il semblerait que cette corrélation ne se retrouve pas au-dessus d'une certaine altitude. Les formules de Bouchet, Turc et Prescott donnent des résultats s'écartant un peu trop des estimations « bac » et « Penman ».

D'autre part, les calculs de l'ETP par la formule de Penman à la station synoptique de Dschang montrent

TABLEAU III
RAPPORT ENTRE ÉVAPORATIONS MENSUELLES MESURÉES SUR BACS

Stations	Janvier	Octobre	Novembre	Décembre
<i>Douala/Kounja</i>				
1968	0,47	0,64	0,66	0,54
1969	0,46	0,75	0,59	0,51
1970	0,44	0,60	0,54	0,49
1971	0,47	0,71	0,67	0,57
1972	0,59	0,69	0,62	0,56
1973	0,59	0,82	0,65	0,56
<i>Kounja/Banok</i>				
1969	—	1,12	1,30	1,39
1970	1,81	1,51	1,42	1,39
1971	1,65	1,15	1,39	1,35
1972	1,61	—	—	—
<i>Bamendjin/Banok</i>				
1969	—	0,53	0,75	0,82
1970	1,04	0,56	0,79	0,74
1971	0,92	—	—	—

que d'une année à l'autre l'ETP reste à peu près constante, même à l'échelle mensuelle. Le coefficient de variation $\frac{\sigma}{x}$ varie entre 0,06 et 0,13 pour nos mois considérés (octobre à janvier). Il n'est que de 0,04 pour l'évaporation annuelle.

Aussi puis-je considérer l'ETP mensuelle de Banok comme à peu près constante d'une année à l'autre, ses valeurs mensuelles devant être de l'ordre de :

$$\begin{aligned}
 \text{Octobre} &: 9 \text{ cm, soit } 3 \text{ mm} \cdot \text{jour}^{-1} \\
 \text{Novembre} &: 9 \text{ cm, soit } 3 \text{ mm} \cdot \text{jour}^{-1} \\
 \text{Décembre} &: 9 \text{ cm, soit } 3 \text{ mm} \cdot \text{jour}^{-1} \\
 \text{Janvier} &: 8 \text{ cm, soit } 2,6 \text{ mm} \cdot \text{jour}^{-1}
 \end{aligned}$$

Une plus grande précision ne s'impose d'ailleurs pas, il nous faudrait travailler à l'échelle journalière, et là, je ne dispose pas de mesures suffisamment précises (mesures au 1/10 mm près sur le bac) ou suffisamment complètes (rayonnement solaire et vent moyen à Banok) pour déterminer la valeur de l'ETP journalière avec exactitude. Nous verrons plus loin que j'ai pu pallier ce manque de données en utilisant la tension de vapeur saturante de l'air.

L'ETP annuelle serait de l'ordre de 1 100 mm, valeur tout à fait admissible en comparaison de ce qui a été mesuré en Afrique Equatoriale [12, 13, 48]. La pluviométrie est de l'ordre de 1 900 mm (donc supérieure à l'ETP), mais comme il ne pleut pratiquement pas de mi-novembre à fin février, il faut s'attendre à ce que l'évapotranspiration réelle (ETR) soit inférieure à l'ETP à partir de janvier.

4.2. ÉVOLUTION DES FLUCTUATIONS JOURNALIÈRES DE DÉBIT A UNE STATION HYDROLOGIQUE

Nous avons défini, au paragraphe 4.1.1. et sur la figure 5, un « volume caractéristique de l'oscillation » (V_t).

Ce volume est loin d'être constant d'un jour à l'autre.

La tendance générale va vers une diminution de ces volumes, au fur et à mesure que l'on s'avance dans la saison sèche. Nous sommes en période de tarissement : rivière et nappe alluviale baissent. L'abaissement de la nappe entraîne une augmentation de la distance entre racine et nappe, une diminution du degré de saturation θ et, par conséquent, une diminution rapide du coefficient de perméabilité $k(\theta)$. La végétation prendra son eau de moins en moins dans la nappe et de plus en plus dans le sol (ce qui tendra à diminuer encore plus rapidement θ et $k(\theta)$). Ainsi le phénomène s'amortira-t-il. La non-linéarité de la relation « hauteur-débit » à la station hydrométrique

TABLEAU IV
DÉTERMINATION DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE MENSUELLE A BANOK
(Unité : mm)

<i>ETP déterminée par</i>	<i>Janvier</i>	<i>Octobre</i>	<i>Novembre</i>	<i>Décembre</i>
<i>Année 1969</i>				
Bac	99	94	89	
Penman	86	82	77	
Turc	182	203	207	
Prescot	60	54	47	
Température maximale	62	78	79	
Piche (Bouchet)	39	46	60	
<i>Année 1970</i>				
Bac	70	78	91	98
Penman	77	79	85	88
Turc	194	164	200	197
Prescot	45	56	56	49
Température maximale	83	41	60	68
Piche (Bouchet)	52	48	90	114
<i>Année 1971</i>				
Bac	83	99	97	95
Penman	82	91	88	79
Turc	205	176	217	206
Prescot	47	58	58	50
Température maximale	69	48	66	68
Piche (Bouchet)	78	56	97	75
<i>Année 1972</i>				
Bac	84			
Penman	—			
Turc	204			
Prescot	48			
Température maximale	83			
Piche (Bouchet)	92			

accentuera encore l'amortissement des variations journalières du débit. Pour une même amplitude de l'oscillation sur le limnigramme, l'écart correspondant entre débits maximal et minimal de cette oscillation sera d'autant plus faible que la hauteur d'eau (moyenne) à l'échelle limnimétrique sera plus basse.

Durant la saison des pluies, il est difficile de discerner les oscillations au milieu des variations de débit occasionnées par le ruissellement. Cette saison est la période des forts débits moyens journaliers : les « volumes caractéristiques de l'oscillation » seront, en comparaison du volume écoulé journallement par la rivière, trop faibles pour occasionner une fluctuation appréciable sur le limnigramme car la relation hauteur-débit n'est pas linéaire mais parabolique. Enfin, le sol est gorgé d'eau : les racines d'abord vont extraire l'eau disponible à leurs niveaux, de préférence à un pompage dans la nappe. Toutes ces causes font qu'aux quatre stations étudiées, le phénomène n'est pratiquement observable qu'après les dernières crues. Sur la Mifi, cependant, quelques oscillations ont pu être décelées, durant la saison des pluies, en août, septembre et octobre, après quelques jours sans pluie.

En pratique, les oscillations ne sont observables aux quatre stations qu'à partir de fin octobre - début novembre.

4.2.1. *Variation journalière des « volumes caractéristiques » durant la saison sèche*

Même en faisant abstraction de la tendance générale à la diminution, que nous venons de voir, les « volumes caractéristiques » sont loin d'être constants d'un jour à l'autre. Ceci est dû soit aux erreurs propres à l'hydrologue (erreurs sur l'enregistrement limnigraphique, sur le dépouillement, sur le traitement), soit surtout aux variations

des conditions météorologiques. Evapotranspiration potentielle, et par conséquent succion, ne seront pas constantes d'un jour à l'autre.

Il est donc nécessaire de ramener notre échantillon de « volume caractéristique » à des valeurs correspondant à des conditions climatologiques constantes d'un jour à l'autre. Ceci implique de trouver une corrélation suffisamment serrée entre l'échantillon et quelques facteurs météorologiques.

L'emploi de la température maximale de l'air a été aussi décevant que lors du calcul de l'évapotranspiration.

La mesure de l'évaporation sur le bac Colorado de Banok n'a pu être utilisée car trop imprécise, les mesures étant faites au millimètre près. La durée d'insolation manque, elle aussi, de sensibilité.

Par contre, la tension de vapeur saturante de l'air s'est révélée être le facteur le plus représentatif de la variation de l'évapotranspiration potentielle d'un jour à l'autre. Ce qui paraît logique.

La station météorologique de référence est celle de Dschang où je dispose d'un grand nombre d'observations psychrométriques de qualité certaine, s'étendant sur toute ma période de travail (1966-1972). La tension de vapeur moyenne journalière est la moyenne pondérée (en fonction de l'intervalle en heures séparant deux observations synoptiques) des observations de la journée.

Cette valeur moyenne ne représente pas tout à fait exactement les variations de l'évapotranspiration potentielle : tout d'abord le nombre des observations journalières est parfois insuffisant pour déterminer la valeur moyenne de la tension de vapeur avec suffisamment de précision. Ensuite, d'autres phénomènes, tels que le vent, peuvent influer sur l'ETP sans avoir la moindre action sur la tension de vapeur. Aussi ai-je dû travailler non pas avec les valeurs journalières, mais avec les moyennes pentadaires des volumes caractéristiques et des tensions de vapeur. Un tel lissage m'a permis de réduire l'effet de valeurs journalières trop fortes ou trop faibles.

En fait, il faut aussi tenir compte de la tendance générale à l'amortissement des oscillations. Une première esquisse m'a montré que les volumes caractéristiques suivent une loi exponentielle, tout comme les débits lors du tarissement de la rivière. Une distribution semi-logarithmique des « volumes caractéristiques » en fonction de la date permet de tracer une première droite de régression et d'appliquer la méthode des résidus. J'utilise ensuite non l'écart absolu à cette droite, mais le coefficient d'amplification « p » tel que :

$$p = \frac{V_2}{V_1}, \text{ avec}$$

V_1 = « volume caractéristique observé » et V_2 = « volume caractéristique » déterminé sur la droite de régression. Une seconde régression (fig. 17) est établie entre p et la tension de vapeur. La figure 17 indique qu'une certaine dispersion existe encore entre les points mais que la courbe tracée représente assez bien la tendance générale de la variation du coefficient p . Seules les stations de Baleng et de Bamoungou ont été utilisées, la longueur des périodes d'observation n'étant pas suffisante aux autres stations. La dispersion provient des mêmes critères cités plus haut et, aussi, du fait que la station de Dschang n'est peut-être pas tout à fait représentative des conditions climatologiques existant sur chacune des quatre rivières.

Quoiqu'il en soit, j'ai utilisé cette courbe pour corriger mes « volumes caractéristiques » pentadaires en fonction de la tension de vapeur moyenne pentadaire, ceci pour l'ensemble des stations.

Les figures 18 et 19 représentent la distribution de ces volumes en fonction de la date, aux stations de Bamoungou et Baleng. Le Choumi n'a pas été représenté, vu la courte période d'observation des oscillations, mais la distribution y reste de même allure.

La diminution des « volumes caractéristiques » en fonction de la date suit bien une loi exponentielle, tout comme les débits en période de tarissement.

Elle est de la forme

$$V_{tc} = V_{to} \cdot e^{-\beta(t - t_0)} \quad (5)$$

où :

V_{tc} représente le volume caractéristique corrigé, au jour t

V_{to} représente le volume caractéristique corrigé, au jour origine t_0

β est un coefficient,

Pour une même station, le coefficient β varie d'une année à l'autre. Il varie même au cours de la saison sèche, si, accidentellement, une pluie se produit (année 1971-1972).

Les valeurs de β sont indiquées par le tableau V.

En 1971, un épisode pluvieux s'est produit du 3 au 7 décembre, totalisant une trentaine de millimètres de hauteur de pluie. Sur la Méteu comme sur la Mifi, cela s'est traduit par une succession de petites crues. Aussitôt après, les oscillations recommencent, mais le volume caractéristique, *brutaleme, diminue*. A Baleng, β passe de 0,0217 à 0,0730 et conserve cette valeur jusque vers le 20 décembre, date à laquelle β reprend une valeur plus faible, proche de 0,0217. A Bamoungou, le phénomène est encore plus net : il y a diminution brutale des débits caracté-

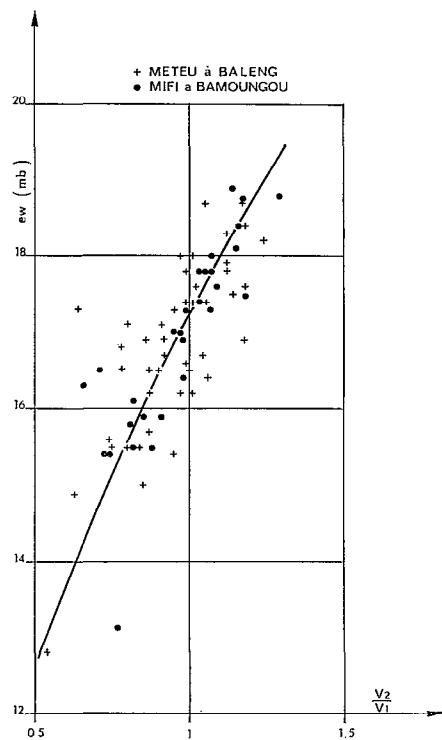


Fig. 17. — Bassin du Choumi
Variation du rapport $\frac{\text{volume théorique}}{\text{volume observé}}$
des volumes
Caractéristiques en fonction de la tension
de vapeur moyenne de l'air

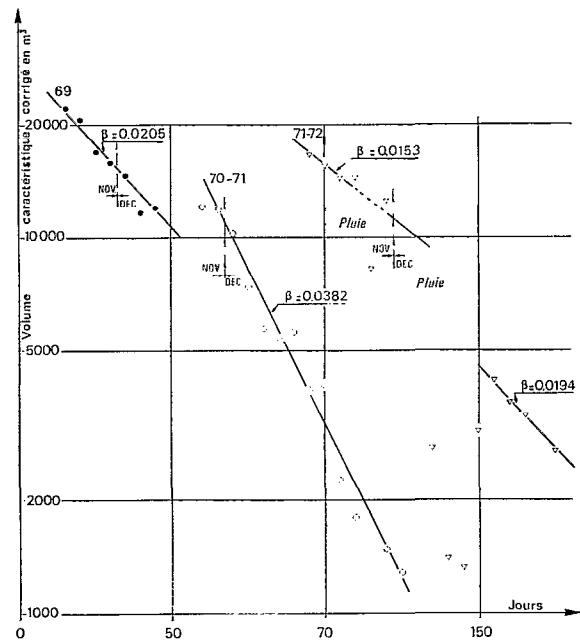


Fig. 18. — La Mifi à Bamoungou
Variation des volumes caractéristiques
en fonction du temps

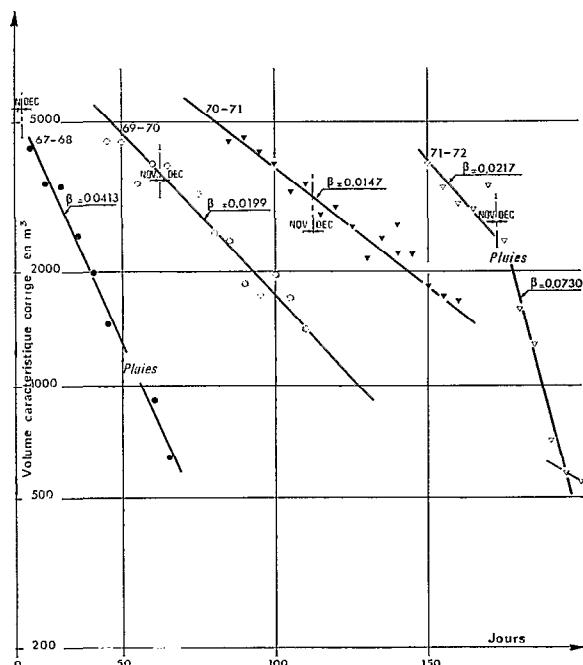


Fig. 19. — La Meteu à Baleng
Variation des volumes caractéristiques
en fonction du temps

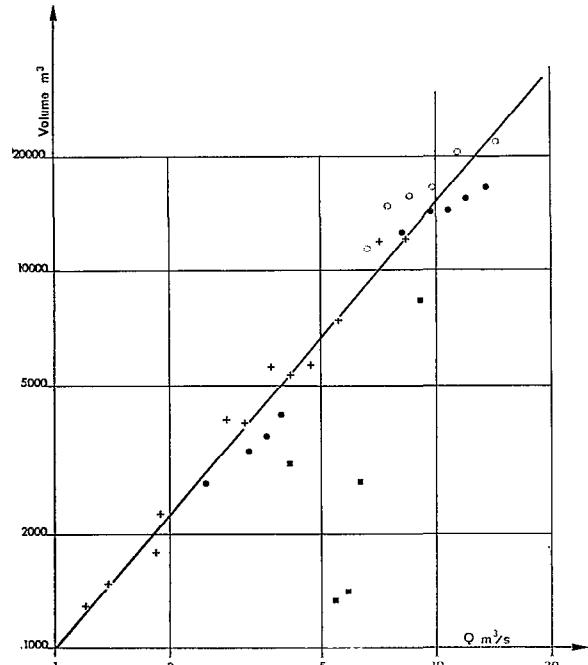


Fig. 20. — La Mifi à Bamoungou
Variation des volumes caractéristiques
par rapport au débit journalier observé

ristiques du 5 au 20 décembre et β passe de 0,0153 à près de 0,08. Du 20 au 31 décembre, les volumes caractéristiques augmentent ! (Le coefficient β change de signe.) Enfin, à partir de février, la décroissance normale reprend ($\beta = 0,0194$).

Ceci montre qu'après cet épisode pluvieux la végétation a commencé par utiliser l'eau disponible en excès dans les couches supérieures du sol, de préférence à un pompage dans la nappe. La réduction de ce pompage entraîne une diminution de l'amplitude de l'oscillation. Et, une fois le sol ressuyé, le pompage dans la nappe devient plus important, ce qui entraîne une augmentation de l'amplitude des oscillations.

Le coefficient β me semble caractériser essentiellement l'évolution de l'humidité de l'eau dans le sol.

4.2.2. Variation interannuelle des volumes caractéristiques

A chaque station, d'une année à l'autre, et pour une même date calendaire, les volumes caractéristiques sont loin d'être identiques, bien que respectant la loi exponentielle de l'équation (5).

La profondeur de la nappe intervient sur le volume origine V_{t_0} et l'humidité du sol détermine le coefficient β .

En 1969-1970, le coefficient β présente à peu près la même valeur sur les quatre bassins étudiés (voir tabl. V) puisqu'il ne varie qu'entre 0,0154 et 0,0205. Ceci semble vouloir dire que, cette année-là, l'humidité du sol (et la décroissance de cette humidité) est la même sur les quatre bassins. Malheureusement, je ne dispose que de cette unique année pour étayer cette conclusion. Est-ce une coïncidence ? En 1970-1971, les valeurs de β sont un peu plus dissemblables entre Mifi et Méteu, mais en 1971-1972 les valeurs se rapprochent.

La corrélation entre le volume caractéristique à l'origine (V_{t_0}) et un terme fonction du niveau de la nappe est d'une part délicate (car intervient également la date de la fin de la saison des pluies) et surtout imprécise car l'échantillon est des plus réduits. En utilisant le volume caractéristique de la Méteu à Baleng au 1^{er} décembre de chaque année et la somme des débits moyens mensuels de la rivière [octobre + novembre], la corrélation est parfaite ($r = 1$) mais je n'ai que quatre années d'observations. Est-ce également une coïncidence ?

TABLEAU V
VALEUR DU COEFFICIENT β
pour un pas de temps journalier

Années	Choumi à Bamendou	Wassa à Banok	Mifi à Bamoungou	Méteu à Baleng
1966	0,0535	—	—	—
1967-1968	—	—	—	0,0413
1969-1970	0,0202	0,0154	0,0205	0,0199
1970-1971	—	—	0,0382	0,0147
1971-1972	—	—	0,0153 et 0,0194	0,0217 et 0,0730

4.2.3. Volume caractéristique et débit moyen de la rivière

La rivière étant en période de tarissement, il est donc possible de combiner l'équation (5) avec celle donnant le débit Q_t à l'instant t en fonction d'un débit Q_0 correspondant à l'origine des temps t_0 :

$$Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha(t_0 - t)} \quad (6)$$

L'équation (5) s'écrit :

$$\log V_t = \log V_{t_0} - \beta(t - t_0) \quad (7)$$

de même, l'équation (6) donne :

$$\log Q_t = \log Q_0 - \alpha(t - t_0) \quad (8)$$

$$(t - t_0) = \frac{\log V_t - \log V_{t_0}}{-\beta} = -\frac{1}{\beta} \log \left(\frac{V_t}{V_{t_0}} \right)$$

$$(t - t_0) = \frac{\log Q_t - \log Q_{t_0}}{-\alpha} = -\frac{1}{\alpha} \log \left(\frac{Q_t}{Q_{t_0}} \right)$$

d'où :

$$\frac{1}{\beta} \log \left(\frac{V_t}{V_{t_0}} \right) = \frac{1}{\alpha} \log \left(\frac{Q_t}{Q_{t_0}} \right)$$

$$\log \left(\frac{V_t}{V_{t_0}} \right) = \log \left(\frac{Q_t}{Q_{t_0}} \right) \cdot \frac{\beta}{\alpha}$$

$$\log V_t = \log V_{t_0} + \log \left(\frac{Q_t}{Q_{t_0}} \right) \cdot \frac{\beta}{\alpha} \quad (9)$$

et finalement :

$$V_t = V_{t_0} \left(\frac{Q_t}{Q_{t_0}} \right)^{\frac{\beta}{\alpha}} \quad (10)$$

Connaissant les coefficients β et α se rapportant respectivement à la diminution du volume caractéristique et à celle du débit, l'équation (10) permet de calculer le volume caractéristique V_t correspondant au débit Q_t en fonction du volume caractéristique V_{t_0} correspondant au débit Q_{t_0} .

L'équation (10) indique comment sont liés V_t et Q_t . Ceci se retrouve sur la figure 20 représentant la corrélation entre les débits journaliers et les volumes caractéristiques de la Mifi à Bamoungou.

4.3. LA NAPPE PHRÉATIQUE

Je rappelle que la nappe phréatique n'a été observée convenablement pour une pareille étude (c'est-à-dire avec des limnigraphes) que sur un profil en travers de la Méteu (fig. 21).

Ce profil est implanté 2 500 m environ en amont de la station hydrométrique de Baleng, sur une branche de la Méteu, au sud même de la Chefferie de Baleng. A cet emplacement, le bassin versant est de 10,7 km² (29,4 km² à la station hydrométrique). Au droit des piézomètres, la rivière est 30 m plus haut qu'à la station hydrométrique. Utilisant la mise sur support informatique des limnigrammes, j'ai reporté, avec un traitement en dessin automatique sur traceur Benson, les variations simultanées de l'eau aux 3 piézomètres et à la station hydrométrique de Baleng. La figure 21 représente un extrait photographique d'un tel dessin. Nous constatons la grande similitude de forme entre 3 des 4 limnigrammes, l'oscillation étant nulle au piézomètre P 1 (comme je l'ai déjà signalé au paragraphe 3.4.4.). Ceci se retrouve sur l'ensemble du tracé, les périodes d'observations allant du 27 novembre 1970 au 2 février 1971 puis du 11 novembre 1971 au 16 février 1972.

Les caractéristiques de la nappe à cet emplacement se retrouvent sur le tableau V où les mesures sur limnigraphes ont été complétées avec des relevés de profondeur effectués quotidiennement. Nous remarquons que la pente de la nappe ne varie guère, surtout entre P 1 et P 4. Nous constatons seulement un enfoncement régulier du niveau phréatique. Ceci conduit à supposer une vitesse d'écoulement, vers la rivière, à peu près constante durant la période où s'observent les oscillations.

La vitesse de l'eau, dans cette nappe, n'est que de quelques millimètres par heure : l'application de la formule de Dupuit donne des débits sept fois plus faibles que ceux mesurés directement. Ceci indique soit que le coefficient de perméabilité est, dans la nappe, plutôt de l'ordre de 10⁻⁴ m · s⁻¹ (et non 10⁻⁵), soit (ce qui n'aurait rien d'étonnant) que ce profil en travers que nous étudions n'est pas totalement représentatif des conditions d'écoulement souterrains du bassin de Baleng.

La tableau VI indique également que la diminution de l'amplitude des oscillations de la nappe est très lente, bien plus lente que la diminution des « volumes caractéristiques ». Ceci pourrait être un argument supplémentaire pour la non-représentativité du profil en travers étudié.

4.3.1. Analyse harmonique des oscillations de la nappe

L'examen du tracé automatique des 3 limnigrammes indique une grande ressemblance des oscillations d'un

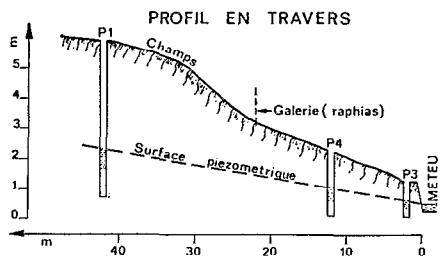
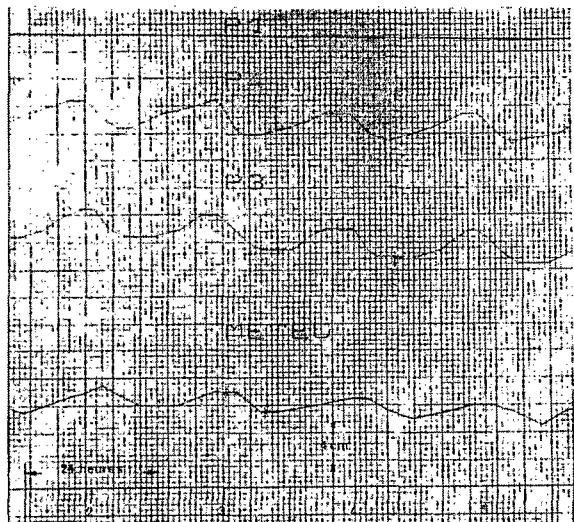


Fig. 21. — Enregistrement des hauteurs d'eau aux piezomètres P1, P3, P4 et du niveau de la Meten (tracé à la table Benson)

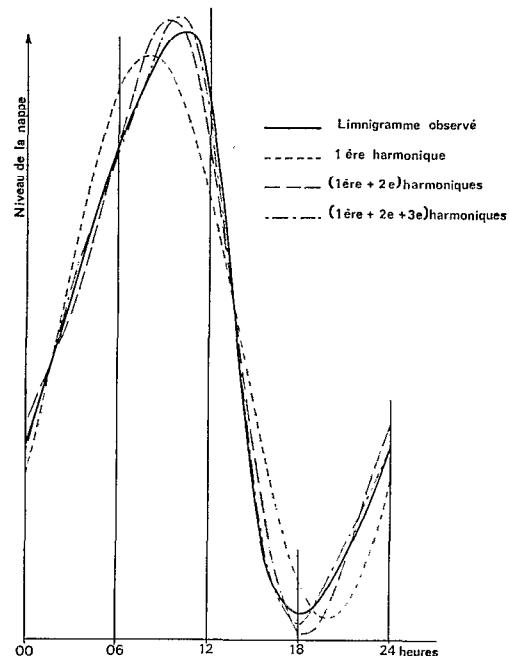


Fig. 22. — Analyse harmonique des oscillations de la nappe sur les piezomètres du bassin de Baleng
Piézomètre P3. 12 décembre 1970

jour à l'autre. La variation du niveau au piézomètre P 3 est peut-être, quant à sa forme, légèrement différente de la variation observée au piézomètre P 4, mais les altitudes des niveaux maxima et minima à ces deux piézomètres varient, d'un jour à l'autre, d'une façon pratiquement identique. L'amplitude de la variation des niveaux, pour un même jour, est à ± 1 cm près, la même à P 3 qu'à P 4. Dans cette portion de profil en travers, l'abaissement de la nappe doit donc être le même à un instant donné. Ceci doit être vrai pour toute la zone du profil où la nappe est proche de la surface. Il est également probable que les heures du maximum et du minimum de l'oscillation de la nappe seront à peu près les mêmes en tous points de la zone inondable (ou tout au moins de la zone où la nappe est proche de la surface). Ceci paraît en parfait accord avec mes hypothèses de variation verticale du niveau de la nappe, développées au chapitre précédent.

Bien que l'amplitude puisse varier d'un jour à l'autre en fonction des facteurs climatologiques, la régularité cyclique presque parfaite (les heures des minima et maxima ne se décalent que très lentement) m'a incité à effectuer une analyse harmonique. En effet, le temps séparant maximum et minimum n'est que de 8 heures, au lieu de 12 pour une oscillation parfaitement sinusoïdale.

Le tableau VII et la figure 22 donnent les résultats de cette analyse.

Une seule harmonique donne un écart de 2 heures, tant sur l'heure du maximum que sur celle du minimum.

Deux harmoniques donnent 1 heure d'écart sur l'heure du maximum et 0 heure sur l'heure du minimum.

Trois harmoniques donnent une représentation cyclique sans aucun écart horaire.

TABLEAU VI
CARACTÉRISTIQUES DE LA NAPPE PHRÉATIQUE AUX PIÉZOMÈTRES DE BALENG

Dates	P 1		P 4		I		P 3		I	
	H	A	H	A	P 1/P 4	H	A	P 4/P 3		
<i>Année 1970</i>										
15 novembre 1970 (*)	340	—	102	—	4,4	56	—	—	5,1	
2 décembre 1970	365	0	123	6	4,3	66	5	—	4,0	
<i>Année 1971</i>										
1 ^{er} janvier 1971	380	0	140	5	4,3	86	5	—	4,3	
1 ^{er} février 1971	388	0	154	6	4,5	110	3	—	5,3	
15 novembre 1971	362	—	122	4	4,0	64 (*)	—	—	4,9	
<i>Année 1972</i>										
1 ^{er} janvier 1972	379	0	137	4	4,3	88 (*)	—	—	4,8	
1 ^{er} février 1972	387	0	145	4	4,3	106 (*)	—	—	5,8	
1 ^{er} mars 1972	390	—	148	—	4,3	112	—	—	6,1	

H = Profondeur moyenne de la nappe (en cm) par rapport à la surface du sol.

A = Amplitude (en cm) de l'oscillation.

I = Pente de la nappe entre 2 piéromètres (10^{-3}).

(*) = Mesure ponctuelle de la profondeur.

L'étude du coefficient de variation $\left(\frac{\sigma}{\bar{x}}\right)$ entre niveau reconstitué de la nappe et niveau observé, suivie du rapport des variances entre l'échantillon reconstitué et l'échantillon observé indiquent que :

- 1 harmonique présente un coefficient de variation de 17,9%, et sa variance représente 92,9% de la variance observée ;
- 2 harmoniques présentent un coefficient de variation de 7,4%, leur variance totale représente 98,8% de la variance observée ;
- 3 harmoniques présentent un coefficient de variation de 3,1%, leur variance totale représente 99,96% de la variance observée.

Ainsi deux harmoniques semblent suffisantes pour caractériser l'oscillation avec une précision acceptable.

L'oscillation du piézomètre P 3, le 12 décembre 1970, est de la forme :

$$p = p_0 - 18,6 \sin\left(\frac{2\pi}{24}t - 0,52\right) - 4,7 \sin\left(\frac{4\pi}{24}t + 2,27\right) - 1,9 \sin\left(\frac{6\pi}{24}t - 1,31\right)$$

où :

p_0 = profondeur moyenne de la nappe (en mm)

p = profondeur (en mm) de la nappe à l'instant t (en heure)

unité de temps = heure (t)

unité d'angle = radian

4.3.2. Le débit de la nappe durant la période où se produisent les oscillations

Nous avons vu, précédemment, que le débit de la nappe, à un point donné, n'était fonction que de la puissance de la nappe car la vitesse d'écoulement de l'eau (dans la nappe) était constante (la pente du niveau phréatique ne variant pas dans le temps). Nous avons vu également que la variation de la puissance était causée par le cycle journalier de l'évapotranspiration.

Considérons un profil en travers de la rivière, schématisé sur la figure 23.

Examinons la variation du débit unitaire « q » de la nappe alimentant 1 m de profil en long de la rivière (donc

TABLEAU VII
ANALYSE HARMONIQUE DES OSCILLATIONS DE LA NAPPE
Piézomètre P₃ — 12 décembre 1970

Heures	Niveau de la nappe (mm)			
	observé	reconstitué avec les harmoniques		
		1	(1 + 2)	(1 + 2 + 3)
1	16	15	17	16
2	20	20	19	20
3	23	25	22	24
4	26	29	25	27
5	30	33	29	30
6	33	36	33	32
7	36	38	37	35
8	38	39	40	38
9	40	38	41	40
10	40	36	41	41
11	40	33	38	40
12	36	30	33	35
13	29	25	27	28
14	19	20	20	19
15	9	16	12	11
16	4	11	7	5
17	3	7	3	2
18	2	4	1	1
19	2	2	1	1
20	4	2	2	4
21	6	2	5	6
22	8	4	8	8
23	10	7	12	10
24	13	11	14	13

— Heure du maximum.

— = Heure du minimum.

sur une tranche du profil en travers de 1 m d'épaisseur). Les apports unitaires par l'amont de la nappe sont « q_0 » (q et q_0 ont comme équation de dimension : $L^2 T^{-1}$).

A l'échelle de la journée (ou de quelques jours), les apports amont de la nappe peuvent être considérés comme constants. Leur décroissance est régie par les lois du tarissement et amène une diminution du débit moyen journalier, sans conséquence sur le mécanisme des oscillations.

La zone où cette nappe est proche de la surface se situe entre le bord de la rivière (point B) et le piémont de la colline (point A). Sa largeur est « d ».

Sous l'effet de l'évapotranspiration, la succion des racines entraîne une fluctuation du niveau de la nappe. Si la nappe était suffisamment profonde, il n'y aurait pas de fluctuation, la nappe restant à son niveau le plus haut (à l'échelle de la journée). A tout autre moment la nappe sera plus basse : par conséquent, les fluctuations vont entraîner :

$$q < q_0$$

A l'instant t_0 , la nappe est à sa position la plus haute. Les débits « q_0 » rentrant en A correspondent aux débits « q » sortant en B.

A l'instant t_1 , sous l'effet de la succion, la nappe s'est abaissée d'une hauteur e_1 . Si t_1 est suffisamment proche de t_0 pour admettre une diminution linéaire du niveau de la nappe en fonction du temps, la vitesse u_1 d'abaissement du niveau est :

$$u_1 = \frac{e_1}{(t_1 - t_0)} \quad L \cdot T^{-1}$$

Le volume unitaire V_1 , soutiré par la succion sur une tranche de 1 m de largeur de la nappe entre A et B, entre les instants t_0 et t_1 , est :

$$V_1 = p \cdot d \cdot e_1$$

où « p » représente la porosité efficace du sol (volume de l'air dans un sol *ressuyé*, par rapport au volume total du sol).

Le principe fondamental de conservation de la matière implique que, durant l'intervalle de temps $(t_1 - t_0)$: volumes entrant en A = volumes sortant en B + volumes soutirés à la nappe.

Les volumes entrant en A sont :

$$q_0 (t_1 - t_0)$$

En B, le débit est passé de q_0 à q_1 . La décroissance étant supposée linéaire, les volumes sortant en B sont :

$$\frac{q_0 + q_1}{2} (t_1 - t_0)$$

Par conséquent :

$$q_0 (t_1 - t_0) = \frac{q_0 + q_1}{2} (t_1 - t_0) + p \cdot d \cdot e_1$$

En effectuant, nous trouvons :

$$\begin{aligned} q_1 &= q_0 - 2 p \cdot d \cdot \frac{e_1}{(t_1 - t_0)} \\ &= q_0 - 2 p \cdot d \cdot u_1 \end{aligned} \quad (11) \quad L^2 \cdot T^{-1}$$

De même si entre t_1 et t_2 l'abaissement de la nappe reste linéaire en fonction du temps, nous avons :

$$\begin{aligned} u_2 &= \frac{e_2 - e_1}{(t_2 - t_1)} \\ q_2 &= q_0 - 2 p \cdot d \cdot (u_1 + u_2) \end{aligned}$$

et par conséquent :

$$\begin{aligned} q_n &= q_0 - 2 p \cdot d \cdot (u_1 + u_2 + \dots + u_n) \\ &= q_0 - 2 p \cdot d \int_1^n u \cdot dt \end{aligned} \quad (12) \quad L^2 \cdot T^{-1}$$

Par définition, « u » est le quotient $\frac{\Delta h}{\Delta t}$ de la variation du niveau Δh de la nappe durant un intervalle Δt , par ce même intervalle Δt . Nous voyons ainsi (fig. 22), que « u » représente, à chaque instant « t », la pente de la tangente à la courbe quasi sinusoïdale de la variation du niveau de la nappe par rapport au temps. Donc « u » représente la fonction dérivée de cette courbe : la primitive est, par définition, la courbe elle-même (que nous avons définie au paragraphe précédent).

L'équation (12) admet donc pour intégrale :

$$q_t = q_m + 2 p \cdot d \left[j \sin \left(\frac{2\pi}{24} t + \varphi \right) + k \sin \left(\frac{2\pi}{24} \cdot 2 t + \theta \right) + l \sin \left(\frac{2\pi}{24} \cdot 3 t + \psi \right) + \dots \right] \quad (13)$$

où j , k , l sont les amplitudes et φ , θ , ψ , les déphasages de la série harmonique établie au paragraphe précédent. q_m représente alors non plus le débit maximal q_0 , mais le débit correspondant à la profondeur moyenne de la nappe durant l'oscillation journalière.

4.3.3. Analyse théorique des oscillations sur la rivière

En un point de la zone où la nappe reste proche de la surface du sol, le débit de la nappe dans la rivière reste soumis aux oscillations journalières. Ce débit se combine à l'apport amont de la rivière (lui-même déjà influencé par les alimentations fluctuantes de la nappe, en amont du point d'observation considéré).

4.3.3.1. Cas idéal où les apports de la nappe sont constants à chaque instant t :

Considérons une zone en bordure de rivière, où la nappe est proche de la surface du sol.

Supposons le cas idéal où le débit amont d'alimentation de la nappe est constant tout au long de cette zone (dans le sens de la rivière), où la zone a une largeur constante, où la nappe est à chaque instant à la même profondeur et où la porosité efficace est la même partout. Ceci revient à dire que dans cette zone l'alimentation de la rivière sera constante à chaque point du profil en long. La vitesse de l'eau de la rivière « v » est considérée également comme constante.

Soit A (fig. 24), le point du profil en long de la rivière situé à l'extrémité amont de la zone où les oscillations s'observent. En amont de ce point, le débit de la rivière, Q_0 , ne varie pas (à l'échelle de la journée).

Soit un point S, d'abscisse (L), dans la zone, situé en aval de A.

En nous limitant à la 2^e harmonique, le débit latéral en provenance de la nappe est de la forme :

$$q = q_m + a \sin\left(\frac{2\pi}{24}t + \varphi\right) + b \sin\left(\frac{2\pi}{24} \cdot 2t + \theta\right)$$

où :

$$a = 2 \text{ pdj} \quad \text{et} \quad b = 2 \text{ pdk}$$

d'après l'équation (13).

Au point d'abscisse L, le débit Q est égal à :

$$Q = Q_0 + \sum_A^L \text{ débits latéraux}$$

Mais il faut tenir compte du temps de propagation de chaque débit latéral :

Au point M, d'abscisse x, le débit latéral va mettre un temps égal à $\frac{L-x}{v}$ pour atteindre S.

L'accroissement du débit occasionné par l'apport latéral en M, à l'instant t, sera :

$$q = q_m + a \sin\left[\frac{2\pi}{24}\left(t - \frac{L-x}{v}\right) + \varphi\right] + b \sin\left[\frac{4\pi}{24}\left(t - \frac{L-x}{v}\right) + \theta\right]$$

Le débit total qui passera au point S sera :

$$\begin{aligned} Q(L, t) &= Q_0 + \int_0^L \left[q_m + a \sin\left[\frac{2\pi}{24}\left(t - \frac{L-x}{v}\right) + \varphi\right] + b \sin\left[\frac{4\pi}{24}\left(t - \frac{L-x}{v}\right) + \theta\right] \right] dx \\ &= Q_0 + q_m \cdot L + a \int_0^L \sin\left[\frac{2\pi}{24}\left(t - \frac{L-x}{v}\right) + \varphi\right] dx + b \int_0^L \sin\left[\frac{4\pi}{24}\left(t - \frac{L-x}{v}\right) + \theta\right] dx \end{aligned}$$

expression qui s'intègre en :

$$\begin{aligned} Q(L, t) &= Q_0 + q_m \cdot L - a \frac{24v}{2\pi} \left[\cos\left[\frac{2\pi}{24}\left(t - \frac{L}{v} + \frac{x}{v}\right) + \varphi\right] \right]_0^L \\ &\quad - b \frac{24v}{4\pi} \left[\cos\left[\frac{4\pi}{24}\left(t - \frac{L}{v} + \frac{x}{v}\right) + \theta\right] \right]_0^L \end{aligned}$$

et qui en passant aux valeurs limites de l'intégrale, donne :

$$Q(L, t) = Q_0 + qm \cdot L - a \frac{24 v}{2 \pi} \left[\cos \left(\frac{2 \pi}{24} t + \varphi \right) - \cos \left[\frac{2 \pi}{24} \left(t - \frac{L}{v} \right) + \varphi \right] \right] - b \frac{24 v}{4 \pi} \left[\cos \left(\frac{4 \pi}{24} t + \theta \right) - \cos \left[\frac{4 \pi}{24} \left(t - \frac{L}{v} \right) + \theta \right] \right] \quad (14)$$

L'équation (14) se réduit à :

$$Q(L, t) = Q_0 + qm \cdot L$$

pour $\frac{L}{v} = 0, \frac{L}{v} = 24, \frac{L}{v} = 48$, etc., la différence des cosinus (dans les expressions entre crochets) étant nulle.

Ceci veut dire que le débit de la rivière restera constant, à n'importe quelle heure de la journée, aux distances égales à 0, 24 v, 48 v, etc. de l'origine. La vitesse « v » est exprimée en mètres par heure, puisque le pas de temps de l'équation (14) est l'heure.

L'équation (14) peut se simplifier en utilisant la formule classique de transformation :

$$\cos p - \cos q = -2 \sin \frac{p+q}{2} \cdot \sin \frac{p-q}{2}$$

Elle devient alors :

$$Q(L, t) = Q_0 + qm \cdot L + \frac{24 va}{2 \pi} \sin \left(\frac{2 \pi}{24} \cdot \frac{L}{2 v} \right) \sin \left[\frac{2 \pi}{24} \left(t - \frac{L}{2 v} \right) + \varphi \right] + \frac{24 vb}{4 \pi} \sin \left(\frac{4 \pi}{24} \cdot \frac{L}{2 v} \right) \sin \left[\frac{4 \pi}{24} \left(t - \frac{L}{2 v} \right) + \theta \right] \quad (15)$$

La fonction $Q(L, t)$ est une fonction sinusoïdale, continue, de valeur moyenne égale à $Q_0 + qm \cdot L$. L'amplitude de la première harmonique est : $\frac{24 va}{2 \pi} \sin \left(\frac{2 \pi}{24} \cdot \frac{L}{2 v} \right)$ et celle de la seconde $\frac{24 vb}{4 \pi} \sin \left(\frac{4 \pi}{24} \cdot \frac{L}{2 v} \right)$. Ces amplitudes sont nulles, comme il fallait s'y attendre après les remarques sur l'équation (14), pour $\frac{L}{v} = 24, \frac{L}{v} = 48$, etc.

Les variations journalières du débit des rivières, causées par l'évapotranspiration sur les plaines riveraines, occasionnent ainsi une fluctuation de ce débit, dans le sens du profil en long, telle que l'indique la figure 25. Cette oscillation varie avec l'heure. Elle est presque parfaitement de forme sinusoïdale et sa longueur d'onde est 24 v.

Ces résultats sont assez surprenants.

A ma connaissance, la seule vérification sur le terrain a été effectuée en 1931 par TROXELL sur la Santa Ana River [58]. La figure 26 est « un graphique montrant le débit à une série de stations de la Santa Ana River les 3 juin et 31 août 1931. Ces observations sont le résultat d'une série de mesures simultanées ou pratiquement simultanées, de débit, faites par des équipes de jaugeages de l'US Geological Survey et du District de Contrôle des eaux d'Orange. Ces mesures ont été faites entre 8 et 10 heures du matin, durant la portion du cycle diurne dans laquelle les variations dans le lit mineur sont faibles. Comme indiqué par ce graphique, certaines sections de la rivière montrent une augmentation de débit tandis que d'autres montrent une perte. Les limnigrammes montrent une similitude marquée dans le cycle diurne, tant en heures que dans l'étendue de la mesure malgré le fait que dans quelques sections la rivière diminuait de débit, tandis que dans d'autres elle augmentait... » (traduction d'un extrait de la publication de TROXELL).

Sauf si l'on admet l'existence de pertes par infiltration (ce qui n'est pas probable), il y aurait donc bel et bien une oscillation du débit tout au long de la rivière. Mais la longueur d'onde est très grande :

- sur la Santa Ana River, la vitesse de l'eau est de $0,46 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (soit $1656 \text{ m} \cdot \text{heure}^{-1}$). La longueur d'onde ($L = 24 v$) est de 40 km.
- sur la Méteu à Baleng, la vitesse de l'eau varie, le 1^{er} décembre, entre $0,52$ et $0,63 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. La longueur d'onde moyenne est de 50 km, c'est-à-dire largement supérieure à la longueur du bassin versant.
- de même pour le Choumi à Bamendou, où la vitesse varie entre $0,47$ et $0,51 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (au 1^{er} décembre), la longueur d'onde moyenne serait de 42 km.

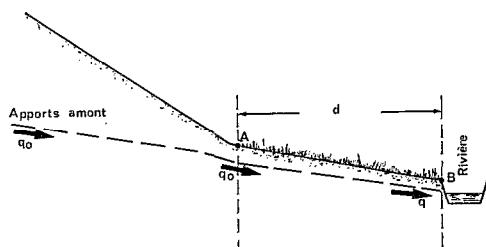


Fig. 23

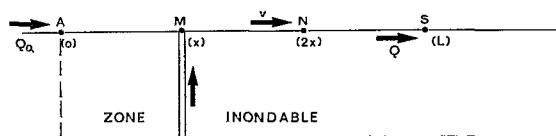


Fig. 24

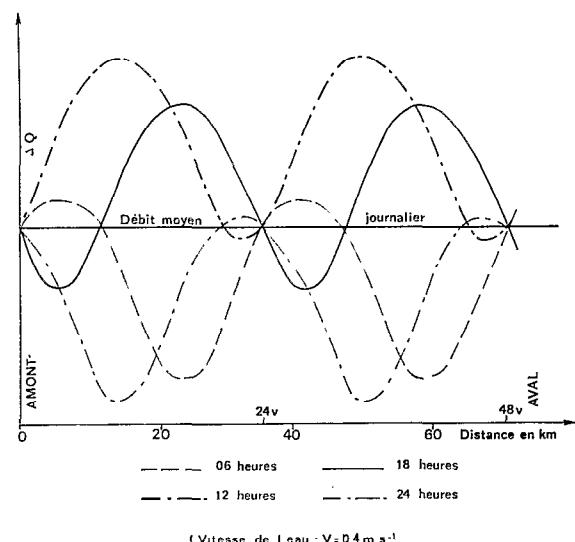


Fig. 25. — Variation des débits le long du profil en long, en fonction de l'heure, et par rapport au débit moyen journalier

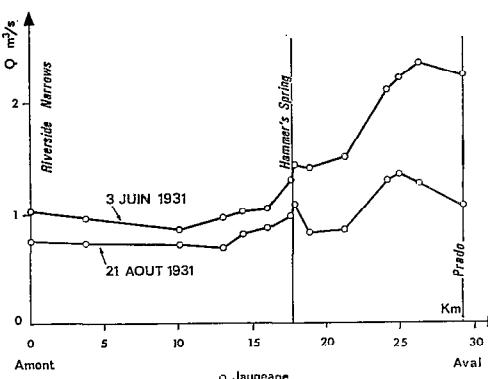


Fig. 26. — Variation des débits instantanés de la Santa Ana River (D'après H. C. Troxell)

— enfin, sur la Mifi à Bamoungou, la vitesse de l'eau varie entre $0,61$ et $0,64 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (au 1^{er} décembre) et la longueur d'onde moyenne atteint 54 km.

Seuls, les grands bassins versants permettent d'observer une oscillation complète telle que celle représentée figure 25.

4.3.3.2. Cas général sur les rivières :

En réalité, les conditions du paragraphe précédent sont loin d'être réalisées. La zone où l'évaporation intervient pour créer les oscillations n'a pas partout la même largeur. La nappe n'est pas systématiquement à la même profondeur et les rapports amont de la nappe varient d'un point à un autre.

Introduire ces conditions dans l'équation (15) conduirait à des calculs inextricables. J'ai préféré pour cela utiliser une méthode itérative plus facilement calculable sur ordinateur.

Reprendons le cas idéal :

Le long de la rivière, les apports de la nappe font que :

$$Q = Q_0 + \int_0^s qf \cdot d\ell$$

où :

Q = débit en un point donné d'abscisse ℓ de la rivière

Q_0 = débit de la rivière, en amont, au point origine des distances

qf = apport de la nappe, par fractions élémentaires $d\ell$.

Supposons (fig. 24) l'origine des distances (A) au point amont de la zone où les oscillations se produisent. Sachant, qu'il n'y a aucune autre zone de même type en amont, Q_0 reste toujours constant, à l'échelle de la journée.

Supposons, aussi, que du point A au point M (fig. 24) les débits unitaires « q » (par mètre de profil en long de la rivière) de la nappe soient constants. Soit x la distance entre A et M. Le débit en M sera :

$$Q_M = Q_0 + xq \quad (19) \quad L^3 T^{-1}$$

Reprendons l'équation (11) donnant le débit unitaire de la nappe :

$$q_i = q_0 - 2 pd \frac{e_i}{t_i - t_0} \quad L^2 T^{-1}$$

où :

q_i = débit unitaire de la nappe à l'instant t_i

q_0 = apport amont de la nappe

p = porosité efficace

d = largeur de la nappe

t_0 = instant origine correspondant au niveau maximum de la nappe (où $q = q_0$)

e_i = abaissement de la nappe entre les instants t_0 et t_i par rapport à son niveau maximum e_0 .

Nous avions supposé que durant l'intervalle $(t_i - t_0)$ la variation du niveau de la nappe était linéaire. Si cette décroissance est linéaire de t_0 à t_i , puis de t_i à t_n , les altitudes de la nappe étant respectivement h_0 , h_n , nous avons :

$$q_n = q_0 - 2 pd \left(\frac{h_i - h_0}{t_i - t_0} + \frac{h_n - h_i}{t_n - t_i} \right)$$

Si les intervalles de temps $(t_i - t_0)$ et $(t_n - t_i)$ sont égaux, (ou si l'on travaille avec un pas de temps constant égal à T), nous avons :

$$q_n = q_0 - 2 pd \left(\frac{h_n - h_0}{T} \right) \quad (20)$$

En combinant les équations (14) et (20), nous obtenons :

$$Q_M = Q_0 + xq_0 - \frac{2 xpd}{T} (h_M - h_0) \quad L^3 T^{-1}$$

Soit « v » la vitesse de l'eau dans la rivière et t le temps mis par l'eau pour aller de A à M. Par conséquent : $x = vt$ et l'équation précédente s'écrit :

$$Q_M = Q_0 + vtq_0 - 2 vpd \left(h_M - h_0 \right) \frac{t}{T} \quad (21) \quad L^3 T^{-1}$$

Si nous choisissons un pas de temps tel que $T = t =$ temps que met l'eau pour aller de A à M, l'équation se simplifie en :

$$Q_M = Q_0 + vtq_0 - 2 vpd (h_M - h_0) \quad (22)$$

pouvant s'écrire :

$$Q_M = Q_0 + j - g (h_M - h_0) \quad (23)$$

où :

$$\begin{aligned} j &= vtq_0 \\ g &= 2 vpd \end{aligned}$$

En admettant une vitesse de l'eau constante tout au long du profil en long, la particule d'eau qui était en M au bout du temps t va se retrouver en N au bout du temps $2t$ (par rapport à l'origine des temps et des distances).

Durant son parcours de M à N, le débit Q_M va varier, les apports de la nappe étant différents du fait de la succion.

$$\begin{aligned} Q_N &= Q_M + xq \\ &= Q_M + vtq_0 - 2 vpd (h_N - h_0) \end{aligned} \quad (24)$$

Cette équation peut s'écrire aussi, en explicitant Q_M :

$$Q_N = Q_0 + 2j - g [(h_N - h_0) + (h_M - h_0)]$$

et, d'une façon générale, au bout d'un intervalle de temps (par rapport à l'origine) de $n \cdot t$:

$$Q_n = Q_0 + nj - g \underbrace{[(h_n - h_0) + (h_{n-1} - h_0) + \dots + (h_1 - h_0)]}_{n \text{ termes}} \quad (25)$$

L'équation (23) permet l'écriture de matrices (L , T) telles que :

$$Q(L, T) = Q(L-1, T-1) + j - g (h_T - h_0) \quad (26)$$

Chaque ligne (T) représentera les débits existant à la même heure sur toute la longueur du profil en long.

Chaque colonne (L) représentera les débits observables à un point déterminé du profil en long, durant toute la journée.

$(L-1)$ correspond à la colonne précédant la colonne (L) et $(T-1)$ à la ligne précédant la ligne (T).

Le pas de temps séparant 2 lignes sera constant (1, 2 ou 3 heures) et par conséquent la « distance » séparant 2 colonnes sera constante et correspondra à $3600 s \cdot v$, $7200 s \cdot v$, $10800 s \cdot v$..., v représentant la vitesse de l'eau en $m \cdot s^{-1}$ et s : temps en secondes.

f et g ont été définis avec l'équation (23).

$h(T)$, $h(T-1)$, correspondent aux niveaux de la nappe à « l'heure » de la ligne (T) et à « l'heure » de la ligne précédente ($T-1$).

L'équation (26) correspond au cas idéal, où les apports de la nappe sont constants tout au long du profil en long.

En réalité, ces apports varient. La largeur de la zone où les oscillations se produisent, les apports amont dans les nappes (débits q_0), la profondeur de la nappe, la porosité efficace sont un ensemble de facteurs variables tout au long de la rivière. De ce fait, l'équation (26) s'écrit :

$$Q(L, T) = Q(L-1, T-1) + \rho(L-1, L) j - \delta(L-1, L) \cdot g (h_T - h_0) \quad (27)$$

où :

$\rho(L-1, L)$ est un coefficient caractérisant la portion de profil en long entre le point $L-1$ et le point L et s'appliquant au terme j (c'est-à-dire modifiant la valeur « idéale » de $v \cdot t \cdot q_0$) pour l'ajuster aux conditions réelles existant entre $(L-1)$ et L .

$\delta(L-1, L)$ est un second coefficient, caractérisant la même portion de profil en long et s'appliquant aux termes g et Δh (c'est-à-dire modifiant la valeur « idéale » de $v \cdot p \cdot d (h_T - h_0)$ pour l'ajuster aux conditions réelles existant entre $(L-1)$ et L).

J'ai réalisé, en calcul automatique, une vingtaine de matrices à partir de l'équation (27). La valeur des termes constants était :

$$v = 0,40 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \quad \text{ou } 1,44 \text{ km} \cdot \text{heure}^{-1}$$

$$Q_0 = 2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$$

$$j = 0,1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$$

$$g = 5,0 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$$

Ces valeurs sont issues des mesures effectuées sur le bassin de la Méteu, mais j et g ont été volontairement exagérés afin d'amplifier les oscillations.

Pour les facteurs variables, j'ai admis une variation du niveau de la nappe identique à celle de l'analyse harmo-

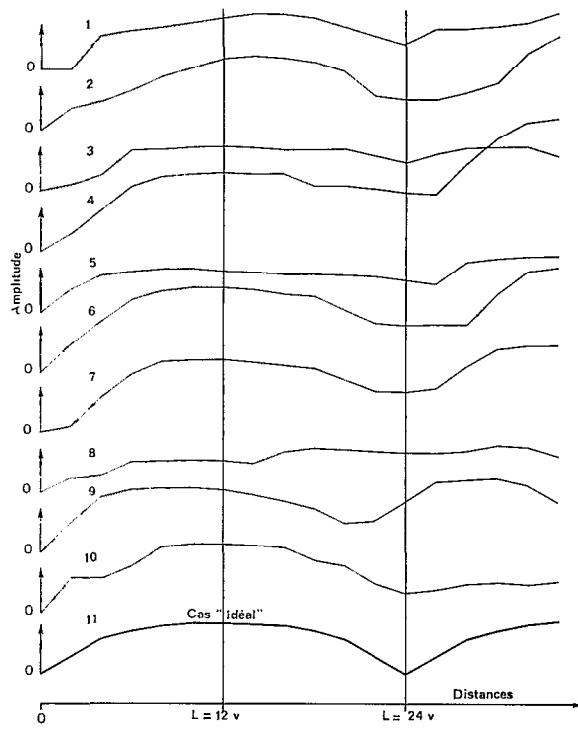


Fig. 27. — Variation de l'écart entre $Q_{\text{max.}}$ et $Q_{\text{min.}}$ de l'oscillation journalière, en fonction de la distance à l'origine

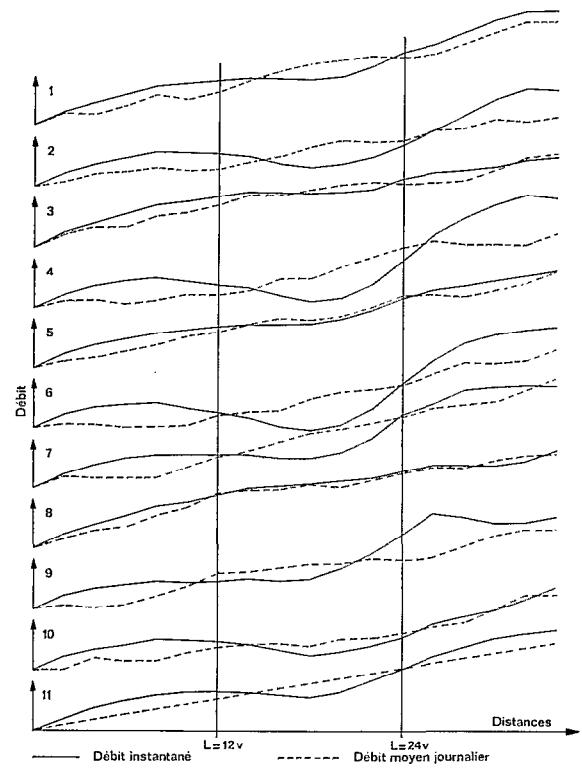


Fig. 28. — Variation du débit instantané en fonction de la distance
Heure d'observation : 8 heures

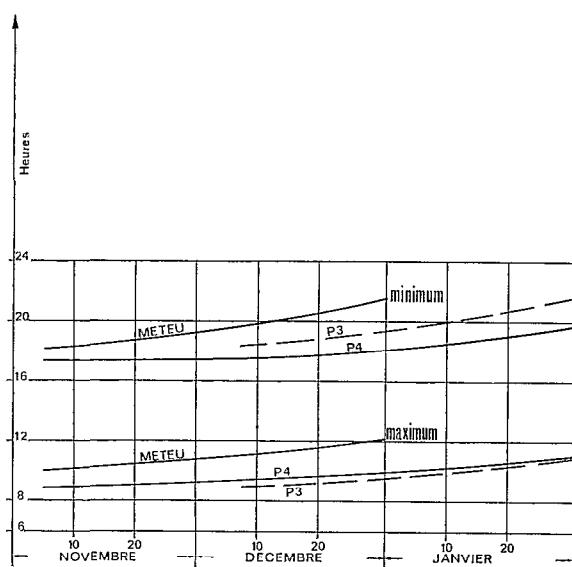


Fig. 29. — La Meteu à Baleng
Variation des heures du maximum et du minimum, en fonction de la date, aux piézomètres P3, P4 et à la station hydrométrique (Années 1970 et 1971)

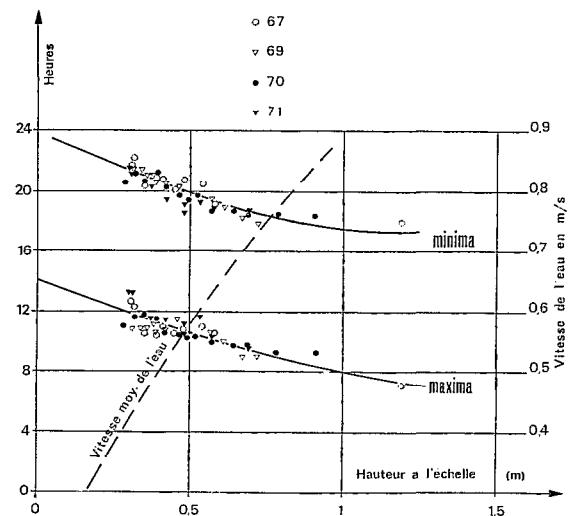


Fig. 30. — La Meteu à Baleng
Variation des heures du maximum et du minimum en fonction de la hauteur à l'échelle

nique (§ 4.3.1). Le facteur ρ a été tiré au hasard, entre 0,7 et 1 (la variation des apports amont de la nappe devant, vraisemblablement, rester à l'intérieur de cette fourchette). Le facteur δ a été aussi tiré au hasard, entre 0,01 et 1,00 : là, par contre, ce facteur est probablement exagéré ; dans la réalité, la dispersion doit être moins importante.

10 séries différentes du facteur δ ont été tirées et ont servi chacune à établir une matrice de 36 lignes et 20 colonnes.

Le pas de temps est de 2 heures.

Les résultats de ces calculs sont indiqués par les figures 27 et 28.

La figure 27 représente la variation de l'écart entre les débits maximal et minimal journaliers, en fonction de la distance à l'origine (c'est-à-dire l'amont de la zone où les oscillations se produisent dans la nappe).

Le graphique 27-11 est relatif au cas « idéal » où les facteurs sont constants ($\rho = 0,85$ et $\delta = 0,50$).

Comme nous l'avons vu précédemment, l'écart est nul aux distances 0, 24 v, 48 v, etc. Il est maximum aux distances 12 v, 36 v, etc. (v est la vitesse de l'eau, exprimée en m ou km · heure⁻¹).

Les graphiques 27-1 à 27-10 représentent la variation de l'écart de débit en fonction de la distance lorsque ρ et δ varient, comme indiqué ci-dessus. Bien que chaque graphique s'écarte plus ou moins de la forme « idéale » (graphique 27-11), il n'en est pas moins vrai que l'allure reste la même, c'est-à-dire que l'on retrouve une ondulation plus ou moins accentuée, plus ou moins centrée sur les distances du « cas idéal » (12 v, 24 v, 36 v, etc.). Seul, le graphique 27-8 semble s'écarte notablement du graphique 27-11 bien que l'on retrouve une tendance à un minimum centré à la distance 26 v. Rappelons que les valeurs de δ ont été choisies, volontairement, très diverses et qu'il est quand même très intéressant de retrouver, sur les 9 autres graphiques le même « air de famille ».

La figure 28 représente les valeurs du débit instantané en fonction de la distance à l'origine. Ces dessins sont à comparer avec la figure 26, qui représente, rappelons-le, les mesures de débit effectuées entre 08 et 10 heures par TROXELL sur la Santa Ana River. Les graphiques de la figure 28 sont également relatifs aux débits instantanés à 08 heures du matin. La même série de simulation est représentée par les graphiques 28-1 à 28-10 (le trait pointillé représentant les débits moyens journaliers). Là aussi, nous retrouvons (sauf peut-être sur le graphique 27-8) une alternance d'augmentation et de diminution des débits instantanés. Le graphique 28-11 représente le cas où ρ et δ sont constants (cas « idéal »), à rapprocher de la figure 25.

Rappelons, une fois de plus, que ces oscillations longitudinales demandent, pour être visibles, des bassins versants de dimensions notables. Pour une vitesse de l'eau de $0,40 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, la distance correspondant à 24 v est 34,6 km, ce qui suppose une zone (où la nappe phréatique est proche de la surface) de cette dimension. Encore faudra-t-il que les tributaires de la rivière soient suffisamment peu perturbants pour ne pas modifier le phénomène.

4.4. ÉVOLUTION DES HEURES DU MAXIMUM ET DU MINIMUM

Les heures du maximum et du minimum varient d'un bassin à l'autre. Et pour un même bassin, il arrive que ces heures varient également en fonction de la date ou de la hauteur d'eau à l'échelle.

4.4.1. Variations sur le bassin de la Méteu

La figure 29 représente l'évolution des heures du minimum et du maximum de l'oscillation, observée sur les piézomètres et à la station hydrométrique durant les saisons sèches 1970-1971 et 1971-1972.

Nous voyons que la nappe commence à descendre au même instant à P_3 et à P_4 , les courbes de variation des maximums étant pratiquement confondues. Il y a cependant une lente évolution simultanée, l'heure du maximum étant 09 heures début novembre pour atteindre 11 heures fin janvier.

L'heure du minimum suit une évolution assez semblable. L'écart, en heures, entre maximum et minimum reste pratiquement constant (7 à 9 heures), d'un bout à l'autre de la saison sèche, au piézomètre P_4 (qui est situé à 12 m de la rive de la Méteu). L'heure du minimum passe de 17 heures, début novembre, à 20 heures, fin janvier. Cette évolution correspond à un enfoncement de la nappe et à une diminution de l'amplitude des oscillations (voir tabl. IX) : les quantités d'eau prélevées dans la nappe sous l'effet de la succion des racines diminuent également tandis qu'il faudra des valeurs de plus en plus fortes de cette succion pour commencer à mobiliser l'eau de la nappe. Ladite succion étant fonction du rayonnement solaire, il faudra attendre que le soleil soit plus haut sur l'horizon pour obtenir une succion suffisante. Par conséquent, la nappe commencera à baisser plus tard au fur et à mesure que l'on s'avance dans la saison sèche. Le fait qu'il y ait aussi un retard dans l'heure d'apparition, lorsque la nappe s'enfonce, s'expliquerait par la diminution des volumes d'eau soustraits à la nappe par la succion des racines. Ceci conduirait à un potentiel gravifique (de cette eau prélevée) plus faible qu'en début de saison sèche et par conséquent ne nécessitant qu'un potentiel de succion plus faible pour maintenir cette eau en équilibre. Ceci peut se rattacher, de loin peut-être, aux phénomènes d'hystérosésis observés dans la zone non saturée : si, par rapport au début de la

saison sèche, la nappe s'enfonce, il faudra une succion plus forte le matin (par rapport à sa valeur de début de saison sèche) pour mobiliser l'eau de la nappe et plus faible le soir (par rapport à sa valeur de début de saison sèche) pour faire retourner l'eau à la nappe. Tout ceci n'est qu'hypothèses à vérifier dans l'avenir par des mesures appropriées dans la zone non saturée (voir 2.4.3.5, 1^{er} et 2^e alinéas).

Le piézomètre P₄ (situé à 2 m de la berge) présente un retard dans l'apparition du minimum, par rapport à P₃. Ce retard est de 1 heure début décembre et il atteint 2 heures fin janvier. Plusieurs explications peuvent être avancées : influence de la rivière toute proche, influence des apports amont de la nappe, hétérogénéité dans les caractères hydrodynamiques des sols, etc. Là aussi, il convient de voir ce qui se passe dans la zone non saturée.

La Méteu, à la station hydrométrique (située 2 500 m en aval des piézomètres) présente elle aussi un décalage sur les heures du maximum et du minimum à un même point du profil parce que la longueur d'onde de l'oscillation longitudinale est fonction de la vitesse de l'eau (fig. 30). Si la vitesse de l'eau diminue, la longueur d'onde diminue aussi : pour un point matériel du profil en long, sa « distance » (exprimée en fraction de longueur d'onde) par rapport à l'origine des oscillations longitudinales augmente et, par conséquent, il y a un décalage dans les heures du minimum et du maximum, *dans le sens du retard* (voir plus loin). Si, par exemple, un point du profil en long est situé, pour une vitesse de l'eau « v » égale à 0,40 m · s⁻¹ (soit 1,44 km · heure⁻¹), à 11,5 km de l'origine, ce point correspond à une « distance » de 8 v (v = 1,44 km · heure⁻¹). Lorsque la vitesse de l'eau descend à 0,30 m · s⁻¹ (soit 1,08 km · heure⁻¹), cette distance (11,5 km) représente alors 10,7 v. Il y a bien augmentation de la « distance » par rapport à l'origine de l'oscillation.

Pour terminer, il semble que les courbes de la figure 29 tendraient, lorsque l'on se rapproche de l'origine des temps (vers la gauche donc), vers une limite pour l'heure du minimum (17 heures) commune à P₃, P₄ et à la station, puis vers une seconde limite pour l'heure du maximum (08 heures) également pour les 3 emplacements.

4.4.2. Variation de l'heure des maximum et minimum sur la Mifi à Bamoungou

La Mifi à Bamoungou, pour les mêmes causes que la Méteu à Baleng, présente des heures de maximum et de minimum qui se décalent lentement dans le temps, mais surtout en fonction de la hauteur d'eau à l'échelle limnimétrique de la station.

Le maximum s'observe de 12 heures (H = 3,00 m) à 14 heures (H = 0,40 m) tandis que le minimum varie entre 24 heures (H = 3,00 m) et 02 heures (H = 0,40 m).

Ces variations sont, comme pour la Méteu à Baleng, occasionnées par une diminution de la vitesse de l'eau.

4.4.3. Variation de l'heure des maximum et minimum sur le Choumi

Sur le Choumi, la vitesse de l'eau est assez constante (0,50 m · s⁻¹) au-delà de 3,60 m de hauteur à l'échelle. Les heures du minimum et du maximum sont constantes (ou bien près de l'être) tout au long de la saison sèche : 14 heures pour le maximum et 05 heures pour le minimum.

4.4.4. Variation des heures du minimum et du maximum — Cas général

Dans le cas « idéal » traité plus haut (cf. 4.3.3.1.), nous avions abouti à une équation (15) qui est :

$$Q(L, t) = Q_0 + qm \cdot L + \frac{24 \cdot va}{2 \pi} \sin \left(\frac{2 \pi}{24} \cdot \frac{L}{2 v} \right) \sin \left[\frac{2 \pi}{24} \left(t - \frac{L}{2 v} \right) + \varphi \right] \\ + \frac{24 \cdot vb}{4 \pi} \sin \left(\frac{4 \pi}{24} \cdot \frac{L}{2 v} \right) \sin \left[\frac{4 \pi}{24} \left(t - \frac{L}{2 v} \right) + \theta \right]$$

donnant le débit Q à l'instant t et à la distance L de l'origine amont de la zone où les oscillations s'observent dans la nappe (les autres facteurs sont définis au paragraphe 4.3.3.1.).

En se choisissant la distance L, l'équation (15) permet donc de calculer le débit passant en S à chaque instant t. J'ai calculé cette équation avec une vitesse de l'eau v = 0,40 m · s⁻¹ pour les distances de 2,9 km (L = 2 v) ; 17,3 km (L = 12 v) et 31,7 km (L = 22 v). Les résultats sont indiqués sur la figure 48 et sur le tableau VIII.

En plus de la variation d'amplitude, nous voyons clairement, sur la figure 31, que l'oscillation se déforme au fur et à mesure que le point d'observation hydrométrique s'éloigne de l'origine. Il y a presque une symétrie parfaite entre l'oscillation observée à L = 2 v et celle observée à L = 22 v, distances également symétriques par rapport au point d'amplitude maximale (L = 12 v).

Dans le cas simplifié où je n'utilise qu'une seule harmonique, la démonstration en est possible à partir de l'équation (15).

Dérivons cette équation par rapport au temps

$$\frac{dQ}{dt} = va \sin \left(\frac{2\pi}{24} \cdot \frac{L}{2v} \right) \cos \left[\frac{2\pi}{24} \left(t - \frac{L}{2v} \right) + \varphi \right] \quad (28)$$

Cette dérivée est constamment nulle si $L = 0$, $L = 24v$, etc., distances où l'amplitude de l'oscillation est nulle :

$$\sin \left(\frac{2\pi}{24} \cdot \frac{L}{2v} \right) = 0$$

Elle s'annule si :

$$\cos \left[\frac{2\pi}{24} \left(t - \frac{L}{2v} \right) + \varphi \right] = 0$$

C'est-à-dire si :

$$\begin{aligned} \frac{2\pi}{24} \left(t - \frac{L}{2v} \right) + \varphi &= \frac{\pi}{2} \text{ ou } \frac{3\pi}{2} \pm 2k\pi \\ t &= \left(6 - \frac{12\varphi}{\pi} \right) + \frac{L}{2v} \pm 24k \end{aligned} \quad (29)$$

et :

$$t = \left(18 - \frac{12\varphi}{\pi} \right) + \frac{L}{2v} \pm 24k \quad (30)$$

(le terme $\pm 24k$ représentant la périodicité, k étant un nombre entier).

φ est une constante, de même que v . Par conséquent, t augmente si L augmente.

Lorsque l'on utilise l'équation (15) toute entière pour calculer le débit en fonction de l'heure, la forme de l'oscillation n'est plus parfaitement sinusoïdale (du fait que les 2^e, 3^e, ... harmoniques ont une pulsation 2, 3, ... fois plus forte que la 1^{re} harmonique).

Au point situé à la distance $L = 2v$ (c'est-à-dire relativement près de l'origine des distances) la montée de l'eau s'effectue de 19 h 30 jusqu'au lendemain 10 h 30 (tabl. VIII). Elle dure donc 15 heures. À ce même point, la descente s'effectue de 10 h 30 jusqu'à 19 h 30 et dure donc 9 heures.

TABLEAU VIII
HEURES D'APPARITION DU MAXIMUM ET DU MINIMUM
DE L'OSCILLATION DE LA RIVIÈRE, SUR LE PROFIL EN LONG
(Vitesse de l'eau: $0,40 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Heures	Distance à l'origine $(L = 2v)$	Distance à l'origine $(L = 12v)$	Distance à l'origine $(L = 22v)$	Propagation du retard de 2,9 à 31,7 km
<i>Emploi de deux harmoniques (fig. 48)</i>				
Maximum	10 $\frac{1}{2}$	15	17 $\frac{1}{2}$	7 h
Minimum	19 $\frac{1}{2}$	01 *	08 $\frac{1}{2}$ *	13 h
Ecart maximum/minimum	9 h	10 h	15 h	
<i>Emploi d'une seule harmonique</i>				
Maximum	09	14	19	10 h
Minimum	21	02 *	07 *	10 h
Ecart maximum/minimum	12 h	12 h	12 h	

* : Heures comptées au jour $J + 1$.

Au point situé à la distance $L = 22$ v (c'est-à-dire tout proche du point de distance $L = 24$ v où l'oscillation a une amplitude nulle), la montée s'effectue de 08 h 30 jusqu'à 17 h 30 et dure donc 9 heures. La descente commence à 17 h 30 et se termine le lendemain à 08 h 30 : elle dure 15 heures.

D'une station à l'autre, le temps de montée de l'une correspond au temps de descente de l'autre et vice versa. Cette symétrie est bien visible sur la figure 48 (m^0 , m^{12} , m^{22} et M_2 , M_{12} et M_{22} représentent les heures des minimums pour $L = 2$ v, $L = 12$ v, $L = 22$ v et des maximums correspondant aux distances).

Le tableau XIII et la figure 31 indiquent enfin que la propagation du retard entre le point situé à $L = 2$ v et celui situé à $L = 22$ v n'est pas la même pour l'heure du maximum que pour l'heure du minimum : elle est de 7 heures pour le maximum contre 13 heures pour le minimum. Ceci provient aussi de la dissymétrie de l'oscillation de la nappe : dans le cas où une seule harmonique est utilisée, le retard (10 heures dans notre cas) est le même tant sur l'heure du minimum que sur celle du maximum.

Un tel phénomène est d'un abord difficile en analyse classique où l'on arrive bien vite à des équations du 4^e degré, sans solutions simples ! Aussi ai-je préféré retravailler sur mes matrices (L , T), à partir de l'équation (25) :

$$Q_n = Q_0 + nj - g [(h_n - h_0) + (h_{n-1} - h_0) + \dots + (h_1 - h_0)]$$

dont les termes ont été définis au paragraphe 4.3.3.2.

Dans le cas « idéal » (apports constants de la nappe dans la rivière) j'ai pu démontrer que, tout comme sur le tableau VIII, les minimums retardent plus vite que les maximums. Ceci à cause de la forme dissymétrique de l'hydrogramme.

M'écartant de ce cas « idéal », j'ai repris les dix matrices pour lesquelles je faisais varier j et g , en utilisant l'équation (27). La distribution des heures du maximum et du minimum de l'oscillation font l'objet du tableau IX et de la figure 32.

Il est évident que, tout près de l'origine des distances, les heures du maximum et du minimum à la distance $L = 2$ v, reflètent l'allure de l'oscillation de la nappe puisque un seul terme en ρ et δ est intervenu. L'heure du maximum est pratiquement constante d'un essai à l'autre : 10 heures. Et l'heure du minimum, pareillement constante, est 18 heures.

Lorsque l'on s'éloigne de l'origine, l'effet des termes correctifs ρ et δ déforme l'oscillation par rapport au cas « idéal ». À la distance $L = 12$ v (amplitude maximale de l'oscillation), l'écart n'est pas trop important. Sur l'heure du maximum, la moyenne est 13 h 30 (pour 13 heures dans le cas « idéal ») avec un écart-type de $\pm 1,4$ heure. Sur l'heure du minimum, la moyenne est 01 heure (pour 00 heure dans le cas « idéal ») avec un écart-type de ± 1 heure.

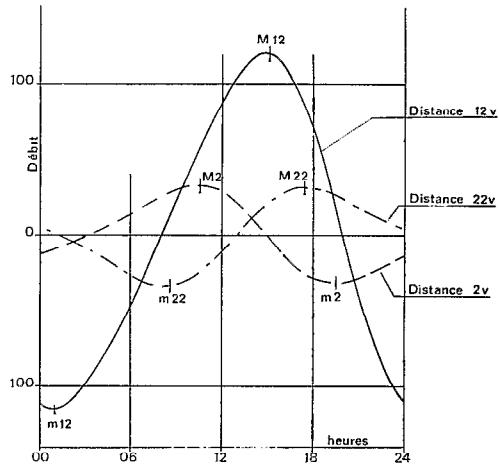
Bien sûr, à la distance $L = 22$ v, la dispersion est plus importante. La moyenne sur les heures du maximum est de 19,8 heures (pour 16 heures dans le cas « idéal ») avec un écart-type de $\pm 5,4$ heures tandis que l'heure du minimum se situe en moyenne à 5,2 heures (pour 08 heures dans le cas « idéal ») avec un écart-type de 4,6 heures.

L'essai n° 11 correspond au cas « idéal » (ρ et δ constants).

Il n'en demeure pas moins vrai que, malgré une exagération du coefficient δ (qui variait de 1 à 100), les formes des hydrogrammes sont quand même assez voisines d'un essai à l'autre, surtout lorsque la distance ne dépasse pas 12 v. L'écart en heures séparant le maximum est pratiquement le même à la distance 2 v : il est de 8,3 heures avec un écart-type de $\pm 0,7$ heure (l'écart dans le cas « idéal » étant de 8 heures). À la distance 12 v, l'écart entre maximum et minimum est de 11 heures dans le cas « idéal » tandis que nos 10 essais donnent une valeur moyenne de 11,5 heures et un écart-type de $\pm 1,4$ heure. Evidemment, à la distance 22 v, la dispersion augmente : la moyenne des essais donne 11,8 heures alors que l'écart dans le cas « idéal » est de 16 heures. L'écart-type est de $\pm 2,9$ heures.

Mais que donnent ces résultats issus d'une expérimentation toute théorique vis-à-vis des observations réelles ?

- La Meteu à Baleng a une zone « inondable » de 5 km de long .Avec une vitesse moyenne « v » de l'eau de $0,6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (soit $2,2 \text{ km} \cdot \text{heure}^{-1}$), ces 5 km représentent une distance de 2 v. Dans le cas théorique « idéal » maximum et minimum de l'oscillation se produisent, respectivement, à 10 et 18 heures : sur la Meteu nous avons vu que le maximum se produit entre 10 et 12 heures et le minimum entre 18 et 22 heures, ce qui paraît être en bonne concordance avec la théorie ;
- de même, la Mifi à Bamoungou se situe à une distance de 13 v ($v = 0,6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, longueur de la zone : 30 km). Théoriquement (cas « idéal ») maximum et minimum se produiraient à 12 et 24 heures : en réalité, ils s'observent de 12 à 14 heures (maximum) et de 24 à 02 heures (minimum). Là aussi la théorie se vérifie ;
- par contre, sur la Wassa à Banok, il y a un écart. La vitesse a été estimée à $0,4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ($1,44 \text{ km} \cdot \text{heure}^{-1}$) et la longueur de la zone à 16 km. Cette longueur représente une distance de 11 v, où maximum et minimum se produiraient à 12 et 24 heures. Mais en réalité, ils s'observent à 18 et 08 heures, soit avec un décalage de 6 à 8 heures. Il y a donc une hétérogénéité dans les zones où les oscillations se produisent : ou un déphasage dû aux divers tributaires, ou une vitesse de l'eau encore plus faible (avec $v = 0,2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, la distance devient 22 v : les maximum et minimum se produisent à 16 et 08 heures !) ;



Pour une vitesse de l'eau de $0,40 \text{ m/s}$:
 $2v = 2,9 \text{ km}$ $12v = 17,3 \text{ km}$ $22v = 31,7 \text{ km}$

Fig. 31. — Variation du débit de la rivière en fonction de l'heure pour trois points du profil en long

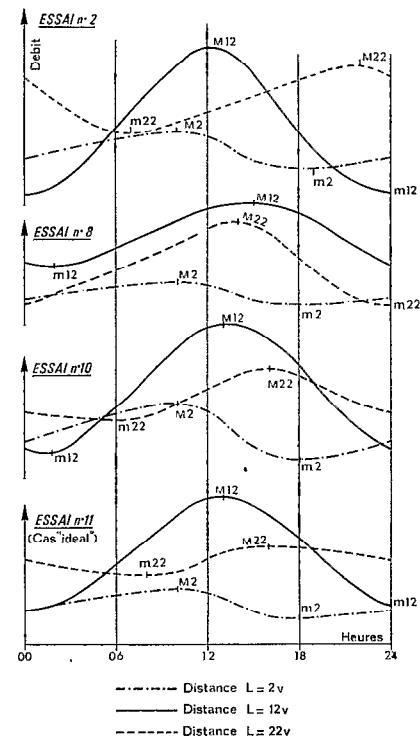


Fig. 32. — Evolution des hydrogrammes sur le profil en long

— sur le Choumi, à Bamendou, la vitesse moyenne de l'eau est $0,5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ($1,8 \text{ km} \cdot \text{heure}^{-1}$). La longueur de la zone est estimée à 14 km, ce qui correspond à une distance de 8 v et les maximum et minimum devraient théoriquement se produire à 12 et 22 heures. En réalité, maximum et minimum s'observent à 14 et 05 heures. Il y a donc un décalage assez important. Mais si la vitesse moyenne de l'eau n'était que de $0,2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (soit $0,72 \text{ km} \cdot \text{heure}^{-1}$), la distance serait de 19 v avec des heures théoriques de 14 et 06 heures pour maximum et minimum !

Rappelons que nous ne disposons que des vitesses moyennes observées dans la section de jaugeage (proche de la station hydrométrique). S'il est vraisemblable que l'encombrement du lit mineur par la végétation freine l'eau (et par conséquent la vitesse moyenne de l'eau dans la zone risque de diminuer), il faut aussi considérer l'augmentation de la pente de l'aval vers l'amont qui se traduit par une augmentation de la vitesse de l'eau.

Néanmoins les résultats sur les rivières du plateau Bamiléké sont en assez bonne concordance avec la théorie.

Celle-ci se vérifie également avec les résultats de mon enquête exhaustive concernant les oscillations journalières dans le monde. Sur les 61 emplacements, j'ai sélectionné tous les bassins versants de superficie inférieure à 50 km^2 , c'est-à-dire tous les bassins où la longueur de la zone inondable ne devrait pas dépasser 4 v et où, théoriquement, les maximum et minimum de l'oscillation se produisaient à 10 et 18 heures.

Sur 24 bassins retenus (en Afrique, en Amérique, en Europe), j'ai trouvé que :

- les oscillations observées sur 15 bassins indiquent que l'heure du maximum se situe à l'intérieur de la fourchette 08-11 heures et l'heure du minimum à l'intérieur de la fourchette 17-19 heures. Ceci représente 63% de l'échantillon ;
- cette proportion passe à 75% si l'on agrandit la fourchette à 08-12 et 16-20 heures.

Ainsi, une assez forte proportion de petits bassins versants se rapprochent du schéma théorique en ce qui concerne la forme de l'oscillation théorique du débit.

TABLEAU IX
 ÉVOLUTION DE L'HYDROGRAMME D'UNE RIVIÈRE
 A DIFFÉRENTES STATIONS DU PROFIL EN LONG
 Simulation mathématique des oscillations
 Analyse des heures du maximum et du minimum
 (Vitesse de l'eau : 0,40 m . s⁻¹)

	<i>Essai n°</i>										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<i>Distance : 2,9 km</i> (L = 2 v)											
Heure du maximum	9	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Heure du minimum	19	19	18	18	18	18	18	18	18	18	18
Ecart maximum-minimum	10	9	8	8	8	8	8	8	8	8	8
<i>Distance : 17,3 km</i> (L = 12 v)											
Heure du maximum	12	12	14	13	12	14	14	15	16	13	13
Heure du minimum	24	24	24	24	02	02	24	02	02	02	24
Ecart maximum-minimum	12	12	10	11	14	12	10	11	10	13	11
<i>Distance : 31,7 km</i> (L = 22 v)											
Heure du maximum	22	22	14	21	15	18	02	14	06	16	16
Heure du minimum	08	07	02	10	01	10	10	24	22	06	08
Ecart maximum-minimum	10	9	12	13	10	16	8	10	16	14	16
<i>Propagation du retard :</i> de 2,9 à 31,7 km											
Maximum	13	12	4	11	5	8	16	4	20	6	6
Minimum	13	12	8	16	7	16	16	6	28	12	14

L'essai n° 11 correspond au cas « idéal » (ρ et δ constants).

4.5. CONCLUSION SUR L'ÉTUDE ANALYTIQUE DES OSCILLATIONS JOURNALIÈRES

Dans ce chapitre, j'ai essayé de montrer comment variait l'oscillation du débit de la rivière, à une station hydrométrique, tout au long de la saison sèche. Nous avons vu que la décroissance de l'amplitude de l'oscillation suivait une loi semblable à celle du tarissement de la rivière et que le degré d'humidité du sol jouait un rôle important.

Ensuite, l'étude théorique des oscillations de la nappe, puis de la rivière, nous a conduit à admettre une oscillation longitudinale du débit, à un instant donné, tout au long de la rivière. Ceci a été confirmé par l'expérimentation réalisée par **Troxell** en Californie.

Enfin, l'étude des heures du maximum et du minimum de l'oscillation nous a montré que, tout au long de la rivière, cette oscillation se déformait : ceci a pour conséquence une grande dispersion dans les heures du maximum et du minimum, telle que je l'avais observée au paragraphe 1.1. Ceci a permis de montrer que la déformation de l'oscillation s'appliquait assez bien aux 4 bassins du plateau Bamileké qui m'ont servi d'éléments de base pour ce chapitre, et que les petits bassins versants (superficie inférieure à 50 km²) présentaient, pour la plupart, les mêmes heures pour le maximum et les mêmes pour le minimum de l'oscillation.

Dans le chapitre suivant, je vais examiner l'importance des condensations occultes qui auraient pu être la cause des oscillations journalières du débit.

5. LES CONDENSATIONS OCCULTES ET LES OSCILLATIONS JOURNALIÈRES DU DÉBIT DES RIVIÈRES

Lors des premières constatations de variations journalières de débit, sur les rivières du pays Bamiléké, au Cameroun, nous avions été impressionnés également par l'importance des rosées durant la même époque. Il n'était pas rare de recueillir quelques dixièmes de millimètres sur les pluviomètres installés sur le bassin et la vue de l'eau s'égouttant des toits en tôle ondulée, le matin, nous avait amenés à envisager l'hypothèse d'un rôle actif joué par les précipitations occultes. Et cela, d'autant plus que l'importance des rosées semblait être en parfaite corrélation avec l'amplitude des variations journalières de débit.

Aussi avions-nous installé, sur le bassin versant du Choumi, en pays Bamiléké, un dispositif expérimental qui a fonctionné du 8 novembre au 31 décembre 1967 et qui devait donner des indications sur l'importance et les conditions de formation de la rosée.

5.1. L'EXPÉRIMENTATION DE BANGANG

Ce dispositif était donc installé en pleine zone où les variations cycliques journalières de débit s'observaient. Il était implanté à la Mission Catholique de Bangang, près d'une zone plantée en cafiers.

Le dispositif était englobé dans l'enceinte d'une station climatologique, installée pour la circonstance.

Les capteurs de rosée consistaient en 4 tôles ondulées ($2 \text{ m} \times 1 \text{ m}$) de couleur et d'environnement différents. En outre, durant quelques jours, la rosée était recueillie sur des blocs de mousse de polyéthylène (détermination pondérale de la rosée).

Nous avons pu ainsi déterminer que la quantité de rosée, durant la période d'observation, devait être de l'ordre de 0,2 à 0,4 mm.

Ceci est en parfait accord avec les travaux de MASSON [37] à Dakar, qui a étudié très soigneusement les conditions de formation et de collecte de la rosée.

- Du 5 au 12 décembre, les plaques de mousse ont capté 0,94 mm de rosée tandis que la tôle peinte en noir ne recueillait que 0,10 mm, et les autres capteurs ne recueillaient rien de mesurable.
- Du 8 novembre au 19 décembre, les quantités de rosée mesurées sont :
 - tôle peinte en blanc : 0,34 mm
 - tôle peinte en noir : 0,90 mm
 - tôle alu (station) : 0,15 mm
 - tôle alu (arbre) : 0,09 mm.

Il est indéniable que les plaques de mousse se sont avérées meilleurs capteurs que les tôles. A la différence de rugosité s'ajoute le fait, très important, qu'une grande partie des gouttelettes de rosée restait sur la tôle, la tension superficielle étant plus forte que la gravité.

Les quantités de rosée recueillie au bas des tôles sont extrêmement faibles et peu significatives : la valeur maximale est de 0,13 mm alors que dans les pluviomètres des environs, il était fréquent de relever de 0,2 à 0,4 mm, c'est-à-dire une quantité plus proche de celles observées sur les capteurs en mousse. De plus, des mesures de la température minimale du sol indiquent que, sur 53 jours d'observation, celle-ci a été, 40 fois, inférieure à la température du point de rosée (observée à 07 heures). La rosée pouvait donc se produire presque tous les jours.

L'examen des enregistrements de l'hygrographe au sol indique également que 100% d'humidité relative — donc la condensation — était atteint pratiquement tous les jours (53 jours sur 56).

Dans ces conditions, il est probable que la rosée se soit formée tous les jours.

Des profils hydriques (malheureusement trop ponctuels) semblent indiquer une augmentation de la teneur en eau dans la couche superficielle du sol, en excluant une réalimentation directe de la nappe.

5.2. LA MESURE DE LA ROSÉE A BANGUI

En 1968, je ne me trouvais plus au Cameroun, mais en Centrafrique. Bien que le climat de Bangui ne soit plus du tout celui de Dschang, l'importance des rosées m'a incité à entreprendre leur mesure.

J'ai utilisé des capteurs de 1 dm^2 réalisés en mousse de polyéthylène (donc de même genre que ceux utilisés à Bangang du 5 au 12 décembre 1967).

L'expérimentation a duré de novembre 1968 à décembre 1970.

En aucun cas, la rosée mesurée sur capteur en mousse de polyéthylène ne dépasse 0,3 mm, les totaux annuels 1969 et 1970 restant très voisins (22,0 mm et 19,5 mm).

5.3. CONCLUSIONS SUR LA ROSÉE ET LES PRÉCIPITATIONS OCCULTES. LEUR RÔLE SUR LES OSCILLATIONS JOURNALIÈRES DE DÉBIT

L'obstacle majeur dans la mesure de la rosée provient de la plus ou moins bonne représentativité du capteur, pour obtenir une mesure de la quantité exacte d'eau condensée. Je renvoie aux publications de MASSON [37] et de NAGEL [40] sur la description et la comparaison des divers drosomètres utilisés dans le monde, dont le plus employé semble être celui de Duvdevani. Chaque appareil donne une mesure, mais correspond-elle à la réalité ?

La seule méthode possible, pour avoir une idée sur la valeur réelle des condensations occultes, consiste à utiliser un lysimètre pesable (encore que la nature et la surface utile du couvert végétal puissent influer sur la mesure). Employant cette méthode, HARROLD et DREIBELBIS ont estimé la valeur maximale de la rosée à 0,2 mm sur les lysimètres de Coshocton (Ohio) [30]. A la station bioclimatologique de l'ORSTOM à Abidjan-Adiopodoumé, ELDIN utilise un lysimètre pesable enregistreur [25] et me signale : « les condensations nocturnes sur le lysimètre recouvert de gazon (*Paspalum notatum*) maintenu à environ 15 cm de haut, ne dépassent que très rarement 0,3 mm ».

MASSON [37], dans sa publication, donne les valeurs « record », mesurées dans le monde avec divers drosomètres : aucune ne dépasse 0,6 mm. Je rappelle les valeurs maximales trouvées par CALVET [14] à Rabat (0,4 mm), puis celle de NAGEL [40] à Pretoria (0,3 mm), celle de CRABBE [16] au Zaïre (0,4 mm), de MASSON [37] à Dakar (0,5 mm).

Il semble donc que les valeurs maximales trouvées tant à Bangang (0,4 mm) qu'à Bangui (0,3 mm) restent dans les limites de ce qui a été observé. Mais la mesure sur les blocs de polyéthylène donne-t-elle des résultats réellement de même ordre de grandeur que celle du lysimètre pesable ? Là aussi, il serait intéressant de comparer les deux méthodes (et même de faire la comparaison avec un bloc Duvdevani).

Pour conclure, les condensations occultes apparaissent trop faibles pour avoir une influence directe (écoulement lent dû à la rosée, alimentation de la nappe, etc.) sur les oscillations du débit des rivières. Par contre, une rosée de 0,3 mm n'est pas négligeable vis-à-vis de la valeur journalière de l'évapotranspiration potentielle (3 à 5 mm) et peut servir déjà de source secondaire d'approvisionnement en eau des plantes [17].

Enfin, la rosée peut être une excellente « sonnette » pour l'apparition des oscillations de débit. Forte rosée et forte amplitude correspondent aux mêmes critères météorologiques : air encore très humide (fin de la saison des pluies) et ciel clair. Il ne serait pas impossible qu'il y ait une bonne corrélation entre quantité de rosée et « volume caractéristique » de l'oscillation.

6. INFLUENCE DES PARAMÈTRES CLIMATIQUES ET GÉOMORPHOLOGIQUES SUR LES OSCILLATIONS JOURNALIÈRES

Dans les chapitres précédents, nous avons vu que les oscillations du débit des rivières étaient provoquées par les oscillations de la nappe phréatique. A son tour, cette nappe oscille sous l'influence de l'évapotranspiration (liée au climat), du couvert végétal (lié au type de végétation). La porosité du sol (liée à la nature du sol) joue un rôle certain. La variation du débit de la rivière est fonction de l'importance des plaines riveraines (liées au relief) et du débit de basses eaux de cette rivière.

Ainsi donc le phénomène se situe au carrefour des influences réciproques du climat, de la plante, du sol, du relief et de l'eau.

Une étude fine de l'interaction de ces cinq facteurs implique obligatoirement une campagne de mesures (rivière, nappe, circulation de l'eau dans le sol, climat, etc.) sur le plus grand nombre possible de stations. Ceci n'est actuellement pas réalisable. Je me contenterai, me basant sur les résultats de mon enquête exhaustive à l'échelle du globe, d'esquisser les rôles joués par ces paramètres.

6.1. LE CLIMAT

La figure 2 et le tableau X montrent que les oscillations se produisent sous une assez grande variété de climats.

J'ai adopté, pour le tableau X, la classification de KÖPPEN, qui semble rallier une assez grande majorité de géographes et de climatologues. Le document utilisé est la carte réalisée par GEIGER et POHL en 1953 [34].

Mon enquête englobe 11 zones climatiques allant du tropical humide (que nous appelons aussi « équatorial » dans notre classification hydrologique ORSTOM) au subarctique humide. Ceci tendrait à dire que les oscillations peuvent se produire sous n'importe quel climat : même en climat polaire, nous avons vu (cf. 2.6) que dégel durant le jour et gel durant la nuit occasionnent des oscillations et que ce phénomène est une caractéristique hydrologique de ce climat.

TABLEAU X

RÉPARTITION CLIMATIQUE DES STATIONS OU ONT ÉTÉ OBSERVÉES
 DES OSCILLATIONS JOURNALIÈRES DU DÉBIT DE LA RIVIÈRE
 (OU DE LA NAPPE)
 (Classification de Köppen)

Type de climat	Afrique	Amérique	Europe
Subarctique humide (Dfb)		1	2
Subarctique humide (Dfa)		1	
Tempéré humide (Cfb)		3	13
Méditerranéen (Cs)	1		
Méditerranéen (Csa)			1
Méditerranéen (Csb)		3	
Sahélien (BSh)	12		
Tropical (Aw)	5		
Tropical (Aw')	5		
Tropical humide (Af)	9	3	
Désertique (BW)	2		
Totaux	34	11	16

Ce cas particulier mis à part, nous avons vu que les oscillations étaient occasionnées par l'évapotranspiration du couvert végétal (ou plus exactement par la succion des racines qui en est une conséquence). Or les valeurs mensuelles de l'ETP sont assez voisines d'un climat à l'autre, durant la période où les oscillations se produisent. Nous avons relevé :

- en Pologne (climat tempéré humide — Cfb) : 130 à 150 mm de juin à août, d'après JAWORSKI [32] ;
- en France, dans le massif des Maures (climat méditerranéen — Csa), 140 à 180 mm en juillet-août [1] ;
- à Ndjamenya (ex-Fort-Lamy), climat sahélien (BSh) : 130 à 160 mm de novembre à janvier [48] ;
- sur le plateau Bamiléké (climat tropical — Aw) : 80 à 90 mm de novembre à janvier ;
- à Bangui (climat tropical humide — Af) : 100 mm de novembre à janvier [12].

Ainsi les valeurs de l'ETP sont comprises dans une fourchette 80-180 mm, pour des stations situées à peu près dans le même fuseau horaire. Et là-même, les valeurs européennes sont aussi élevées que les valeurs africaines. Ceci s'explique parce que les valeurs du rayonnement solaire global sont également très proches :

- Massif des Maures : 600 cal/cm²/jour en juillet-août ;
- Limousin : environ 500 cal/cm²/jour en juillet-août ;
- N'Djamena : 490 à 530 cal/cm²/jour de novembre à janvier ;
- Bangui : 360 à 410 cal/cm²/jour de novembre à janvier.

Ceci par le fait qu'en climat tempéré les oscillations se produisent durant les mois chauds et secs, donc les plus ensoleillés (juillet-août) tandis qu'en climat tropical ces oscillations se produisent en novembre, juste après la fin de la saison des pluies, où la température de l'air n'est pas encore trop élevée (en avril-mai, mois où l'ETP est maximale, la nappe s'est enfoncee et les oscillations ont disparu).

Le climat n'a donc pas une grande influence sur la présence ou l'absence d'oscillations journalières du débit. De même, en ce qui concerne l'amplitude (en cm) de l'oscillation, il ne semble pas qu'un climat particulier puisse conduire à des oscillations plus importantes qu'un autre. Nous avons vu en effet :

- 14 cm d'amplitude sur la Mifi (climat tropical Af) ;
- 13 cm sur la Platte River (climat subarctique humide Dfa)
- 17 cm sur la nappe phréatique à Turek (climat tempéré humide Cfb).

6.2. LA VÉGÉTATION

Par contre, la végétation a une très grande influence sur l'importance des oscillations.

Le tableau XI indique que sur 44 sites où les oscillations ont été observées, 41 montraient une couverture végétale. Les trois emplacements dépourvus de végétation correspondent à une oscillation de la nappe d'inféroflux.

TABLEAU XI
RÉPARTITION DU TYPE DE VÉGÉTATION AUX EMPLACEMENTS
OU DES OSCILLATIONS JOURNALIÈRES DE DÉBIT ONT ÉTÉ OBSERVÉES

Type de végétation	Afrique	Amérique	Europe
Végétation typiquement hygrophile	14	0	2
Strate arborée	10	4	3
Culture et strate herbacée	7	1	0
Pas de végétation	2	0	1
 Totaux	33	5	6

Une végétation typiquement hygrophile ou même arborée, en bordure de la rivière est observée sur 33 emplacements (soit 75 % des cas).

L'influence de la végétation a été mise en évidence par trois auteurs :

- JAWORSKI, déjà cité au paragraphe 3.4.3.6. [32] montre que, sur un même sol, au même instant, au même lieu, l'oscillation passe de 1 cm d'amplitude à 17 cm si le couvert végétal passe de la prairie à la plantation de peupliers.
- WHITE [64] a remarqué que la nappe remontait et l'amplitude des oscillations diminuait lorsque le champ de luzerne (situé au-dessus de la nappe et autour du limnigraphé) venait d'être fauché.
- Dans les forêts du versant est des Appalaches, DUNFORD et FLETCHER [23] ont étudié l'influence de la végétation sur un bassin de 8,8 ha. L'oscillation occasionnait une variation de débit pouvant atteindre 19 % en juin. Les auteurs coupèrent alors la végétation située de part et d'autre du lit mineur, sur une largeur variant entre 18 et 76 m (le critère étant de nettoyer la tranche de sol située à moins de 4,5 m de hauteur, par rapport au fond du thalweg). La superficie ainsi nettoyée représente 1,1 ha, soit 12 % de la surface totale du bassin versant. Il a été coupé 3 563 troncs d'un diamètre au moins égal à 1,7 cm (soit une densité de 0,32 tronc par m²), la végétation étant composée surtout de rhododendrons, associés à des lauriers de montagne, des azalées, des noisetiers, des bouleaux noirs pour la strate arbustive et à des châtaigniers, des chênes, des peupliers jaunes, des érables rouges et des noyers blancs d'Amérique (hickory) pour la strate arborée. La coupe de la végétation amenait une augmentation du débit de 3,8 à 19,0 % (12 % en moyenne) et l'oscillation retombait à 7 % du débit, un bassin versant adjacent, non traité, servant de comparaison.

Ainsi donc l'amplitude des oscillations est très fortement influencée par la nature du couvert végétal. Une plante qui consomme beaucoup d'eau et qui a la possibilité, de par son système radiculaire, d'aller la chercher profond occasionnera des oscillations plus importantes qu'une autre ayant des racines superficielles. C'est bien pour son adaptation dans les sols humides et sa consommation en eau que le peuplier est planté en France, pour assainir des zones mal drainées, et JAWORSKI a montré que cet arbre occasionnait des oscillations assez spectaculaires. N'oublions pas aussi que l'ETP des arbres est supérieure à l'ETP du gazon, lorsqu'il s'agit de galeries d'arbres le long d'un cours d'eau, comme je l'indiquais au paragraphe 3.1.1.

La Mifi et le Choumi, rivières où l'oscillation atteint ou dépasse 10 cm, ont des plaines riveraines bordées de raphias et autres espèces hygrophiles (je n'ai malheureusement pas de renseignement sur la végétation bordant la Platte River) tandis que les oscillations dans la nappe d'inféroflux, dans les alluvions sableuses sans végétation, ne dépassent pas 3 cm sur le Motorsolo et 0,5 cm sur le Logone et la Loire.

Ceci montre bien le rôle de la végétation sur les oscillations.

6.3. LE SOL

Si l'on se réfère à ma théorie susceptible d'expliquer les oscillations de la nappe (3.4.2.4.), les oscillations ne devraient se produire que dans des sols bien perméables. Le rôle de la nature du sol a d'ailleurs été mis en évidence sur le lysimètre de Bangui (cf. 3.4.5.3.).

Le tableau XII montre la répartition de la nature du sol, pour autant que j'aie pu la connaître, à 42 emplacements où les oscillations journalières ont été observées.

TABLEAU XII

INFLUENCE DE LA PERMÉABILITÉ SUR LES EMPLACEMENTS
OU ONT ÉTÉ OBSERVÉES DES OSCILLATIONS JOURNALIÈRES DU DÉBIT

Type de sols	Afrique	Amérique	Europe
Sols perméables	17	2	6
Sols plus ou moins perméables	11	3	1
Sols imperméables	1	0	1
Totaux	29	5	8

Il s'agit uniquement de la nature du sol en bordure de la rivière.

Nous voyons que sur ces 42 emplacements :

- 25 correspondent à des sols perméables (soit 60%) ;
- 15 à des sols plus ou moins perméables (soit 36%) et
- 2 à des sols imperméables (4%).

Les emplacements « imperméables » sont celui de la N'Gola à Bangui et celui du Maravant (France). À Bangui, l'oscillation est faible : 2 cm d'amplitude limnigraphique, ce qui représente environ 12% du débit). Sur le bassin du Maravant, l'écart en débit est de $2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Il est assez délicat, bien souvent, de classer un sol dans telle ou telle catégorie de perméabilité, uniquement en fonction de la description effectuée par le pédologue. En outre, seule la tranche de sol où se situe la majeure partie du système radiculaire nous intéresse : la couche en surface peut être imperméable tandis qu'à quelques mètres de profondeur, les racines peuvent être contenues dans un sol plus filtrant (cas de la nappe du Chari à N'Djamena).

Si nous reprenons les emplacements où l'amplitude atteint ou dépasse 10 cm, nous ne rencontrons par contre que des sols perméables :

- La Mifi et le Choumi ont des plaines bordant la rivière où la perméabilité est de l'ordre de $1 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.
- une coupe géologique [25] montre que les sols des plaines bordant la Platte River sont constitués de sables et de graviers ;
- les sols de Turek (où JAWORSKY observe des oscillations de la nappe allant jusqu'à 17 cm) sont sableux ;
- de même, UBELL [60] observait des oscillations de 10 cm sur une nappe contenue dans un sable de dune (alluvions du Danube et de la Tisza).

Ceci, associé au fait que 60% des observations correspondent à des sols bien perméables, m'incite à conclure que la perméabilité est favorable aux oscillations de la nappe.

Dans cette même idée, je remarque également que sur 44 emplacements où s'observent nos oscillations, 34 (soit 77%) correspondent à des sols formés soit sur arènes granitiques, soit sur coulées volcaniques récentes et, par conséquent, à des sols souvent bien perméables.

Je terminerai en indiquant, par exemple, que sur le Vaubarnier, à Collobrières, j'ai pu déterminer que la perméabilité du sol était de l'ordre de $2 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, sur un échantillon remanié. Ce sol est, lui aussi, perméable.

6.4. LE RELIEF

La forme des vallées peut être un critère affectant l'importance des oscillations journalières.

Sur la Mifi, le Choumi et la Platte River, rivières où les oscillations atteignent et dépassent 10 cm d'amplitude, les plaines bordant le lit mineur sont importantes.

Sur le tableau XIII j'ai inventorié l'importance des plaines « inondables », aux 52 stations où les oscillations ont été observées (j'appelle « plaines inondables » les zones où la nappe est proche de la surface et où des oscillations peuvent être observées). À 37 stations (soit 71%), les zones inondables sont importantes ou moyennes (ces critères étant fonction non seulement de la surface de la zone « inondable », elle-même, mais encore du rapport zone inondable/surface du bassin versant). Il semble donc que la présence de zones, en bordure de la rivière, où la nappe est proche de la surface soit un facteur favorable pour engendrer les oscillations journalières.

La superficie du bassin versant joue un rôle assez secondaire puisque les plus fortes oscillations ont été obser-

TABLEAU XIII

IMPORTANCE DES PLAINES « INONDABLES » AUX EMPLACEMENTS
OU S'OBSERVENT DES OSCILLATIONS JOURNALIÈRES DU DÉBIT DES RIVIÈRES

<i>Importance de la plaine</i>	<i>Afrique</i>	<i>Amérique</i>	<i>Europe</i>
Importante (supérieure à 10% de la superficie du BV)	9	4	4
Moyenne (entre 2 et 10% de la superficie)	15	0	5
Faible (inférieure à 2% de la superficie)	2	3	1
Nulle	5	3	1
 Totaux	 31	 10	 11

TABLEAU XIV

SUPERFICIE DES BASSINS VERSANTS AUX STATIONS
OU DES OSCILLATIONS JOURNALIÈRES DE DÉBIT ONT ÉTÉ OBSERVÉES

<i>Superficie</i>	<i>Afrique</i>	<i>Amérique</i>	<i>Europe</i>
Supérieure à 100 000 km ²	0	1	0
Entre 10 000 et 100 000 km ²	2	0	1
Entre 1 000 et 10 000 km ²	1	2	0
Entre 100 et 1 000 km ²	5	0	2
Entre 50 et 100 km ²	5	0	2
Entre 10 et 50 km ²	10	1	0
Entre 1 et 10 km ²	6	3	4
Inférieure à 1 km ²	0	1	0
 Totaux	 29	 8	 9

vées sur des bassins de 220 000 km² (Platte River), 306 km² (Mifi) et 80 km² (Choumi). Néanmoins, le tableau XIV indique que sur 46 emplacements, 32 (soit 70%) ont un bassin versant d'une superficie inférieure à 100 km². Il semblerait donc que les oscillations s'observent surtout sur des petits bassins versants, mais notre enquête englobe un pourcentage assez important (51%) de petits bassins versants représentatifs, car ils étaient équipés de limnigraphes.

6.5. L'EAU

Les apports de la rivière, en amont de la zone où les oscillations se produisent, ont une importance sur la variation du débit de la rivière par rapport au débit moyen journalier :

$$r = \frac{\text{Débit maxi} - \text{Débit mini}}{\text{Débit moyen}}$$

Au paragraphe 4.3.2.2., j'ai défini par l'équation (24) que le débit de la rivière était :

$$Q_M = Q_0 + vtq_0 - 2 vpd (h_M - h_0) \frac{t}{T}$$

où Q_0 et vtq_0 sont des termes constants (à l'échelle journalière) et $vpd (h_M - h_0)$ un terme variant d'heure en heure en fonction de $(h_M - h_0)$.

L'équation peut donc s'écrire :

$$Q_M = Q + (A - x) \quad (31)$$

où x est un facteur variable. Si la plaine où les oscillations se produisent est suffisamment vaste, si les apports amont de la nappe ($A = vtq_0$) sont faibles, le terme ($A - x$) risque d'être négatif à une certaine heure. Et si les apports amont (Q) de la rivière sont également faibles, Q peut être (en valeur absolue) de même importance que ($A - x$). Par conséquent Q_M serait nul.

Ceci a été observé à trois emplacements :

- en Côte-d'Ivoire, sur le Mont Nimba, où l'on a vu des ruisselets s'arrêter de couler en fin de matinée, pour recommencer durant la nuit ;
- au Niger, sur la Gountoukou à Agouloum, JARRE, hydrologue à l'ORSTOM, a observé également un arrêt de l'écoulement durant la journée et une reprise la nuit ;
- sur le Vaubarnier, à Collobrières, le limnigramme indique des cotes du plan d'eau inférieures à 0,20 m (*cote de l'arête du déversoir*) durant quelques heures dans la journée. Ceci implique un arrêt de l'écoulement, le limnigraphie enregistrant durant cette période le niveau de la nappe au droit du ruisseau.

Sans parler de ces cas extrêmes, le calcul de l'importance de la variation du débit peut s'effectuer à l'aide de l'équation (31) :

$$r = \frac{\text{Débit maxi} - \text{Débit mini}}{\text{Débit moyen}} = \frac{Q + (A - x_{\min}) - [Q + (A - x_{\max})]}{(Q + A)} = \frac{x_{\max} - x_{\min}}{(Q + A)}$$

Si, pour un même écart ($x_{\max} - x_{\min}$) le débit amont Q augmente, il est évident que r diminue.

C'est sans doute pour cela que les oscillations s'observent surtout sur les petits bassins, où les débits d'étiage sont assez faibles.

6.6. CONCLUSIONS

Il semble donc que les oscillations journalières du débit des rivières puissent s'observer sous n'importe quel climat, à la condition que la rivière soit bordée d'une zone où la nappe est à faible profondeur de la surface du sol, que la végétation de cette zone soit hygrophile ou tout au moins possède un système radiculaire bien développé en profondeur et que le sol soit perméable. Si le bassin versant est de superficie pas trop importante, la zone « inondable » assez considérable, nous aurons toutes les chances d'observer des oscillations.

Malheureusement, un tel schéma, qui ne se produit qu'une partie de l'année (durant une assez longue période sans pluie), ne se vérifie pas toujours, soit que le dispositif instrumental manque de précision, soit peut-être que d'autres facteurs interviennent pour annihiler l'oscillation. Par exemple j'ai effectué des observations hydrologiques de 1968 à 1972 sur le bassin versant représentatif de Sarki (Centrafrique) [13]. Situé à l'extrême est du massif de l'Adamaoua, ce bassin mesurait 184 km² et était subdivisé en quatre autres bassins de 94, 37, 5 et 4 km² de superficie. Sur le bassin de 4 km², les thalwegs étaient bordés d'une végétation assez importante et la perméabilité des sols, à proximité de la rivière, était de l'ordre de 10⁻⁵ m · s⁻¹ (donc les sols étaient perméables). Soit que les systèmes radiculaires n'atteignaient pas la nappe, soit que les sols soient devenus hydromorphes le long des rives, soit que d'autres phénomènes interviennent, en tout cas, aucune oscillation n'a été décelée à cette station ni aux quatre autres. Il est vrai que le dispositif expérimental ne permettait guère de constater ces oscillations (pas de déversoirs de mesure) qui, en tout état de cause, ne devraient pas être très marquées.

7. LES OSCILLATIONS JOURNALIÈRES ET LEUR EMPLOI EN HYDROLOGIE CONCLUSIONS SUR CETTE ÉTUDE

Au chapitre précédent, nous avons vu que les oscillations journalières du débit des rivières pouvaient se produire sous n'importe quel climat. Ce phénomène, que je croyais, à l'origine, très limité géographiquement, très particulier, est en réalité un phénomène général. Seule l'amplitude de l'oscillation varie : la plupart du temps elle n'est que de quelques millimètres et ne peut être décelée sur les limnigrammes. Il faudra réunir un ensemble de conditions favorables (sol perméable, présence d'une plaine en bordure de la rivière où la nappe sera proche du sol, végétation hygrophile importante, débit assez modeste) pour que l'oscillation puisse être décelée.

Mais quelles sont les conséquences de ces oscillations pour l'hydrologue ? Dans quelle mesure peut-il les utiliser pour déterminer de manière indirecte d'autres paramètres tels que l'évaporation ?

7.1. LES OSCILLATIONS ET LA DÉTERMINATION DU DÉBIT MOYEN JOURNALIER

A partir des résultats de l'enquête la répartition de la variation du débit par rapport au débit moyen journalier, $\left(\frac{\text{Débit maxi} - \text{Débit mini}}{\text{Débit moyen}} \right)$ observée à 32 stations, est la suivante :

arrêt de l'écoulement le jour :	3 stations (9%)
20 à 50% du débit moyen journalier :	6 stations (19%)
10 à 19% du débit moyen journalier :	10 stations (31%)
5 à 9% du débit moyen journalier :	5 stations (16%)
3 à 4% du débit moyen journalier :	5 stations (16%)
1 à 2% du débit moyen journalier :	3 stations (9%).

La précision d'un bon jaugeage est ± 3 à 5% et celle d'une courbe de tarage (relation hauteur-débit parfaitement univoque) de ± 1 à 2%.

Dans certains cas, les stations hydrométriques sont dépourvues de limnigraphes (réseau en voie d'équipement, station contrôlant un grand bassin versant où les variations de hauteurs d'eau sont très lentes d'un jour à l'autre, etc.). Supposons que des oscillations se produisent à une de ces stations. Si l'observateur n'effectue qu'une lecture par jour (ce qui est le plus souvent le cas en période de tarissement) et que l'heure de l'observation coïncide à peu près avec l'heure du maximum (ou du minimum) de l'oscillation, la hauteur lue ne correspondra pas à la hauteur du débit moyen de ce jour. Dans 29 cas sur 32, nous venons de voir que l'erreur commise est supérieure à la précision de la courbe de tarage. Une fois sur deux, l'erreur est supérieure à 10%, ce qui est beaucoup ! Nous avons vu, sur les petits bassins de superficie inférieure à 50 km², que les heures du maximum se situaient dans la fourchette 09-11 heures et le minimum entre 17-19 heures. Les observateurs effectuent souvent leur relevé le matin ou le soir : par conséquent, sur ces petits bassins, il y a de fortes chances que les débits moyens journaliers soient entachés d'erreur si un seul relevé journalier est effectué.

A l'avenir, il serait prudent de contrôler l'existence (ou non) d'oscillations journalières aux stations dépourvues de limnigraphe. Ceci peut se faire soit en installant temporairement un limnigraphe, soit tout simplement en effectuant un relevé toutes les heures ou toutes les deux heures, durant la journée, et sur une période de quelques jours. Ceci éviterait une erreur de 10 à 20% sur les débits moyens journaliers en moyennes ou basses eaux, qui risquerait d'avoir des conséquences sur le dimensionnement d'aménagements hydro-agricoles ou peut-être même hydro-électriques !

7.2. LES OSCILLATIONS JOURNALIÈRES ET L'ESTIMATION DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION

Les premiers chercheurs qui ont observé les oscillations journalières ont, évidemment, essayé de tirer parti de ce phénomène. En 1931, WHITE [64] essayait de calculer l'évapotranspiration à partir de celles-ci, observées sur une nappe. La méthode a été reprise, avec les mêmes hypothèses, par TROXELL [58]. Ces deux chercheurs considèrent que de 02 à 04 heures, l'évapotranspiration est nulle et que la tangente au point d'inflexion de la courbe de l'hydrogramme (fig. 33) représente le taux horaire de recharge « t ». Ils admettent ce taux constant tout au long des 24 heures et estiment les pertes par évaporation à :

$$ET = (24 t + S) \cdot p$$

S étant la différence de niveau entre l'instant 0 et l'instant 24 heures (S est positif si le niveau est plus bas à T = 24 heures qu'à T = 0 heure).

p représente la porosité efficace. (On précise qu'il s'agit d'une nappe et non d'une rivière.)

De prime abord, la formule est critiquable et TROXELL s'en rend compte : « ... quoique ces résultats puissent fournir une estimation satisfaisante, ils sont soumis à une certaine erreur. Cette erreur est basée sur l'hypothèse que le taux de recharge « t » continue en droite ligne d'un bout à l'autre des 24 heures... Or, il est évident que le taux de recharge « t » n'est pas une ligne droite mais une courbe allant de zéro à l'altitude de la pression statique jusqu'à un maximum à quelque distance de ce point. En développant une relation entre l'altitude de la nappe et le taux de recharge durant les premières heures du matin, il est possible de déterminer la forme de la courbe de tarage... » (traduction d'une partie de la publication de TROXELL).

Hélas, j'ignore comment TROXELL a tracé cette courbe...

WHITE, pour sa part, a quelques difficultés avec la détermination du « specific yield » (porosité efficace). L'approche faite par DOSSEUR est plus satisfaisante (fig. 34) [21].

DOSSEUR considère que l'évapotranspiration est la somme du pompage (E 1) direct des racines (occasionnant l'oscillation) et du transfert vertical (E 2) de l'eau, de la nappe vers la surface. Si la courbe de tarissement en

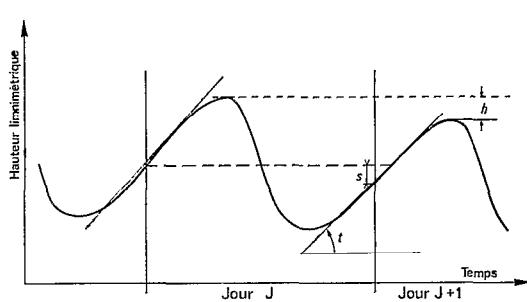


Fig. 33. — Hypothèse de White

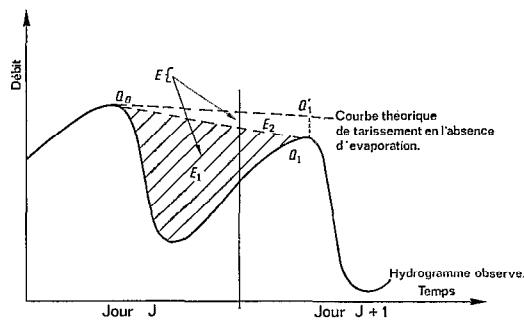


Fig. 34. — Hypothèse de Dosseur

l'absence d'évapotranspiration est connue, ce qui n'est pas évident, le terme E 2 peut être déterminé sur l'hydrogramme. Le seul problème est d'admettre que la surface E 1 représente des pertes par évapotranspiration ! Dans notre schéma comme dans celui proposé par UBELL [60], la vraie valeur de la consommation en eau par les racines est représentée par la différence de niveau « h » entre deux maximums successifs (fig. 33). Ceci est valable dans le cas d'une nappe horizontale, sans la moindre vitesse. Si cette nappe a une pente, la vitesse horizontale de l'eau dans la nappe peut jouer un rôle.

En définitive, la détermination de l'évapotranspiration par l'intermédiaire des oscillations journalières ne peut être envisagée dans le cadre des seules investigations actuelles. Il faudrait connaître avec certitude le mécanisme exact des oscillations de la nappe et l'influence des autres facteurs tels que la vitesse horizontale de la nappe et la diffusion de l'eau de la nappe vers la surface. Quoi qu'il en soit, il n'est pas impossible de déboucher ainsi sur un procédé assez simple pour mesurer l'évapotranspiration réelle.

Signalons également l'emploi fait par FERRIS [25] des oscillations pour déterminer la transmissivité de l'aquifère.

7.3. CONCLUSIONS GÉNÉRALES SUR LES OSCILLATIONS JOURNALIÈRES DU DÉBIT DES RIVIÈRES

De par l'allure de l'oscillation (un seul maximum et un seul minimum par jour), parfaitement liée au cycle thermique journalier, c'est la variation diurne du rayonnement solaire — ou plus précisément l'évapotranspiration, qui en est une conséquence directe — qui est la cause de l'oscillation journalière du débit.

La nappe phréatique qui alimente la rivière oscille elle aussi et la variation de son débit se répercute sur la rivière.

Une difficulté a été rencontrée lors de l'examen de la remontée nocturne du niveau de la nappe : les vitesses de circulation horizontale de l'eau souterraine sont trop minimes pour expliquer la remontée pratiquement synchrone de l'ensemble de la nappe. De ce fait, j'ai expliqué le phénomène par une réalimentation verticale à chaque point de la nappe. La succion des racines, modifiant temporairement le profil de potentiel de l'eau dans la tranche non saturée du sol, occasionnerait un flux *per ascensum* de la nappe vers les racines durant le jour. La nuit, l'absence de succion entraînerait un drainage vers la nappe, le profil de potentiel se modifiant à nouveau avant de retrouver une position d'équilibre au lever du soleil. Ceci entraînerait un dessèchement progressif du sol. Il ne paraît pas impossible, en outre, que la succion des racines *mobilise* durant le jour un volume d'eau supérieur aux quantités évapotranspirées. Malheureusement, un tel schéma n'a pu être vérifié sur le terrain : seuls quelques résultats d'une expérimentation improvisée ont permis de constater que l'évapotranspiration (et la succion) était capable de stopper le ressuyage pendant les heures chaudes de la journée.

Souhaitons avoir la possibilité de réaliser le dispositif expérimental complet (sur cuves lysimétriques et *in situ*) qui pourrait justifier alors cette théorie.

L'analyse mathématique de l'alimentation de la rivière par la nappe (où le débit varie avec l'heure) conduit à admettre que l'augmentation du débit de la rivière, de l'amont vers l'aval, n'est pas linéaire : elle présente également une composante sinusoïdale. L'oscillation ponctuelle en fonction de l'heure se double d'une oscillation longitudinale en fonction de la distance et, sur certains tronçons du profil en long, le débit peut diminuer de l'amont vers l'aval ! Ce résultat assez surprenant a été observé expérimentalement par TROXELL, en 1931, sur la Santa Ana River en Californie.

Utilisant les résultats de mon enquête exhaustive sur les oscillations journalières dans le monde, j'ai constaté que le climat et la surface du bassin versant n'ont guère d'influence sur l'importance du phénomène. Par contre, durant la période où le phénomène a lieu, la végétation et la nature du sol y jouent un rôle prépondérant.

Si l'importance des oscillations ne doit pas être négligée pour le calcul des débits moyens journaliers de la rivière, il ne semble pas possible, à l'heure actuelle, d'utiliser le phénomène pour la détermination indirecte de l'évapotranspiration. Mais, il n'est pas déraisonnable de penser qu'une meilleure connaissance du mécanisme des oscillations — et là je pense, naturellement, à la circulation de l'eau dans la zone non saturée du sol — puisse amener, un jour, son emploi pour déterminer indirectement certains facteurs hydrologiques, dont l'évapotranspiration.

Voici donc achevée une tentative d'explication d'un curieux phénomène qui pourrait, dans la tradition africaine, être classé comme « affaire de mamy-wata ». Mamy-wata, déesse des eaux dans la coutume camerounaise, centrafricaine, tchadienne, etc., dont l'arbre sacré est précisément le palmier-raphia des plaines Bamiléké... Et, sait-on jamais ?

BIBLIOGRAPHIE

ABRÉVIATIONS :

AISH	: Association Internationale des Sciences Hydrologiques
BRGM	: Bureau de Recherches Géologiques et Minières
CIEH	: Comité Interafricain d'Etudes Hydrauliques
INRA	: Institut National de la Recherche Agronomique
ORSTOM	: Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer

- [1] Anonyme — 1969 — *Atlas climatique de la France*. Secrétariat Général à l'Aviation Civile, Direction de la Météorologie Nationale, Paris, 10 p., 45 pl., 4 réf.
- [2] Anonyme — 1963 — *Etude hydrologique de la vallée du Zoumri*. ORSTOM, Paris, 35 p., 6 fig.
- [3] BAKALOWICZ (M.) — 1974 — « L'évapotranspiration réelle. Recherche d'une méthode opérationnelle d'évaluation journalière ». Centre Technique du Génie Rural, des Eaux et Forêts. *Etude n° 2, Division Hydrologie*, 89 p., 6 fig., 127 réf.
- [4] BERNARD (E. A.) — 1953 — *L'évapotranspiration annuelle de la forêt équatoriale congolaise et l'influence de celle-ci sur la pluviosité*. Institut royal colonial belge, XXIV, 3, pp. 1027-32, 5 réf.
- [5] BILLON (B.) — 1965 — *La prévision des crues du lac Tchad*. ORSTOM, Fort-Lamy, 41 p., 18 fig.
- [6] BILLON (B.), CALLÈDE (J.) et SABATIER (J.) — 1963 — *Etude hydro-climatologique des polders de la région de Bol*. ORSTOM, Fort-Lamy, 69 p., 56 fig.
- [7] BONNET (M.) et SCHNEIDER (J. L.) — 1968 — *Fluctuation des nappes au Kanem, Chari, Baguirmi et Batha*. BRGM, 2 vol., 41 + 10 p., 7 + 3 fig., ann.
- [8] BREMOND (R.) — 1965 — *Contribution à l'interprétation des mesures de débit et de rabattement dans les nappes souterraines*. Gauthier-Villars, Paris, 118 p., 54 fig., 16 réf., 4 ann.
- [9] BROCHET (P.) et GERBIER (N.) — 1974 — « L'évapotranspiration. Aspect agrométéorologique. Evaluation pratique de l'évapotranspiration potentielle ». *Monographies de la Météorologie Nationale*, n° 65, 95 p., 13 fig., 16 réf., 32 ann.
- [10] BULTOT (F.) et DUPRIEZ (G. L.) — 1974 — « Estimation des valeurs journalières de l'évapotranspiration potentielle d'un bassin hydrographique ». *Journal of Hydrology*, vol. 21, n° 4, pp. 321-338, 8 réf.
- [11] CALLÈDE (J.) et DELFIEU (G.) — 1967 — *Hydrologie des Mayos du Nord Cameroun. Le bassin du Mayo Tsanaga, Campagne 1966*. ORSTOM, Yaoundé, 46 p., 26 fig.
- [12] CALLÈDE (J.) et ARQUISOU (G.) — 1972 — « Données climatologiques recueillies à la station bioclimatologique de Bangui pendant la période 1963-1971 ». *Cah. ORSTOM, sér. Hydrologie*, vol. IX, n° 4, pp. 3-26, 11 fig., 14 réf.
- [13] CALLÈDE (J.) — 1974 — *Bassin versant représentatif de Sarki. Bilan de cinq années d'observation (1968 à 1972)*. ORSTOM, Paris, 120 p., 52 fig., annexes : 11 fig., 53 tabl.
- [14] CALVET (C.) — 1966 — « Mesure de la Rosée à Rabat ». *C.R. de la Société des Sciences naturelles et physiques du Maroc*, pp. 12-13, 1 réf.
- [15] CASTANY (G.) — 1963 — *Traité pratique des Eaux souterraines*. Dunod, Paris, 717 p., 164 tabl., 376 fig., 171 réf., 8 ann.

- [16] CRABBE (M.) – 1970 – « Fréquence et Intensité de la Rosée en Afrique centrale ». C. R. Académie des Sciences d'Outre-Mer (Belgique). *Bulletin des Séances*, n° 3, pp. 518-542, 17 réf.
- [17] DAMAGNEZ (J.) – 1957 – *Les sources secondaires d'humidité et l'approvisionnement en eau des sols de la France méditerranéenne*. AISH, Assemblée Générale de Toronto, n° 44, pp. 446-457, 11 réf.
- [18] DE BOISSON (J.), CHAMBON (J.), LAROCHE (G.) et PEYREMORETTE (P.) – 1971 – *Evaluation du besoin en eau des cultures de céréales et de fourrages. Estimation et mesure de l'évapotranspiration*. Institut Technique des Céréales et des Fourrages, Paris, 44 p., 22 fig., 10 réf.
- [19] DEGALLIER (R.) – 1968 – *Interprétation des variations naturelles du niveau des nappes*. CIEH, Paris, 63 p., 5 tabl., 24 fig., 56 réf.
- [20] DEGALLIER (R.) – 1965 – « Réflexions et questions sur l'alimentation des nappes d'eau souterraine ». CIEH, 3^e Session du Conseil, Dakar, in: *Chroniques d'Hydrologie*, BRGM, n° 5, pp. 7-31, 9 fig., 45 réf.
- [21] DOSSEUR (H.) – 1964 – *Contribution à la définition de caractéristiques d'état du bassin expérimental d'Alrance (Aveyron) pour la prévision hydrologique*. Électricité de France, Centre de Recherche et d'Essais de Chatou, 178 p., 90 fig., 11 pl., 54 réf.
- [22] DUBREUIL (P.) et L'HOTE (Y.) – 1971 – « Utilisation d'un lecteur de courbes pour le dépouillement automatique des limnigrammes et des pluviogrammes ». *Cah. ORSTOM*, sér. *Hydrologie*, vol. VIII, n° 3, pp. 47-81, 24 fig., 1 réf.
- [23] DUNFORD (E. G.) et FLETCHER (P. W.) – 1947 – « Effect of removal of stream-bank vegetation upon water yield ». *Transactions, American Geophysical Union*, vol. 28, n° 1, pp. 105-110, 4 fig., 7 réf.
- [24] ELDIN (M.) – 1970 – « Evapotranspiromètre à bascule mécanique enregistreuse », in: *Technique d'Etude des facteurs physiques de la biosphère*. INRA, Paris, pp. 273-279, 4 fig.
- [25] FERRIS (J. G.) – 1951 – *Cyclic fluctuations of water level as a basis for determining aquifer transmissibility*. AISH, Assemblée Générale de Bruxelles, n° 33, pp. 148-155, 3 fig., 7 réf.
- [26] GENEVE (R.) – 1957 – *Météorologie Tropicale*. Météorologie Nationale, Paris, 83 p., 53 fig., 75 réf.
- [27] GIRARD (G.) et ROCHE (M.) – 1974 – *Etude méthodologique pour l'utilisation des données climatologiques de l'Afrique tropicale*, livre III : *livre de l'évapotranspiration et des déficits hydriques*. CIEH, Ministère de la Coopération — ORSTOM, Service Hydrologique, Paris, 76 p., 7 fig., 12 réf., ann.
- [28] GODWIN (H.) – 1932 – « Studies in the ecology of Wicken fen. I. the ground-water level of the fen ». *Journal of Ecology*, vol. XIX, pp. 449-473, 20 fig., 3 ph., 3 réf.
- [29] HALLAIRE (M.) – 1964 – « Le potentiel de l'eau dans le sol en régime de dessèchement », in : *l'Eau et la production végétale*, INRA, Paris, pp. 27-62, 17 fig., 31 réf.
- [30] HARROLD (H. L.) et DREIBELBIS (F. R.) – 1957 – *Evaluation of dew amounts*. AISH, Assemblée Générale de Toronto, n° 44, pp. 460-465, 1 fig., 3 réf.
- [31] HILLEL (D.) – 1974 – *L'eau et le sol. Principes et processus physiques*. Edit. Vander, Louvain, 288 p., 86 fig., 426 réf.
- [32] JAWORSKI (J.) – 1968 – *Evapotranspiration of plants and fluctuations of the ground water table*. AISH, Symposium de Wageningen, vol. II, n° 83, pp. 730-739, 10 fig., 17 réf.
- [33] JÉRÉMIE (J. J.) – 1976 – *Contribution à l'étude des paramètres hydrologiques de la région lémanique*. Thèse Doct., 3^e cycle, Centre de Recherches Géodynamiques, Thonon, 184 p., 82 fig., ann. : 6 p.
- [34] KOEPPE (C. E.) et DE LONG (G. C.) – 1958 – *Weather and climate*. M. Graw-Hill Book Co inc., New York, 342 p., 173 fig., 88 réf., 3 cart. hors-texte.
- [35] LEFÈVRE (R.) et DELFIEU (G.) – 1972 – « Mesure directe de l'inféro-flux. Application au Mayo Tsanaga ». *Cah. ORSTOM*, sér. *Hydrologie*, vol. IX, n° 3, pp. 65-76, 10 fig.
- [36] L'HOTE (Y.) – 1967 – *La Seille. Etude Hydrologique*. Thèse de Doct., 3^e cycle. Service Régional de l'Aménagement des eaux de Lorraine, 205 p., 56 fig., 33 tabl., 58 réf., ann. : 38 tabl.
- [37] MASSON (H.) – 1948 – « Condensations atmosphériques non enregistrables au pluviomètre », in : *Bulletin de l'Institut Français d'Afrique Noire*, t. X, 174 p., 16 fig., 85 réf.
- [38] MEYBOOM (P.) – 1964 – « Three observations on stream flow depletion by phreatophytes ». *Journal of Hydrology*, vol. 2, n° 3, pp. 248-261, 5 fig., 4 réf.
- [39] MÜGGE (R.) 1954 – *Aufzeichnung von Luftdruck und Erdbebenwellen mit Hilfe von Brunnen-spiegeln*. AISH, Assemblée Générale de Rome, vol. II, n° 37, pp. 49-52, 2 fig.
- [40] NAGEL (J. F.) – 1962 – « On the measurement of dew ». *Arch. Met. Geoph. Biokl. B. Bd. 11, H. 4*, Weather Bureau, Pretoria, pp. 403-423, 7 fig., 5 réf.
- [41] OLIVRY (J. C.) – 1970 – *Variations journalières de débit des rivières Bamiléké en période de tarissement. Saison sèche 69-70. Mesures et interprétation*. ORSTOM, Yaoundé, 24 p., 8 fig.

- [42] OLIVRY (J. C.) – 1975 – *Régimes hydrologiques en pays Bamileké. La Mifi Sud*. Thèse de Doct., 3^e cycle, ORSTOM, Yaoundé, 2 vol., 275 + 300 p., 60 + 107 fig., 63 réf.
- [43] PERRIN DE BRICHAMBAUT (C.) – 1958 – « Considérations générales sur le bilan thermique au sol (application à Bangui) ». *La Météorologie*, n° 52, pp. 263-270, 1 fig., 9 réf.
- [44] PERRIN DE BRICHAMBAUT (C.) – 1973 – « Rayonnement naturel et bilan énergétique – Application aux régions intertropicales », in : *Bois et Forêts des Tropiques*, n° 147, pp. 3-34, 20 fig., 21 réf.
- [45] POUYAUD (B.) et CHARTIER (R.) – 1971 – « Méthode thermodynamique de mesure de l'Humidité des sols ». *Cah. ORSTOM*, sér. *Hydrologie*, vol. VIII, n° 1, pp. 65-98, 8 fig.
- [46] POUYAUD (B.) – 1973 – *Etude du lac de Bam. Observation climatologique aux stations de Saint-Paul, Kongoussi et Bam*. ORSTOM, Ouagadougou, 113 p.
- [47] REMENIERAS (G.) – 1960 – « Hydrologie de l'Ingénieur ». Eyrolles, Paris, 413 p., 197 fig., 198 réf.
- [48] RIOU (C.) – 1975 – « La détermination pratique de l'évaporation. Application à l'Afrique Centrale ». Thèse Doct. ès Sciences. *Mémoires ORSTOM*, Paris, n° 80, 236 p., 99 fig., 65 réf.
- [49] ROCHE (M.) et al. – 1965 – « Propositions pour un réseau concernant la mesure d'un standard climatique de l'évapotranspiration potentielle ». AISH, *Symposium de Québec*, vol. II, n° 68, pp. 550-560.
- [50] ROCHE (M.) – 1968 – « Traitement automatique des données hydrométriques et des données pluviométriques au Service Hydrologique de l'ORSTOM ». *Cah. ORSTOM*, sér. *Hydrologie*, vol. V, n° 3, 119 p., 25 fig.
- [51] ROCHE (M. A.) – 1970 – « Hydrologie des côtes du lac Tchad à No, Tchingam et Soro (Kanem) ». *Cah. ORSTOM*, sér. *Hydrologie*, vol. VII, n° 3, pp. 89-116, 15 fig., 13 réf.
- [52] RÖNSCH (H.) – 1965 – « Tagesgänge im Abfluß und deren meteorologische Ursachen ». *Zeitschrift für Meteorologie*, Band 20, Heft 11-12, pp. 364-371, 4 fig., 18 réf.
- [53] ROULLEAU (J.) et TROCHON (R.) – 1958 – « Météorologie Générale ». Gauthier-Villars, Paris, 2 vol., 149 + 178 p., 46 + 84 p., 78 + 81 réf.
- [54] THOMAS (H. E.) – 1951 – « Fluctuation of ground-water levels ». AISH, *Assemblée Générale de Bruxelles*, n° 33, pp. 143-147, 13 réf.
- [55] THUINZAAD – 1954 – « Influence of the atmospheric pressure on the head of artesian water and phreatic water ». AISH, *Assemblée Générale de Rome*, vol. II, n° 37, pp. 32-37, 4 fig., 4 réf.
- [56] TITSON (L. J.) – 1951 – « Fluctuation d'une nappe aquifère étendue ». AISH, *Assemblée Générale de Bruxelles*, n° 33, pp. 195-201, 5 fig., 7 réf.
- [57] TOUCHEBEUF DE LUSSIGNY (P.) et al. – 1969 – « Monographie du lac Tchad ». ORSTOM, Paris, 3 vol., 169 + 71 + 57 p., 66 + 0 + 33 fig., ann. : 52 tabl., 43 réf.
- [58] TROXELL (H. C.) – 1936 – « The diurnal fluctuation in the ground-water and flow of the Santa Ana River and its meaning ». *Transactions American Geophysical Union*, vol. 17, pp. 496-504, 8 fig.
- [59] TSCHINKEL (H. M.) – 1963 – « Short-term fluctuation in stream flow as related to evaporation and transpiration ». *Journal of Geological research*, vol. 68, n° 24, pp. 6459-6469, 7 fig., 21 réf.
- [60] UBELL (K.) – 1959 – « Moisture movement in unsaturated (three phases) soils with special regard to the utilization of lysimeter observations ». AISH, *Symposium de Hannoversch - Münden*, vol. II, n° 49, pp. 153-165, 5 fig. 17 réf.
- [61] UBELL (K.) – 1970 – « Hydrology of ground water (general outline) », in : *International Post-Graduate Course of Hydrological Methods for Developing Water Resources Management*, UNESCO, Budapest, t. III, vol. 4, 105 p., 46 fig., 44 réf.
- [62] VAN BAEL (C. H. M.) – 1966 – « Potential evaporation : the combination concept and its experimental verification ». *Water Resources Research*, vol. 2, n° 3, pp. 455-467, 6 fig., 21 réf.
- [63] WICHT (C. L.) – 1941 – « Diurnal fluctuations in Jonkershoek streams due to evaporation and transpiration ». *Journal of the South African forest Association*, n° 7, pp. 34-49, 5 fig., 9 réf.
- [64] WHITE (W. N.) – 1932 – « A method of estimating ground-water supplies based on discharge by plants and evaporation from soil ». *US Geological Survey. Water-Supply Paper 659-A*. Washington, 105 p., 26 fig., 1 cart. hors-texte.

OSCILLATION JOURNALIÈRE DES RIVIÈRES OU DES NAPPES

RÉSULTATS DE L'ENQUÊTE DANS QUELQUES PAYS DU MONDE

Rivière	Station	Superficie BV (km ²)	Plaine inondable	Heure		Différence		Observations				
				max.	min.	h/cm	%/Q					
A. — AFRIQUE												
1. RÉPUBLIQUE UNIE DU CAMEROUN												
Choumi	Bamendou	80	importante	13	06	10	8					
Choumi	Bangang	28,1	moyenne	10	22	2	—					
Chris	Bafoussam	18,8	moyenne	13	24	0,5	—					
Mesap	Bangang	8,6	faible	10	17	0,5	—					
Meteu	Baleng	29,4	moyenne	10	19	8	12					
Mifi	Bamoungou	306	importante	13	24	14	5					
Motorsolo	S 4 (Tchère)	42	nulle	08	16	3	16	nappe inféroflux				
Nat	Bandjoun	8,0	moyenne	11	17	2	11					
Ndop	S 6	77	moyenne	12	24	5	17					
Wassa	Banok	119	importante	18	08	4	4					
2. CENTRAFRIQUE												
Ngola	Bangui	27	nulle	09	18	2	12	nappe associée				
3. CÔTE D'IVOIRE												
Douni	P 398	120	moyenne	13	02	1	3					
Loserigue	Dielikaha	57,6	moyenne	14	22	3	8					
Loserigue	Korhogo	3,6	importante	14	06	0,5	5					
	Mont Nimba	—	—	—	—	—	—	arrêt écoulement du matin au soir				
Nieky	M'Podi	74,5	moyenne	16	05	2	6					
Loserigue	Natiokaha	10,4	moyenne	08	17	7	14					
4. HAUTE-VOLTA												
Massili	Bazoule	12,8	moyenne	16	08	0,2	1					
Moro-Naba	Kamboencse	137	moyenne	06	18	8	—	lac				
	Lumbila	2 120	importante	09	15	—	—	tendance				
	Ouagadougou	19,1	nulle	06	18	4	—	lac				
	Zagtouli	6,7	moyenne	13	08	5	—	lac				
5. MADAGASCAR												
Tafaina	Ambohidrano	4,5	importante	12	23	1,5	2					
Ankaboka	Ambodiroka	1,64	moyenne	—	—	—	32					
6. MAURITANIE												
	Morzouba	—	—	18	12	5	—	nappe souterraine				
7. NIGER												
Gountoukou	Agouloum	91	faible	—	—	—	—	arrêt écoulement du matin au soir				
Mekrou	Barou	10 500	moyenne	10	16	3	4					
8. SÉNÉGAL												
	Kaolack	—	—	10/24	02/13	4	—	nappe souterraine (pression barom.)				

OSCILLATION JOURNALIÈRE DES RIVIÈRES OU DES NAPPES (suite)

Rivière	Station	Superficie BV (km ²)	Plaine inondable	Heure		Différence		Observations
				max.	min.	h/cm	%/Q	
9. TCHAD								
Logone	Moundou	33 970	importante	08	24	0,5	1	
Polders du lac Tchad	N'Djamena (Fort-Lamy)	—	importante	06	18	5	—	nappe souterraine
	No	—	importante	10	21	4	—	nappe souterraine
10. TOGO DAHOMEY								
Amou	Amou-Oblo	250	non	13	24	3	10	
Tiapalou	Koko	14,1	nulle	10	21	1	—	galerie forestière
11. UNION SUD-AFRICAINE								
	Jonkershoeck	0,06 à 40,5	moyenne	09	17	—	40	
B. — AMÉRIQUE								
1. CANADA								
Qu'Appelle	Watkins' Ranch	—	importante	10	03	9	17	
2. ÉTATS-UNIS								
Escalante	Coweeta	0,09	faible	09	18	—	19	
Mills River	Milford	—	importante	10	17	8	—	nappe souterraine
Plate River	Pisgah Nation. Forest	—	importante	15	3	2	—	
Santa Ana River	Aslhand	220 000	importante	10	23	13	—	
East Fork	Riverside Narrow	2 700	importante	09	17	2	—	
Piru Creek	San Dimas Creek	14,4	faible	09	18	—	—	
	Piru	1 119	faible	10	20	3	—	
3. GUADELOUPE								
	Petite Plaine	8,6	nulle	09	18	1,5	11	
	Lézarde	8,4	nulle	09	18	—	3	
	Nogent	4,3	nulle	09	18	—	4	nappe perchée et forêt
C. — EUROPE								
1. FRANCE								
Alrance	Alrance	3,15	moyenne	08	19	1	25	
Maravant	Maravant	3	importante	09	19	—	25	
Dolore	Moulin-neuf	70	faible	12	24	1	—	
Gorre	Rochechouar	192	moyenne	13	24	2	—	
Loire	Montsoreau	81 130	moyenne	—	—	0,5	—	nappe inféroflux
Sioule	Pontgibaud	353	importante	18	24	1	—	
Vaubarnier	Collobières	1,5	nulle	10	20	4	50	arrêt écoulement
Vienne	Servière	59	moyenne	08	20	2	20	barrage ?
2. GRANDE-BRETAGNE								
Wicken Lode	Wicken	—	importante	09	15	2	—	marais
3. HONGRIE								
—	Kecskemet	—	importante	06	17	10	—	nappe

OSCILLATION JOURNALIÈRE DES RIVIÈRES OU DES NAPPES (suite)

Rivière	Station	Superficie <i>BV</i> (km ²)	Plaine inondable	Heure		Différence		Observations
				max.	min.	h/cm	%/Q	
4. ITALIE								
—	Venise	—	—	—	—	36	—	nappe souterraine, marée océanique
5. POLOGNE								
—	Turek	—	—	08	18	17	—	nappe
6. RÉPUBLIQUE FÉDÉRALE ALLEMANDE								
Selke	Francfort	—	—	—	—	5	—	nappe souterraine
	Inheiden	—	—	—	—	0,5	—	nappe souterraine
	Meisdorf (P 5)	1,6	moyenne	09	19	—	24	
7. SUÈDE								
—	Svedala	—	—	03	21	5	—	nappe souterraine