

Evolution de la concentration en matières dissoutes en Afrique. Deux exemples opposés: les fleuves du Togo et la Medjerdah en Tunisie

J. COLOMBANI
ORSTOM, 70-74 route d'Aulnay, F-93140, Bondy,
France

RESUME La variabilité géographique de la concentration des matières en solution dans les eaux superficielles est très grande en Afrique. Elle est liée aussi bien au climat qu'à la nature du substratum. L'auteur présente deux cas très dissemblables: les cours d'eau du Togo où la charge dissoute est très faible généralement et la Medjerdah en Tunisie où les concentrations mesurées sont parmi les plus fortes observées dans le monde. La composition des sels dissous et sa variabilité saisonnière sont étudiées ainsi que l'érosion chimique spécifique. En conclusion un rapprochement est fait entre les apports aux Océans et le contenu en sels de ces océans, considéré aussi bien sous l'angle de la composition que de la masse totale.

Dissolved material concentration in surface waters of Africa. Two contrasting examples in the rivers of Togo and the Medjerdah in Tunisia

ABSTRACT Geographical variability of dissolved matter concentration in surface water is very important in Africa. It is related not only to geology but also to climate. Contrasting examples are presented for rivers in Togo, where dissolved substances concentration is generally very low, and for the Medjerdah, Tunisia, where concentrations are among the highest in the world. Dissolved substances composition and its seasonal variability are studied and also the specific discharge of dissolved substances is investigated. In conclusion, dissolved substances brought to oceans are compared with salts in oceans with reference to composition as well as quantity.

INTRODUCTION

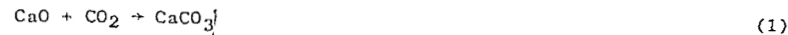
Dans les cours d'eau naturels, c'est-à-dire pas ou peu pollués par l'activité humaine, la concentration des matières dissoutes varie dans des proportions considérables avec la nature du substratum des bassins versants et avec le climat. Alors que les eaux de la Daye au Togo peuvent ne contenir que 10 mg l^{-1} , le Leben en Tunisie peut se charger jusqu'à 60 g l^{-1} ! A ces variations spatiales se superposent des variations saisonnières et journalières tant pour la concentration que pour la composition des matières dissoutes. Pour illustrer ces propos on peut donner en exemple deux cours d'eau qui

ont fait l'objet d'un nombre suffisant de mesures pour en étudier les matières dissoutes et la qualité des eaux: le Mono (Togo) et la Medjerdah (Tunisie).

LE MONO

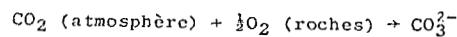
Les mesures les plus nombreuses et les plus continues ont été faites à la station de Correkope à l'issue d'un bassin versant de 9952 km². Le climat est de type tropical de transition. Les sols sur gneiss, granites, embréchites etc. sont peu épais et il n'y a pratiquement pas de roches carbonatées. La roche est toujours à faible profondeur, la zone altérée étant peu épaisse et les eaux souterraines peu abondantes (pas de grande nappe). La saison des pluies (1100 à 1500 mm de pluie moyenne annuelle) s'étend sur 6 à 7 mois avec un affaiblissement marqué en juillet. Peu de forêt dense, des forêts plus claires, des cultures couvrent le bassin.

Durant trois années successives on a suivi journellement les matières dissoutes et les propriétés physiques de l'eau du fleuve à Correkope (sur certains affluents et quelques cours d'eau voisins). Les ions majeurs ont été dosés: Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺, HCO₃⁻, CO₃²⁻, Cl⁻, SO₄²⁻, ainsi que la silice dissoute. On a également évalué la masse de roches ayant fourni ces matières dissoutes en supposant que les cations étaient sous formes d'oxydes ce qui conduit à des réactions du type:

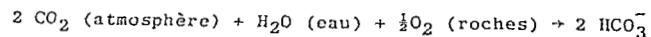


etc.

Cela revient à écrire que d'après (1)



d'après (2)



Pour évaluer la masse des roches dissoutes il faut donc retrancher:

1 CO₂ pour 1 CO₃²⁻ présent

soit 44 mg l⁻¹ pour 60 mg l⁻¹ de CO₃²⁻,

2 CO₂ + 1 H₂O pour 2 HCO₃⁻ présent

soit 53 mg l⁻¹ pour 61 mg l⁻¹ de HCO₃⁻.

En procédant ainsi on élimine les apports dus à l'eau et à l'atmosphère tout en tenant compte de l'oxygène des roches. Cet oxygène occupe en effet une place très importante dans les roches de la lithosphère d'après Pascal qui propose d'appeler la lithosphère "oxysphère". L'oxygène représenterait en moyenne 46.6% en poids des

roches et 90% en volume. A condition de faire les corrections indiquées ci dessus on peut évaluer la masse des roches dissoutes en additionnant les ions majeurs et la silice dissoute transportés, les autres éléments n'existant qu'à l'état de traces. (Il est à remarquer que les corrections seraient différentes en terrain calcaire. En terrain salifère les corrections seraient pratiquement inutiles lorsque Cl⁻ et Na⁺ dominant.)

Une première constatation s'impose: la composition relative des matières dissoutes varie peu au cours de l'année, les eaux sont carbonatées calciques. Ceci explique l'excellente corrélation obtenue entre la résistivité et la concentration en ions majeurs (Fig.1). Il y a en effet une relation quasifonctionnelle de type exponentiel entre conductivité et concentration en ions dissous:

$$C = 419 \ 432 \ R^{-0.923} \quad (3)$$

ou C est la concentration en mg l⁻¹, et R est le résistivité en Ω cm⁻³ à 25°C. On peut établir des relations de ce genre pour la plupart des cours d'eau sans doute, à condition de n'avoir pas de variations trop grande de la composition relative des sels dissous, mais on ne peut recommander de formule unique.

La formule qu'indiquait Dorochevsky

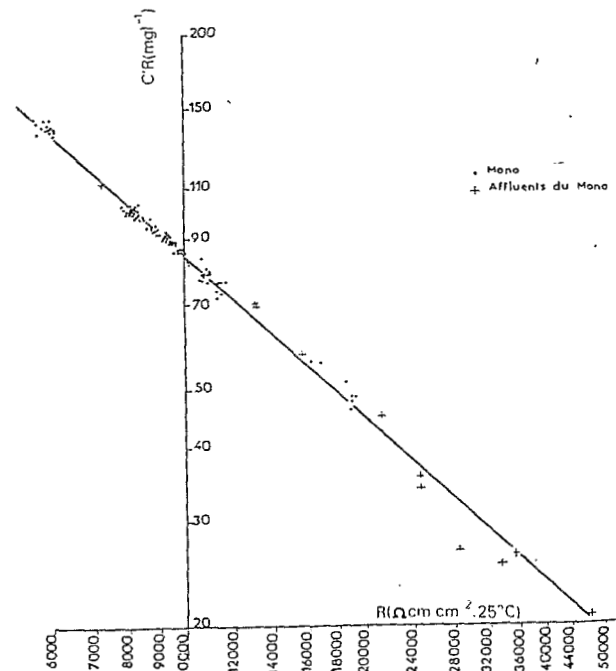


FIG.1 Variation de C/R en fonction de la résistivité à 25°C, Mono à Correkope, 1967.

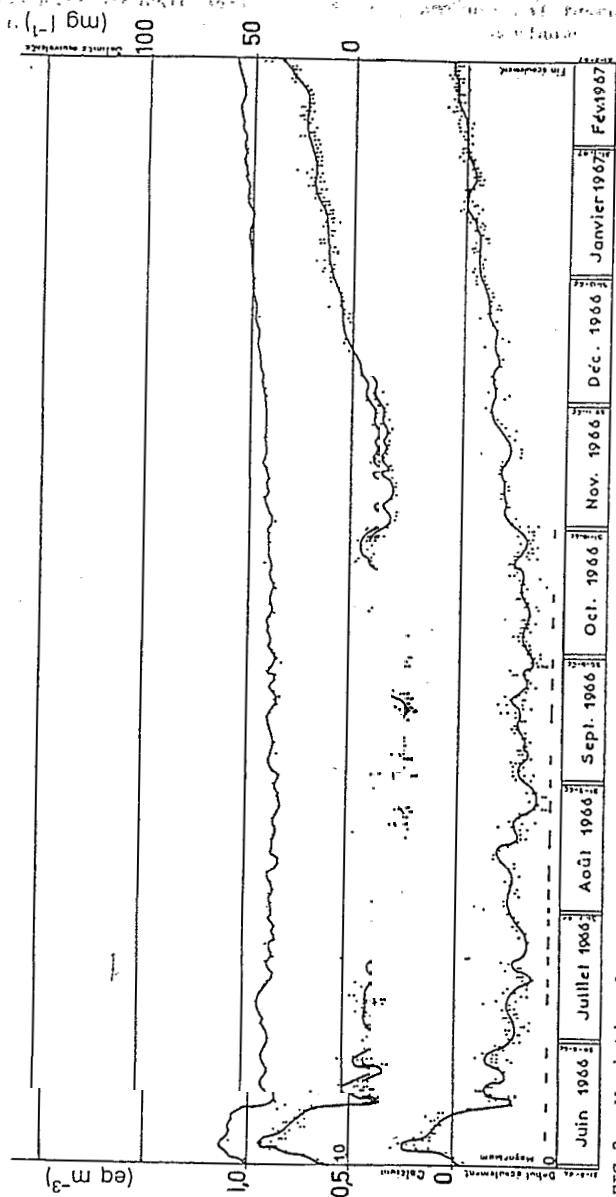


FIG. 2 Variation des concentrations en ions calcium et ions magnésium et de la charge dissoute d'érosion, Ce=4374 R^{-0.493}, Mono à Correkope, 1966-1967.

$$C = \frac{620576}{R}$$

(4)

correspond à $C = 620\,576\,R^{-1}$ mais est peu précise.

Variations annuelles du transport solide dissout

Les variations ne sont pas considérables. La Fig. 2 indique ce qu'ont été ces variations, pour l'année hydrologique 1966-1967 à Correkope pour les ions calcium et magnésium et pour la part de la charge dissoute due à l'érosion chimique C_e . L'écoulement a commencé le 31 mai 1966 et s'est tari le 21 février 1967. On a reporté sur la Fig. 2 les périodes de crues du Mono figurées par des petits tirets horizontaux. On observe d'abord un maximum de concentration le 5 juin 1966 au tout début de l'écoulement avec $167\,mg\,l^{-1}$ pour la charge dissoute totale et $64.5\,mg\,l^{-1}$ pour la part due à l'érosion. Ce maximum est probablement dû au lessivage par les eaux ruisselées sur les sols et dans les lits des sels déposés au cours de l'assèchement de la saison précédente. Par la suite les concentrations baissent rapidement pour fluctuer autour d'un niveau relativement bas. Les fluctuations sont essentiellement commandées par les crues successives. Il s'agit d'un effet de dilution. Au cours du tarissement les concentrations croissent à nouveau mais n'atteignent pas le maximum observé en début de crue puisqu'à l'arrêt de l'écoulement on pouvait observer $149\,mg\,l^{-1}$ pour la charge dissoute totale et $60\,mg\,l^{-1}$ pour la part due à l'érosion. Le minimum a été atteint à trois reprises au mois d'août avec $58\,mg\,l^{-1}$ pour la charge totale dissoute et $33\,mg\,l^{-1}$ pour la part due à l'érosion. La moyenne calculée sur l'année hydrologique du début à la fin de l'écoulement donne $59\,mg\,l^{-1}$ pour la charge totale dissoute et $34\,mg\,l^{-1}$ pour la part due à l'érosion. On voit que le débit solide en solution du Mono reste faible du fait de ces concentrations, le maximum observé étant de $26.2\,kg\,s^{-1}$ en moyenne sur 24 h pour un débit liquide moyen journalier de $699\,m^3\,s^{-1}$ (pour la part provenant de l'érosion).

Il est intéressant de comparer les débits solides en solution aux débits solides en suspension. Le Tableau 1 donne les valeurs observées en totaux mensuels transportés. On constate que la part de l'érosion chimique reste importante (de 14.8 à 87.6%), la moyenne annuelle s'établissant à 17.3%. En attribuant à la roche en place une densité moyenne de 2.5 on peut évaluer l'érosion annuelle en hauteur de roche détruite. Sur mille ans, avec un climat constant, l'érosion globale se chiffre à 18 mm dont 3.1 mm pour l'érosion chimique. Ces résultats sont comparables aux valeurs indiquées par Corbel (1957). Ce dernier estime l'érosion chimique en climat équatorial à 5 à 30 mm par millénaire et l'érosion totale à environ 50 mm par millénaire.

Les autres caractéristiques de l'eau du Mono varient avec la saison mais aussi journalièrement.

(a) *Température* (Fig. 3): A l'échelle de l'année la température de l'eau varie approximativement entre $22^\circ C$ et $34^\circ C$. L'amplitude journalière reste relativement faible en hautes eaux (l'inertie thermique des eaux est grande) mais s'accroît notablement en saison sèche (basses eaux) où la température de l'air a une amplitude journalière également appréciable. L'amplitude journalière de la température de l'eau atteint jusqu'à $5^\circ C$ et plus. Le maximum

TABLEAU 1 Valeurs mensuelles et annuelles des transports solides du Mono à Correkope

	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Jan.	Fév.	Année
P_t	0.172	1404	26 160	168 000	143 800	29 470	2293	24.3	2.47	0.59	371 000
P_{Cr}	0.561	2366	10 990	53 400	56 300	18 680	4043	395	71	10.8	146 248
P_{Ce}	0.267	1178	5 842	29 150	29 900	9 523	2020	186	31	4.2	77 840
$P_t + P_{Cr}$	0.838	3770	37 150	221 500	200 000	48 150	6336	419	73.5	11.4	517 500
$P_t + P_{Ce}$	0.444	2582	32 000	197 200	173 700	39 000	4313	210	33.5	4.7	449 060
$\%P_t$	39.8	54.4	81.7	85.2	82.8	75.6	53.2	11.4	7.5	12.4	82.7
$\%P_{Ce}$	60.2	45.6	18.3	14.8	17.2	24.2	46.8	88.6	92.5	87.6	17.3

P_t = poids de matière solide en suspension en tonnes;

P_{Cr} = poids des sels dissous en tonnes;

P_{Ce} = part du transport solide dissout provenant de l'érosion chimique en tonnes;

$\%P_t = 100 P_t / (P_t + P_{Cr})$;

$\%P_{Ce} = 100 P_{Cr} / (P_t + P_{Ce})$.

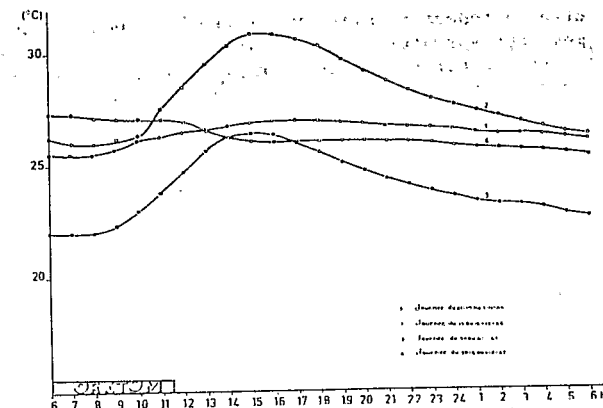


FIG.3 Variation journalière de la température superficielle de l'eau, Mono à Correkope.

s'observe en général vers 16 h et le minimum en général vers 6 ou 7 h. Outre l'inertie thermique des eaux, l'insolation et les chutes de pluie jouent un rôle important dans les variations journalières.

(b) pH: La faible charge dissoute des eaux fait que le pH peut subir des variations qui, peu importantes en période de hautes eaux, peuvent devenir importantes en basses eaux. Les pH observées vont de 7.2 à plus de 8.4. L'amplitude journalière peut atteindre l'unité. Les valeurs les plus fortes s'observent en basses eaux.

(c) Oxygène dissous: La teneur en oxygène dissout dépend de la température et de la pression atmosphérique. Pour s'affranchir de cette dépendance les mesures faites ont été exprimées en pourcentage de la teneur de saturation de l'oxygène (dans les conditions de la mesure) ce qui présente ainsi l'avantage de rendre mieux comparable les mesures entre elles (cf. Fig.4). En période de hautes eaux la teneur relative en oxygène (par rapport à la saturation) varie peu autour de 86% (de la teneur de saturation). En période de basses

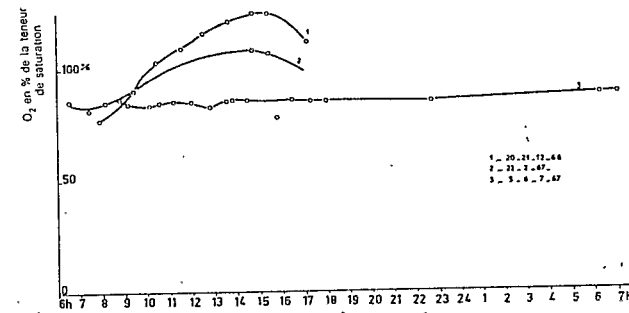


FIG.4 Teneur en O_2 , Mono à Correkope.

eaux par contre la teneur relative varie beaucoup dans la journée et on observe même une sursaturation en oxygène (126%) due à l'activité chlorophyllienne des algues. Simultanément à la sursaturation en oxygène on observe une précipitation de carbonates. Cela s'explique par la consommation par la réaction chlorophyllienne du CO_2 qui doit être remplacé pour l'équilibre carbonique; cela se fait par transformation des bicarbonates en carbonates (avec libération de CO_2). Dès que la teneur en carbonate est excessive il y a précipitation.

(d) **Conductivité:** Nous avons vu plus haut que la conductivité est étroitement corrélée avec la teneur en éléments dissous. Elle varie d'une station à l'autre tout en restant faible (on a pu mesurer des résistivités aussi fortes que $110\ 000\ \Omega\ \text{cm}^{-3}$ à 25°C). Toutes les caractéristiques de ces eaux ont des conséquences non négligeables. L'agriculteur peut les utiliser pour les irrigations sans problème particulier. Par contre elles sont très corrosives pour les métaux. Les crépines de pompes sont par exemple rapidement corrodées. Enfin on a pu observer des conséquences biologiques pour certaines espèces de poissons vivant dans les eaux les plus pures (faiblesse des écailles sur des espèces qui normalement en sont couvertes).

LA MEDJERDAH

Les eaux de la Medjerdah sont très différentes de celles du Mono. Les sols et les substratums du bassin versant sont très salifères, de nombreuses nappes souterraines existent, beaucoup sont particulièrement chargées en sels. De très nombreuses mesures ont été faites pendant plus de trente ans. En moyenne la teneur en sels dissous des eaux de la Medjerdah dépasse sensiblement les normes qui recommandent une limite supérieure de $500\ \text{mg}\ \text{l}^{-1}$ pour une eau réputée potable. Or on atteint très facilement $1\ \text{g}\ \text{l}^{-1}$ pour la Medjerdah. Le bassin versant a une superficie de $23\ 000\ \text{km}^2$ à l'embouchure et il est assez hétérogène tant pour les roches (essentiellement carbonatées ou salifères) que pour l'occupation des sols et même le climat qui bien que Méditerranéen passe d'une variante subhumide à une variante subaride du nord au sud. La construction récente du barrage de Sidi Salem modifie sensiblement les conditions naturelles d'écoulement, ce qui est important, surtout en étiage, pour les concentrations des sels dissous. Les barrages plus anciens en amont ont des effets analogues.

La variation saisonnière des concentrations est importante ainsi que la variation spatiale. Pour la station du Mellegue (affluent principal de la Medjerdah) au K13 par exemple, on observe ordinairement au cours de l'année des salinités variant de 0.50 à $7\ \text{g}\ \text{l}^{-1}$ avec des valeurs extrêmes de $14\ \text{g}\ \text{l}^{-1}$. Pour le Rezalah a Fernana la plage de variation est très réduite avec des valeurs plus faibles allant de 0.5 à $1.25\ \text{g}\ \text{l}^{-1}$. Les valeurs observées maxima dans le bassin de la Medjerdah sont de l'ordre de $20\ \text{g}\ \text{l}^{-1}$ (oued El Hamam). Il y a une covariation manifeste entre le débit et la salinité, les forts débits correspondant aux plus faibles salinités. Cependant il n'y a pas de relation serrée entre les deux variables. A une classe de débits donnée correspond un échantillon relativement dispersé de

salinités.

Aux variations de salinités correspondent des variations très sensibles de la composition relative des sels dissous. Ceci est bien visible sur les Figs.5(a) et 5(b). Sur ces graphiques figurent les points représentatifs des 963 analyses réalisées sur les eaux du Mellegue au K 13. On a recherché le point moyen correspondant à chaque classe de salinité. On obtient ainsi la composition "moyenne" des sels dissous en fonction de la salinité. On constate aisément qu'aux fortes salinités correspondent de fortes teneurs en chlore et en sodium. Ceci s'explique par le fait qu'en période d'étiage l'eau provient essentiellement des nappes qui sont souvent salifères.

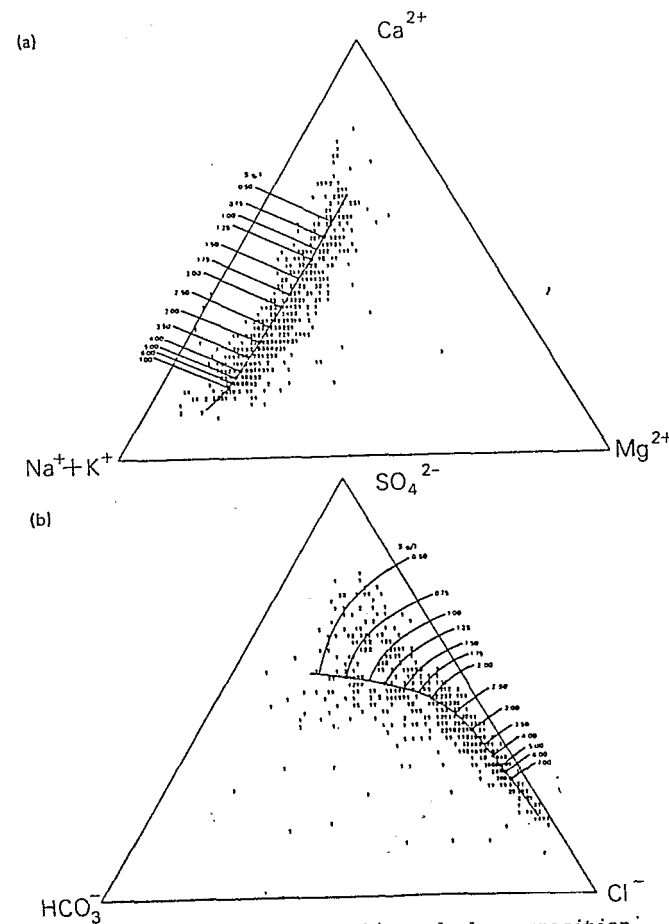


FIG.5 Representation graphique de la composition relative en cations (a) et en anions (b), Mellegue au K 13.

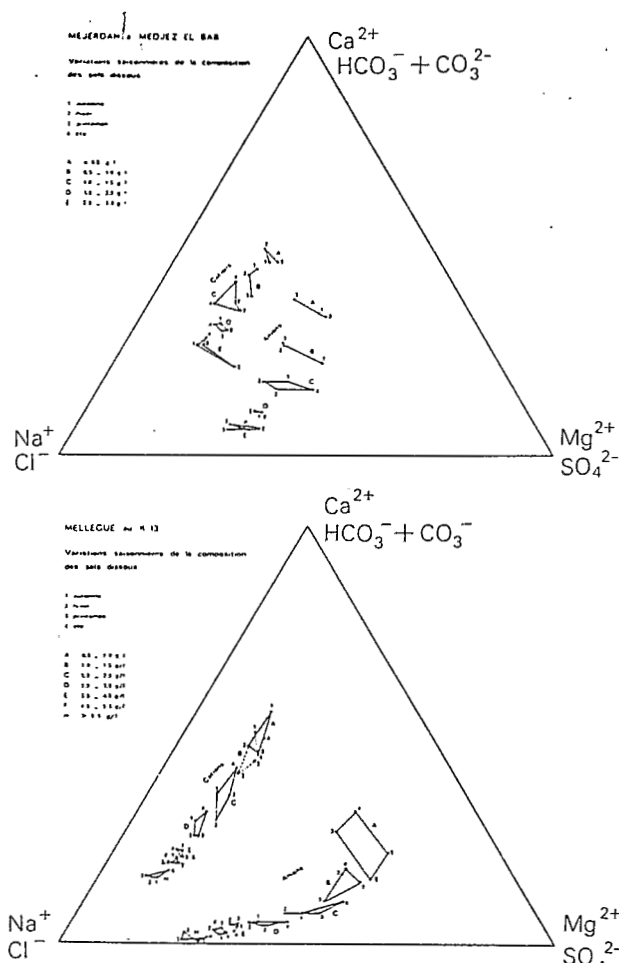


FIG.6 Variations saisonnières de la composition des sels dissous.

La teneur relative en magnésium par contre varie fort peu. On a utilisé la même représentation graphique pour déceler d'éventuelles variations saisonnières, en cherchant la composition relative moyenne par classe de salinité pour chaque saison. La Fig.6 représente les résultats obtenus pour le Mellègue au K 13. Les variations saisonnières sont sensibles surtout pour les salinités pas très élevées (jusqu'à 1.5 à 2 g). Les teneurs relatives en calcium et en sulfate sont nettement plus fortes en automne ce qui pourrait s'expliquer par le lessivage des couches superficielles gypseuses de certains sols assez abondants en amont de la station. En été la

teneur relative en bicarbonate s'accroît sensiblement. C'est en hiver et au printemps qu'on observe les plus faibles teneurs relatives en chlore et en magnésium. Aux fortes concentrations les variations ne sont guère significatives.

Les concentrations des différents ions, ainsi que le titre

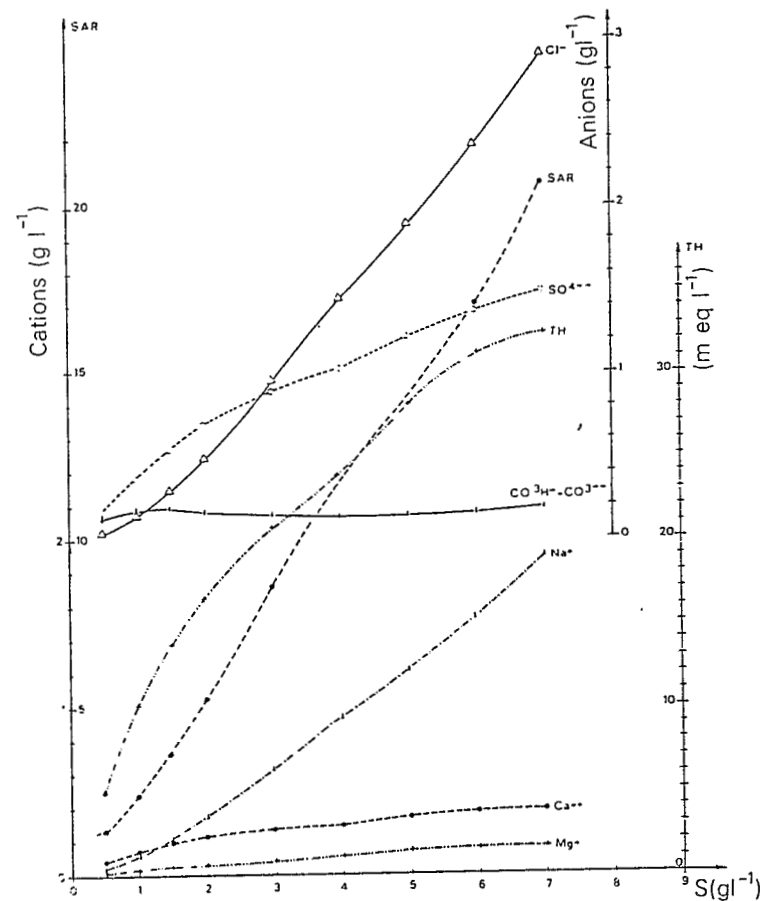


FIG.7 Variations des concentrations moyennes en ions en fonction de la salinité total, Mellègue au K 13.

hydrotimétrique TH et le sodium absorption ratio (SAR) varient avec la salinité comme on peut le voir sur la Fig.7 correspondant au Mellègue au K 13. Sur cette figure qui est la traduction des graphiques (5(a) et 5(b)) on constate à nouveau l'importance grandissante du chlore et du sodium lorsque la salinité croît,

calcium et magnésium variant assez peu, le SAR croit aussi très fortement.

La composition relative peut être étudiée dans ses variations spatiales et les Figs 8 à 12 permettent de comparer l'évolution des compositions aux différentes stations observées pour chacun des ions majeurs ou pour le TH et le SAR. Les teneurs en chlore et en sodium

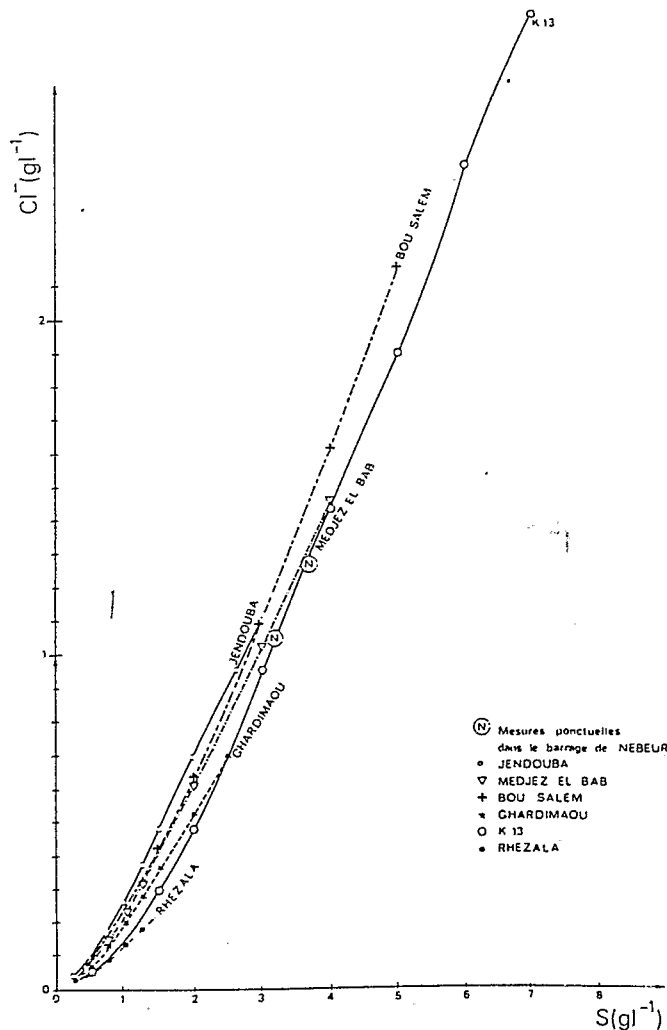


FIG.8 Comparaison de l'évolution des concentrations en ions Cl⁻ aux stations principales en fonction de la salinité totale.

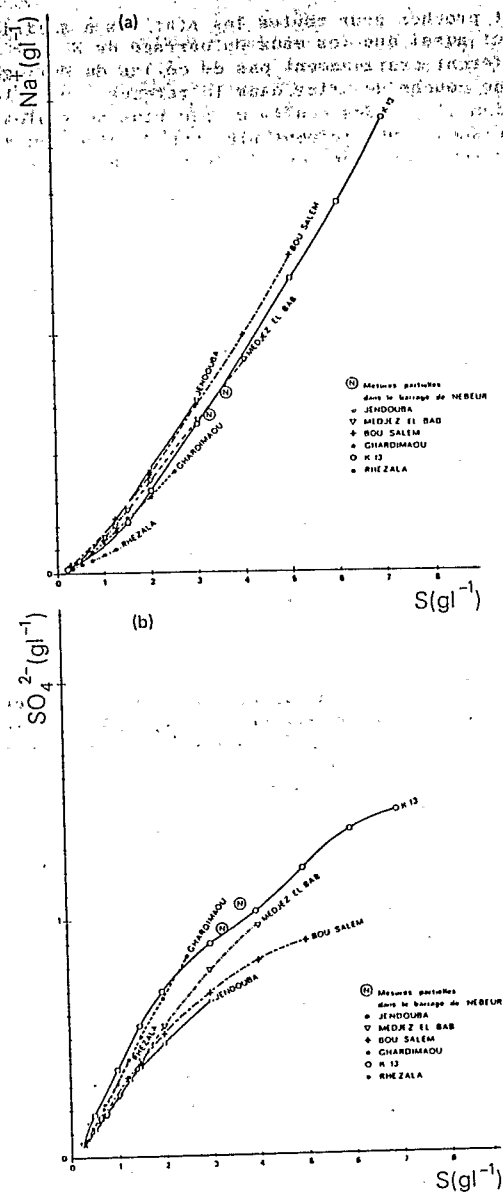


FIG.9 Comparaison de l'évolution des concentrations en ions Na⁺ (a) et SO₄²⁻ (b) aux stations principales en fonction de la salinité globale.

sont étonnamment proches pour toutes les stations à salinité égale. On peut constater aussi que les eaux du barrage de Nebeur sur le Mellegue ne diffèrent pratiquement pas de celles du Mellegue malgré la présence d'une couche de trias dans la retenue. Pour les ions sulfate et calcium il y a des écarts un peu plus sensibles entre stations. Ces éléments participent plus que d'autres au cycle biologique, cela peut expliquer ces différences peut être dues aussi à la présence ou à l'absence de roches gypseuses. Le magnésium ne présente guère d'écarts d'une station à l'autre. L'ion HCO_3^- se stabilise sensiblement au delà de 1.5 g l^{-1} de salinité totale. Cela veut sans doute dire qu'au delà l'augmentation de la salinité provient d'une simple dissolution des sels solubles du sol et des roches. TH et SAR ne diffèrent guère d'une station à une autre. Les valeurs atteintes sont élevées.

La salinité élevée en moyenne des eaux du bassin de la Medjerdah posent de sérieux problèmes difficiles à résoudre: Eaux peu conformes aux règles de potabilité, irrigations difficiles pour lesquelles on peut utiliser des eaux ayant une salinité élevée si les sols sont bien drainés. C'est pour résoudre ces problèmes qu'un modèle mathématique des eaux aménagées de la Medjerdah et de quelques bassins adjacents à été établi pour déterminer les règles de gestion du système qui permet le mélange des eaux moins salées des bassins du nord de la Tunisie avec celles de la Medjerdah. Les quantités totales des sels transportés par le fleuve sont importantes. On peut les estimer à $702 \times 10^3 \text{ t an}^{-1}$ à Bou Salem ($16\,500 \text{ km}^2$) et $1086 \times 10^3 \text{ t an}^{-1}$ à Medjez El Bab ($21\,200 \text{ km}^2$) ce qui correspond à des concentrations moyennes annuelles respectives de 1.04 et 1.17 g l^{-1} . A l'embouchure on passe à $1160 \times 10^3 \text{ t an}^{-1}$ et 1.17 g l^{-1} pour un volume d'eau de $990 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ an}^{-1}$. Ces valeurs correspondent à une extrapolation sur 40 ans de valeurs observées. Il est intéressant de comparer les apports de la Medjerdah à la mer et les apports totaux à la mer des cours d'eau dans le monde. Harvey en 1945 a évalué ces apports à $2735 \times 10^9 \text{ t}$ de sels. La Medjerdah apporterait ainsi 0.042% des apports mondiaux alors qu'elle fournirait moins de 0.003% des apports liquides continentaux estimés à $3.75 \times 10^{13} \text{ m}^3 \text{ an}^{-1}$ par Ven Te Chow, dont $5 \times 10^{11} \text{ m}^3 \text{ an}^{-1}$ pour les apports à la Méditerranée. La Medjerdah fournit donc environ 0.2% des apports liquides à la Méditerranée. Une estimation plus récente donne pour la Méditerranée $4.38 \times 10^{11} \text{ m}^3 \text{ an}^{-1}$ d'apports liquides (UNESCO - PHI, Rome, 9-13 octobre 1978). Ceci augmente la part de la Medjerdah à 0.23% . La salinité moyenne des apports de la Medjerdah à la mer est de 1.17 g l^{-1} , celle de la Méditerranée de 37 à 38 g l^{-1} en surface, (35 à 36 g l^{-1} en profondeur). Pour les eaux continentales on peut estimer la moyenne mondiale à 0.072 g l^{-1} (valeur très approximative). Cela signifie que la Medjerdah serait 16 fois plus salée que la moyenne des apports continentaux mais 32 fois moins que la Méditerranée en surface. Mais cette comparaison des apports salins estimés par leur masse est sommaire et trompeuse. Il faut en effet comparer les sels dans leur composition ce qui peut se faire par la comparaison des rapports des concentrations ioniques. Pour la Medjerdah les Figs 13(a) à (f) indiquent l'évolution de ces rapports en fonction de la salinité totale. On constate que, même très salée, l'eau de la Medjerdah est très différente de l'eau de mer (et des eaux continentales moyennes aussi). Une concentration

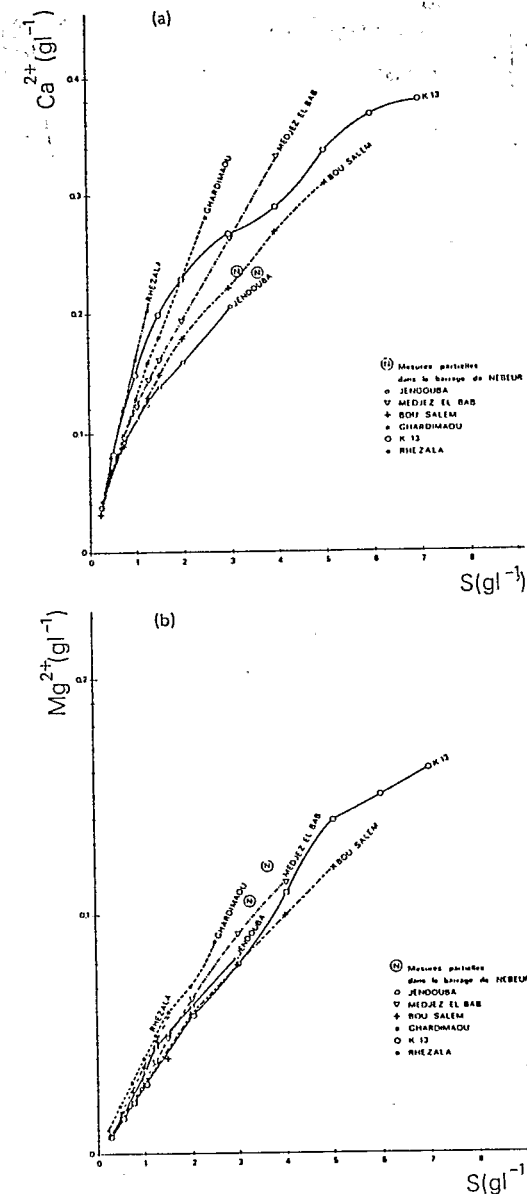


FIG.10 Comparaison de l'évolution des concentrations en ions Ca^{2+} (a) et Mg^{2+} (b) aux stations principales en fonction de la salinité totale.

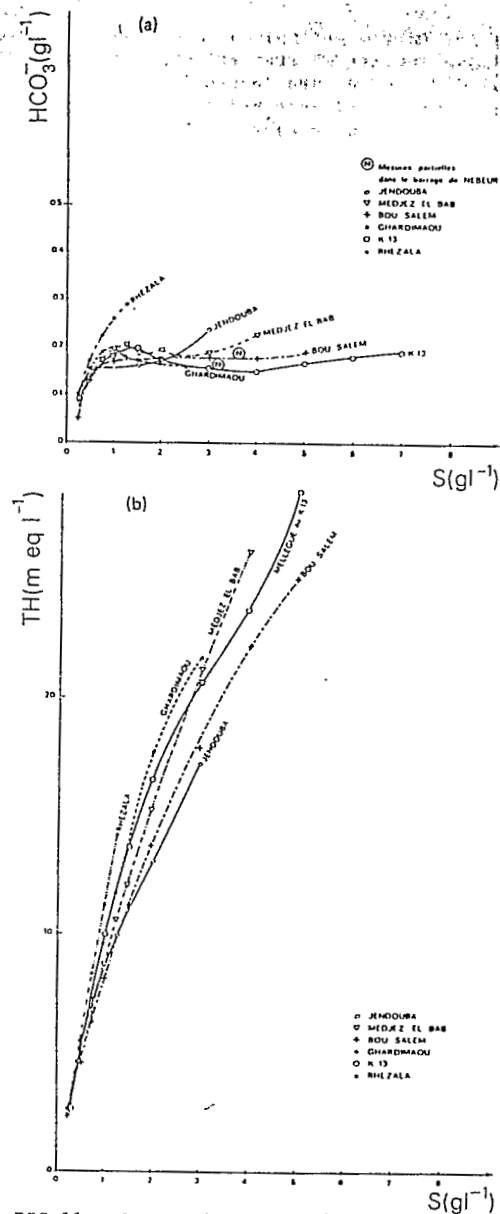


FIG.11 Comparaison de l'évolution des concentrations en ions HCO₃⁻ (a) et l'évolution du titre hydrométrique (b) aux stations principales en fonction de la salinité totale.

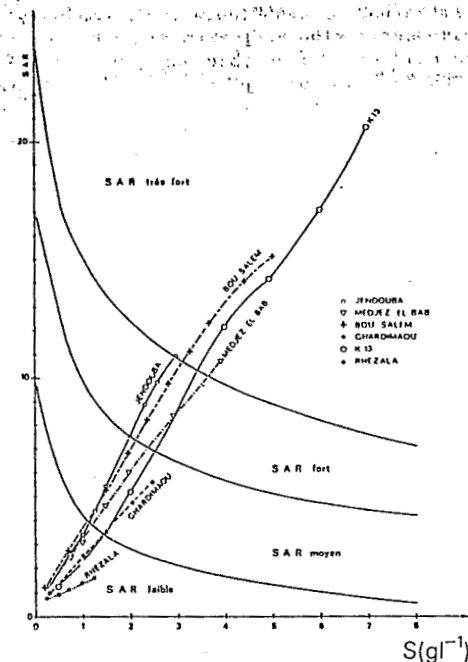


FIG.12 Comparaison de l'évolution du SAR aux stations principales en fonction de la salinité totale.

des eaux du fleuve par évaporation sans précipitation ne donnerait pas de l'eau de mer. Il faudrait pour y arriver précipiter les excès de calcium, sulfate et bicarbonate. De toute façon la réserve des sels des océans (4.8×10^{16} t) représente 17.5×10^6 années d'apports continentaux en masse. Ces apports ne sont donc pas susceptibles de modifier sensiblement la salinité de l'océan dans l'époque historique.

COMPARAISONS MONO-MEDJERDAH

Des faits exposés ci-dessus il résulte que nous sommes en présence de deux systèmes d'érosion chimique très différents. Alors que pour le Mono il s'agit essentiellement d'une attaque des roches par le gaz carbonique atmosphérique dissous dans les eaux (plus des actions biologiques), pour la Medjerdah il s'agit d'abord d'une remise en solution de dépôts salins, très abondants en Tunisie, l'attaque des roches (par réaction chimique) venant au second rang pour l'importance des apports. Le Tableau 2 récapitule pour le Mono et la Medjerdah les apports liquides et solides dissous à la mer pour la Medjerdah et à Tetetou pour le Mono.

On voit que pour des bassins versant de superficies voisines (Medjerdah 23 000 km², Mono à Tetetou 20 500 km²), le Mono produit

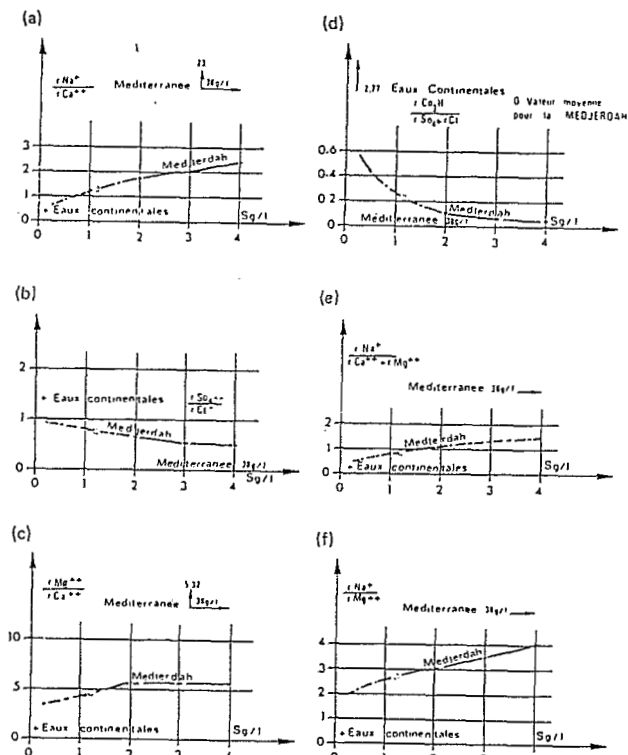


FIG.13 Evolution des rapports caractéristiques entre ions des eaux de la Medjerdah.

TABLEAU 2 Apponts comparés du Mono et de la Medjerdah (valeurs approchées)

	V_e ($10^6 m^3 an^{-1}$)	\bar{S} ($mg l^{-1}$)	T ($10^3 t an^{-1}$)	D (%)	E ($t km^{-2} an^{-1}$)
(1) Mono	3500	69	242	158	8
(2) Medjerdah	990	1117	1160	376	50
(1)/(2)	3.5	0.06	0.21	0.42	0.16

V_e volume annuel moyen écoule à la mer;

\bar{S} salinité moyenne;

T masse de sels transportées annuellement en moyenne;

D écart en % des salinités extrêmes rapporté à la salinité moyenne;

E érosion chimique spécifique moyenne.

3.5 fois le volume d'eau écoulé par la Medjerdah mais ne transporte qu'environ le 1/5 de la masse des sels transportés par la Medjerdah, celle-ci étant en moyenne près de 17 fois plus salée.

L'érosion chimique spécifique du Mono est évaluée à $8 t km^{-2} an^{-1}$, sans grandes variations sur le bassin, contre $50 t km^{-2} an^{-1}$ pour le bassin de la Medjerdah où elle varie assez largement entre 40 et $200 t km^{-2} an^{-1}$. Cette variation est liée en grande partie à la variation des débits spécifiques. Ainsi le Rhezala à Fernana avec une salinité moyenne de $0.6 g l^{-1}$ environ a une érosion chimique spécifique très nettement supérieure à celle du Mellegue où la salinité moyenne est pourtant de $2.5 g l^{-1}$. Enfin, dernier point important, le chlore et le sodium sont très peu abondants relativement dans les eaux du Mono alors qu'ils constituent une très grande part des sels de la Medjerdah. Notons que nous n'avons pas tenu compte de la silice dissoute ou colloïdale dans tout ce qui précède, bien que sa présence ne soit pas négligeable pour le Mono ($5 à 10 mg l^{-1}$ sans doute).

REFERENCES

- Colombani, J. *Mesure de Transports Solides en Solution et de Qualité des Eaux au Togo (1965-1967)*. ORSTOM, Lome, Togo.
- Corbel, J. (1957) L'érosion chimique des granites et silicates sous climats chauds. *Rev. Geomorph. Dynamique* 8.
- Pascal, P. (1956) *Nouveau Traité de Chimie Minérale. Tome I : Généralités, Tome II: Le Silicium*. Masson & Cie, Paris.
- Rodier, J.A., Colombani, J., Claude, J. & Kallel, R. (1981) Le bassin de la Medjerdah. *Monographies Hydrologiques de l'ORSTOM no. 6*, 383-433. ORSTOM, Paris-DRES, Tunis.