



HAL
open science

Sédimentologie et hydrogéologie des formations de Piedmont de la bordure soudanaise du rift de la Mer Rouge au niveau des deltas de Tokar, Hoshiri et d'Arbaat (Soudan)

Mohamed Tahir Hussein

► **To cite this version:**

Mohamed Tahir Hussein. Sédimentologie et hydrogéologie des formations de Piedmont de la bordure soudanaise du rift de la Mer Rouge au niveau des deltas de Tokar, Hoshiri et d'Arbaat (Soudan). Géomorphologie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1980. Français. NNT: . tel-00759388

HAL Id: tel-00759388

<https://theses.hal.science/tel-00759388>

Submitted on 30 Nov 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

205.142
1980
67

Double

Doctorat de 3ème cycle
N° D'ordre:



205142
1980
67

UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE DE GRENOBLE

THESE

présentée pour obtenir le grade de

Docteur de 3ème cycle

Spécialité - GEOLOGIE APPLIQUEE

SÉDIMENTOLOGIE ET HYDROGÉOLOGIE DES FORMATIONS

DE PIEDMONT DE LA BORDURE SOUDANAISE DU RIFT DE LA MER ROUGE

au niveau des deltas de TOKAR, HOSHIRI et d'ARBAAT

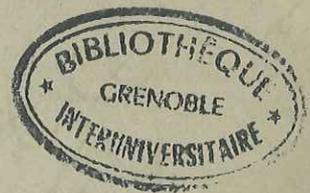
par

Mohamed TAHIR HUSSEIN

Thèse soutenue le 25 Juin 1980 devant le Jury d'examen

*MM. Jacques PERRIAUX
Jean SARROT REYNAULD
Moawia Khider OMER
Jean-Pierre USELLE*

*Président - Rapporteur
Examineur
Examineur
Examineur*



Doctorat de 3ème cycle
N° D'ordre:

205142

1980

67

UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE DE GRENOBLE

THESE

présentée pour obtenir le grade de

Docteur de 3ème cycle

Spécialité - GEOLOGIE APPLIQUEE

SÉDIMENTOLOGIE ET HYDROGÉOLOGIE DES FORMATIONS

DE PIEDMONT DE LA BORDURE SOUDANAISE DU RIFT DE LA MER ROUGE

au niveau des deltas de TOKAR, HOSHIRI et d'ARBAAT



par

Mohamed TAHIR HUSSEIN

T. 80/305

Thèse soutenue le 25 Juin 1980 devant le Jury d'examen

MM. Jacques PERRIAUX

Jean SARROT REYNAULD

Moawia Khider OMER

Jean-Pierre USELLE

Président - Rapporteur

Examineur

Examineur

Examineur

Que le Doyen M. EL KHALIFA, Instigateur du " Red Sea Project " dont ce travail constitue une première étape, trouve ici l'expression de mon profond respect.

M. Le Professeur M.K. OMER m'a initié à la sédimentologie; Il est à l'origine de ce travail qu'il n'a jamais cessé de suivre avec intérêt et fait aujourd'hui partie du Jury de ma Thèse - qu'il trouve ici l'expression de ma sincère reconnaissance.

Je tiens à exprimer aussi toute ma gratitude à M. Le Professeur J. PERRIAUX, Directeur de l'Institut Dolomieu, qui s'est chargé de la lourde tâche de diriger ce travail dans le domaine de la sédimentologie et de la géomorphologie et à M. Le Professeur J. SARROT REYNAULD, co-directeur de Thèse, qui a conduit ce travail dans le domaine de l'hydrogéologie.

Je remercie M. le Docteur Jean-Pierre USELLE d'avoir accepté de faire partie du Jury de ma Thèse.

Je n'ometts pas non plus d'associer à ces remerciements les personnels de l'Institut Dolomieu, du "Department of Geology" de l'Université de Khartoum, du "Sudan Geological Survey", du "Water Rural Department", qui m'ont aidé à mener mon travail à son terme.

Je remercie enfin le Gouvernement français, de l'aide financière qu'il m'a apportée et plus particulièrement M. LOCHON et Mme BOULDOIRE de l'Ambassade de France à Khartoum.

R E S U M E

Cette étude est localisée le long de la côte soudanaise du rift de la Mer Rouge, entre 17 et 20° de latitude nord.

. Une monographie géomorphologique décrit les appareils fluviatiles avec leur bassin versant et leur delta.

. La sédimentologie permet de reconstituer l'histoire sédimentaire et tectonique de cette région au Plio-Quaternaire et de restituer la paléogéographie des deltas.

. L'étude hydrogéologique - quantitative et qualitative - précise les possibilités d'exploitation des nappes et indique les mesures de protection à observer.

A B B T R A C T

The area of study lies along the sudanese coast of the Red Sea Rift between 17 and 20° latitude north.

. A geomorphic monograph describes the fluvial display of the Khors Baraka, Sallom, and Arbaat along with their catchments and their deltas.

. The sedimentology permits to reconstitute the sedimentary and tectonic history of this region and to restore the paleogeography of the deltas.

. The hydrogeological study - quantitative and qualitative - points out the possibilities of exploiting these aquifers as well as the measures necessary for their protection.

SOMMAIRE

CHAPITRE PREMIER - INTRODUCTION	1
1.1. Cadre géographographique	1
1.2. But de l'étude	1
1.3. Méthodes utilisées	3
CHAPITRE DEUXIEME - GEOMORPHOLOGIE	5
2.1. Les unités géomorphologiques	5
2.2. Les bassins versants	5
2.3. Le bassin versant du Khor Baraka	10
2.4. Le bassin versant du Khor Sallom	23
2.5. Le bassin versant du Khor Arbaat	31
2.6. Géomorphologie générale des deltas	36
CHAPITRE TROISIEME - GEOLOGIE	
3.1. Stratigraphie	39
3.2. Cadre tectonique	44
3.3. Résumé synthétique	48
CHAPITRE QUATRIEME - SEDIMENTOLOGIE ET HYDROGEOLOGIE	50
4.1. Le delta de Tokar et son glacis	50
4.2. Le delta Hoshiri et son glacis	149
4.3. Le delta Arbaat et son glacis	169
CONCLUSION GENERALE	197
BIBLIOGRAPHIE	200

CHAPITRE PREMIER

INTRODUCTION

1.1. CADRE GÉOGRAPHIQUE

La Mer Rouge se situe dans la région intertropicale entre la Nubie et la presqu'île arabe. Elle forme le lien géographique, géologique et historique entre l'Asie et l'Afrique.

Notre champ d'étude est situé, du côté soudanais de la Mer Rouge, entre les latitudes 17°N et 20°N et les longitudes 36°E et 38°20'E. Du Sud au Nord, il comporte le Khor Baraka et son delta, le delta de Tokar, le Khor Sallom et son delta, le delta de Hoshiri, le Khor Arbaat et son delta. Il comporte aussi les glacis de piedmont où s'emboitent ces Khors et deltas.

La ville de Tokar, où se place le coeur du delta de Tokar, est à 150 km au Sud de Port-Sudan. Le delta occupe une superficie de 1 450 km² dont l'apex est situé à environ 55 km de la mer. La partie marine "*Suakin Archipelago*" (Fig.1), a une très faible pente jusqu'à l'isobathe 200m.

L'apex du delta Arbaat est situé à 30 km nord-ouest de Port-Sudan et, à partir de sa sortie de la chaîne montagneuse, ce delta couvre une superficie de 200 km².

Le delta de Hoshiri, dans lequel débouche le Khor Sallom, se trouve à 20 km au Sud de Port-Sudan et à 30 km au Nord de Suakin. Emboité dans un vaste glacis de piedmont, il occupe une superficie de 85 km².

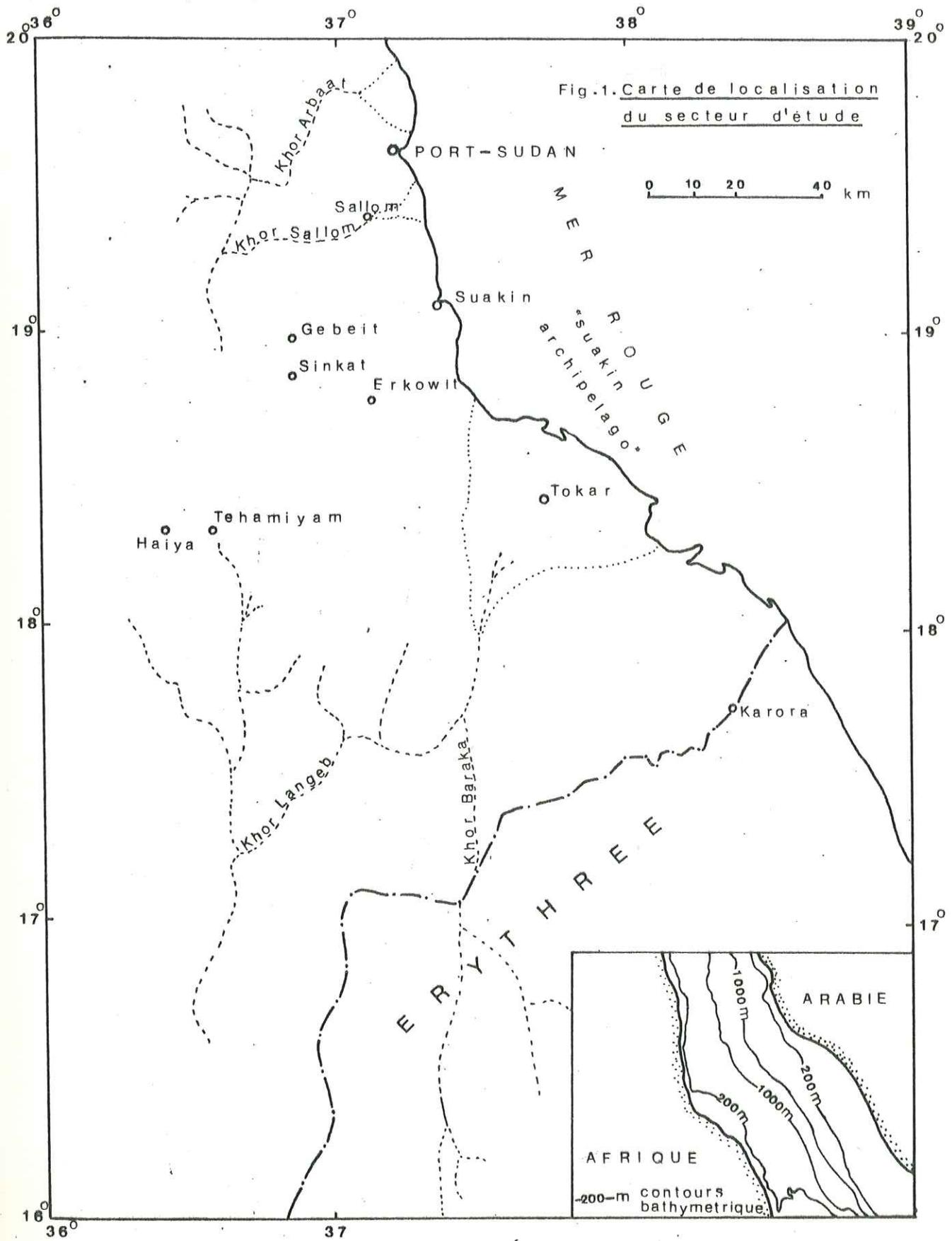
Les parties marines du delta Arbaat et du delta de Hoshiri constituent une zone très étroite descendant avec une forte pente jusqu'à l'isobathe - 200 m.

1.2. BUT DE L'ÉTUDE

Dans le cadre du développement et de l'aménagement de la zone littorale de la Mer Rouge, cette étude a pour but de préciser les caractéristiques hydrogéologiques des diverses nappes des grands deltas du Tokar, de Hoshiri et de l'Arbaat qui forment respectivement les parties basses des oueds des Khor Baraka, Sallom et Arbaat⁽¹⁾. Pour cela il convient de définir les caractéristiques sédimentologiques de la sédimentation détritique actuelle et ancienne le long de la côte soudanaise du rift de la Mer Rouge.

Ce travail est aussi un essai de définition d'un modèle sédimentaire fluviodeltaïque dans un climat semi-aride entre les latitudes 17°N et 20°N.

(1) L'oued signifie plus particulièrement la vallée dans laquelle divagent les Khors, ou cheneux.



1.3. MÉTHODES UTILISÉES

1.3.1. LES DOCUMENTS CARTOGRAPHIQUES

Nous avons utilisé:

- les cartes topographiques de Tokar, de Port-Sudan, de Sinkat et de Derdeib à l'échelle du 1/250 000e;
- la couverture photographique aérienne à l'échelle du 1/40 000e;
- les photosatellites de la NASA aux échelles du 1/250 000e et du 1/500 000e.

La documentation géologique était constituée par les cartes géologiques de Port-Sudan et de Derdeib à l'échelle du 1/250 000e.

1.3.2. LES TRAVAUX DE TERRAIN constituent d'abord en des analyses géomorphologiques et géologiques classiques dans le cadre structural du rift de la Mer Rouge, ensuite en un étude sédimentologique: analyse séquentielle et mesures des indices de sédimentation. L'étude hydrogéologique consiste en des relevés de niveaux des nappes et en des estimations de la salinité totale des eaux.

1.3.3. LES ANALYSES DE LABORATOIRE

1.3.2.1. LA GRANULOMETRIE a pour but de définir les types de transport et dépôt des sédiments constituant les deltas et le glacis.

a) Les méthodes : le choix de la méthode utilisée est fonction de la nature du sédiment étudié:

- (1) la méthode linéaire pour les sédiments indurés;
- (2) le tamisage classique pour les sédiments meubles;
- (3) la méthode densimétrique et
- (4) la balance à sédimentation (Sartorius) pour les argiles et les parties fines du sédiment.

b) Expression des résultats: Les résultats des analyses granulométriques sont présentés sous forme de courbes de fréquence simple et de courbes cumulatives (échelle semilogarithmique) dont nous avons déduit les paramètres suivants:

- (1) la médiane
- (2) la moyenne empirique: $\frac{Q_1 + Q_3}{2}$
- (3) le classement (*Sorting*): $\frac{\sqrt{Q_3}}{Q_1}$
- (4) l'asymétrie (*Skewness*): $\frac{Q_3 - Q_1}{(Q_2 - Q_1)^2}$
- (5) l'angulosité (*Kurtosis*): $\frac{Q_3 - Q_1}{2(P_{10} \cdot P_{90})}$

(6) la classification texturale de DOEGLAS (1968)

(7) le diagramme C.M. de PASSEGA.

1.3.2.2. LES MINÉRAUX LOURDS : L'étude des minéraux lourds a été effectuée dans le but de préciser la répartition des différentes zones paléogéographiques dans les bassins de sédimentation. La Méthode est simple:

- (1) séparation au bromoforme pour extraire les minéraux de densité inférieure à 2,9;
- (2) séparation à l'aide d'un aimant permanent pour extraire la magnétite et la pyrrhotite;
- (3) séparation par l'iodure de méthylène pour isoler les minéraux non magnétiques de densité supérieure à 3,3.

1.3.2.3. LES MINÉRAUX ARGILEUX : L'analyse des minéraux argileux a été réalisée pour trouver les témoins de paléoclimat et de paléogéographie. Elle a été effectuée à l'Institut Dolomieu par diffractométrie-X (Diffractomètre Phillips) sur plaques non orientées.

Les lames sont passées trois fois aux Rayons X:

- (a) échantillon normal;
- (b) échantillon traité aux vapeurs d'éthylène glycol qui provoque le déplacement des pics chez les argiles gonflantes;
- (c) échantillon chauffé à 550°C qui fait disparaître les pics de la kaolinite.

1.3.2.4. L'EXOSCOPIE ou observation de la surface des grains de quartz au microscope électronique à balayage fait apparaître:

- (a) les traces d'actions mécaniques par l'eau ou par le vent;
- (b) les traces d'actions chimiques.

Cette méthode permet de reconstituer toute l'histoire du sédiment. Elle nous donne les derniers stades évolutifs et les caractères hérités des actions précédentes.

CHAPITRE DEUXIEME - GEOMORPHOLOGIE

2.1. LES UNITÉS GÉOMORPHOLOGIQUES

Tout au long de la côte soudanaise de la Mer Rouge s'allongent les unités géomorphologiques suivantes :

- une chaîne montagneuse dont l'altitude culmine vers 2 000 m et qui se poursuit en Erythrée où elle présente son escarpement de 3 000 m. en relation avec le rift de la Mer Rouge (MOHR 1962).
- à son pied oriental cette chaîne montagneuse est bordée par un glacis qui, partant de l'altitude de 250 m s'abaisse jusqu'au niveau de la mer où il peut être relayé par un récif. Dans notre secteur d'étude ce glacis se développe sur une largeur de 10 à 50 km.
- des cours d'eau, pour la plupart intermittents, descendent de la chaîne et s'emboîtent dans le glacis où ils creusent des oueds et construisent des deltas. Ils transportent de grandes quantités de matériaux solides. Ces cours d'eau comportent un entrelac de chenaux divagants saisonniers très souvent secs appelés khors.
- des dunes littorales forment des collines sableuses, élevées par le vent en bordure de la mer. Elles n'apparaissent pas en continuité mais elles ont tendance à se multiplier en fonction de la largeur du glacis. Il en est ainsi dans la région du delta de Tokar où elles présentent une évolution constante selon la direction du vent.
- des récifs frangeants s'allongent le long de la côte, souvent couverts par de minces lits de sédiments du glacis.
- des récifs barrières se forment en dehors des embouchures des cours d'eau et des deltas et développent des archipels qui constituent un des caractères de la Mer Rouge comme, par exemple, le "Suakin Archipelago".
- la carte bathymétrique de la Mer Rouge révèle un fossé principal ou majeur, longitudinal, coupé par un fossé axial dont la largeur varie de 5 à 10 km au Sud jusqu'à 30 km à la latitude de 20° N. On y trouve des saumures chaudes et des sédiments hydrothermaux (Fig. 2). En bordure de ce fossé axial, la topographie de la Mer Rouge est très irrégulière et essentiellement récifale.

2.2. LES BASSINS VERSANTS (Fig.3)

L'étude géomorphologique des bassins versants des Khors Baraka, Sallom et Arbaat permet de déterminer les caractéristiques physiques, climatiques et hydrologiques de ces bassins et d'en connaître plus précisément les ressources en eau.

Fig.2. Carte bathymétrique de la Mer Rouge
(en brasses)

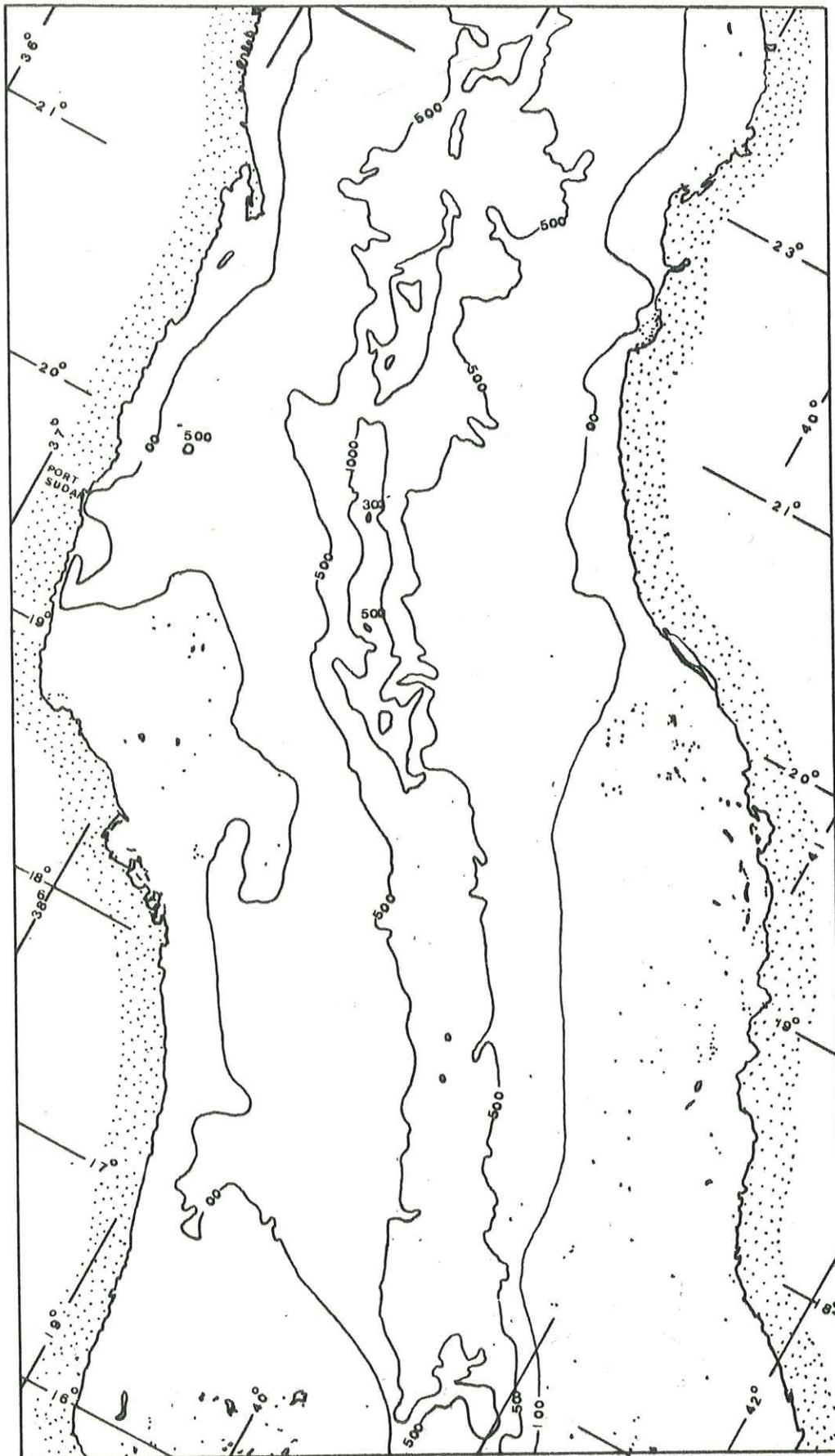




FIG. 3.

LES BASSINS VERSANTS DE LA PARTIE ORIENTALE DE
(THE RED SEA HILLS) ET LEURS "Drainage Patterns"

(entre latitude 20° et 17°)

ECHELLE
5 0 5 10 15 20 25 Km.

- I Khor BARAKA-Delta TOKAR
- II Khor ARBAAT
- III Khor SALLOM-Delta HOSHIRY



2.2.1. CARACTERISTIQUES PHYSIQUES

2.2.1.1. DELIMITATION

On appelle bassin versant d'un cours d'eau le territoire qui alimente ce cours d'eau où, en d'autres termes, l'aire limitée par le contour à l'intérieur duquel toute l'eau précipitée est drainée par ce cours d'eau.

Les trois bassins versants du Khor Baraka, du Khor Sallom et du Khor Arbaat ont été délimités à l'aide des photoaériennes, des cartes topographiques et des photosatellites de la NASA.

2.2.1.2. CARACTERISTIQUES DE FORME

La forme du bassin versant a une influence directe sur l'écoulement résultant d'une pluie donnée. Les caractéristiques de forme sont représentées par:

a) Indice de compacité (Kc) - Il est établi en comparant le périmètre du bassin à celui d'un cercle, qui aurait la même surface.

Soit A la superficie du bassin en km² et P son périmètre en km

$$Kc = \frac{P}{2 \sqrt{\pi A}} = 0,28 \frac{P}{\sqrt{A}}$$

Cet indice permet de percevoir l'écoulement de surface sur le bassin par rapport à celui d'un cercle.

b) Le Relief - Le Relief fait apparaître les plus hauts sommets situés à la périphérie du bassin versant et fournit une vue synthétique de la topographie de sa surface. Il a été exprimé en courbes hypsométriques et en courbes des fréquences altimétriques.

La courbe hypsométrique permet de déterminer rapidement le pourcentage de la surface du bassin versant qui se trouve à une altitude au moins égale à la cote correspondante portée en abscisse.

La courbe des fréquences altimétriques donne, sous forme d'un histogramme, le pourcentage des surfaces du bassin réparties en fonction de leur altitude.

De plus, le relief a été exprimé par les paramètres suivants:

- l'altitude moyenne du bassin versant;
- l'altitude de la médiane, représentée par le point d'ordonnée 50 % de la courbe hypsométrique;
- l'altitude la plus fréquente, représentée par le maximum de la courbe des fréquences altimétriques.

c) Rectangle équivalent: On considère que l'écoulement sur le bassin versant est approximativement le même que sur un rectangle ayant même périmètre, même superficie, même indice de compacité et même répartition hypsométrique sous réserve que les conditions climatiques restent constantes sur l'étendue du rectangle ainsi que la distribution des sols, la végétation et l'intensité du drainage.

La largeur l et la longueur L du rectangle équivalent sont calculées comme suit:

$$l = \frac{Kc \cdot \sqrt{A}}{1,12} \left[1 - \sqrt{1 - \frac{1,12^2}{Kc}} \right]$$

$$L = \frac{Kc \cdot \sqrt{A}}{1,12} \left[1 + \sqrt{1 - \frac{1,12^2}{Kc}} \right]$$

où Kc = indice de compacité du bassin versant,
 A = superficie du bassin versant

d) Indice de pente

- Pente moyenne (δ) = $\frac{\Delta}{L}$

où Δ = la dénivellation totale du bassin versant en mètres,
 L = la longueur du rectangle équivalent en mètres.

- Indice de pente (I_δ) = $\frac{1}{\sqrt{L}} \sum_{i=1} \sqrt{f_i (a_i - a_{i-1})}$

où L = longueur du rectangle équivalent en km,
 $a_i - a_{i-1}$ = différence en km, entre deux courbes de niveaux successives,
 f_i = fraction de la surface totale du bassin comprise entre les courbes a_i et a_{i-1} . Cette fraction est donnée par le tableau de répartition hypsométrique.

Nous avons calculé l'indice de pente I car la pente moyenne ne tient pas compte de la forme de la courbe hypsométrique, qui est pourtant primordiale pour le ruissellement et l'écoulement en général.

2.2.1.3. HYDROGRAPHIE

a) Réseau hydrographique - Il se compose de l'ensemble des cours d'eau d'un bassin versant.

b) Densité de drainage - C'est la longueur moyenne de réseau hydrographique par km^2 . Elle est calculée à partir de la formule suivante.

$$D_d = \frac{\sum Li}{A} \quad \text{ou} \quad Li = \text{longueur d'un affluent principal en km;} \\ A = \text{superficie en } \text{km}^2.$$

2.2.1.4. VEGETATION

La végétation sur un bassin versant est l'ensemble des végétaux distribués à sa surface, en fonction de l'altitude, du climat, de l'hydrographie, du sol et du sous-sol que l'on rencontre.

2.2.2. CLIMATOLOGIE

C'est l'ensemble des phénomènes météorologiques qui caractérisent l'état moyen de l'atmosphère et son évolution en un lieu donné:

Les éléments du climat sont:

1. Les précipitations,
2. L'humidité,
3. La température,
4. La pression atmosphérique,
5. Le vent,
6. La sécheresse.

2.2.2.1. LES STATIONS D'OBSERVATIONS

a) Pluviométrie

Les stations pluviométriques qui se trouvent dans notre secteur sont:

- du côté soudanais: les stations de Port-Sudan, Arbaat, Gebeit, Erkowit, Haiya, Kassala et Karora;
- du côté érythréen ce sont les stations de Keren et d'Asmara.

La période de référence pour les stations soudanaises se situe entre 1941 et 1970, c'est-à-dire sur une période continue de 30 ans. C'est le minimum recommandé par "l'Organisation Météorologique Mondiale" pour le calcul des "valeurs normales" de précipitation. Pour la station de Keren la période de mesure s'étend entre les années 1890 et 1896; pour la station d'Asmara c'est la période 1904-1914.

b) Autres mesures

Des stations météorologiques ont été installées à Port-Sudan, Tokar, Gebeit et Erkowit. Elles donnent des mesures et des enregistrements concernant la pluie, la température, l'humidité relative, l'évaporation, la pression atmosphérique, la pression de vapeur, le vent, l'intensité du rayonnement solaire, la nébulosité et l'ensoleillement. Toutes ces normes climatologiques sont fournies par le "Sudan Meteorological Department". La période de référence dont nous avons disposé se situe entre 1941 et 1970.

2.2.2.2. PRECIPITATIONS

a) Régime interannuel

- Les "modules pluviométriques" ou "moyennes interannuelles";
- Le gradient pluviométrique caractérise l'augmentation de la pluviosité avec l'altitude, mesurée en millimètre par mètre.

b) Régime annuel concerne les variations saisonnières et mensuelles de la pluviosité.

c) Module pluviométrique du bassin versant - Nous avons évalué la lame d'eau reçue par l'ensemble de chaque bassin versant en utilisant la méthode de Thiessen et la méthode des Isohyètes.

- Méthode de Thiessen : Elle ne tient pas compte de la distribution spatiale des stations d'observation: sur la carte nous joignons deux à deux les différentes stations pluviométriques par des segments de droite. Les médiatrices de ces segments partagent le bassin en polygones irréguliers auxquels on attribue la hauteur de pluie du pluviomètre le plus proche en distance horizontale.

Si $P_1, P_2, P_3, \dots, P_n$ représentent les lames d'eau tombées respectivement sur les surfaces $S_1, S_2, S_3, \dots, S_n$ d'influence de chaque pluviomètre (polygones) la pluie moyenne P sur le bassin sera:

$$P = \frac{P_1 S_1 + P_2 S_2 + P_3 S_3 + \dots + P_n S_n}{S}$$

où S est égale à la superficie totale du bassin.

- Méthode des Isohyètes: Une courbe isohyète est le lieu géométrique des points sur lesquels est tombée la même lame d'eau.

Nous avons tracé les isohyètes sur la surface de chaque bassin versant en fonction de notre connaissance de la région et des valeurs moyennes que l'on peut dégager pour chaque station météorologique.

A partir de ces réseaux d'isohyètes nous planimétons les surfaces ainsi déterminées et nous pouvons, sur une courbe, donner la répartition de la lame d'eau sur le bassin. L'ordonnée 50 % de cette courbe cumulée nous donne la pluviométrie moyenne du bassin.

Le volume d'eau tombée sur l'ensemble de chaque bassin versant sera : $V = P \times S$

où P est la pluviométrie moyenne
et S est la superficie totale du bassin.

2.2.2.3. TEMPERATURE

a) Moyenne des températures mensuelles

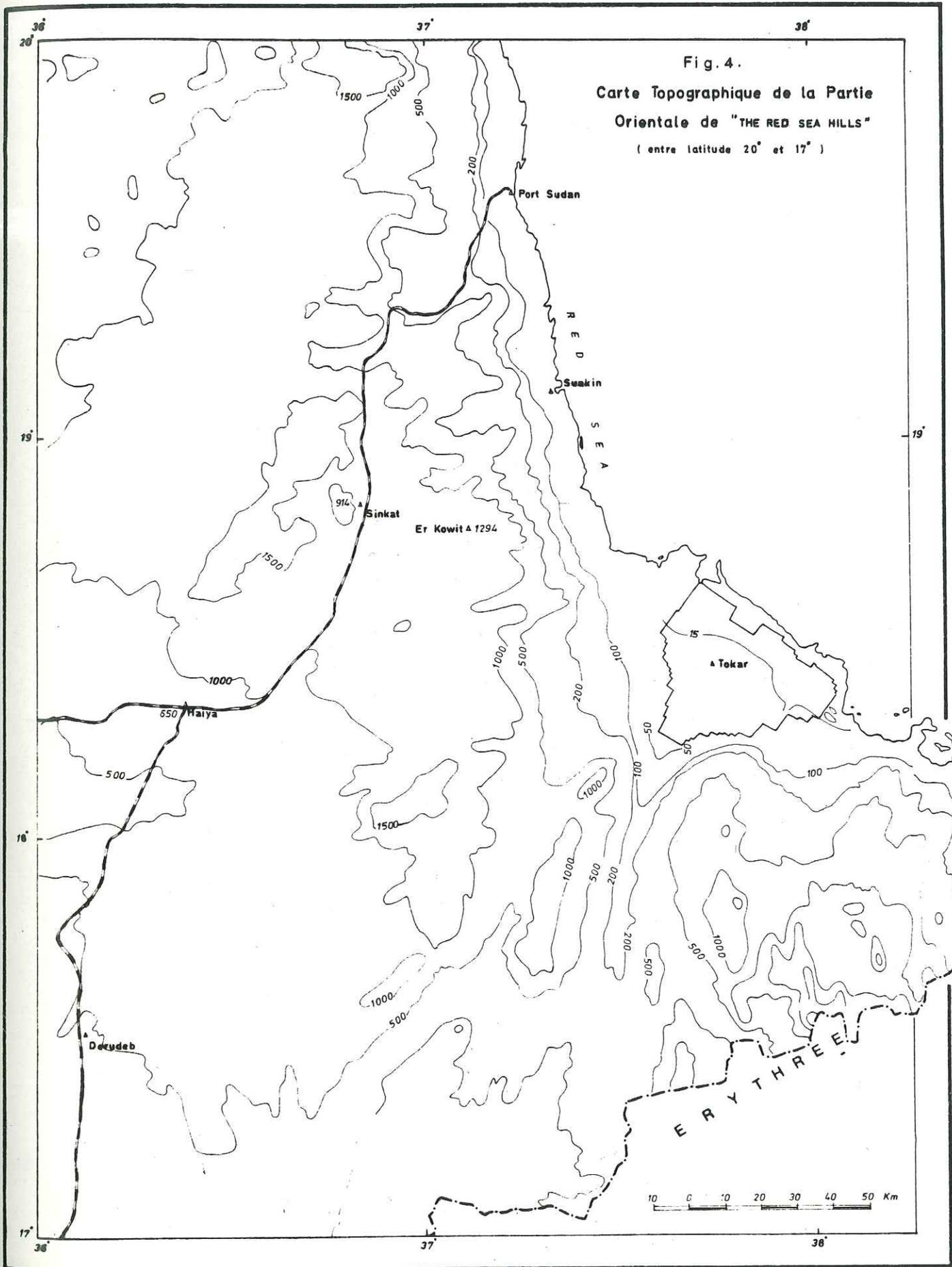
b) Moyenne des températures extrêmes

2.3. LE BASSIN VERSANT DU KHOR BARAKA ET LE DELTA DE TOKAR

2.3.1. CARACTERISTIQUES PHYSIQUES

2.3.1.1. DELIMITATION

Le bassin versant du Khor Baraka est immense et occupe une superficie de 46 450 km² et un périmètre de 1 050 km. Il est délimité au Sud et au Sud-Ouest par le bassin versant de la rivière *Gash*, à l'Ouest par celui de *Khor Arab* et au Nord par celui de *Khor Ashat*.



A l'Est ce bassin est délimité par une crête qui atteint environ 2 000 mètres en Erythrée et s'abaisse à environ 1 000 mètres au Soudan (Fig. 4, p. 12).

2.3.1.2. CARACTERISTIQUES DE LA FORME DU BASSIN

a) Indice de capacité $K_c = 0,28 \frac{P}{\sqrt{A}}$

d'où $P = 1\ 050$ km et $A = 46\ 450$ km² $K_c = 1,36$

Cette valeur n'est pas loin de celle d'un cercle.

b) Relief

- Altitude moyenne = $\frac{2\ 573 + 39}{2} = 1\ 306$ m

- Altitude de la médiane de la courbe hypsométrique = 725 m

- L'altitude la plus fréquente est comprise entre 500 et 1 000 m (Tableau 1 et Fig. 5).

Tableau 1 : Surfaces partielles et cumulées comprises entre deux courbes de niveau successives (Bassin versant du Khor Baraka)

Altitudes (m)	Surfaces partielles (km ²)	% de la superficie totale	Surfaces cumulées (km ²)	Surfaces cumulées , %	Fraction des sur- faces cu- mulées	D km = FxL
de 2000 à 2573	1718,87	3,70	1718,87	3,70	0,037	15,175
de 1500 à 2000	3097,88	6,67	4816,35	10,37	0,104	42,532
de 1000 à 1500	6539,46	14,08	11355,81	24,45	0,245	100,279
de 500 à 1000	24755,18	53,33	36110,99	77,78	0,778	319,007
de 200 à 500	9289,00	20,00	45399,99	97,78	0,978	401,034
de 39 à 200	1050,00	2,22	46450,00	100,00	1,000	410,140

FIG.5. BASSIN VERSANT DE KHOR BARAKA.
COURBE HYSOMETRIQUE ET COURBE DES
FREQUENCES ALTIMETRIQUES.

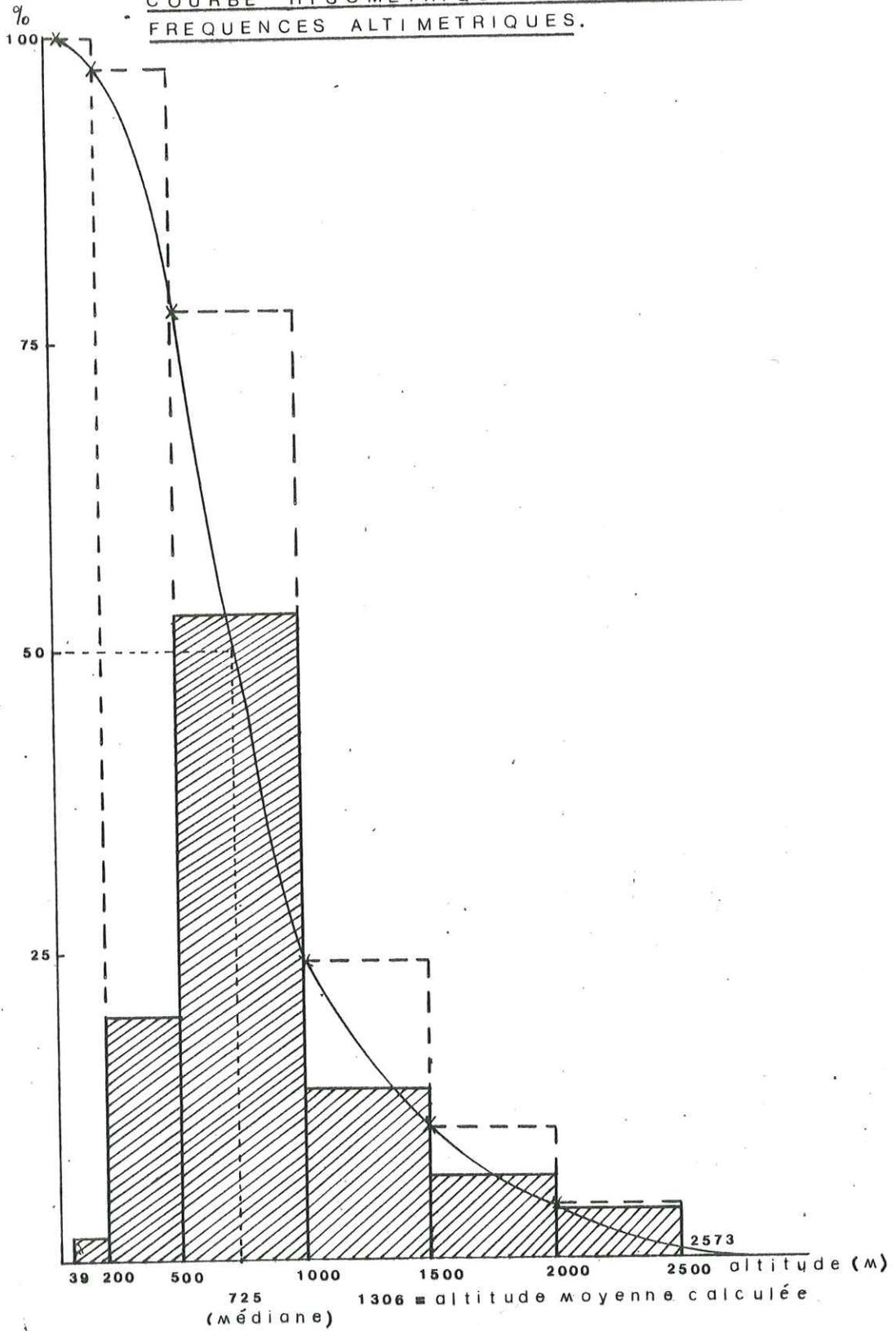
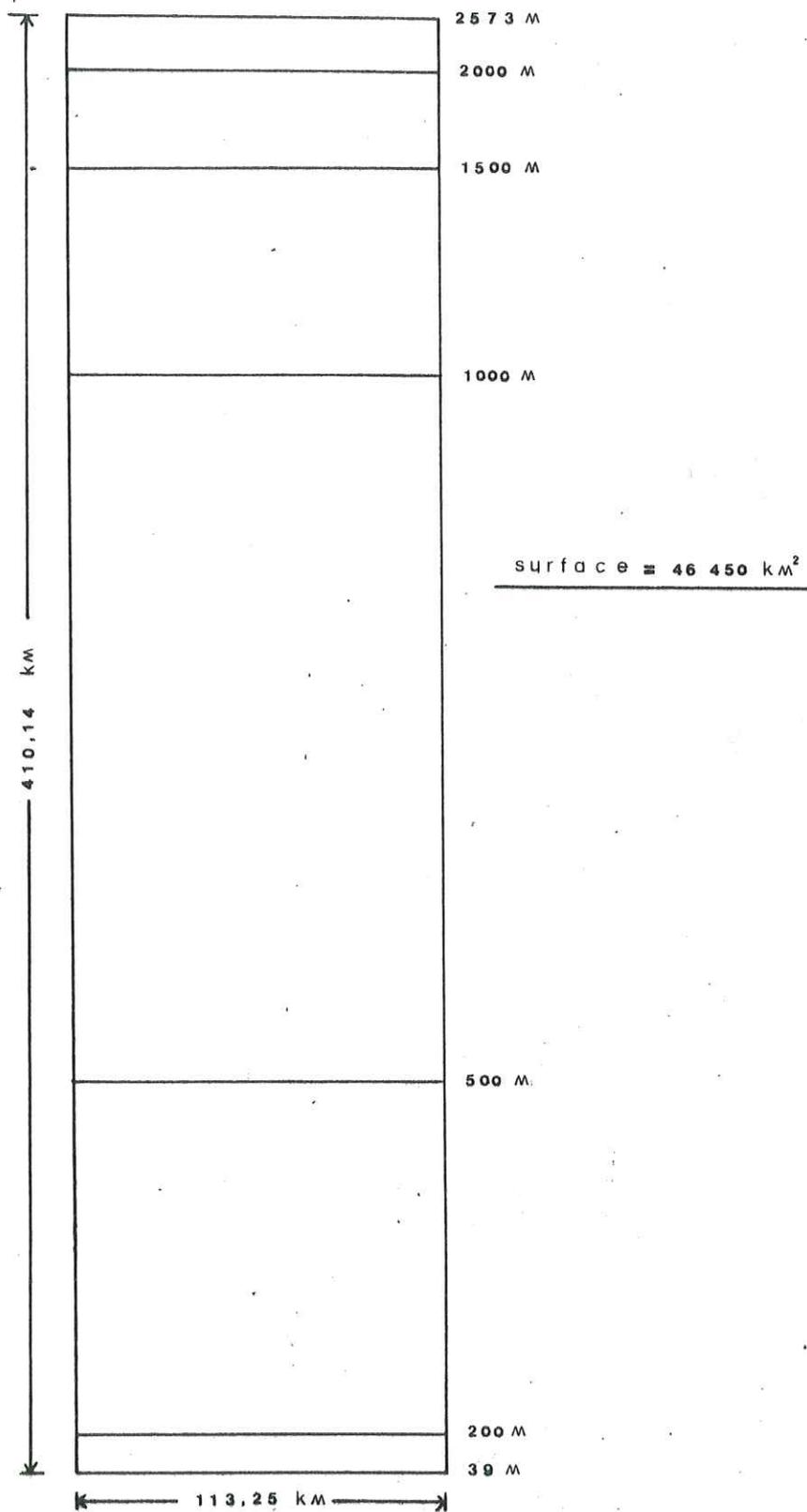


FIG. 6 . BASSIN VERSANT DE KHOR BARAKA .

RECTANGLE EQUIVALENT



c) Rectangle équivalent (Fig.6 p.15)

$$\text{Longueur } L = \frac{Kc \cdot \sqrt{A}}{1,12} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{Kc} \right)^2} \right] = 410,14 \text{ km}$$

$$\text{Largeur } l = \frac{Kc \cdot \sqrt{A}}{1,12} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{Kc} \right)^2} \right] = 113,25 \text{ km}$$

d) Indice de pente

$$\text{. Pente moyenne } \delta = \frac{\Delta}{L}$$

$$\text{où } \Delta = 2573 - 39 = 2534 \text{ m et } L = 410,14 \text{ km}$$

$$\delta = 0,0062 \text{ m/m soit } 6,2 \text{ mm/m}$$

$$\text{. Indice de pente } I_{\delta} = \frac{1}{\sqrt{L}} \sum_{i=1}^n \sqrt{f_i (a_i - a_{i-1})}$$

$$I_{\delta} = \frac{1}{\sqrt{410,14}} \left[\sqrt{0,16 \times 0,0222} + \sqrt{0,3 \times 0,5333} + \sqrt{0,5 \times 0,1408} + \sqrt{0,5 \times 0,0667} \right]$$

$$I_{\delta} = 0,045$$

La "pente moyenne" et l'indice de pente nous montrent une pente générale moyenne à forte.

2.3.1.3. HYDROGRAPHIE

a) Réseau hydrographique

Le réseau hydrographique se forme de deux affluents principaux. Ce sont le Khor Baraka qui reçoit plus de 80 % de ses petits affluents du plateau érythréen et le Khor Langeb qui se trouve presque entièrement en territoire soudanais et dont l'altitude est moindre que celle du plateau érythréen.

$$\text{b) Densité de drainage } Dd = \frac{\sum Li}{A}$$

où $\sum Li = 1\,000 \text{ km}$ et $A = 46\,450 \text{ km}^2$ $Dd = 0,0215$
c'est à dire une densité de drainage assez faible.

2.3.2. CLIMATOLOGIE

2.3.2.1. PRECIPITATIONS

a) Régime interannuel

- Modules: Les "modules pluviométriques" de quelques stations autour du bassin versant du Khor Baraka, pour la période de 1941 - 1970 figurent dans le tableau 2.

Tableau 2 : Module pluviométriques des stations autour du bassin versant et du Khor Baraka.

Période de référence	Station	Altitude (m)	Module (mm)
1904 à 1914	Asmara	2 200	545
1941 à 1970	Erkowit	1 095	174
1941 à 1970	Gebeit	795	122
1941 à 1970	Haiya	650	87
1941 à 1970	Karora	300	246
1941 à 1970	Kassala	500	314
1890 à 1896	Keren	1 400	351
1941 à 1970	Tokar	20	86

On y constate que :

(1) Les précipitations décroissent d'une façon générale du Sud au Nord: les stations de Haiya et de Kassala situées à la même longitude et à des latitudes voisines l'une de l'autre, aux latitudes $18^{\circ}2'N$ et $15^{\circ}27'N$, respectivement en constituent un bon exemple. Et, de façon plus générale, on constate que les précipitations augmentent du Nord au Sud de l'ordre de 75 mm/m par degré de latitude.

(2) Les précipitations s'accroissent aussi avec l'altitude. Cette augmentation est de l'ordre de 0,3 mm/m: les trois stations voisines de Haiya, Gebeit et Erkowit en sont l'illustration.

- Gradient pluviométrique: Dans le secteur sud du bassin le gradient est égal à 0,5 mm/m. Dans le secteur nord le gradient pluviométrique est très faible, de l'ordre de 0,1 mm/m, tenant compte que les sommets présentent des anomalies pluviométriques. En général le gradient est de l'ordre de 0,3 mm/m.

b) Régime annuel

Sur le bassin versant du Khor Baraka la répartition des pluies, à Asmara, par exemple, est la suivante:

- une période estivale : (Avril à Septembre) :
498 mm, soit 89,7 % du total annuel;

- une période hivernale (Octobre à Mars):
56 mm, soit 10,3 % du total.

Ceci montre bien l'importance de la période estivale où le mois d'Août représente un maximum, soit 32,1 % à Asmara (Tableau 3)

Tableau 3: Moyennes mensuelles des pluies des stations autour du bassin versant du Khor Baraka

Période de référence	Stations	Moyennes mensuelles (mm)											
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1904 à 1914	Asmara	1	3	13	25	45	38	171	175	35	19	12	10
1941 à 1970	Erkowitz	41	16	3	8	8	3	14	19	3	12	22	25
1941 à 1970	Gebeit	2	tr.	tr.	3	10	4	37	41	12	8	4	1
1941 à 1970	Haiya	0	tr.	tr.	3	7	4	23	33	10	4	2	1
1941 à 1970	Kassala	tr.	tr.	1	4	12	27	97	110	51	9	3	tr.
1890 à 1896	Keren	tr.	tr.	1	9	25	89	106	101	20	3	8	tr.
1941 à 1970	Tokar	18	4	tr.	1	3	tr.	9	5	.1	4	26	15

tr = traces

Notre région étant soumise aux vents du Sud-Ouest et aux apports orageaux continentaux, le climat est de type continental sur la majorité du bassin versant; un climat de transition mi-océanique, mi-continental se développe dans le glacis et le delta de Tokar; nous l'étudions plus loin (page).

c) Module pluviométrique du bassin

(1) Méthode de Thiessen: (Fig. 7) -

Tableau 4: Hauteur des pluies aux différentes stations considérées et superficie de leur zone d'influence. Méthode de Thiessen.

Stations	Altitude (m)	H (mm)	S (km ²)	P S. 10 ³ en m ³
Asmara	2 200	545	2 585	1 408 825 (P _A S _A)
Haiya	650	87	19 435	1 690 845 (P _H S _H)
Kassala	500	314	17 410	5 466 740 (P _{Ka} S _{Ka})
Keren	1 400	351	7 020	2 464 020 (P _{Ke} S _{Ke})
			S = 46 450 km ²	11 030 430 (PS)

Selon la méthode de Thiessen, le tableau (4) indique, pour chaque secteur du bassin, la hauteur de la lame d'eau H (pour la période de référence) calculée à partir des différentes stations pluviométriques, ainsi que la superficie S de chacun de ces secteurs.

La pluviosité moyenne P sur le bassin de surface S (= 46 450 km²) sera d'après Thiessen:

$$P = \frac{P_A S_A + P_H S_H + P_{Ka} S_{Ka} + P_{Ke} S_{Ke}}{S}$$

où P_A, P_H, P_{Ka}, P_{Ke} représentent les pluies tombant respectivement sur les stations d'Asmara, Haiya, Kassala et Keren, et S_A, S_H, S_{Ka}, S_{Ke} les surfaces d'influence de chaque pluviomètre.

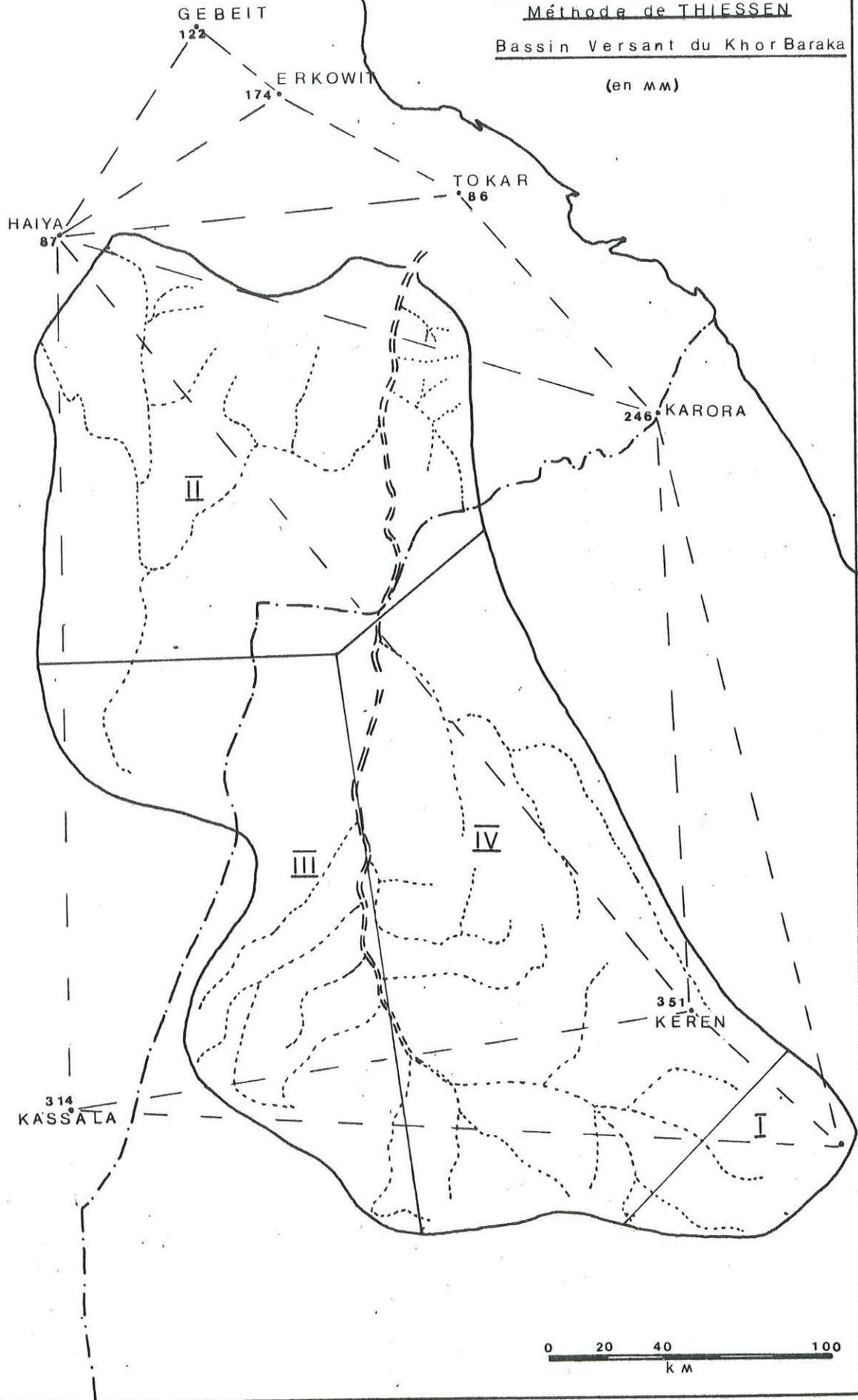
Nous obtenons P = 237 mm

(2) Méthode des Isohyètes (Fig.8) : Sur la carte du bassin versant nous avons planimétré chaque surface correspondant à une certaine hauteur de la lame d'eau et groupé les résultats dans le tableau 5.

FIG. 7. PLUVIOMETRIE MOYENNE
Méthode de THIESSEN

Bassin Versant du Khor Baraka

(en mm)



BASSIN VERSANT DE KHOR BARAKA - méthode des Isohyètes

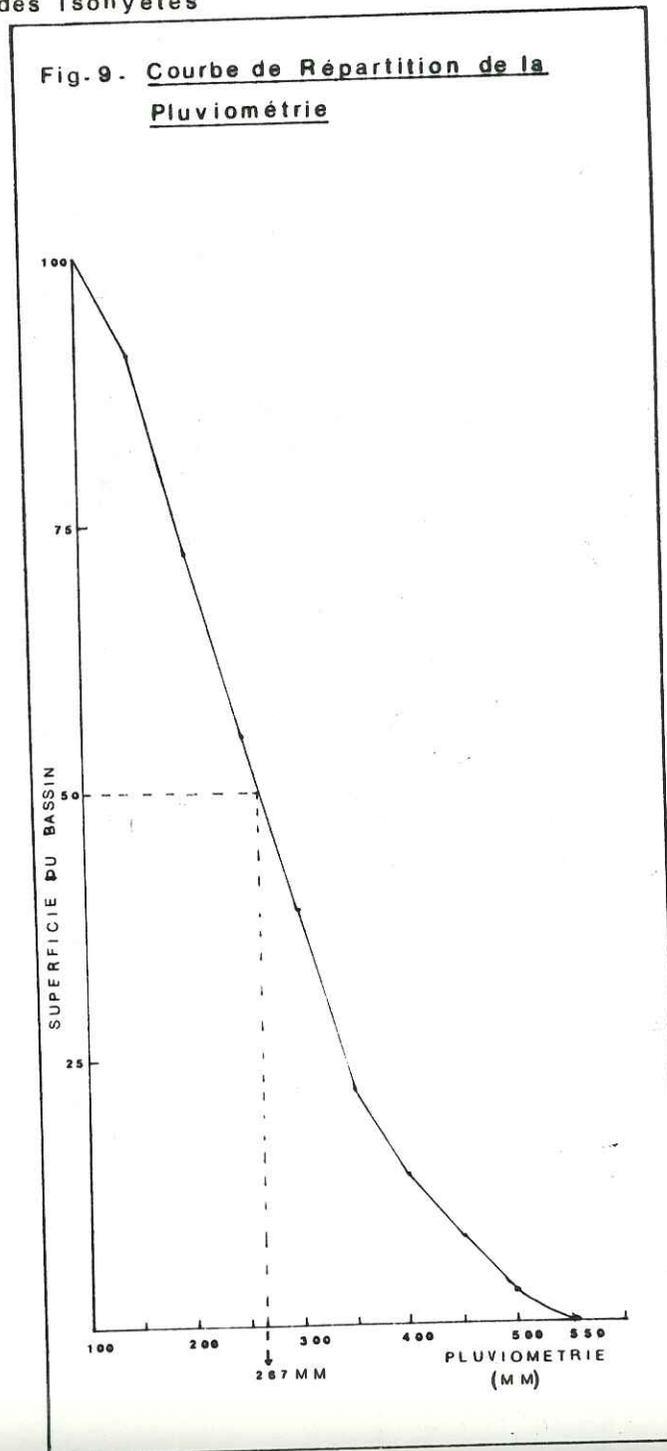
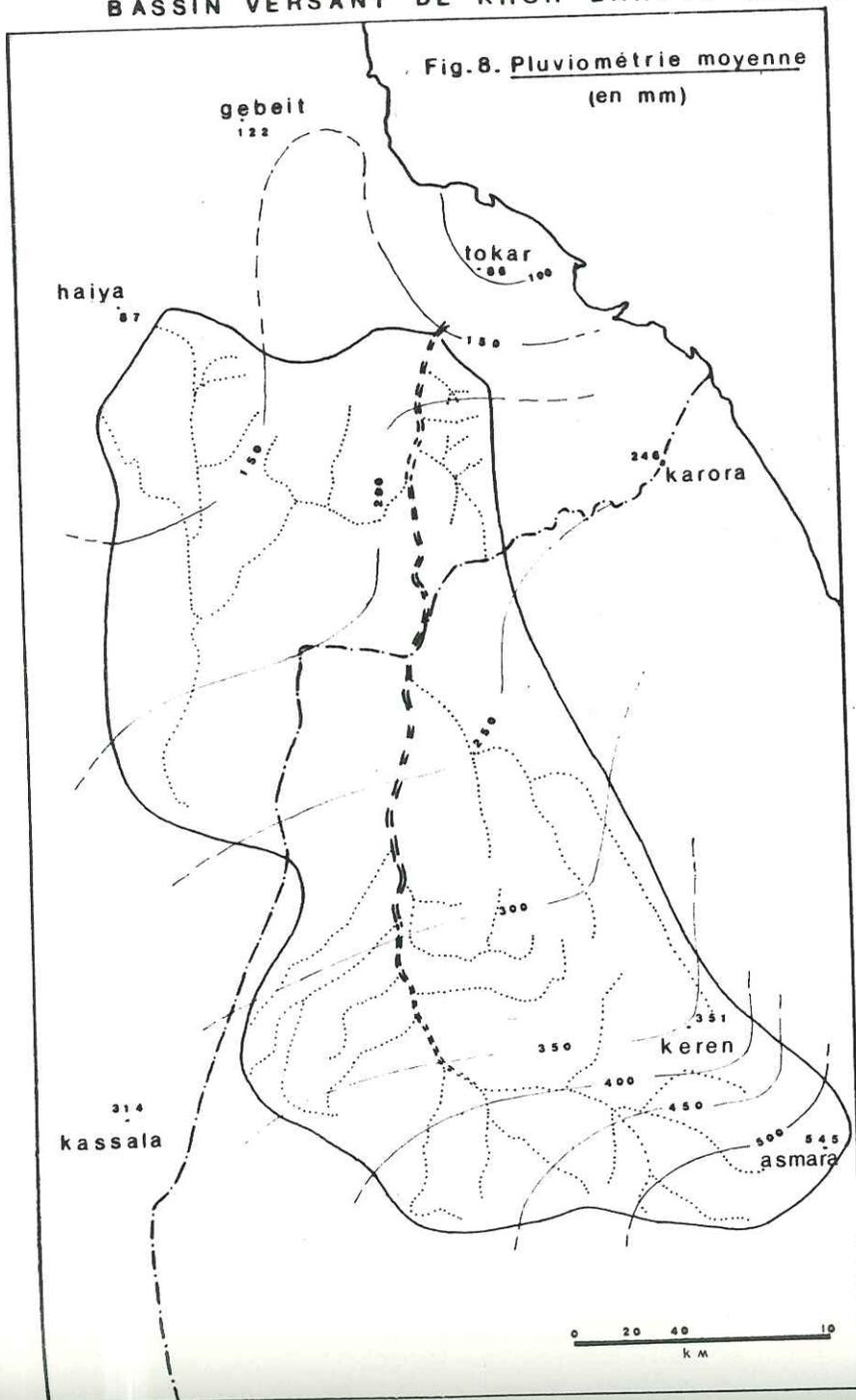


Tableau 5 : Répartition de la surface du bassin versant du Khor Baraka aux différentes isohyètes.

Hauteur de pluie en mm	Surface en km ²	Surface en %	Surface cumulée en %
500	1 800	3,87	3,87
450	1 926	4,15	8,02
400	3 069	6,61	14,63
350	3 530	7,60	22,23
300	7 673	16,52	38,75
250	6 631	14,27	53,02
200	9 095	19,58	72,60
150	8 517	18,34	90,94
100	4 294	9,05	100,00

Puis sur une courbe nous avons représenté la surface du bassin versant exprimée en % en fonction des hauteurs de pluie. Nous obtenons ainsi la courbe cumulative de répartition de la pluviométrie du bassin (Fig.9).

La médiane donne la pluviométrie moyenne, soit 267 mm.

Les deux méthodes de Thiessen et des isohyètes nous fournissent des résultats très voisins. Nous retenons la moyenne de ces deux méthodes bien que la méthode des isohyètes soit, à nos yeux, la meilleure.

(3) Le volume d'eau tombant sur l'ensemble du bassin versant du Khor Baraka nous est donné par la relation $V (m^3) = P_{(m)} \times S_{(m^2)}$

D'après la méthode des Isohyètes,

$$V = 12,4 - 10^3 \text{ en millions de mètres cubes (Mm}^3\text{)}$$

et d'après la méthode de Thiessen,

$$V = 11,0 - 10^3 \text{ Mm}^3$$

La valeur moyenne de ces deux chiffres est d'environ

$$11,7 - 10^3 \text{ Mm}^3$$

2.4. LE BASSIN VERSANT DU KHOR SALLOM - LE DELTA DE HOSHIRI

2.4.1. CARACTERISTIQUES PHYSIQUES

2.4.1.1. DELIMITATION

Le bassin versant du Khor Sallom occupe une superficie de 1 485 km² et un périmètre de 156 km. Il est délimité au Sud par le bassin versant du *Khor Téhamiyam*, affluent du Khor Arab, à l'Ouest par le bassin versant du *Khor Arbaat*, au Nord par le bassin versant du *Khor Harbub*. A l'Est le bassin est délimité par une longue arête montagneuse qui s'allonge depuis la crête de *Jebel Okum Hadal*, au Sud (1 297 m) jusqu'au *Jebel Erba* (1 571 m) à la limite occidentale du bassin.

2.4.1.2. CARACTERISTIQUES DE FORME

a) Indice de compacité, K_c

$$K_c = 0,28 \frac{P}{\sqrt{A}}$$

où $P = 156$ km et $A = 1 485$ km²

$K_c = 1,13$, soit une valeur proche de celle d'un cercle.

- altitude moyenne = $\frac{1 571 + 171}{2} = 871$ m

- altitude de la médiane (c.f. figure) = 875 m

- l'altitude la plus fréquente est comprise entre 500 et 1 000 m (Tableau 6 et fig. 10).

Tableau 6: Surfaces partielles et cumulées comprises entre deux courbes de niveau successives (Bassin versant du Khor Sallom)

Altitudes (m)	Surfaces partielles (km ²)	% de la superf. totale	Surfaces cumulées (km ²)	Fraction		
				Surfaces cumulées %	Surf. Dkm=FxL cumulées	= F
de 1500 à 1571	130,768	8,80	130,768	8,8	0,088	3,907
de 1000 à 1500	446,352	30,12	577,120	38,92	0,389	17,281
de 500 à 1000	557,000	40,63	1 134,120	79,55	0,796	35,320
de 200 à 500	241,472	17,60	1 375,592	97,15	0,972	43,135
de 171 à 200	108,964	7,40	1 484,556	100,00	1,000	44,400

b) Rectangle équivalent (Fig. 11)

$$\text{Longueur } L = \frac{K_c \sqrt{A}}{1,12} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{K_c}\right)^2} \right] = 44,40 \text{ km}$$

$$\text{Largeur } l = \frac{K_c \sqrt{A}}{1,12} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{K_c}\right)^2} \right] = 33,45 \text{ km}$$

FIG. 10. BASSIN VERSANT DE KHOR SALLOM

Courbe Hypsométrique et Courbe des

Fréquence Altimétrique

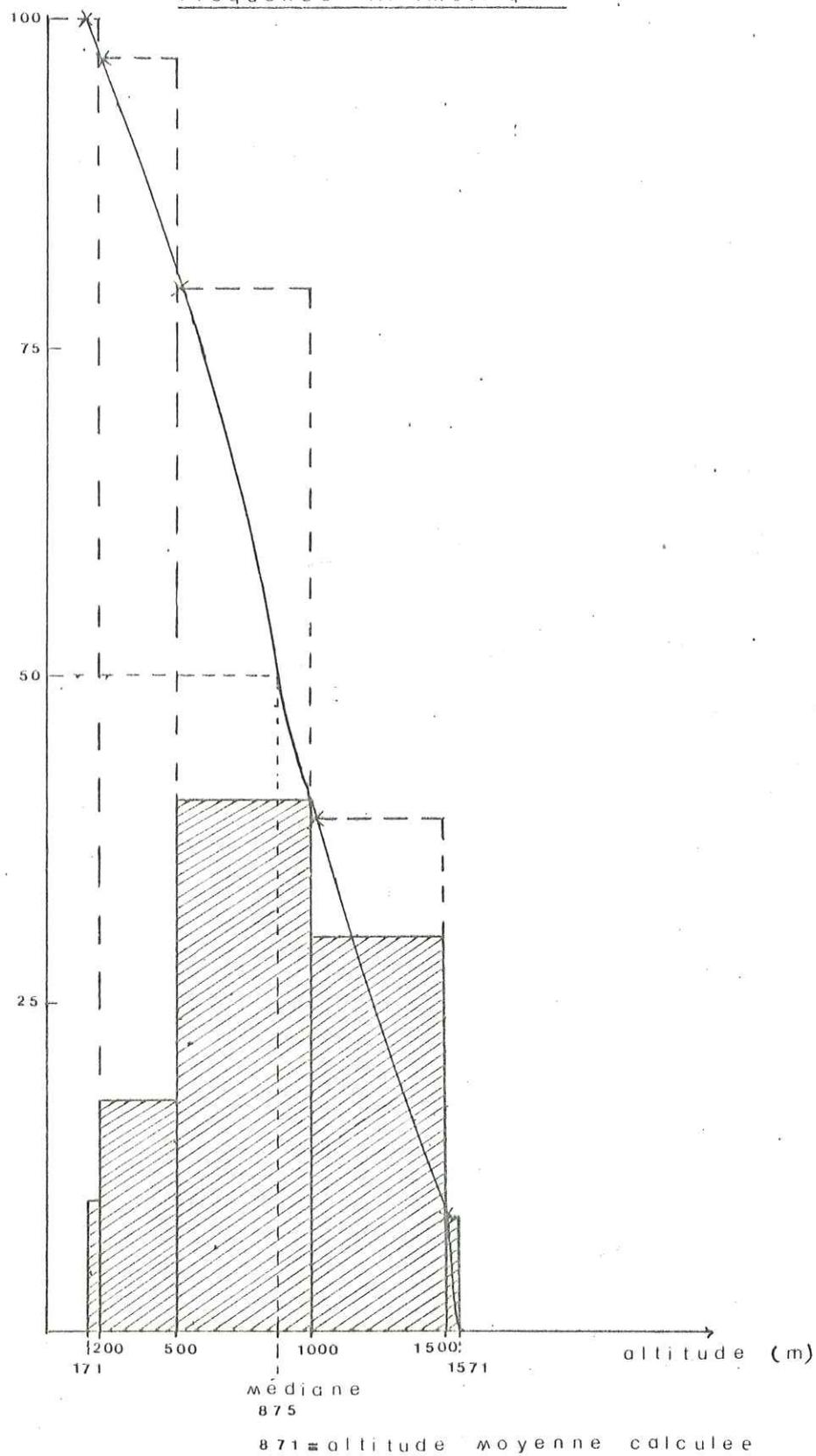
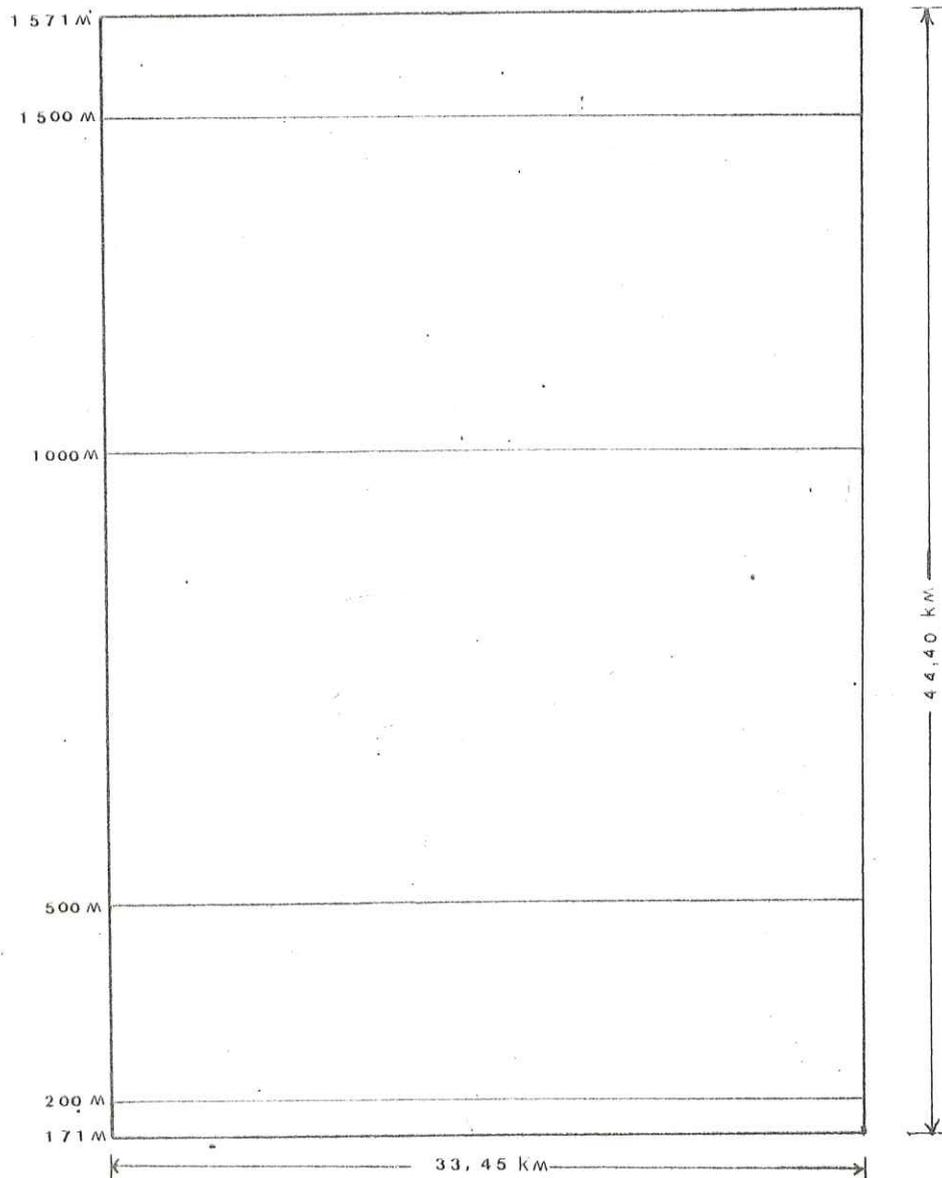


FIG. 11. BASSIN VERSANT DE KHOR SALLOM.

RECTANGLE EQUIVALENT



c) Indice de pente

$$\text{Pente moyenne } \delta = \frac{\Delta}{L}$$

où $\Delta = 1\,571 - 171 = 1\,400$ m et $L = 44,40$ km
 $\delta = 0,031$ m/m soit 31 mm/m

$$\text{Indice de pente: } I_{\delta} = \frac{1}{\sqrt{L}} \sum_{i=1}^n \sqrt{f_i (a_i - a_{i-1})}$$

$$I_{\delta} = \frac{1}{\sqrt{44,4}} \left[\sqrt{0,09 \times 0,285} + \sqrt{0,3 \times 0,184} + \sqrt{0,5 \times 0,416} + \sqrt{0,5 \times 0,3012} \right] = 0,163$$

L'indice de pente et la pente moyenne du Khor Sallom ont des valeurs beaucoup plus forte que celles du Khor Baraka.

2.4.1.3. HYDROGRAPHIE

a) Réseau hydrographique

Le réseau hydrographique du Khor Sallom est simple: le Khor principal, appelé *Khor Adit* au Sud du bassin et Khor Sallom au Nord, reçoit de l'Ouest deux petits affluents qui se jettent dans l'oued principal à "*Dissibil junction*" et au niveau de *Obo* station. L'oued ne reçoit aucun affluent à l'Est.

$$b) \text{ Densité de drainage } D_d = \sum L_i / A$$

où $\sum L_i = 185$ km et $A = 1\,485$ km²

$D_d = 0,135$ c'est-à-dire une densité de drainage moyenne à forte.

2.4.2. CLIMATOLOGIE

2.4.2.1. PRECIPITATIONS

a) Régime interannuel

. Modules: Les "Modules pluviométriques" pour la période de 1941 - 1970 figurent dans le tableau suivant:

Stations	Altitude (m)	Module (mm)
Erkowitz	1 095 m	174
Gebeit	795 m	122
Port Sudan	5 m	111

L'examen de ce tableau nous montre que dans le bassin versant du Khor Sallom (Erkowitz et Gebeit) les précipitations s'accroissent avec l'altitude de l'ordre de 0,17 mm/m qui est donc le gradient pluviométrique du bassin.

b) Régime annuel

Sur le bassin versant du Khor Sallom, la répartition des pluies est partagée entre deux périodes (tableau 7):

- une période estivale (Avril à Septembre):
à Gebeit, il tombe 107 mm soit 87,7 % du total annuel,
à Erkowit, il tombe 55 mm soit 31,6 % du total annuel.

- une période hivernale (Octobre à Mars):
à Gebeit, il tombe 15 mm soit 12,3 % du total annuel,
à Erkowit, il tombe 119 mm, soit 68,4 % du total annuel.

Du point de vue pluviométrique, il se manifeste donc une influence estivale au centre du bassin et une influence hivernale à la crête orientale. C'est le signe d'une transition mi-océanique, mi-continentale du climat de ce bassin.

Tableau 7: Moyennes mensuelles des pluies des stations du bassin versant du Khor Sallom

Stations	Moyennes mensuelles (mm)											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Erkowit	41	16	3	8	8	3	14	19	3	12	22	25
Gebeit	2	tr.	tr.	3	10	4	37	41	12	8	4	1
Port Sudan	6	1	tr.	1	2	tr.	10	3	tr.	6	57	25

c) Module pluviométrique du bassin

. Méthode de Thiessen: (Fig.12): Le tableau 8 fournit la hauteur de la lame d'eau H pour la période de référence dans les trois stations voisines ainsi que la superficie S de leur zone d'influence dans le bassin du Khor Sallom.

Tableau 8: Hauteur des pluies aux différentes stations considérées et superficie de leur zone d'influence (Méthode de Thiessen)

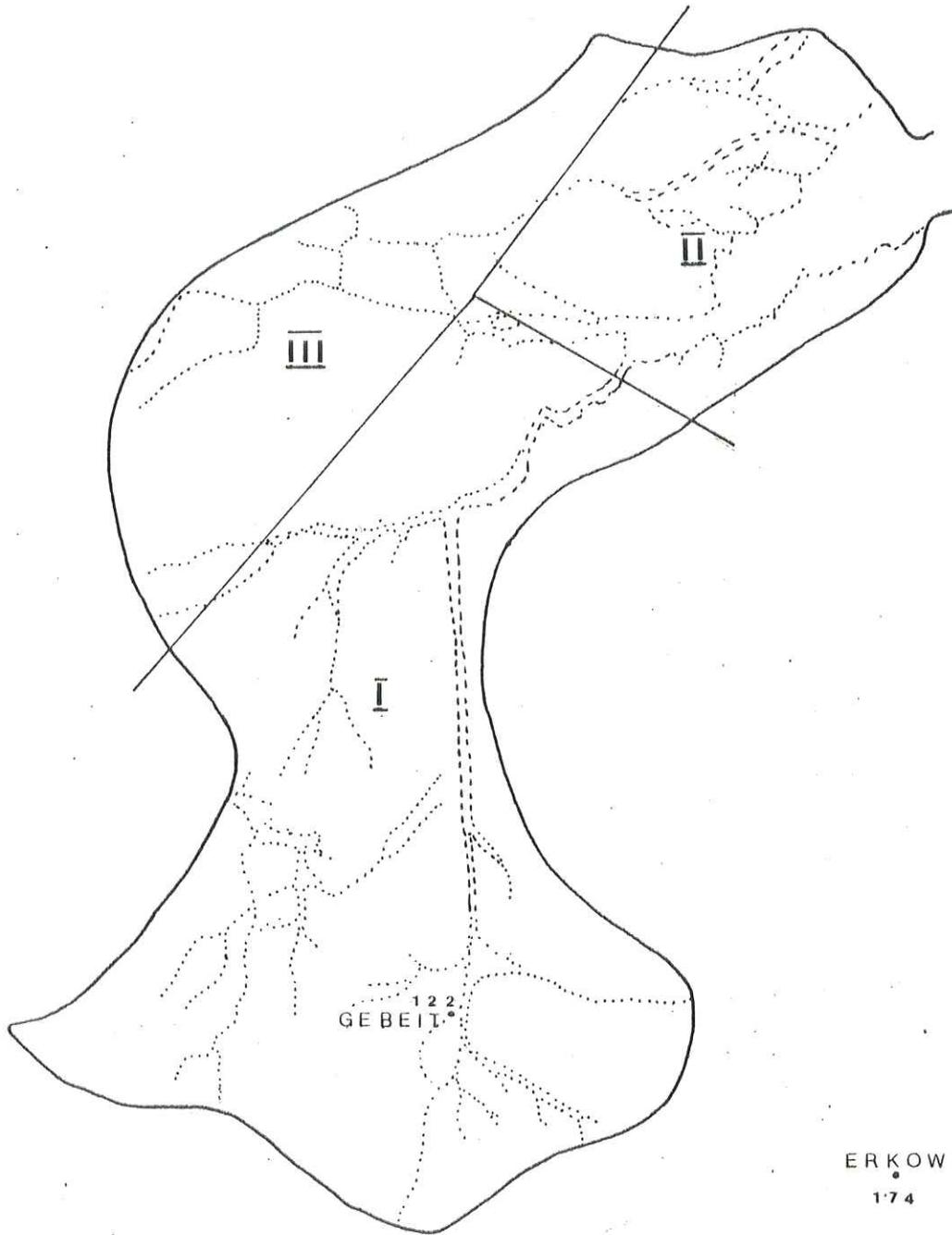
Stations	Altitude (m)	Hauteur (mm)	Superficie (km ²)	PS.10 ³ (en m ³)
Arbaat	125	100	809	80 900 (P _A S _A)
Gebeit	795	122	366	44 652 (P _G S _G)
Port Sudan	5	111	310	34 410 (P _P S _P)
			S = 1485 km ²	159 962 = PS

FIG. 12 . PLUVIOMETRIE MOYENNE - METHODE DE THIESSEN.

bassin versant du KHOR SALLOM

(EN MM)

PORT-SUDAN
111



0 5 15 25
k m

La pluviosité moyenne P sur le bassin sera d'après la méthode de Thiessen

$$P = \frac{P_A S_A + P_G S_G + P_P S_P}{S}$$

où S est la superficie totale du bassin versant du Khor Sallom

P_A , P_G , P_P représentent les pluies tombant respectivement aux stations Gebeit, Arbaat, et Port Sudan

et S_A , S_G , S_P sont les surfaces d'influence de chaque pluviomètre:

$$P = 107,7 \text{ mm}$$

. Méthode des Isohyètes (Fig.13): Le tableau 9 fournit la pluviométrie du bassin découpé suivant des isohyètes établies par référence aux stations voisines.

Tableau 9: Répartition de la surface du bassin versant du Khor Sallom aux différentes Isohyètes.

Hauteur des pluies (mm)	Surface (km ²)	Surface (%)	Surface cumulée
145	7,27	0,49	0,49
140	27,70	1,86	2,35
135	47,36	3,19	5,54
130	50,94	3,42	8,96
125	51,83	3,48	12,44
120	224,68	15,12	27,56
115	217,02	14,60	42,16
110	663,85	44,67	86,83
105	195,32	13,17	100,00

Sur la courbe de répartition de la pluviométrie (Fig.14) la médiane est de 114 mm.

Les deux méthodes fournissent les mêmes chiffres à partir desquels on peut calculer le volume d'eau tombant sur l'ensemble de ce bassin versant de Khor Sallom, qui est de:

$$\underline{1,65 \cdot 10^2 \text{ Mm}^3}$$

BASSIN VERSANT DU KHOR SALLOM - méthode des Isohyètes

Fig. 13. Pluviométrie moyenne
(mm)

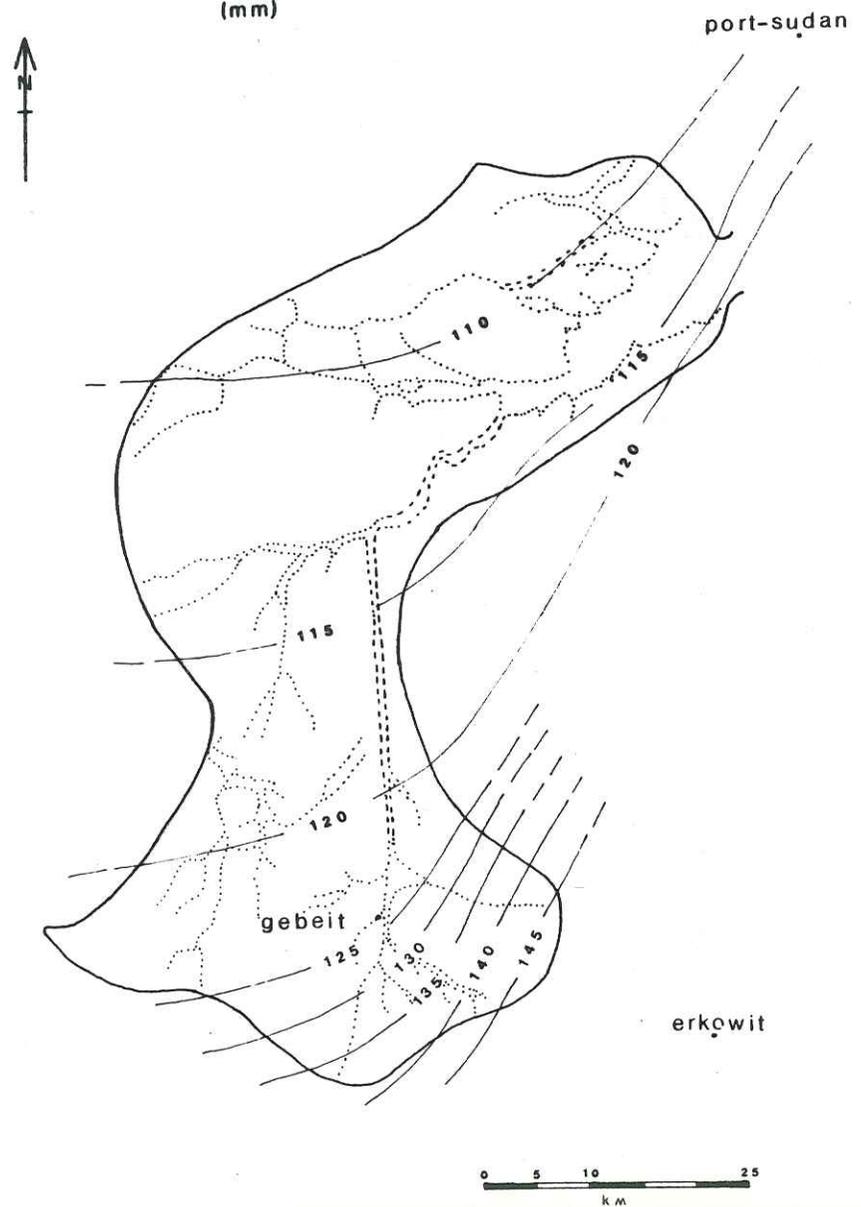
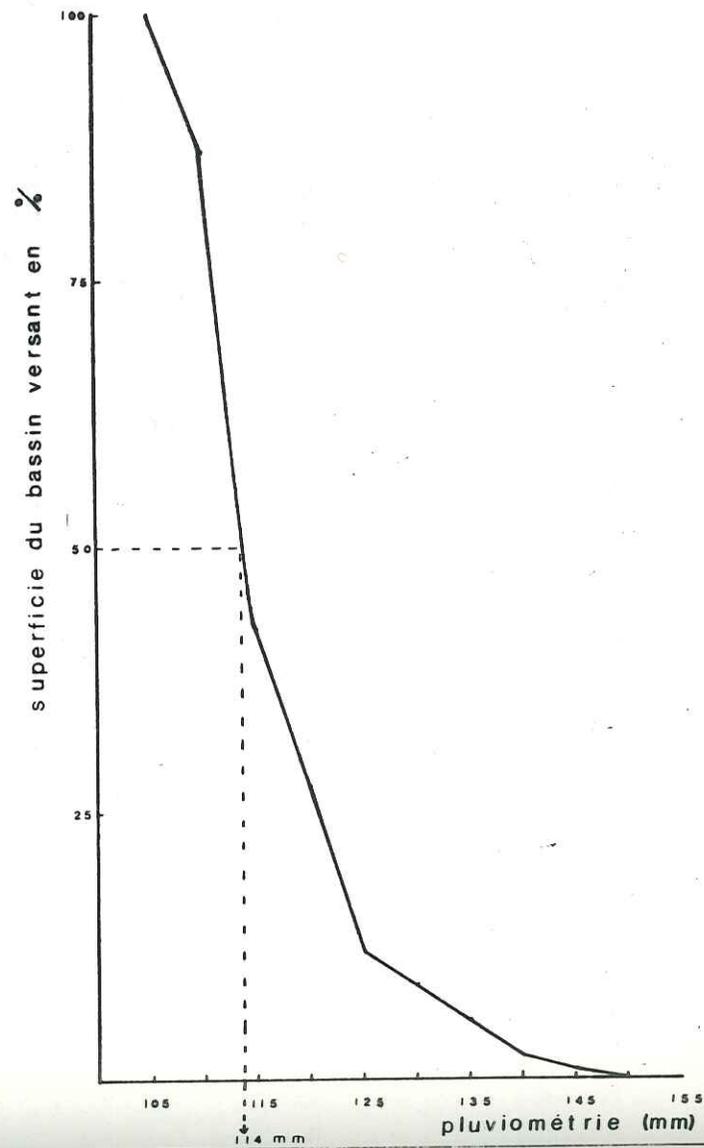


Fig. 14. Courbe de Répartition de la
Pluviométrie



2.5. LE BASSIN VERSANT DU KHOR ARBAAT ET LE DELTA DE ARBAAT

2.5.1. CARACTERISTIQUES PHYSIQUES

2.5.1.1. DELIMITATION

Le bassin versant du Khor Arbaat occupe une surface de 4 375 km² et développe un périmètre de 22,8 km. Il est entouré par des crêtes qui lui donnent la forme d'un entonnoir dont le seul exutoire débouche à la "Porte-amont" ou "Upper Gate" puis s'écoule vers le delta d'Arbaat. A l'Ouest la crête est à environ 1 500 m d'altitude ainsi qu'à l'Est au voisinage du bassin du Khor Sallom et à 500 m à la "porte amont".

2.5.1.2. CARACTERISTIQUES DE FORME

$$a) \text{ Indice de compacité } K_c = 0,98 \frac{P}{\sqrt{A}}$$

où $P = 222,8$ km et $A = 4\,375$ km² $K_c = 1,36$
c'est la même valeur que celle du bassin du Khor Baraka, pas loin de celle d'un cercle, mais moins compacte que le bassin du Khor Sallom.

b) Relief

- altitude moyenne = $\frac{1\,736 + 110}{2} = 923$ m
- altitude de la médiane (figure) = 1 225 m
- l'altitude la plus fréquente est comprise entre 1 000 et 1 500 m (tableau 10 et figure 15).

Tableau 10 Surfaces partielles et cumulées comprises entre deux courbes de niveau successives (Bassin versant du Khor Arbaat).

Altitudes (m)	Surfaces partielles (km ²)	% de la superficie totale	Surfaces cumulées (km ²)	Surfaces cumulées (%)	Fraction des surfaces cumulées =F	D _{km} = FxL
de 1500 à 1736	279,125	6,38	279,125	6,38	0,064	8,029
de 1000 à 1500	3 398,060	77,67	3 677,185	84,05	0,841	105,785
de 500 à 1000	393,750	9,57	4 070,935	93,62	0,936	117,830
de 200 à 500	157,875	3,38	4 218,810	97,00	0,970	122,084
de 110 à 200	131,250	3,00	4 375,000	100,00	1,000	125,860

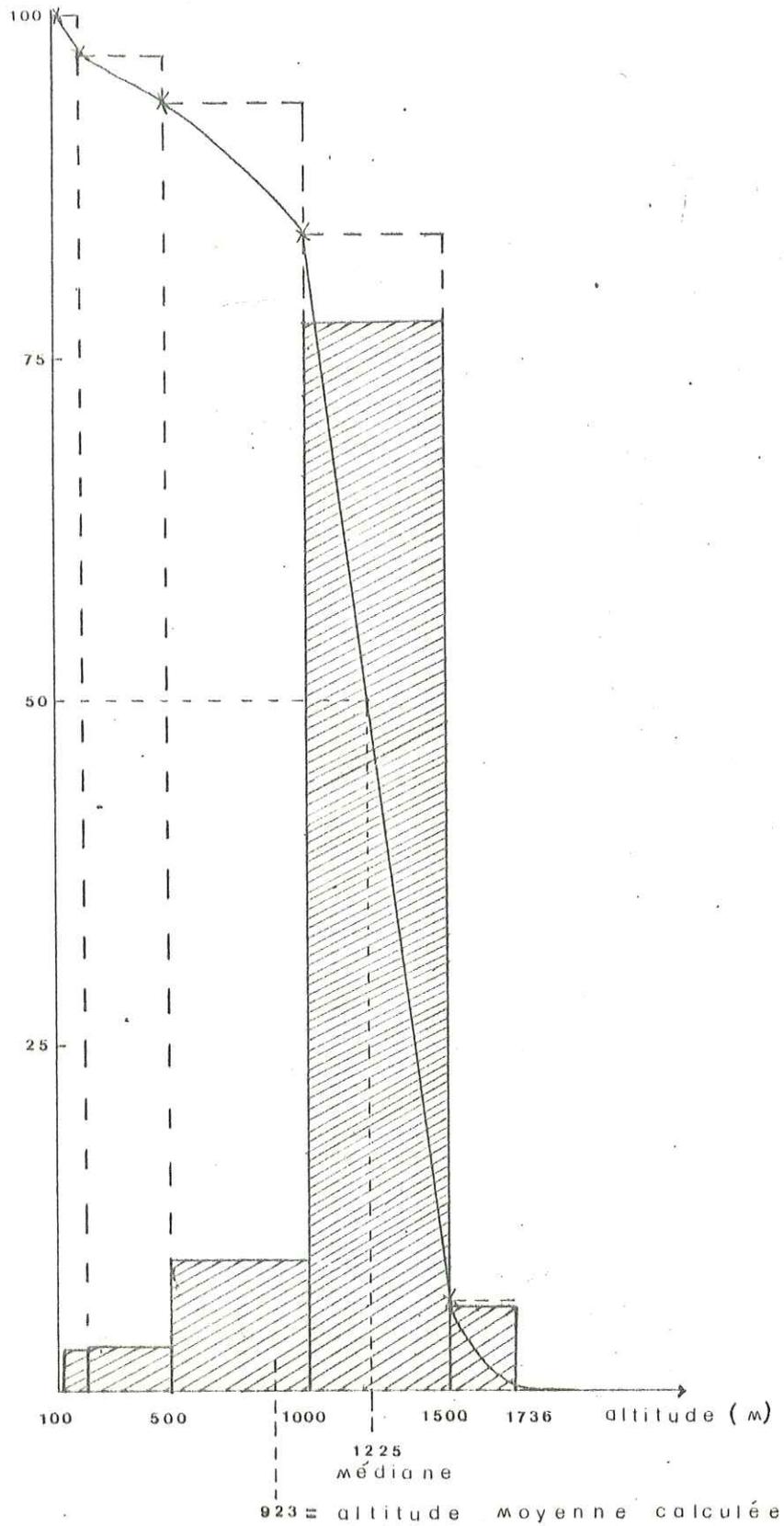
c) Rectangle équivalent (Fig. 16)

$$\text{Longueur } L = \frac{K_c \sqrt{A}}{1,12} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{K_c} \right)^2} \right] = 125,86 \text{ km}$$

$$\text{Largeur } l = \frac{K_c \sqrt{A}}{1,12} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{K_c} \right)^2} \right] = 34,76 \text{ km}$$

FIG.15. BASSIN VERSANT DE KHOR ARBAAT.

Courbe Hypsométrique et Courbe des
Frequences Allométriques



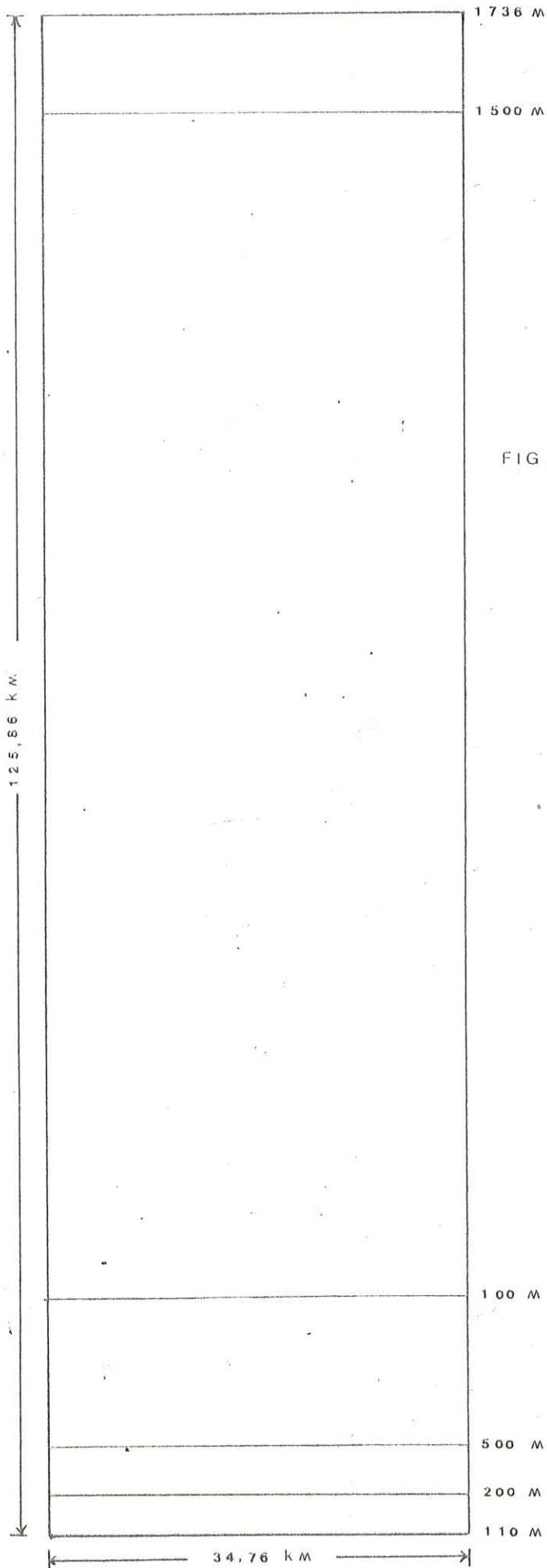


FIG. 16. BASSIN VERSANT DE
KHOR ARBAAT.

RECTANGLE EQUIVALENT

d) Indice de pente

$$\text{Pente moyenne } \delta = \frac{\Delta}{L}$$

où $\Delta = 1\,736 - 110 = 1\,626$ et $L = 125,86 \text{ km}$
 $\delta = 0,013 \text{ m/m}$ soit 13 mm/m

$$I_{\delta} = \frac{1}{\sqrt{L}} \sum_{i=1}^n \sqrt{f_i (a_i - a_{i-1})}$$

$$I_{\delta} = \frac{1}{\sqrt{125,86}} \left[\sqrt{0,09 \times 0,03} + \sqrt{0,30 \times 0,0338} + \sqrt{0,5 \times 0,0957} + \sqrt{0,5 \times 0,7767} \right]$$

$I_{\delta} = 0,088$: la pente moyenne est assez forte.

2.5.1.3. HYDROGRAPHIE

a) Réseau hydrographique

Le Khor Arbaat s'écoule du Sud au Nord dans la région située à l'amont de la porte amont. Du Sud au Nord, les principaux affluents sont Khor Odrus, Yudib, Miseitit, Mareitri et plusieurs petits Khors sans nom qui rejoignent le Khor Arbaat en différents points. Il est à noter que le Khor Arbaat est caractérisé par un écoulement pérenne qui débute à quelques kilomètres à l'amont de la porte amont et son débit est important même pendant les années de sécheresse.

b) Densité de drainage $D_d = \sum L_i / A$

où $\sum L_i = 312 \text{ km}$ et $A = 4\,375 \text{ km}^2$ $D_d = 0,0713$
 c'est à dire une densité de drainage moyenne.

2.5.2. CLIMATOLOGIE

2.5.2.1. PRECIPITATIONS

Les stations d'observation sont les mêmes que celles utilisées pour le bassin versant du Khor Sallom et elles nous donnent les mêmes paramètres en ce qui concerne les régimes annuel et interannuel.

a) Module pluviométrique du bassin

Nous n'avons utilisé que la méthode des isohyètes à cause du manque de stations pluviométriques au voisinage et leur absence presque totale dans le bassin lui-même.

. Méthode des Isohyètes (fig.17 et 18). Elle donne les répartitions de la pluviométrie en fonction des isohyètes. Sur la courbe de répartition de la pluviométrie, la médiane est de 106 mm .

Le volume d'eau tombant sur l'ensemble du bassin versant du Khor Arbaat est donc de $4,64 \cdot 10^2 \text{ m}^3$.

BASSIN VERSANT DU KHOR ARBAAT - méthode des Isohyètes

Fig.17. Pluviométrie moyenne

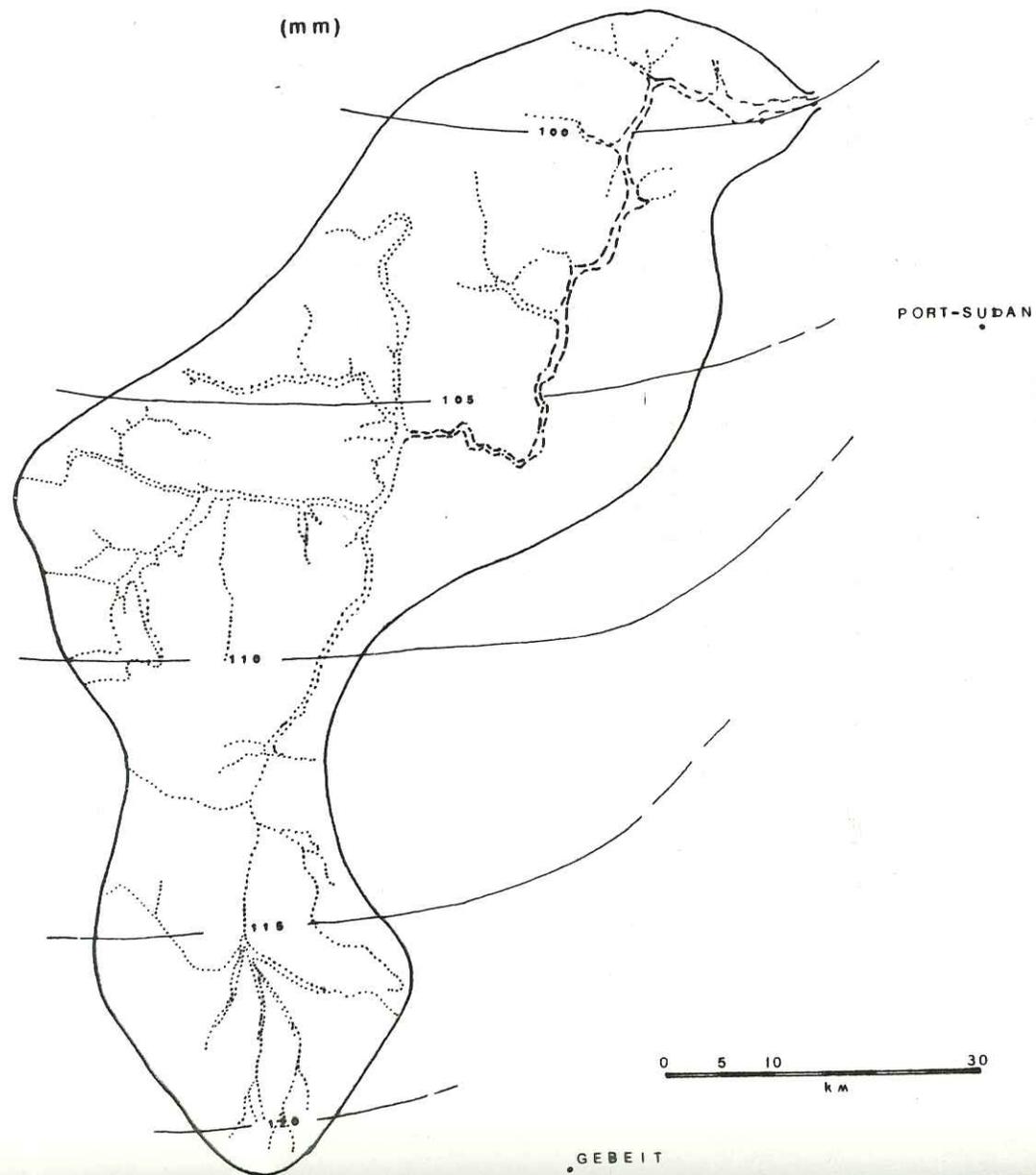
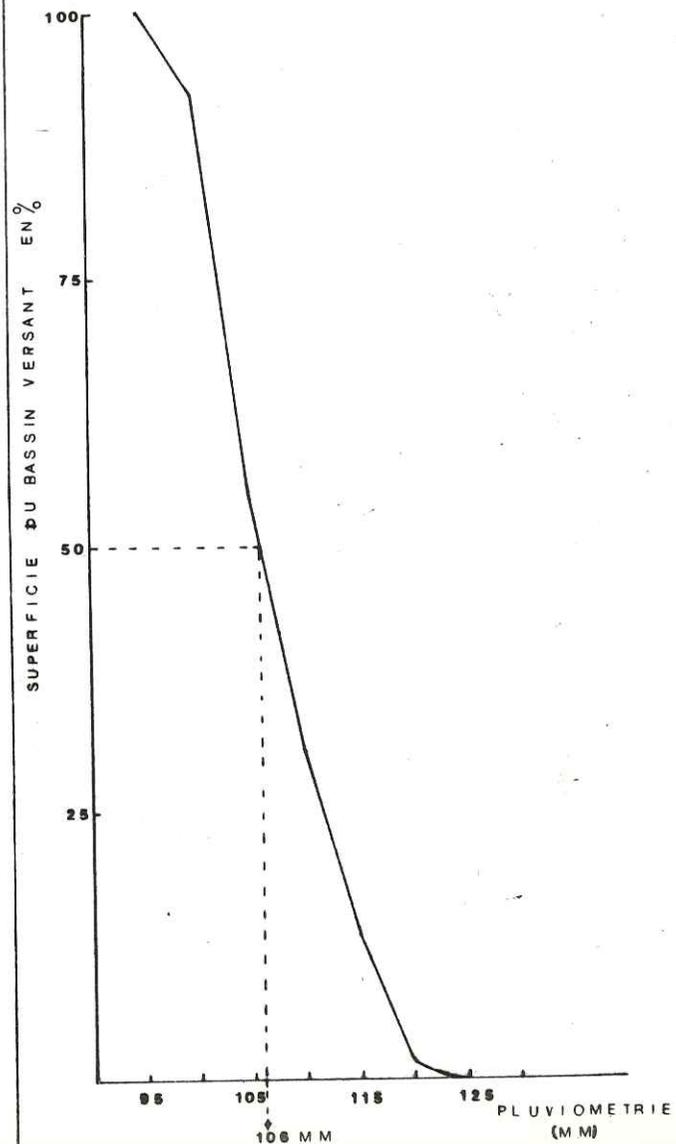


Fig.18. Courbe de Répartition de la Pluviométrie



2.6. GÉOMORPHOLOGIE GÉNÉRALE DES DELTAS

2.6.1. CARACTERISTIQUES PHYSIQUES

2.6.1.1. DELIMITATION

Comme nous l'avons déjà dit, les deltas de Tokar, Hoshiri et Arbaat sont emboîtés dans un immense glacis de piedmont. Leur superficie est de l'ordre de 1 450 km² pour le delta de Tokar, 85 km² pour le delta de Hoshiri et 200 km² pour le delta Arbaat.

2.6.1.2. RELIEF

a) Le delta de Tokar (Fig. 19)

Sa pointe amont est à l'altitude 49 m. Sa pente moyenne est de l'ordre de 0,96 mm/m jusqu'à la ville de Tokar située au centre du delta; à l'aval elle décroît aux environs de 0,66 mm/m. A titre de comparaison le glacis présente une pente moyenne de l'ordre de 3,3 mm/m dans la région du delta de Tokar.

b) Le delta Hoshiri

La pointe amont est à l'altitude de 200 m. La pente moyenne est de l'ordre de 9,7 mm/m, celle du glacis dans la région est de 18 mm/m.

c) Le delta Arbaat

Il débute à l'altitude de 110 m, sa pente moyenne est de 5,5 mm/m. Le glacis a une pente moyenne de 16 à 17 mm/m.

2.6.1.3. HYDROGRAPHIE

a) Le delta de Tokar

C'est un delta lobé "arcuate delta". A sa sortie des montagnes le Khor Baraka est scindé en deux branches principales Darwir et Sharait, qui forment l'un et l'autre un réseau de chenaux divagants.

b) Le delta Hoshiri

Le Khor Sallom traverse le delta Hoshiri en ne formant qu'un seul cours d'eau jusqu'à la mer. Son réseau hydrographique est donc très simple, bien que présentant une nature divagante.

c) Le delta Arbaat

Le delta Arbaat est plus lobé que le delta Hoshiri et son réseau hydrographique est plus complexe puisqu'il se scinde en six petits cours d'eau qui sont du Sud au Nord.

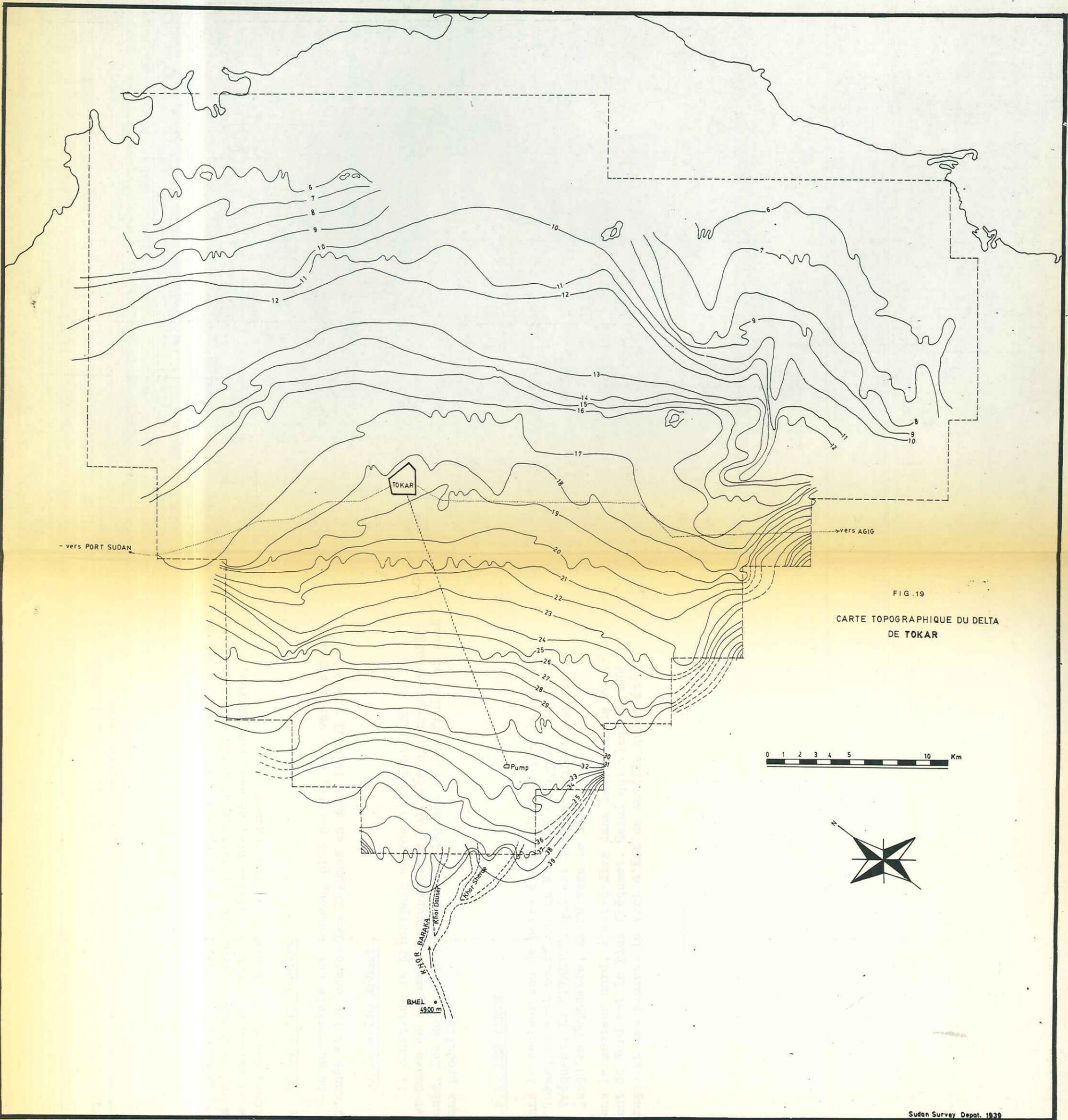
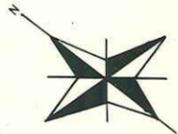


FIG. 19
 CARTE TOPOGRAPHIQUE DU DELTA
 DE TOKAR

0 1 2 3 4 5 10 Km



Eigaiet, Rabaiet, Tokamoi, Hanoiet, Harbai et Balonai et qui forment des chenaux divagants de nature très violente en temps de crues.

2.6.1.4. VEGETATION

a) Le delta de Tokar

La superficie cultivée est d'environ 125 000 ares (= 525 km²) et le delta de Tokar est le troisième producteur de coton au Soudan. En dehors de la saison du coton on cultive blé, sésame, concombres, tomates, melons, pastèques et divers autres légumes.

b) Le delta Hoshiri

La superficie est beaucoup plus petite, elle varie suivant la saison, l'année et les crues. Les légumes en sont le seul produit.

c) Le delta Arbaat

Il constitue la principale source d'alimentation de la ville de Port-Sudan en légumes. La superficie cultivée est très variable suivant l'année, les mois et les crues. Les légumes et les fruits en sont les principaux produits.

2.6.2. LES VENTS

Dans le secteur sud de notre étude, c'est-à-dire la région du delta de Tokar, le vent soufflant du NE au SW et appelé "HABABAY" est le plus fréquent. Le "ITABYT", qui est le plus violent souffle de la fin Juin jusqu'en Septembre, du SW vers le SE.

Dans le secteur nord, c'est-à-dire dans la région de Port-Sudan, le vent du Nord est le plus fréquent. Celui qui vient du NNW amène les orages et les pluies. Le vent d'Est ne souffle qu'en été.

CHAPITRE TROISIEME - GEOLOGIE

La géologie du littoral soudanais de la Mer Rouge a attiré l'attention de plusieurs chercheurs en partie à cause des indices minéralogiques d'or, de fer, de cuivre, de manganèse et d'autres minéraux qui y ont été décelés et, en partie aussi, à cause des recherches pétrolières effectuées au niveau de la marge continentale. Parmi ces travaux les plus récents ceux de:

GASS (1955), RUXTON (1956), KABESH (1962), CARELLA & SCARPA (1963), AGIP-MINERIA (1963), LOFTI & KABESH (1964), SESTINI (1965), VINE (1966), ALLAN (1970), GIRDLER (1970), PHILLIPS & ROSS (1970) WHITEMAN (1968-1971), COELMAN (1974) auxquels il convient d'ajouter les travaux, rapports, bulletins etc. du GEOLOGICAL SURVEY OF SUDAN

3.1. STRATIGRAPHIE (Fig.20)

3.1.1. FORMATIONS PRECAMBRIENNES ET CAMBRIENNES OU BASEMENT COMPLEX

La chaîne de montagnes qui borde le littoral de la Mer Rouge est formée de roches cristallines, cristallophyliennes et volcaniques d'âge précambrien à cambrien dont l'ensemble est connu sous le nom de "Basement complex".

La classification du Basement Complex la plus récente et la plus utilisée est celle proposée par RUXTON (1956) et adoptée par le GEOLOGICAL SURVEY OF SUDAN avec une subdivision en trois séries dites de Kashebib, de Nafirdeib et d'Awat.

3.1.1.1. LA SERIE DE KASHEBIB

- Schistes inférieurs, à biotite, amphibolites et intercalations de quartzites.

- Gneiss, à biotite, amphiboles et lentilles d'amphibolites.

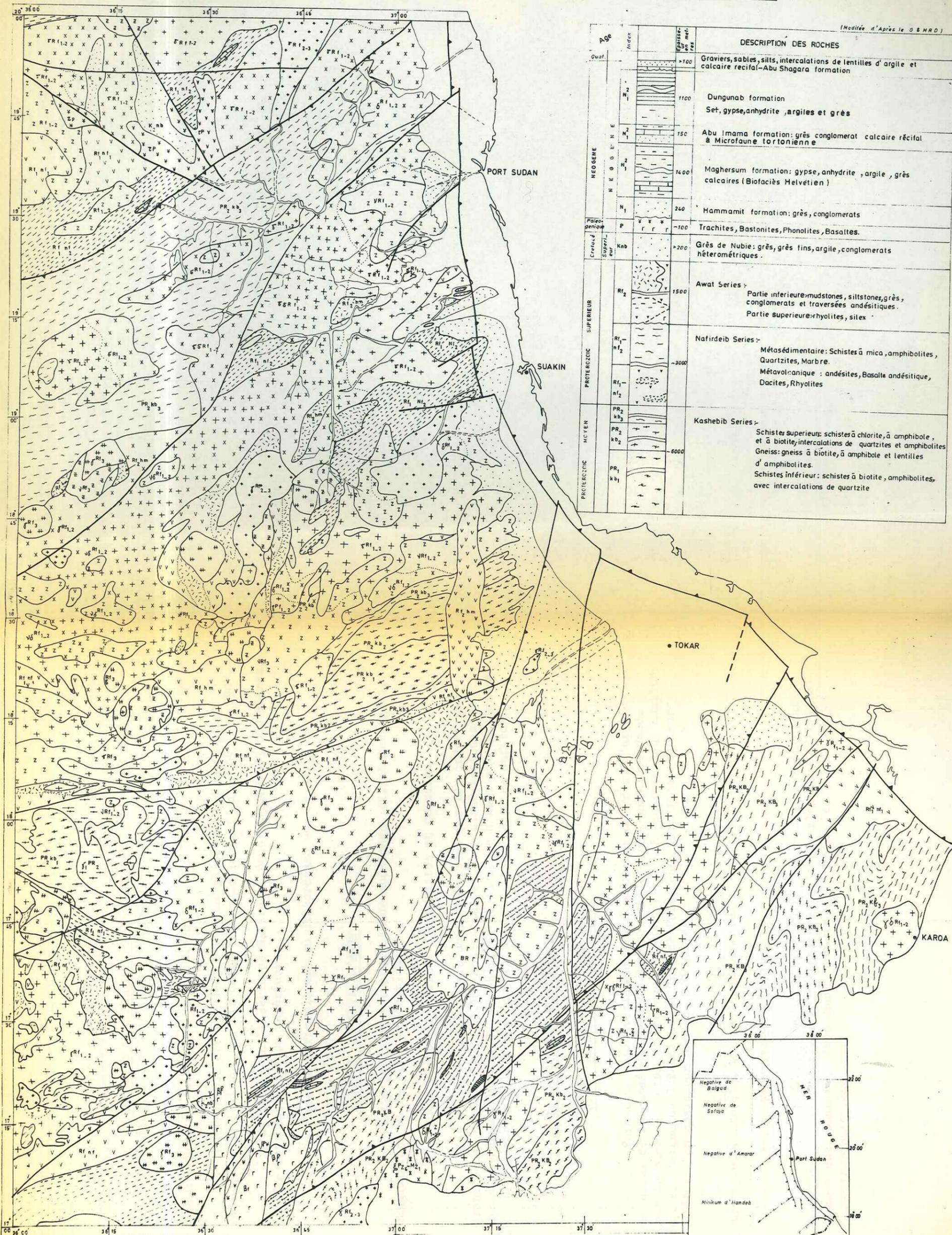
- Schistes supérieurs, à chlorite, à amphiboles et à biotite avec des intercalations de quartzites et d'amphibolites.

D'après RUXTON, une période de plissements, d'extension régionale, accompagnée par un métamorphisme également régional suivi d'intrusions basique basiques sépare la série de Kashebib de la série de Nafirdeib.

L'épaisseur moyenne de la série de Kashebib est d'environ 600 m et son âge est Protozoïque moyen.

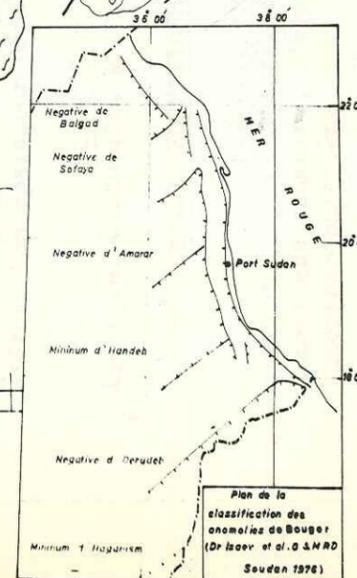
Fig. 20.
CARTE GEOLOGIQUE
 DE LA PARTIE ORIENTALE DE
 "THE RED SEA HILLS"
 (ENTRE LATITUDE 20° et 17°)

ECHELLE
 0 5 10 15 20 25 Km.



(Modifiée d'après le G & MRO)

Age	Index	Epaisseur (mètres)	DESCRIPTION DES ROCHES
Quat.		>100	Graviers, sables, silt, intercalations de lentilles d'argile et calcaire récifal - Abu Shagara formation
NEOGENE	N ₂	1100	Dungunab formation Set, gypse, anhydrite, argiles et grès
	N ₁	150	Abu Imama formation: grès conglomérat calcaire récifal à Microfaune fortonienne
	N ₁	1400	Magherum formation: gypse, anhydrite, argile, grès calcaires (Biofacès Helvétien)
	N ₁	240	Hammamit formation: grès, conglomérats
Paleogène	P	~100	Trachites, Bastonites, Phonolites, Basaltes.
Cretacé Supérieur	Kab	>200	Grès de Nubie: grès, grès fins, argile, conglomérats hétérométriques.
	R ₂	1500	Awat Series - Partie inférieure: mudstones, siltstones, grès, conglomérats et traversées andésitiques. Partie supérieure: rhyolites, silex
PROTEROZOIC SUPERIEUR	R ₁ -n ₂	~3000	Nafirdeib Series - Métasédimentaire: Schistes à mica, amphibolites, Quartzites, Marbre. Métavolcanique: andésites, Basalte andésitique, Dacites, Rhyolites
	R ₁ -n ₁		
	R ₁ -n ₁		
PROTEROZOIC MOYEN	PR ₂ kb ₃		Kashebib Series - Schistes supérieurs: schistes à chlorite, à amphibole, et à biotite, intercalations de quartzites et amphibolites Gneiss: gneiss à biotite, à amphibole et lentilles d'amphibolites. Schistes inférieurs: schistes à biotite, amphibolites, avec intercalations de quartzite
	PR ₂ kb ₂		
	PR ₁ kb ₁	6000	



3.1.1.2. LA SERIE DE NAFIRDEIB

- Formation métasédimentaire: ce sont des schistes à mica, des amphibolites, des quartzites et des cipolins.

- Formation métavolcanique: formée d'andésites, de basaltes andésitiques, de dacites et de rhyolites.

Cette série est plissée; l'axe des plissements plonge d'une valeur de 030° suivant une direction régionale variant entre 045° et 090° .

L'épaisseur de la série de Nafirdeib peut atteindre 3 000 mètres; son âge est Protérozoïque supérieur.

La série de Nafirdeib est en discordance sur la série de Kashebib.

3.1.1.3. LA SERIE D'AWAT

- Partie inférieure constituée de mudstones, siltstones, grès, conglomérats et de sills andésitiques.

- Partie supérieure formée de rhyolites et de silex.

Les roches de cette série sont traversées par des injections granitiques datées -740 ± 80.10^6 ans; d'autres injections basiques ont donné des âges comparables. L'épaisseur de la série d'Awat est de l'ordre de 1 500 mètres. Elle repose en discordance sur la série de Nafirdeib.

3.1.2. FORMATIONS MESOZOIQUES

3.1.2.1. LES "GRES DE NUBIE"

Formation essentiellement gréseuse formée de grès, d'argiles et aussi de conglomérats hétérométriques. Elle repose en discordance sur le Basement complex. Son âge est encore discuté, mais on peut admettre qu'il s'étend du Jurassique au Crétacé-Paléocène. Dans notre secteur d'étude son épaisseur dépasse 200 mètres.

3.1.2.2. FORMATIONS PALEOGENES intrusives basiques: trachyte, bastonite, phonolite et basalte.

3.1.3. FORMATIONS TERTIAIRES

3.1.3.1. FORMATION DE MUKAWAR, marneuse avec intercalations de grès et d'argiles et d'abondantes couches calcaires. L'environnement est saumâtre, l'épaisseur d'environ 200 mètres et l'âge Crétacé supérieur-paléocène.

3.1.3.2. FORMATION DE HAMAMIT, gréseuse à lentilles conglomératiques et coulées basaltiques. L'environnement est continental, l'épaisseur d'environ 250 mètres et l'âge va de l'Eocène au Miocène.

3.1.3.3. FORMATION DE MACHERSUM, elle même subdivisée en trois membres: cette subdivision est basée sur l'environnement:

- Membre A, constitué par des diapys d'anhydrite et de marnes. L'environnement est lagunaire. Son épaisseur est d'environ 450 mètres et son âge est Miocène inférieur.

- Membre B, formé de gypse, d'anhydrite, de grès et d'argiles. L'environnement est lagunaire. Son épaisseur est de 850 mètres, son âge est miocène inférieur et moyen.

- Membre C, constitué de marnes fossilifères, de grès, de conglomérats et de lentilles de calcaires. L'environnement est entièrement marin. Son épaisseur est d'environ 100 mètres et son âge est Miocène moyen.

3.1.3.4. FORMATION DE ABU IMAMA, également subdivisée en trois membre:

- Membre A, formé de calcaires récifaux localement karstifiés et de dolomies. L'environnement est marin et l'épaisseur est d'environ 60 mètres.

- Membre B, formé de marnes et de calcarénites. L'environnement est marin et l'épaisseur de 25 mètres.

- Membre C, formé de conglomérats et de sables marneux. L'environnement est continental et l'épaisseur est de 50 mètres.

L'âge de la formation Abu Imama est Tortonien.

3.1.3.5. FORMATION DE DUNGUNAB, subdivisée en deux membres:

- Membre A, formé de sel massif intercalé avec des couches d'anhydrite; l'épaisseur est de 650 mètres.

- Membre B, formé de gypse, d'argiles et de grès; l'épaisseur est de 50 mètres.

L'environnement de la formation de Dungunab est marin, laguno-évaporitique et son âge est post-tortonien.

3.1.3.6. LES SEDIMENTS INFRABASALTIQUES, LE BASALTE ET LA RHYOLITE DU KHOR LANGEB

- Les sédiments infrabasaltiques sont constitués de couches d'argiles, de grès, de calcaire et de dolomies intercalées avec des coulées de basalte. Cette formation se trouve dans la région du Khor Langeb. Son âge fixé par des fossiles (WHITEMAN 1971) va de l'Eocène à l'Actuel et son épaisseur est de 15 mètres.

- Le basalte et la rhyolite du Khor Langeb sont des coulées volcaniques de basalte et de rhyolite qui se présentent en successions dans la région du Khor Langeb. DELANY (1954) donne la succession suivante de haut en bas:

- . Coulées de rhyolites et de trachytes à filon de quartz, épaisseur 150 mètres.
- . Coulées de basalte et de cendres basaltiques recoupées par des dykes doléritiques de direction N/S ; épaisseur 150 mètres.
- . Grès de Nubie, épaisseur 14 mètres
- Discordance.....
- . Basement Complex

Tout cet ensemble est fracturé par des failles de direction NE-SW.

3.1.4. FORMATIONS PLIO-QUATERNAIRES ET ACTUELLES

3.1.4.1. PLIOCENE

Dans notre secteur le Pliocène est marqué par l'installation d'un glacis de piedmont qui provient de l'érosion et de l'altération du Basement Complex de la zone montagneuse. Il est formé de sédiments détritiques très hétérométriques: blocs, galets, sables et argiles. Recouvrant le piedmont du Basement Complex ainsi que les formations d'Abu Imama et de Dungunab. Ce glacis est l'équivalent latéral de la formation d'Abu Shagara (CARELLA ET SCARPA, 1962) et de l'Upper Clastic Group' (SESTINI 1965) situés au Nord de notre secteur d'étude.

L'épaisseur de ce glacis est de 330 mètres dans la région de Port-Sudan (forage de Khor Mog) et de 560 mètres dans la région de Tokar (forage de Durwara 2).

3.1.4.2. PLEISTOCENE ET ACTUEL

a) Faciès continental

Il est marqué par l'installation de formes d'érosion: oueds et khors et de formes de dépôts: cônes de déjection, deltas et dunes. De grandes quantités de matériaux solides atteignent la mer après avoir traversé ces formes, en particulier les deltas de Tokar et d'Arbaat. La dynamique de ces deltas empêche la croissance de dépôts récifaux coralliens qui, en revanche, se développent particulièrement bien le long de la côte au Nord du delta de Tokar. Les dépôts éoliens-sables et dunes sont mobiles et se déplacent pendant l'année en fonction de la direction des vents.

b) Faciès marin

Il constitue un vaste complexe récifal qui s'étage en six niveaux de terrasses marines dues aux oscillations eustatiques du rivage soudanais de la Mer Rouge (WHITEMAN 1968, 1971):

(1) Niveau des récifs soulevés de Mukawar à 16 mètres au-dessus du niveau actuel de la mer, d'âge attribué au Monastirien inférieur (contemporain du Riss);

(2) Niveau des récifs émergés de Shinab à 11-12 mètres au-dessus du niveau actuel de la mer, d'âge Monastirien supérieur (contemporain de l'inter glaciaire Riss-Würm);

(3) Niveau de Mohamed Qôl à 7-8 mètres au-dessus du niveau actuel de la mer d'âge Palmico (contemporain du Würm I);

(4) Niveau de 3,5-5 mètres attribué au Oulijian (contemporain du Würm II);

(5) Niveau de 2 mètres d'âge 2 100 à 2 600 ans.

(6) Dépôts récifaux actuels.

3.2. CADRE TECTONIQUE

3.2.1. PRESENTATION GENERALE (Fig.21)

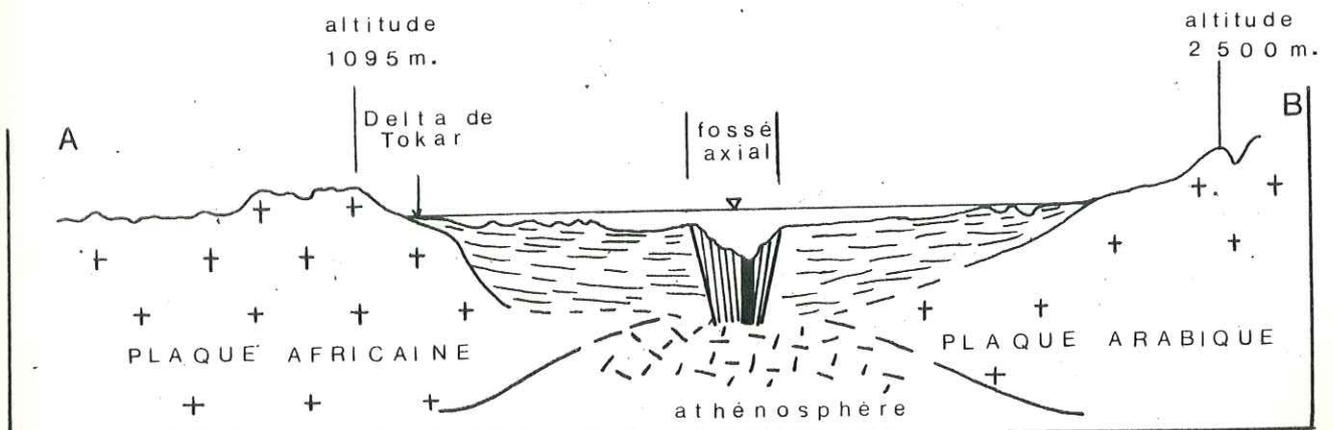
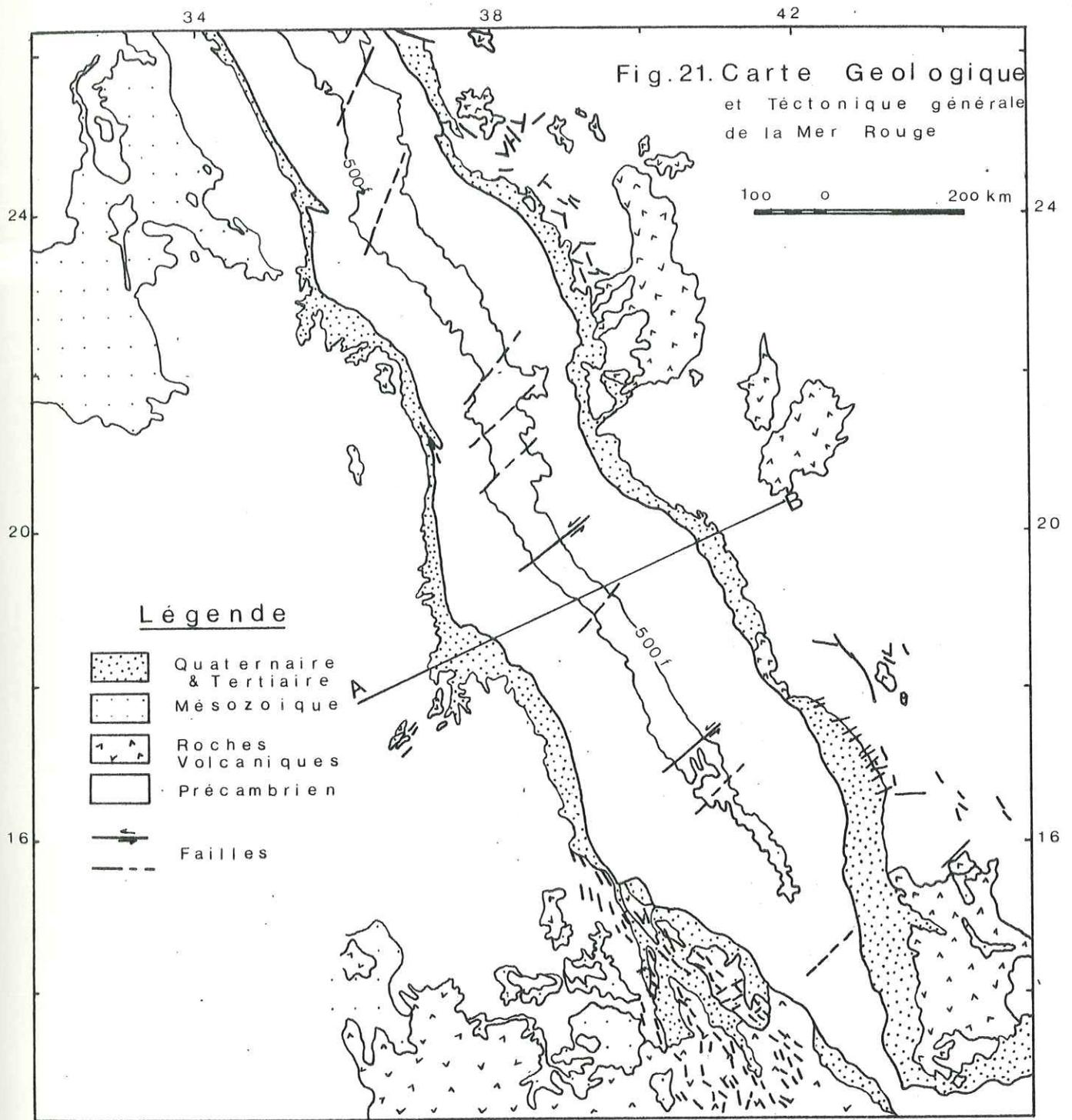
Tout au long de la Mer Rouge la physiographie reflète assez bien la tectonique régionale et les structures géologiques. En s'éloignant de la chaîne montagneuse, on trouve trois unités physiographiques:

- . un domaine littoral,
- . un fossé majeur ou domaine bathyal,
- . un fossé axial qui représente les domaines abyssal et hadal des océanographes.

En comparant le contour de chacun des deux rivages de la Mer Rouge on constate aisément qu'ils se correspondent à la façon des deux lèvres d'une déchirure. La dépression de la Mer Rouge s'intègre au système très général des rifts du globe terrestre. C'est dans ces structures géologiques que s'installent les bassins versants, les khors et les deltas de Baraka, de Sallom et d'Arbaat.

Les formations Précambriennes-Cambriennes (Basement Complex) du rivage soudanais ont été déformées: plissées, chevauchées puis faillées. Mais cette histoire tectonique est encore mal connue dans le détail malgré les travaux réalisés.

En parlant des dernières phases tectoniques ayant affecté le Basement Complex et les formations mésozoïques sus-jacentes, RUXTON a caractérisé la région comme "a mosaic of tilted fault blocs with prominent escarpments and shallow dip slopes". Ces fractures ou failles ont des directions préférentielles de 070° et 340° ce qui n'exclut pas d'autres directions.



RUXTON pense que ces failles sont des cassures de distension car des essaïms de dykes présentent aussi les mêmes directions.

C'est dans cette mosaïque que se sont installés les trois bassins versants des Khors Baraka, Sallom et Arbaat.

Les formations tertiaires, quaternaires et récentes ont une histoire très différente (WHITEMAN, 1971): une voûte Afro-Arabique a commencé à se soulever dès le Cambrien supérieur, allongée suivant un axe de direction E-W, passant par Riyadh en Arabie, Mohamed Qôl au Nord de Port Sudan en Afrique. Mais le soulèvement majeur de cette voûte date de l'Eocène supérieur et s'accompagne de fractures orientées N/S dans lesquelles s'est injecté un magma simique qui a donné naissance aux essaïms de dykes situés sur les deux lèvres de la voûte. Ainsi, sur le rivage soudanais de la Mer Rouge on observe un volcanisme tertiaire: dans la région du Khor Langeb comme nous l'avons indiqué plus haut (p. 43) des coulées basaltiques et rhyolitiques ont été datées de l'Eocène à l'Actuel. Plus au Sud le plateau basaltique de l'Erythrée est daté de l'Oligocène (36 millions d'années) et présente une épaisseur de 3 500 mètres (COELMAN 1974). De petites intrusions granitiques et des roches volcaniques acides datées du Miocène, se trouvent dans la dépression de l'Afar (Djibouti). Sur le rivage arabe les plateaux basaltiques, "Sirat" en Arabie, les "Trap Séries" au Yémen, sont d'âge Oligocène (25 à 29 millions d'années). L'épaisseur du "Sirat" est de 400 mètres et celle des "Trap Séries" est d'environ 1 000 mètres. Sur la côte arabe, le volcanisme Miocène se manifeste sous forme de dykes et de coulées de gabbro.

Dans le fossé de la Mer Rouge les forages traversent des coulées basaltiques intercalées avec des dépôts évaporitiques miocènes. Ce qui permet de penser que le "rifting processus" s'est produit de manière discontinue pendant le Miocène.

Le fossé axial commence à se former au Pliocène (COELMAN 1974) il y a environ 4 millions d'années; à partir de ce moment la croûte océanique se forme et plusieurs volcans fournissent des roches pyroclastiques et des laves.

3.2.2. LES DONNEES DE LA GEOPHYSIQUE

Ce sont les travaux des géophysiciens qui fournissent les premiers résultats concernant la structure du rift de la Mer Rouge:

- De très fortes anomalies magnétiques accompagnent le fossé axial de la Mer Rouge et sont en relation directe avec l'histoire du paléomagnétisme du globe terrestre. L'ouverture du rift est estimée à - 4 millions d'années (VINE 1966) et le déplacement de ces anomalies magnétiques sur le fossé axial entre les latitudes 19°N et 23°N témoigne de la présence d'une faille transformante active (ALLAN 1970).

- Les études sismiques nous renseignent sur l'origine et la tectonique de la Mer Rouge. L'absence complète de tremblements de terre profonds favorise l'hypothèse selon laquelle la plaque Afro-Arabique se déplace vers le Nord en étant chevauchée par la plaque Méditerranée-Turquie-Iran.

La solution tectonique de ces données géophysiques révèle un mouvement senestre normal avec glissement vers le bas coulissement, le mouvement résultant ayant une direction 10°N et affecte la lithosphère sur une épaisseur de 10 km (PHILLIP et ROSS 1970). L'expansion de la croûte océanique dans le fossé axial est de 0,4 à 0,7 cm/an (PHILLIP et ROSS 1970).

- La carte gravimétrique de la dépression montre que la Mer Rouge est en équilibre isostatique (GIRDLER 1969): les anomalies de Bouguer atteignent jusqu'à 140 mgal sur l'axe du fossé axial.

- Les flux thermiques sont très élevés. Ils s'accroissent d'environ $3,0 \text{ mcal/cm}^2/\text{sec}$. sur le bord du fossé majeur et de $79,0 \text{ mcal/cm}^2/\text{sec}$. sur le fossé axial. La fabrication continue de croûte océanique explique ce flux.

3.2.3. TECTONIQUE DE DETAIL

3.2.3.1. LES FAILLES

La carte géologique de notre secteur d'étude (figure 20) fait apparaître une mosaïque de blocs basculés par des grandes failles régionales ainsi que par des petites failles locales.

Du Sud au Nord nous trouvons que les grandes failles occupent les directions 060° , 026° et 016° dans le bassin de Khor Baraka, 045° dans la région de Sallom, 060° dans la région de Khor Arbaat. Ces failles font marquer des déplacements horizontaux sur la carte (cf. fig. 20).

Les petites failles locales occupent les directions 002° , 003° et 028° dans la région de Khor Baraka, 040° à l'Ouest de la région de Sallom, 080° à l'Ouest de Suakin, 090° et 130° à l'embouchure de Khor Arbaat et 105° et 150° dans son bassin versant. Elles comportent des failles normales, parfois avec des brèches et des failles cisailantes.

3.2.3.2. LES DIACLASES

En général, les diaclases sont sensiblement parallèles à l'orientation générale de la dépression de la Mer Rouge ainsi qu'à la direction normale. Les directions prédominantes se trouvent autour de 000° et autour de 090° , c'est à dire de directions NNW/SSE à N/S et E-W. Les diaclases sont plus denses au niveau d'intrusions granitiques et la plupart d'entre elles sont verticales ou presque verticales.

Les réseaux hydrographiques de Khor Baraka, de Khor Sallom et de Khor Arbaat semblent suivre cette cinématique de failles et de diaclases. Les khors eux-mêmes siègent sur les principales cassures.

3.3. RÉSUMÉ SYNTHÉTIQUE (Fig. 21bis)

L'histoire de la formation de la Mer Rouge peut se résumer en six étapes:

. 1ère étape: Au Précambrien-Cambrien un socle Afro-Arabique (Basement Complex) plissé, chevauché, et peut-être faillé est envahi par des intrusions basiques et acides.

. 2ème étape: Au Cambrien supérieur un soulèvement anticlinal de ce socle engendre une voûte Afro-Arabique dont l'axe E-W est sensiblement perpendiculaire à la dépression actuelle de la Mer Rouge.

. 3ème étape: Après le Cambrien jusqu'à la fin du Secondaire des dépressions plus ou moins importantes, sans aucun lien avec l'actuelle dépression piègent les dépôts détritiques Jurassico-Crétacés dits "Grès de Nubie". Pendant ce temps des essaims de dykes et des intrusions basaltiques soulignent la permanence du soulèvement de la voûte Afro-Arabique et l'apparition de forces de distension.

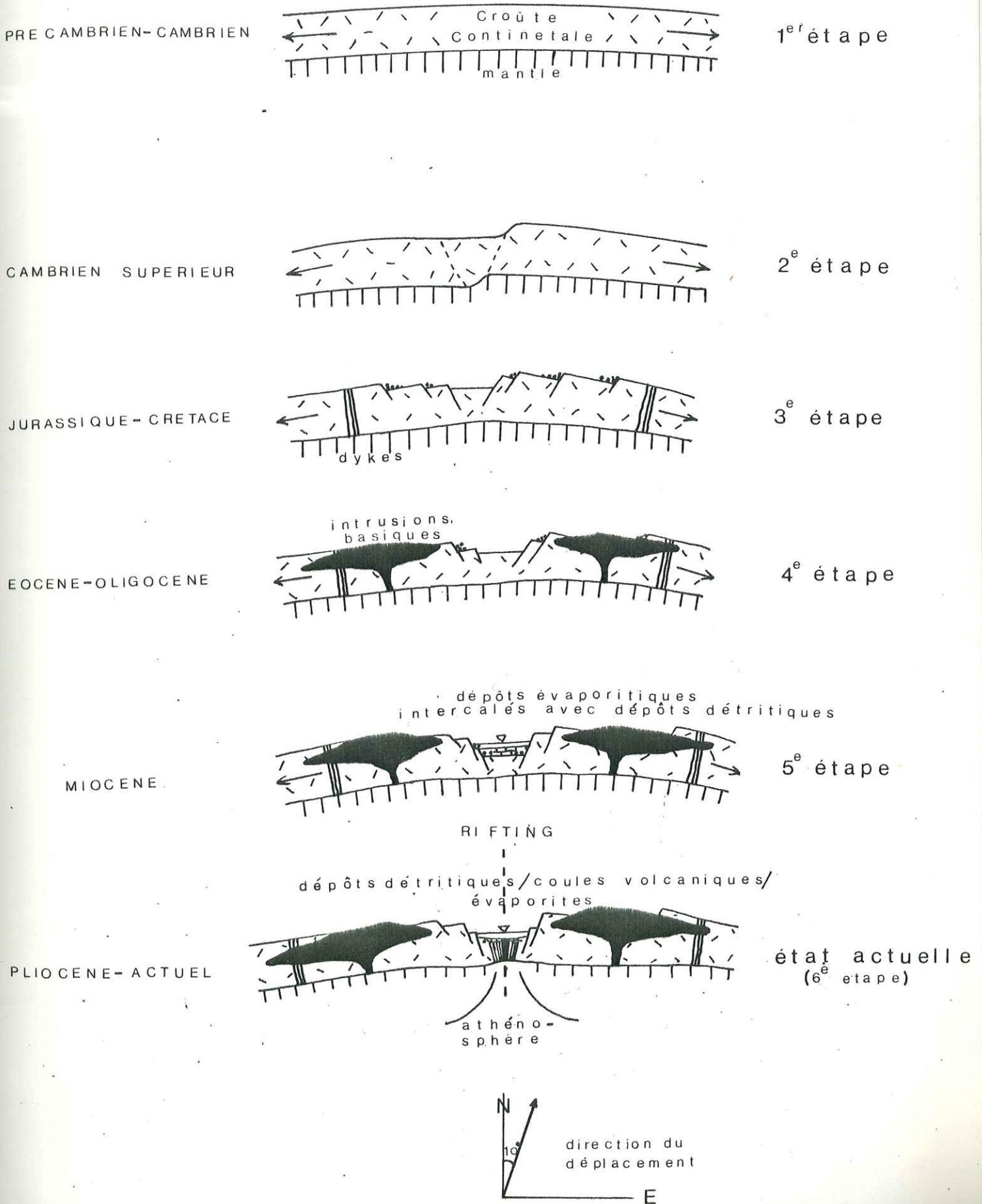
. 4ème étape: Un soulèvement majeur de la voûte Afro-Arabique se produit à l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur: à cette époque de vastes coulées édifient les plateaux basaltiques de l'Erythrée, du Yémen et de l'Arabie. Des flexures monoclinales s'installent sur la marge orientale de la clé de voûte et sont remplies par des gabbros thiolitiques et des essaims de dykes.

. 5ème étape: Au Miocène, le bassin de la Mer Rouge est marqué par des dépôts évaporitiques dont l'épaisseur de 2 à 5km souligne l'importance de la subsidence pendant cette période. En bordure de la mer, et intercalées entre les évaporites, des séquences détritiques révèlent un soulèvement continu qui entretient une érosion active. Le recul dû à cette érosion engendre l'escarpement de la chaîne montagneuse de la Mer Rouge.

. 6ème étape: Les données géophysiques et leurs combinaisons avec les événements géologiques montrent que c'est au Pliocène que le graben de la Mer Rouge s'intègre au système planétaire des rifts: c'est à cette époque que s'installe le fossé majeur et le fossé axial et que se forme la croûte océanique qui les remplit.

Dans le cadre de la tectonique de plaques, les données géophysiques montrent que l'Arabie se déplace vers le NE à une vitesse de l'ordre de 0,4 à 0,7 cm/an.

Fig. 21 bis. Diagramme Schematique illustrant
les étapes de la formation de la
Mer Rouge



CHAPITRE QUATRIEME - SEDIMENTOLOGIE ET HYDROGEOLOGIE

4.1. LE DELTA DE TOKAR ET SON GLACIS

4.1.1. ANALYSE SEQUENTIELLE

Le but de l'analyse séquentielle dans cette étude est de définir le type de bassin de sédimentation et de préciser la géométrie des dépôts et celle des nappes aquifères. L'analyse des séquences et leur interprétation en vue de reconstituer l'agent de transport et de dépôt final des sédiments a été conduite à partir des travaux de A. LOMBARD (1956, 1972), B. HAGUENAUER (1973), J. DELFAUD (1974-1977) et G. DAILLY (1976).

4.1.1.1. LES SEQUENCES

La séquence est une suite logique, continue ou discontinue de lithofaciès issus d'un même évènement sédimentaire et compris entre deux diastèmes qui représentent des surfaces de discontinuité dans la sédimentation. L'épaisseur de ces séquences est d'ordre métrique.

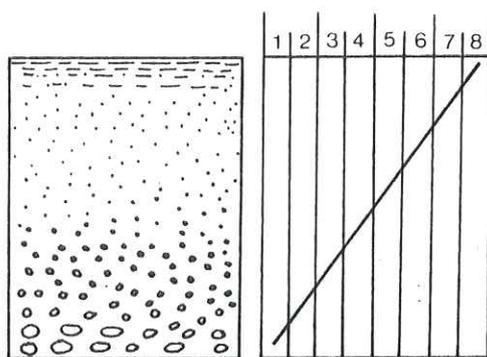
Quatre types de séquences apparaissent dans le glacis et le delta de Tokar (fig. 22).

- une séquence détritique positive complète de haute à basse énergie, qui comporte de bas en haut la suite: conglomérat ou gravier, sable, silt et argile. Les diastèmes sont irréguliers et correspondent à des surfaces d'érosion. Chaque séquence est une suite terrigène continue, qui reflète une décroissance progressive de l'énergie de l'agent de transport, ici fluviatile.

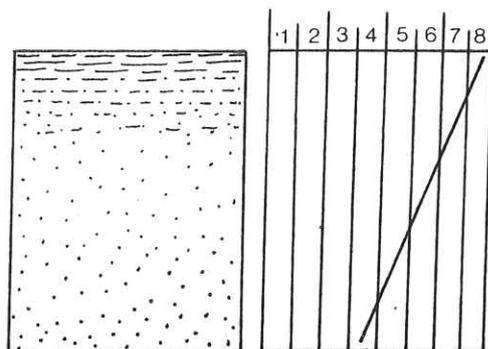
- une séquence détritique positive, de moyenne à basse énergie, qui comporte la suite: sable moyen, sable fin, silt et argile d'aspect parfois massif. Les diastèmes sont de deux types; les uns correspondent à des surfaces durcies (faciès géochimique oxydant) et les autres à des surfaces d'érosion. Ce type de séquence correspond à l'alternance de deux faciès l'un éolien, l'autre aquatique fluviatile.

- une séquence détritique négative de moyenne à haute énergie: ici, le terme grossier termine cette séquence qui constitue le dernier épisode du glacis formé par des épandages de sheet flood et de chenaux divagants.

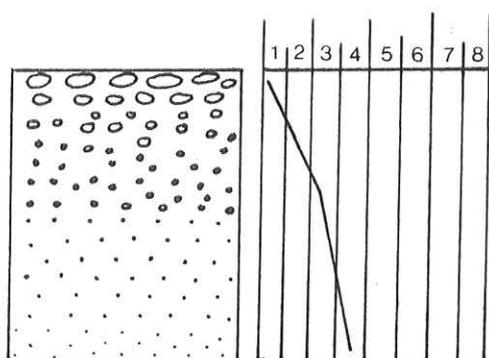
Fig. 22. Types des séquences dans le glacis et le delta de TOKAR



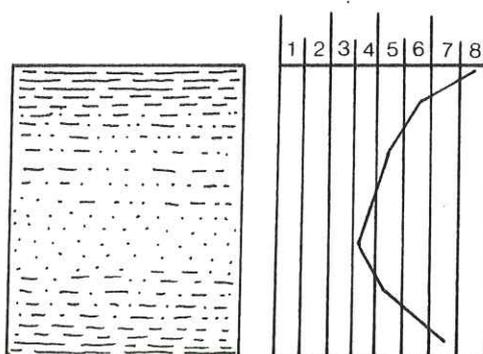
a. Séquence de haute à basse énergie



b. Séquence de moyenne à basse énergie



c. Séquence de moyenne à haute énergie



d. Séquence de basse à moyenne puis à basse énergie

- une biséquence détritique négative puis positive, d'abord de basse à moyenne énergie, puis de moyenne à basse énergie. Le diastème de base est une surface durcie. Cette biséquence peut-être due à un changement climatique ou tectonique, ou peut-être, aux deux.

4.1.1.2. LES COUPES

Trois coupes ont été levées dans le delta de Tokar. Deux sont situées dans la partie amont du delta et se complètent (Shiddin et Doulabyai), l'autre dans le glacis (Jebel Danaïet).

a) Coupe du Delta

- Coupe de Shiddin (Fig.23)

. Les Lithofaciès: Trois termes apparaissent dans cette coupe:

- un terme grossier: conglomérat polygénique ou gravier, caractérisant un chenal et sable grossier à moyen à stratification oblique;
- un terme moyen: sable fin et silt à stratification oblique ou plane, caractéristique d'une chenalisation;
- un terme fin: silt fin ou argile, à structure tantôt laminitique, tantôt massive révélant une dualité des agents de transport, tantôt aquatique, tantôt éolien.

Aucun de ces trois termes n'est induré; il n'existe aucune coloration particulière, sauf au niveau des surfaces durcies qui sont brunâtres à rougeâtres.

. Les Diastèmes sont de deux types: certains représentent des surfaces d'érosion et d'autres des surfaces durcies.

- Coupe de Doulabyai (Fig. 23 b)

. Les Lithofaciès: Deux termes apparaissent:

- un terme moyen (sable moyen ou fin) et
 - un terme fin (silt et argile),
- l'un et l'autre non indurés et sans coloration particulière.

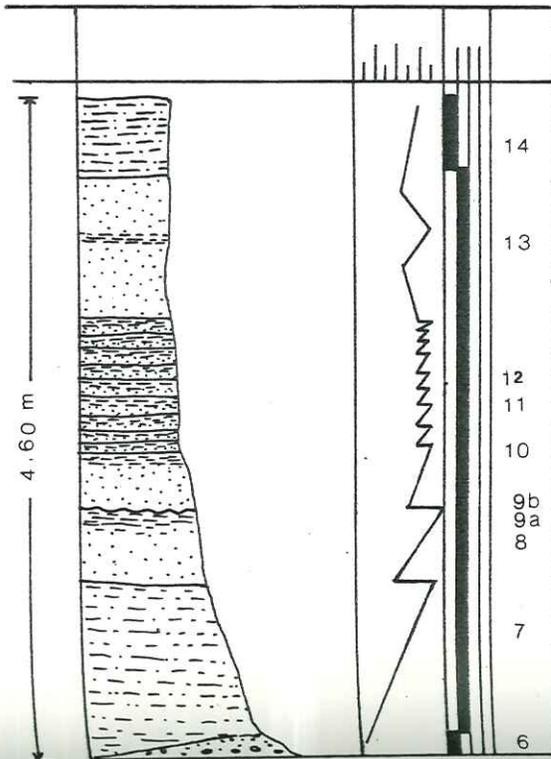
. Les Diastèmes: correspondent à des surfaces d'érosion.

Conclusion à l'analyse lithologique des coupes de Shiddin et de Doulabyai situées dans le delta.

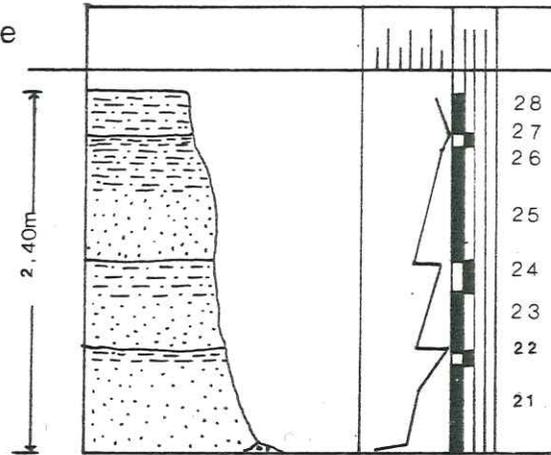
Chaque séquence représente un épisode local de sédimentation dans un ensemble discontinue et comprend une suite de lithofaciès qui traduisent le mode de dépôt des sédiments: la chenalisation divagante constitue le mode très général de mise en place des sédiments, mais des épisodes éoliens sont relativement fréquents. Les Diastèmes soulignent les discontinuités de sédimentation et représentent en général des surfaces d'érosion, plus rarement des surfaces durcies.

Fig.23. Analyse Séquentielle
des coupes du delta
de Tokar

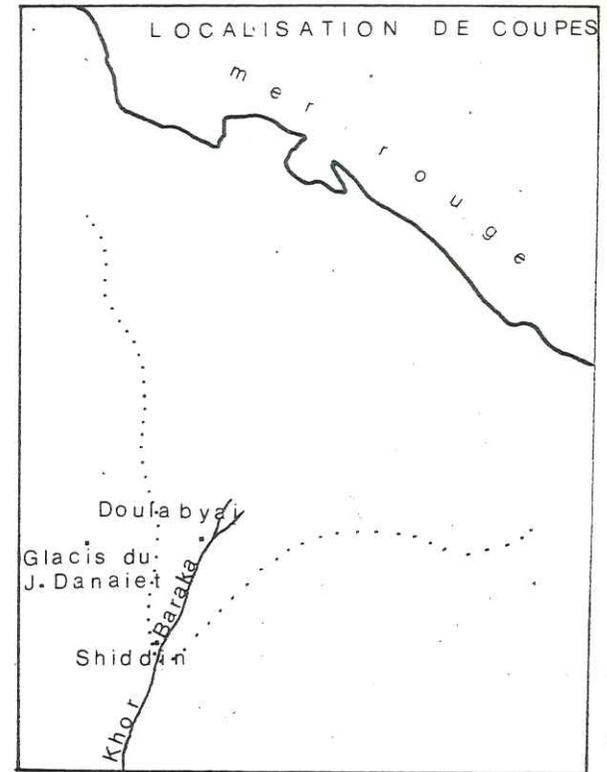
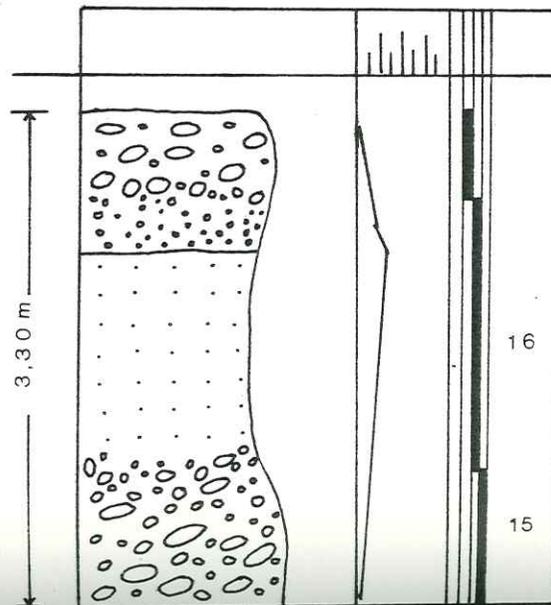
(a) COUPE DE SHIDDIN



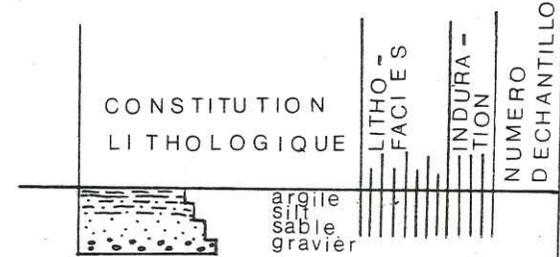
(b) COUPE DE DOULABYIA



(c) COUPE DU GLACIS de J. Danaïet



LEGENDE :-



b) Coupe du Glacis "Jebel Danaïet" (Fig.23c)

. Les Lithofaciès: La coupe fait apparaître deux termes:
 - un terme grossier, conglomératique, très induré, de couleur beige à galets arrondis, cristallins et cristallophyliens provenant du Basement Complex; les grandes dimensions de ces galets traduisent une forte compétence de l'agent de transport qui est de type torrentiel. La structure entrecroisée, très générale, faite d'éléments lenticulaires vastes, peu épais, reflète une sédimentation par chenaux divagants;
 - un terme moyen constitué de grès assez indurés et diaclasés, de couleur jaunâtre à beige, à ciment faiblement calcaire; la géométrie laminitique des dépôts est caractéristique d'une sédimentation de sheet flood. La direction des diaclases est de N 10° W, c'est à dire sensiblement parallèle à l'orientation générale de la dépression de la Mer Rouge: cela montre que la tectonique de distension ayant affecté cette région s'est encore poursuivie au Plio-Quaternaire.

. Les Diastèmes: représentent des arrêts de la sédimentation sans érosion bien nette, ni durcissement des surfaces.

Conclusion à l'analyse lithologique du glacis

Comme pour le delta chaque séquence représente un épisode local de sédimentation dans un ensemble discontinue et comporte une suite de lithofaciès qui traduisent le mode de dépôt des sédiments par chenalisation divagante du sheet flood alimentés par des chasses d'eau (wash out) plus ou moins brutales.

Les caractéristiques des diaclases soulignent la réalité d'une tectonique récente, d'âge Plio-Quaternaire, liée au rift de la Mer Rouge.

4.1.1.3. LES FORAGES

Le "Geological Survey of Sudan" a réalisé quatre forages dans le delta de Tokar pour l'alimentation en eau de la ville de Tokar et qui sont d'amont en aval: les forages de Doulabyai, de Krimbit, de Tébélanai et de Eglim. Ces forages se trouvent dans la zone supradeltaïque. En outre, un forage carotté a été réalisé dans la Mer Rouge, à la latitude 19°05' et à la longitude 39°00' et se situe donc dans la région prodeltaïque. Ce carottage appartient au programme Américain de "Deep Sea Drilling Project" (DSDP) où il est désigné sous le n°228 de Leg 23.

. Le forage de Doulabyai (Fig.24.1.)

Localisation

Altitude: 45 m

Profondeur totale: 25,7 m

de 0 à 7,5 m. : argile et sable silteux

de 7,5 à 10,6 m.: sable fin

de 10,6 à 19,6 m: sable grossier à galets

de 19,6 à 25,7 m: argile.

.Le forage de Krimbit (Fig. 24.2.)

Localisation:

Altitude: 32,5 m

Profondeur totale: 31,8 m

de 0 à 12,1 m: argile et sable silteux

de 12,1 à 18,2 m: sable fin

de 18,2 à 28,8 m: sable grossier à galets

de 28,8 à 31,8 m: sable fin.

. Le forage de Tébélanai (Fig.24.3.)

Localisation

Altitude: 27,5 m

Profondeur totale: 22,7 m

de 0 à 9 m: argile silteuse de couleur jaune

de 0 à 10,6 m: sable fin

de 10,6 à 22,7 m: sable moyen à grossier à galets.

. Le forage de Eglim (Fig. 24.4.)

Localisation:

Altitude: 19,5 m

Profondeur totale: 28,8 m

de 0 à 12,1 m: argile jaune

de 12,1 à 13,6 m: argile sableuse

de 13,6 à 15,2 m: sable fin à galets

de 15,2 à 22,7 m: sable grossier à galets

de 22,7 à 24,2 m: sable fin à moyen

de 24,2 à 25,8 m: silt, sable fin à moyen

de 25,8 à 28,8 m: argile sableuse à galets.

. Le forage du site n° 228 Leg 23 de DSDP (Fig. 24.5)

Localisation: 19°00' N, 39°00' E

Bathymétrie du fond de la mer: 1 038 m

Profondeur totale du carottage: 325 m

de 0 à 150 : argile silteuse détritique, craie - UNIT 1 -

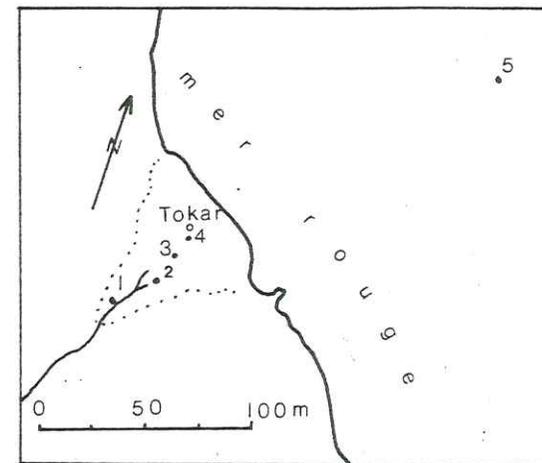
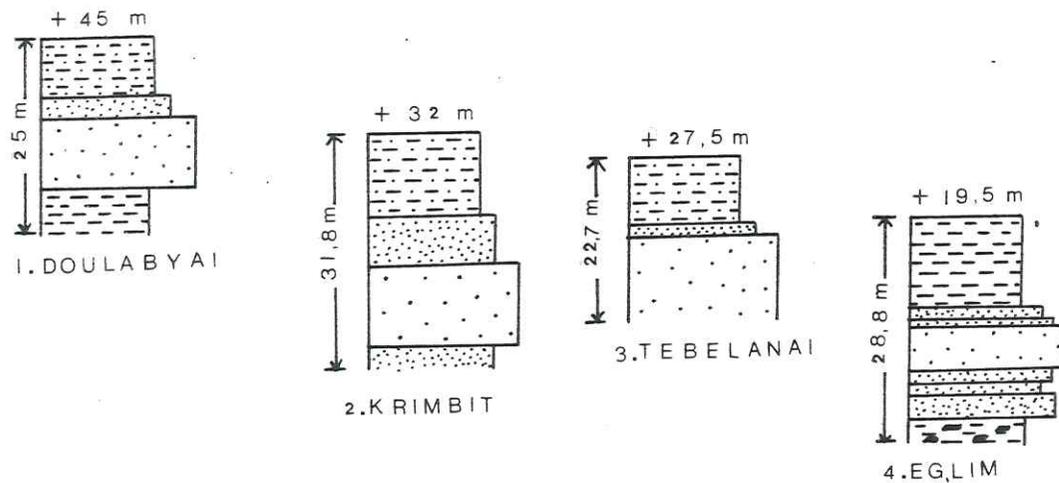
de 150 à 265 m: argile silteuse/ silt argileux et siltstone
- UNIT 2 -

de 265 à 275 m: marne, siltstone dolomitique - UNIT 3 -

de 275 à 325 m: évaporites avec des bancs de silt .

Analyse de résultats

L'analyse séquentielle des forages de Doulabiyai, Krimbit et Tébélanai révèle une sédimentation fluviatile, torrentielle. La coupe du forage d'Eglim est caractéristique de la zone interne d'un delta. L'analyse du forage DSDP site n° 228 situe celui-ci dans la zone externe, prodeltaïque, du delta.



Légende:-

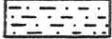
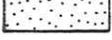
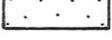
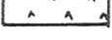
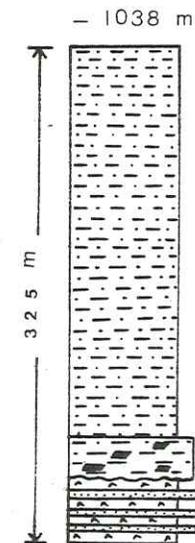
-  ARGILE
-  SILT
-  SILT A SILTSTONE
-  SABLE FIN A MOYENNE
-  SABLE GROSSIERE A GALETS
-  EVAPORITES

Fig. 24. Disposition des lithofaciés dans le delta de Tokar

(bassé sur les forages de Doulabyai, Krimbit, Tébelanai, Eglim et site 228.DSDP)



4.1.1.4. CONCLUSION GENERALE A L'ANALYSE SEQUENTIELLE DU DELTA DE TOKAR ET SON GLACIS

Situé sur une flexure, en bordure du rift mobile de la Mer Rouge, le glacis et le delta de Tokar présentent une pente forte (3,33 mm/m pour le glacis et 0,83 mm/m pour le delta); l'analyse séquentielle montre les caractères suivants:

(a) Le glacis débute avec le soulèvement majeur des "Red Sea Hills" à l'Eocène/Oligocène avec une sédimentation de sheet flood et de chenaux divagants, d'allure torrentielle;

(b) La cinématique du delta de Tokar correspond à une succession de nappes détritiques, progradantes dans lesquelles on peut distinguer:

- une zone interne supradeltaïque caractérisé par des termes grossiers de haute énergie marqués par des chenaux, des termes moyens à stratifications obliques et des termes fins, de basse énergie, à stratifications horizontales. Vers le sommet de cette zone deltaïque interne (Pléistocène supérieur - Actuel ?) se manifestent des édifices éoliens indiquant un climat désertique. Des surfaces durcies soulignent des arrêts de sédimentation, durant le Pléistocène, pouvant être liés à des oscillations eustatiques.

- une zone externe prodeltaïque marquée par des termes fins, de basse énergie.

4.1.2. GRANULOMETRIE

4.1.2.1. METHODE

4.1.2.1.1. Prélèvement des échantillons: Le choix d'un échantillon est fonction de la finalité de la méthode. En ce qui concerne la granulométrie, il est préférable de prélever un échantillon ponctuel, mais nous ne fîmes que prélever des échantillons moyens. En effet, sur toute l'étendue du delta et du glacis, le long des chemins de traverse appelés "murabat" et qui quadrillent les champs, nous avons effectué, à des distances de 2 à 5 km des trous d'environ 50 cm de profondeur pour y prélever chaque fois un échantillon (Fig. 25).

De même les matériaux provenant des forages ne représentent évidemment que des échantillons moyens situés à des profondeurs plus ou moins précises.

4.1.2.1.2. Poids du sédiment prélevé: Tenant compte de leur grossièreté générale nous avons prélevé environ 3kg de matériel grossier du glacis et environ 500 gr de sables argileux du delta.

4.1.2.1.3. Technique: Nous avons déjà dit que quatre méthodes d'analyses granulométriques ont été utilisées:

37 30

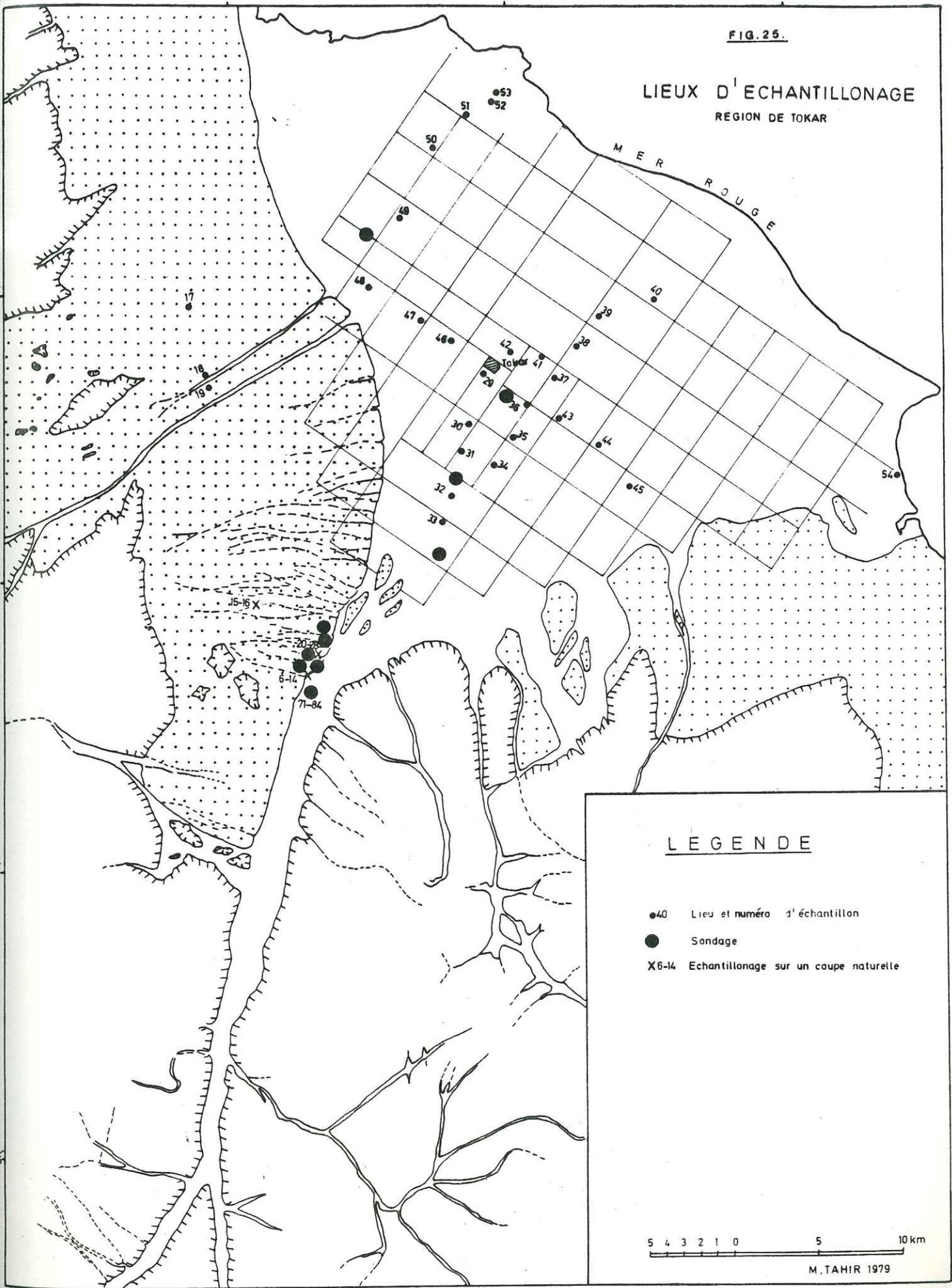
37 45

30 0

FIG. 25.

LIEUX D'ECHANTILLONAGE REGION DE TOKAR

M E R
R O U G E



LEGENDE

- 40 Lieu et numéro d'échantillon
- Sondage
- X6-14 Echantillonnage sur un coupe naturelle

5 4 3 2 1 0 5 10 km

M. TAHIR 1979

- la méthode linéaire, au microscope pour les grès indurés étudiés en lame mince;
- le tamisage pour les sédiments meubles: nous avons utilisé une série de tamis de type TYLER dont les dimensions des mailles s'échelonnent suivant une progression géométrique de raison 2. Le temps de tamisage a toujours été de 15 à 20 minutes sur machine à secousses Ro-Tap;
- les argiles et les parties fines du sédiment (de diamètre inférieur à 40 μ), sont analysées en utilisant généralement la méthode densimétrique de G. MERIAUX (1954) accompagnée notamment à titre de contrôle par des analyses au moyen d'une balance à sédimentation (Santorius).

4.1.2.2. RESULTATS ET INTERPRETATIONS (Fig.26)

4.1.2.2.1. Dimension absolue

a) Classification dimensionnelle des sédiments

La figuration des sédiments au moyen du diagramme Q_1 , Md, Q_3 (DOEGLAS 1968) permet de classer nos sédiments en trois groupes, eux-même subdivisés en sous groupes (Tableau 11, fig.27)

- premier groupe: silts et argiles:
 - . silt fin à argileux
 - . silt moyen
 - . silt grossier
- deuxième groupe: sables
 - . sable fin
 - . sable moyen
 - . sable grossier
- troisième groupe: graviers

Ainsi trois faciès granulométriques sont répartis sur l'ensemble du delta de Tokar et sont affectés de variations verticales et horizontales.

Voir tableau 11, page 62

FIG. 26. GRANULOMETRIE DES SEDIMENTS DU GLACIS ET DU DELTA

DE TOKAR

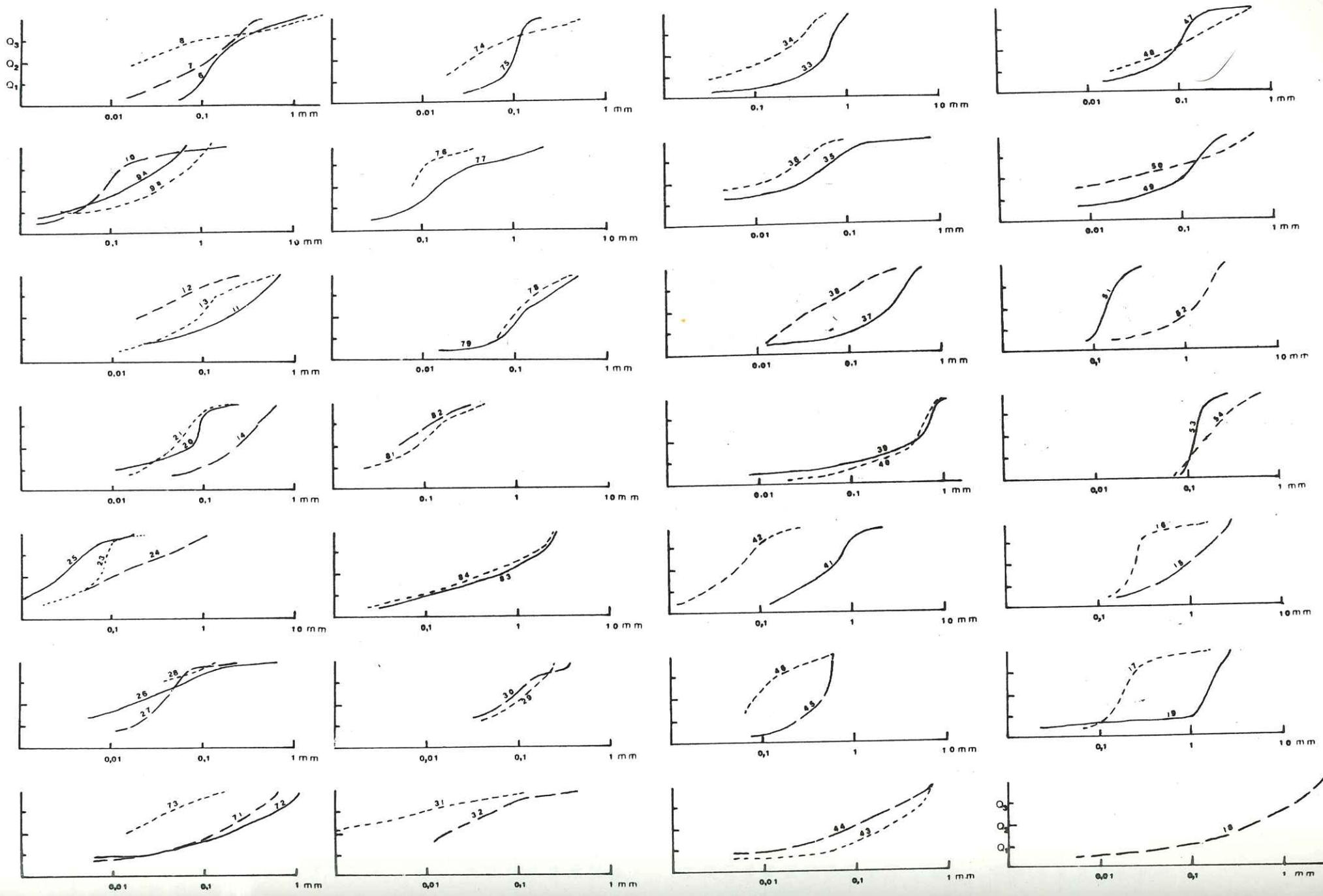


Tableau II: Granulométrie des sédiments du delta de Tokar et son glacis

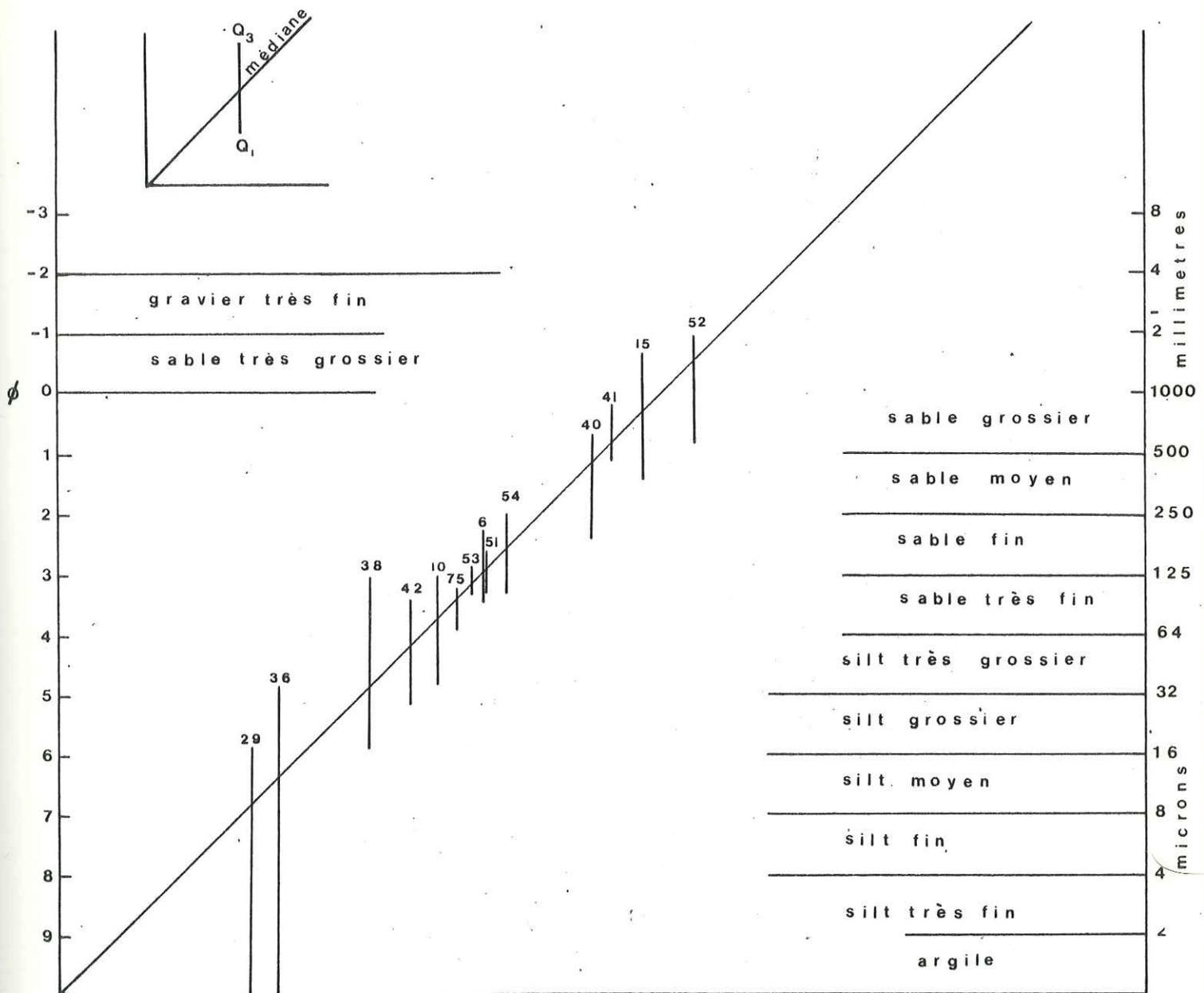
Référence de la courbe correspondant l'échantillon	D ₁₀ (mm)	Q ₁ (mm)	Q ₂ (mm)	Q ₃ (mm)	D ₉₀ (mm)	D ₉₉ (mm)	Moyenne (mm)	Classement	As ymétrie	Angulosité
<u>COUPE DE SHIDDIN</u>										
6	0,064	0,095	0,135	0,22	0,35	0,55	0,158	1,522	1,157	0,219
7		0,016	0,117	0,20	0,26	0,29	0,108	3,535	0,234	
8			0,019	0,08	0,45	2,12				
9A		0,028	0,13	0,32	0,46	0,57	0,174	3,806	0,530	
9B		0,028	0,30	0,75	0,98	1,14	0,39	5,175	0,233	
10	0,015	0,0375	0,082	0,125	0,30	1,9	0,08	1,825	0,697	0,154
11		0,04	0,17	0,34	0,47	0,57	0,19	2,915	0,471	
12			0,019	0,055	0,105	0,23				
13	0,0115	0,033	0,085	0,135	0,24	0,5	0,08	2,022	0,617	0,223
14		0,09	0,22	0,36	0,48	0,57	0,23	2,000	0,669	
15										
<u>COUPE DE DOULABAYI</u>										
20		0,012	0,08	0,096	0,12	0,24	0,06	2,088	0,33	
21		0,022	0,046	0,077	0,105	0,25	0,04			
23		0,028	0,077	0,087	0,105	0,24	0,06	1,063	0,411	
24			0,105	0,43	0,85	1,14				
25		0,012	0,029	0,048	0,070	0,24	0,03	2,000	0,685	
26			0,017	0,062	0,135	0,6				
27		0,018	0,037	0,054	0,073	0,24	0,04	1,732	0,710	
28				0,037	0,097	0,14				
<u>SONDAGE DE SHIDDIN</u>										
71		0,025	0,15	0,35	0,48	0,53	0,19	3,741	0,389	
72		0,023	0,18	0,64	0,96	1,08	0,33	5,275	0,454	
73			0,016	0,046	0,105	0,16				
74			0,034	0,105	0,35	0,46				
75	0,03	0,072	0,102	0,118	0,15	0,20	0,095	1,280	0,817	0,192
76			0,072	0,11	0,23	0,33				
77	0,027	0,085	0,15	0,36	1,62	2,00	0,22	2,057	1,36	0,086
78		0,062	0,10	0,173	0,26	0,36	0,12	1,670	1,073	
79	0,016	0,075	0,12	0,24	0,34	0,43	0,16	1,788	1,25	0,255
81		0,013	0,088	0,16	0,30	0,40	0,09	3,508	0,269	
82			0,05	0,13	2,20	2,80				
83	0,032	0,12	0,7	2,00	2,27	2,30	1,06	4,082	0,490	0,420
85	0,015	0,095	0,44	1,80	2,10	2,20	0,95	4,352	0,883	0,449
8										
<u>L'ETENDUE DU DELTA</u>										
29			0,097	0,17	0,215	0,27				
30				0,074	0,14	0,30				
31				0,01	0,044	0,12				
32				0,062	0,12	0,40				
33	0,118	0,29	0,6	0,73	0,98	1,1	0,51	1,872	0,588	0,255
34		0,024	0,18	0,36	0,47	0,53	0,19	3,872	0,267	
35			0,033	0,082	0,13	0,8				
36			0,014	0,033	0,05	0,095				
37	0,015	0,11	0,27	0,39	0,44	0,55	0,25	1,883	0,539	0,329

Référence de la courbe correspondant à l'échantillon	D ₁₀ (mm)	Q ₁ (mm)	Q ₂ (mm)	Q ₃ (mm)	D ₉₀ (mm)	D ₉₉ (mm)	Moyenne (mm)	Classement	Asymétrie	Angulosité
38	0,013	0,018	0,038	0,127	0,205	0,28	0,07	2,634	1,609	0,283
39	0,008	0,15	0,53	0,72	0,83	1,1	0,44	2,191	0,385	0,347
40	0,067	0,19	0,48	0,64	0,78	1,1	0,42	1,835	0,528	0,316
41	0,15	0,25	0,62	0,93	1,3	2,1	0,59	1,929	0,605	0,296
42	0,015	0,027	0,055	0,10	0,15	0,28	0,06	1,925	0,893	0,270
43		0,058	0,21	0,47	0,54	0,58	0,26	2,846	0,618	
44		0,0135	0,085	0,27	0,46	0,55	0,14	4,472	0,505	
45	0,13	0,24	0,44	0,535	0,57	0,58	0,39	1,483	0,6632	0,335
46			0,08	0,145	0,29	0,55				
47	0,015	0,046	0,10	0,13	0,19	0,52	0,08	1,681	0,598	0,240
48		0,02	0,098	0,24	0,41	0,54	0,13	3,464	0,499	
49		0,03	0,118	0,18	0,24	0,29	0,105	2,449	0,388	
50			0,03	0,26	0,44	0,54				
51	0,08	0,108	0,14	0,174	0,23	0,31	0,16	1,269	0,959	0,220
52	0,16	0,60	1,5	2,0	2,2	2,4	1,3	1,825	0,533	0,343
53	0,096	0,11	0,122	0,146	0,18	0,275	0,13	1,152	1,079	0,214
54	0,086	0,11	0,18	0,274	0,4	0,56	0,19	1,578	0,920	0,261

LE GLACIS

15	0,16	0,40	1,0	1,7	2,15	2,37	1,05	2,061	0,680	0,327
16	0,120	0,19	0,23	0,27	0,50	1,55	0,23	1,192	0,969	0,211
17	0,07	0,133	0,185	0,23	0,38	1,6	0,18	1,315	1,277	0,161
18	0,005	0,09	0,45	1,6	2,05	2,4	0,84	4,216	0,711	0,369
19	0,023	1,12	1,5	1,9	2,19	2,37	1,55	1,258	1,013	0,162

Fig. 27. Classification Texturale des sédiments du Delta de Tokar (Méthode de Doeglas)



b) Variations granulométriques verticales

Les profils granulométriques établis dans les coupes lithologiques du delta révèlent des variations verticales des médianes, du classement et de l'asymétrie (Fig. 28 a, b et c). Si aussi bien au niveau des lits d'épaisseur centimétriques qu'au niveau des bancs d'épaisseur métrique, les variations des médianes et du classement ne révèlent aucun ordre particulier, l'asymétrie présente une évolution positive du bas vers le haut dans tout le bassin de sédimentation, qui indique une diminution de la turbulence de l'agent de transport et de dépôt.

Les sédiments du glacis présentent les mêmes tendances dans les variations verticales des indices granulométriques.

c) Variations granulométriques régionales

La carte des courbes isométriques des médianes granulométriques (Fig. 29) fait apparaître des variations régionales et dégage ainsi la paléogéographie du delta:

- les dépôts deltaïques de Tokar présentent une granodécroissance régulière depuis l'amont jusqu'à l'aval sur une distance de 50 km; la médiane granulométrique décroît en effet depuis le sable très grossier (médiane voisine de 2 mm) jusqu'au silt fin, parfois argileux.

- mais sur toute la surface qui s'étend du rivage jusqu'à une distance d'environ 30 km de la côte, apparaissent des variations granulométriques importantes:

- . des "taches" caractérisées par des médianes peu élevées et dont la granulométrie indique un dépôt de type lagunaire (c.f. ci-après);
- . entre ces taches s'allongent des zones où les médianes sont grossières et où la granulométrie caractérise des dépôts de cordons littoraux. Cette paléogéographie de lagunes et de cordons est caractéristique d'un delta de type lobé.

4.1.2.2.2. Le classement (Sorting)

La carte des courbes d'isoclassement des sédiments du delta (Fig. 30) se superpose nettement à la précédente et la confirme. Les sédiments des zones lagunaires présentent un très bon classement tandis que ceux des cordons littoraux sont moins bien classés. Dans la partie amont du delta les sédiments ont un classement encore moins bon.

Sur le glacis les dépôts sont remarquablement bimodaux et mal classés. Ce double caractère peut être expliqué par une forte paléopente de l'ordre de 3,3 mm/m.

4.1.2.2.3. L'Asymétrie (Skewness) (Fig. 31)

La carte des courbes d'isoasymétrie fait apparaître la même répartition paléogéographique en zones lagunaires séparées par des cordons littoraux. Dans les lagunes ou cuvettes, l'asymétrie est positive et le classement est maximum du côté des fins indiquant une sédimentation de décantation, tandis que dans les cordons littoraux et à l'amont du delta l'asymétrie est négative et le classement est maximum du côté des grossiers indiquant un dépôt dans un milieu à forte turbulence.

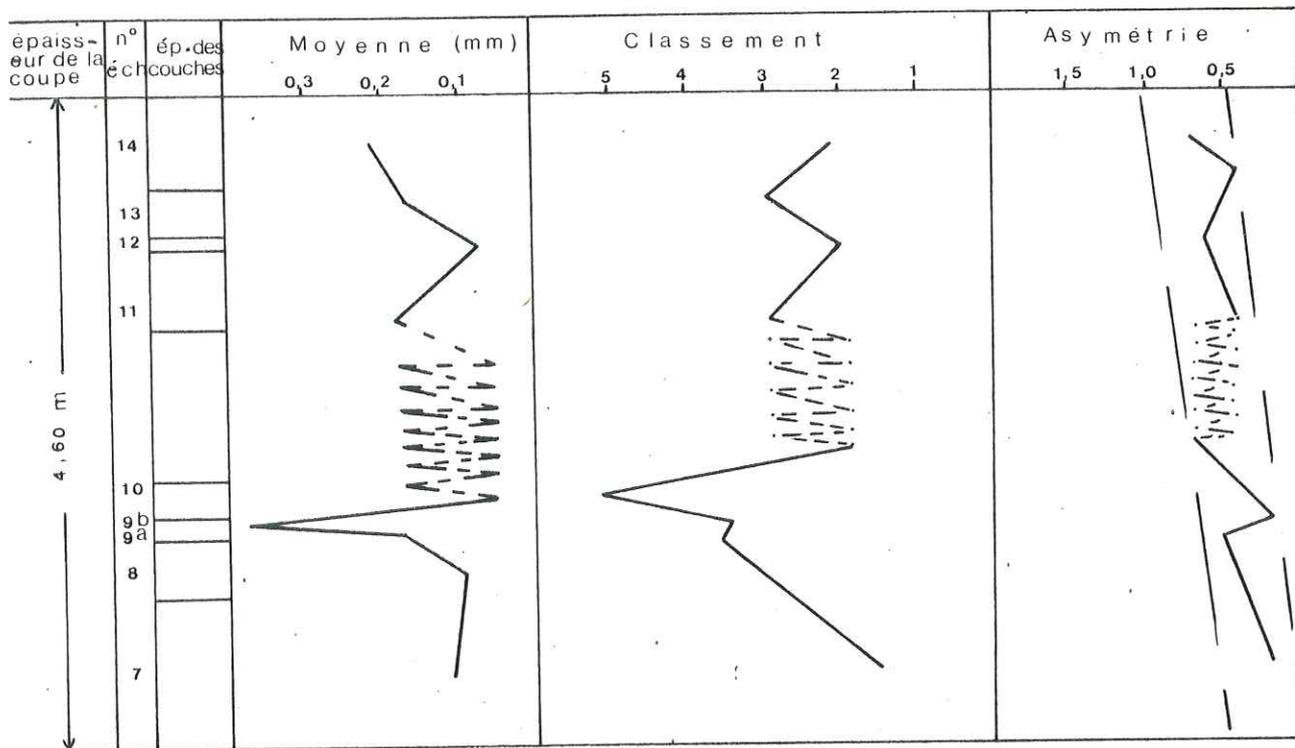


FIG. 28 a . VARIATIONS VERTICALES DES INDICES GRANULOMETRIQUES "COUPE DE SHIDDIN"

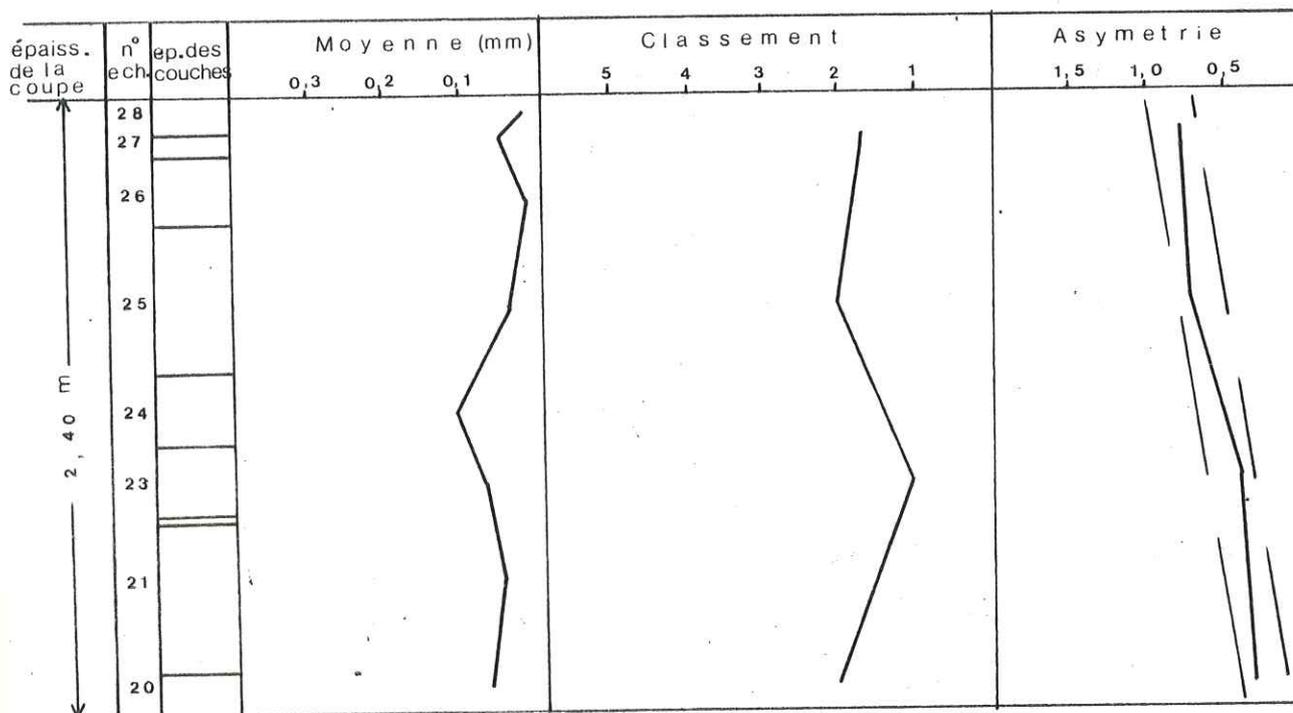


FIG. 28 b . VARIATIONS VERTICALES DES INDICES GRANULOMETRIQUES "COUPE DE DOULABYAI"

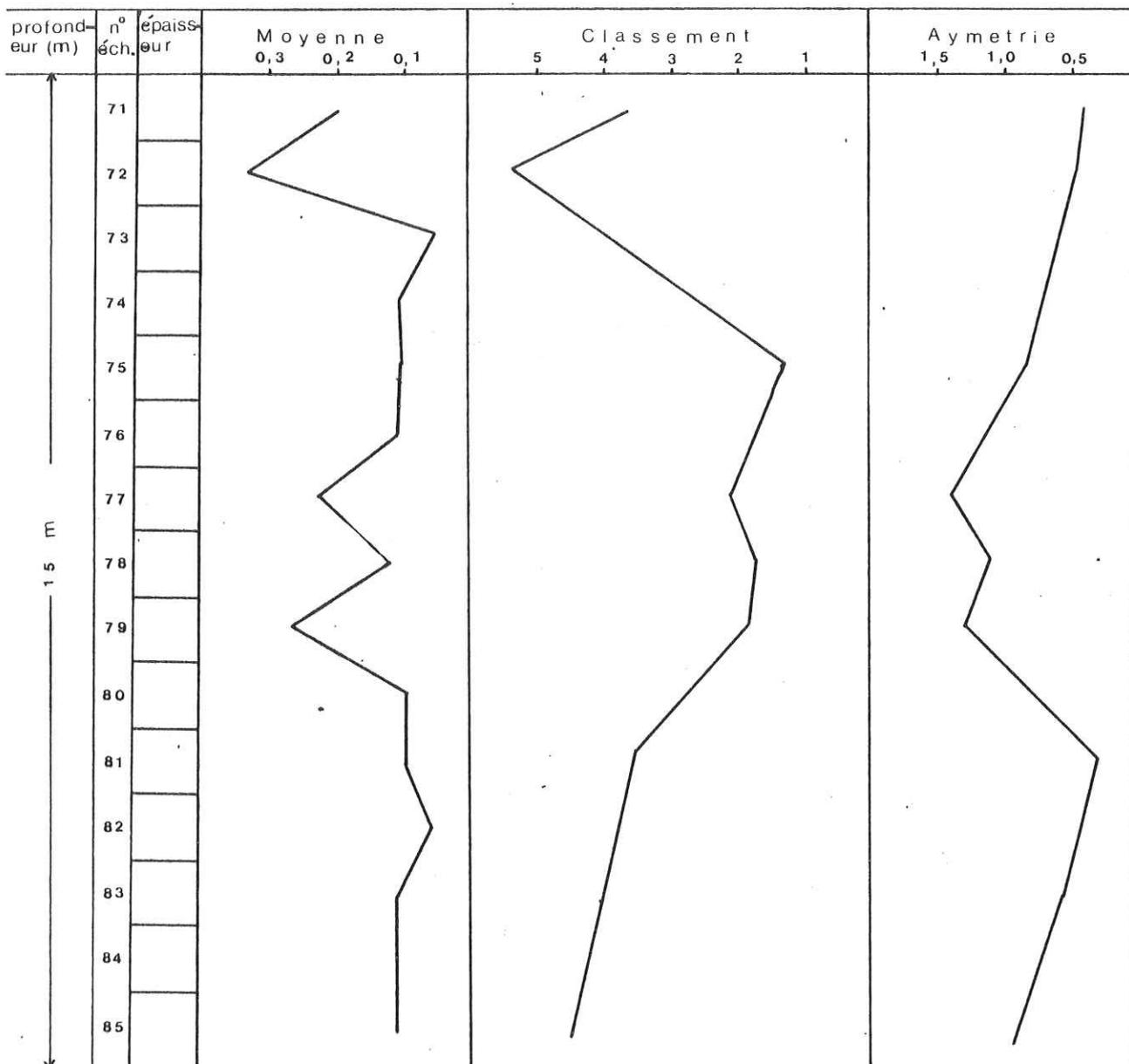


FIG. 28 c . VARIATIONS VERTICALES DES INDICES GRANULOMETRIQUES " FORAGE DE SHIDDIN "

Fig. 29. Répartition géographique des variations de la médiane granulométrique sur le delta de Tokar



Fig. 30. Répartition géographique des variations du Classement sur le delta de Tokar

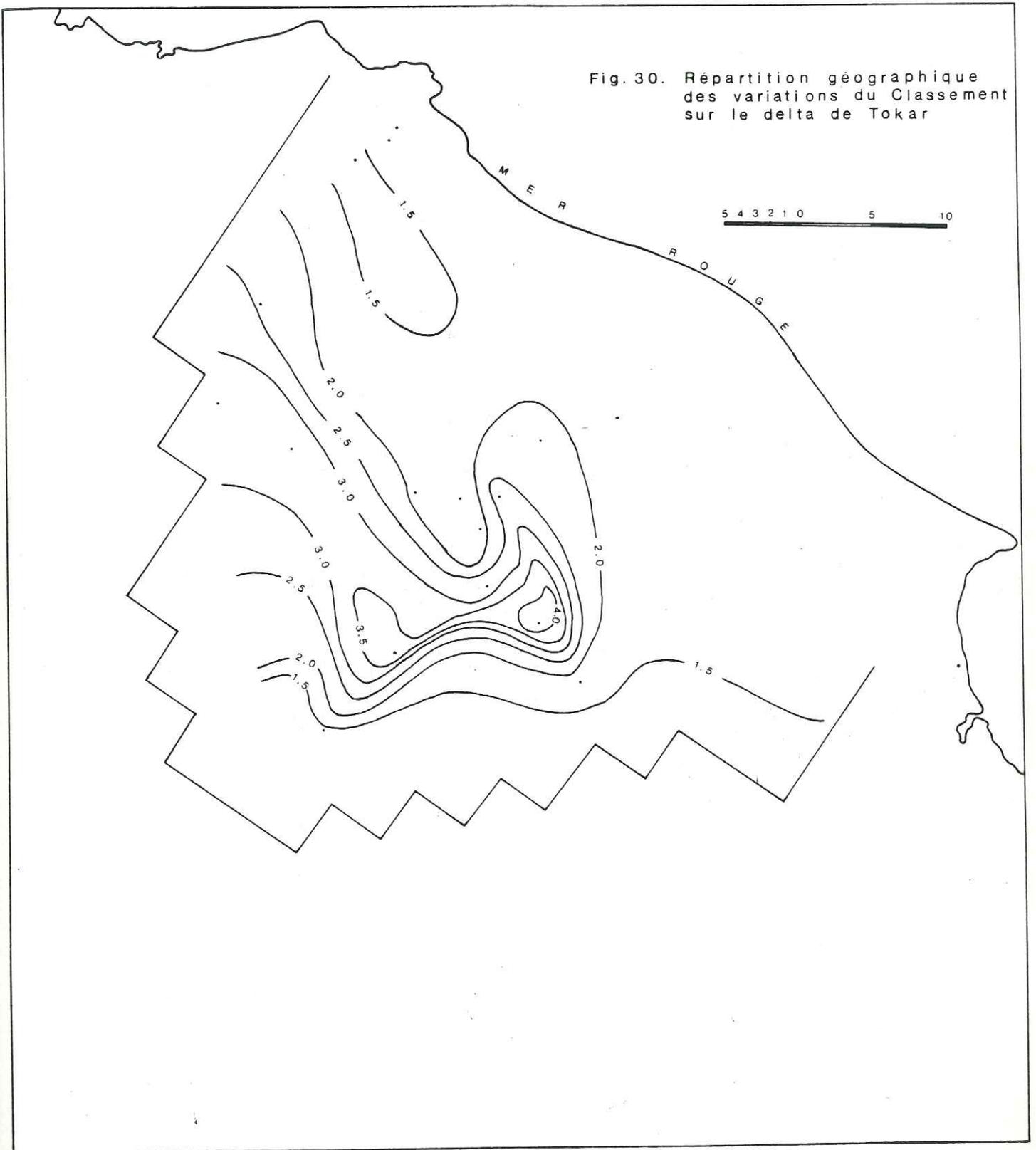
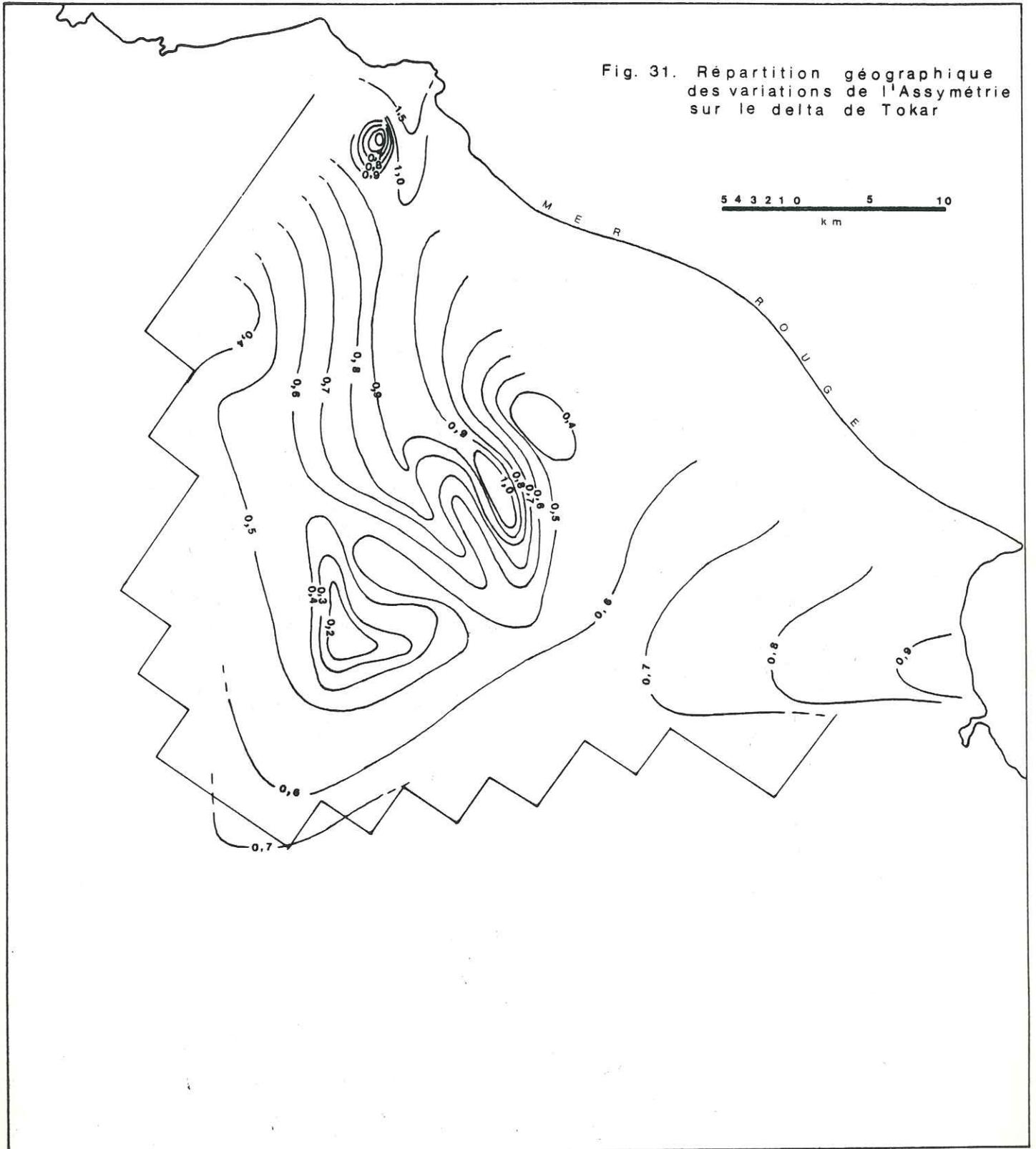


Fig. 31. Répartition géographique des variations de l'Assymétrie sur le delta de Tokar



4.1.2.2.4. L'Angulosité (Kurtosis)

Les sédiments du delta présentent une bimodalité assez fréquente: l'angulosité est plus grande aux queues des courbes de fréquence simple que dans la partie centrale indiquant des fluctuations dans l'énergie du milieu de sédimentation.

4.1.2.2.5. Le diagramme CM de PASSEGA

La méthode de R. PASSEGA (1957, 1969) permet de caractériser le mode de transport du sédiment par l'établissement du diagramme CM où C correspond au diamètre du grain le plus grossier et M à la médiane. L'ensemble des sédiments du delta de Tokar et de son glacis est présenté dans la figure 32 dont l'analyse permet de déceler des variations verticales et horizontales dans le mode de transport du sédiment.

- Les variations verticales (Fig. 33). Dans le delta de Tokar le mode de transport manifeste une variation de type sinusoïdal accompagnée, de bas en haut, par une légère décroissance d'énergie du milieu. Ces variations oscillent entre le transport par roulement (médiane de $150\ \mu$ à $700\ \mu$, centile de $2\ 300\ \mu$ à $2\ 400\ \mu$), le transport par suspension gradée (médiane de $100\ \mu$ à $150\ \mu$, centile de 530 à $580\ \mu$) et le transport par suspension uniforme (médiane de $16\ \mu$ à $160\ \mu$, centile de $230\ \mu$ à $550\ \mu$). Entre ces modes de transport existent tous les niveaux d'énergie intermédiaire.

- Les variations horizontales (Fig. 32 et 34). De l'amont à l'aval du delta, on assiste à une diminution régulièrement décroissante de l'énergie de l'agent de transport:

. A l'amont du delta les courants de fond sont assez rapides pour entraîner de nombreuses particules en suspension et le transport par roulement est dominant: (médiane de $300\ \mu$ à $1\ 500\ \mu$, centile de $1\ 100$ à $2\ 400\ \mu$). Quand la charge dépasse la capacité de transport et dans les zones temporairement inondées la suspension gradée coexiste avec le transport par roulement (médiane de $98\ \mu$ à $210\ \mu$, centile de $270\ \mu$ à $580\ \mu$).

. Vers l'aval du delta, on observe un transport par roulement accompagné de suspension gradée dans les cordons littoraux et un transport par suspension uniforme dans les dépôts lagunaires où la vitesse de fond devient nulle (médiane de $18\ \mu$ à $85\ \mu$, centile de $280\ \mu$ à $800\ \mu$).

Au centre d'une de ces zones lagunaires située au centre du delta (fig. 34) on observe un dépôt de décantation de vase fine (échantillon 31).

Sur le glacis, les valeurs des médianes sont comprises entre 1 mm et 15 mm et celles des centiles entre 4 mm et 300 mm. Elles caractérisent des transports par roulement sans suspension. Le mode de transport et le milieu de dépôt du glacis du Tokar sont donc différents et indépendants de ceux du delta.

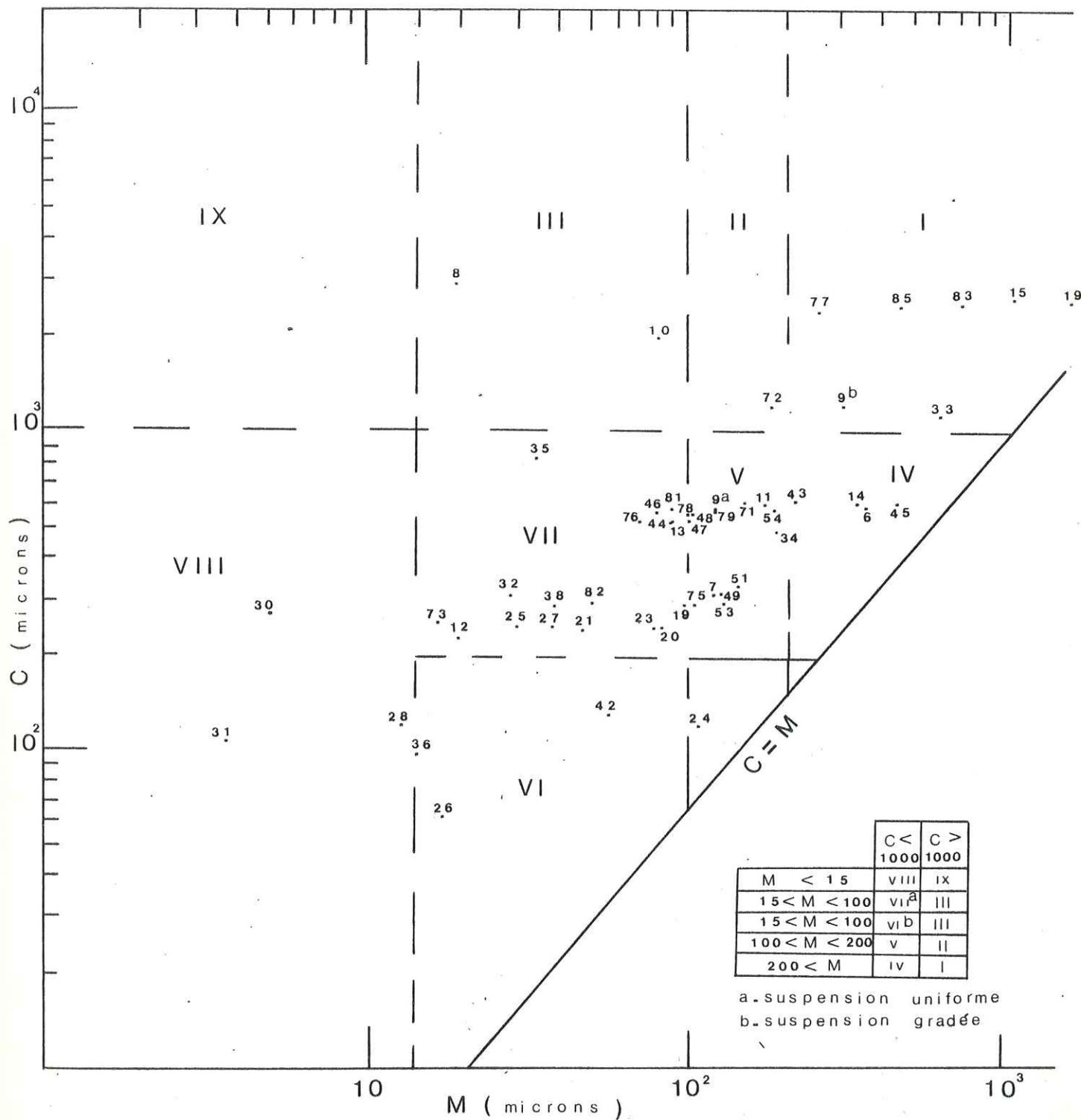
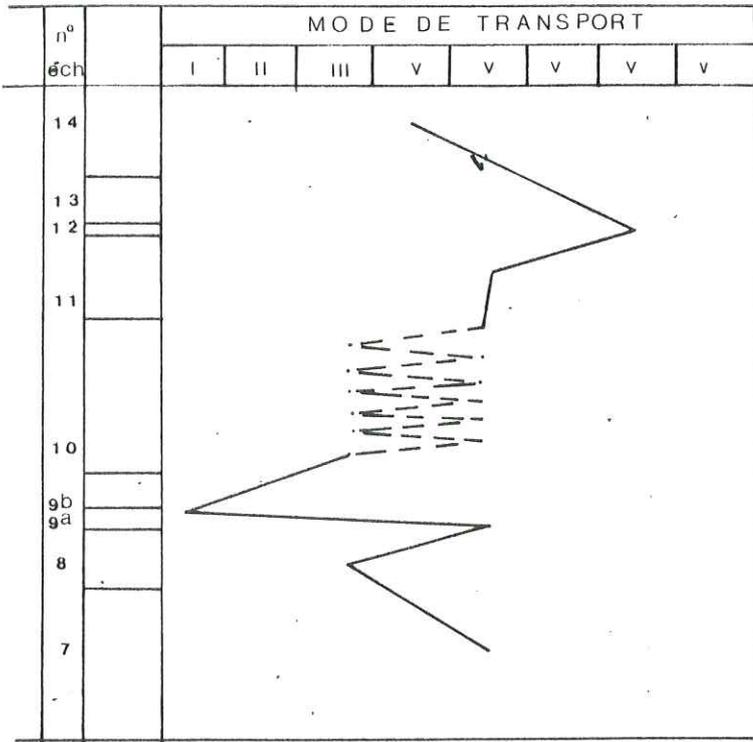


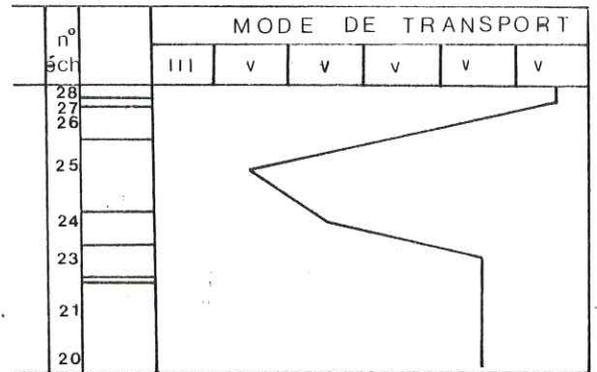
Fig.32. Le Diagramme C-M de Passega

N.B. .38: numero d'échantillon

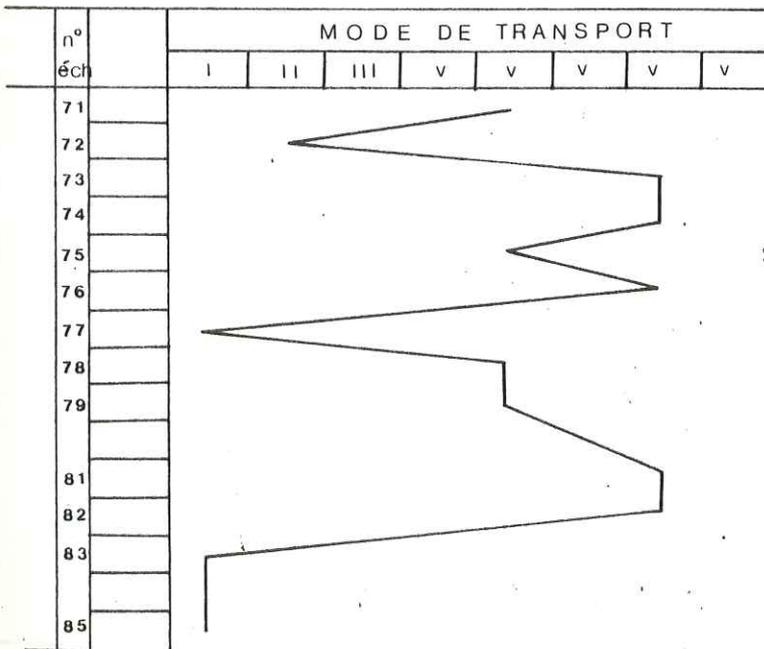
Fig.33. Variations Verticales de mode de transport.



A. COUPE DE SHIDDIN



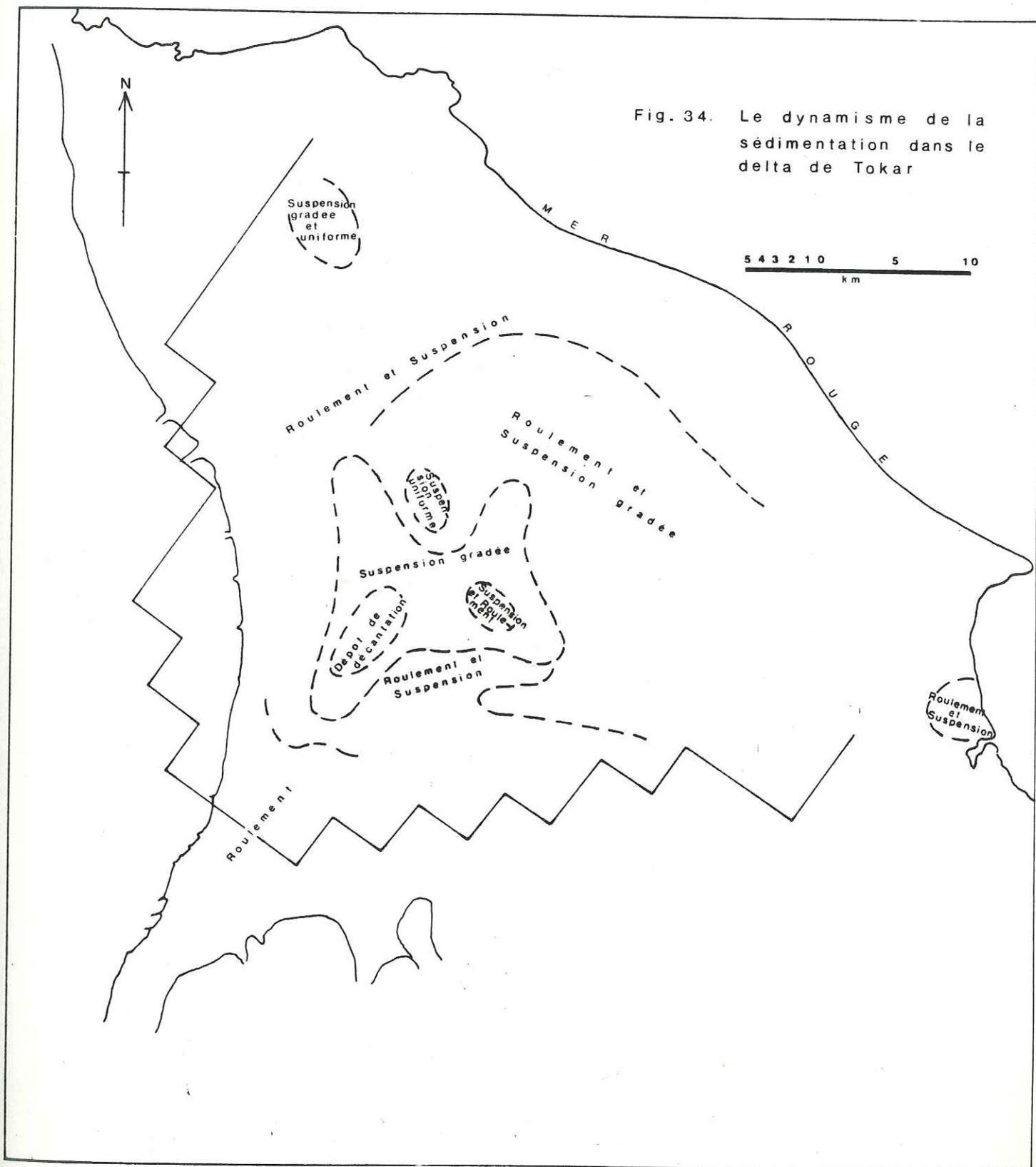
B. COUPE DE DOULABYAI



C. FORAGE DE SHIDDIN

I	: Roulement
II	: Roulement et suspension
III	: Suspension et roulement
IV	: Roulement
v	: Roulement et suspension
vi	: Suspension uniforme
vii	: Suspension gradée
viii	: Dépôts de décantation

Fig. 34. Le dynamisme de la sédimentation dans le delta de Tokar



4.1.2.2.6. La perméabilité des sédiments du glacis et du delta de Tokar

Une valeur approchée de ce facteur peut être déduite de la granulométrie à partir de la formule d'ALLEN-HAZEN:

$$K = 100 \cdot d_{10}^2$$

où K représente la perméabilité en cm/sec;
et d_{10} comprend la dimension en centimètres des particules de rang 10 % du côté fin.

Les résultats sont groupés dans le tableau 12:

Tableau 12: Valeurs de la perméabilité déduites des courbes granulométriques

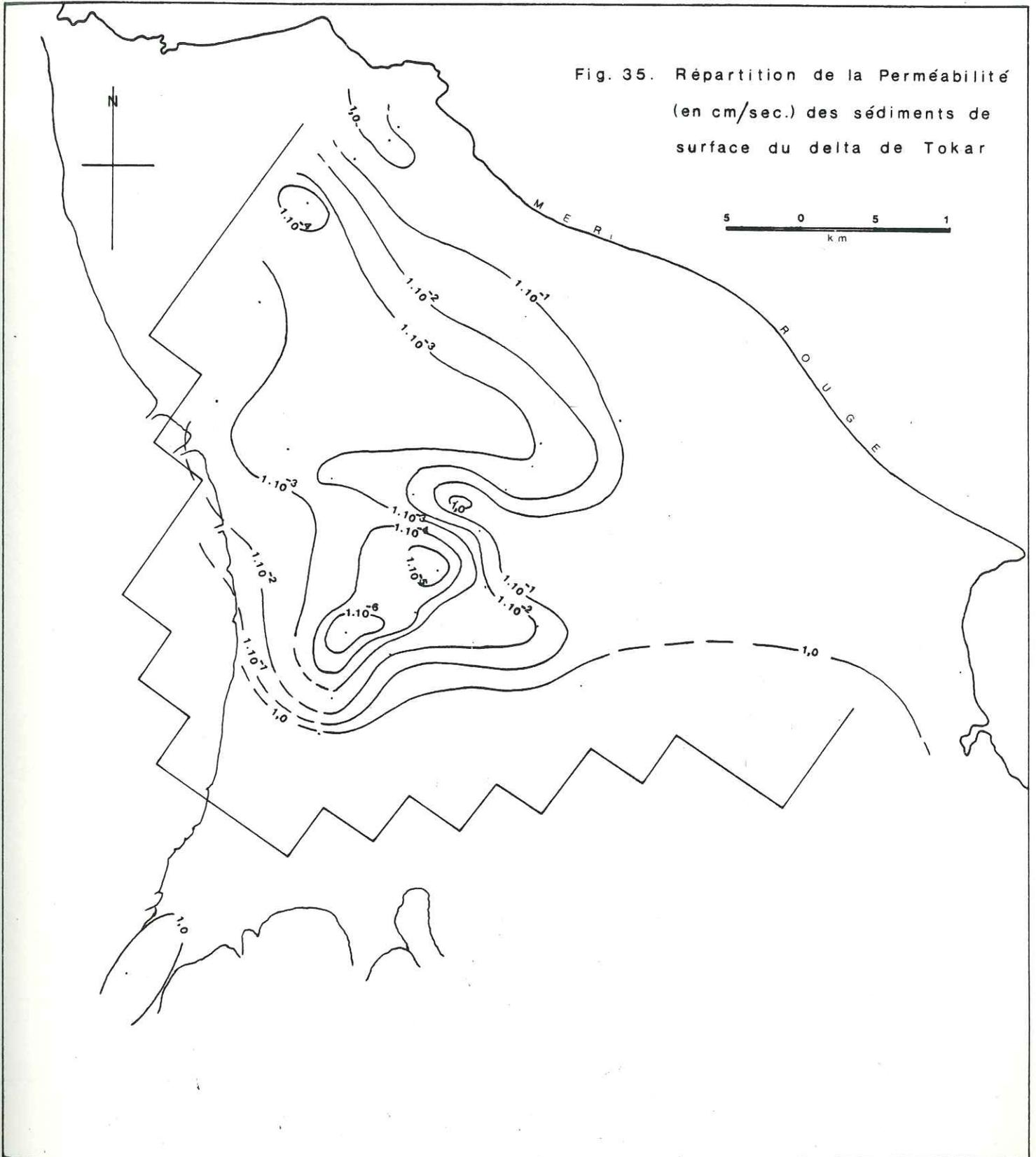
N° de l'échan.	Référence	Perméabilité en cm/sec.	N° de l'échan.	Référence	Perméabilité en cm/sec.
6	Coupe de Shiddin	$4,096 \cdot 10^{-2}$	46		$2,5 \cdot 10^{-4}$
10	" " "	$2,25 \cdot 10^{-3}$	47		$2,25 \cdot 10^{-3}$
13	" " "	$1,32 \cdot 10^{-3}$	48		$6,4 \cdot 10^{-4}$
23	Coupe de Doulabiyai	$1,69 \cdot 10^{-3}$	49		$3,6 \cdot 10^{-4}$
29	L'étendue du delta	$1 \cdot 10^{-5}$	50		$1 \cdot 10^{-5}$
30		$1 \cdot 10^{-5}$	51		$6,4 \cdot 10^{-2}$
31		$1 \cdot 10^{-7}$	52		0,265
32		$2,5 \cdot 10^{-4}$	53		$9,216 \cdot 10^{-2}$
33		0,139	54		$7,396 \cdot 10^{-2}$
34		$1 \cdot 10^{-3}$	75		$9 \cdot 10^{-3}$
35		$1 \cdot 10^{-5}$	77		$7,29 \cdot 10^{-3}$
36		$1 \cdot 10^{-7}$	79		$2,56 \cdot 10^{-3}$
37		$2,25 \cdot 10^{-3}$	80		$1 \cdot 10^{-2}$
38		$1,69 \cdot 10^{-3}$	83		$2,25 \cdot 10^{-3}$
39		$6,4 \cdot 10^{-4}$	15		0,256
40		$4,489 \cdot 10^{-2}$	16		0,144
41		0,225	17		$4,9 \cdot 10^{-2}$
42		$2,25 \cdot 10^{-3}$	18		$2,5 \cdot 10^{-5}$
43		$1 \cdot 10^{-3}$	19		$5,29 \cdot 10^{-3}$
44		$1 \cdot 10^{-3}$			
45		0,169			

- La perméabilité des sédiments du delta de Tokar s'étage entre $1 \cdot 10^{-7}$ cm/s et 0,26 cm/s.

- La perméabilité des sédiments du glacis s'étage entre $5 \cdot 10^{-3}$ cm/sec et 0,25 cm/sec.

Ce paramètre varie fortement et de manière discontinue. La carte fig.35 indique la répartition de la perméabilité sur l'étendue du delta et fait apparaître une nappe aquifère très hétérogène principalement contrôlée par sa paléogéographie.

Fig. 35. Répartition de la Perméabilité
(en cm/sec.) des sédiments de
surface du delta de Tokar



Les faibles perméabilités correspondent aux paléocuvettes et paléolagunes tandis que les fortes perméabilités caractérisent les paléocordons littoraux. En dehors de ces zones particulières les valeurs de la perméabilité sont très variables sur l'étendue du delta.

4.1.2.3. CONCLUSION A L'ETUDE GRANULOMETRIQUE

Cette étude permet de définir les types de transport et de dépôt des sédiments constituant le delta et le glacis.

Le delta est caractérisé par:

- (a) Dépôts fluviatiles de cours d'eau divagants alimentés par des classes d'eau brutales et dépôts de plaines d'inondation (limons de débordement);
- (b) Dépôts éoliens.
- (c) Dépôts marins de plage.

Des phénomènes de remaniement, de sédiments éoliens par les cours d'eau ou de sédiments fluviatiles ou marins par le vent sont fréquents, comme on le verra ci-après (cf. page 48). Leur cause peut être due au caractère saisonnier alternant du climat tropical sec de l'époque.

Le glacis:

Il est caractérisé par des dépôts d'épandages de piedmont et de courts cônes de déjection.

Les cartes granulométriques (fig. 29, 30 et 31) restituent la paléogéographie du delta en situant les cordons littoraux parallèles à la côte et délimitant les lagunes.

La perméabilité tirée de cette étude granulométrique faible dans les zones lagunaires, forte dans les cordons littoraux, doit faciliter l'établissement du bilan hydrogéologique (cf. ci-après).

4.1.3. MINERAUX LOURDS

4.1.3.1. METHODE

- 0,050 - 0,500 mm,
- a) Prélèvement de la fraction granulométrique
 - b) Lavage à l'eau,
 - c) Lavage à l'acide oxalique,
 - d) Séparation par le bromoforme (densité = 2,89 à 20°C) d'une fraction légère (densité < 2,9) et d'une fraction lourde (densité > 2,9).
 - e) Séparation magnétique à l'aide d'un aimant à main pour isoler les minéraux ferro-magnétiques (mangétite et pyrrhotite).

f) Séparation par l'iodure de méthylène (densité = 3,32 à 20°C) d'une fraction de densité comprise entre 2,9 et 3,3 et d'une fraction de densité supérieure à 3,3.

g) Détermination des grains à la loupe binoculaire d'après leurs caractères physiques (densité, indice de réfraction etc..).

4.1.3.2. RESULTATS ET INTERPRETATIONS

Les cortèges de minéraux lourds (densité > 2,9) des sédiments du delta de Tokar et de son glacis figurent dans le tableau 13

Tableau 13: Minéraux lourds du delta de Tokar et de son glacis

N° de l'échantillon	% partie lourde	ultrastables en %	opaques en %	métastables en %	micras en %
15	6,17	20	40	40	-
18	6,18	-	50	50	-
19	14,17	-	50	50	-
30	13,79	5	7	8	80
31	28,3	4	4	12	80
32	35,71	2	4	4	90
33	3,56	20	30	45	5
35	3,38	10	25	15	50
36	9,37	10	5	5	80
37	4,85	-	15	40	45
38	6,19	-	5	65	30
40	3,45	-	15	40	45
42	2,65	10	10	50	30
47	3,23	-	25	50	25
51	4,76	20	30	50	-
53	11,02	20	55	35	-
54	3,18	10	60	30	-

Sur la carte (fig.36) nous avons figuré:

- les lignes d'isoconcentration des minéraux lourds, c'est à dire leur pourcentage en poids dans le sédiment;
- les cortèges minéralogiques sous forme de diagrammes circulaires. Dans ceux-ci, les minéraux lourds sont répartis en quatre groupes d'après leur degré de stabilité et leur résistance à l'usure mécanique ;

- a) les minéraux ultrastables: zircon, tourmaline, rutile;
- b) les minéraux opaques: magnétite, ilménite, hématite, limonite;
- c) les minéraux métastables: pyroxènes, amphiboles, grenats, kyanite, sillimanite, andalousite, disthène;
- d) les micras.

Cette répartition conduit au groupement suivant:

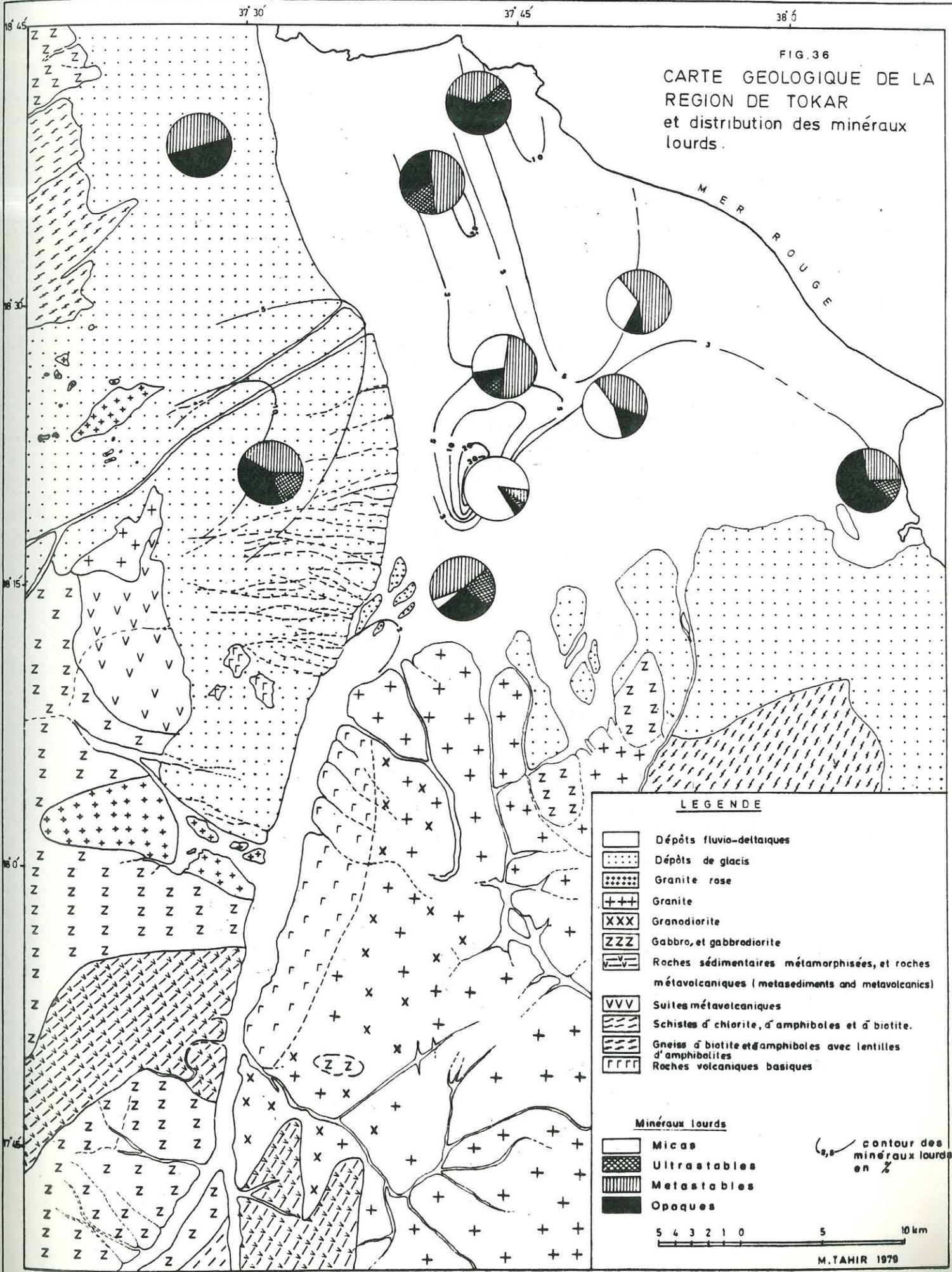
37° 30'

37° 45'

36° 6'

FIG. 36

CARTE GEOLOGIQUE DE LA REGION DE TOKAR et distribution des minéraux lourds.



LEGENDE

- Dépôts fluvi-deltaïques
- Dépôts de glaci
- Granite rose
- Granite
- Granodiorite
- Gabbro, et gabbrodiorite
- Roches sédimentaires métamorphosées, et roches métavolcaniques (metasediments and metavolcanics)
- Suites métavolcaniques
- Schistes d chlorite, d amphiboles et d biotite.
- Gneiss d biotite et d amphiboles avec lentilles d amphibolites
- Roches volcaniques basiques

Minéraux lourds

- Micas
- Ultrastables
- Metastables
- Opaques

contour des minéraux lourds en %



1) Premier groupe:

Il caractérise les sédiments de la plage actuelle et des anciens cordons littoraux du delta: ils sont caractérisés par l'abondance d'ilménite et de minéraux opaques, puis par les pyroxènes et les amphiboles, enfin par la tourmaline et les grenats. Des micas apparaissent dans quelques échantillons.

2) Deuxième groupe:

Ce groupe correspond à ce que l'analyse granulométrique a défini comme des sédiments de cuvettes du delta; le cortège de minéraux lourds y est constitué par plus de 80 % de biotite.

Pyroxènes, amphiboles, tourmaline, rutile, limonite et kyanite apparaissent ensuite de façon accessoire.

3) Troisième groupe:

Il caractérise les sédiments de la partie amont du delta de Tokar: le résidu lourd comporte principalement ilménite, magnétite, amphibolés, pyroxènes, andalousite, rutile et accessoirement tourmaline et biotite.

4) Quatrième groupe:

Ce sont les sédiments du glacis: ils sont caractérisés par le cortège hématite, magnétite, fragments de roches, limonite, tourmaline, topaze, grenat, chromite et rutile. La plupart des grains sont tachés en brun-rouge, probablement par de la séricite.

4.1.3.3. CONCLUSION

La répartition des minéraux lourds dans les sédiments du delta de Tokar confirme la répartition paléogéographique d'une part en cordons littoraux caractérisés par un tri sélectif de minéraux denses et d'autre part en cuvettes où sont piégés les micas.

Le cortège minéralogique des sédiments du glacis est tout-à-fait différent de celui du delta ce qui montre que glacis et delta ont chacun une histoire sédimentologique indépendante l'une de l'autre.

4.1.4. MINÉRAUX ARGILEUX

4.1.4.1. METHODE

L'analyse des minéraux argileux a été réalisée par diffractométrie X. Chaque échantillon a subi trois analyses: échantillon normal, échantillon traité aux vapeurs d'éthylène-glycol et échantillon chauffé à 550°C. La fraction fine renfermant les minéraux argileux a ensuite été observée au Microscope électronique à balayage (Scanning) pour déterminer la nature détritique ou authigénique de ces minéraux.

4.1.4.2. RESULTATS ET INTERPRETATIONS (Tableau 14)

Les minéraux argileux du delta de Tokar sont dans le l'ordre de leur abondance relative ; *Illite*, *Montmorillonite*, *Kaolinite*, et traces de *chlorite*.

Tableau 14: Analyse minéralogique de la fraction fine (<2 μ) des sédiments du delta et du glaciais de Tokar.

N° Echan.	Nature et localisation du sédiment correspon- dant	MINÉRAUX ARGILEUX				Felds- paths
		Illite	Montmoril- lonite	Kaolinite	Chlorite	
13	Amont du delta	1	2	3	4	5
39	Alluvions de cordon	1+	2	3	4	5
24	littoral	1+	2	3	5	4
31	Alluvions de cuvettes	2	1+	3	4	5
35	lagunaires	3	1+	2	4	5
36		3	1	2	4	5
73	Forages	3	1+	2	4	5
74		1	2	3	5	4

1+, 1= très abondant - 2+, 2= abondant - 3= présent - 4, 5= traces.

L'*Illite* provient de l'altération par hydrolyse ménagée des roches éruptives du Basement Complex, notamment des feldspaths et des micas blancs. Elle est abondante dans les sédiments que l'analyse granulométrique a définis comme dépôts de cordons littoraux deltaïques, ainsi que dans les dépôts de l'amont du delta.

Le M.E.B. (Scanning) montre que:

- dans les dépôts de l'amont du delta, cette illite est bien classée granulométriquement, usée, non organisée, typiquement détritique (Fig.37a);

- dans les dépôts de cordons littoraux, l'illite présente un début d'organisation en nid d'abeille (Honey Comb), plaquée sur les grains de kaolinite détritique (Fig.37b). Cette illite d'origine détritique semble avoir subi l'action d'un microconfinement dû à l'alternance d'émersion et d'immersion dans la zone midiolittorale.

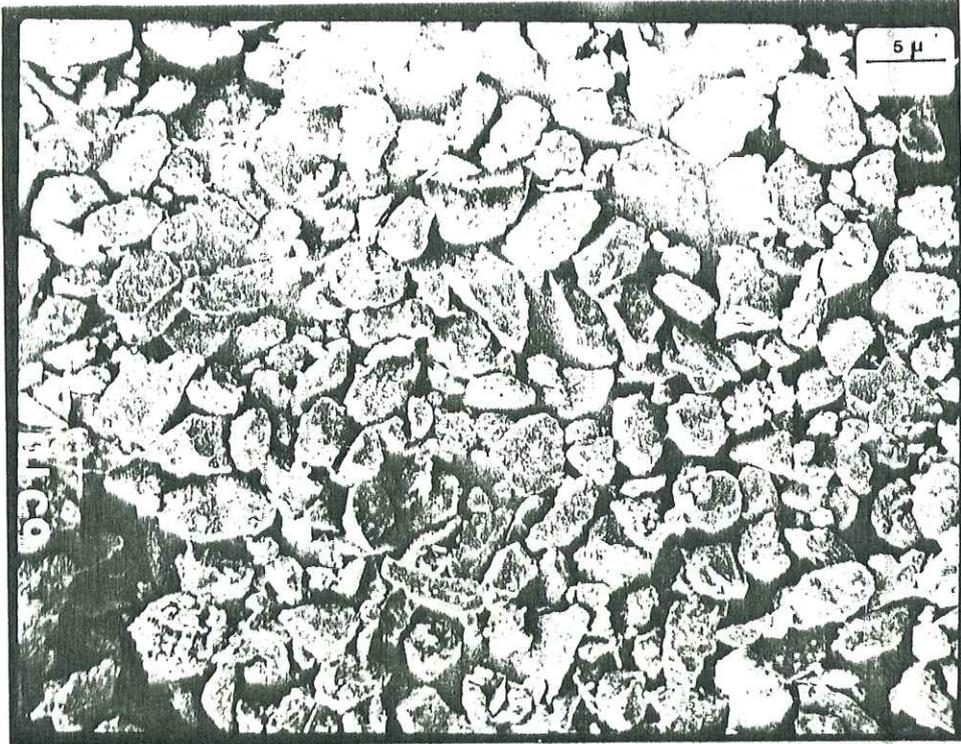




Fig.37 (a). Kaolinite détritique
très usée - sans forme cristalline.
. Illite plaquée sur les grains de kaolinite.
. Minéraux bien classés granulométriquement.

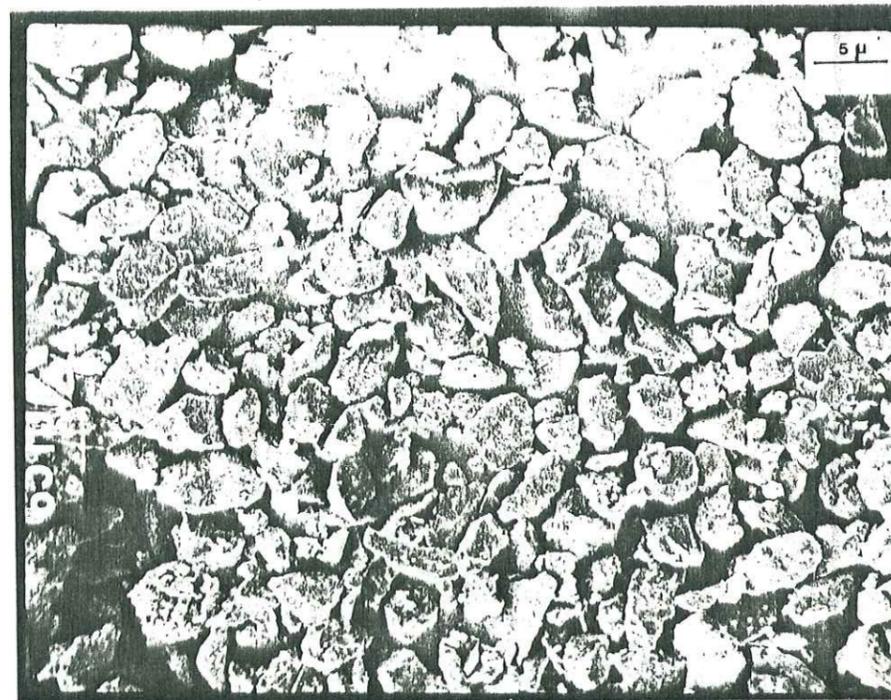
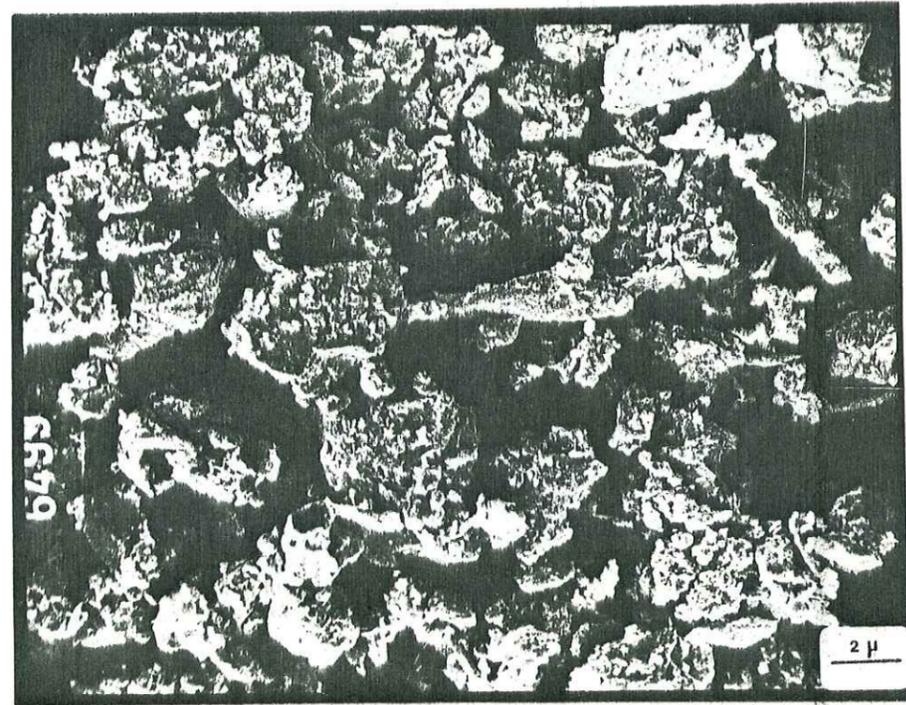
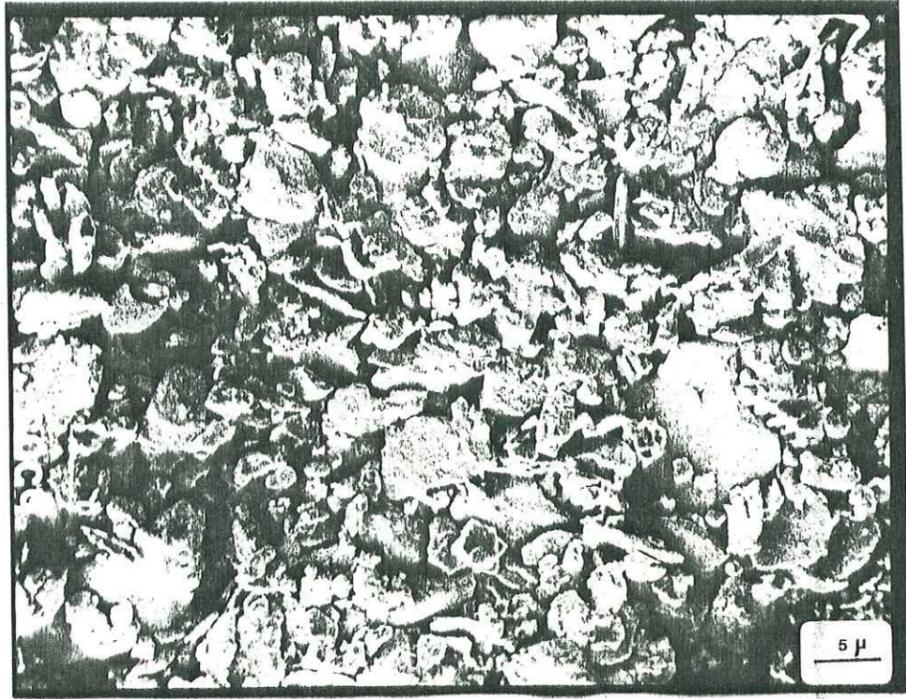


Fig. 37 (b). Illite de cordon littoral - plaquée sur les grains de Kaolinite.

. Début d'organisation en nid d'abeille.



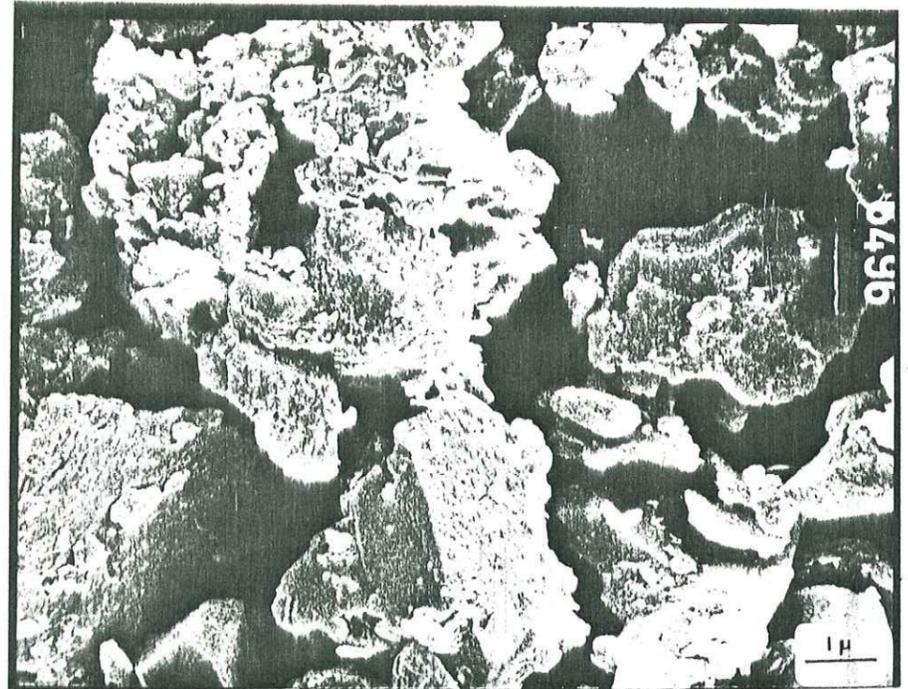


Fig.37(c) Montmorillonite authigénique en nid d'abeille
(Honey Comb)

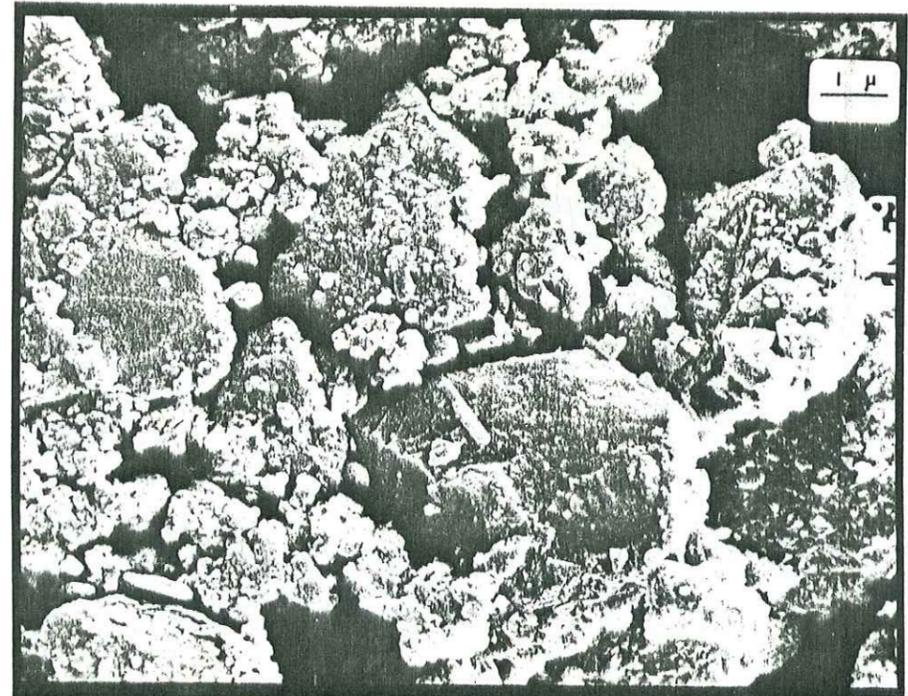


Fig.37 (d). Kaolinite authigénique de cuvette

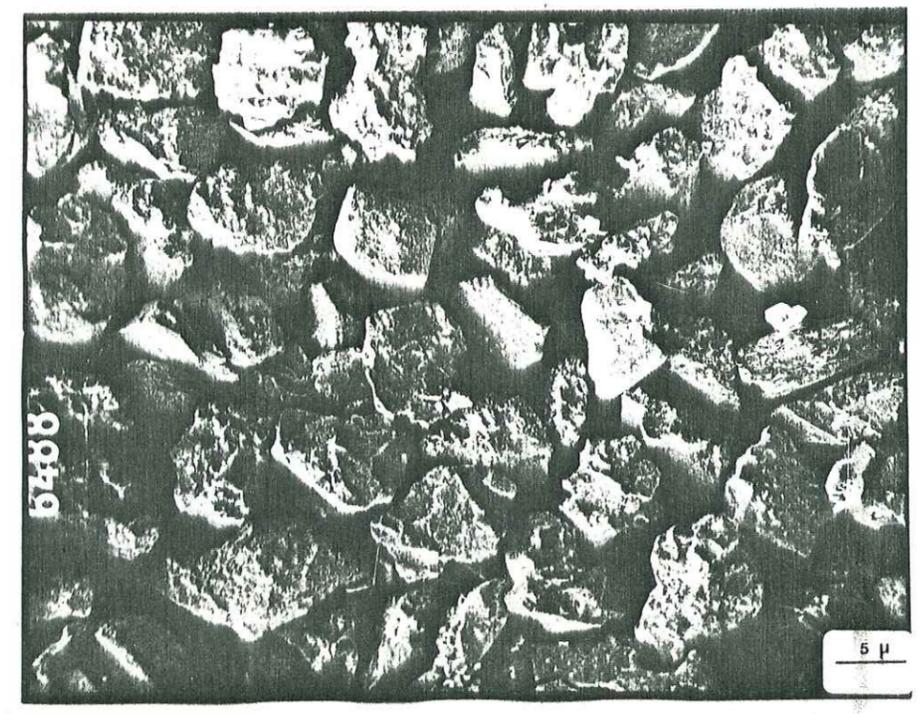
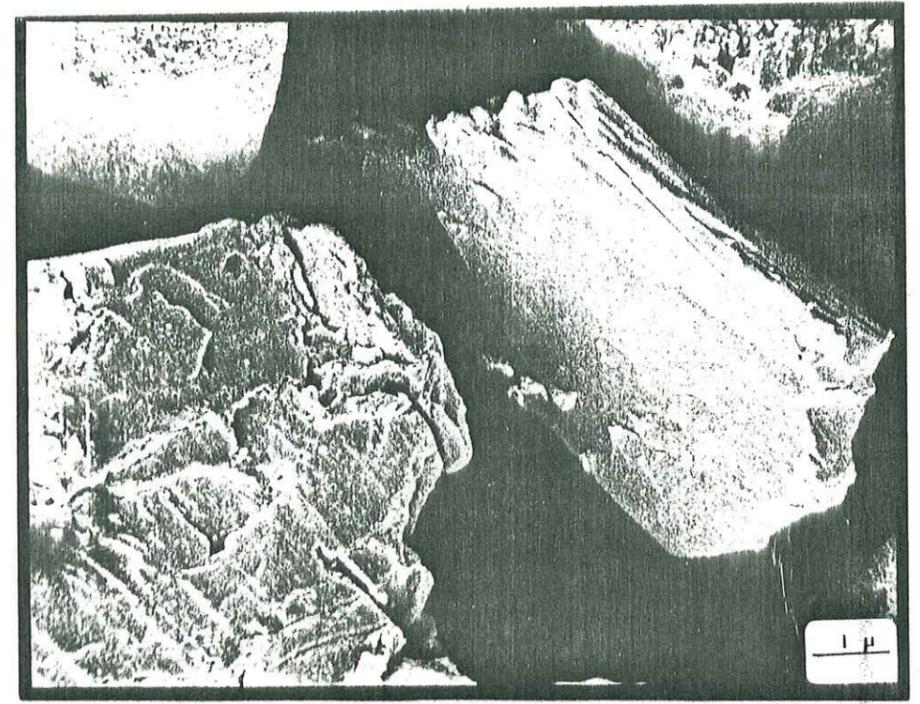


Fig. 37(e). Kaolinite détritique - les formes cristallines ont disparu.

+ Illite détritique non organisée.



La minéralogie des argiles de l'échantillon 74 issu du forage est tout à fait analogue à celle des sédiments de cordon littoral du delta - on peut donc admettre que cet échantillon correspond à un sédiment de cordon littoral.

La montmorillonite est l'indice d'un certain confinement dû à un mauvais drainage; c'est ainsi qu'elle prédomine dans les échantillons (31, 35, 36) correspondant aux zones de cuvettes, ainsi définies par l'étude granulométrique. Elle domine aussi l'échantillon (73) provenant du forage et on peut admettre un même confinement (dépôt de cuvette) pour ce sédiment. Au Scanning, elle se présente une belle organisation en nid d'abeille (Fig. 37c).

L'échantillon 13 de l'amont, du delta et les échantillons 22 et 24 de dépôt de cordon littoral deltaïque contiennent aussi de la montmorillonite.

La kaolinite provient de l'altération par une hydrolyse plus poussée des roches éruptives du Basement Complex. Elle est présente partout:

- dans les échantillons des cuvettes elle est bien cristallisée, pseudo-hexagonale, visiblement authigénique, (Fig. 37d);
- dans les échantillons du glacis, de l'amont du delta et de cordon littoral, elle est usée, en grains détritiques (Fig. 37e).

La Chlorite provient également de l'altération ménagée du Basement Complex, notamment des micas noirs et des ferromagnésiens des roches cristallophylliennes.

CONCLUSIONS

Les minéraux argileux du delta de Tokar sont: l'illite, la Montmorillonite, la kaolinite et, en moins grande abondance la Chlorite.

Une partie d'entre eux (kaolinite, illite) est héritée et provient de l'altération du Basement Complex sous un climat hydrolysant.

Une autre partie (montmorillonite, kaolinite part) est néoformée dans les zones confinées, lagunaires du delta et pour une partie de l'illite, dans la zone midiolittorale.

L'analyse minéralogique de la fraction argileuse permet donc de définir l'environnement et le type de dépôt des sédiments du delta aussi bien pour ceux prélevés en subsurface que pour ceux atteints par forage.

4.1.5. EXOSCOPIE DES GRAINS DE QUARTZ DU GLACIS ET DU DELTA DE TOKAR

4.1.5.1. METHODE

La forme et l'aspect de la surface des grains de quartz ont été observés au microscope électronique à balayage (Scanning) type CAMECA de l'Université de Grenoble.

Préparation de l'échantillon

- L'échantillon est lavé à l'eau puis à HCl/10 à froid; il est ensuite tamisé et on ne conserve que la fraction 0,20 à 0,63 mm. On observe chaque lot à la binoculaire et on choisit les grains les plus représentatifs. Les grains sont fixés sur le porte échantillon à l'aide de "Scotch" double-face puis métallisés et étudiés au microscope électronique à balayage.

La valeur d'usure est définie par comparaison avec la charte de Krumbein modifié par Jacques PERRIAUX.

4.1.5.2. RESULTATS ET INTERPRETATIONS (Fig.38)

a) Plage actuelle de Tokar: Echantillon 54

Photos 6327-6328: grain à coins arrondis avec une valeur d'usure de 4 à 5, anciennes traces de chocs en croissant et en V, dépôts siliceux globuleux, épais, cisaillement et cassure, fleurs de silice en voie de dissolution.

L'histoire de ce grain est la suivante:

- . transport aquatique, torrentiel accompagné de phénomènes d'Eolisation;
- . épisode intertidal.

b) Cuvettes anciennes du delta: Echantillons 33

et 36.

Echantillon 33: Photos 6296-6297: grain non usé polyédrique, anciennes traces de chocs en croissant, traces de chocs en V plus récentes, écailles de silice de néoformation.

L'histoire de ce grain est:

- . transport brutal en milieu de haute énergie;
- . éolisation;
- . dépôt en milieu confiné.

Photos 6298-6299: grain à coins arrondis avec une valeur d'usure de 4, phénomènes d'amorphisation, dépôt siliceux épais dans les creux et polissage des arêtes.

L'histoire de ce grain est:

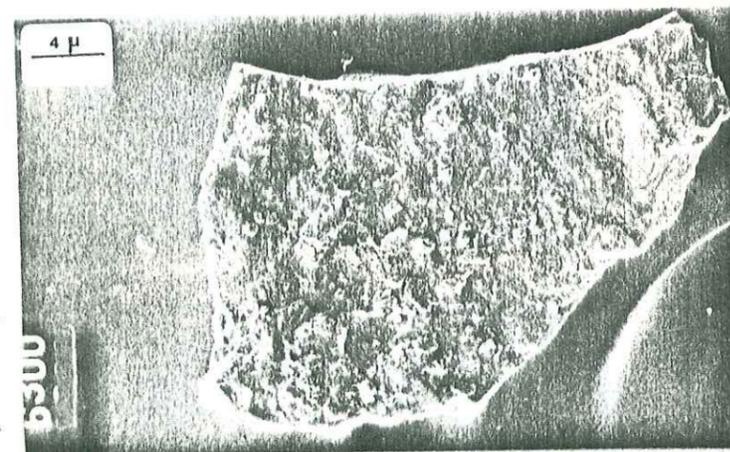
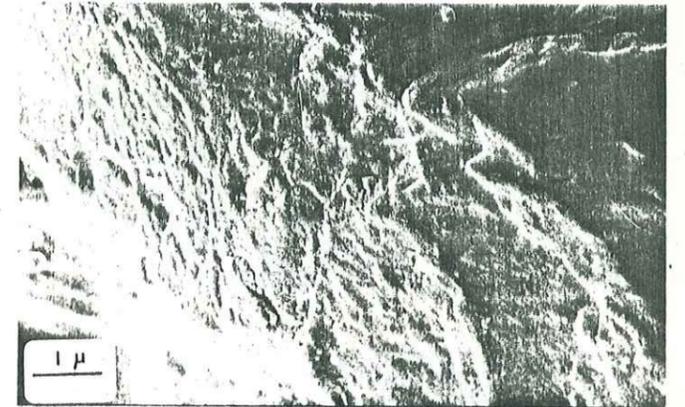
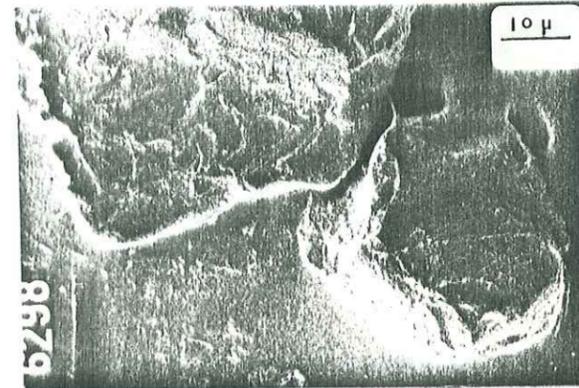
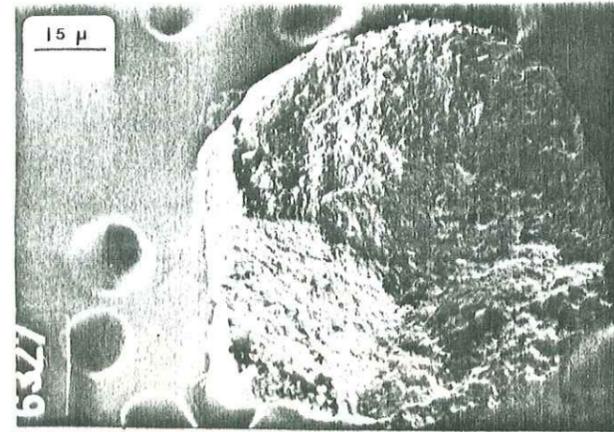
- . transport aquatique,
- . dépôt;
- . action polygénique.

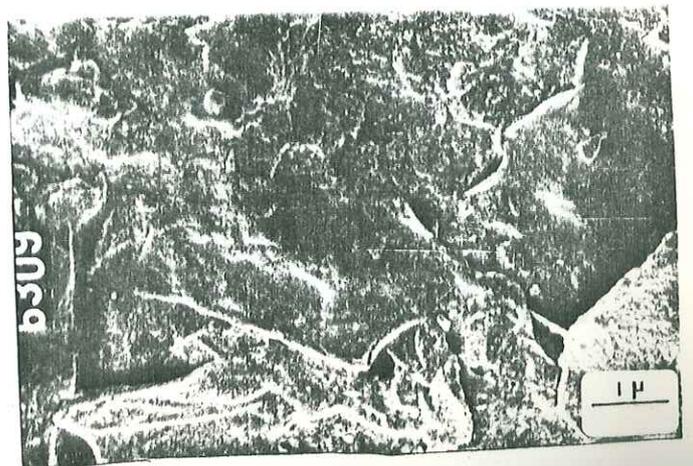
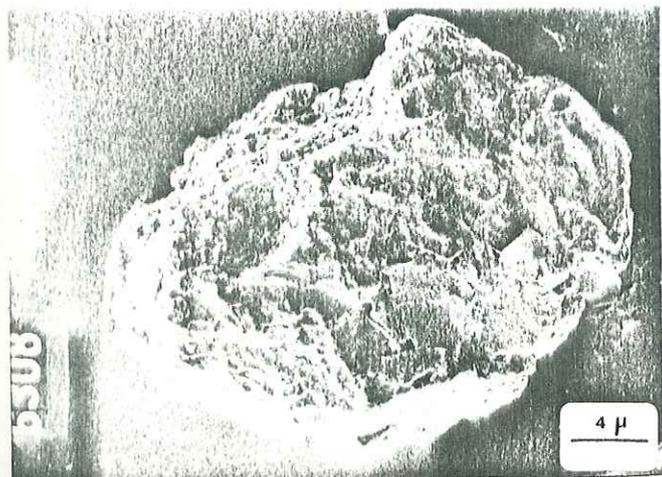
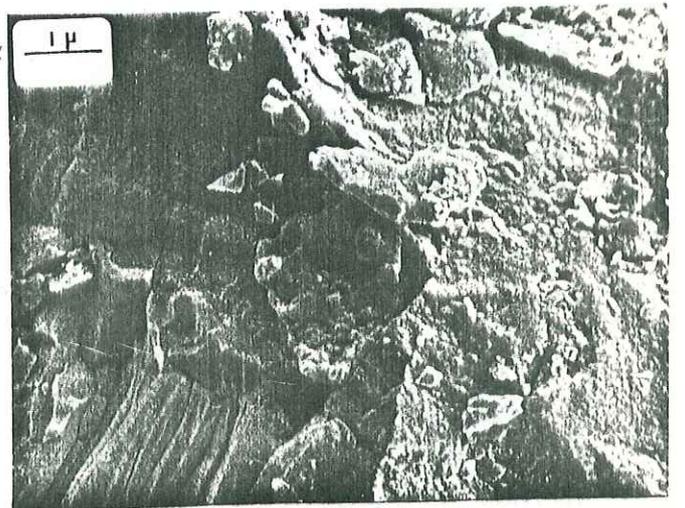
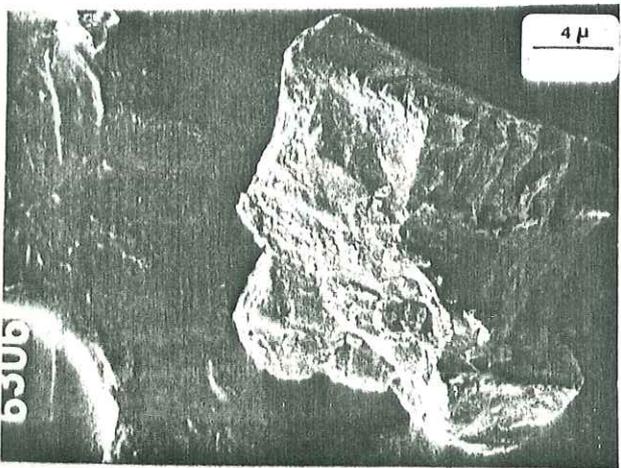
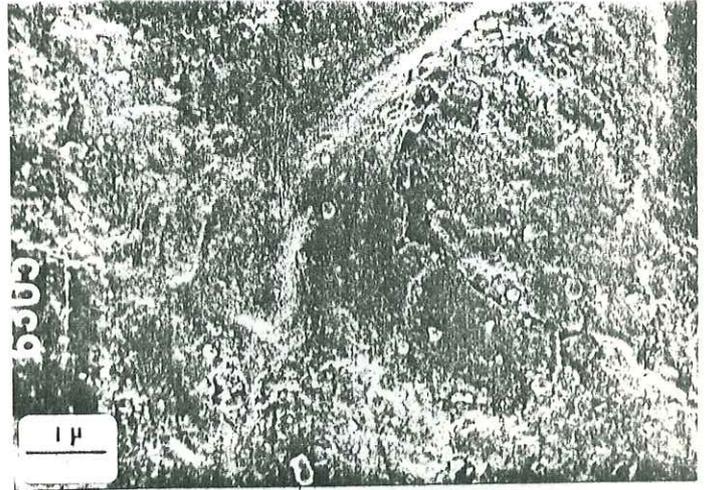
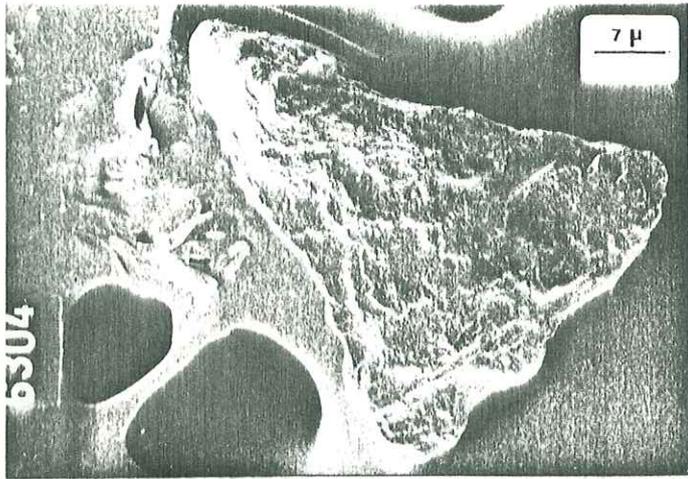
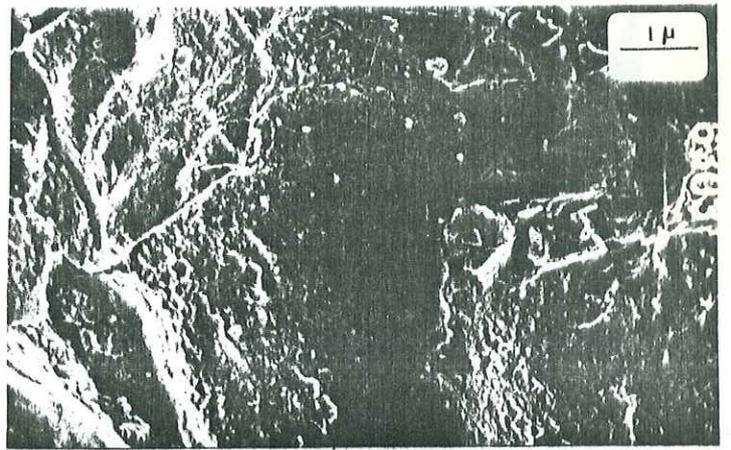
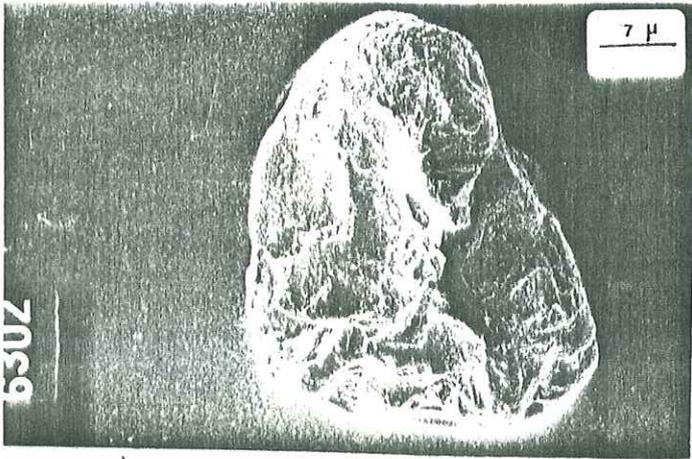
Photos 6300-6301: grain non usé triangulaire, écaille de silice de néoformation, gradient de polissage sur les arêtes.

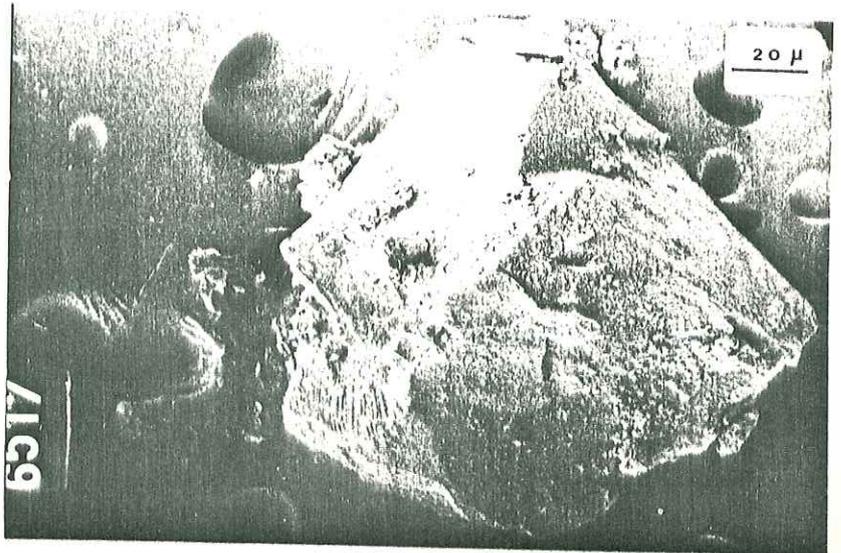
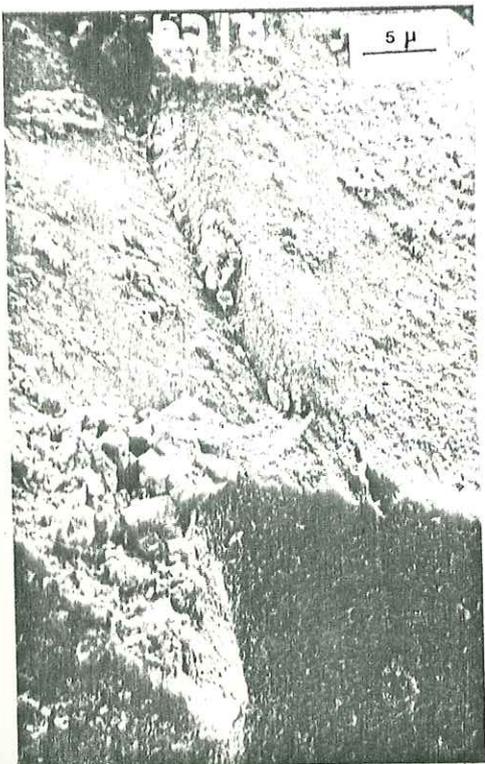
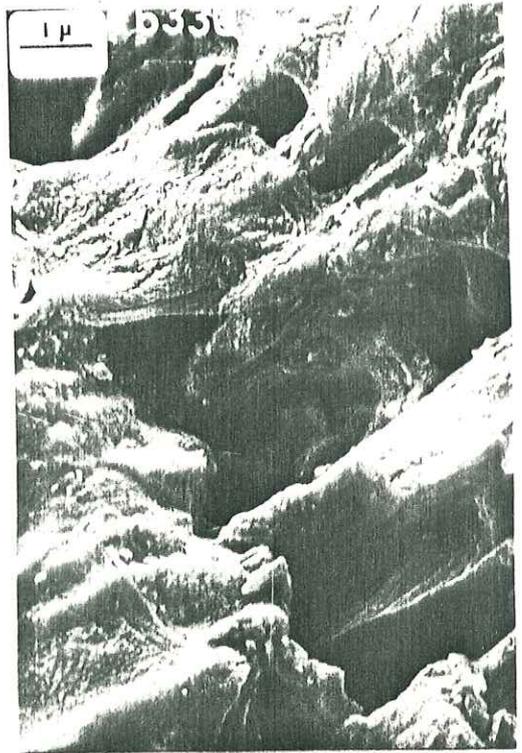
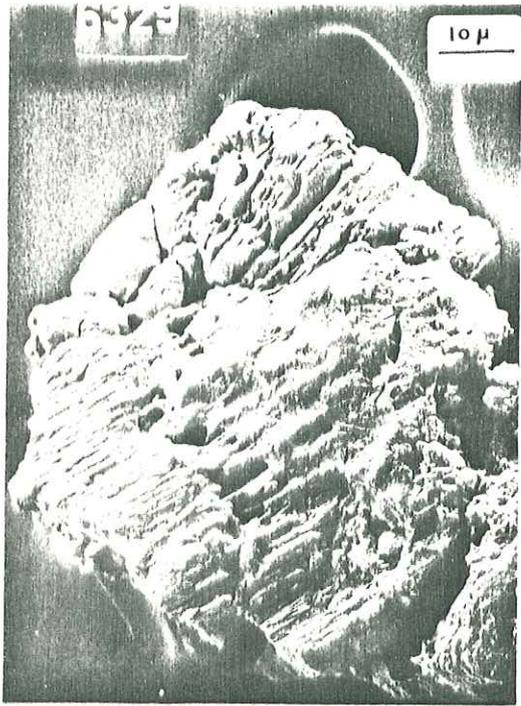
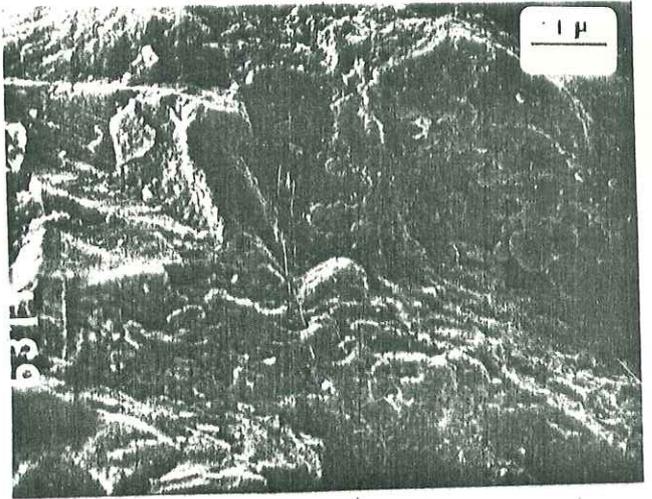
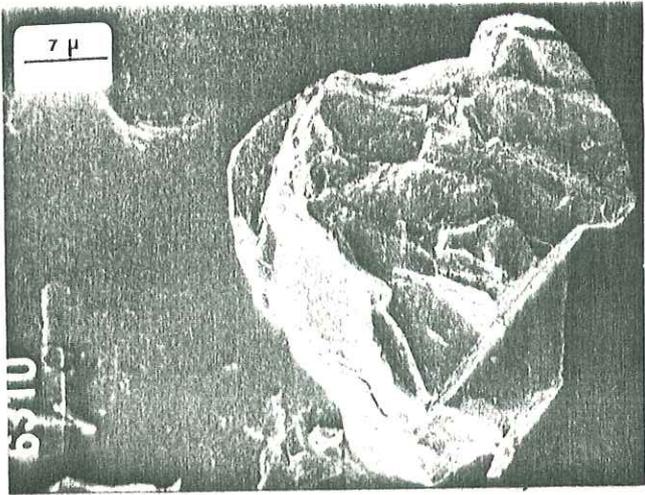
L'histoire de ce grain est:

- . transport très court;
- . dépôt dans un milieu confiné.

Fig.38 : Exoscopie des grains du quartz du glacis et du delta de Tokar.







Photos 6300-6301:

Photos 6300-6301: Grain non usé triangulaire, écaille de silice de néoformation, gradient de polissage sur les arêtes.

L'histoire de ce grain est:

- . transport très court;
- . dépôt dans un milieu confiné.

Photos 6302-6303: grain arrondi, fracturé, pellicule d'amorphisation, traces de chocs en croissant, traces de chocs en V plus récentes, polissage des arêtes.

L'histoire de ce grain est:

- . transport relativement lointain de 200 km dans un milieu de haute énergie (torrentiel);
- . éolisation;
- . transport aquatique et dépôt dans un milieu de basse énergie.

Echantillon 36 - Photos 6304-6305 : grain à coins arrondis avec une valeur d'usure 3, traces de chocs en croissant, cupules, traces de chocs en V plus récentes, polissage, dépôts des fleurs de silice sur la surface du grain.

L'histoire de ce grain est:

- . transport torrentiel;
- . éolisation;
- . reprise aquatique et dépôt dans un milieu peu agité;
- . silicification finale.

Photos 6306-6307 : grain à coin arrondis avec une valeur d'usure de 3, grandes traces de chocs en croissant, cupules, traces de chocs en V plus récentes, cisaillement, traces de chocs en V récentes, polissage sur les arêtes.

L'histoire de ce grain est:

- . transport aquatique en milieu de haute énergie;
- . éolisation;
- . silicification en milieu confiné.

Photos 6308-6309 : grain arrondi avec une valeur d'usure de 5, traces de chocs en croissant et en V, dépôts siliceux épais en pellicules, cisaillement, chocs en V, traces de dissolution finale.

L'histoire de ce grain est:

- . long transport dans un milieu de haute énergie;
- . éolisation;
- . altération pédalologique;
- . éolisation;
- . dépôt en milieu marin, peu agité.

Photos 6310-6311 : grain à coins arrondis, cupules, traces de chocs en croissant anciennes et récentes, traces en V plus récentes, polissage sur les arêtes, dépôts siliceux dans les dépressions. Ce grain a subi beaucoup de chocs en milieu aquatique et peu en milieu éolien.

L'histoire de ce grain est:

- . transport aquatique de haute énergie;
- . éolisation;
- . reprise de transport en milieu aquatique de haute énergie (plage).

c) Glacis : Echantillon 15

Photos 6329-6330 : grain arrondi de quartz volcanique, striation très poussée, pellicule d'amorphisation, dissolution de la pellicule.

L'histoire de ce grain est:

. Transport dans un milieu de haute énergie, éolisation poussée et dépôt.

Photos 6517-6518 : grain peu évolué, traces de chocs anciennes en croissant et en V, dépôts siliceux.

L'histoire de ce grain est:

. Transport dans un milieu de haute énergie, éolisation poussée et dépôt.

4.1.6. HYDROLOGIE

Les enregistrements hydrauliques dans le bassin du Khor Baraka et du delta de Tokar sont très dispersés. Ils correspondent aux mesures des années 1912, 1913, 1920, 1977 et 1978. Cette rareté des mesures est due en partie à l'absence de personnel et en partie aux dommages causés aux appareils par les crues et les inondations.

4.1.6.1. DEBIT

L'eau s'écoule sur le bassin pendant la période estivale de Juin à Septembre, en cinq à neuf crues d'importance variable. Le débit annuel total mesuré s'étage entre 205 et 950 millions de mètres cubes (Tableau 15).

Tableau 15 - Débit annuel du Khor Baraka à l'amont du delta

	1912	1913	1920	1977	1978
Débit total en Mm ³	209	205	960	800	950
Débit maximum en m ³ /s	477	753	1 120		
Vitesse de l'eau en m/s	4,16		7,2		
Nombre de crues	5	5	7		

$$\begin{aligned} \text{Hauteur annuelle de la lame d'eau, } L &= \frac{\text{Débit total}}{\text{Superficie du bassin versant}} \\ &= 13,45 \text{ mm} \end{aligned}$$

4.1.6.2. EVAPOTRANSPIRATION

Les phénomènes d'évaporation et de transpiration sont réunis dans le terme *Evapotranspiration*. Des formules empiriques ont été établies en fonction de quelques éléments météorologiques simples pour la calculer. Le tableau 16 donne les températures moyennes mensuelles et les températures moyennes annuelles.

Tableau 16 - Température moyenne mensuelles dans les stations autour du bassin versant du Khor Baraka

Stations	Altitudes m	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Moyenne annuelle
Erkowitz	1 095	16,5	16,3	18,6	21,5	25,4	23,5	28,1	28,0	28,1	23,7	20,4	18,4	22,4
Gebeit	795	19,5	19,5	25,1	24,5	28,1	30,9	30,9	30,7	30,0	25,8	23,1	20,9	25,5
Tokar	20	24,4	24,3	25,7	27,7	30,7	34,0	35,7	35,7	24,9	30,9	28,2	25,5	29,3
Moyenne mensuelle		20,13	20,03	22,73	24,57	28,07	29,47	31,56	31,46	27,67	26,8	23,9	21,6	25,7

a) Evapotranspiration potentielle

Formule de Thornthwaite

$$E_p = 1,6 \left(\frac{10^\theta}{I} \right)^a$$

E_p = évapotranspiration annuelle en mm;

θ = température moyenne annuelle en degré C.;

I = Indice de chaleur: somme des 12 indices mensuels

$$a = 675 \times 10^{-9} \times I^3$$

$$i = \left(\frac{\theta_i}{5} \right)^{1,514} - 771 \times 10^{-7} \times I^2 + 1792 \times 10^{-5} \times I + 0,4924$$

Pour résoudre cette formule:

- nous avons calculé les indices thermiques mensuels à l'aide du tableau 17a;

- nous avons calculé l'évapotranspiration potentielle non corrigée à l'aide de l'abaque (Fig.39).

Au cas où la température moyenne mensuelle dépasse 26,5°C nous avons utilisé le tableau 17b;

- nous avons corrigé les résultats en fonction de la latitude au moyen d'un coefficient tenant compte du nombre de jours dans le mois et du nombre réel d'heures d'isolation quotienne (tableau 17c).

Dans le bassin versant du Khor Baraka et du delta de Tokar nous avons donc obtenu (tableau 18):

$$I = 133,76$$

$$E_p = 1548 \text{ mm par an.}$$

Tableau 17a : Valeurs mensuelles des "Indices de chaleur" correspondant aux températures moyennes

T ^o C	.0	.1	.2	.3	.4	.5	.6	.7	.8	.9
0			0.01	0.01	0.02	0.03	0.04	0.05	0.06	0.07
1	0.09	0.10	0.12	0.13	0.15	0.16	0.18	0.20	0.21	0.23
2	0.25	0.27	0.29	0.31	0.33	0.35	0.37	0.39	0.42	0.44
3	0.46	0.48	0.51	0.53	0.56	0.58	0.61	0.63	0.66	0.69
4	0.71	0.74	0.77	0.80	0.82	0.85	0.88	0.91	0.94	0.97
5	1.00	1.03	1.06	1.09	1.12	1.16	1.19	1.22	1.25	1.29
6	1.32	1.35	1.39	1.42	1.45	1.49	1.52	1.56	1.59	1.63
7	1.66	1.70	1.74	1.77	1.81	1.85	1.89	1.92	1.96	2.00
8	2.04	2.08	2.12	2.15	2.19	2.23	2.27	2.31	2.35	2.39
9	2.44	2.48	2.52	2.56	2.60	2.64	2.69	2.73	2.77	2.81
10	2.86	2.90	2.94	2.99	3.03	3.08	3.12	3.16	3.21	3.25
11	3.30	3.34	3.39	3.44	3.48	3.53	3.58	3.62	3.67	3.72
12	3.76	3.81	3.86	3.91	3.96	4.00	4.05	4.10	4.15	4.20
13	4.25	4.30	4.35	4.40	4.45	4.50	4.55	4.60	4.65	4.70
14	4.75	4.81	4.86	4.91	4.96	5.01	5.07	5.12	5.17	5.22
15	5.28	5.33	5.38	5.44	5.49	5.55	5.60	5.65	5.71	5.76
16	5.82	5.87	5.93	5.98	6.04	6.10	6.15	6.21	6.26	6.32
17	6.38	6.44	6.49	6.55	6.61	6.66	6.72	6.78	6.84	6.90
18	6.95	7.01	7.07	7.13	7.19	7.25	7.31	7.37	7.43	7.49
19	7.55	7.61	7.67	7.73	7.79	7.85	7.91	7.97	8.03	8.10
20	8.16	8.22	8.28	8.34	8.41	8.47	8.53	8.59	8.66	8.72
21	8.78	8.85	8.91	8.97	9.04	9.10	9.17	9.23	9.29	9.36
22	9.42	9.49	9.55	9.62	9.68	9.75	9.82	9.88	9.95	0.01
23	10.08	10.15	10.21	10.28	10.35	10.41	10.48	10.55	10.62	0.68
24	10.75	10.82	10.89	10.95	11.02	11.09	11.16	11.23	11.30	1.37
25	11.44	11.50	11.57	11.64	11.71	11.78	11.85	11.92	11.99	2.06
26	12.13	12.21	12.28	12.35	12.42	12.49	12.56	12.63	12.70	2.78
27	12.85	12.92	12.99	13.07	13.14	13.21	13.28	13.36	13.43	3.50
28	13.58	13.65	13.72	13.80	13.87	13.94	14.02	14.09	14.17	4.24
29	14.32	14.39	14.47	14.54	14.62	14.69	14.77	14.84	14.92	4.99
30	15.07	15.15	15.22	15.30	15.38	15.45	15.53	15.61	15.68	5.76
31	15.84	15.92	15.99	16.07	16.15	16.23	16.30	16.38	16.46	6.54
32	16.62	16.70	16.78	16.85	16.93	17.01	17.09	17.17	17.25	7.33
33	17.41	17.49	17.57	17.65	17.73	17.81	17.89	17.97	18.05	8.13
34	18.22	18.30	18.38	18.46	18.54	18.62	18.70	18.79	18.87	8.95
35	19.03	19.11	19.20	19.28	19.36	19.45	19.53	19.61	19.69	9.78
36	19.86	19.95	20.03	20.11	20.20	20.28	20.36	20.45	20.53	0.62
37	20.70	20.79	20.87	20.96	21.04	21.13	21.21	21.30	21.38	1.47
38	21.56	21.64	21.73	21.81	21.90	21.99	22.07	22.16	22.25	2.33
39	22.42	22.51	22.59	22.68	22.77	22.86	22.95	23.03	23.12	3.21
40	23.30									

Tableau 17b: Valeurs de l'évapotranspiration en cm pour les températures

T ^o C	26 ^o 5, 27.0, 27.5, 28.0, 28.5, 29.0, 29.5, 30.0, 30.5, 31.0, 31.5, 32.0, 32.5
E _p	13.50, 13.95, 14.37, 14.78, 15.17, 15.54, 15.89, 16.21, 16.52, 16.80, 17.07, 17.31, 17.53, 17.72
T ^o C	33.5, 34.0, 34.5, 35.0, 35.5, 36.0, 36.5, 37.0, 37.5, 38.0, 17.90, 18.05, 18.18, 18.29, 18.37, 18.43, 18.47, 18.49, 18.50, 18.50

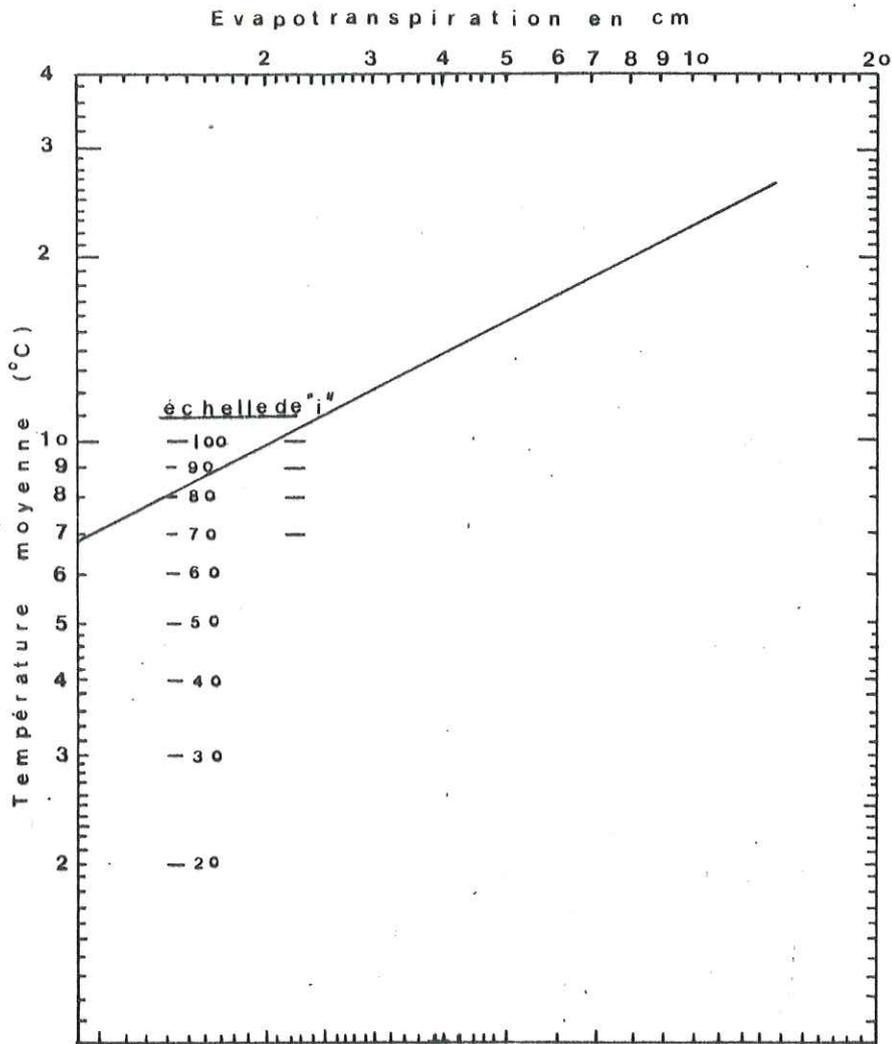


FIG. 39. ABAQUE DE CALCUL DE L' EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE. Méthode de Thornthwaite.

Tableau 17c : Durée moyenne possible d'ensoleillement

N.Lat.	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
0	1.04	.94	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04
5	1.02	.93	1.03	1.02	1.06	1.03	1.06	1.05	1.01	1.03	.99	1.02
10	1.00	.91	1.03	1.03	1.08	1.06	1.08	1.07	1.02	1.02	.98	.99
15	.97	.91	1.03	1.04	1.11	1.08	1.12	1.08	1.02	1.01	.95	.97
20	.95	.90	1.03	1.05	1.13	1.11	1.14	1.11	1.02	1.00	.93	.94
25	.93	.89	1.03	1.06	1.15	1.14	1.17	1.12	1.02	.99	.91	.91
26	.92	.88	1.03	1.06	1.15	1.15	1.17	1.12	1.02	.99	.91	.91
27	.92	.88	1.03	1.07	1.16	1.15	1.18	1.13	1.02	.99	.90	.90
28	.91	.88	1.03	1.07	1.16	1.16	1.18	1.13	1.02	.98	.90	.90
29	.91	.87	1.03	1.07	1.17	1.16	1.19	1.13	1.03	.98	.90	.89
30	.90	.87	1.03	1.08	1.18	1.17	1.20	1.14	1.03	.98	.89	.88
31	.90	.87	1.03	1.08	1.18	1.18	1.20	1.14	1.03	.98	.89	.88
32	.89	.86	1.03	1.08	1.19	1.19	1.21	1.15	1.03	.98	.88	.87
33	.88	.86	1.03	1.09	1.19	1.20	1.22	1.15	1.03	.97	.88	.86
34	.88	.85	1.03	1.09	1.20	1.20	1.22	1.16	1.03	.97	.87	.86
35	.87	.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.23	1.16	1.03	.97	.86	.85
36	.87	.85	1.03	1.10	1.21	1.22	1.24	1.16	1.03	.97	.85	.84
37	.86	.84	1.03	1.10	1.22	1.23	1.25	1.17	1.03	.96	.84	.83
38	.85	.84	1.03	1.10	1.23	1.24	1.25	1.17	1.04	.96	.84	.83
39	.85	.84	1.03	1.11	1.23	1.24	1.26	1.18	1.04	.96	.83	.82
40	.84	.83	1.03	1.11	1.24	1.25	1.27	1.18	1.04	.96	.83	.81
41	.83	.83	1.03	1.11	1.25	1.26	1.27	1.19	1.04	.96	.82	.80
42	.82	.83	1.03	1.12	1.26	1.27	1.28	1.19	1.04	.95	.82	.79
43	.81	.82	1.02	1.12	1.26	1.28	1.29	1.20	1.04	.95	.81	.77
44	.81	.82	1.02	1.13	1.27	1.29	1.30	1.20	1.04	.95	.80	.76
45	.80	.81	1.02	1.13	1.28	1.29	1.31	1.21	1.04	.94	.79	.75
46	.79	.81	1.02	1.13	1.29	1.31	1.32	1.22	1.04	.94	.79	.74
47	.77	.80	1.02	1.14	1.30	1.32	1.33	1.22	1.04	.93	.78	.73
48	.76	.80	1.02	1.14	1.31	1.33	1.34	1.23	1.05	.93	.77	.72
49	.75	.79	1.02	1.14	1.32	1.34	1.35	1.24	1.05	.93	.76	.71
50	.74	.78	1.02	1.15	1.33	1.36	1.37	1.25	1.06	.92	.76	.70
S. Lat												
5	1.06	.95	1.04	1.00	1.02	.99	1.02	1.03	1.00	1.05	1.03	1.06
10	1.08	.97	1.05	.99	1.01	.96	1.00	1.01	1.00	1.06	1.05	1.10
15	1.12	.98	1.05	.98	.98	.94	.97	1.00	1.00	1.07	1.07	1.12
20	1.14	1.00	1.05	.97	.96	.91	.95	.99	1.00	1.08	1.09	1.15
25	1.17	1.01	1.05	.96	.94	.88	.93	.98	1.00	1.10	1.11	1.18
30	1.20	1.03	1.06	.95	.92	.85	.90	.96	1.00	1.12	1.14	1.21
35	1.23	1.04	1.06	.94	.89	.82	.87	.94	1.00	1.13	1.17	1.25
40	1.27	1.06	1.07	.93	.86	.78	.84	.92	1.00	1.15	1.20	1.29
42	1.28	1.07	1.07	.92	.85	.76	.82	.92	1.00	1.16	1.22	1.31
44	1.30	1.08	1.07	.92	.83	.74	.81	.91	.99	1.17	1.23	1.33
46	1.32	1.10	1.07	.91	.82	.72	.79	.90	.99	1.17	1.25	1.35
48	1.34	1.11	1.08	.90	.80	.70	.76	.89	.99	1.18	1.27	1.37
50	1.37	1.12	1.08	.89	.77	.67	.74	.88	.99	1.19	1.29	1.41

Tableau 18: Comparaison de l'évapotranspiration potentielle (Méthode de Thornthwaite) et de l'évaporation Piche.

Mois	Temp. ° c.	i	Ep non corrigée (mm)	Coefficient de correction	Ep corrigée	Evaporation Piche (mm)
Janvier	20,13	8,22	79	0,95	75,05	53,5
Février	20,03	8,16	78	0,90	70,20	60,5
Mars	22,73	9,88	93	1,03	95,79	76,5
Avril	24,57	11,09	115	1,05	120,75	101,5
Mai	28,07	13,58	148	1,13	167,24	134,5
Juin	29,47	14,62	158	1,11	175,38	178,0
Juillet	31,56	16,23	169	1,14	192,20	202,0
Août	31,46	16,15	168	1,11	186,48	119,0
Septembre	27,67	13,28	144	1,02	146,88	151,5
Octobre	26,80	12,70	137	1,00	137,00	94,0
Novembre	23,90	0,68	102	0,93	95,86	68,0
Décembre	21,60	9,17	92	0,94	86,48	57,5
Moyennes annuelles		133,76			1 548	1 296,5

Précipitation moyennens annuelles = 252 mm



b) Evapotranspiration réelle1) Formule de Coutagne

$$E_r = P - \lambda P^2 \quad \text{avec} \quad \lambda = \frac{1}{0,8 + 0,145 T}$$

E_r = évapotranspiration réelle en m.;

P = précipitations annuelles en m.;

T = température moyenne annuelle.

avec $\lambda = 0,22737$
 $P = 0,237$ m (Méthode de Thiessen)
 $E_r = 0,224$ m soit 94,5 % P

et avec $P = 0,267$ m (Méthode des Isohyètes)
 $E_r = 0,250$ m soit 93,6 % P .

Bien que les conditions $\frac{1}{8\lambda} < P < \frac{1}{2\lambda}$ ne soient pas satisfaites la formule de Coutagne fournit un résultat approximatif de l'évapotranspiration réelle dans le bassin versant.

2) Formule de Turc

$$E_r = \frac{P}{\left[0,9 + \frac{P^2}{L^2}\right]^{-2}}$$

E_r = évaporation réelle en mm;

P = précipitation moyenne annuelle en mm;

$L = 300 = 25 T + 0,05 T^3$

T = Température moyenne annuelle en degrés c.;

avec $P = 237$ mm

$E_r = 228$ mm soit 96,4 % P

et avec

$P = 267$ mm

$E_r = 252$ mm soit 94,4 % P

L'évapotranspiration réelle se situe aux environs de 94 à 95 % des précipitations annuelles, mais du fait de la répartition particulière des pluies, les formules statistiques ne rendent peut-être pas compte de la réalité et donnent des valeurs trop faibles comme semble le montrer la comparaison entre les résultats obtenus par la Formule de Thornthwaite et ceux de l'évaporation sur bac.

4.1.6.3. DÉFICIT D'ÉCOULEMENT

Dans la formule classique du bilan de l'eau, le déficit d'écoulement moyen annuel se définit par la formule:

$$D = P - L$$

P = Hauteur moyenne annuelle des précipitations en mm;

L = Hauteur annuelle de la lame d'eau en mm uniformément répartie sur le bassin versant et calculée à partir du débit total mesuré à l'exutoire.

Nous avons obtenu L, à partir du débit total au tableau 15, égal à 13,55 mm.

Le déficit d'écoulement représente les eaux dépensées par l'évapotranspiration et l'infiltration.

avec P = 237 mm (Méthode de Thiessen)

D = 223,55 mm soit 94,3 % P

avec P = 267 mm (Méthode des Isohyètes),

D = 253,55 mm soit 94,9 % P.

Le déficit d'écoulement atteint donc le même volume que celui de l'évapotranspiration réelle. On peut ainsi admettre que le déficit d'écoulement est entièrement dû à cette évapotranspiration et non à une infiltration des précipitations sur le bassin versant.

4.1.6.4. BILAN D'EAU

Les éléments moyens mensuels du bilan d'eau figurent dans le tableau 18. Dans l'ensemble le bilan hydrologique du bassin versant du Khor Baraka et du delta Tokar est déficitaire.

L'écoulement superficiel se déroule du mois de Mai au mois de Septembre, mais de façon temporaire car lié aux pluies ce qui imprime un caractère tout à fait torrentiel au Khor Baraka. Un écoulement très faible peut se produire aux environs du mois de Janvier.

Les totaux annuels de ce bilan sont:

. précipitations annuelles moyennes	=	252 mm
. évapotranspiration potentielle moyenne	=	1 548 mm
. évaporation piche	=	1 296 mm
. déficit d'eau	=	1 296 mm

4.1.7. HYDROCHIMIE : ETUDE DE LA QUALITE DES EAUX DU DELTA DE TOKAR ET DE SON GLACIS

L'étude de la chimie des eaux nous a permis de comprendre l'hydrogéologie des nappes aquifères du delta de Tokar et de cerner les zones exploitables en eau de bonne qualité.

4.1.7.1. METHODE

Nous avons analysé la salinité totale de l'eau de chacun des puits et forages du delta; nous avons ainsi utilisé les analyses totales faites par le laboratoire de "Rural Water Department" à Khartoum.

4.1.7.2. RESULTATS ET INTERPRETATIONS

4.1.7.2.1. Classement des eaux du delta en fonction de leur qualité

Les résultats des analyses chimiques des eaux du delta de Tokar figurent dans les tableaux (19 et 20). Ces eaux ont été classées en cinq groupes d'après les critères suivants:

- (1) la salinité totale ou "Total Dissolved Solids" (T.D.S.) en mg/l
- (2) la totalité des cations
- (3) la totalité des anions
- (4) le rapport d'absorption du sodium ou Sodium Absorption Ratio (S.A.R.- = $\frac{Na^+}{\sqrt{Ca^{++} + Mg^{++}} / 2}$)

où Na, Ca, Mg sont exprimés en milliéquivalents par litre (még./l).

- Premier groupe

Il comprend les eaux de la région de Krimbit et de la partie amont du delta caractérisées par:

- (1) une salinité totale comprise entre 960 et 1 050 mg/l
- (2) un faciès des eaux chlorurées-sodiques (Fig.40) subdivisé en deux familles:
 - a) $r Na > r Ca > r Mg$
 $r Cl > r SO_4 > r (CO_3 + HCO_3)$
 - b) $r Na > r Ca > r Mg$
 $r Cl > r (CO_3 + HCO_3) > r SO_4$
 (r exprime les résultats en még./l);
- (3) un rapport d'absorption du sodium compris entre 5,09 et 8,40

Les eaux de la région de Krimbit et de la partie amont du delta de Tokar sont donc propres à la consommation humaine et à l'irrigation. .

- Deuxième groupe

Il correspond aux eaux de la région de Tébélanai caractérisées par:

- (1) une salinité totale comprise entre 860 et 1 100 mg./l
- (2) deux faciès chimiques (Fig. 41):
 - a) un faciès d'eaux chlorurées sodiques:

$$\begin{array}{l} r Na > r Ca > r Mg \\ r Cl > r SO_4 > r (CO_3 + HCO_3) \end{array}$$
 - b) un faciès d'eaux sulfatées-sodiques:

$$\begin{array}{l} r Na > r Ca > r Mg \\ r SO_4 > r Cl > r (CO_3 + HCO_3) \end{array}$$

Tableau 19 : Salinité totale (T.D.S.) de l'eau du delta de Tokar.

Lieu [*]	T. D. S. en mg/l	Lieu	T. D. S. en mg/l
Adai 20	2 750	Hargan	790
Adai 1	2 500	Hargan	930
Bahr Ira	560	Krimbit	870
Barokdoubyai	2 460	Krimbit	900
Barokdoubyai 6	1 100	Krimbit	920
Doulabyai (a)	1 450	Marafit	910
Doulabyai (b)	1 140	Mint (13)	1 070
Doulabyai (c)	490	Mint	1 010
Eglim	1 350	Nafissa	1 000
Eglim	700	Nafissa	1 016
Eailadubai	2 080	Nafissa (14)	1 050
Gaffar (1)	7 990	Tébélani	1 580
Gaffar	6 950	Tébélani (61)	1 250
Galélama	610	Tonak	600
Galélama	800	Tonak (21)	670
Galélama	360	Shikabib	3 330

* nom de "murabaat" qui encadre les champs.

Tableau 20 : Analyses chimiques des eaux du delta de Tokar

Lieu	Profondeur de l'éch. (en pied)	Cations en mg/l				Anions en mg/l			
		Ca	Mg	Na	K	SO ₄	Cl	NO ₃	CO ₃ ⁺³ HCO ₃
Doulabyai	35	88	24	100	3,7	75	120	38	138
	45	72	16	100	4,2	95	152	18	18
	55	80	24	100	4,5	81	124	36	240
	65	56	19	100	3,5	78	124	45	156
	75	88	17	110	4,8	114	136	36 36	252
	85	88	19	100	3,1	68	100	32	264
Eglim	40	552	97	900	3,4	565	1 100	720	60
	50	740	202	850	1,9	970	1 780	720	108
	60	760	194	1 200	8,0	1 070	2 760	720	180
	70	560	194	1 000	17,6	775	2 640	306	204
	77	720	277	1 150	8,4	1 030	3 000	585	144
Eglim	40	240	29	325	2,5	584	470	225	180
	50	720	310	1 300	8,4	1 004	2 700	506	216
	60	800	388	1 150	7,3	970	2 800	450	132
	80	800	243	1 300	14,6	886	2 800	575	132
	90	760	252	1 150	7,7	998	2 250	630	168
	100	112	34	220	2,9	203	155	125	120
Krimbit	40	60	24	250	2,2	153	260	75	90
	70	84	7	200	3,8	138	260	75	54
	80	60	24	250	3,1	158	240	81	90
	90	72	19	310	6,5	165	230	72	228
	100	64	22	270	6,2	150	260	72	72
Marafit	40	112	17	320	4,4	273	200	90	312
	50	88	24	100	3,7	75	120	38	138
	60	60	29	4 600	4	228	380	189	90
	70	60	12	360	1,8	150	250	135	120
	80	80	21	310	4,7	115	180	43	88
Tébélanai	40	88	15	250	5,6	226	180	100	204
	60	88	32	250	6,2	196	180	90	312
	70	100	22	200	6,4	193	160	108	216
	80	80	19	230	3,3	200	160	90	120
	100	72	17	280	5,9	275	180	108	78

Analyses fait par le Laboratoire de "Rural Water Department à Khartoum"

Fig. 40 . Diagramme Logarithmique: eaux de KRIMBIT

(Teneurs en mg/l)

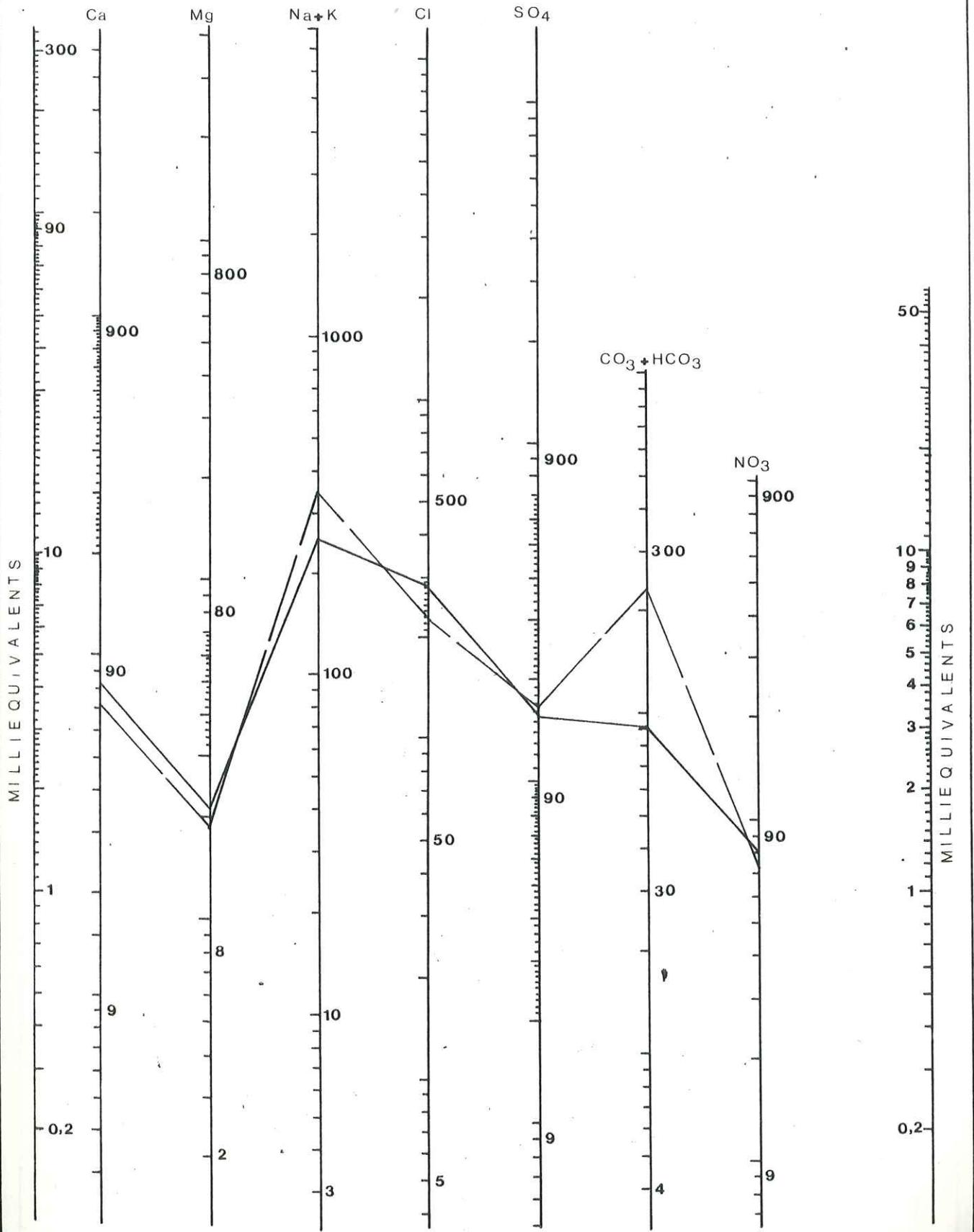


Fig. 41. Diagramme Logarithmique : eaux de Tabelanai

(Teneurs en mg/l)

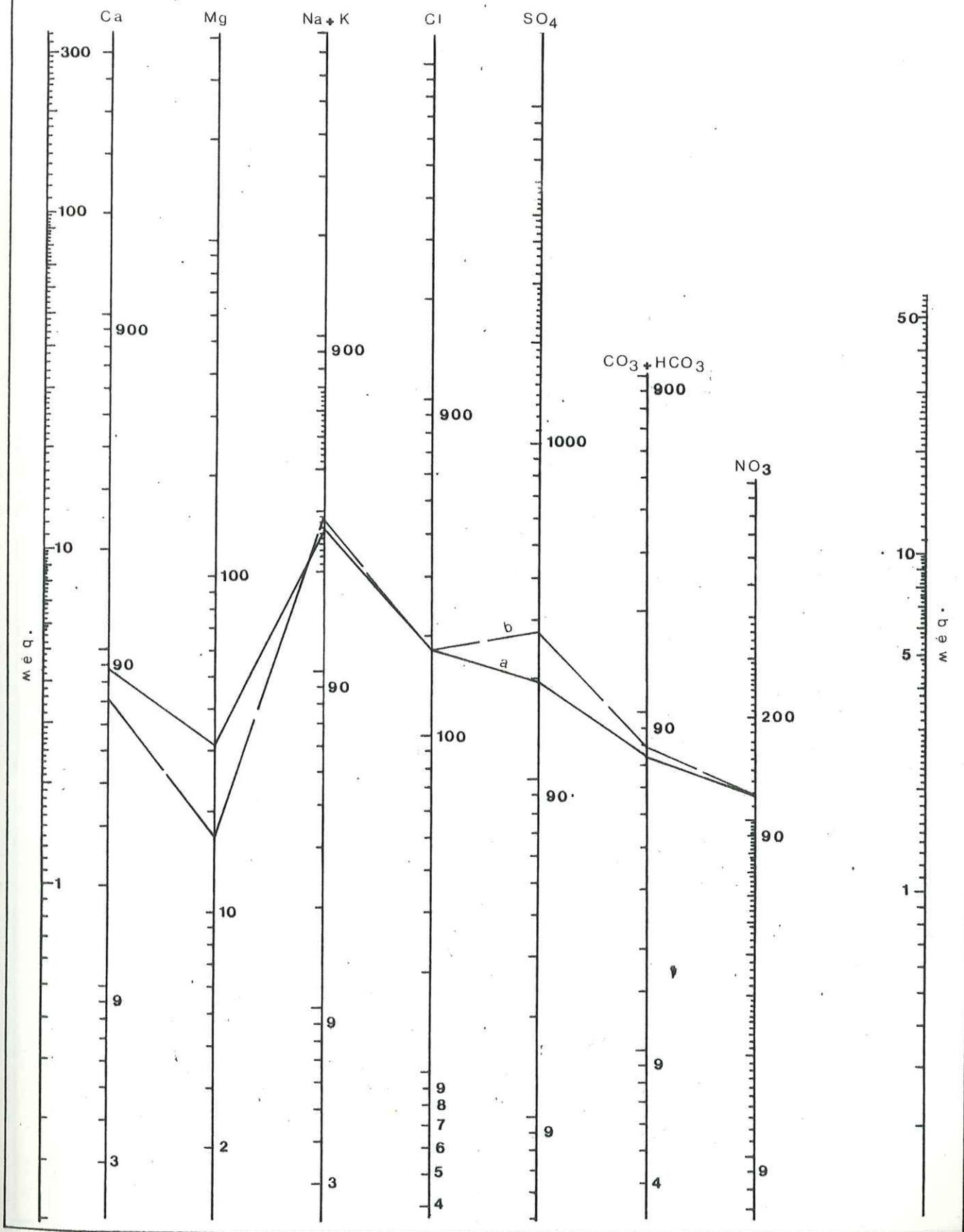


FIG. 42. DIAGRAMME LOGARITHMIQUE: EAUX D'EGLIM.

(Teneurs en mg/l)

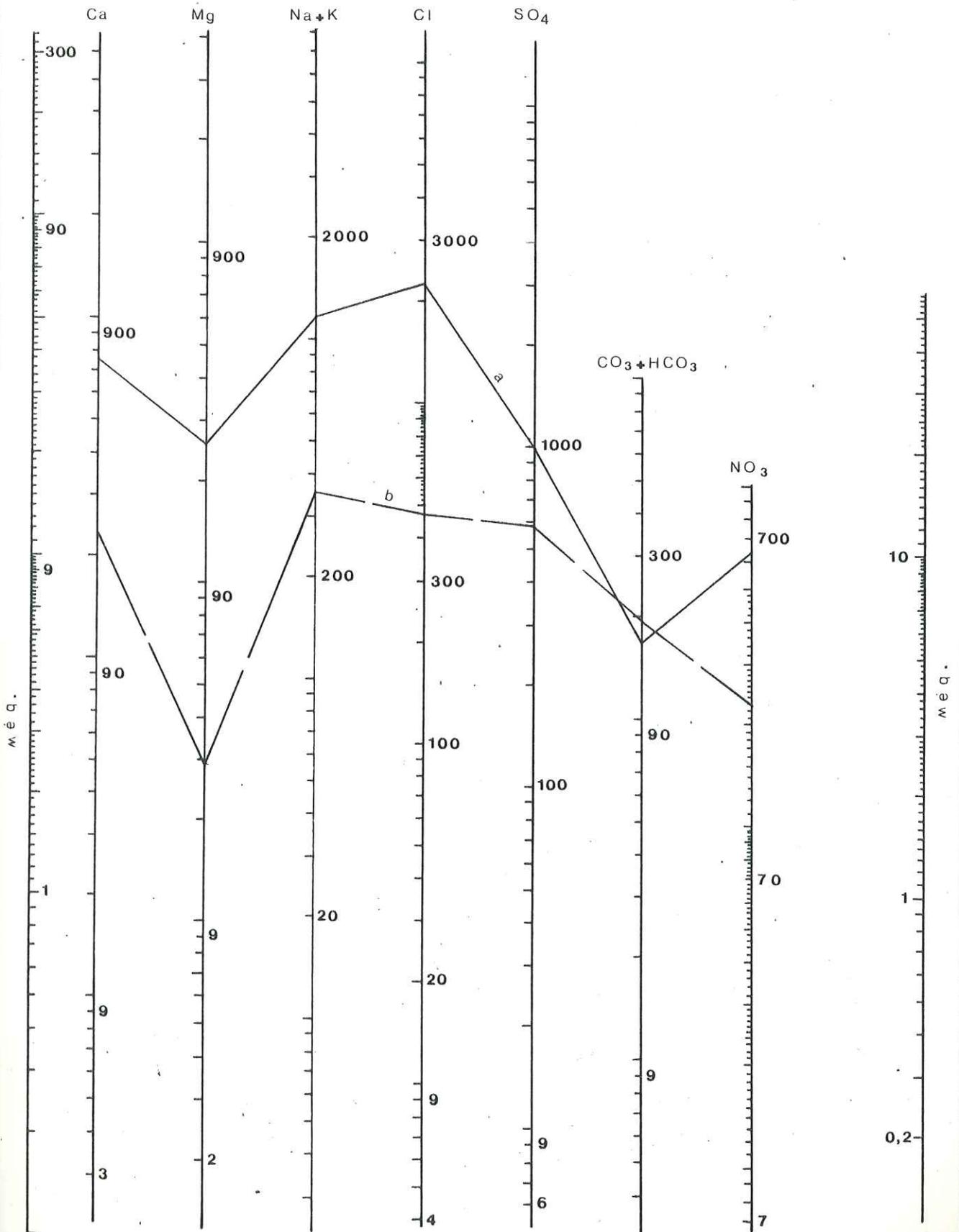


FIG. 43. DIAGRAMME LOGARITHMIQUE : EAUX DE DOULABYAI

(Teneurs en mg/l)

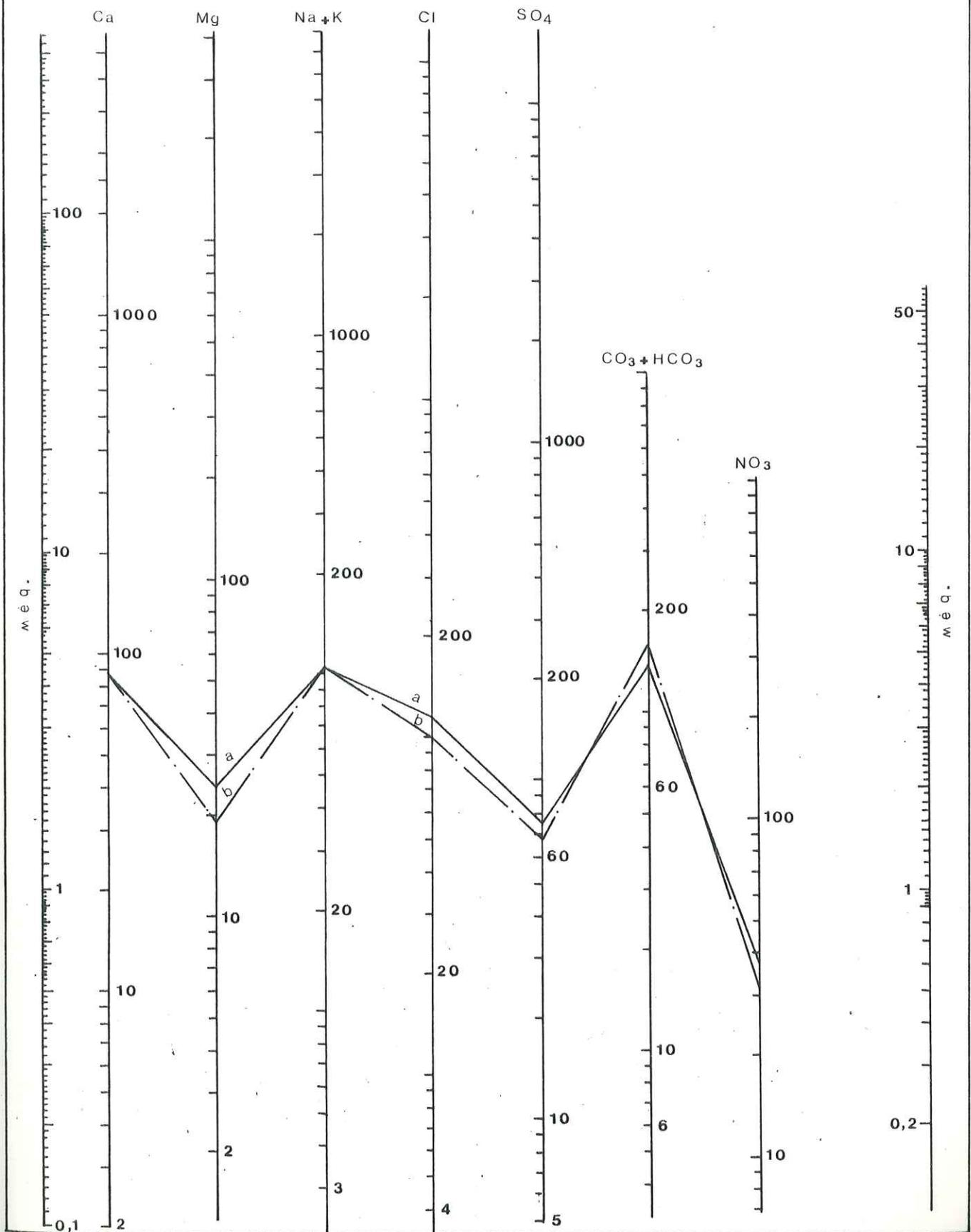
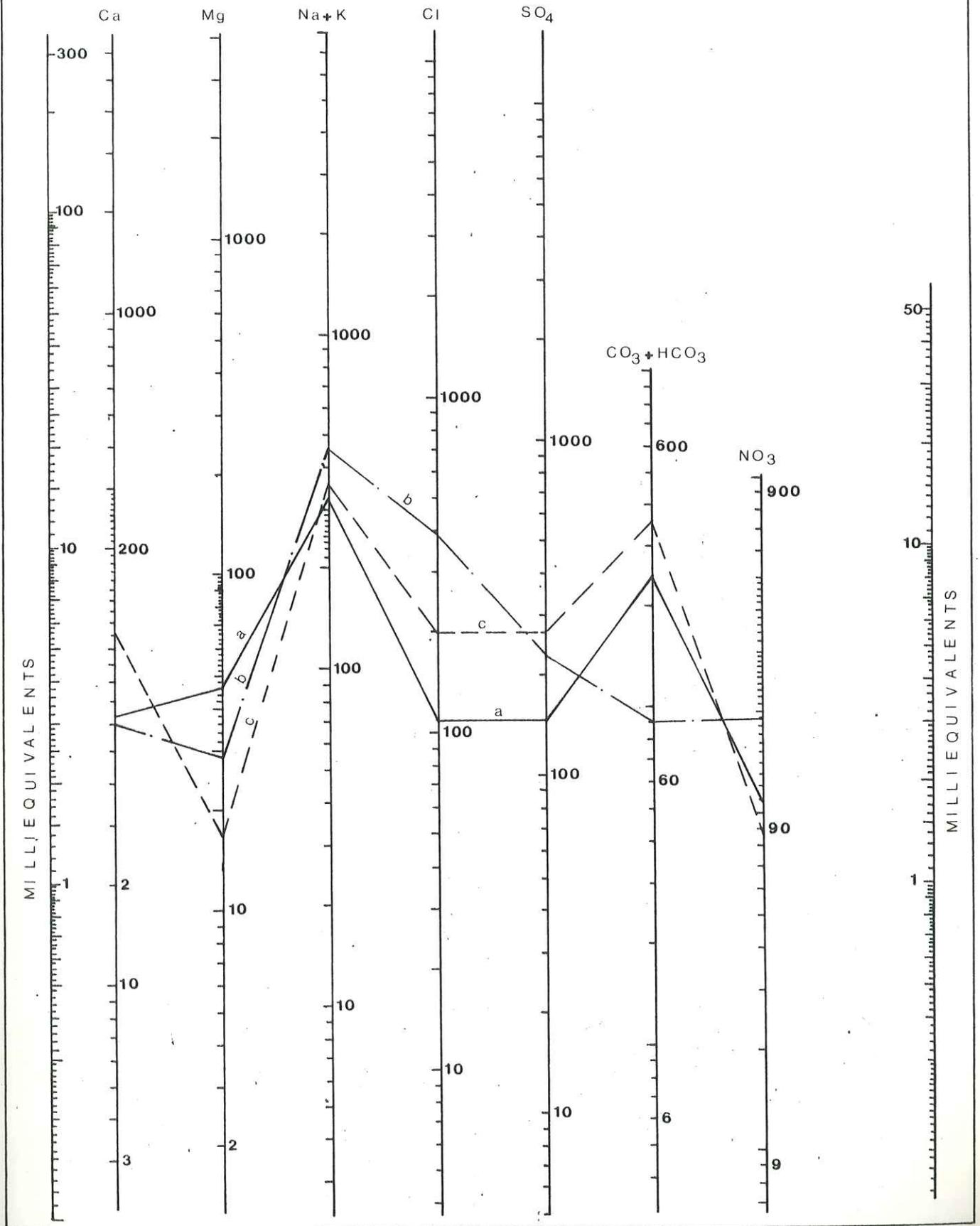


Fig.44. Diagramme Logarithmique : eaux de MARAFIT

(Teneurs en mg/l)



(3) un rapport d'absorption du sodium compris entre 51,19 et 7,72.

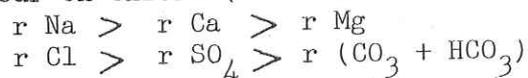
Les eaux de la région de Télébanai sont propres à la consommation et à l'irrigation.

- Troisième groupe

Il comprend les eaux de la région d'Eglim et de la partie aval du delta delta caractérisées par:

(1) une salinité totale très forte comprise entre 2 000 mg./l et 6 900 mg./l.

(2) un faciès d'eaux chlorurées sodiques (Fig.42), caractérisé par une forte teneur en chlore (de 1 100 à 3 000 mg/l)



(3) un rapport d'absorption du sodium compris entre 4,6 et 10,4.

Cette partie aval du delta souffre des contaminations apportées dans l'aquifère par l'eau de la Mer Rouge. Les eaux de cette zone sont donc impropres à la consommation humaine, mais elles peuvent être encore utilisées à l'irrigation de quelques produits agricoles.

- Quatrième groupe

Il correspond aux eaux de la région de Doulabyai caractérisées par:

(1) une salinité totale comprise entre 520 et 730 mg/l;

(2) trois faciès chimiques (Fig. 43):

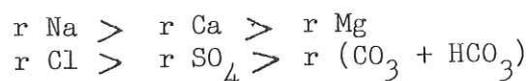
a) un faciès d'eaux bicarbonatées-sodiques

$$\begin{array}{l} r \text{ Na} > r \text{ Mg} > r \text{ Ca} \\ r (\text{CO}_3 + \text{HCO}_3) > r \text{ Cl} > r \text{ SO}_4 \end{array}$$

b) un faciès d'eaux bicarbonatées-calciques

$$\begin{array}{l} r \text{ Ca} > r \text{ Mg} > r \text{ Na} \\ r \text{ Cl} > r \text{ SO}_4 > r (\text{CO}_3 + \text{HCO}_3) \end{array}$$

c) un faciès d'eaux chlorurées-sodiques



(3) un rapport d'absorption du sodium compris entre 3,27 et 7,98.

Bien que les eaux de cette région de Doulabyai présentent des faciès fortement bicarbonatés et carbonatés, elles sont propres à la consommation humaine et à l'irrigation.

- Cinquième groupe

Il correspond aux eaux de la région de Marafit, caractérisées par:

(1) une salinité totale comprise entre 980 et 1 340 mg/l.

(2) trois faciès chimiques (fig. 44).

a) un faciès d'eaux bicarbonatées sodiques

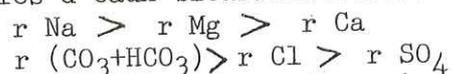
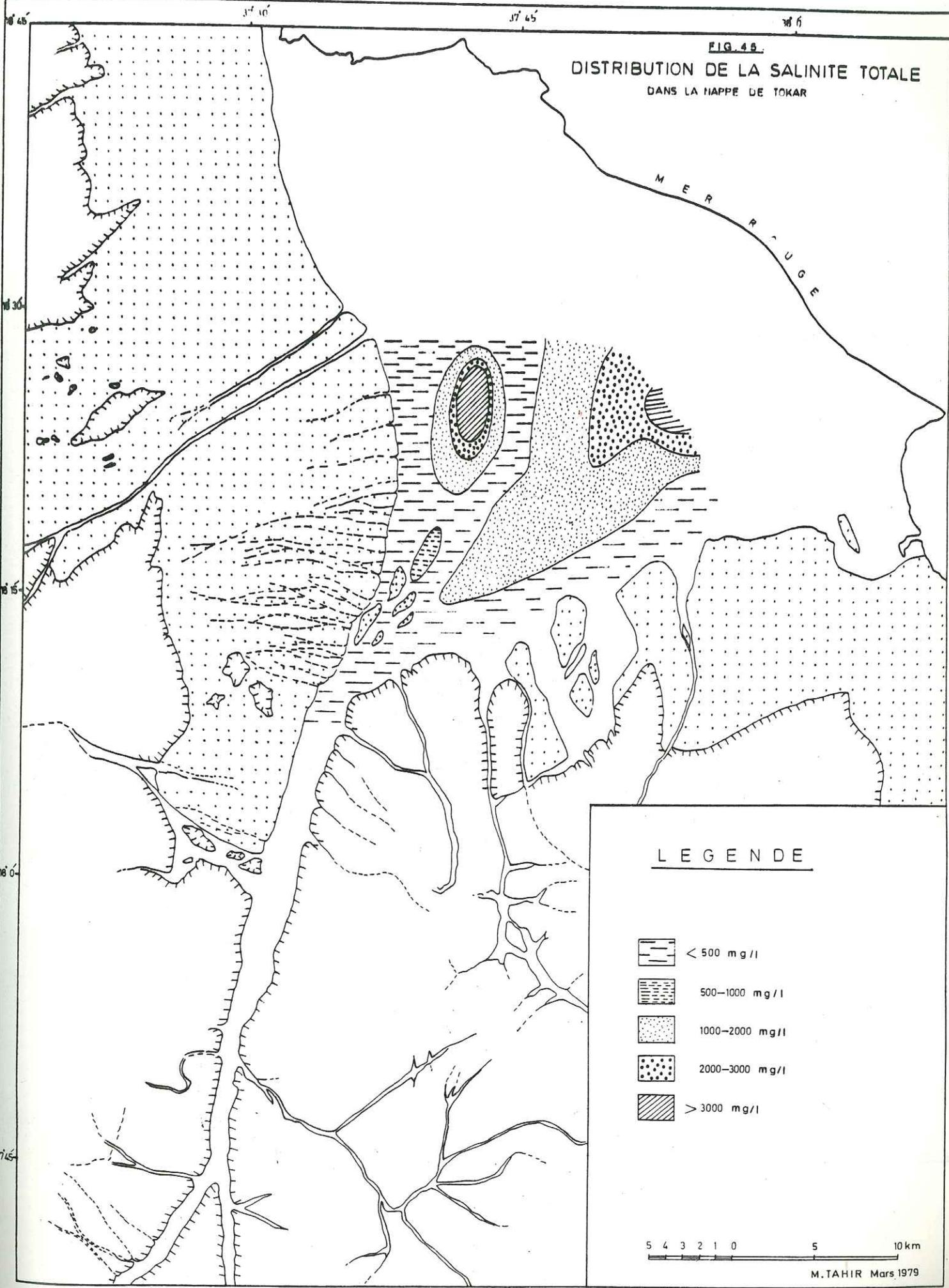


FIG. 45
 DISTRIBUTION DE LA SALINITE TOTALE
 DANS LA HAPPE DE TOKAR



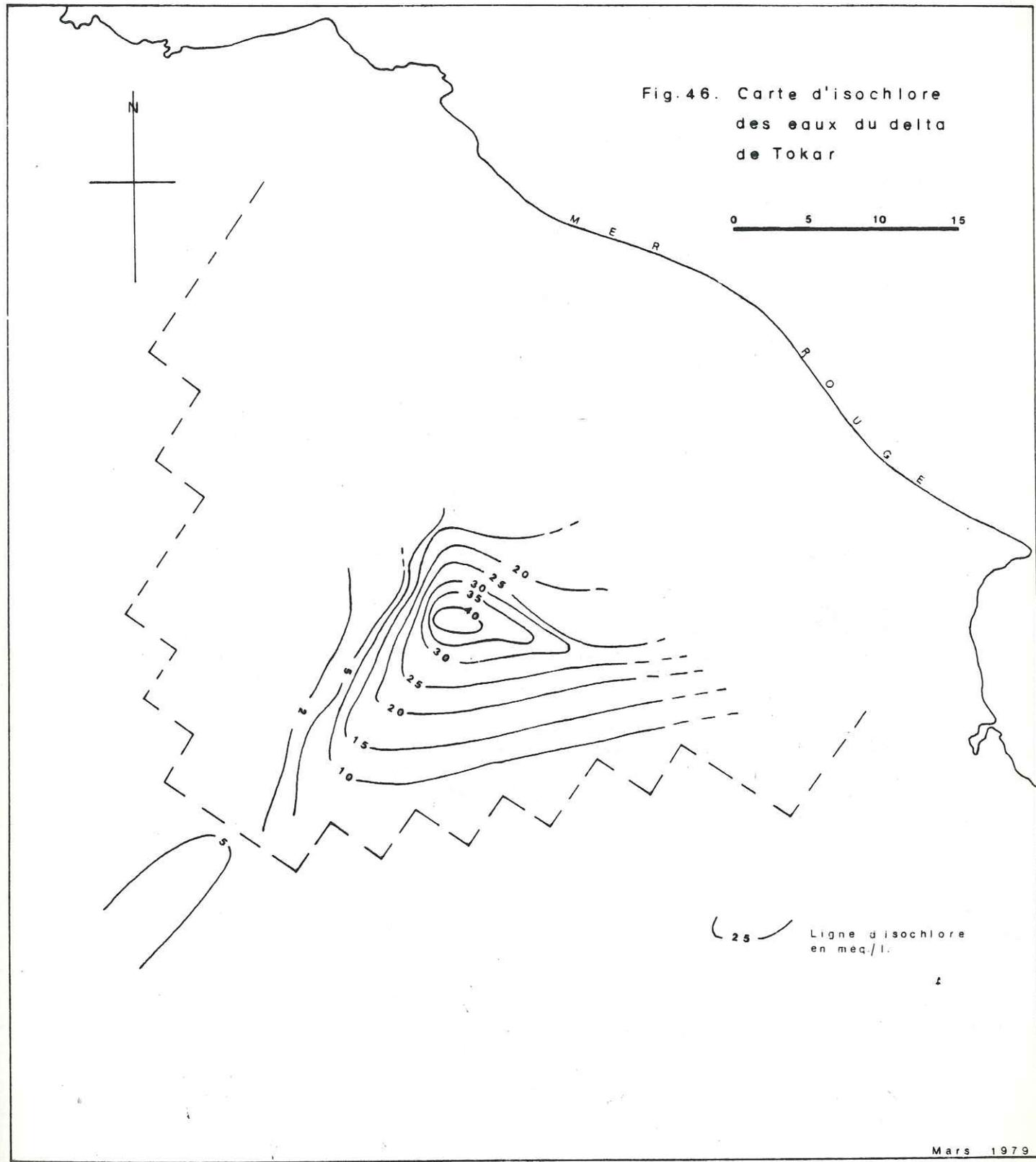
LEGENDE

-  < 500 mg/l
-  500-1000 mg/l
-  1000-2000 mg/l
-  2000-3000 mg/l
-  > 3000 mg/l

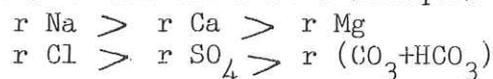
5 4 3 2 1 0 5 10 km

M. TAHIR Mars 1979

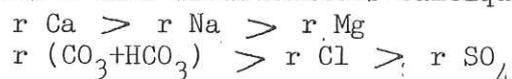
Fig. 46. Carte d'isochlore
des eaux du delta
de Tokar



b) un faciès d'eaux chlorurées-sodiques



c) un faciès d'eaux bicarbonatées-calciques



(3) un rapport d'absorption du sodium compris entre 6,77 et 12,50.

Ces eaux de la région de Marafit sont contaminées par les ions provenant de l'altération du Basement Complex et du glaciaire; elles sont à la limite de potabilité pour la consommation humaine, mais demeurent propres à l'irrigation.

4.1.7.2.2. Zonation du delta de Tokar en fonction de la qualité des eaux et problème d'interface eau douce/eau marine.

Nous avons vu que les puits de la région d'Eglim et de la partie aval du delta sont contaminés par l'avancée de l'eau salée de la Mer Rouge. Pour tracer le contact eau douce - eau salée dans le delta de Tokar, nous avons utilisé:

- une carte d'isosalinité (T.D.S.) (Fig.45)
- une carte d'isochlore (Fig. 46).

Ces cartes ont permis de diviser le delta en quatre grandes zones (Fig. 47):

I- Zone de contamination par l'eau salée de la Mer Rouge:

Elle pénètre jusqu'à une trentaine de kilomètres du rivage et jusqu'à l'altitude de 23 m. La salinité totale y est supérieure à 2 000 mg/l et la teneur en chlore à 20 még./l.

II- Zone de transition entre eau douce et eau salée:

Elle s'étend entre 30 et 40 km du rivage et entre 20 et 30 m d'altitude. La salinité totale des eaux est comprise entre 1 000 et 2 000 mg/l et la teneur en chlore entre 10 et 20 mg/l. Il faut éviter de continuer à creuser des puits dans cette zone, car chaque puits provoque la pénétration d'eau salée vers l'eau douce de l'aquifère.

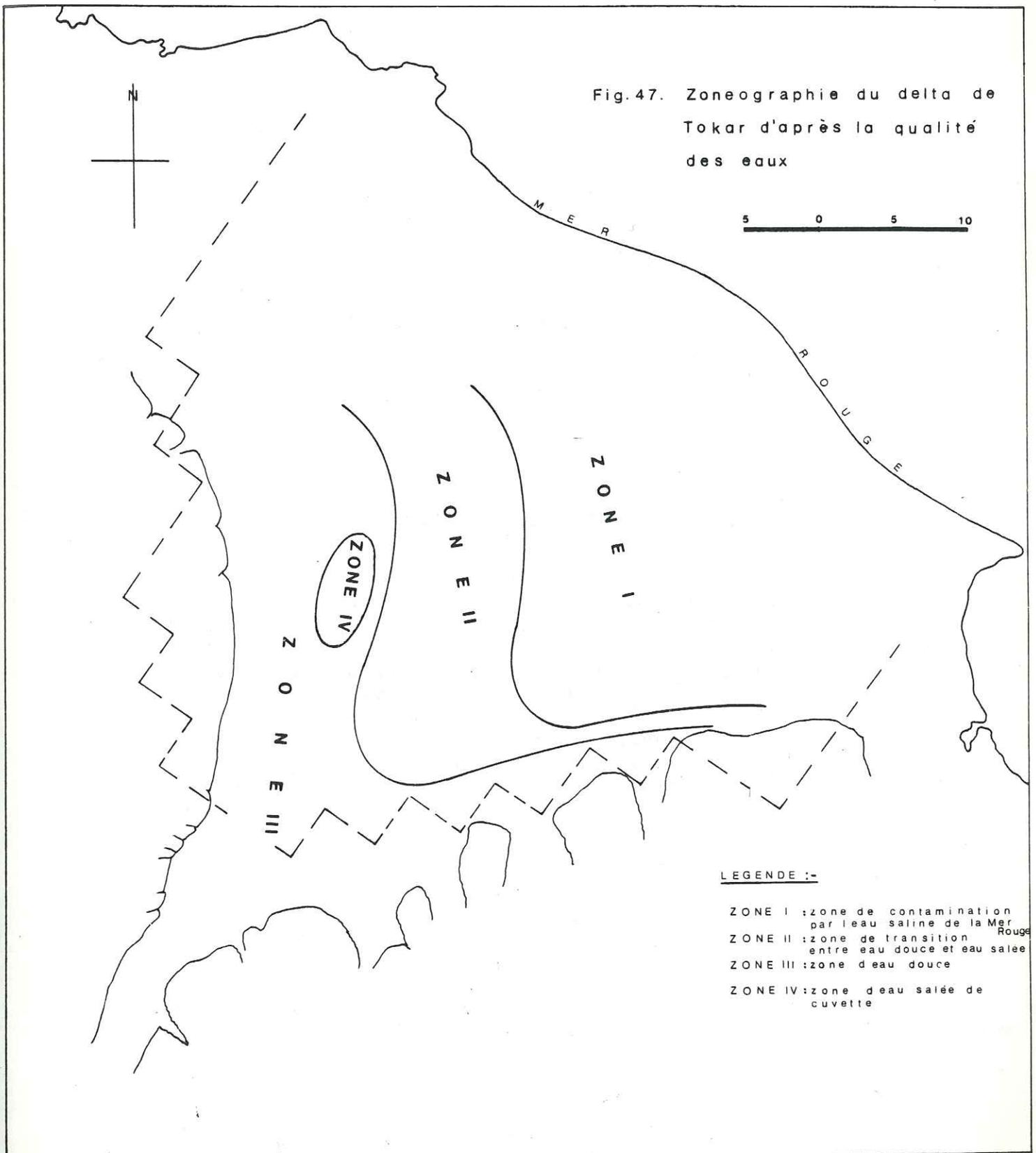
III- Zone d'eau douce:

Elle se trouve dans la région de Krimbit et à l'amont du delta. La salinité totale des eaux est comprise entre 520 mg/l et 1 000 mg/l et la teneur en chlore entre 0,08 et 10 még./l. L'exploitation de l'aquifère dans cette zone ne pose aucun problème.

IV- Zone d'eau salée de cuvettes:

Cette zone correspond aux aires définies par les analyses granulométriques comme étant des cuvettes. La salinité totale des eaux y dépasse 3 000 mg/l. Cette valeur importante est due à la nature argilolimoneuse des dépôts et au faible dynamisme des eaux. La carte d'isochlore montre que les valeurs très élevées de la salinité totale ne sont en aucune façon dues à une contamination par les eaux marines.

Fig.47. Zoneographie du delta de Tokar d'après la qualité des eaux



4.1.7.3. CONCLUSION

L'hydrochimie du delta de Tokar révèle les caractéristiques de l'aquifère et permet d'établir une zonéographie de ce delta. (Fig. 47):

Les eaux sont dures : cette dureté provient du lessivage du bassin versant par les eaux de ruissellement.

La salinité totale est élevée: ce caractère provient, pour la zone I de la contamination de l'aquifère par les eaux salées de la Mer Rouge et pour la zone IV, du paléoenvironnement (dépôts fins dans une zone de cuvettes).

L'établissement de puits dans la zone II, dite de transition entre eau douce et eau salée, est préjudiciable à l'aquifère car il provoque la pénétration de l'eau de la Mer Rouge.

La zone III où zone d'eau douce est donc la seule où l'exploitation de l'aquifère ne pose aucun problème.

4.1.8. CARACTERES HYDRODYNAMIQUES DES AQUIFERES

4.1.8.1. METHODE

Au mois de Mars 1979, pendant la période annuelle des basses eaux, nous avons mesuré le niveau des nappes du delta de Tokar et de son glacis à partir de tous les puits et forages. Ensuite, une carte piézométrique a été tracée où figurent les altitudes et l'écoulement des eaux souterraines dans le delta (Fig. 48).

Pour arriver à définir les caractères hydrodynamiques des nappes nous avons en outre utilisé les mesures des essais de pompage faits par le "Rural Water Department" du Soudan et nous les avons interprétées.

4.1.8.2. RESULTATS ET INTERPRETATIONS

a) Ecoulement des nappes - Dans le delta de Tokar et son glacis les eaux souterraines se trouvent à la profondeur de 7 à 9 mètres dans la partie amont du delta, de 10 à 12 mètres au centre et de 3 à 6 mètres dans la partie aval. L'écoulement général des eaux de ces nappes se fait dans la même direction que celle des eaux de surface: d'abord du SSW vers le NNE puis du SW vers le NE - comme on peut le voir sur la carte (Fig. 48) - L'alimentation des nappes se fait en principe à partir du Khor Baraka et aussi à partir des petits cours d'eau qui drainent les montagnes vers le glacis et le delta.

b) Gradient hydraulique - Il correspond à la pente du toit de la nappe mesurée à l'aide de la carte piézométrique à partir des lignes équipotentielles (lignes d'égale altitude du toit de la nappe). Dans le delta de Tokar, le gradient hydraulique moyen est de l'ordre de 0,002. Dans la partie amont, il est de l'ordre de 0,0046, au centre du delta il s'étage entre 0,005 et 0,001, à la partie aval il est de l'ordre de 0,0005.

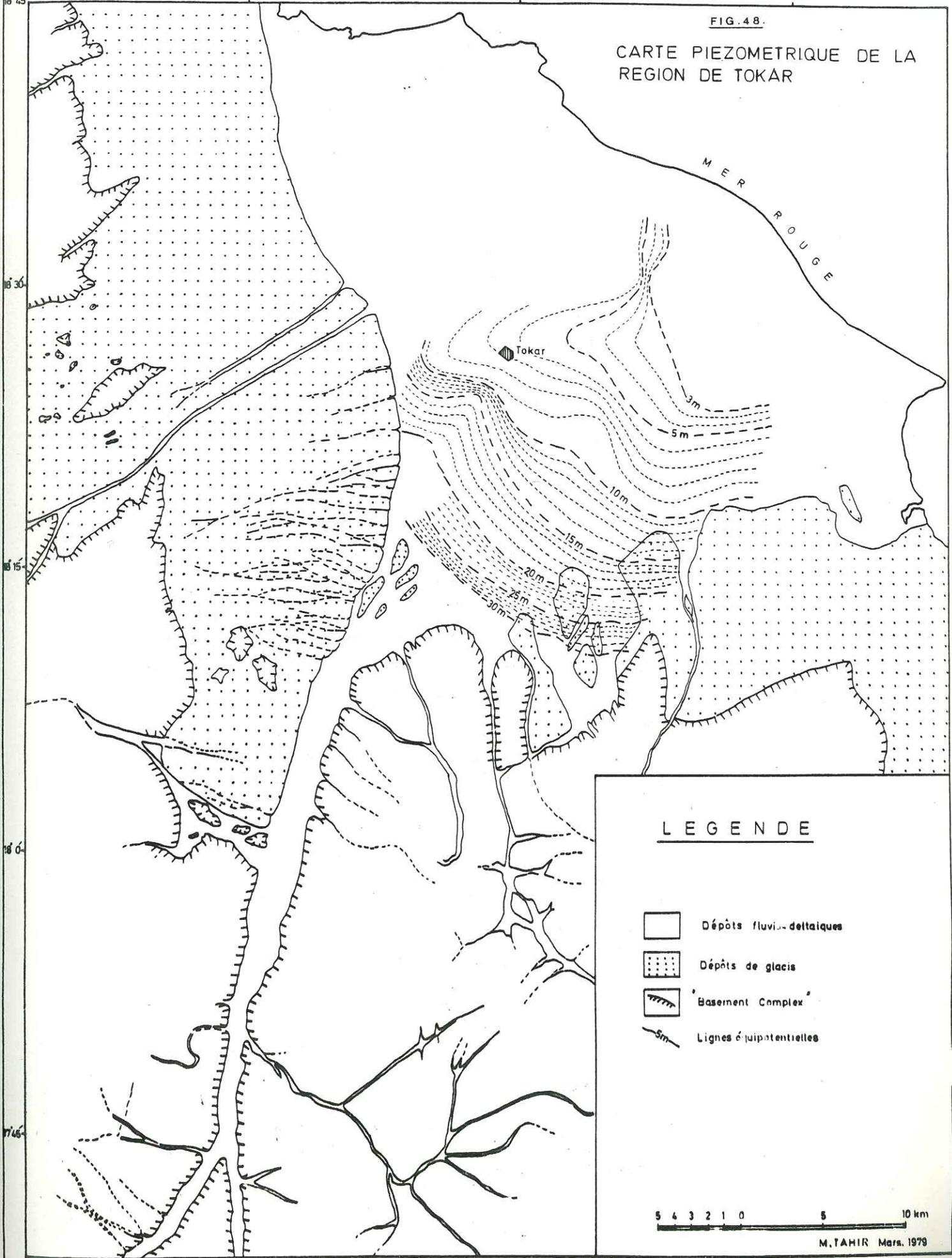
37° 30'

37° 45'

38° 0'

FIG. 48.

CARTE PIEZOMETRIQUE DE LA REGION DE TOKAR



LEGENDE

-  Dépôts fluvi-deltaïques
-  Dépôts de glaci
-  'Basement Complex'
-  Lignes équipotentielles



M. TAHIR Mars. 1979

Dans les aires dessinées par les analyses granulométriques comme étant des cuvettes, le gradient hydraulique varie de 0,002 à 0,006 (Fig.48). *Ce gradient hydraulique est relativement fort et diminue de l'amont vers l'aval.*

c) Transmissivité et Coefficient d'emmagasinement

La transmissivité (T) correspond au produit du coefficient de perméabilité moyen par l'épaisseur de l'aquifère et s'exprime en m²/jour ou m²/s. Le coefficient d'emmagasinement (S) traduit le rapport entre le volume de l'aquifère et le volume d'eau emmagasiné qui peut s'écouler à travers une surface pour une unité de variation de la charge hydraulique normale à cette surface. Un essai de pompage permet de déterminer T et S.

Quatre essais de pompage ont été réalisés dans le delta de Tokar, à Doulabiyai, Krimbit, Tébelanai et Eglim. Les mesures de rabattement ont été relevées sur les piézomètres implantés au voisinage de chaque puits. Pour chaque piézomètre une feuille de relevé des données a été établie.

Les hypothèses de base pour interpréter un essai de pompage sont:

- 1/ L'extension latérale de l'aquifère est apparemment illimitée;
- 2/ L'aquifère est homogène et d'épaisseur constante;
- 3/ Avant le pompage, la surface piézométrique et la surface libre sont (presque) horizontales;
- 4/ Le débit d'exhaure est constant;
- 5/ Le puits traverse toute l'épaisseur de l'aquifère;
- 6/ Les essais de pompage ayant été réalisés en régime de non-équilibre l'emmagasinement de l'eau dans le puits est négligeable.

Nous avons appliqué plusieurs méthodes dont les équations fournissent le rabattement, en fonction du débit et des paramètres hydrodynamiques.

(1) Méthode de Theis

a) Principe de la méthode:

L'équation est basée sur le principe de l'analogie entre l'écoulement souterrain et la conduction de la chaleur; elle peut s'écrire:

$$s = \frac{Q}{4 \pi T} \int_y^{\infty} \frac{e^{-y}}{y} dy = \frac{Q}{4 \pi T} W(u)$$

dans laquelle

$$u = \frac{r^2 S}{4 T t} \quad \text{et par conséquent} \quad S = \frac{4 T t u}{r^2}$$

s = le rabattement mesuré dans un piézomètre situé à une distance r, en m, du puits de pompage;

Q = le débit constant de pompage en m³/jour;

S = le coefficient d'emmagasinement, sans dimension;

T = la transmissivité de l'aquifère en m²/jour;

t = le temps, en jours, depuis le début de pompage

$$W(u) = -0,5772 - \ln u + u - \frac{u^2}{2-2!} + \frac{u^3}{3-3!} - \frac{u^4}{4-4!} + \dots$$

FIG. 49. COURBE TYPE DE THEIS

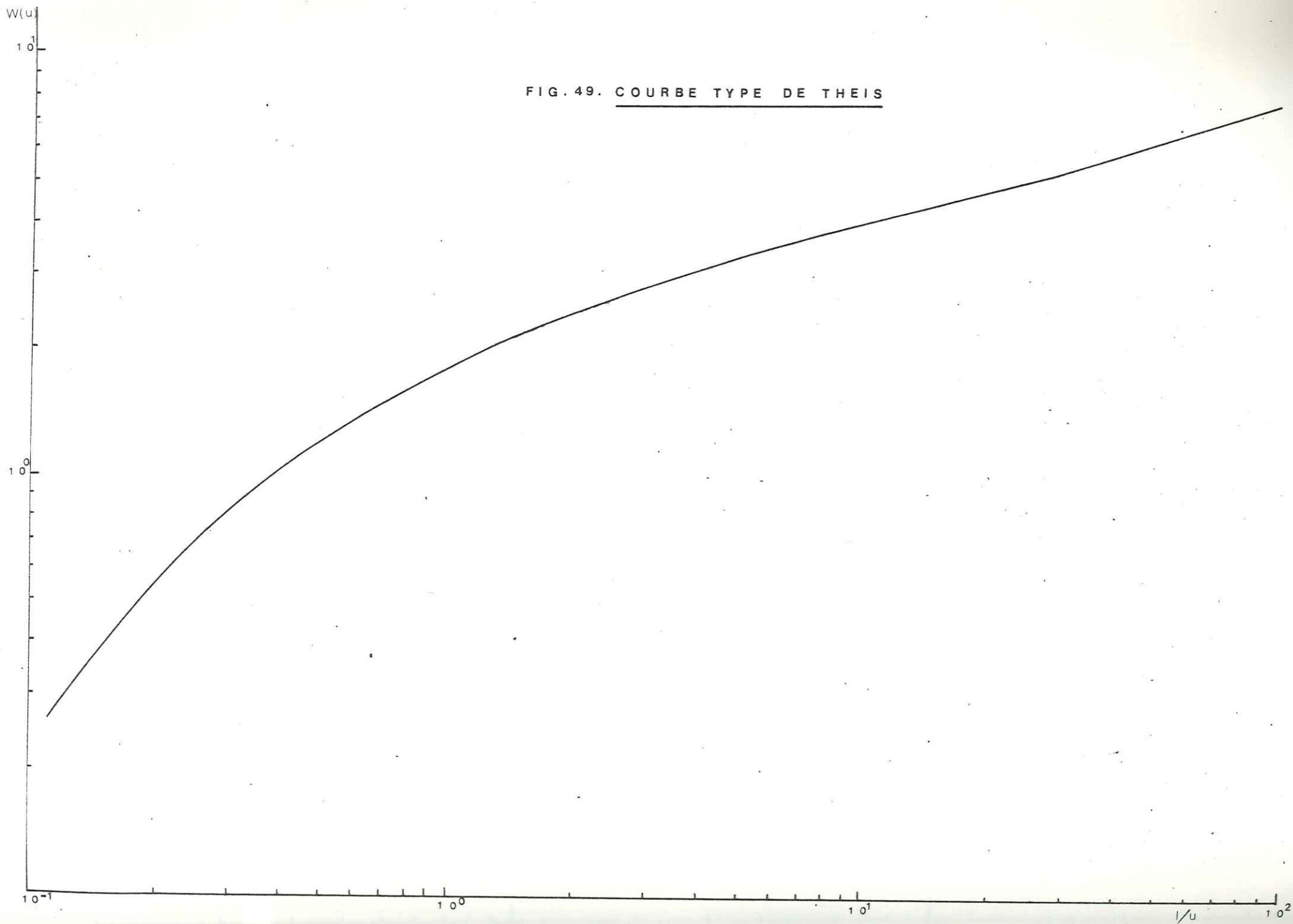


FIG. 50a. DOULABYAI (a). COURBE DE RABATTEMENT.

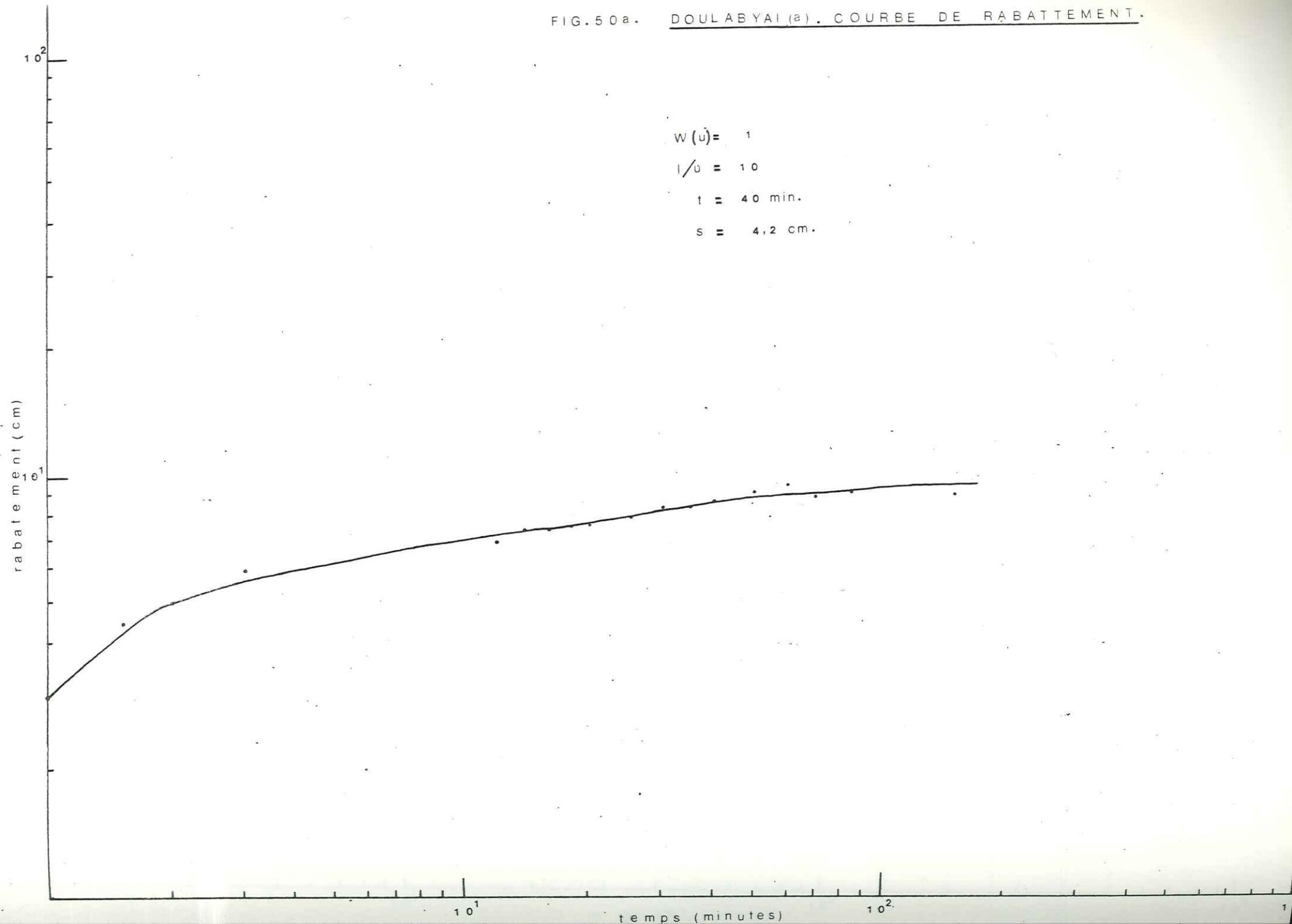


FIG. 50b. DOULABYAI-b-. COURBE DE RABATTEMENT.

$$W(u) = 1$$

$$l/u = 10$$

$$t = 26 \text{ min.}$$

$$s = 2,09 \text{ cm.}$$

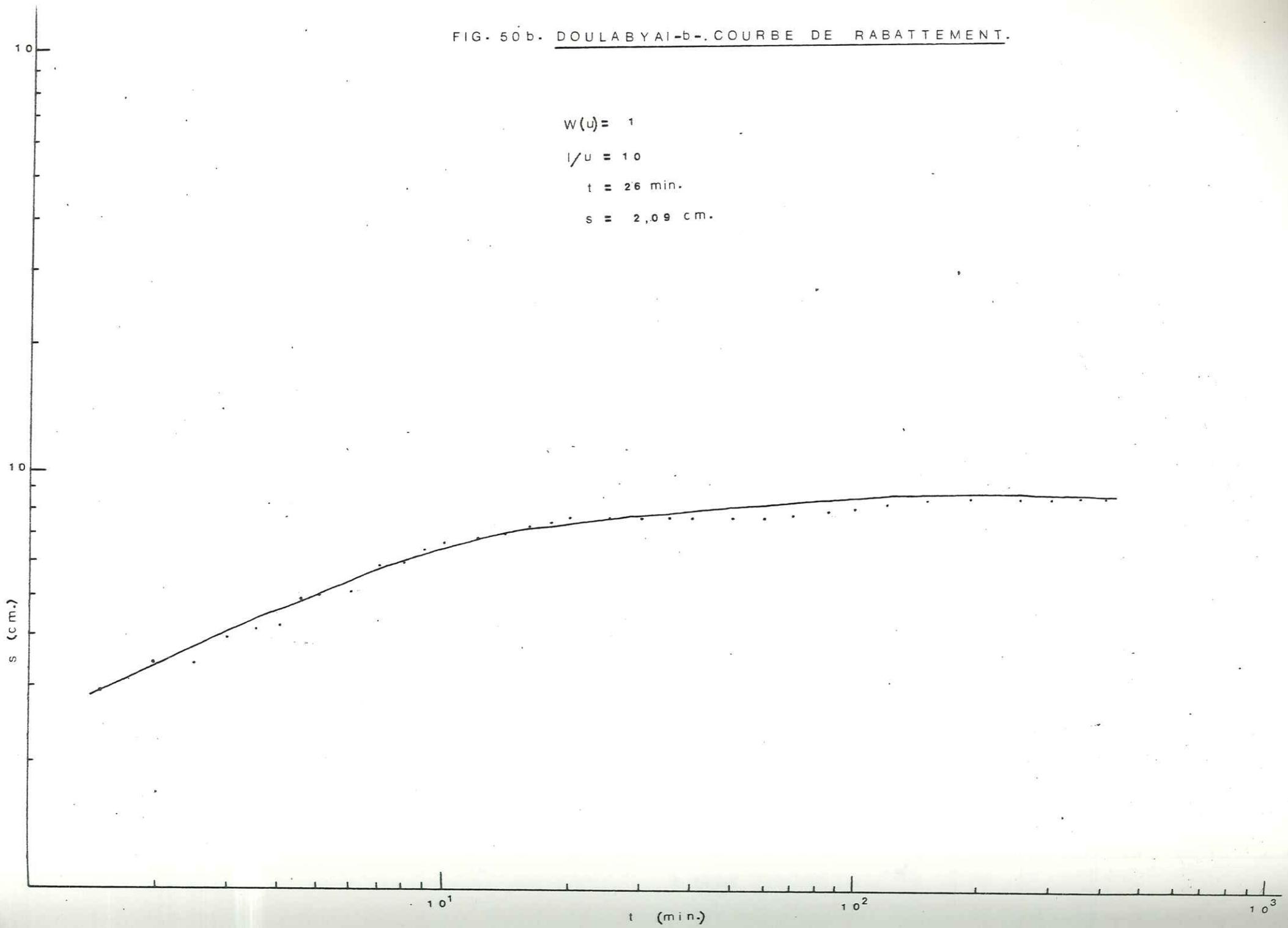


FIG.51 . K R I M B I T . C O U R B E D E R A B A T T E M E N T .

121

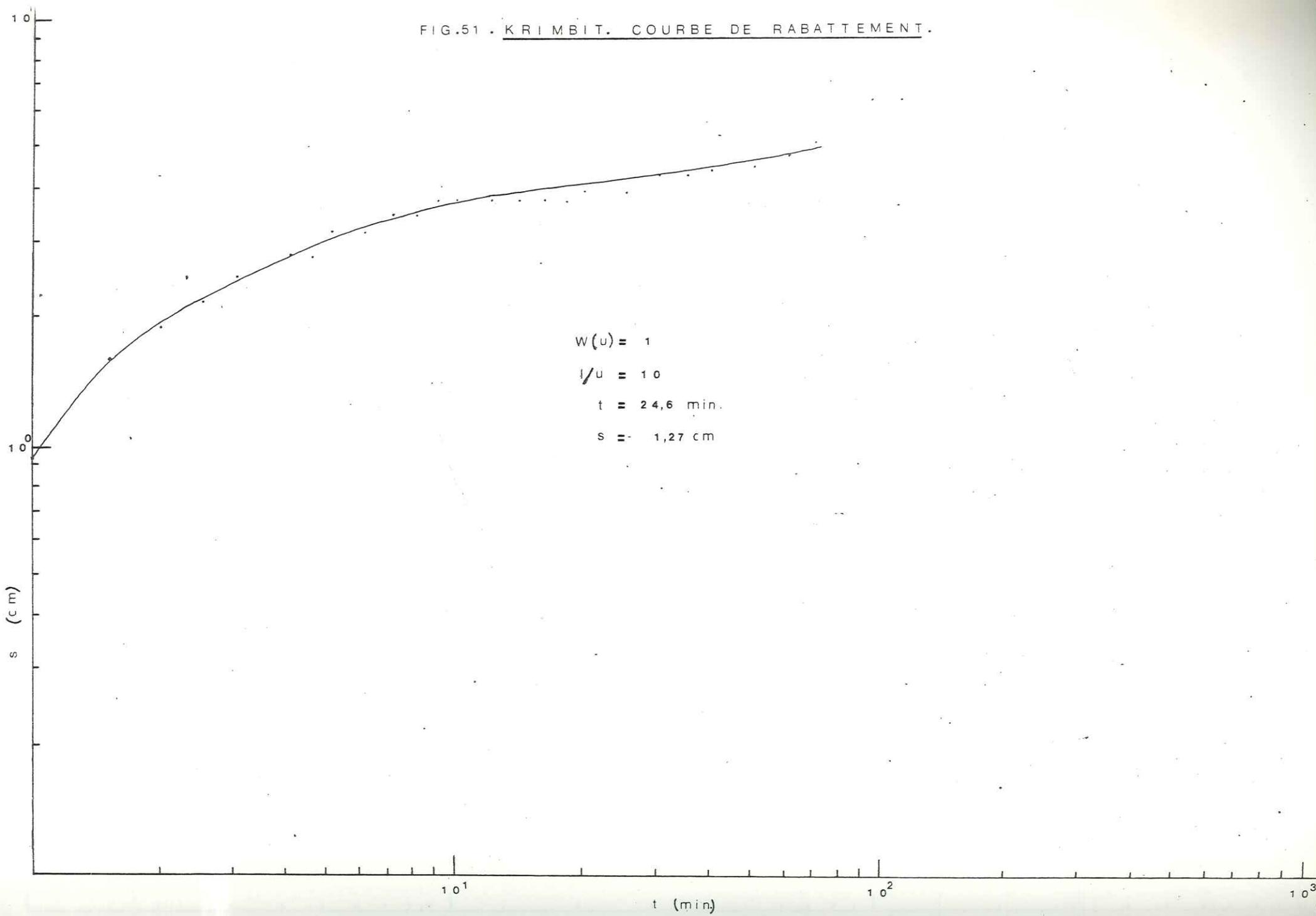


FIG. 52. TEBELANAI. COURBE DE RABATTEMENT

$$W(u) = 1$$

$$l/u = 10$$

$$t = 92 \text{ min.}$$

$$s = 2,05 \text{ cm.}$$

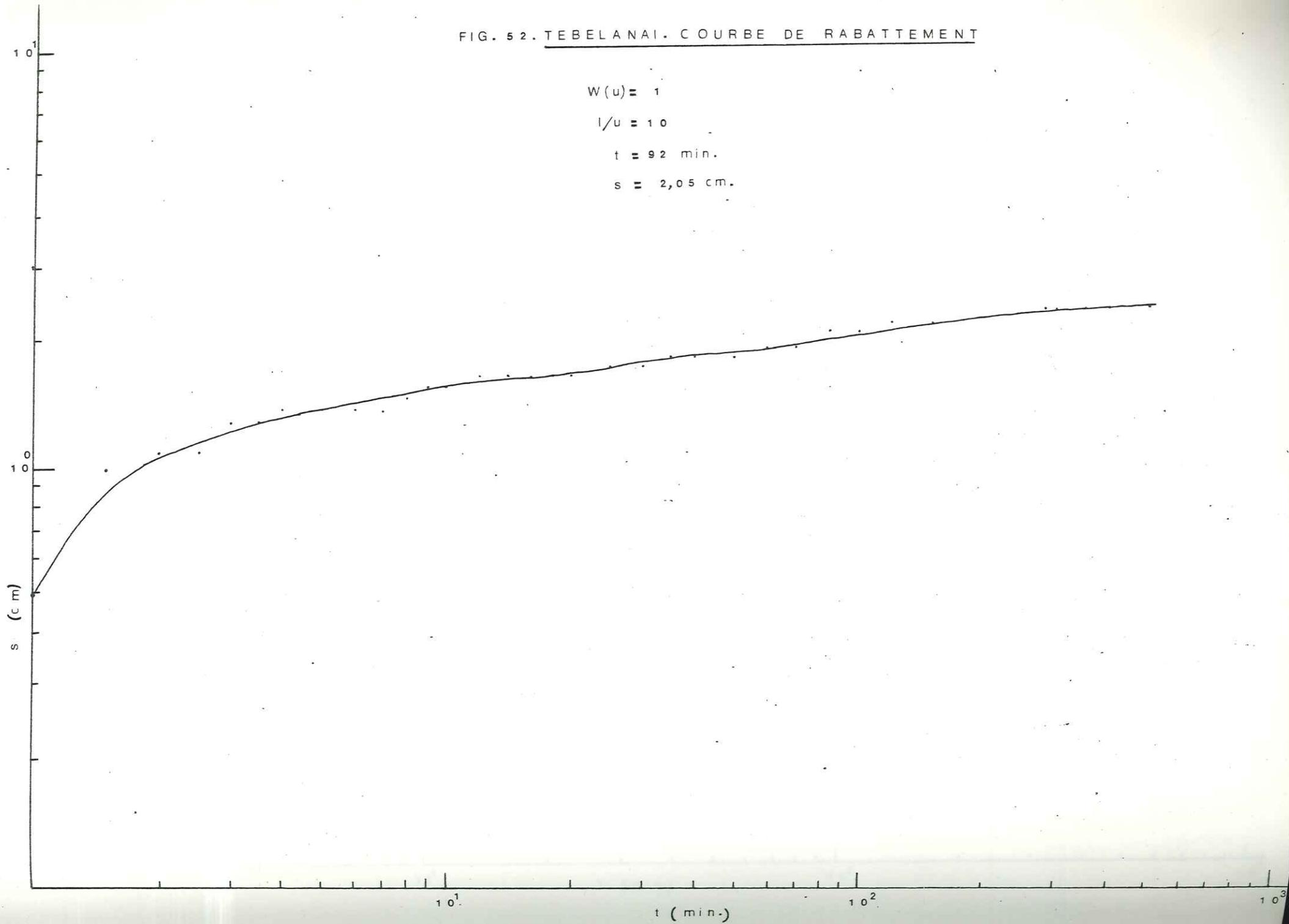


FIG. 53 a. EGLIM-a-. COURBE DE RABATTEMENT

$$W(u) = 1$$

$$l/u = 10$$

$$t = 54 \text{ min.}$$

$$s = 1,93 \text{ cm.}$$

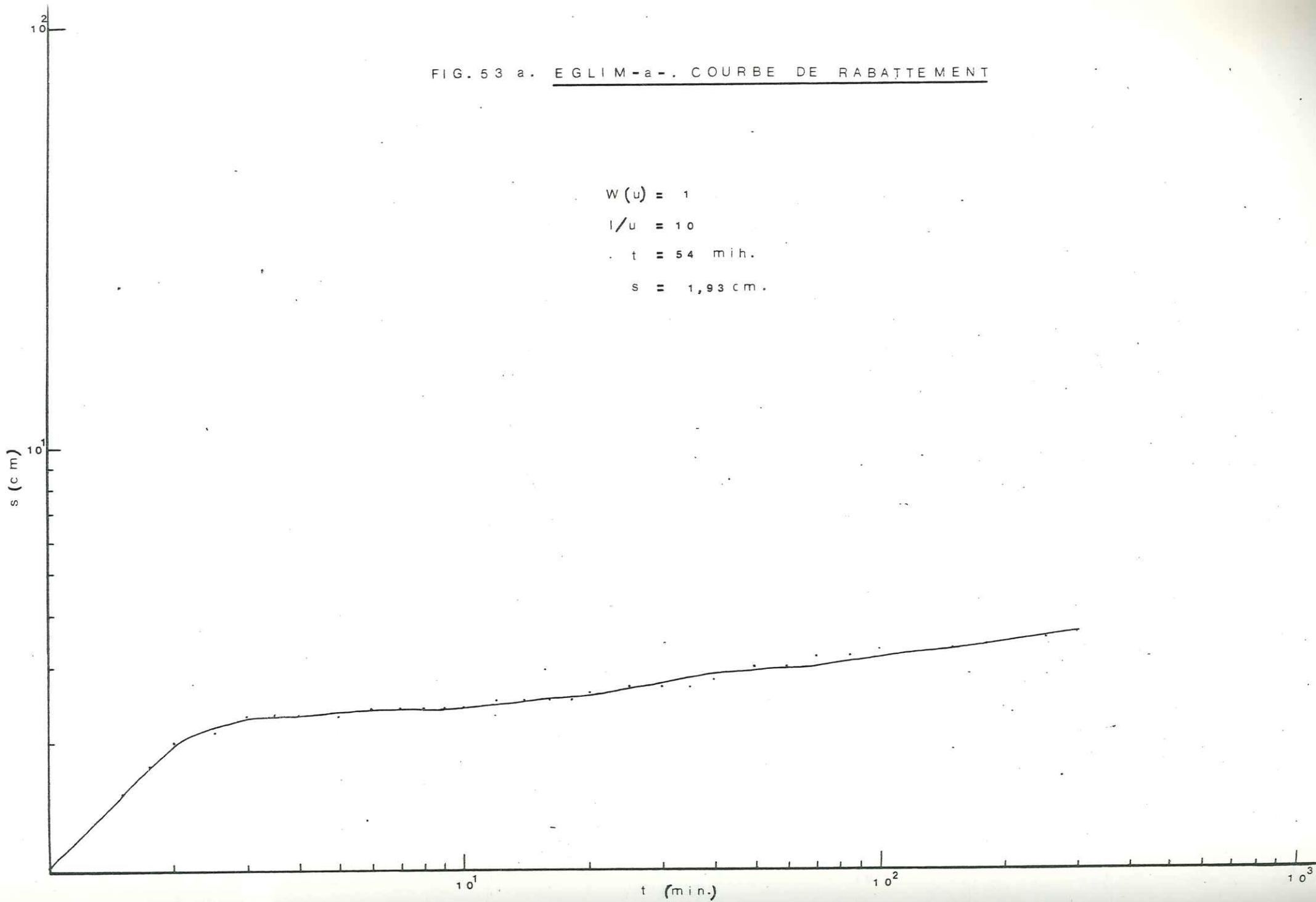


FIG. 53 b. EGLIM -b-. COURBE DE RABATTEMENT.

$$W(u) = 1$$

$$l/u = 10$$

$$t = 32 \text{ min.}$$

$$s = 1,2 \text{ cm.}$$

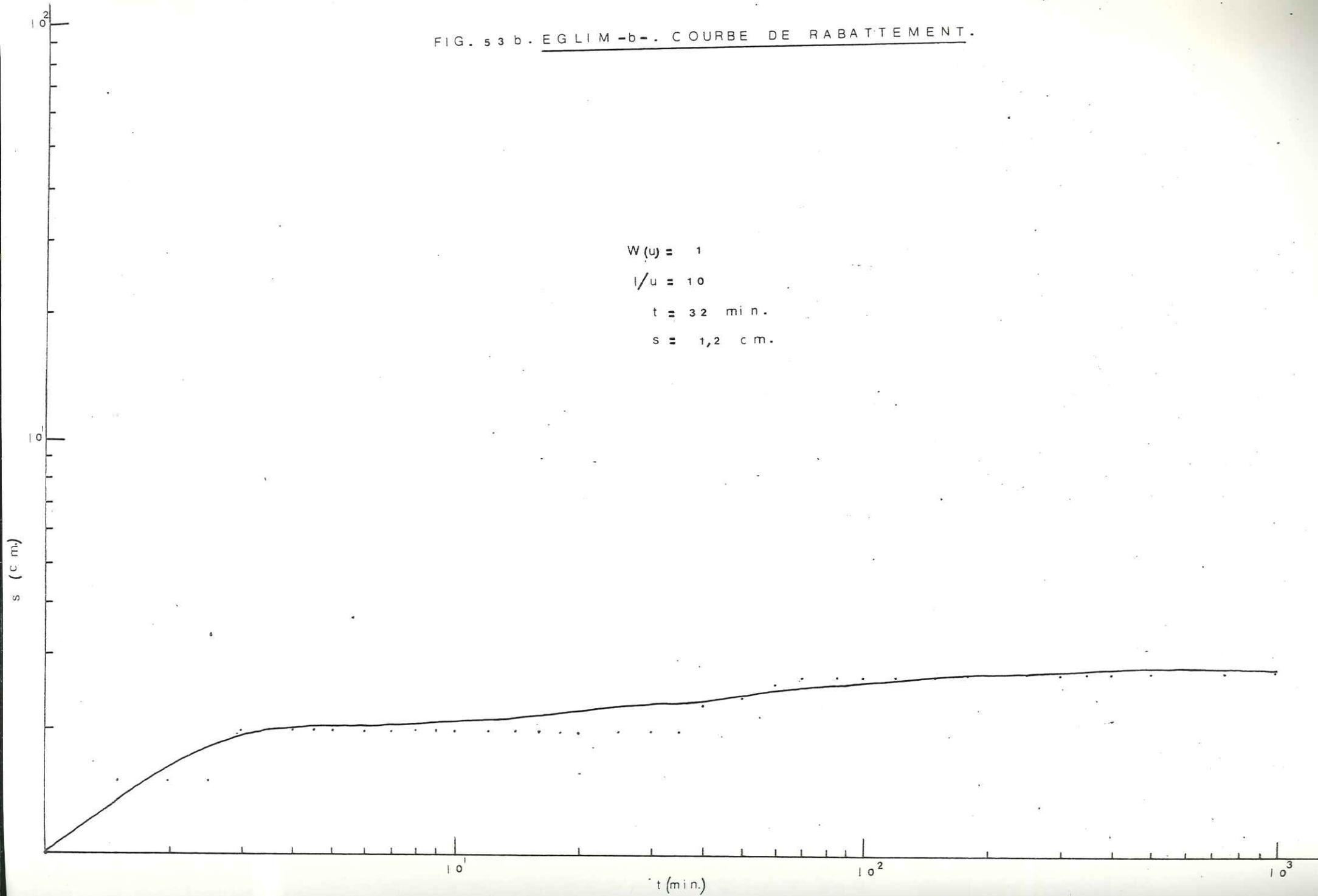


Tableau 21: Résultats de l'application de la méthode de Theis aux essais de pompage.

Puit de pompage	Débit en m ³ /jour	Puit d'observation (distance du puit de pompage en m.)	Données des courbes				Transmissivité en m ² /jour	Coefficient d'emmagasinement
			W(u)	i/u	s(en m)	t(en mn)		
1. Doulabyai	240	9,28	1	10	0,042	40	454,96	0,0587
	240	9,42	1	10	0,0209	26	914,27	0,0744
2. Krimbit	1 200	11,53	1	10	0,0127	24,6	7 522,9	0,135
3. Télébanai	240	9,5	1	10	0,0205	92	931,1	0,0263
4. Eglim	211,2	10,25	1	10	0,0193	54	871,25	0,125
	211,2	9,91	1	10	0,012	32	1 401,2	0,135

Tableau 22: Résultats de l'application de la méthode de Jacob aux essais de pompage

Puit de pompage	Débit en m ³ /jour	Puit d'observation (distance du puit de pompage en m.)	Données des courbes du rabattement			Transmissivité en m ² /jour	Coefficient d'emmagasinement
			Etapas	s(en m)	t° (mn)		
1. Doulabyai	240	9,28	première	0,062	0,32	708,38	0,0041
			deuxième	0,0495	0,65	887,27	0,0105
			troisième	0,0275	0,08	1 597,09	0,0022
2. Krimbit	1 200	11,53	première	0,00386	0,44	5 689 119	0,0294
			deuxième	0,01		21 960	
			troisième	0,055	7,9	3 992,7	0,389
3. Tébélanai	240	9,5	première	0,0147	0,44	2 987,75	0,0226
			deuxième	0,0111	0,47	3 956,76	0,032
			troisième	0,0086	0,165	5 382,35	0,0154
4. Eglim	211,2	10,25	première	0,0273	0,42	1 415,73	0,0088
			deuxième	0,0131	0,27	2 950,35	0,0184
			troisième	0,0093		4 115,87	
	211,2	9,91	première	0,0281	0,26	1 376,33	0,00569
			deuxième	0,0287	2,4	1 346,67	0,0514

Le symbole $W(u)$ est généralement appelé "fonction de puits de Theiss".

b) Application de la méthode de Theiss à l'étude de la nappe du delta de Tokar :

--- Construire une courbe type de la fonction de puits sur feuille bi-logarithmique, en portant $W(u)$ en fonction de $\frac{1}{u}$ (fig.49).

- sur une autre feuille bi-logarithmique de même module construire une courbe d'essai, en portant le rabattement (s) en fonction du temps (t);

- superposer la courbe d'essai à la courbe type en maintenant les axes de coordonnées respectivement parallèles entre eux et chercher la meilleure coïncidence possible entre les deux courbes;

- choisir un point de référence arbitraire, le pivot, dans la zone de chevauchement des deux feuilles et chercher, pour ce point, $W(u)$, $1/u$, s et t . Les calculs seront plus commodes si l'on choisit le pivot de façon que $W(u) = 1$ et $1/u = 10$.

La transmissivité est donc calculée par la formule T

$$T = \frac{Q}{4 \pi s} W(u)$$

et le coefficient d'emménagement est calculé par la formule

$$S = \frac{4 T t u}{r^2}$$

Les résultats de l'application de la méthode de Theiss sont présentés dans les figures 50, 51, 52, 53a et 53b et dans le tableau (21). Ils nous montrent que l'aquifère possède une transmissivité qui s'étage entre 450 m²/jour ($\approx 5,2 \cdot 10^{-3}$ m²/s) et 1 400 m²/jour ($\approx 1,6 \cdot 10^{-2}$ m²/s) et un coefficient d'emménagement de valeur de 0,058 à 0,263 tout-à-fait remarquable pour une nappe libre dont le coefficient d'emménagement équivaut pratiquement à la porosité efficace (celle des pores ouverts) ou au "specific yield".

(2) Méthode de Jacob

a) Principe de la méthode:

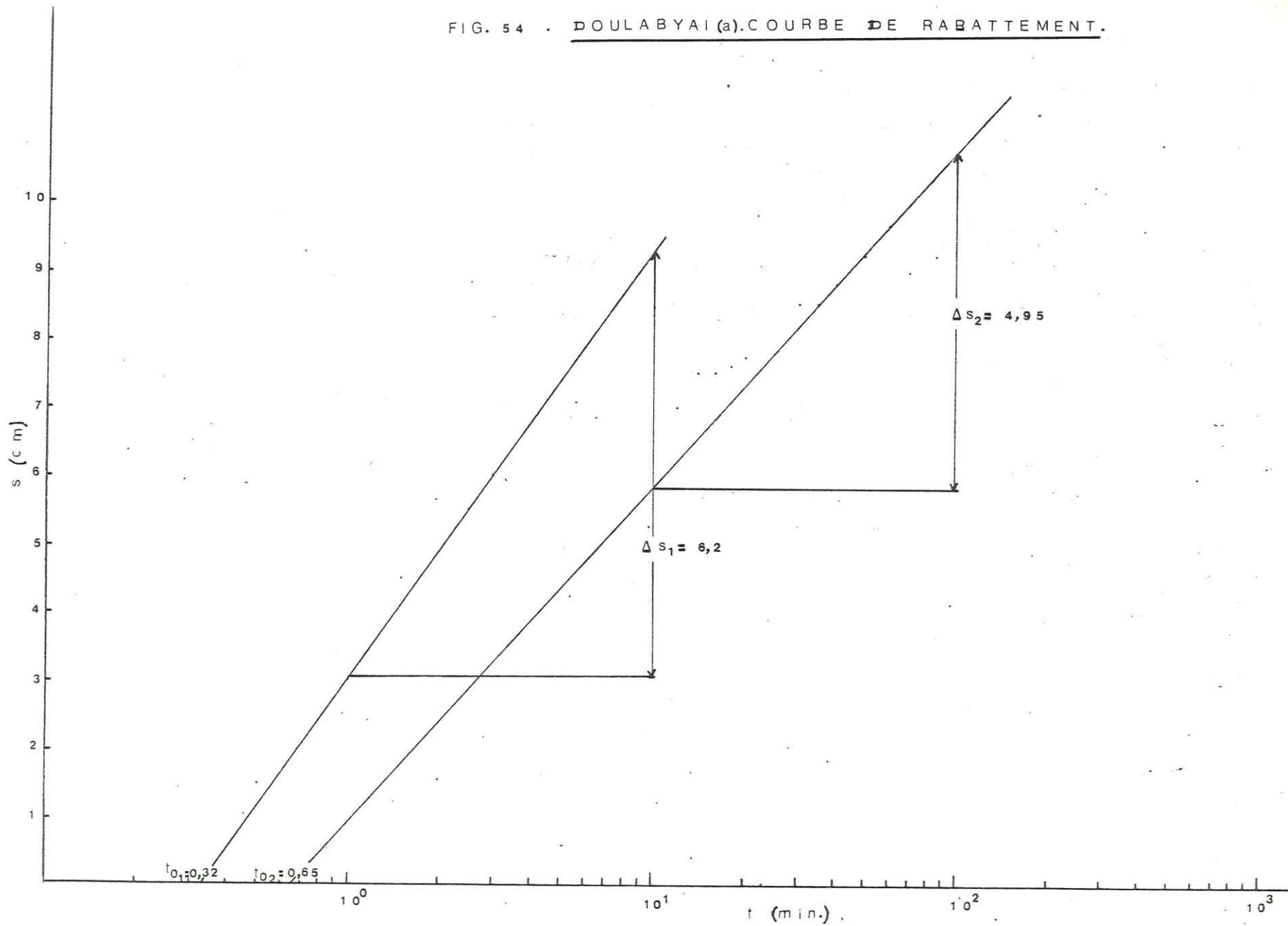
Cette méthode s'appuie sur la formule de Theiss appliquée à des conditions plus restrictives: grandes valeurs de t et/ou faibles valeurs de r et $u < 0,01$. Dans ces conditions, le rabattement peut s'exprimer sous la forme asymptotique:

$$s = \frac{Q}{4 \pi T} (-0,5772 - \ln \frac{r^2 S}{4 T t})$$

Après simplification et traduite en logarithme décimal, cette équation se réduit à

$$s = \frac{2,30 Q}{4 \pi T} \log \frac{2,25 T t}{r^2 S}$$

FIG. 54 . DOULABYAI (a). COURBE DE RABATTEMENT.



127

FIG.55 . DOULABYAI (b). COURBE DE RABATEMENT.

128

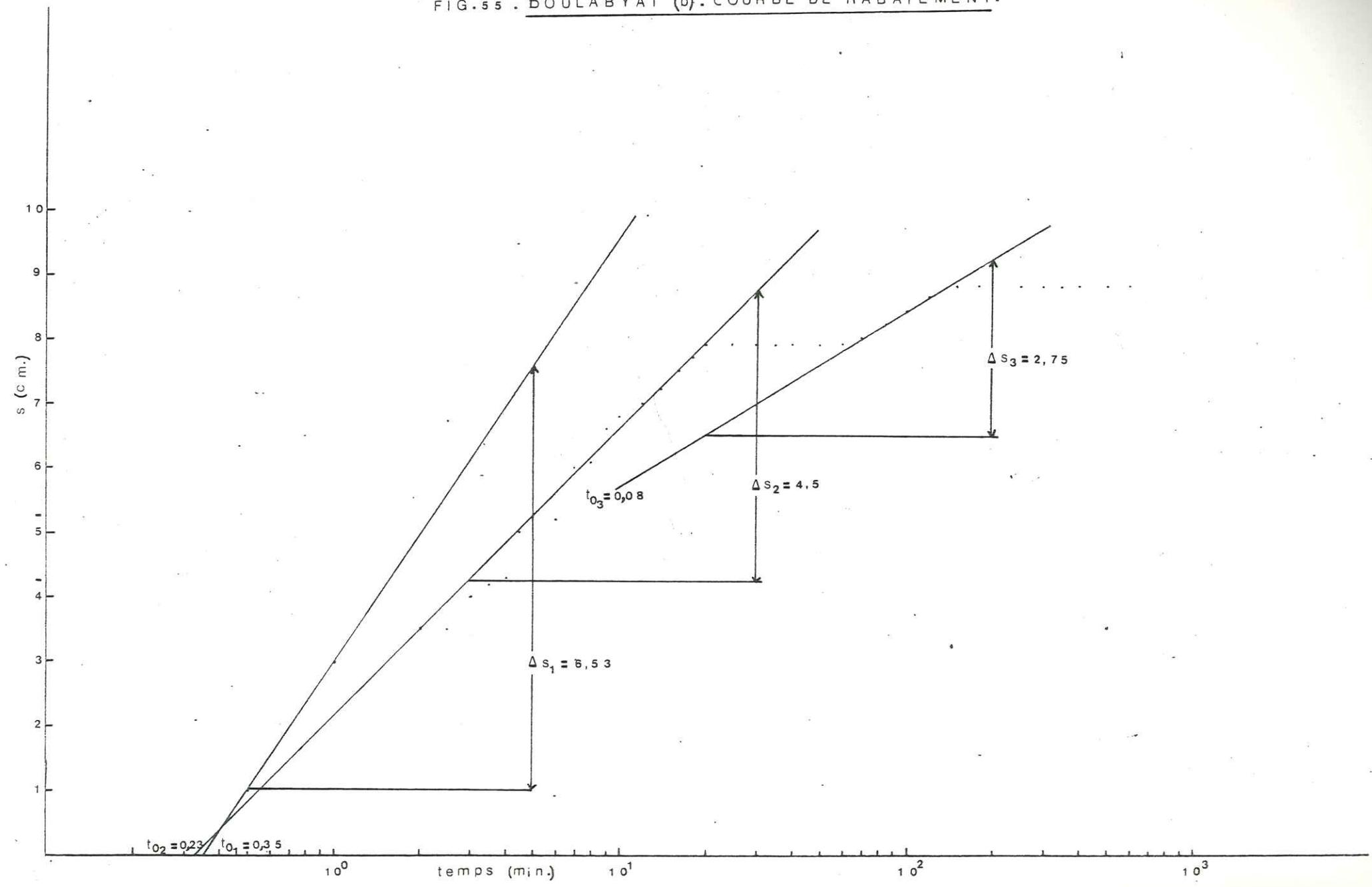


FIG. 56 . KRIMBIT . COURBE DE RABATTEMENT.

129

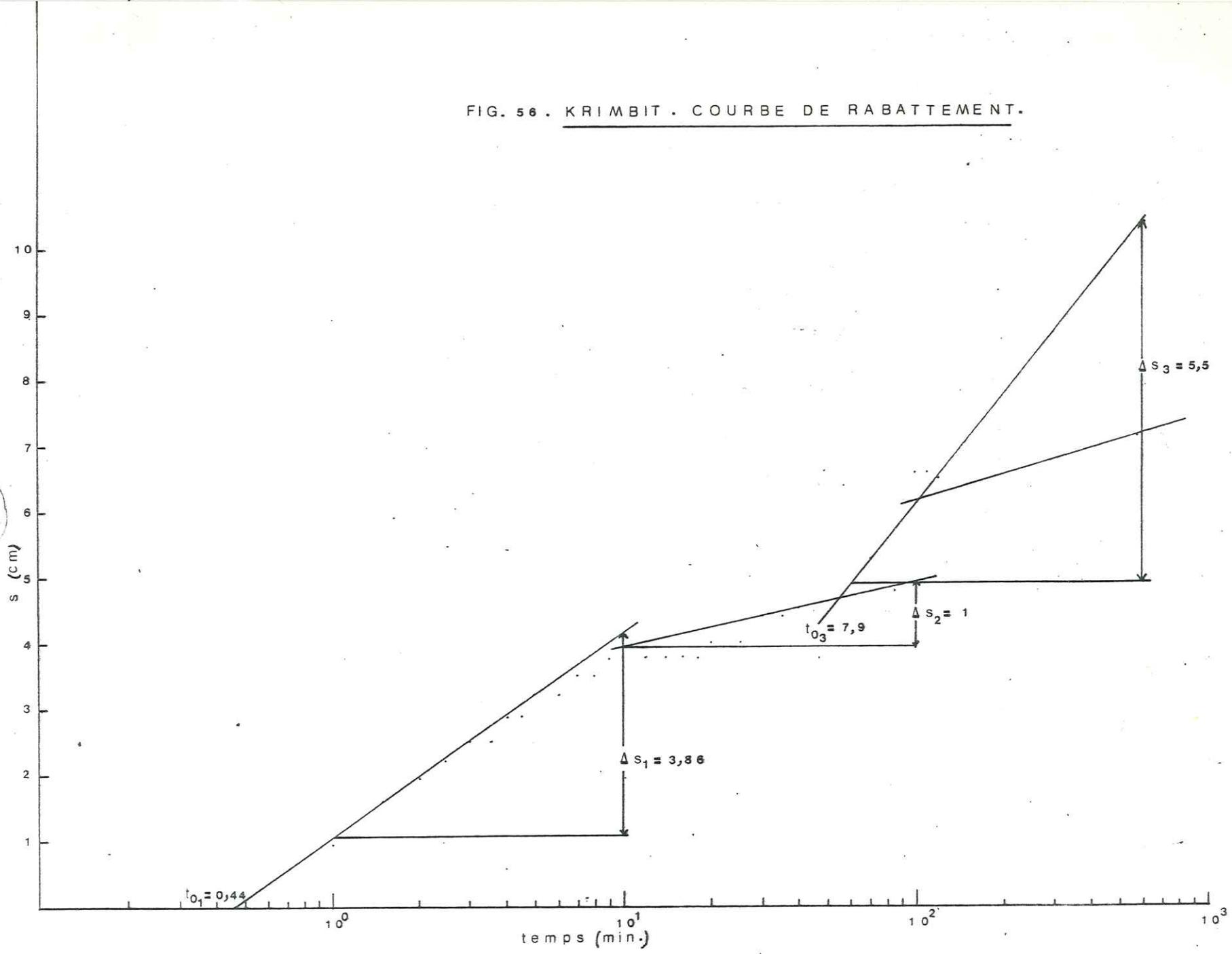


FIG. 57. TEBELANAI. COURBE DE RABATEMENT.

130

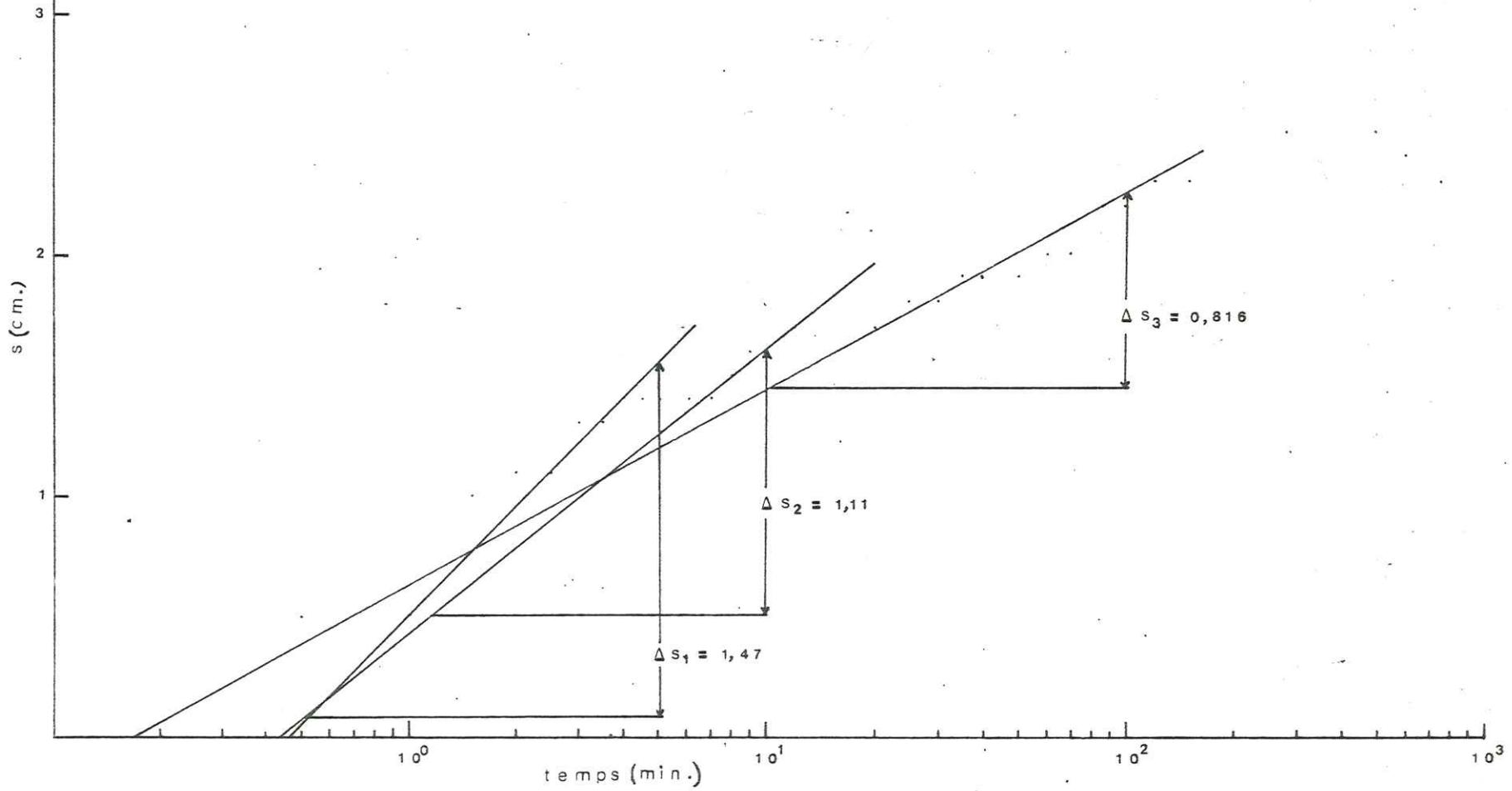


FIG. 58 a. EGLIM-a-. COURBE DE RABATTEMENT.

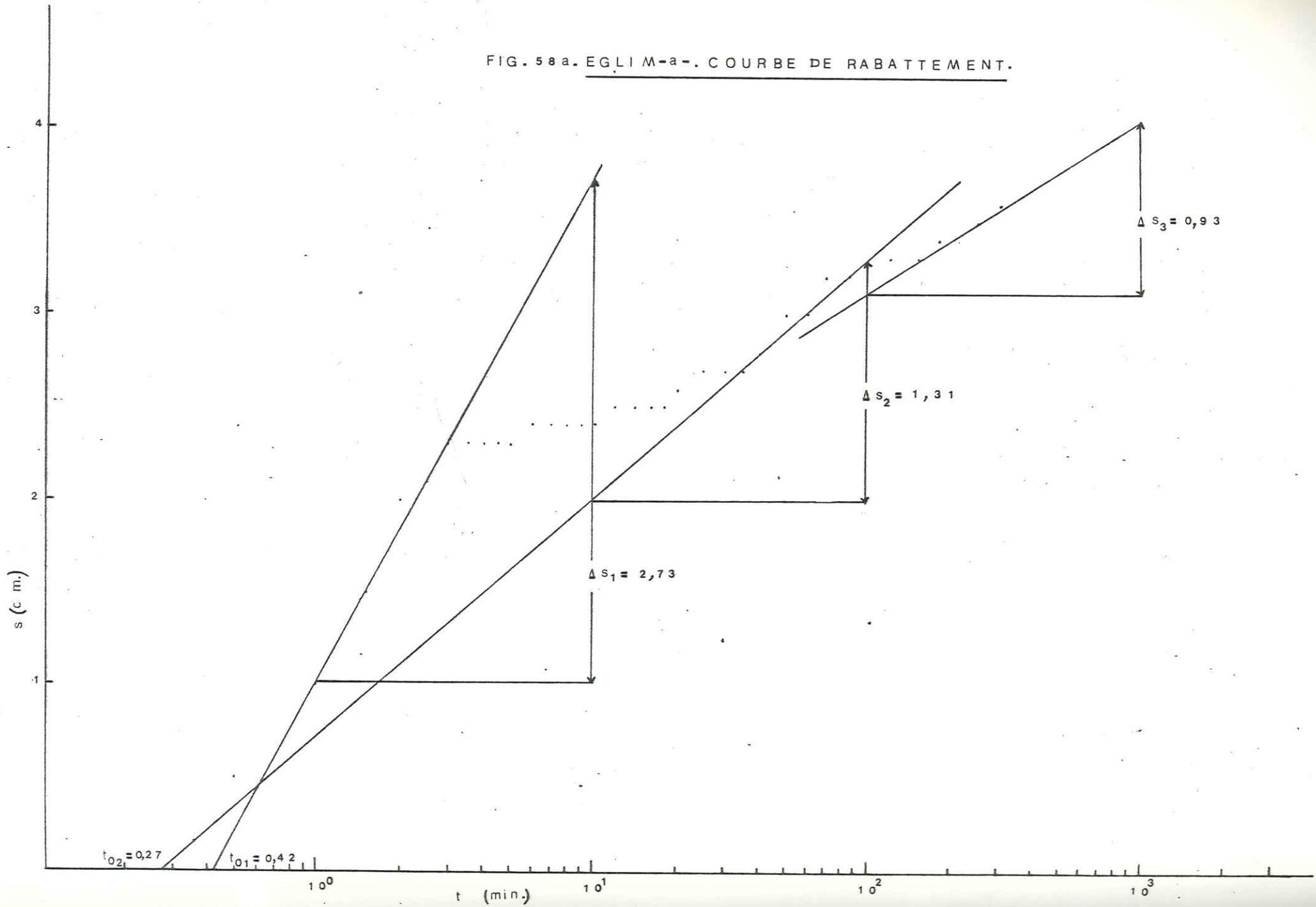
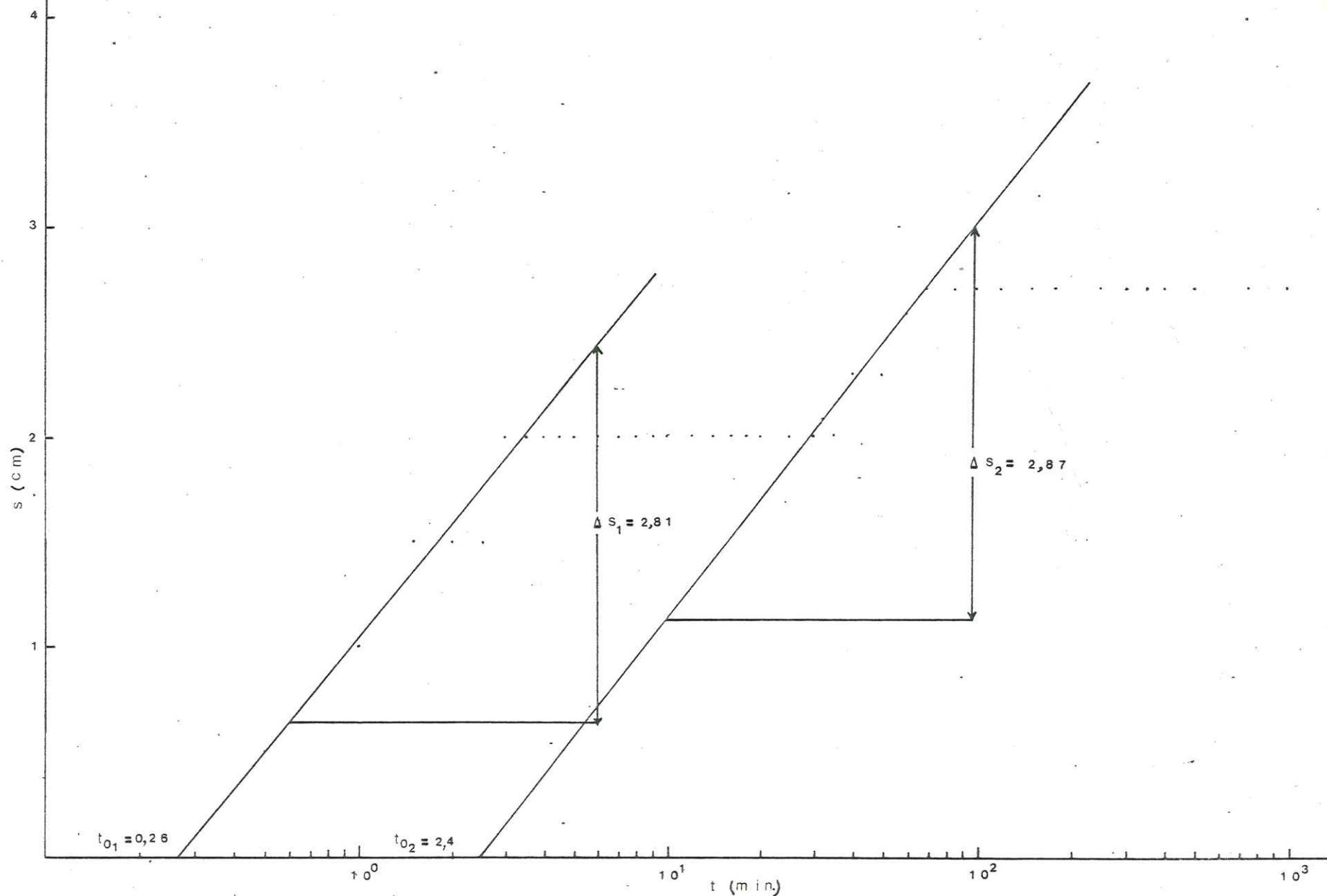


FIG.58 b. EGLIM - b -. COURBE DE RABATEMENT.

132



Par conséquent, si on porte le rabattement en fonction du logarithme du temps t , on obtient une ligne droite. On prolonge cette ligne jusqu'à l'axe des abscisses, et le point d'intersection a pour coordonnées $s = 0$ et $t = t_0$. Si l'on porte ces valeurs dans l'équation précédente, on obtient:

$$0 = \frac{2,3 Q}{4 \pi T} \log \frac{2,25 T t_0}{r^2 S}$$

et comme $\frac{2,3 Q}{4 \pi T} \neq 0$,

il s'ensuit que $\frac{2,25 T t_0}{r^2 S} = 1$

$$\text{soit } S = \frac{2,25 T t_0}{r^2}$$

si maintenant $t/t_0 = 10$, d'où $\log t/t_0 = 1$, on peut remplacer s par Δs , c'est-à-dire par la différence de rabattement par cycle de temps, ce qui donne:

$$T = \frac{2,3 Q}{4 \Delta s} \quad \text{qui correspond à la pente de la ligne droite.}$$

b) Application de la méthode de Jacob à l'étude de la nappe du delta de Tokar :

- Porter pour le piézomètre les valeurs de rabattement (s) en fonction du temps correspondant (t) sur un papier semi-logarithmique (t en échelle logarithmique) et tracer la droite passant par les points obtenus;

- prolonger la droite jusqu'à l'axe des temps où $s = 0$, et lire la valeur de t_0 ;

- calculer la pente de la droite, c'est-à-dire la différence de rabattement (Δs), par cycle logarithmique du temps.

La transmissivité est donc calculée par la formule

$$T = \frac{2,3 Q}{4 \pi \Delta s}$$

et le coefficient d'emmagasinement $S = \frac{2,25 T t_0}{r^2}$

Les résultats de l'application de la méthode de Jacob sont fournis par les figures 54, 55, 56, 57 et 58 et le tableau 22. Les courbes de rabattement montrent au moins deux valeurs pour la transmissivité et pour le coefficient d'emmagasinement, ainsi reflétant la nature hétérogène des dépôts deltaïques, ainsi que la présence de plusieurs couches aquifères. Les valeurs de la transmissivité s'étagent entre 670 m²/jour ($\approx 7,75 \cdot 10^{-3}$ m²/s) et 5 690 m²/jour ($\approx 6,58 \cdot 10^{-2}$ m²/s) et les valeurs du coefficient d'emmagasinement entre 0,002 et 0,389. Ces valeurs soulignent l'hétérogénéité des nappes à l'amont ainsi qu'à l'aval et au centre du delta.

(3) Méthode de Boulton

La plupart des courbes de Theiss et de Jacob montrent un effet de drainance, ce qui souligne l'intérêt d'appliquer la formule de débit retardé de Boulton.

a) Principe de la méthode :

Cette méthode s'appuie sur les conditions suivantes:

- les hypothèses énumérées à la page
- la nappe est libre mais présente un phénomène de débit retardé, ou encore la nappe est semi-libre.

De plus, nous l'avons appliquée à titre de comparaison avec les méthodes de Theiss et Jacob.

Dans les conditions précédentes, on peut montrer que le coefficient d'emmagasinement total est donné par

$$S_A + S_Y = \gamma S_A$$

avec S_A = coefficient d'emmagasinement immédiat correspondant au volume d'eau libéré instantanément de l'emmagasinement par unité de rabattement et par unité de surface horizontale;

S_Y = coefficient d'emmagasinement retardé qui équivaut à la porosité efficace correspondant au volume d'eau libéré de l'emmagasinement avec retard par unité de rabattement et par unité de surface horizontale.

$$\gamma = 1 + \frac{S_Y}{S_A}$$

Par analogie avec l'équation de Theiss, la formule générale de l'équation d'écoulement est symbolisée par:

$$s = \frac{Q}{4\pi T} W(U_{AY}, r/B)$$

$W(U_{AY}, r/B)$ est appelé fonction de puits de Boulton.

Lorsque le temps est faible l'équation du premier segment de la courbe de rabattement se réduit à:

$$s = \frac{Q}{4\pi T} W(U_A, r/B)$$

où

$$U_A = \frac{r^2 S_A}{4Tt}$$

Pour des temps plus longs, l'équation du troisième segment de la courbe de rabattement se réduit à

$$s = \frac{Q}{4\pi T} W(U_Y, r/B)$$

où

$$U_Y = \frac{r^2 S_Y}{4Tt}$$

Ces formules sont valables si γ tend vers l'infini; en pratique γ est supérieur à 100. Mais la méthode fournit encore une valeur approchée de T et de S si $10 < \gamma < 100$. Le facteur d'égouttement (B) est donné par la formule:

$$B = \sqrt{\frac{T}{\alpha S_Y}}$$

exprimé en mètres $1/\alpha$ est appelé "indice de retard de Boulton"; c'est une constante empirique exprimée en jours et on l'utilise en association avec la "courbe d'indices de retard de Boulton" pour déterminer le temps t_{Wt} à partir duquel l'égouttement retardé cesse d'influer sur les rabattements.

b) Application de la méthode de Boulton à l'étude de la nappe du delta de Tokar:

- Construire sur feuille bi-logarithmique la famille de "courbes types de Boulton" en portant $W(U_A, r/B)$ en fonction de $\frac{1}{U_A}$ et $1/U_Y$ pour diverses valeurs courantes de r/B (Fig. 59). La partie gauche de la figure 59 montre les courbes "type A" ($W(U_A, r/B)$ en fonction de $1/U_A$) tandis que la partie droite montre les courbes "type B" ($W(U_Y, r/B)$ en fonction de $1/U_Y$).

- Superposer la courbe d'essai à la courbe type A, en maintenant les axes de coordonnées respectivement parallèles entre eux, chercher la meilleure coïncidence possible entre la courbe type A et la première partie de la courbe d'essai. Relever la valeur de r/B de la courbe type A correspondante.

- choisir un point arbitraire dans la zone de chevauchement des deux feuilles de papier graphique et noter pour ce point les valeurs de s , t , $1/U_A$ et $W(U_A, r/B)$.

La transmissivité est calculée par:

$$T_A = \frac{Q}{4 \pi s} W(U_A, r/B)$$

et le coefficient d'emménagement par

$$S_A = \frac{U_A 4 T_A t}{r^2}$$

- Déplacer la courbe d'essai jusqu'à ce que sa dernière partie coïncide au mieux avec la courbe type Y, de même valeur de r/B que la courbe type A.

- Choisir un point pivot dans la zone de chevauchement des deux feuilles et noter pour ce point les valeurs de s , t , $1/U_Y$ et $W(U_Y, r/B)$.

La transmissivité est calculée par:

$$T_Y = \frac{Q}{4 \pi s} W(U_Y, r/B)$$

et le coefficient d'emménagement par

$$S_Y = \frac{U_Y 4 T_Y t}{r^2}$$

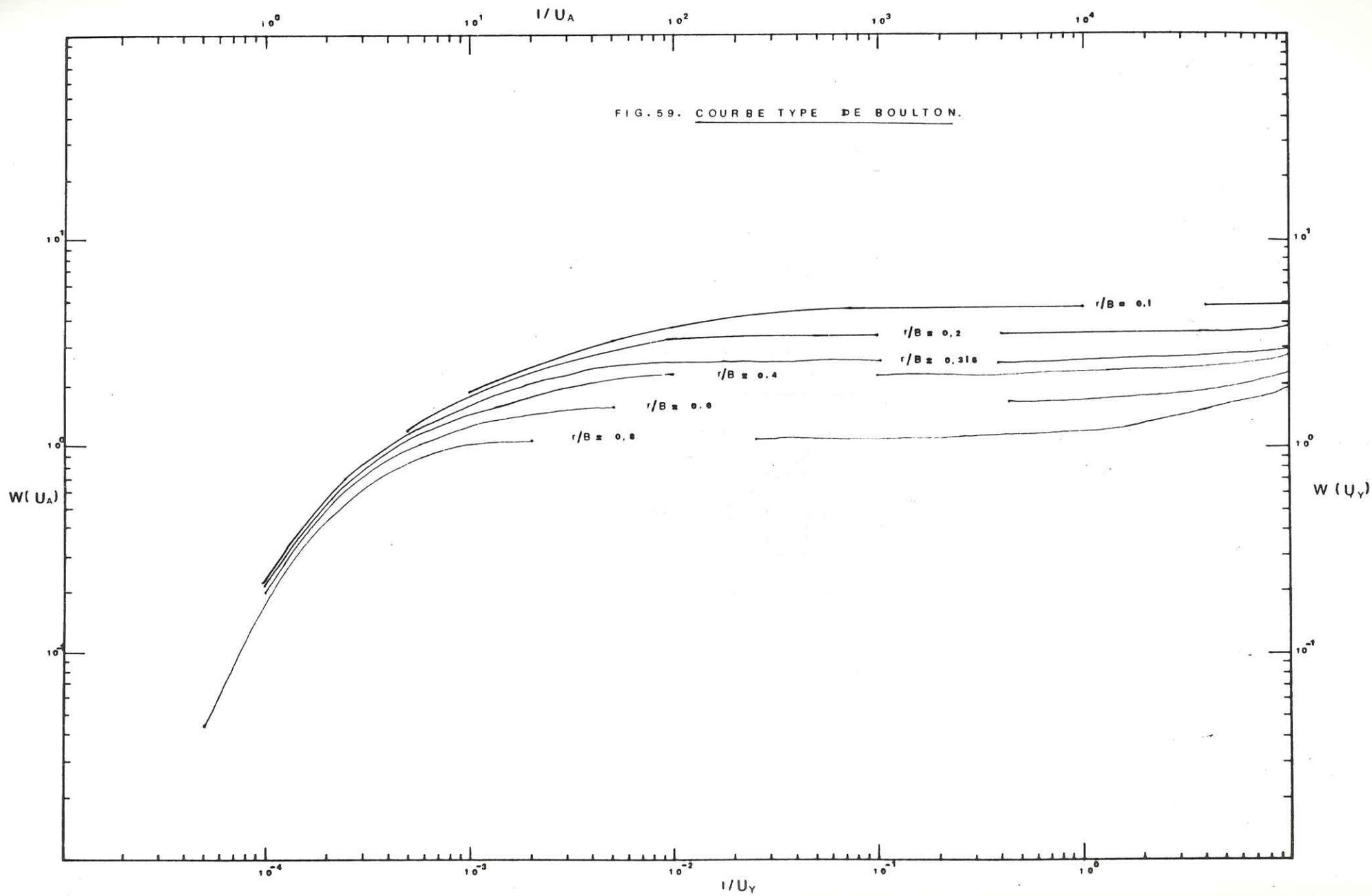


Fig. 60. $\alpha_{t_{wt}}$ en fonction de
 r/B selon Boulton

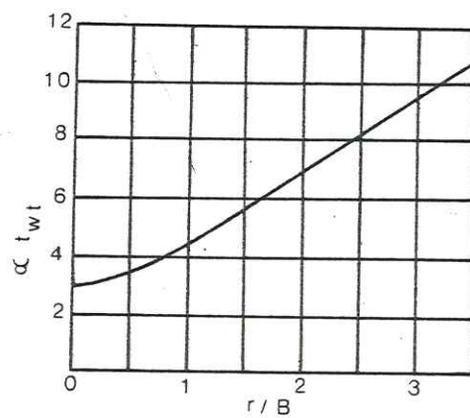


FIG. 61. DOULABYAI. COURBE DE RABATTEMENT.

$w(U_A) = 10^0$
 $l/U_A = 10^1$
 $S_A = 0,055$
 $t_A = 4,4$

$w(U_y) = 10^0$
 $l/U_y = 10^0$
 $S_y = 6,1$
 $t_y = 0,035$

$r/B = 0,4$

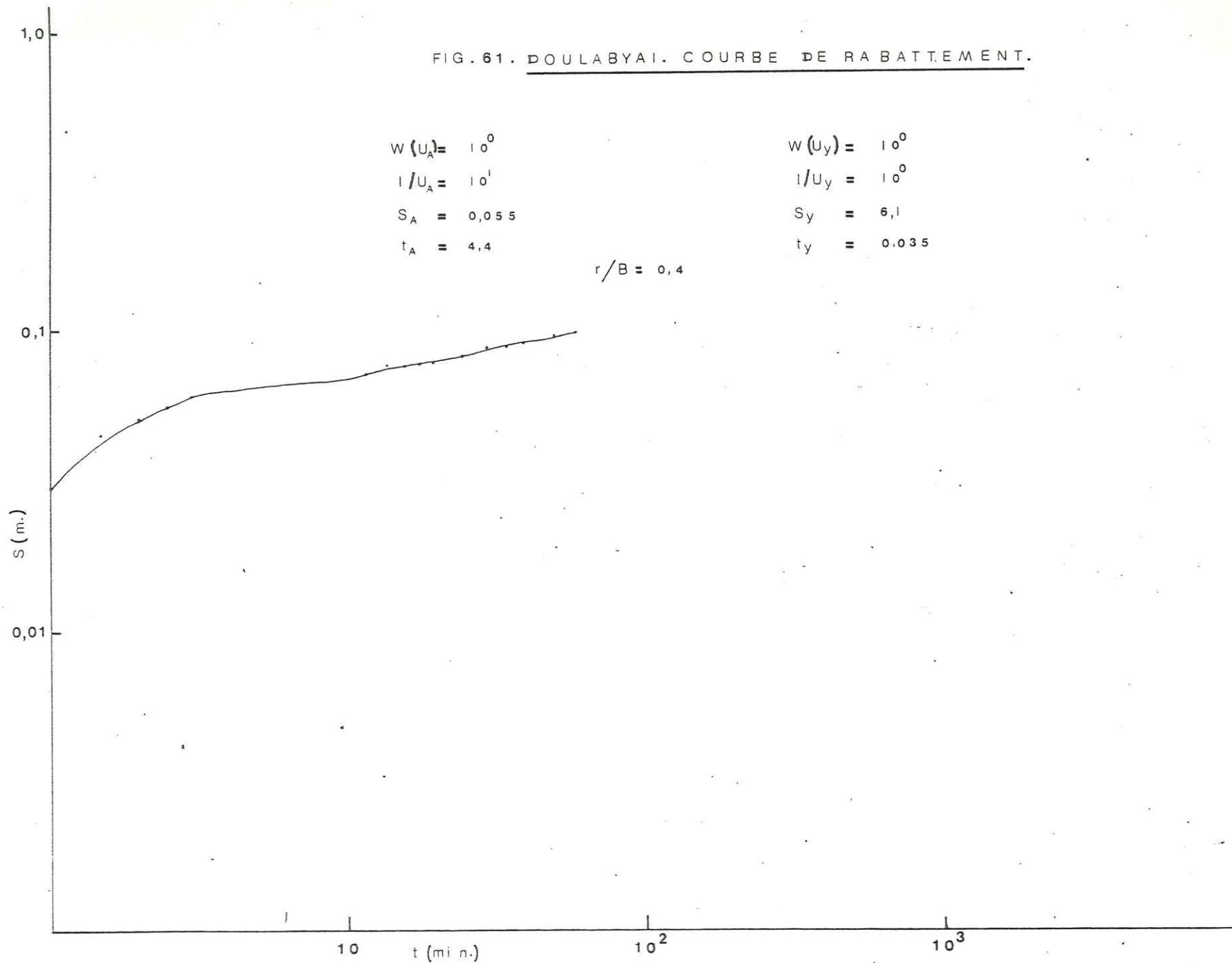


FIG. 62. DOUABYAI. COURBE DE RABATTEMENT.

$W U_A = 10^0$ $W U_y = 10^1$
 $l U_A = 10^1$ $l U_y = 10^{-1}$
 $S_A = 0,034$ $S_y = 0,34$
 $t_A = 5,6$ $t_y = 310$
 $r/B = 0,316$

139

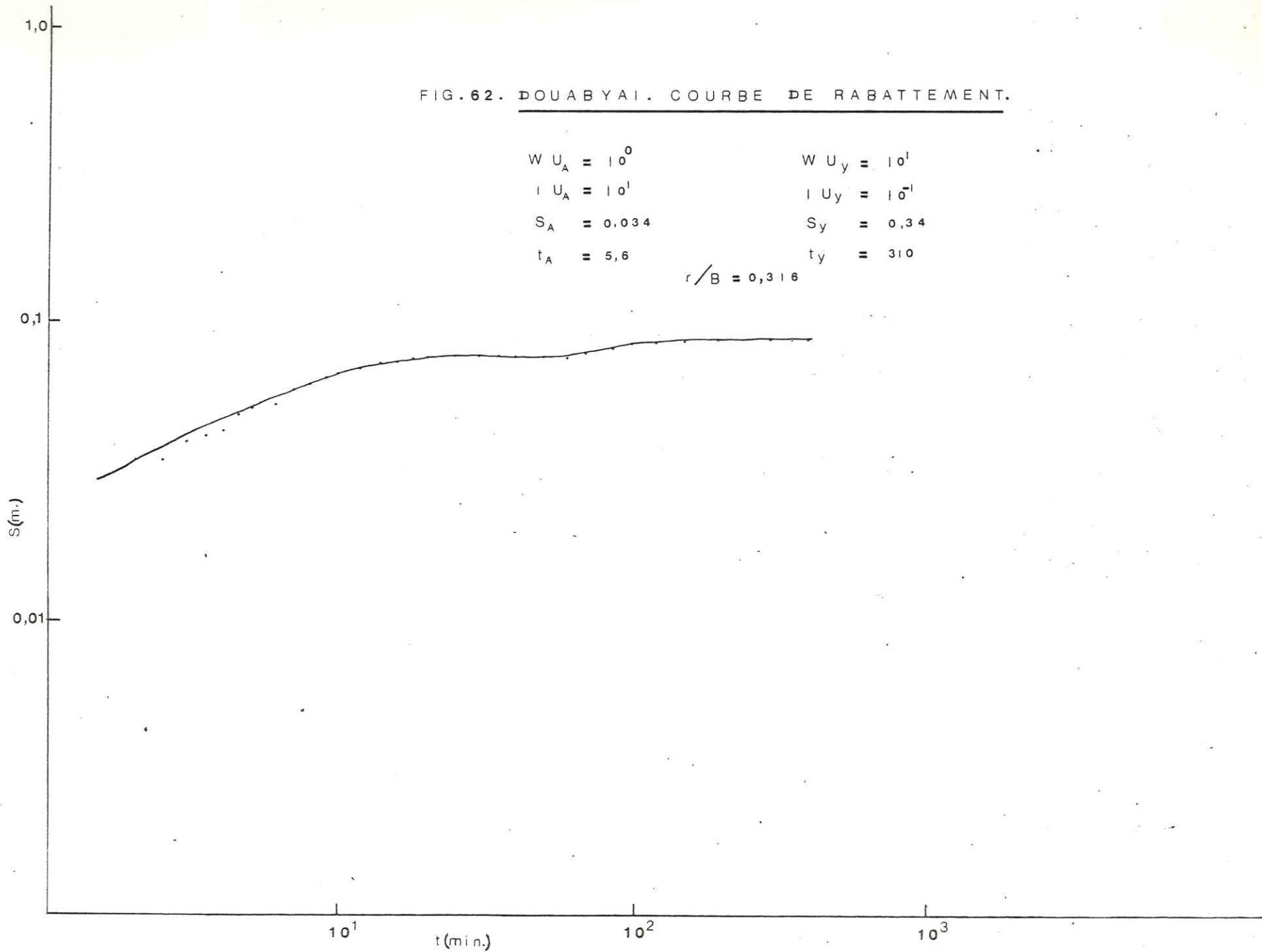
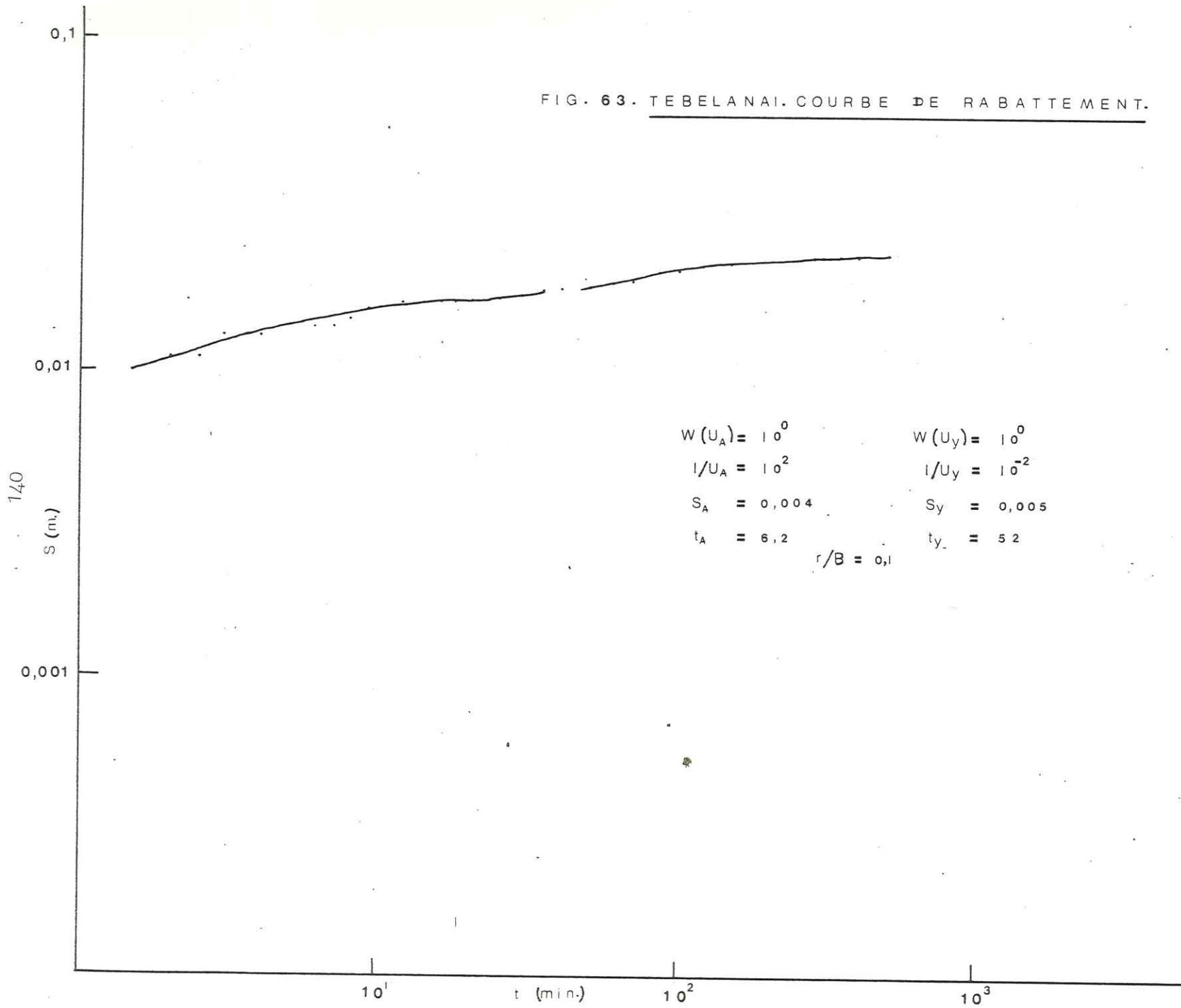


FIG. 63. TEBELANAI. COURBE DE RABATTEMENT.



$W(U_A) = 10^0$ $W(U_y) = 10^0$
 $l/U_A = 10^2$ $l/U_y = 10^{-2}$
 $S_A = 0,004$ $S_y = 0,005$
 $t_A = 6,2$ $t_y = 52$
 $r/B = 0,1$

FIG. 64. EGLIM. a. COURBE DE RABATTEMENT.

$W(U_A) = 10^0$ $W(U_y) = 10^0$
 $l/U_A = 10^1$ $l/U_y = 10^{-2}$
 $S_A = 0,0245$ $S_y = 0,036$
 $t_A = 5$ $t_y = 280$
 $r/B = 0,8$

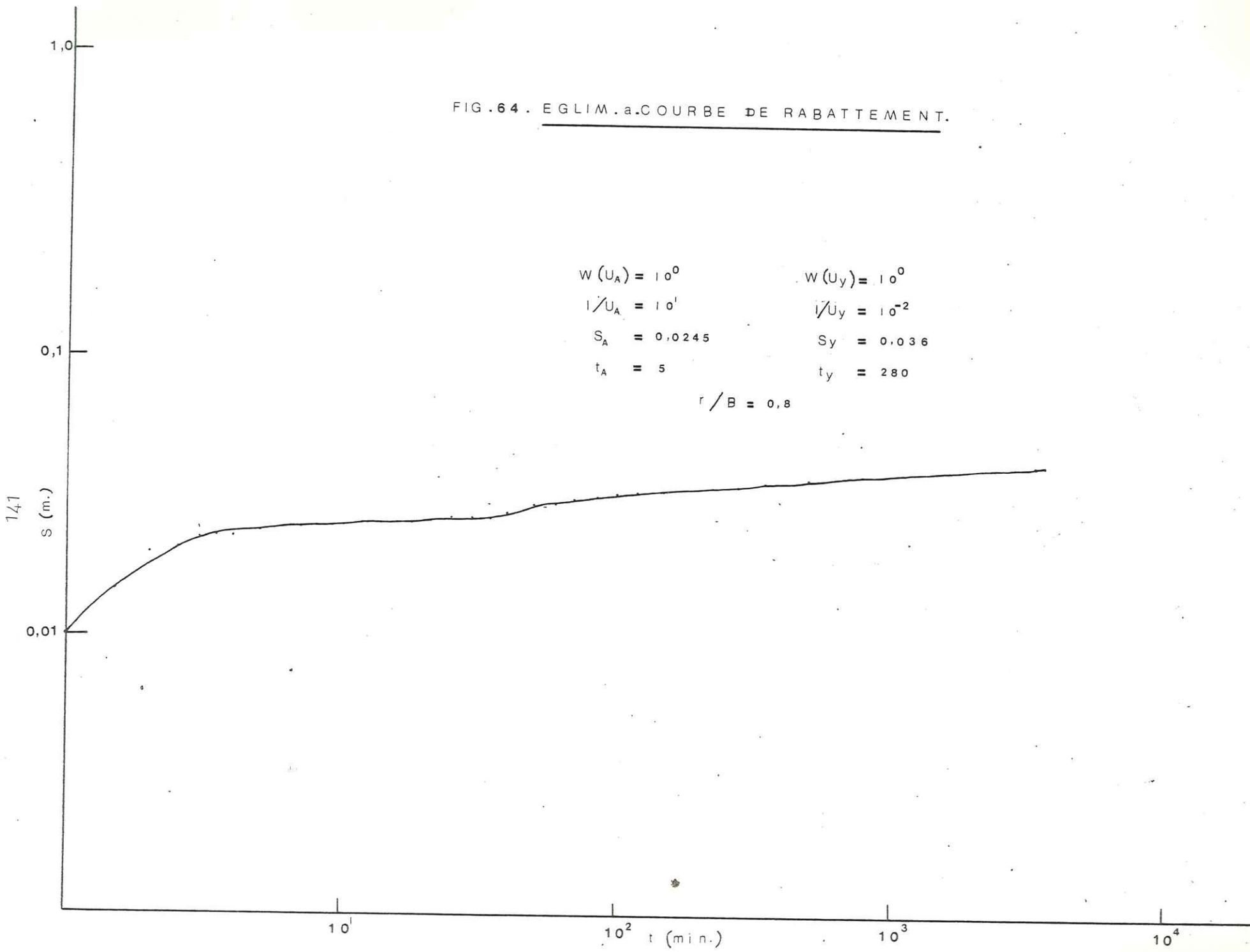


FIG. 65. EGLIM.b. COURBE DE RABATTEMENT.

$W(U_A) = 10^0$ $W(U_Y) = 10^0$
 $1/U_A = 10^1$ $1/U_Y = 10^1$
 $S_A = 0,021$ $S_Y = 0,027$
 $t_A = 4,5$ $t_Y = 330$
 $r/B = 0,8$

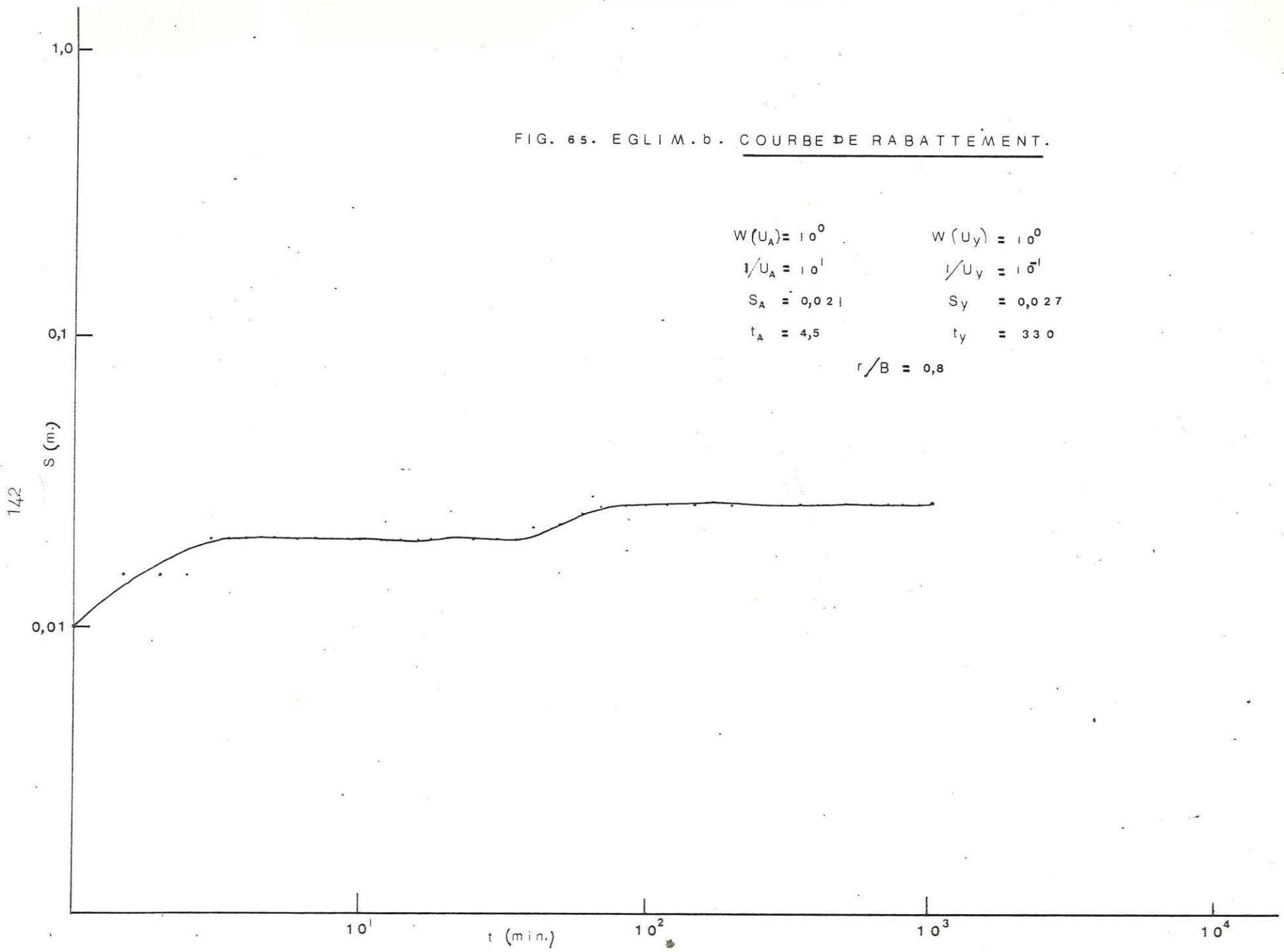


Tableau 23 : Résultats de l'application de la méthode de Boulton aux essais de pompage.

Point de Pompage	Distance d'observation (m)	r/B	B en m	1/UA	1/UY	W (UA)	W (UY)	s _A (m)	s _Y (m)	t _A (mn)	t _Y (mn)	T _A (m ² /j.)	T _Y (m ² /j.)	S _A	S _Y	α (jour ⁻¹)	t _{wt} (jours)
Doulabyai	9,28		23,2	10	1	1	1	0,055	0,035	4,4	6,1	347,4	545,9	0,0049	0,107	9,48	0,34
Doulabyai	9,42		29,81	10	0,1	1	10	0,034	0,34	5,6	310	562	562	0,0098	0,54	1,17	2,69
Tébélanai	9,5		95	100	0,1	1	1	0,004	0,005	6,2	52	4777	3821,6	0,0912	0,0611	6,93	0,43
Eglim	10,25		12,81	10	0,1	1	1	0,0245	0,036	5	280	686,3	467,1	0,0091	0,329	8,65	0,47
Eglim	9,91		12,38	10	0,1	1	1	0,021	0,027	4,5	330	800,7	622,8	0,102	0,58	7,00	0,56

Puits	Méthode de Theis		Méthode de Jacob		Méthode de Boulton	
	T (en m ² /s)	S	T (en m ² /s)	S	T (en m ² /s)	
Doulabyai (a)	5,26.10 ⁻³	0,058	9,23.10 ⁻³	0,007	5,17.10 ⁻³	22,83
Doulabyai (b)	1,06.10 ⁻²	0,074	1,12.10 ⁻¹	0,003	6,5.10 ⁻³	56,10
Krimbit	8,7.10 ⁻²	0,135	1,22.10 ⁻¹	0,21		
Tébélanai	1,08.10 ⁻²	0,263	4,75.10 ⁻²	0,023	4,97.10 ⁻²	1,67
Eglim (a)	1,0.10 ⁻²	0,125	3,27.10 ⁻²	0,014	6,67.10 ⁻³	37,1
Eglim (b)	1,62.10 ⁻²	0,135	1,57.10 ⁻²	0,028	8,24.10 ⁻³	6,68

144

Tableau 24: Valeurs de la transmissivité et du coefficient d'emmagasinement d'après les diverses méthodes utilisées.

- Calculer $1/\alpha$ en déterminant d'abord B à partir de la valeur de r/B et de la valeur correspondante de r, puis en portant les valeurs de B, S_Y et T dans l'équation

$$B = \sqrt{\frac{T}{\alpha S_Y}}$$

- Par la suite, les effets de l'égouttement gravitaire deviennent négligeables, et la courbe type Y se confond avec la courbe de Theiss. Déterminer le point de raccordement de la courbe type Y pour une valeur particulière de r/B en mesurant la valeur de αt_{wt} correspondant à cette valeur de r/B sur l'axe vertical de la courbe des indices de retard de Boulton (Fig.60).

* - Connaissant $1/\alpha$, calculer t_{wt} , le facteur t_{wt} représente le temps correspondant au point de rencontre de la courbe de rabattement, égale à la courbe type pour la valeur particulière de r/B et de la courbe de Theiss tracée sur la partie droite de l'abaque."

Les résultats de l'application de la méthode de Boulton sont fournis par les figures 61, 62, 63, 64 et 65 le tableau (23). Les valeurs de γ sont comprises entre 15 et 936,9, ce qui caractérise les conditions des nappes à débit retardé ou des nappes semi-libres. Les fortes valeurs de γ dans la région d'Eglim et de Tébélanai montrent que ces conditions sont plus marquées dans la partie aval du delta tandis que les faibles valeurs de γ dans la région de Krimbit montrent que les résultats de la méthode de Boulton y sont plus ou moins approximatifs.

La méthode de Boulton donne une transmissivité qui s'étage entre 345 m²/jour ($\approx 3,99.10^{-3}$ m²/s) et 4 777 m²/jour ($\approx 5,5.10^{-2}$ m²/s). ce qui traduit la forte hétérogénéité des nappes aquifères du delta de Tokar, ainsi que l'existence de plusieurs couches typiques de dépôts de la zone supradeltaïque d'un delta progradant. Les valeurs du facteur d'égouttement sont comprises entre 12,38 et 95 m, c'est la distance à partir de laquelle les effets de l'égouttement gravitaire deviennent négligeables. L'indice α de Boulton est de 1,17 à 9,48 jours et le temps t_{wt} , à partir duquel l'égouttement retardé cesse d'influer sur les rabattements, est compris entre 0,34 et 2,69 jours.

4.1.8.3. CONCLUSION GENERALE A L'ETUDE DES CARACTERES HYDRO-DYNAMIQUES DES AQUIFERES DU DELTA DE TOKAR

Les eaux souterraines du delta de Tokar se trouvent à une profondeur moyenne d'environ 7m. Elles s'écoulent vers le NNE et le NE; leur gradient hydraulique moyen est de l'ordre de 0,002. La nature hétérogène des dépôts deltaïques est traduite par une transmissivité très variée contrôlée par l'appareil de sédimentation. La transmissivité est faible, de l'ordre de 1.10^{-3} m²/s, dans les cuvettes et à l'aval du delta liée aux sédiments fins. Elle est plus forte (1.10^{-1} m²/s) à l'amont et dans les cordons littoraux liée aux sédiments plus grossiers. Le coefficient d'emmagasinement de l'ordre de 0,26 à l'amont du delta décroît jusqu'à 0,003 à l'aval et est aussi fonction du type de dépôt. Les conditions hydrauliques sont celles d'un aquifère libre à l'amont du delta qui devient plus en plus semi libre où un aquifère à débit retardé vers l'aval.

Pseudo-Captive

4.1.9. BILAN ET POSSIBILITES D'EXPLOITATION DE L'EAU DANS LE DELTA DE TOKAR

4.1.9.1. FLUCTUATIONS DU NIVEAU DE LA NAPPE

Les variations du niveau de la nappe sont enregistrées grâce au piézomètre installé par le "Rural Water Department" à Doulabayai depuis 1976.

D'autre part, nous avons pu observer les fluctuations du niveau de la nappe de l'amont jusqu'à l'aval du delta au cours de la période s'étalant de Février à Avril 1979 et qui correspond à la saison sèche entre les précipitations hivernales et les précipitations estivales. La figure (66) résume ces fluctuations qui atteignent 0,45 m à l'aval du delta et 3,0 m à l'amont.

4.1.9.2. DEBIT DE L'ECOULEMENT SOUTERRAIN

Il correspond à la quantité d'eau qui passe à travers une section totale de l'aquifère perpendiculaire à la direction d'écoulement des eaux souterraines. Il s'exprime par la formule de Darcy:

$$Q = T I L$$

où T = transmissivité en m^2/s ;

I = gradient hydraulique

L = largeur de la section en m.

A l'aide de cette formule, nous avons pu estimer l'alimentation d'eau souterraine - ou débit d'alimentation - vers le delta de Tokar ainsi que le débit de la décharge de la nappe vers la Mer Rouge.

a) Débit d'alimentation

A travers une section de 4 000 m de largeur située au niveau de Shiddin (amont du delta), nous avons calculé le débit d'alimentation:

- Débit d'alimentation en basses eaux (Q_1):

$$Q = T I L$$

où

$$T = 9,7 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}; \quad I = 0,0046; \quad L = 4 \text{ 000 m} \quad \dots \quad Q = 1,78 \text{ m}^2/\text{s}.$$

- Débit d'alimentation en hautes eaux (Q_2)

Nous ne connaissons pas l'épaisseur de l'aquifère, h mais nous pouvons estimer que h est comprise entre 40 et 100 m à l'amont du delta. On peut donc déduire la perméabilité, k , de la relation $T = kh$. D'où k serait égal à $2,4 \cdot 10^{-3}$ m/s lorsque h est 40 m, et k serait égal à $9,7 \cdot 10^{-4}$ m/s si h est 100 m.

$$Q_2 = k \cdot h_2 \cdot I \cdot L.$$

avec $k = 2,4 \cdot 10^{-3}$ m/s et $h_2 = 43$ m

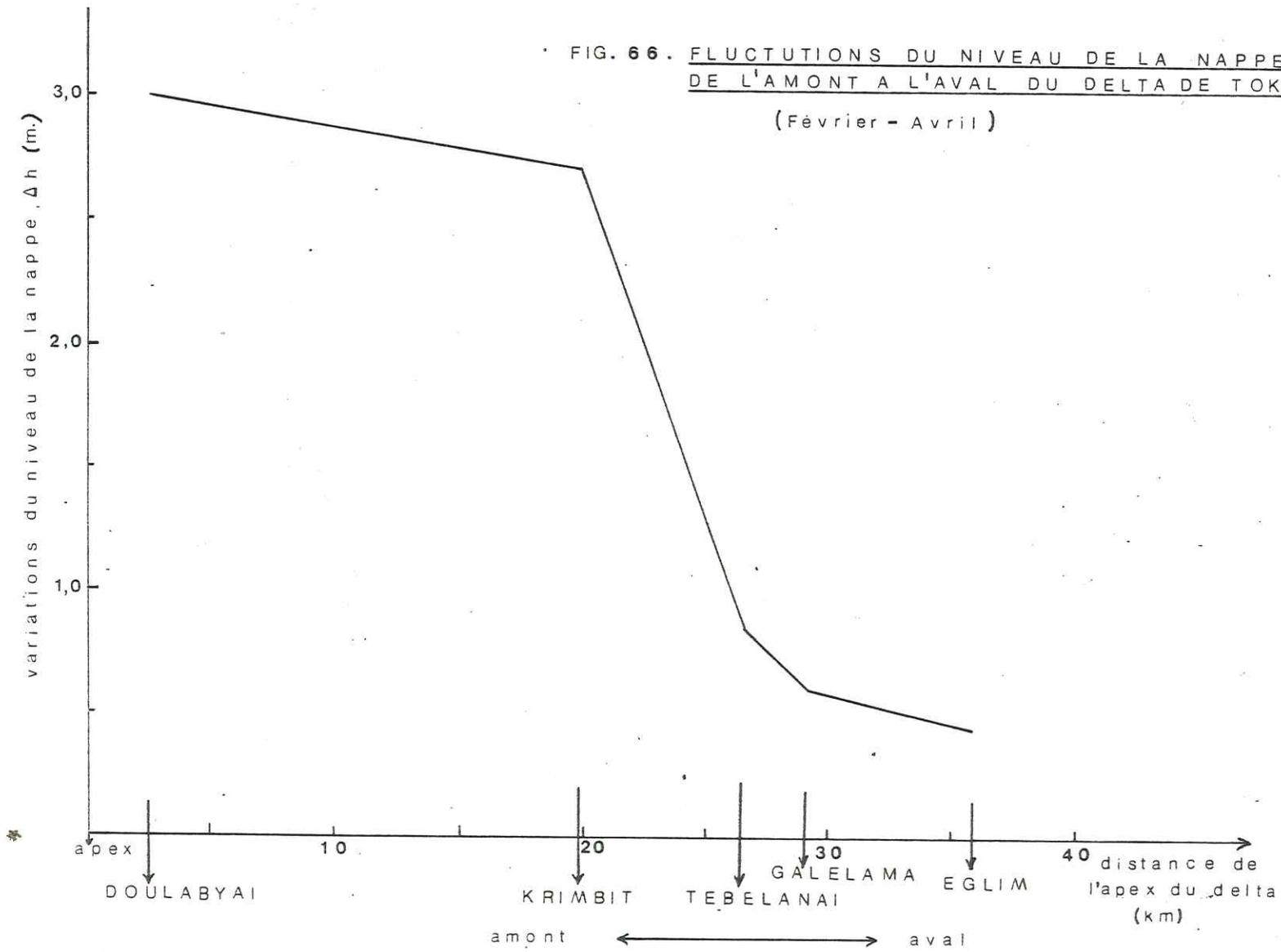
$$Q_2 = 1,898 \text{ m}^3/\text{s}$$

$k = 9,7 \cdot 10^{-3}$ m/s et $h_2 = 103$ m

$$Q_2 = 1,838 \text{ m}^3/\text{s}$$

FIG. 66. FLUCTUATIONS DU NIVEAU DE LA NAPPE,
DE L'AMONT A L'AVAL DU DELTA DE TOKAR.

(Février - Avril)



147

Ceci indique que même avec une telle variation en h , Q_2 ne change pas beaucoup.

Dans la première hypothèse ($h = 40$ m):

$$\Delta Q = Q_2 - Q = 0,118 \text{ m}^3/\text{s}$$

Dans la deuxième hypothèse ($h = 100$ m):

$$\Delta Q = Q_2 - Q = 0,058 \text{ m}^3/\text{s}$$

D'où nous estimons que ΔQ est compris entre ces deux valeurs donc de l'ordre de $0,088 \text{ m}^3/\text{s}$, soit $2,78 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$. Ce chiffre représente donc le débit d'alimentation souterrain annuel vers le delta de Tokar.

b) Débit de la décharge

A travers une section de $36\,250$ m de largeur située au niveau d'Eglim (aval du delta), nous avons calculé la décharge vers la Mer Rouge.

- Décharge en basses eaux (Q_d)

$$Q_d = T_d I_d L_d$$

où $T_d = 1,12 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$; $I_d = 0,0025$; $L_d = 36\,250$ m.

$$Q_d = 1,015 \text{ m}^3/\text{s}$$

- Décharge en hautes eaux (Q_{d_2})

De la même manière qu'à l'amont du delta, nous estimons que l'épaisseur de l'aquifère à l'aval du delta est comprise entre 200 et 300 m. D'où k est égal à $5,6 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$ lorsque $h_d = 200$ m, et k est égal à $3,73 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$ si $h_d = 300$ m.

$$Q_{d_2} = k_d \cdot h_{d_2} \cdot I_d \cdot L_d$$

avec $k_d = 5,6 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$ et $h_{d_2} = 200,45$ m.

$$Q_{d_2} = 1,0172 \text{ m}^3/\text{s}$$

avec $k_d = 3,73 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$ et $h_{d_2} = 300,45$ m

$$Q_{d_2} = 1,0156$$

Dans la première hypothèse : $\Delta Q_d = Q_{d_2} - Q_d = 0,0022 \text{ m}^3/\text{s}$

Dans la deuxième hypothèse : $\Delta Q_d = Q_{d_2} - Q_d = 0,0006 \text{ m}^3/\text{s}$

D'où nous estimons que Q_d est, très faible, et compris entre $6 \cdot 10^{-4}$ et $2,2 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}$. La moyenne de ces deux chiffres est $1,4 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}$ soit $4,42 \cdot 10^4 \text{ m}^3/\text{an}$, soit le débit de la décharge annuelle entre basses et hautes eaux.

4.1.9.3. Réserve régulatrice

Elle correspond au volume d'eau qui s'accumule temporairement au cours d'une année au dessus du niveau le plus bas atteint par la nappe. Nous pouvons l'estimer à partir de la formule

$$dv = dh \rho A$$

où

dh = variation du niveau de la nappe en m;

p = porosité efficace de l'aquifère

A = superficie en m²

Cette estimation n'est effectuée que pour la zone III (Fig.48) ou zone d'eau douce du delta, d'une superficie de 230 km². avec

$$dh = 1,5 \text{ m}; p = 16 \%; A = 230 \cdot 10^6 \text{ m}^2$$

$$dv = 55,2 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$$

Ce chiffre montre bien que l'alimentation annuelle, à la partie amont du delta, se fait à partir des eaux des crues. Il indique aussi que l'alimentation souterraine annuelle est négligeable par rapport aux infiltrations à travers la surface. En outre, ce chiffre correspond au maximum annuel d'eau libre de bonne qualité pouvant être exploitée dans le delta de Tokar.

4.2. LE DELTA HOSHIRI ET SON GLACIS

4.2.1. ANALYSE SEQUENTIELLE

4.2.1.1. LES SEQUENCES

Deux types de séquences apparaissent dans le delta Hoshiri et son glacis:

- une séquence détritique positive de haute à basse énergie, avec la suite: gravier, sable, silt. Les diastèmes correspondent à des surfaces d'érosion;

- une biséquence détritique d'abord positive, de haute à moyenne énergie, puis négative de moyenne à haute énergie, comportant la suite: gravier, sable, gravier. Les diastèmes représentent simplement des arrêts de la sédimentation.

4.2.1.2. LES COUPES

Cinq coupes ont été levées: une située dans la partie amont du delta et quatre dans le glacis.

a. Coupe du Delta.

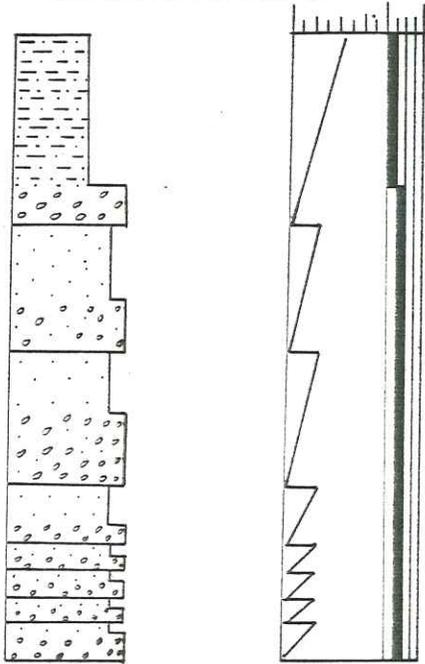
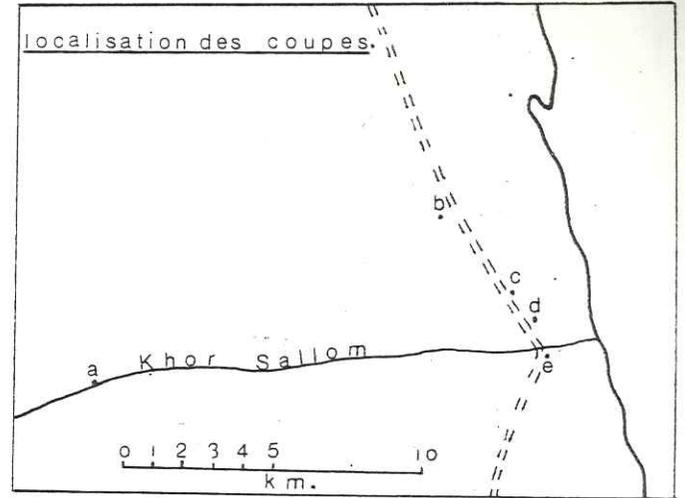
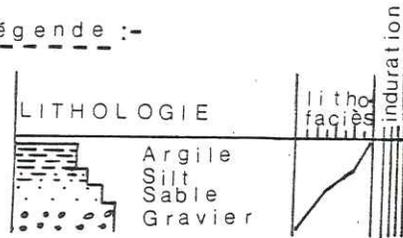
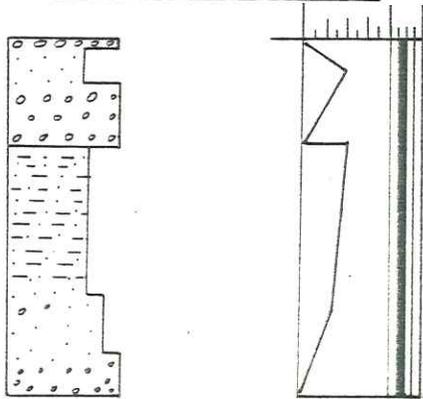


FIG. 67. ANALYSE SEQUENTIELLE DES
COUPES DU GLACIS et du DELTA
D'HOSHIRI.

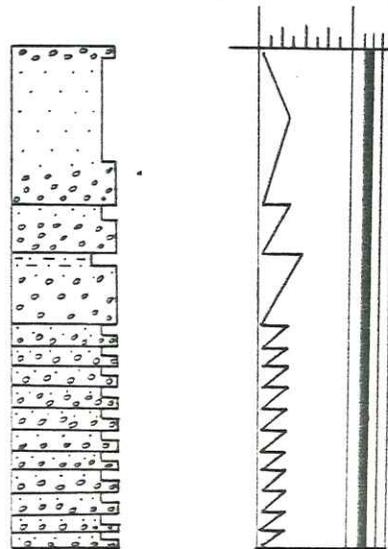
Légende :-



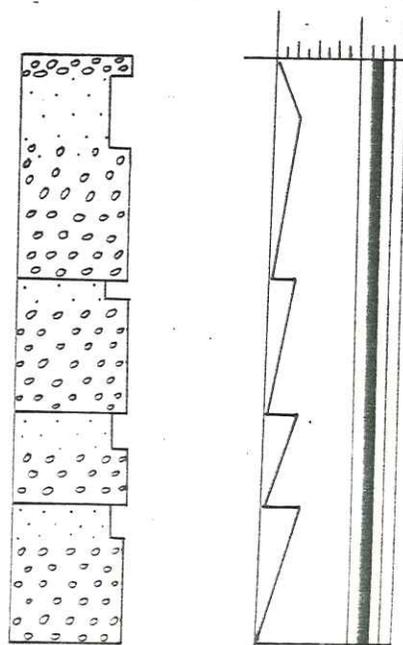
b. Coupe du glacis - a -



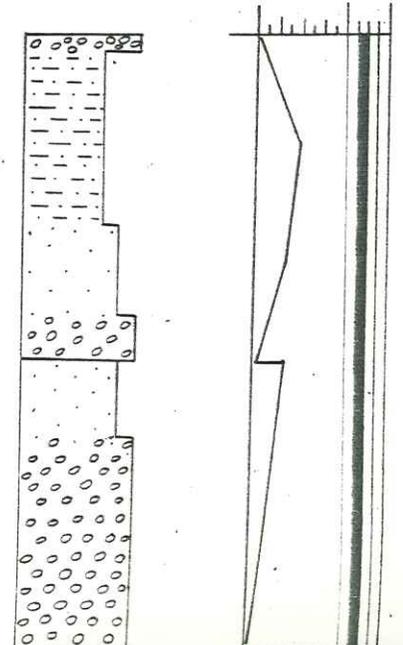
c. Coupe du glacis - b -



d. Coupe du glacis - c -



e. Coupe du glacis - d -



a) Coupe du delta (Fig. 67a)

Les lithofaciès : trois termes apparaissent dans cette coupe: un terme grossier de graviers polygéniques caractérisant un chenal un terme moyen sableux, à litage oblique et un terme fin, silteux, à litage horizontal. Les trois termes sont meubles et la coloration grise ne présente aucun caractère particulier. Les diastèmes correspondent à des surfaces d'érosion.

Conclusion - La sédimentation est de type fluviatile (braided rivers) comportant des dépôts de chenaux alternant avec des limons de débordement; les diastèmes représentent des arrêts saisonniers de la sédimentation suivis de reprises brutales, marquées par des figures d'érosion.

b) Coupe du glâcis (Fig. 67b, c, d, e)

Les lithofaciès : les quatre coupes présentent des séquences à deux termes: un terme grossier de graviers polygéniques provenant du Basement Complex du bassin versant du Khor Sallom; ce terme caractérise un dépôt de chenaux divagants.

un terme moyen, sableux, parfois à litage oblique.

Les diastèmes représentent des arrêts de sédimentation, parfois assortis de surfaces d'érosion. Vers leur sommet les coupes de glâcis sont remarquablement caractérisées par une biséquence positive puis négative, qui traduit une accentuation de la pente de l'aire de sédimentation au cours du Pléistocène, due à un mouvement de bascule du piédmont, lié à la tectonique de la Mer Rouge.

Conclusion - L'analyse séquentielle révèle une sédimentation de type "sheet flood" et chenaux divagants alimentée par des chasses d'eau brutales sur une surface dont la pente augmente en liaison avec la tectonique récente de la Mer Rouge.

4.2.1.3. CONCLUSION A L'ANALYSE SEQUENTIELLE DU GLACIS ET DU DELTA HOSHIRI

Le delta Hoshiri se trouve dans la même position tectonique que celle du delta de Tokar, c'est à dire situé sur une flexure, en bordure du rift mobile de la Mer Rouge et caractérisé par une pente forte ($\approx 0,01$).

L'analyse séquentielle révèle que:

Le glâcis s'est installé à l'Oligocène au moment du soulèvement des "Red Sea Hills"; la sédimentation est du type sheet flood et chenaux divagants.

Au Pléistocène un mouvement de bascule provoque une accentuation de la pente du glâcis et l'installation sur le rivage soudanais de la Mer Rouge, du delta Hoshiri dont la partie aérienne s'emboîte dans le glâcis. L'alluvionnement est le fait d'appareils fluviatile fortement compétents, saisonniers et torrentiels: alternance de dépôts grossiers et de limons de débordement, caractéristiques d'une chenalisation divagante.

4.2.2. GRANULOMETRIE DU GLACIS ET DU DELTA HOSHIRI

4.2.2.1. METHODE

La méthode est la même que celle pratiquée pour le delta et le glacis de Tokar. La figure (68) présente les lieux de prélèvement des échantillons.

4.2.2.2. RESULTATS ET INTERPETATIONS (Fig.69 et tableau 25)

a) Dimension absolue

Une représentation par le diagramme Q_1, Md, Q_3 (Doeglas 1968) permet de classer les sédiments du glacis et du delta Hoshiri en trois groupes (Fig.70):

- groupe des silts grossiers;
- groupe des sables se subdivisant en sables fins, moyens et grossiers
- groupe des graviers.

Dans le delta la médiane granulométrique décroît de l'amont vers l'aval (Fig.71). On ne constate aucune variation verticale à l'échelle de l'épaisseur du delta, tandis qu'à l'échelle de chaque séquence apparaît évidemment une décroissance verticale.

Dans le glacis se manifeste une décroissance granulométrique de l'Ouest vers l'Est, c'est à dire de l'amont vers l'aval, mais on ne constate aucune variation verticale générale.

b) Classement (Sorting)

Dans le delta les sédiments présentent des classements très variés, depuis le très mal classé jusqu'au très bien classé (tableau 25), ce qui est caractéristique des dépôts torrentiels quand ils sont accompagnés par des dépôts de débordement. Les sédiments du glacis sont en général moyennement classés et présentent une bimodalité très fréquente au niveau des silts, ce qui caractérise des dépôts d'épandage de type sheet flood et de cônes de déjection.

c) Asymétrie (Skewness)

L'indice d'asymétrie des sédiments du delta et du glacis est tantôt négatif, tantôt positif. Ceci traduit une fluctuation de l'énergie de l'agent de dépôt, donc une sédimentation saisonnière.

d) Angulosité (Kurtosis) et modalité (Maturity)

Sur le tableau 25 apparait le caractère bimodal très général des sédiments.

L'angulosité est plus grande aux queues des courbes de fréquences simples que dans leur partie centrale (Fig.69). Ceci confirme les conclusions tirées du classement et de l'asymétrie.

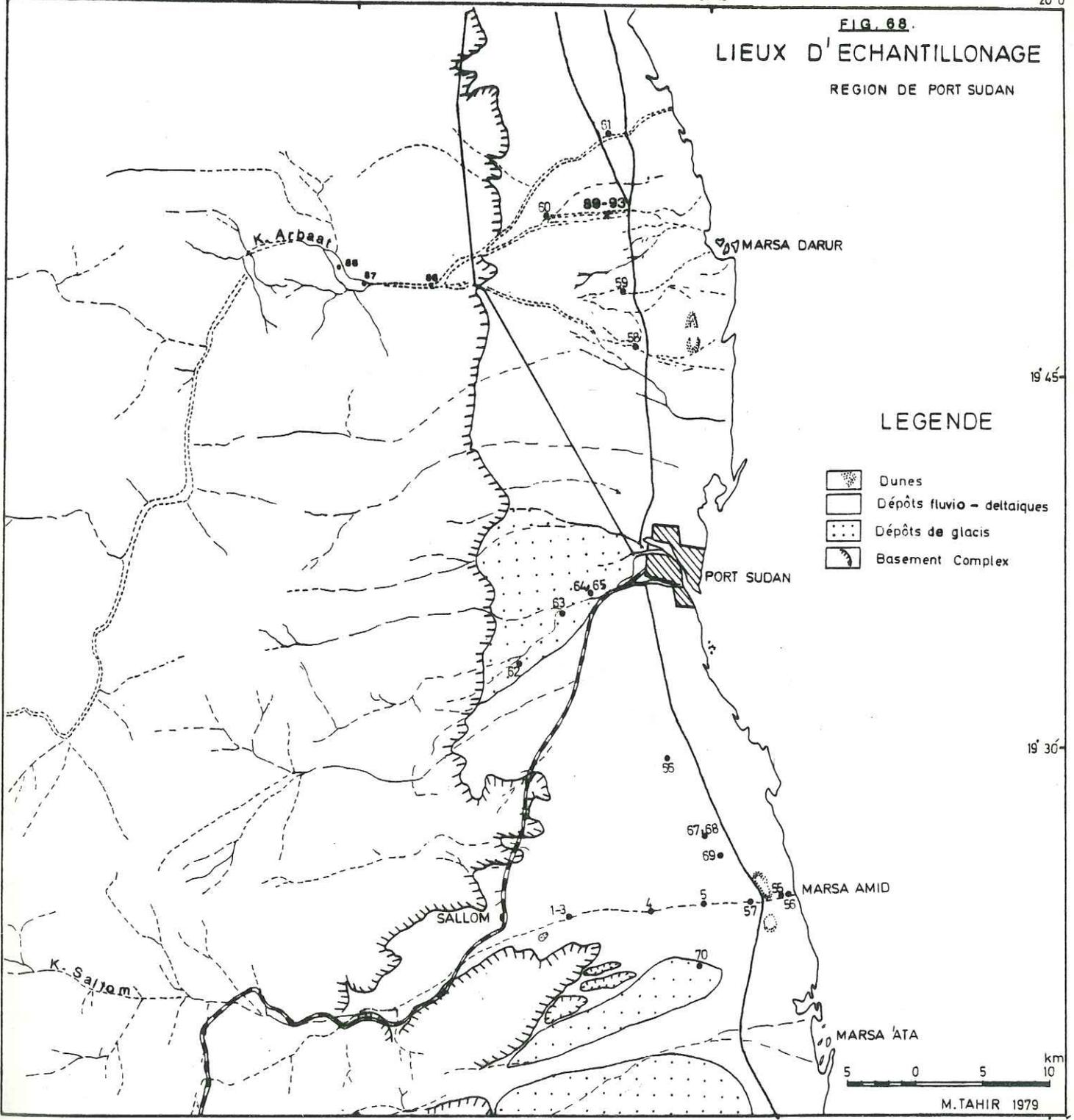
36° 45'

37° 0'

37° 15'

20° 0'

FIG. 88.
 LIEUX D'ECHANTILLONAGE
 REGION DE PORT SUDAN



19° 45'

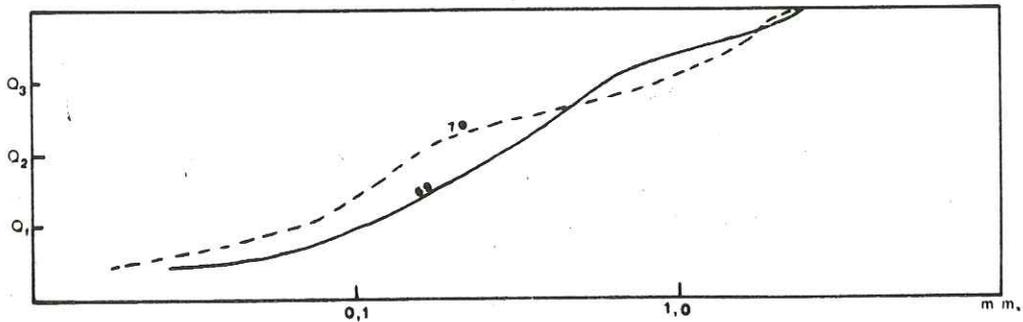
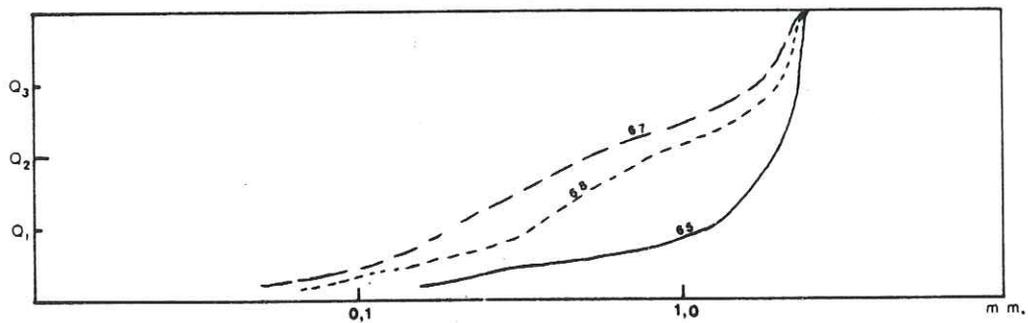
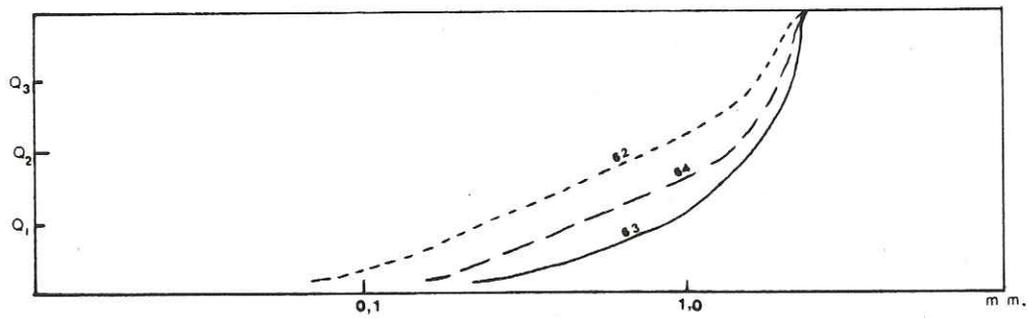
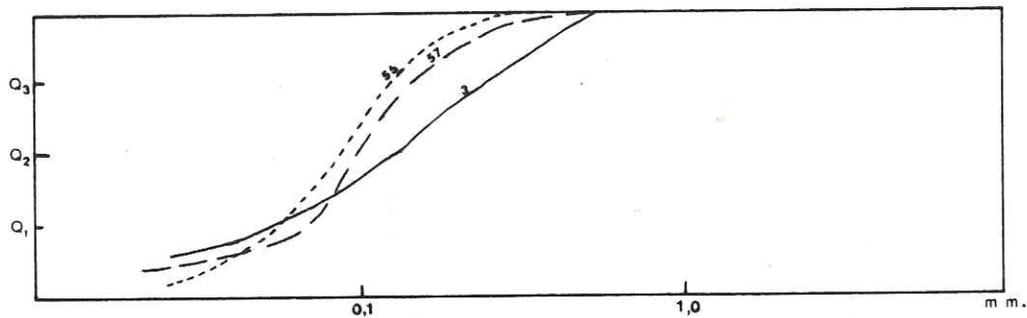
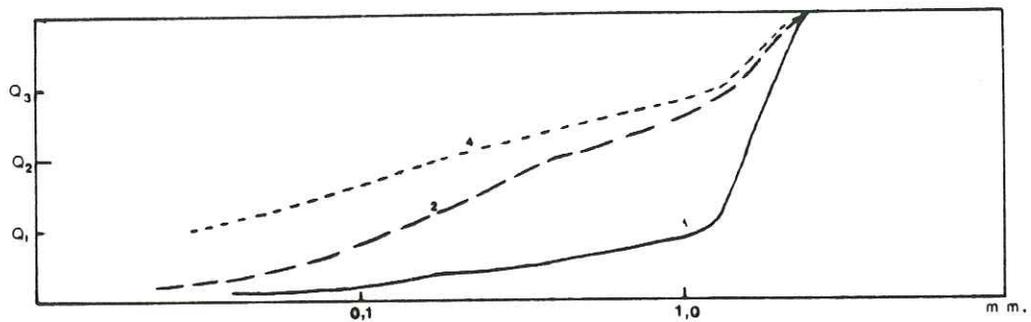
LEGENDE

-  Dunes
-  Dépôts fluvio - deltaïques
-  Dépôts de glaciais
-  Basement Complex

19° 30'

19° 15'

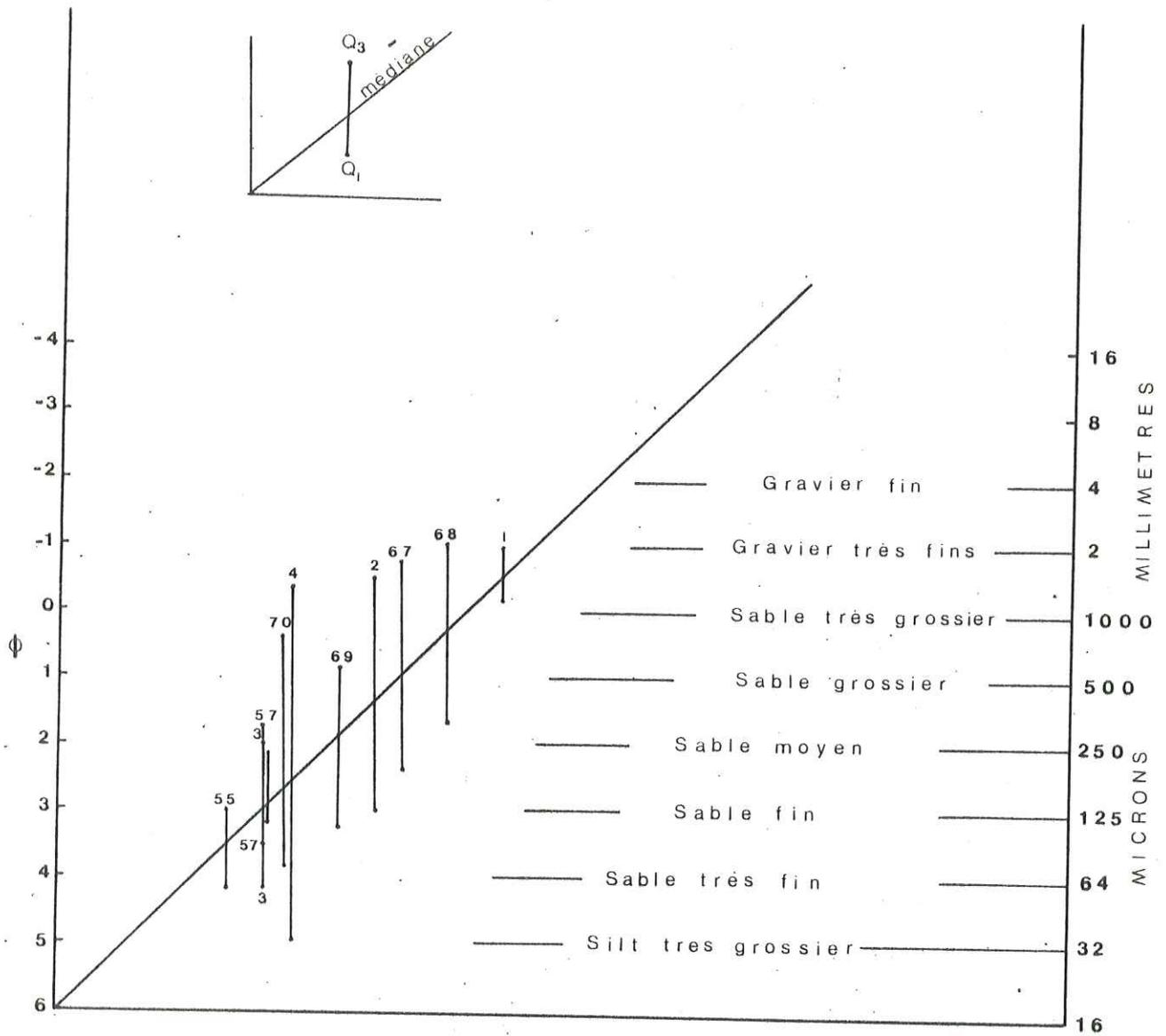
FIG. 69. GRANULOMETRIE DES SEDIMENTS DU GLACIS ET DU DELTA HOSHIRI.



N° Ech.	Référence de la courbe correspondante	P ₁₀	Q ₁	Q ₂	Q ₃	P ₉₀	Moyenne	Classement	Asymétrie	Angulosité
SEDIMENTS DU DELTA										
1		0,18	1,23	1,55	1,90	2,20	1,56	1,242	0,9727	0,1658
2		0,023	0,125	0,4	1,50	1,98	0,81	3,642	1,1718	0,1756
3		-	0,057	0,13	0,25	0,41	0,15	2,094	0,8432	
4		-	0,03	0,18	1,34	2,00	0,69	6,683	1,2407	0,4371
5		0,07	0,095	0,135	0,22	0,35	0,16	1,5217	1,1468	
55		0,024	0,056	0,088	0,127	0,174	0,092	1,5059	0,9184	0,2361
57			0,028	0,13	0,33	0,46	0,18	3,806	0,5302	
SEDIMENTS DU GLACIS										
67		0,095	0,20	0,53	1,75	2,23	0,98	2,958	1,2459	0,3629
68		0,12	0,37	0,86	2,10	2,38	1,24	2,382	1,0506	0,3827
69		0,027	0,11	0,28	0,60	1,5	0,36	2,335	0,8418	0,1663
70		0,018	0,07	0,16	0,82	1,7	0,45	3,422	2,422	0,2251

Tableau : Granulométrie du glacis et du delta Hoshiri

FIG. 70. CLASSIFICATION TEXTURALE DES SEDIMENTS
DU GLACIS et DU DELTA HOSHIRI.



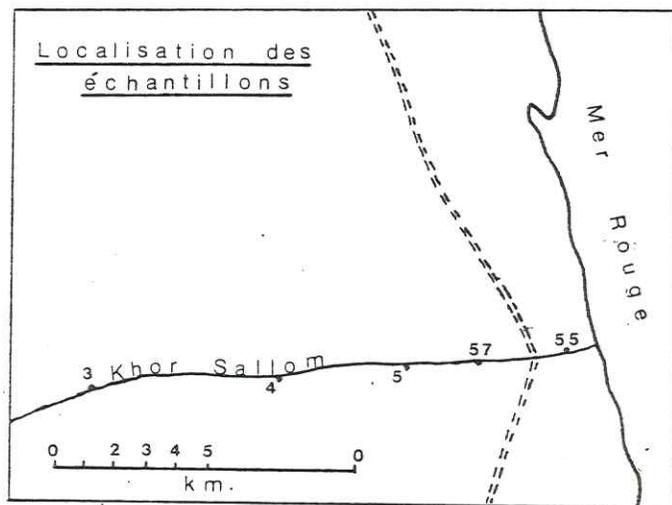
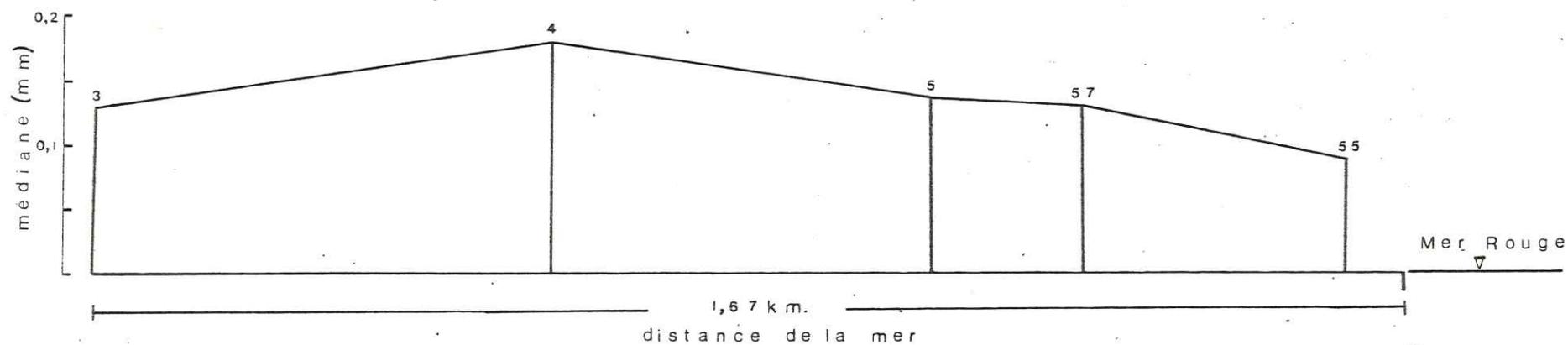


FIG. 71 . VARIATION HORIZONTALE DE LA
MEDIANE DES SEDIMENTS DU DELTA
HOSHIRI de l'amont vers l'aval .



4.2.2.3. CONCLUSION A L'ANALYSE GRANULOMETRIQUE DES
SEDIMENTS DU GLACIS ET DU DELTA HOSHIRI

Le delta est caractérisé par des dépôts fluviatiles de types torrentiel et par des dépôts de débordement ou de plaines d'inondations.

Le glacis est caractérisé par des dépôts de cônes de déjection et d'épandage de type sheet flood.

Le caractère saisonnier de la sédimentation dû à un climat tropical sec a entraîné de nombreux phénomènes d'érosion synsédimentaire et de remaniement.

4.2.3. MINERAUX LOURDS

4.2.3.1. METHODE

Nous avons appliqué la même méthode que celle utilisée pour les sédiments du glacis et du delta de Tokar.

4.2.3.2. RESULTATS ET INTERPRETATIONS

Les cortèges minéralogiques lourds des sédiments du glacis et du delta Hoshiri sont groupés d'après leur résistance à l'usure en quatre groupes (tableau 26):

Tableau 26 - Minéraux lourds du glacis et du Delta Hoshiri

N° échantillon	Fraction lourde en %	Ultrastables en %	Opaques en %	Anétastables en %	Anicas en %
1	7,7	-	13	87	-
2	9,8	-	16	84	-
3	2,4	2	20	78	-
4	4,5	2	14	84	-
5	0,4	4	10	86	-
55	0,3	7	10	63	20
57	3,5	5	5	80	10
66	1,7	-	15	85	-
67	4,0	-	10	90	-
68	1,4	5	10	85	-
69	0,8	5	15	80	-
70	2,5	10	15	75	-

- a) Minéraux ultrastables: rutile, tourmaline, zircon;
- b) Minéraux opaques: magnétite, ilménite, hématite;
- c) Minéraux métastables: pyroxènes, amphiboles, topaze, andalousite apatite, kaïnite;
- d) Micas.

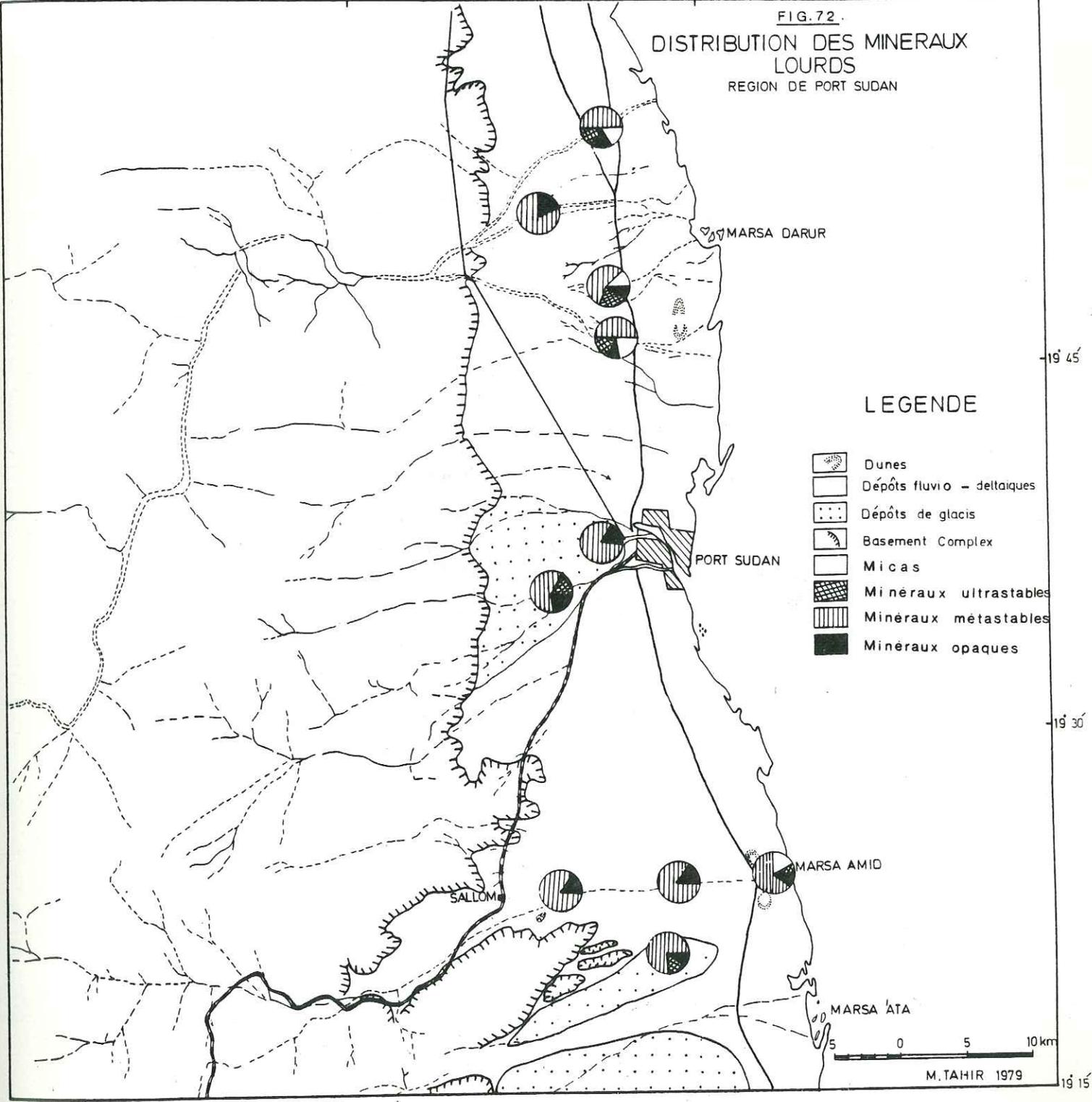
36° 45'

37° 0'

37° 15'

20° 0'

FIG. 72.
 DISTRIBUTION DES MINERAUX
 LOURDS
 REGION DE PORT SUDAN



LEGENDE

- Dunes
- Dépôts fluvi - deltaïques
- Dépôts de glaciés
- Basement Complex
- Micas
- Minéraux ultrastables
- Minéraux métastables
- Minéraux opaques

0 5 10 km

M. TAHIR 1979

19° 45'

19° 30'

19° 15'

De l'amont à l'aval du delta Hoshiri la proportion des minéraux opaques et des micas s'accroît en liaison étroite avec la décroissance de la granulométrie (Fig.72). Les ultrastables et les métastables ne montrent aucune variation particulière. Le glacis est caractérisé par l'absence des micas dans le cortège minéralogique lourd de ses sédiments.

4.2.3.3. CONCLUSION

Les sédiments du glacis et du delta Hoshiri sont modérément riches en minéraux lourds (0,8 - 9,8 %). La présence des micas caractérise les sédiments fins de la partie aval du delta, soulignant ainsi la faible agitation de ce milieu de dépôt. L'absence de micas caractérise les sédiments de glacis, marquant ainsi la turbulence des dépôts d'épandage et de cônes de déjection caractéristiques de cet appareil.

4.2. 4.2.4. MINÉRAUX ARGILEUX

4.2.4.1. METHODE

Nous avons adopté la même méthode d'analyse que pour les sédiments du glacis et du delta de Tokar, c'est à dire la diffractométrie -X sur plaques non orientées.

4.2.4.2. RESULTATS ET INTERPRETATIONS (tableau 27 et Fig.72).

N° Echantillon	MINÉRAUX				ARGILEUX		FELDSPATHS
	Illite	Kaolinite	Montmorillonite	Chlorite	Vermiculite		
1 } Delta	2	3	1	4	-	5	
2 } Delta	1	3	2	4	-	5	
68 } Glacis	3	2	1	4	5	6	
70 } Glacis	2	1+	3	4	5	6	

1+ = très abondant; 2 = abondant; 3 = présent; $\frac{5}{6}$ = traces.

Tableau 27: Analyse minéralogique de la fraction fine (< 2) des sédiments du glacis et du delta Hoshiri.

Dans le delta, l'association des minéraux argileux est semblable à celle du delta de Tokar: illite, montmorillonite, kaolinite et traces de chlorite; des traces de feldspaths apparaissent aussi dans les diagrammes.

Dans le glacis, la kaolinite occupe une place prépondérante, l'illite et la montmorillonite sont moins importantes et on observe des traces de vermiculite.

Tous ces minéraux sont des produits de l'altération du Basement Complex du bassin versant du Khor Sallom; la kaolinite témoigne d'un climat hydrolysant, l'illite d'une hydrolyse ménagée, la montmorillonite qui provient surtout des minéraux ferromagnésiens, apparaît dans les zones confinées et mal drainées et la vermiculite indique une hydrolyse des micas et des chlorites.

4.2.4.3. CONCLUSIONS

Le cortège argileux du glacis et du delta Hoshiri provient de l'altération du bassin versant du Khor Sallom; il témoigne d'un climat plus hydrolysant que celui observé plus au Sud dans le glacis et le delta de Tokar; un climat moyennement hydrolysant a régné pendant l'installation du glacis (Plio-Pléistocène) puis a évolué vers un climat moins hydrolysant, plus sec au cours duquel s'est constitué le delta.

4.2.5. EXOSCOPIE DES GRAINS DE QUARTZ DU GLACIS ET DU DELTA D'HOSHIRI

. Résultats et interprétations (Fig.73)

a) Le delta : échantillon 4

Photos 6321-6322 : grain polyédrique, valeur d'usure 4, à écailles de silice dans les eaux, anciennes cupules de chocs à gradient de polissage sur les arêtes, fleurs de silice cassées sur les faces planes, chocs mécaniques en croissant et fente de fracturation.

L'histoire de ce grain est:

- . transport torrentiel de haute énergie;
- . dépôt dans un milieu peu agité, fluviatile, de débordement de crue.

Photos 6323-6324 : grain peu évolué à coins arrondis, pellicule de silice, gradient de polissage sur les arêtes, fleurs de silice dans les dépressions, anciennes traces de chocs sur les surfaces planes.

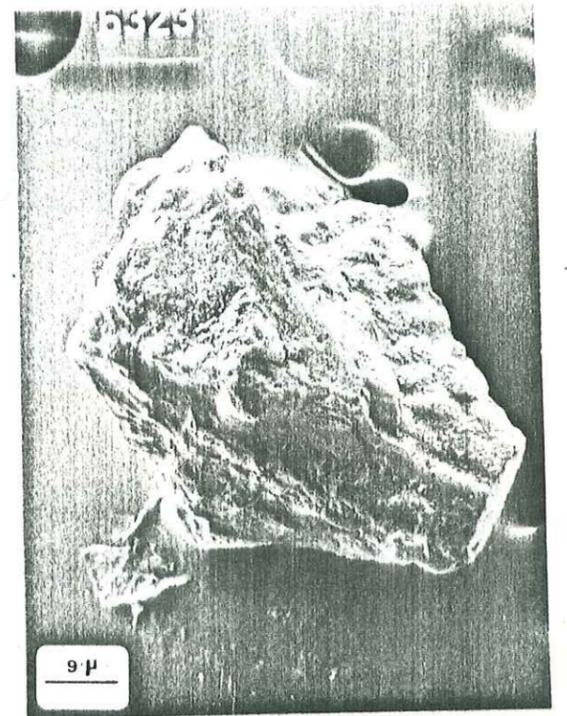
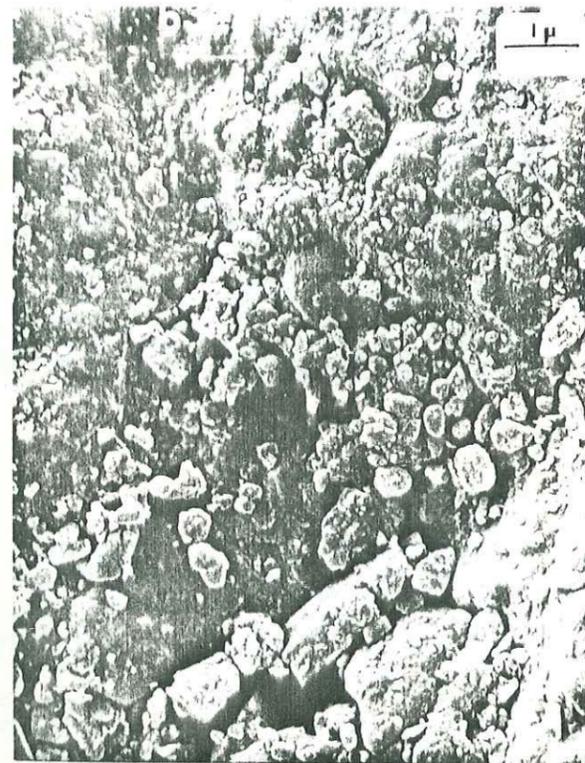
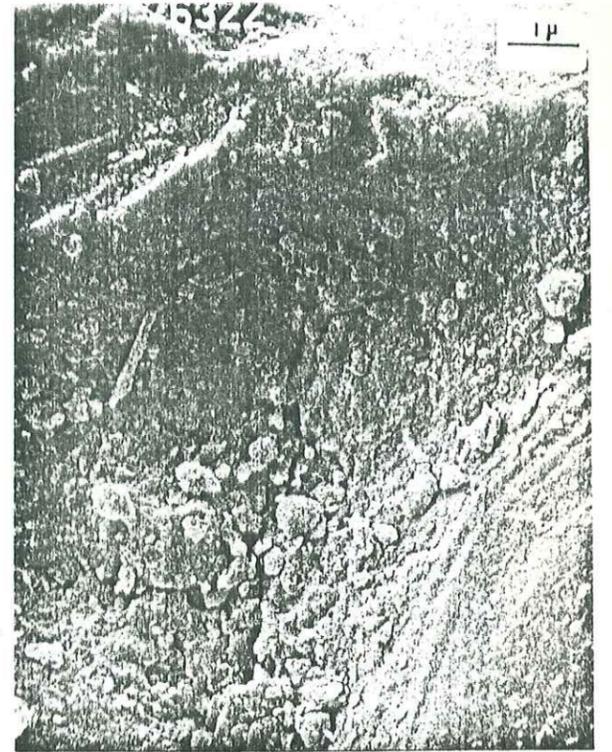
L'histoire de ce grain est:

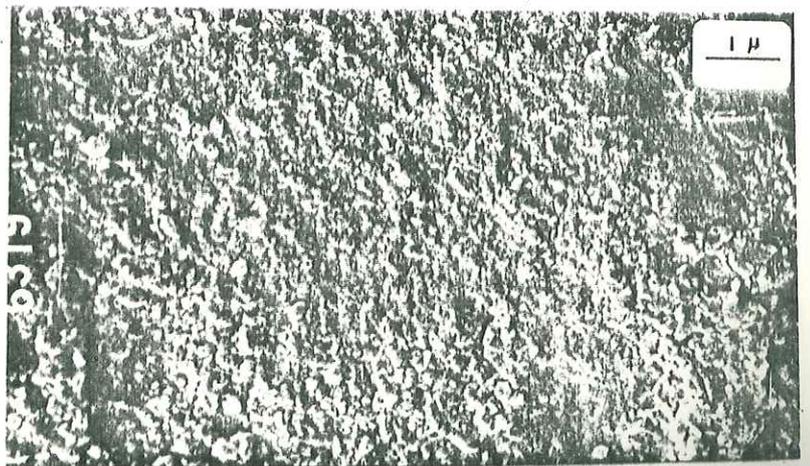
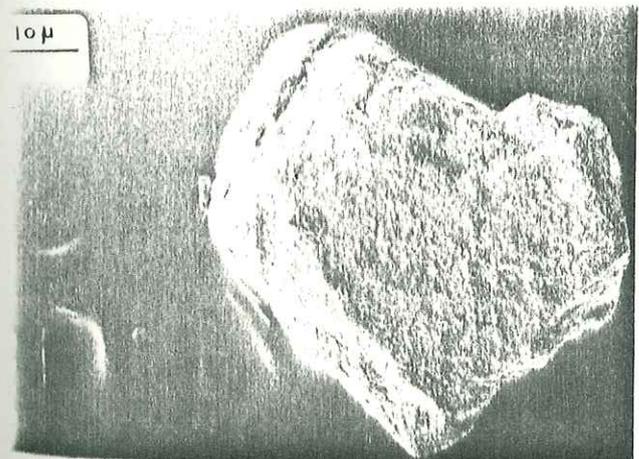
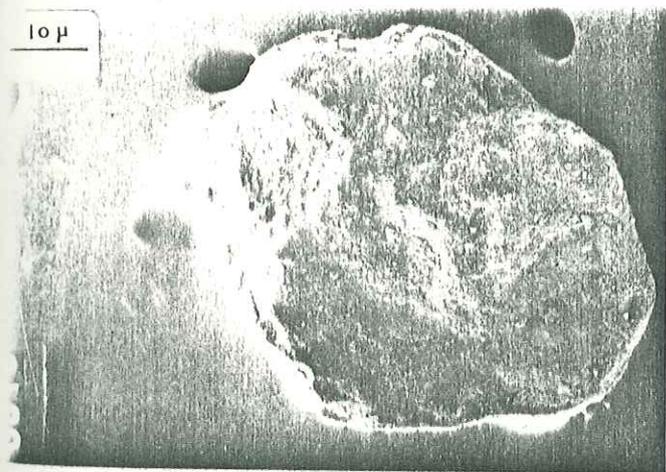
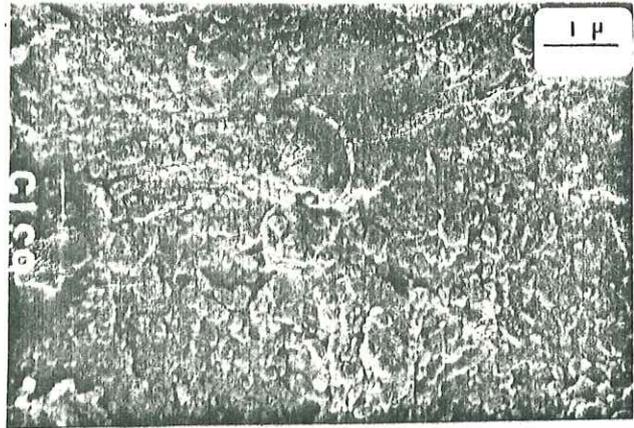
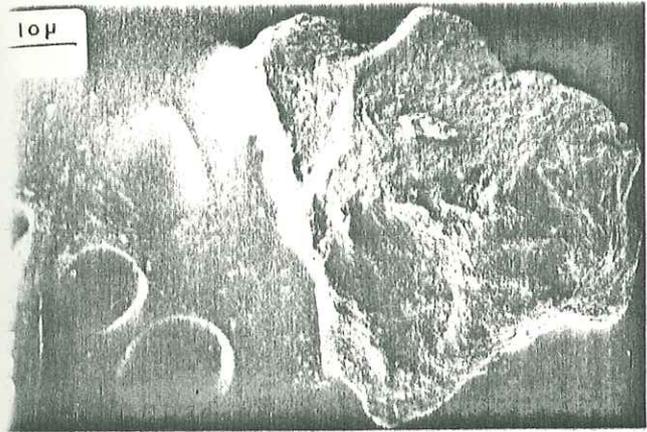
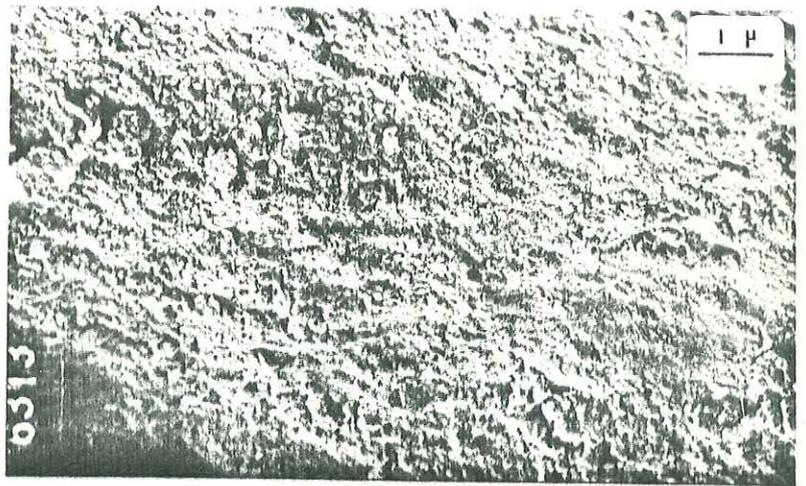
- . transport aquatique de haute énergie;
- . dépôt dans un milieu peu agité, plutôt confiné;
- . reprise de transport et dépôt.

b) Le glacis : échantillon 70

Photos 6312 - 6313 : grain à coins arrondis, anciennes traces de croissants de chocs sur une face plane, silicification finale très épaisse et abondantes fleurs de silice.

Fig.73 : Exoscopie des grains du quartz du glacis et du delta d'Hoshiri





L'histoire de ce grain est:

- . transport aquatique dans un milieu de haute énergie (torrentiel);
- . altération pédologique et amorphisation générale.

Photos 6316-6317 : grain à coins arrondis, anciennes traces de chocs en croissant et en V, amorphisation et dépôts siliceux globuleux épais, fleurs de silice, traces de chocs éoliens.

L'histoire de ce grain est:

- . transport brutal, torrentiel;
- . épisode terminal d'amorphisation sous un climat désertique.

Les grains des photos 6314-6315 et des photos 6318-6319 sont tout à fait semblables au grain précédent et ont la même histoire que lui.

4.2.6. HYDROLOGIE

Les précipitations sur le bassin versant du Khor Sallom et le delta Hoshiri se produisent pendant la période estivale, de Juin à Août et, sur le littoral, en Décembre - Janvier. Ces précipitations provoquent un ruissellement de courte durée. Le débit du Khor Sallom n'ayant jamais été mesuré, les renseignements hydrauliques précis pour ce cours d'eau nous font défaut.

4.2.6.1. EVAPOTRANSPIRATION

Deux stations météorologiques, Gebeit et Erkowit, situées dans le bassin versant du Khor Sallom permettent de calculer l'évapotranspiration de ce bassin. Le tableau 28 donne les températures moyennes mensuelles et les températures moyennes annuelles.

Tableau 28 Températures moyennes mensuelles et annuelles du bassin versant du Khor Sallom en degré c°

Stations	M O I S												Moyenne annuelle
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Erkowit	16,5	16,3	18,6	21,5	25,4	23,5	28,1	28,0	28,1	23,7	20,4	18,4	22,4
Gebeit	19,5	19,5	25,1	24,5	28,1	30,9	30,9	30,7	30,0	25,8	23,1	20,9	25,5
Moyenne	18,0	17,9	21,85	23,0	26,75	27,2	29,50	29,35	29,05	24,75	21,75	19,65	23,95

a) Evapotranspiration potentielle

- Formule de Thornthwaite

$$E_p = 1,6 \left(\frac{10^{\theta}}{I} \right)^a$$

E_p = Evapotranspiration annuelle en mm;

θ = Température moyenne annuelle en degré C

I = Indice de chaleur: somme de 12 indices mensuels i ,

$$i = \left(\frac{\theta}{5} \right)^{1,514}$$

$$a = 675 \times 10^{-9} \times I^3 - 771 \times 10^{-7} \times I^2 + 1792 \times 10^{-5} \times I + 0,4294$$

Pour résoudre cette formule nous avons suivi les mêmes étapes que celles décrites pour le bassin du Khor Baraka (voir 4.1.6.2.).

Les résultats figurent sur le tableau 29.

Tableau 29: Evapotranspiration potentielle du bassin du Khor Sallom d'après la méthode de Thornthwaite.

Mois	Température moyenne mensuelle (°C)	Indice mensuel de chaleur	Ep non corrigée (en mm)	Coefficient de correction	Ep corrigée (en mm)
Janvier	18,0	6,95	66	0,95	62,7
Février	17,9	6,90	65	0,90	58,5
Mars	21,85	9,32	93	1,03	95,8
Avril	23,0	10,08	102	1,05	107,1
Mai	26,75	12,66	137	1,13	154,8
Juin	27,2	12,99	140	1,11	155,4
Juillet	29,5	14,69	158,9	1,14	181,1
Août	29,35	14,58	157	1,11	174,3
Septembre	29,05	14,35	155,5	1,02	158,6
Octobre	24,75	11,26	117	1,00	117,0
Novembre	21,75	9,26	92	0,93	85,6
Décembre	19,65	7,94	76	0,94	71,4
Indice annuel de chaleur I = 130,98			Evapotranspiration potentielle annuelle = Ep =1422,3 mm		

$$I = 130,98$$

$$Ep = 1\ 422,3\ \text{mm}$$

b) Evapotranspiration réelle

Elle est calculée à l'aide de la formule de

Coutagne:

$$Er = P - \lambda P^2 \quad \text{avec} \quad \lambda = \frac{1}{0,8 + 0,14T}$$

Er = Evapotranspiration réelle en m;

P = Précipitations annuelles en m;

T = Température moyenne annuelle en degrés C avec

$$\lambda = 0,24, \quad P = 0,114\ \text{m}$$

$$Er = 0,110\ \text{m soit } 96,5\ \% P$$

Cette estimation situe l'évapotranspiration du bassin du Khor Sallom à 96 % des précipitations.

4.2.6.2. BILAN D'EAU (tableau 30)

Nous avons essayé d'établir le bilan d'eau du Khor Sallom à partir des précipitations et de l'évapotranspiration potentielle (Ep) mensuelle. Tous les mois l'évapotranspiration potentielle (Ep) est supérieure aux précipitations (P).

Mois	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	Annuelle
Evapotranspiration Potentielle (Ep)	181,1	174,3	158,6	117,0	85,6	71,4	62,7	58,5	95,8	107,1	154,8	155,4	1422,3
Précipitations (P)	25,5	30,0	7,5	10,0	13,0	13,0	21,5	8,0	1,5	5,5	9,0	3,5	148
P - Ep	-155,6	-144,3	-151,1	-107	-72,6	-58,4	-41,2	-50,5	-94,3	-101,6	-145,8	-151,9	-1274
Evapotranspiration Réelle (Er)	25,5	30,0	7,5	10,0	13,0	13,0	21,5	8,0	1,5	5,5	9,0	3,5	148
Variations des réserves	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Tableau 30 : Bilan d'eau du bassin versant du Khor Sallom d'après les moyennes des stations de Gebeit et d'Erkowitz.

Poursuite on n'a pas de réserves en sous-sol et l'évapotranspiration réelle (Er) devient égale aux précipitations (P). La saturation du sous-sol et les écoulements de surface ne se produisent qu'en périodes de crues Octobre-Février, Juillet-Août, liées aux averses.

Dans l'ensemble le bilan annuel est donc déficitaire; l'infiltration n'ayant lieu dans le bassin versant que dans le lit du Khor. Les totaux annuels de ce bilan sont:

- . Précipitations annuelles moyennes = 148 mm
- . Evapotranspiration potentielle annuelle moyenne = 1 422 mm
- . Evapotranspiration réelle annuelle moyenne = 148 mm
- . Déficit d'eau = 1 274 mm

Le delta Hoshiri n'est donc alimenté que pendant les périodes pluviales de crues.

4.2.7. POSSIBILITE D'EXPLOITATION DU DELTA HOSHIRI ET DU KHOR SALLOM

Deux puits réalisés dans les sédiments du Khor Sallom fournissent des eaux potables mais dures et leur débit est inconnu. Malgré cela, les données hydrauliques du delta et du Khor Sallom sont incomplètes et, de ce fait, l'évaluation des possibilités d'exploitation est impossible. Une étude concernant la qualité et la quantité exploitable des eaux du Khor Sallom et du delta Hoshiri devra donc être réalisée.

4.3. LE DELTA D'ARBAAT ET SON GLACIS

4.3.1. ANALYSE SEQUENTIELLE

4.3.1.1. LES SEQUENCES

Les sédiments du delta d'Arbaat présentent deux types de séquences:

- des séquences détritiques positives de haute à basse énergie: graviers, sables, silts;
- des séquences détritiques positives de haute à moyenne énergie: graviers, sables.

Les sédiments du glacis sont caractérisés par:

- des séquences détritiques positive de haute à moyenne énergie: graviers, sables;
- des biséquences détritiques de haute à moyenne puis à haute énergie: graviers, sables, graviers.

4.3.1.2. LES COUPES

a) Coupe du delta (Fig.74a)

Les lithofaciès comportent trois termes: un terme grossier graveleux, un terme moyen sableux à litage oblique et un terme fin silteux à litage horizontal. La couleur est généralement grise, mais le terme fin présente des couleurs brunâtres à kaki.

Les diastèmes correspondent à des surfaces d'érosion.

Conclusion - La sédimentation est de type fluviatile, de chenalisation divagante avec des dépôts de débordement. Les séquences traduisent une sédimentation saisonnière; les diastèmes correspondent à des arrêts de sédimentation et sont accompagnés de surfaces d'érosion.

b) Coupe du glacis (Fig.74b)

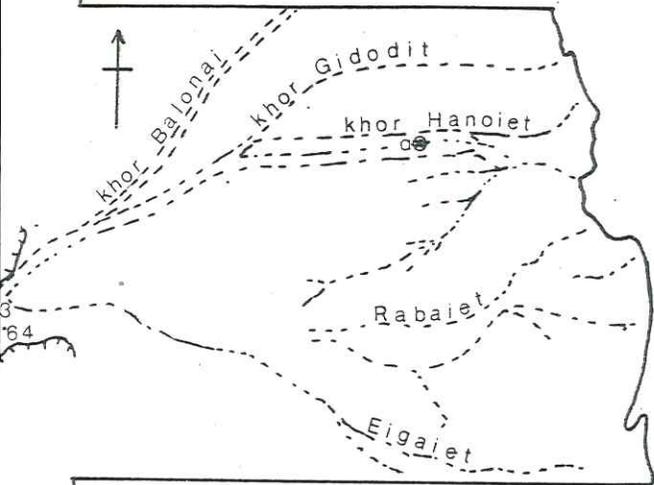
Les lithofaciès - le glacis est caractérisé par:

- un terme grossier graveleux;
- un terme moyen sableux.

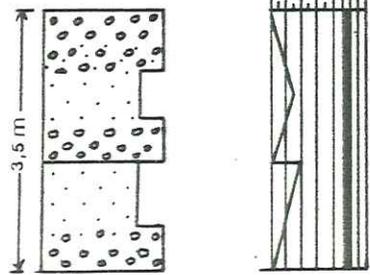
Les deux termes sont gris et aucune figure sédimentaire n'a été observée sur cette coupe. Les diastèmes s'accompagnent de surfaces d'érosion.

En conclusion le glacis d'Arbaat est construit par des dépôts du type de cônes de déjection; la biséquence au sommet de la coupe montre une accentuation de la pente au cours du Pléistocène, causée par un mouvement de bascule en liaison avec le rift de la Mer Rouge.

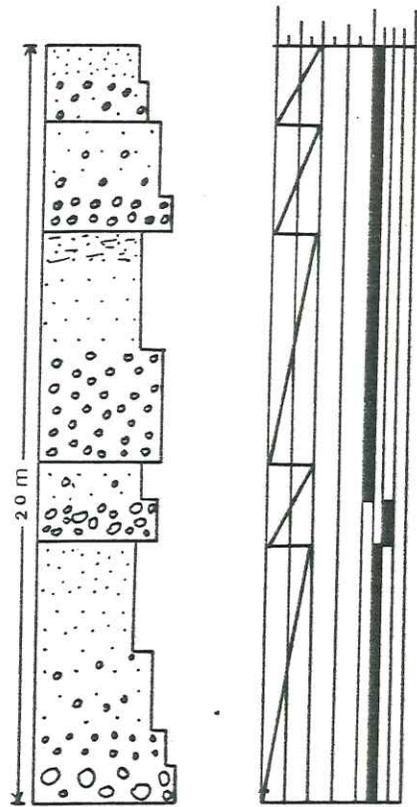
FIG. 74 . ANALYSE SEQUENTIELLE DU DELTA
ET DU GLACIS D'ARBAAT



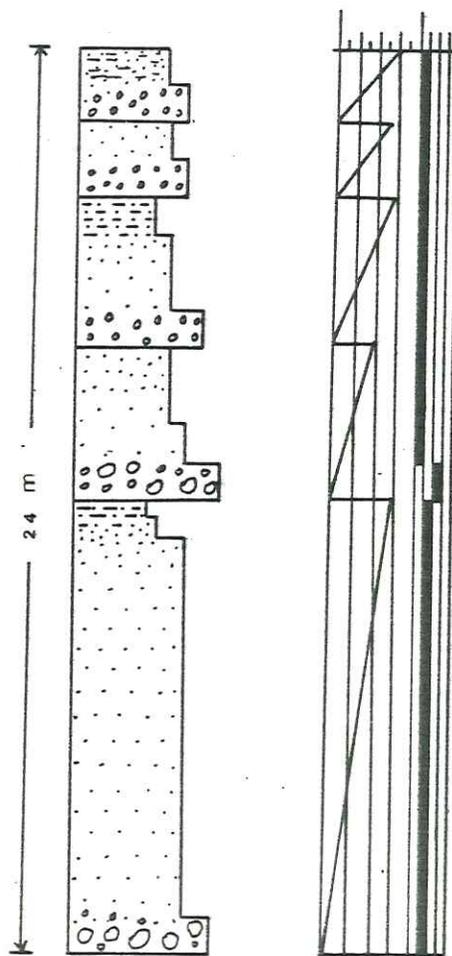
b) Coupe du glacis



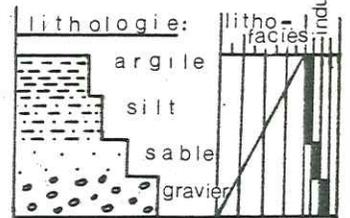
c) Forage 64



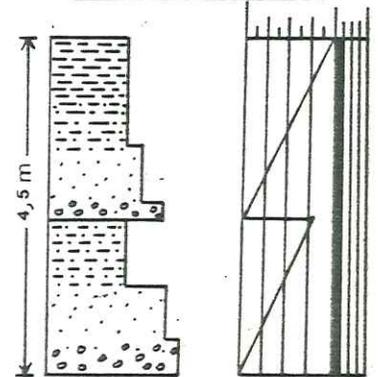
d) Forage 63



LEGENDE :-



a) Coupe du delta



4.3.1.3. LES FORAGES (Fig. 74 c et d)

Parmi une trentaine de forages réalisés par le "Geological Survey of Sudan" dans le Khor Arbaat, nous en avons choisi deux situés à la "Porte aval" (c'est à dire à la pointe amont du delta).

L'analyse séquentielle (fig. 74) révèle une sédimentation fluviatile de type rythmique : l'épaisseur des bassins décroît du bas vers le haut, indiquant ainsi un remplissage du bassin et un déclin de compétence du torrent.

4.3.1.4. CONCLUSION A L'ANALYSE SEQUENTIELLE DU GLACIS ET DU DELTA D'ARBAAT

L'analyse séquentielle confirme ce qu'on a dit précédemment à savoir que le glacis du rivage soudanais de la Mer Rouge s'est installé en liaison avec le soulèvement des "Red Sea Hills" (Oligocène) puis un mouvement de bascule s'est produit et a été suivi par l'installation du delta Arbaat (Pléistocène).

Le glacis est fait par des dépôts du type cônes de déjections et le delta est caractérisé par une sédimentation du type torrentiel de chenalisation divagante avec des dépôts de débordement.

4.3.2. GRANULOMETRIE DU GLACIS ET DU DELTA D'ARBAAT

4.3.2.1. METHODE

La méthode est la même que celle utilisée pour l'étude du glacis et du delta de Tokar. La figure 68 présente les lieux d'échantillonnage.

4.3.2.2. RESULTATS ET INTERPRETATIONS (Tabl. 31 et fig. 75)

a) Dimension absolue

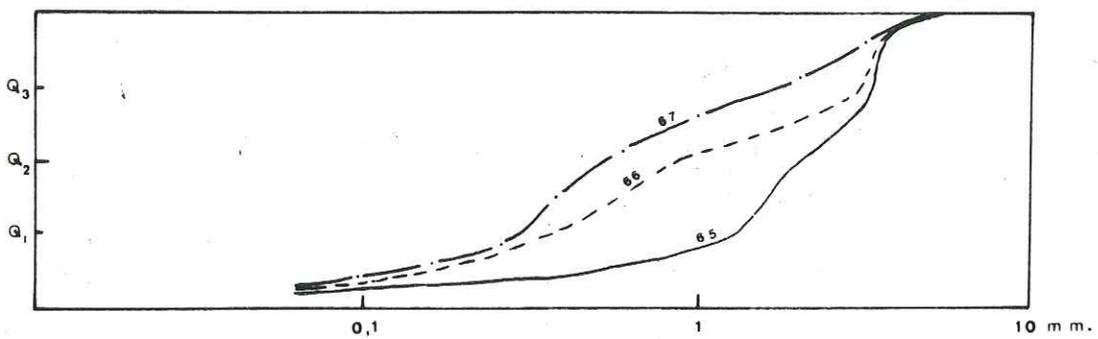
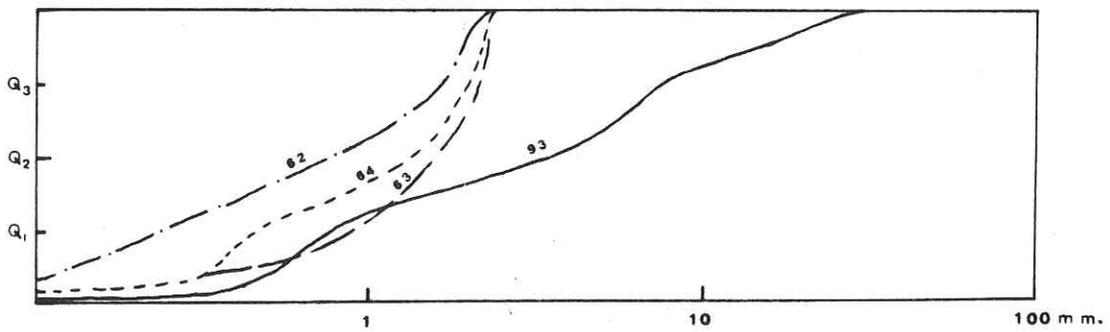
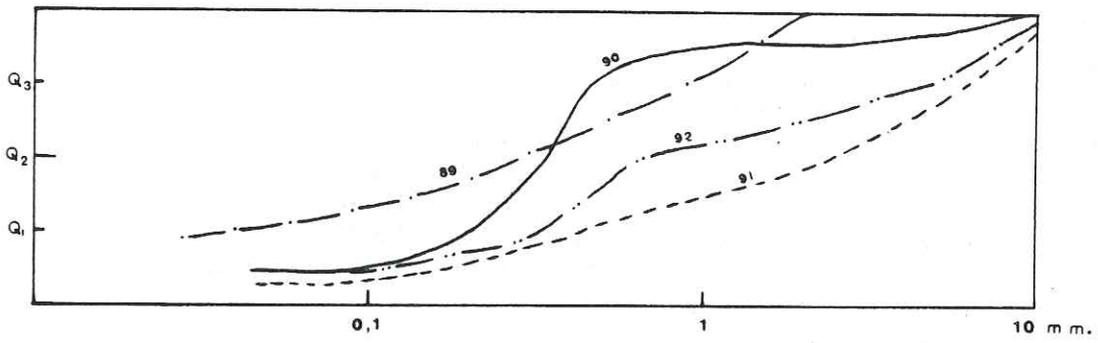
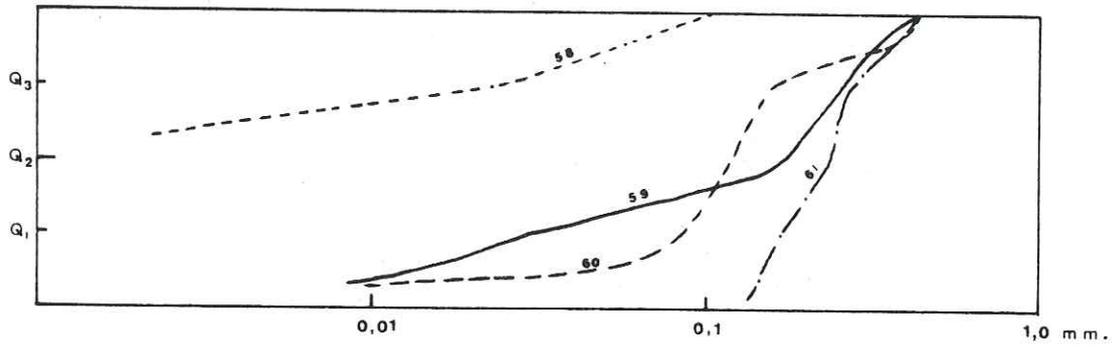
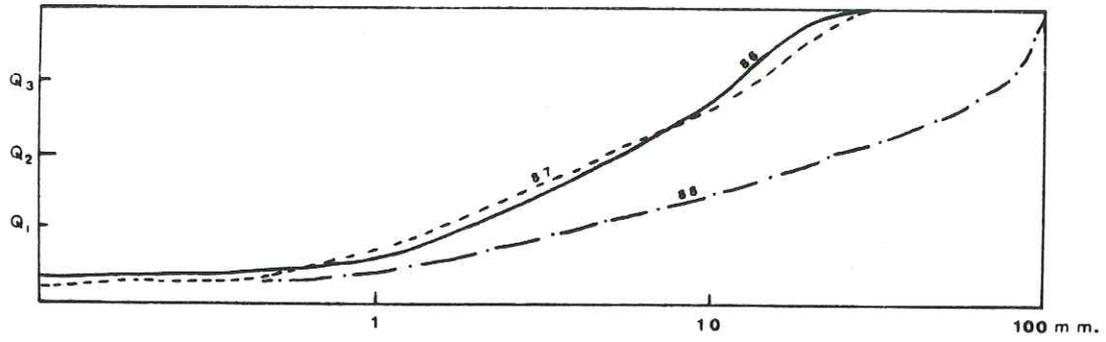
Le diagramme Q_1, M_d, Q_3 (fig. 76) classe les sédiments du glacis du Khor et du delta d'Arbaat en quatre groupes :

- silts;
- sables: fins, moyens, grossiers;
- graviers: fins, moyens, grossiers;
- galets et blocs.

Le profil granulométrique établi dans la coupe du delta (fig. 77) fait apparaître les variations verticales des médianes, du classement et de l'asymétrie. La médiane manifeste une décroissance granulométrique verticale bien nette, observable au niveau de chaque séquence et une légère décroissance à l'échelle du delta.

La carte isométrique des médianes (Fig. 78) révèle une décroissance granulométrique de l'amont vers l'aval du delta. Le gradient de cette décroissance est plus fort suivant le tracé des bras divagants sur le delta. Le bras de Balonai qui dépose des sédiments plus grossiers que celui d'Eigaiet est donc plus compétent que lui. Cette compétence est liée à la pente sur laquelle divagent ces bras.

FIG. 75. GRANULOMETRIE DES SEDIMENTS DU KHOR DU DELTA ET DU GLACIS D'ARBAAT.



Le glacis présente deux faciès granulométriques : sables et graviers et une décroissance granulométrique se manifeste de l'amont vers l'aval.

Tableau 31 - Granulométrie des sédiments des Khor, delta et glacis d'Arbaat.

N° Ech.	Référence	P ₁₀	Q ₁	Q ₂	Q ₃	P ₉₀	Moyen	Classe- ment	Asymé- trie	Kurtosis
SÉDIMENTS DU KHOR										
86		0,30	1,90	5,50	12,20	17,40	7,05	2,534	0,7663	0,0474
87		0,50	1,56	5,00	14,20	20,08	10,82	3,017	0,8861	0,0576
88		0,90	3,80	23,20	80,00	92,00	47,90	4,588	0,5648	0,2627
SÉDIMENTS DU DELTA										
58					0,023	0,058				
59		0,011	0,030	0,173	0,250	0,330	0,140	2,866	0,2506	0,3448
60		0,024	0,085	0,120	0,155	0,360	0,120	1,350	0,9149	0,1042
61		0,150	0,170	0,230	0,270	0,390	0,220	1,260	0,8677	0,2083
89			0,040	0,300	0,900	1,500	0,470	4,743	0,4000	
90			0,210	0,350	0,450	3,400	0,330	1,464	0,7714	
91		0,14	0,440	2,400	6,200	9,500	3,320	3,753	0,4736	0,1962
92			0,340	0,700	4,800	8,000	2,570	3,757	3,3300	
93		0,52	0,800	3,600	7,800	17,500	4,300	3,122	0,4814	
SÉDIMENTS DU GLACIS										
62		0,118	0,245	0,800	1,700	2,050	0,970	2,634	0,6508	0,3765
63		0,380	0,900	1,620	2,200	2,300	1,550	1,563	0,7545	0,3385
64		0,230	0,460	1,400	2,000	2,280	1,230	2,085	0,4694	0,3756
65		0,270	1,300	2,000	2,350	2,400	1,830	1,344	0,7637	0,2464
66		0,120	0,370	0,860	2,100	2,380	1,240	2,382	1,0506	0,3827
67		0,095	0,200	0,530	1,750	2,230	0,980	2,958	1,2429	0,3629

b) Classement (Sorting)

Les sédiments du Khor Arbaat sont mal à très mal classés, ce qui caractérise des sédiments torrentiels.

Dans le delta, le classement s'étage depuis le très mauvais jusqu'au très bon (tableau 31), ce qui caractérise des dépôts torrentiels associés à des dépôts de débordement.

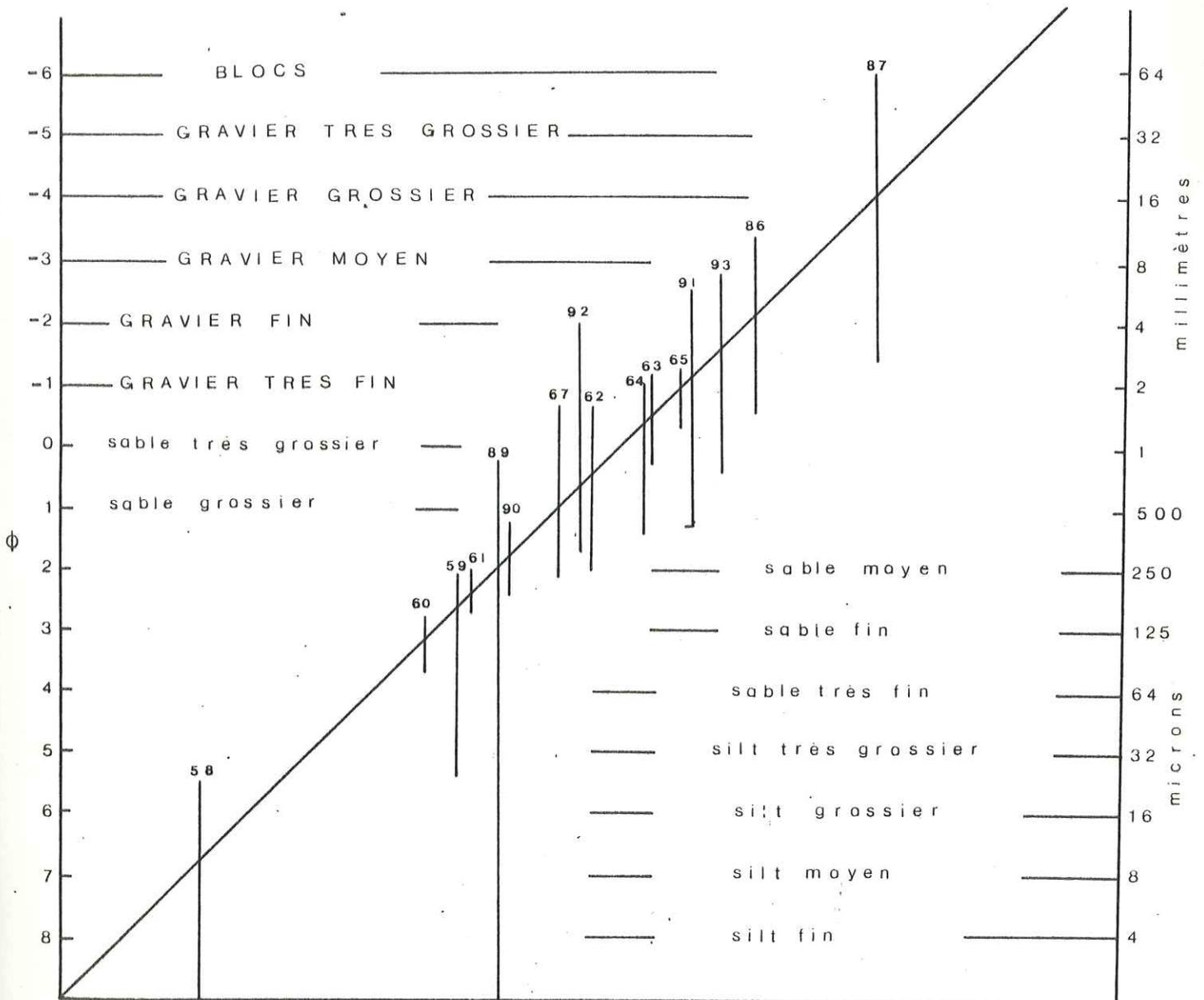
Dans le glacis d'Arbaat, les sédiments sont moyennement à bien classés; une bimodalité fréquente au niveau des graviers et des silts est un caractère classique des dépôts de cônes de déjection et d'épandage.

c) Asymétrie (Skewness)

Les sédiments du Khor et du delta d'Arbaat présentent une asymétrie généralement négative, ce qui indique des dépôts en milieu à forte turbulence. Dans le glacis l'asymétrie se déplace depuis le côté des grossiers jusqu'au côté des fins, ce qui montre une fluctuation de l'énergie de l'agent de dépôt, donc une sédimentation saisonnière.

Fig. 76. CLASSIFICATION TEXTURALE DES SEDIMENTS
DU DELTA ET DU GLACIS D'ARBAAT.

(d'après DOEGLAS 1968)



d) Angulosité (Kurtosis)

L'angulosité est très faible dans les sédiments du Khor Arbaat, mais elle s'accroît dans les sédiments du delta et du glacis. Ceci indique une sédimentation saisonnière dans le delta et le glacis, tandis que dans le khor, l'énergie du torrent est trop forte pour qu'une telle angulosité se manifeste.

4.3.2.3. CONCLUSION A L'ANALYSE GRANULOMETRIQUE DES
SEDIMENTS DU DELTA ET DU GLACIS D'ARBAAT

Les sédiments du Khor Arbaat sont des dépôts torrentiels abandonnés par des courants de très forte turbulence.

Les sédiments du delta sont aussi des dépôts torrentiels mais moins turbulents et accompagnés par des dépôts de débordement.

Les sédiments du glacis sont des dépôts de cônes de déjection et d'épandage du type sheet-flood; mais ici le milieu est moins turbulent que pour les glacis de Tokar et d'Hoshiri..

Les nombreux phénomènes d'érosion et de remaniement marquent le caractère saisonnier de la sédimentation.

4.3.3. MINERAUX LOURDS

4.3.3.1. METHODE

Nous avons utilisé la même méthode que celle adoptée pour les sédiments du delta et du glacis de Tokar.

4.3.3.2. RESULTATS ET INTERPRETATIONS (tableau 32
et fig.72)

Le delta et le glacis d'Arbaat sont modérément riches en minéraux lourds (0,5 - 9,2 %). Ces minéraux lourds se répartissent, comme ceux du delta et du glacis de Tokar, en quatre groupes:

- minéraux ultrastables;
- minéraux opaques;
- minéraux métastables;
- micas.

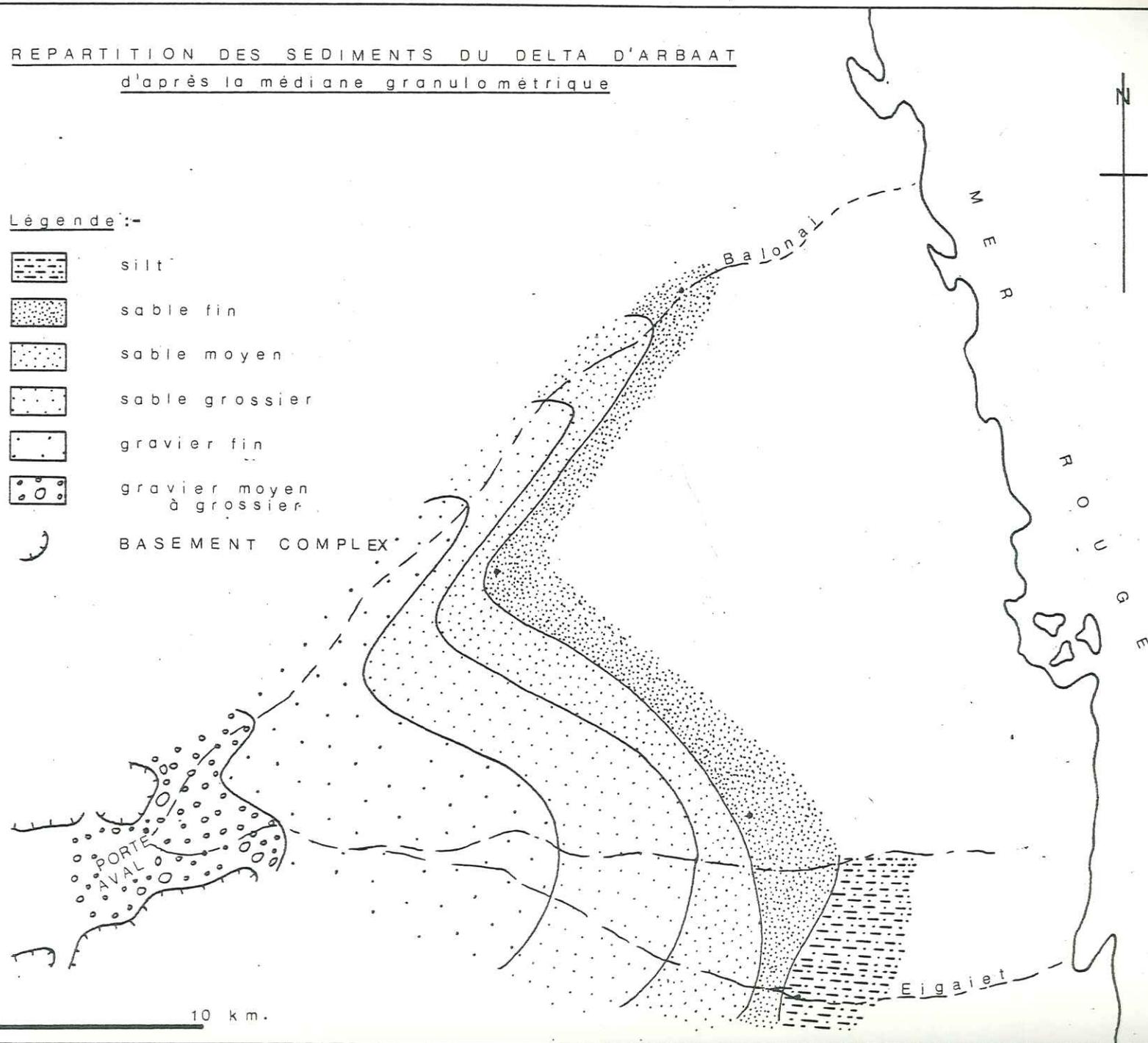
Tableau 32: Minéraux lourds du glacis et du delta d'Arbaat

N° Echantillon	Fraction lourde en %	Ultrastables en %	Opagues en %	Métastables en %	Micas en %
59	1,0	-	20	80	-
60	9,2	20	10	50	20
63	7,4	20	20	60	-
64	2,5	-	20	80	-
66	1,7	-	20	80	-
67	4,0	-	20	80	-

FIG. 78. REPARTITION DES SEDIMENTS DU DELTA D'ARBAAT
d'après la médiane granulométrique

Légende :-

-  silt
-  sable fin
-  sable moyen
-  sable grossier
-  gravier fin
-  gravier moyen
à grossier
-  BASEMENT COMPLEX



Dans le delta d'Arbaat, les cortèges minéralogiques lourds se répartissent entre les quatre groupes avec une prédominance des micas vers l'aval du delta, ce qui indique des conditions moins turbulentes.

Le glacis est caractérisé par une prédominance des minéraux métastables notamment des pyroxènes, amphiboles et topazes.

4.3.4. MINÉRAUX ARGILEUX

4.3.4.1. METHODE

La même méthode que celle pratiquée pour le delta de Tokar a été utilisée ici.

4.3.4.2. RESULTATS ET INTERPRETATIONS

L'analyse aux rayons -X a porté sur un échantillon du glacis d'Arbaat et révélé la présence de kaolinite, illite, montmorillonite et de traces de vermiculite. Tous ces minéraux sont des produits d'altération du Basement Complex. La kaolinite indique un milieu hydrolysant l'illite une hydrolyse ménagée, la montmorillonite provient des roches volcaniques et la vermiculite est le produit d'altération des micas en milieu oxydant hydrolysé.

En conclusion, les minéraux argileux du glacis d'Arbaat sont des produits d'altération dans un milieu hydrolysant sous un climat tropical sec.

4.3.5. EXOSCOPIE DES GRAINS DE QUARTZ DU DELTA ARBAAT

. Résultats et interprétations (Fig. 79): échantillon 59

Photos 6288-6289 : grain peu évolué à coins arrondis, traces de chocs en croissant sur les faces planes à gradient du polissage, grands chocs en V pellicule de silice, fleur de silice dans les dépressions, polissage sur les arêtes.

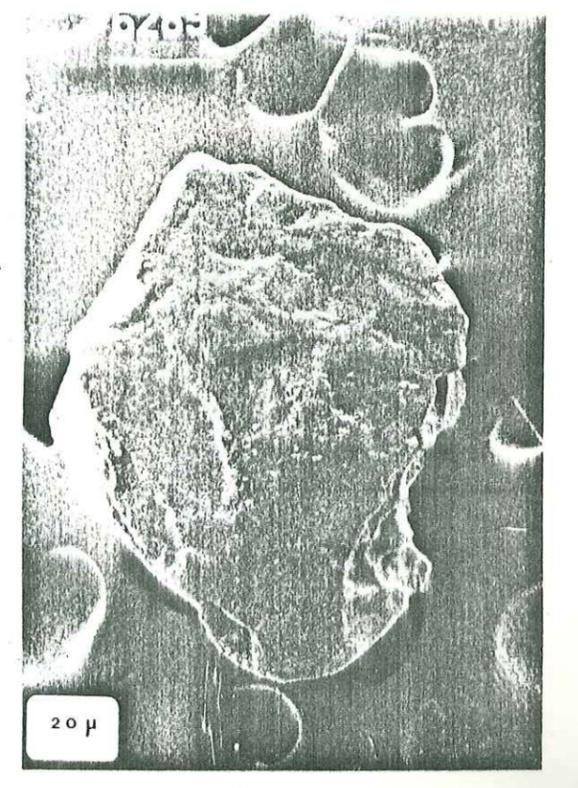
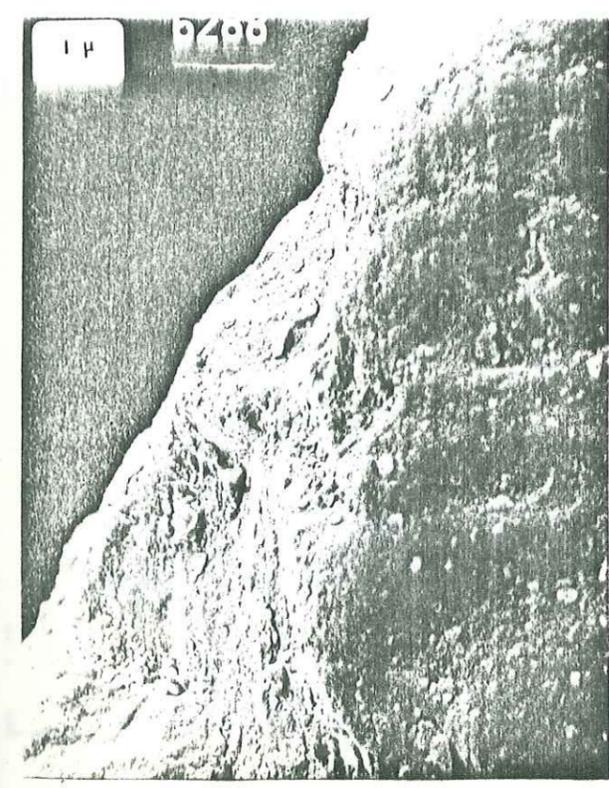
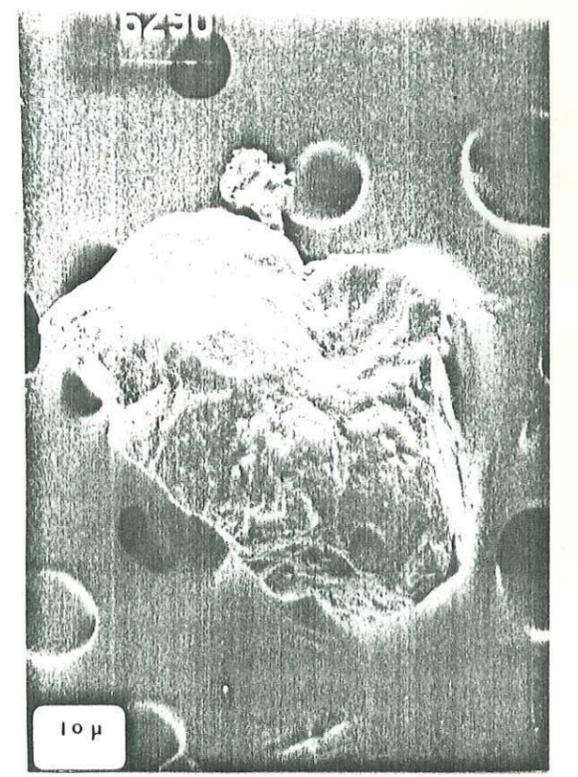
L'histoire de ce grain est:

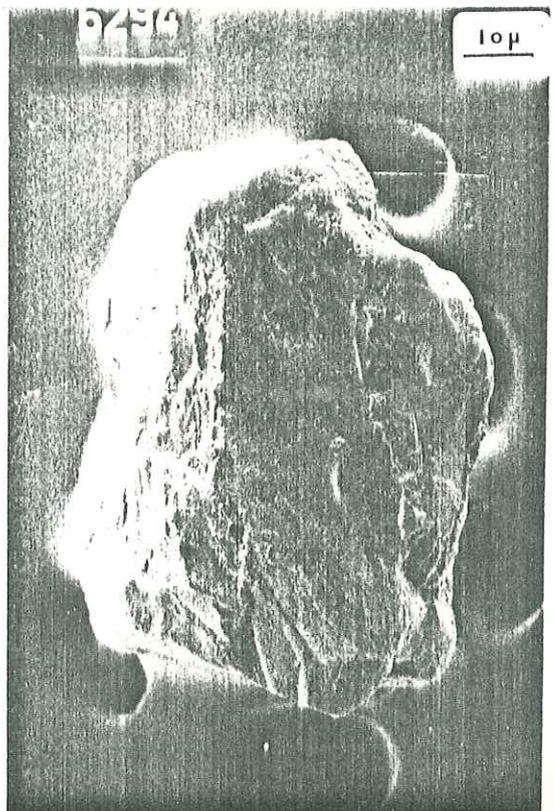
- transport peu important en milieu aquatique (fluviate)
- éolisation
- altération pédologique ou désertique
- transport final et dépôt dans un milieu de moyenne à haute énergie.

Photos 6290-6291 : grain peu évolué à coins arrondis, anciennes traces de grands chocs (torrentiel) à gradient de polissage, amorphisation, écailles de pellicule de silice, quelques chocs récents.

L'histoire de ce grain est:

Fig.79 : Exoscopie des grains de quartz du delta d'Arbaat





- transport proche en milieu torrentiel;
- éolisation;
- amorphisation;
- transport final et de dépôt dans un milieu de moyenne à haute énergie.

Photos 6292-6293 : grain peu usé à coins arrondis, pellicule de silice épaisse, traces de chocs en croissant datant de deux époques différentes, l'une ancienne, l'autre récente, traces de chocs en V sur les faces planes.

L'histoire de ce grain est la même que celle des deux grains précédents.

Photos 6294-6295 : grain peu usé à coins arrondis, quelques traces de chocs en V sur les faces planes, grande cassure conchoïdale ancienne à gradient de polissage.

L'histoire de ce grain est la même que précédemment.

4.3.6. HYDROLOGIE

4.3.6.1. DEBIT

Le débit moyen annuel du Khor Arbaat est de l'ordre de 10 millions de m³ (tableau 35). La pluie s'abat sur le bassin versant en deux à sept crues pendant la période Juillet-Septembre et en deux à trois crues pendant la période Avril-Août. A cause de la nature très violente de ces crues, le débit total du Khor Arbaat n'a pu être précisé.

La vitesse moyenne d'écoulement du Khor Arbaat, mesurée à *la Porte Amont* est de 30 cm/sec.

4.3.6.2. EVAPOTRANSPIRATION

Nous avons utilisé les données des stations de Gébeit et de Port Sudan pour estimer l'évapotranspiration dans ce bassin (tableau 33).

. Formule de Thornthwaite

$$E_p = 1,6 \left(\frac{10^{\theta}}{I} \right)^a$$

E_p = évapotranspiration annuelle en mm;

θ = température moyenne annuelle en degré C :

I = Indice de chaleur: somme de 12 indices mensuels $i = \left(\frac{\theta}{5} \right)^{1,514}$

$a = 675 \times 10^{-9} \times I^3 - 771 \times 10^{-7} \times I^2 + 1792 \times 10^{-5} \times I + 0,4924$

Les mêmes étapes que celles décrites pour le bassin versant du Khor Baraka sont suivies ici (voir 4.1.6.2.).

Le tableau 34 montre l'évapotranspiration potentielle dans le bassin versant du Khor Arbaat:

$I = 155,54$

$E_p = 1697,8$ mm.

Tableau 33 : Températures mensuelles et annuelles du bassin versant d'Arbaat en degrés C

STATIONS		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Moyenne annuelle
GEBEIT	795	19,5	19,5	25,1	24,5	28,1	30,9	30,9	30,7	30,0	25,8	23,1	20,9	25,5
PORT SUDAN	5	23,6	22,6	24,1	26,1	29,2	32,1	34,3	35,1	31,5	29,3	27,5	24,9	28,3
Moyenne mensuelle		21,5	21,0	24,6	25,3	28,65	31,5	32,6	32,4	30,75	27,55	25,3	22,9	26,9

Tableau 34 : Calcul de l'évapotranspiration potentielle (Ep) du bassin versant du Khor Arbaat d'après la formule de Thornthwaite

MOIS	TEMPERATURE (°C)	i	Ep non corrigée (mm)	Coefficient de correction	Ep corrigée (mm)
Janvier	21,55	9,13	90,0	0,95	85,5
Février	21,00	8,78	87,5	0,90	78,7
Mars	24,60	11,16	117,0	1,03	120,5
Avril	25,30	11,64	126,0	1,05	132,3
Mai	28,65	14,05	152,8	1,13	172,7
Juin	31,50	16,23	170,7	1,11	189,5
Juillet	32,60	17,09	176,4	1,14	201,1
Août	32,40	16,93	172,5	1,11	191,5
Septembre	30,75	15,64	166,6	1,02	169,9
Octobre	27,55	13,24	144,0	1,00	144,0
Novembre	25,30	11,64	126,0	0,93	117,2
Décembre	22,90	10,01	101,0	0,94	94,9

b) Evapotranspiration réelle

Elle est donnée par la formule de Coutagne:

$$E_r = P - \lambda P^2 \quad \text{avec} \quad \lambda = \frac{1}{0,8 + 0,14 T}$$

E_r = Evapotranspiration réelle en m;

P = Précipitation annuelle en m;

T = température moyenne annuelle en degrés C;

avec $\lambda = 0,219 - P = 0,104$ m,

$$E_r = 0,102 \text{ m soit } 98 \% P$$

Cette formule donne une estimation très forte pour l'évapotranspiration réelle, soit 98 % des précipitations. Mais ici, encore, et du fait de la répartition très inégale des pluies dans l'année, les formules statistiques ne rendent peut-être pas compte de la réalité. D'autre part, par suite de l'absence de stations de jaugeages dans le bassin versant d'Arbaat, les résultats obtenus n'ont qu'une valeur d'estimation.

4.3.6.3. DEFICIT D'ÉCOULEMENT

$$D = P - L$$

où P = hauteur moyenne annuelle des précipitations en mm;

L

= hauteur annuelle de la lame d'eau en mm, uniformément répartie sur le bassin versant et calculée à partir du débit total (tableau 35);

D = déficit d'écoulement

Pour le bassin versant du Khor Arbaat:

$$D = 104 - 2,28 = 101,72 \text{ mm soit } 97,8 \% P$$

Le déficit d'écoulement atteint donc une valeur proche de celle de l'évapotranspiration réelle.

Les alluvions du Khor Arbaat sont nourries par les eaux de la source qui disparaît dans les sédiments à quelques kilomètres à l'aval de la porte amont. L'infiltration principale n'ayant lieu qu'en périodes de crues.

4.3.6.4. BILAN D'EAU (Tableau 36)

Des écoulements de surface se produisent dans le Khor et le delta d'Arbaat en Juillet-Août et en Novembre-Décembre. A ce moment là, la saturation du sous-sol est satisfaite et des réserves se forment

dans le sous-sol. En dehors de ces périodes le bilan d'eau est déficitaire et l'alimentation de l'aquifère n'est garantie que par la source pérenne de la Porte amont.

Les totaux annuels de ce bilan sont:

. précipitations annuelles moyennes :	117 mm
. évapotranspiration potentielle annuelle moyenne :	1 697,8 mm
. évapotranspiration réelle annuelle moyenne:	117 mm
. déficit d'eau:	1 580,8 mm

4.3.7. CARACTERES HYDRODYNAMIQUES DES AQUIFERES

L'étude hydrodynamique du Khor Arbaat a débuté depuis des années. Nous avons résumé l'hydrogéologie des aquifères entre la Porte amont et la Porte aval dans le bulletin 28 du "Geological and Mineral Resources Department" (TAHIR 1975).

Notre but ici est de prolonger sur le Delta Arbaat l'étude effectuée dans le Khor, à l'amont de la Porte aval, afin de compléter le mieux possible le portrait de cet appareil.

4.3.7.1. METHODE

Nous avons mesuré le niveau des nappes du delta à partir des quelques puits de large diamètre. Ensuite, nous avons tracé une carte piézométrique du delta (avril 1979) en période de basses eaux.

Deux essais de pompage dans la partie amont du delta sont interprétés pour définir la transmissivité et le coefficient d'emménagement.

4.3.7.2. RESULTATS ET INTERPRETATIONS

a) Écoulement des nappes - Les eaux souterraines se trouvent à la profondeur de 15 m dans la partie amont du Khor Arbaat, à 6m dans la partie moyenne et à 5 m à la Porte aval. Elles se trouvent à 12 m au centre du delta, à 14 m dans la région septentrionale de l'aval et à 4 m dans la région méridionale de cet aval.

Les nappes s'écoulent suivant la même direction que les eaux de surface: à partir de la Porte amont, les eaux souterraines s'écoulent vers le Sud-Est, puis vers l'Est jusqu'à la mer. L'alimentation des nappes se fait en principe à partir du Khor Arbaat et de ses bras qui divaguent sur le delta.

FIG. 80. CARTE PIEZOMETRIQUE DU DELTA D'ARBAAT

Légende:

— 5 — Lignes équipotentielles
(en m.)



BASEMENT COMPLEX

0 1 2 3 4 5 10 km.

Avril 1979

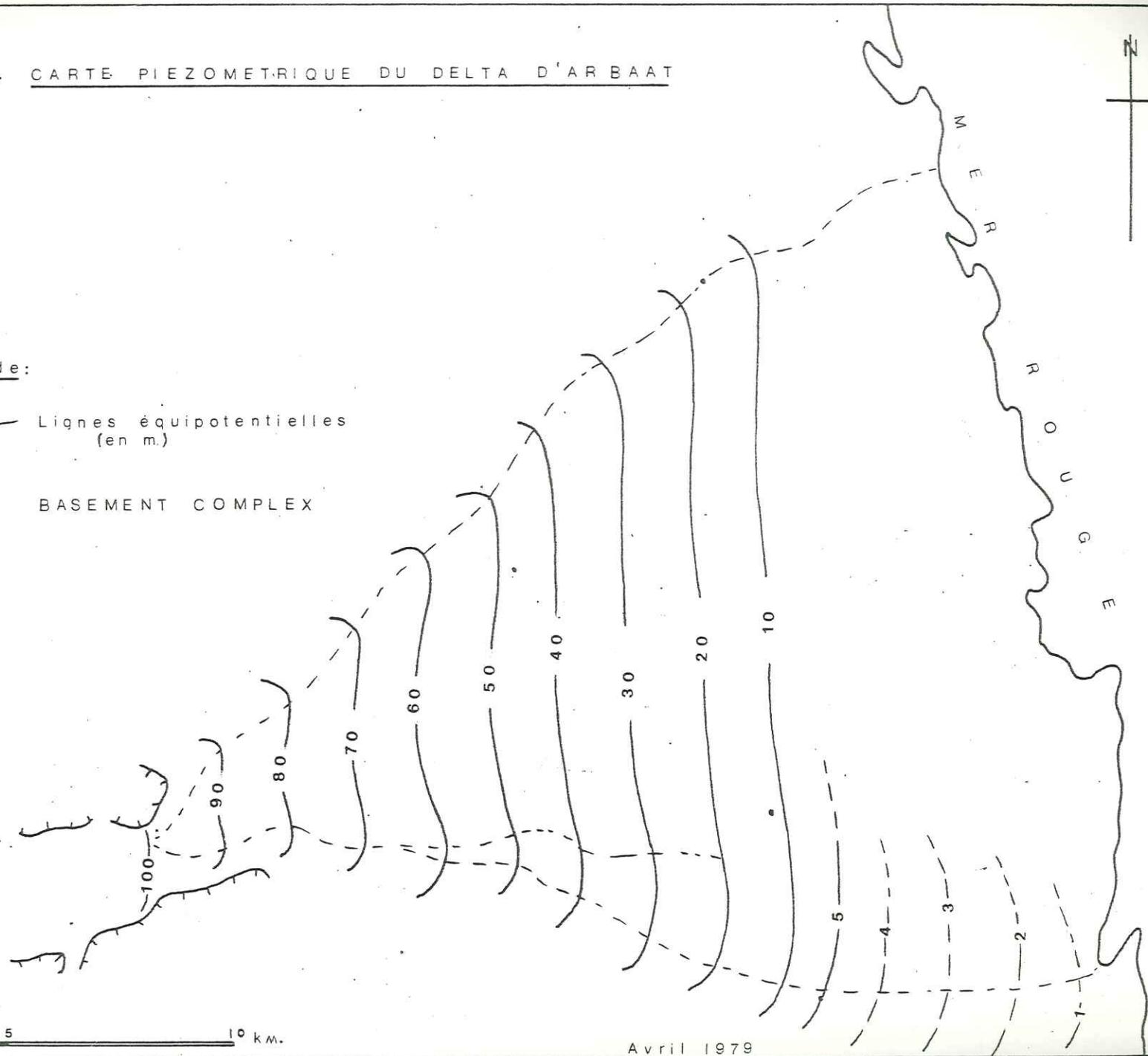


Fig. 81. COURBE DE RABATEMENT

Forage. 63.

(Arbaat)

$$W(u) = 1$$

$$i/u = 1$$

$$\Delta s = 2,6 \text{ m.}$$

$$t = 2,15 \text{ min.}$$

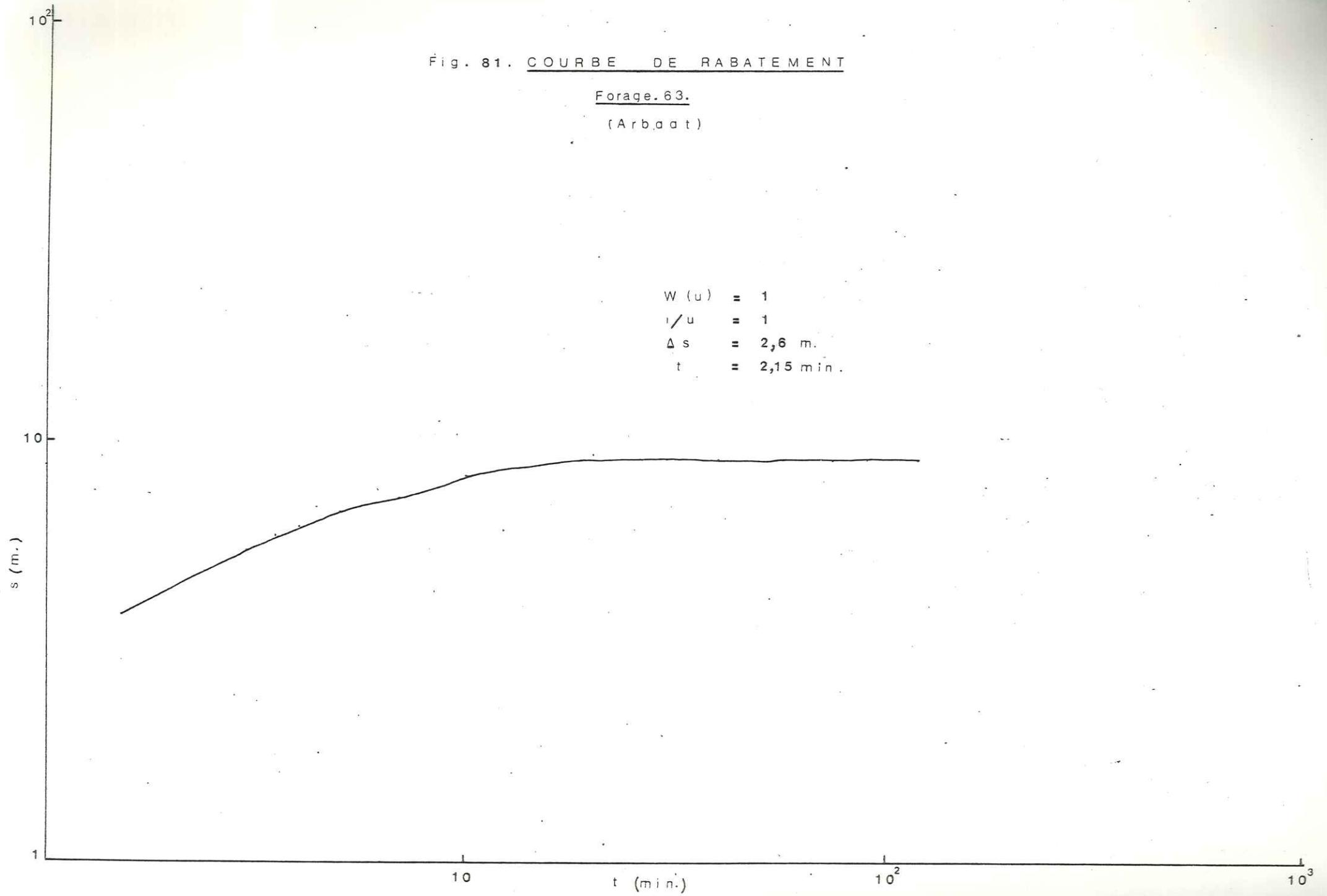
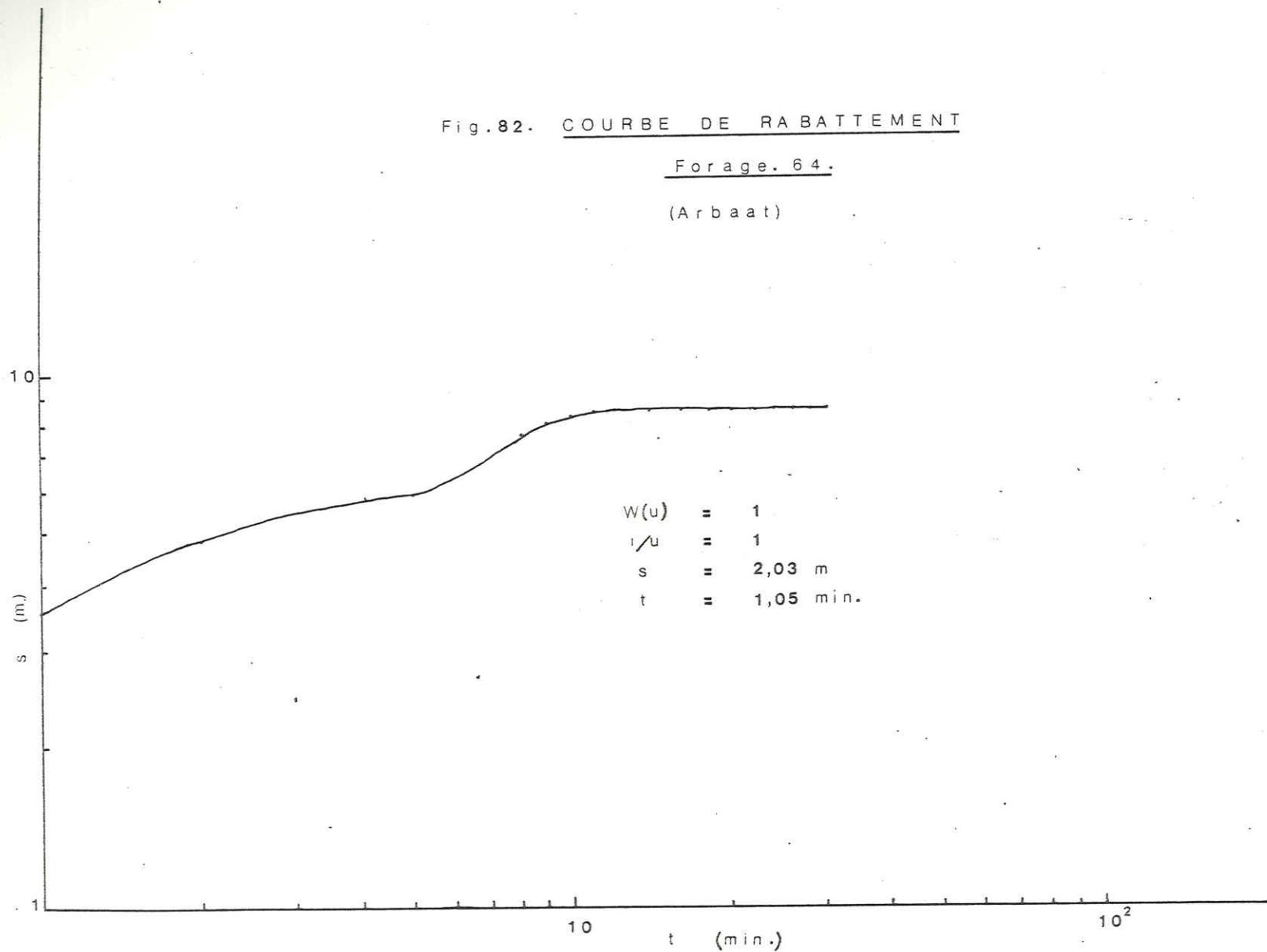


Fig.82. COURBE DE RABATTEMENT

Forage. 64.

(Arbaat)



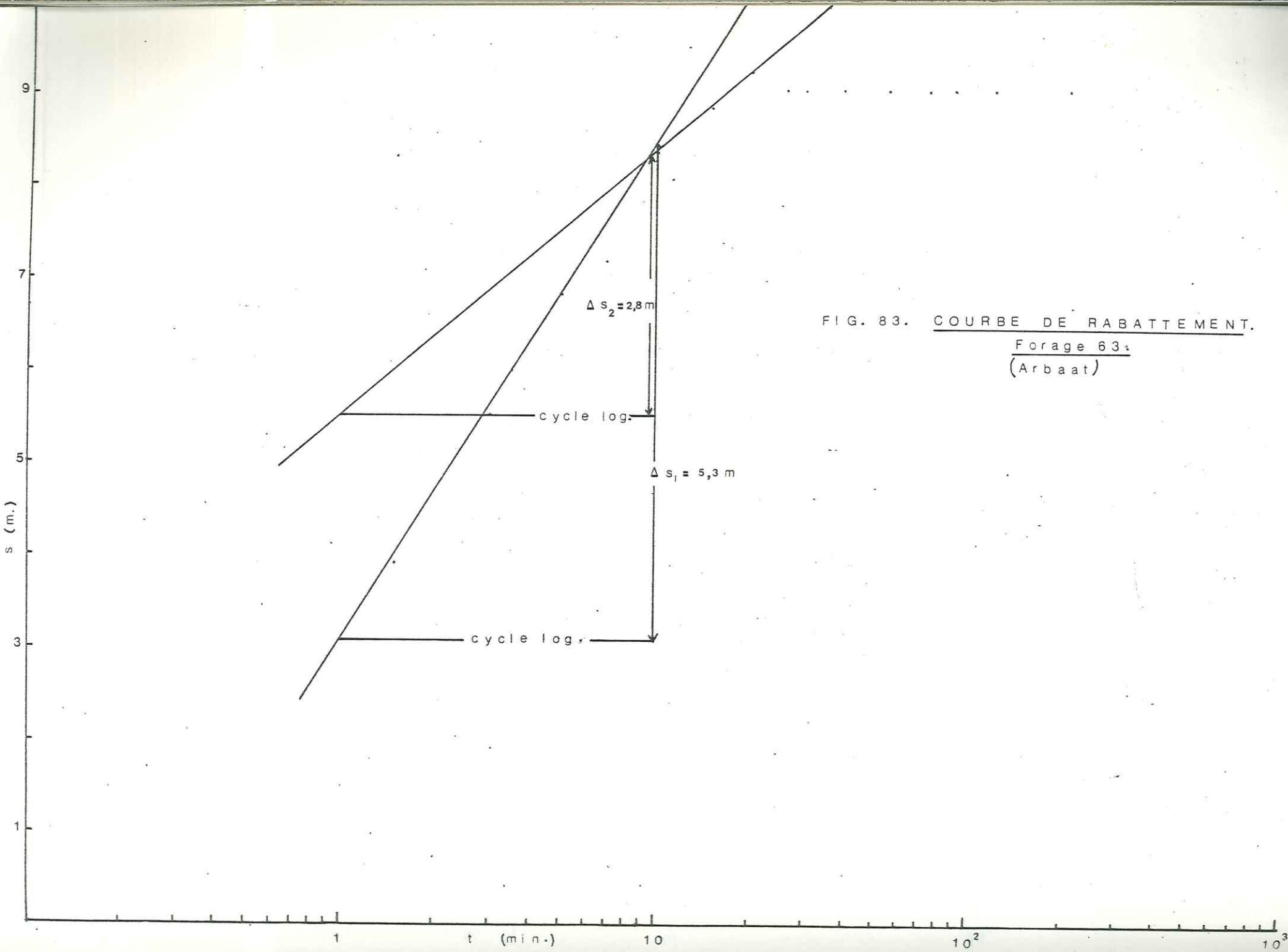


FIG. 83. COURBE DE RABATTEMENT.
Forage 63:
(Arbaat)

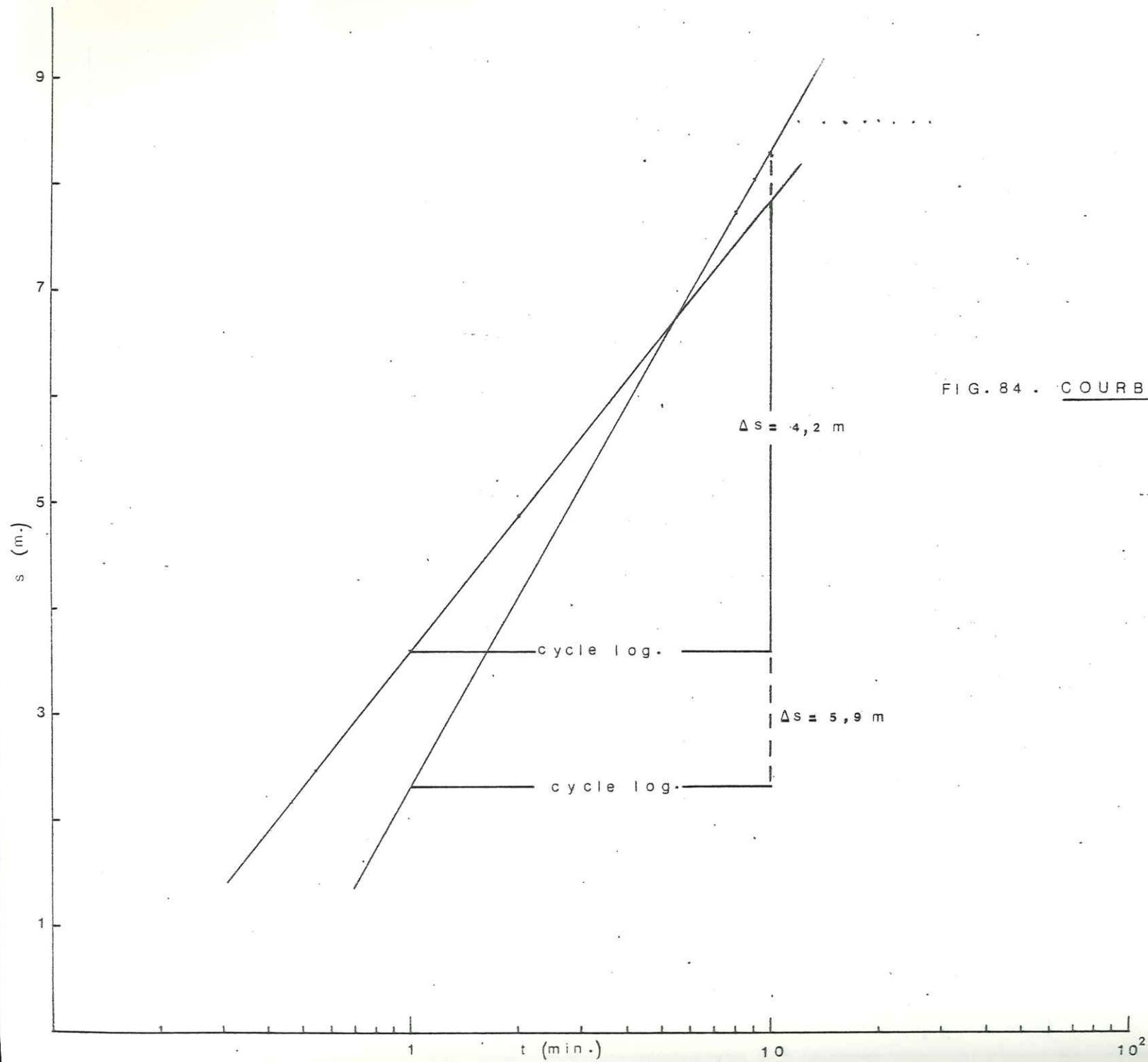
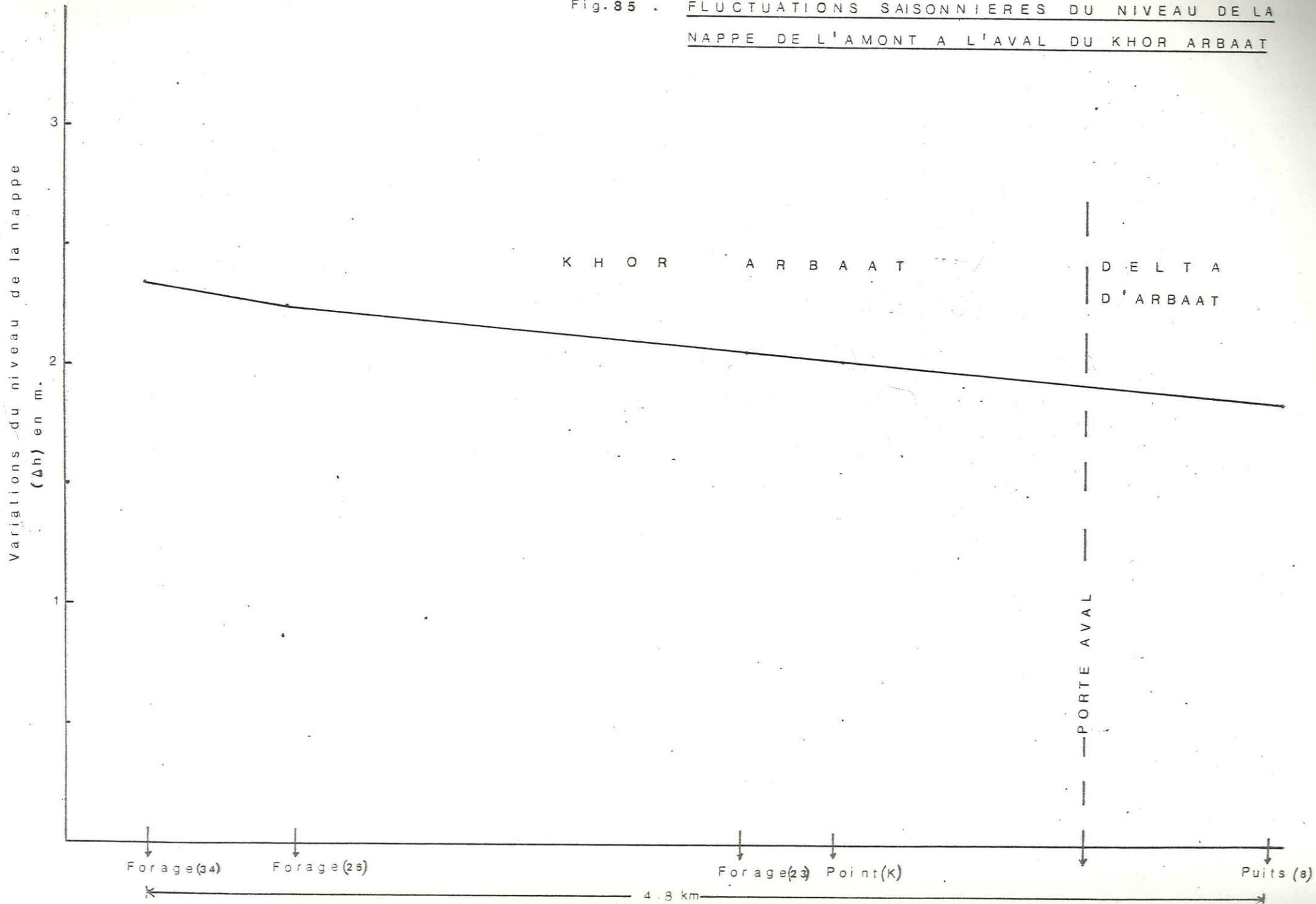


FIG. 84 . COURBE DE RABATTEMENT.
Forage. 64.
 (Arbaat)

Fig.85 . FLUCTUATIONS SAISONNIERES DU NIVEAU DE LA
NAPPE DE L'AMONT A L'AVAL DU KHOR ARBAAT



b) Gradient hydraulique : Vers la Porte amont, le gradient hydraulique varie de 0,0028 en période de basses eaux à 0,0048 en période de hautes eaux. A la Porte aval, il varie respectivement de 0,0025 à 0,0042 aux mêmes périodes. Dans le delta le gradient hydraulique est de l'ordre de 0,005 au centre du delta et de 0,01 à l'aval. Il augmente en fonction inverse de la granulométrie (Fig.80).

c) Transmissivité et perméabilité : Deux essais de pompages ont été réalisés dans deux puits situés au niveau de la Porte aval et qui traversent toute l'épaisseur des alluvions du Khor. Les mesures du rabattement de la nappe ont été prises dans les puits où ont été réalisés les pompages sans autre point d'observation; nous ne pouvons donc pas calculer le coefficient d'emmagasinement à partir de ces essais.

La transmissivité est calculée à l'aide de deux méthodes;

. Méthode de Theis (Fig. 81 & 82)

Elle donne une transmissivité comprise entre 25,69 m²/jour (= 2,97.10⁻⁴ m²/s) et 28,17 m²/jour (= 3,26.10⁻⁴ m²/s).

Connaissant l'épaisseur h, nous pouvons calculer la perméabilité qui varie de

$$1,3 \cdot 10^{-5} \text{ et } 1,5 \cdot 10^{-5} \text{ m/s.}$$

. Méthode de Jacobe (Fig. 83 & 84)

La transmissivité donnée par cette méthode s'étage entre 20,32 m²/jour (= 2,35.10⁻⁴ m²/s) et 60,13 m²/j (= 6,96.10⁻⁴ m²/s);

Par suite la perméabilité est comprise entre

$$1,01 \cdot 10^{-5} \text{ et } 2,9 \cdot 10^{-5} \text{ m/s.}$$

d) Fluctuations du niveau de la nappe

Quatre piézomètres sont installés dans le Khor Arbaat entre la Porte amont et la Porte aval. Un cinquième se trouve dans la partie amont du delta. Sur la figure 85 apparaissent deux types de fluctuations: des fluctuations à court terme dues aux variations saisonnières entre les périodes de crues et les périodes de sécheresse, et des fluctuations à long terme montrant une baisse du niveau de la nappe due à un pompage croissant et qui devient excessif. Les fluctuations saisonnières atteignent une moyenne de 2 mètres dans le khor et de 1,5 mètres dans le delta. Les fluctuations à long terme font apparaître une baisse générale de l'ordre de 10 cm par an depuis 1971.

e) Coefficient d'emmagasinement S

Nous avons utilisé les fluctuations saisonnières du niveau de la nappe afin de déterminer le coefficient d'emmagasinement par la méthode de RORABAUGH en période de tarissement. Cette méthode permet d'estimer la diffusivité T/S. Avec trois piézomètres alignés sur une ligne de courant de la nappe, la diffusivité T/S est calculée par la formule:

$$\frac{T}{S} = \frac{\Delta h}{\Delta t} \times \frac{cd(c+d)}{2(bc-ad)}$$

Δh = variation moyenne du niveau de la nappe;

Δt = temps correspondant à cette variation Δh ;

a, b = différence des niveaux piézométriques;

c, d = distances séparant les trois piézomètres.

Au niveau de la Porte aval du Khor Arbaat nous avons utilisé les piézomètres : forage 23, le point K et le puits 8 à l'aval de la Porte aval (Fig.85).

où $a = 4$ m; $b = 5$ m; $c = 400$ m; $d = 1\ 860$ m; $\Delta h = 2$ m; $\Delta t = 10,36 \cdot 10^6$ s.

$$\frac{T}{S} = 0,022$$

avec une valeur moyenne de la transmissivité de $3,4 \cdot 10^{-4}$ m²/s.

$$S = 0,015 \text{ soit } 1,5 \%$$

4.3.7.3. CONCLUSION A L'ETUDE DES CARACTERES HYDRODYNAMIQUES DU KHOR ET DU DELTA ARBAAT

Les eaux souterraines du Khor Arbaat se trouvent a une profondeur de 5 à 15 m. Dans le delta cette profondeur varie de 4 à 12 m. Les écoulements de nappes vont vers le Sud-Est puis vers l'Est jusqu'à la Mer Rouge.

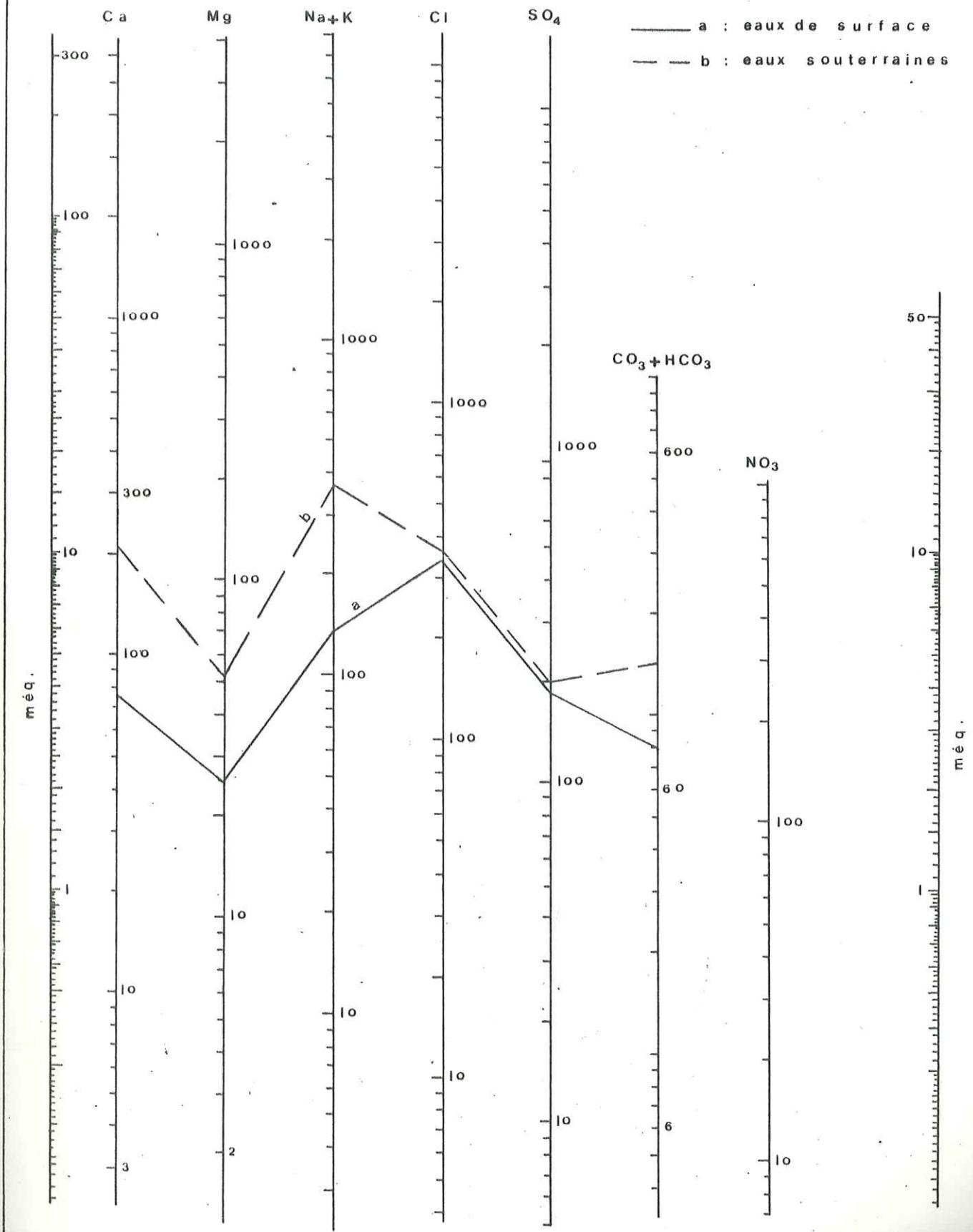
Le gradient hydraulique général est de 0,0025 en période de basses eaux et de 0,0045 en période de hautes eaux. Dans le centre du delta, il atteint 0,005 et à l'aval il s'accroît jusqu'à 0,01.

La transmissivité est de $3 \cdot 10^{-4}$ m²/s et la perméabilité est de l'ordre de $1,5 \cdot 10^{-5}$ m/s à l'amont du delta. Mais celle-ci décroît en fonction de la granulométrie du sédiment et on peut l'estimer à $1 \cdot 10^{-7}$ m/s vers l'aval du delta.

Le coefficient d'emménagement est de l'ordre de 1,5 % au niveau de la Porte aval.

Fig. 86. Diagramme Logarithmique : eaux d'ARBAAT

(Teneurs en mg/l)



4.3.8. HYDROCHIMIE

Les analyses totales des eaux d'Arbaat sont traitées en détail dans le bulletin 28 du "Geological and Mineral Ressources Department". A partir de leurs caractères chimiques généraux on peut classer les eaux d'Arbaat en deux groupes:

. Les eaux de surface, caractérisées par

- une salinité qui fluctue entre 770 et 1 200 mg/l;

- un faciès d'eaux chlorurées-sodiques (Fig.86):

$r \text{ Na} > r \text{ Ca} > r \text{ Mg}$

$r \text{ Cl} > r \text{ SO}_4 > r (\text{CO}_3 + \text{HCO}_3)$;

- un rapport d'absorption du sodium (S.A.R.) de 6,5.

Ainsi les eaux de surface à la Porte amont du Khor Arbaat sont propres à la consommation humaine et à l'irrigation.

. Les eaux souterraines, caractérisées par:

- une salinité totale qui augmente de l'amont vers l'aval: de 920 à 1 400 mg/l dans le khor et à 4 000 mg/l au centre du delta.

- un faciès d'eaux chlorurées sodiques (Fig.86):

$r \text{ Na} > r \text{ Ca} > r \text{ Mg}$

$r \text{ Cl} > r (\text{CO}_3 + \text{HCO}_3) > r \text{ SO}_4$

- un rapport d'absorption du sodium (S.A.R.) de 5,3.

Les eaux souterraines d'Arbaat sont donc propres à la consommation humaine en général, elles deviennent plus salées dans le delta où elles risquent d'être non potables, mais elles y sont encore propres à l'irrigation.

4.3.9. BILAN ET POSSIBILITE D'EXPLOITATION DE L'EAU DANS LE KHOR ET LE DELTA ARBAAT

4.3.9.1. DEBIT D'ECOULEMENT SOUTERRAIN VERS LE DELTA D'ARBAAT

Ceci correspond au débit à travers la Porte aval:

- Débit en basses eaux Q_1 :

$Q_1 = T.I.L.$

où $T = 3,88.10^4 \text{ m}^2/\text{s}$; $I = 0,0025$; $L = 400 \text{ m}$

$Q_1 = 3,88.10^4 \text{ m}^3/\text{s}$.

- Débit en hautes eaux Q_2 :

$Q_2 = k.h_2 . I . L.$

où

où $k = 1,67.10^{-5} \text{ m/s}$; $h = 14 \text{ m}$; $I = 0,0042$; $L = 400 \text{ m}$

$Q_2 = 3,93.10^{-4} \text{ m}^3/\text{s}$.

$Q = Q_2 - Q_1 = 0,05.10^4 \text{ m}^3/\text{s}$ soit $1,58.10^6 \text{ m}^3/\text{an}$.

4.3.9.2. RESERVES REGULATRICES

Elles correspondent au volume d'eau qui s'accumule au cours d'une année au-dessus du niveau le plus bas de la nappe:

$$dv = A \cdot dh \cdot p$$

où A = superficie du secteur concerné en m²;
 dh = variation du niveau de la nappe en m;
 p = porosité efficace de l'aquifère. ~~por~~

Pour le secteur entre la Porte aval et la Porte amont du khor Arbaat du khor Arbaat:

$$A = 12 \text{ km}^2 ; dh = 2 \text{ m} ; P = 1,5 \%$$

d'où

$$dw = 3,6 \cdot 10^5 \text{ m}^3/\text{an}$$

Ce volume donc fait compenser les prélèvements dans l'aquifère d'Arbaat chaque année en périodes des crues.

CONCLUSION GENERALE

Tout au long de la côte soudanaise du rift de la Mer Rouge, la physiographie est contrôlée par la tectonique régionale, ainsi que par les structures géologiques: le long de ce rivage s'allongent en effet une chaîne montagneuse dont l'altitude culmine vers 2 000 m, un glacis de piedmont traversé par des cours d'eau et des petits deltas, un domaine littoral caractérisé par des récifs, un fossé majeur et la zone axial du rift. La carte géologique de notre secteur d'étude fait apparaître une mosaïque de blocs basculés, limités par de grandes failles régionales, ainsi que par de petites failles locales de directions N-S, E-W et NNW-SSE.

La formation du glacis a débuté avec le soulèvement majeur des "Red Sea Hills" à l'Eocène /Oligocène (p.57) avec une sédimentation de type cônes de déjection, sheet-flood, dépôts d'épandage, sous un climat hydrolysant de type tropical sec (p. 57). Au Pléistocène s'est produit un mouvement de bascule vers l'Est, suivi par l'installation des khors et des deltas.

Le bassin versant du delta de Tokar est caractérisé par:

- une superficie de 46 450 km²;
- un périmètre de 1 050 km;
- un indice de compacité de 1,38;
- une altitude moyenne de 1 306 m;
- une pente moyenne de 6,2 mm/m;
- une densité de drainage de 0,0125;
- une pluviométrie moyenne annuelle de 252 mm partagée entre une période estivale d'Avril à Septembre durant laquelle tombent 89 % des précipitations et une période hivernale d'Octobre à Mars correspondant à 11 % des précipitations. Cette pluviométrie décroît du Sud au Nord de la chaîne montagneuse vers la côte;
- l'évapotranspiration réelle atteint 95 % de la pluviométrie;
- le débit moyen annuel du Khor Baraka est de 205 à 950 M. m³.

Dans le delta de Tokar, la sédimentologie a permis de reconstituer la paléogéographie d'un delta progradant en situant les anciennes lagunes oucuvettes délimitées par des cordons littoraux. Ces zones lagunaires sont caractérisées par une faible perméabilité, une prépondérance des micas dans la fraction lourde (p. 80), une abondance de la montmorillonite des eaux de mauvaise qualité. Les cordons littoraux sont caractérisés par des dépôts plus grossiers, une prédominance des minéraux opaques et de l'illite.

Les eaux souterraines du delta de Tokar se trouvent à une profondeur moyenne de 7 m; elles constituent une nappe libre à l'amont du delta qui devient semi-libre à débit retardé vers l'aval; pour cela

la transmissivité de la nappe aquifère s'étage entre 1.10^{-3} et $1.10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$ et son coefficient d'emmagasinement va de 0,003 à 0,26. Les fluctuations annuelles du niveau de la nappe du delta de Tokar sont de l'ordre de 3,0 m.

Le delta de Tokar est réparti en quatre zones: une zone exploitable d'eau douce, une zone de transition dans laquelle il convient de ne pas creuser de puits, une zone d'eau salée venant de la mer et la zone non utilisable des cuvettes. La quantité d'eau compensable et exploitable dans le delta de Tokar est de $55,2.10^6 \text{ m}^3/\text{an}$.

Le bassin versant du delta d'Hoshiri est caractérisé par:

- une superficie de $1\ 485 \text{ km}^2$;
- un périmètre de 156 km;
- un indice de compacité de 1,13;
- une altitude moyenne de 871 m;
- une pente moyenne de 31 mm/m.
- une densité de drainage de 0,135;
- la pluviométrie moyenne annuelle est de 110 mm dont 60 % durant la période estivale (Avril-Septembre) et 40% durant la période hivernale (Octobre-Mars) (p. 27);
- l'évapotranspiration réelle correspond à 96 % des précipitations.

Le delta Hoshiri est caractérisé par des dépôts torrentiels alimentés par des chasses d'eau brutales et des dépôts de plaines d'inondation. Les eaux souterraines se trouvent dans une nappe aquifère très hétérogène, à une profondeur moyenne de 7 m. Une étude hydrogéologique détaillée est proposée pour permettre d'évaluer la potentialité de cette nappe.

Le bassin versant du delta d'Arbaat est caractérisé par:

- une superficie de $4\ 375 \text{ km}^2$;
- un périmètre de 222,8 km;
- un indice de compacité de 1,36;
- une altitude moyenne de 923 m;
- une pente moyenne de 13 mm/m;
- une densité de drainage de 0,713;
- la pluviométrie moyenne annuelle est de 106 mm répartie en deux périodes principales, l'une estivale au cours de laquelle tombent 88 % des précipitations et l'autre, hivernale qui en représente 12%;
- l'évapotranspiration réelle atteint 98 % de la pluviométrie;
- le débit moyen annuel de la source du Khor Arbaat est de $10.10^6 \text{ m}^3/\text{an}$.

Le delta d'Arbaat est caractérisé par une sédimentation torrentielle saisonnière due à une chenalisisation divagante accompagnée de dépôt de débordement. Les sédiments deviennent de moins en moins grossiers vers l'aval du delta où prédominent les micas dans la fraction lourde.

Les eaux souterraines du delta d'Arbaat se trouvent à une profondeur moyenne de 10 m et constituent une nappe libre. La transmissivité est de l'ordre de $3 \cdot 10^{-4}$ m²/s. La perméabilité s'étage entre $1 \cdot 10^{-5}$ à l'amont du delta et $1 \cdot 10^{-7}$ à l'aval. Le coefficient d'emmagasinement est de 1,5 %. Les fluctuations annuelles du niveau de la nappe sont de 2 m (p.192).

La quantité d'eau exploitable dans le delta d'Arbaat est de $10 \cdot 10^6$ m³/an (débit total de la source à la Porte amont) auxquels s'ajoutent $3,6 \cdot 10^5$ m³/an provenant de l'eau infiltrée dans l'aquifère au cours des crues.

Par la présente étude et malgré l'absence de données dans plusieurs domaines importants, nous espérons ainsi montrer l'importance de la connaissance et de la compréhension des conditions de répartition des sédiments sur la localisation des ressources en eau leurs possibilités d'exploitation, leur composition chimique et leur potabilité.

Ainsi se trouve confirmée l'intérêt d'une étude géologique fondamentale lors de toute recherche appliquée: si en effet, les domaines théorique et pratique s'interpénètrent profondément dans toutes les branches des sciences, cela est particulièrement vrai dans celle des Sciences de la Terre.

BIBLIOGRAPHIE

- ABDEL GAWAD, 1970.- Interpretation of satellite photographs of the Red Sea and Gulf of Aden. Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. A., 267, pp.23-40.
- AGIP MINERARIA Ltd. Ltd., 1963.- Petroleum development in Africa 1962: Sudan - Bull. Ann. Ass. Petrol. Geol. 47, 1392.
- ALLAN T.D., 1970.- Magnetic and gravity fields over the Red Sea. Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., A 267, pp.153-180.
- ALLEN J.R.L., 1965.- Late quaternary Niger delta and adjacent areas: Sedimentary environments and lithofacies. Amer. Asso. Petrol. Geol. Bull., n°49, pp 547-600.
- ALLEN J.R.L., 1965.- A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. Sedimentology 5, pp. 89-191.
- ALLEN J.R.L., 1970.- Physical processes of sedimentation. Elsevier 248 pages.
- ALLEN J.R.L., 1970.- Sediments of the modern Niger Delta. a summary and review in MORGAN J.P. ed. Deltaic Sedimentation, modern and ancient. Tulsa, Okla, Soc. Econ. Paleont. and Miner. Spec. Publ. 15, pp. 138-151.
- ARTHAUD F., MEGARD F. et M. SEGURET, 1977.- Cadre tectonique de quelques bassins sédimentaires. Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, 1, 1, pp.147-188.
- BEARD D.C. and P.K. WEYL, 1973.- Influence of texture on porosity and permeability of unconsolidated sand. Bull. Amer. Petr. Geol. v.57, n°2, pp.349-369.
- BERNER R.A., 1971.- Principles of Chemical sedimentology. Mc Graw Hill/Mc. USA.
- BOGER P.D., 1976. A study of the history of sedimentation in the Red Sea by means of isotopic and geochemical methods. Dissert. Ohio State University, Abstract. Internation., B., U.S.A. (1976) 37, n°5 21 178 - Résumé.
- BOHOR B.F. and RANDALL, E. HUGHES, 1971.- Scanning electron microscopy of clays and clay minerals. Clays and clay minerals v.19, pp.49-54.
- BROWN G.F., 1970.- Eastern Margin of the Red Sea and coastal structures in Sausi Arabia. Phil. Trans. Roy. Soc. London, A 267 pp.75-87.

- CARELLA R. and SCARPA N., 1962.- Geological results of exploration in Sudan by Agip Mineria Ltd. 4th. Arab. Petr. Congr. Beirut.
- CARVER R.E., 1971.- Procedures in sedimentary petrology. John Wiley & Sons.
- COELMAN R.G., 1974.- Geological background of the Red Sea. In the Geology of continental margins. Springer Verlag New-York.
- CONSTANTINIDIS D. & SARROT REYNAULD J., 1978.- Comparaison des méthodes de détermination du coefficient d'emménagement des nappes aquifères. 103e congrès national des Sociétés Savantes. Nancy 1978. Sciences, fasc.IV, p.153-164.
- CUCHLANE A.M., KING 1975.- Techniques in geomorphology. Edward Arnold. London.
- DAILLY Gérard, 1976.- Some remarks on regression and transgression in deltaic sediments. Bull. Canada Petr. Geol. v.24, n°2, pp.791-820.
- DELANY F.M., 1954.- Recent contributions to the geology of the Sudan. Ninetenth int. Geol. Congr. Algiers, vol. 20, pp.11-18.
- DELFOUD J., 1974.- La sédimentation deltaïque ancienne, exemples nord-sahariens. Bull. Centre. Recherche Pau.- SNPA, 8, 1 pp. 241-262.
- DELFOUD J., 1977.- La sédimentogenèse en liaison avec la dynamique des bassins. Rôle du climat. Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine. 1, 1. pp.191-216.
- DEUSER W.G., M.H. DELEVAUX and B.R. DOE, 1974. Site 228, the Shipboard scientific party with additional reports in Initial Rep. Deep Sea drilling project, Colombo, Ceylan to Djibouti, 1972, Washington, U.S. gov. print. off (1974), 23.
- DOEGLAS D.J., 1962.- The structure of sedimentary deposits in braided rivers. Sedimentology 1, pp.167-190.
- DOEGLAS D.J., 1968.- Grain size indices, classification and environment. Sedimentology 2, pp. 83-100.
- DRAKE C.L. and GIRDLER R.W., 1964.- A geophysical study of the Red Sea. Geophysic. jour. V, 8, n°5, pp.473-495.
- DUBERTRET L., 1932.- C.R. hebd. seance, Acad. Sci. Paris, 195, 66.
- DUBERTRET L., 1970.- Review of structural geology of the Red Sea and surrounding areas. Phil. trans. Roy. Soc. London, A, 267 pp. 90-20.

- DUBOUL-RAZAVET Christiane, 1956.- Contribution à l'étude géologique et sédimentologique du delta du Rhône. Mémoire de la Société Géologique de France, n°76.
- FAIREHEAD J.D., GIRDLER R.W., 1970.- The seismicity of the Red Sea, gulf of Aden and Afar triangle. Phil. trans. Roy. Soc. London, A. 267, pp.49-74.
- FOLK R.L. 1965.- Petrology of sedimentary rocks. Hemphill Book store, Austin, Texas. 159 pages.
- FOLK R.L. & W.C. WARD, 1957.- Brazos river bar, a study in significance of grain-size parameters. Journ. Sedimentary Petr. 37, pp. 3-27.
- FRIEDMAN G.M., 1961.- Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. Journ. Sedimentary Petr. v.31, p.514-529.
- FRIEDMAN G.M., 1962.- On sorting, sorting coefficient and the lognormality of the grain-size distribution of sandstones. Journ. Geol., v.70, pp, 737-754.
- FRIEDMAN G.M., 1967.- Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. Jour. Sedimentary Petr., v.37, pp.327-354.
- FRIEDMAN G.M., John E. SADERS, 1978. Principles of sedimentology. John Wiley & Sons.
- GASS I.G., 1955.- Geology of Dungunab, Sudan, M. Sc. Thesis University of Leeds.
- GASS J.G., 1970.- The evolution of volcanism in the junction area of the Red Sea, Gulf of Aden and Ethiopian rifts. Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., A. 267, pp. 369-381.
- GASS J.G., 1977.- The evolution of the Pan African crystalline basement in NE Africa and Arabia. Geological Society of London Journal, v. 134, pp. 129-138.
- GIGNOUX M., 1950.- Géologie stratigraphique. Paris, Masson.
- GIRDLER R.W., 1969.- The Red Sea : a geophysical background in Degens E.T. and Ross, D.A. eds. Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, New-York, Springer-Verlag pp.38-58.
- GIRDLER R.W., 1970.- A review of the Red Sea heat flow. Phil. Trans. Roy. Soc. London, A.267, pp.191-203.
- HAGHIENAUER B., 1973.- Contribution de l'analyse séquentielle à la connaissance des formations néogènes du bassin du Tage au Portugal. Thèse ès Sciences Nancy.

- HOLMES A., 1965.- Principles of physical geology London Nelson, 1288 p.
- HOOKE R. . B, 1967.- Processes on arid region alluvial fans.
Jour. Geol. 75, pp. 438-460.
- HUTTON C.O., 1950.- Studies of heavy detrital minerals. Bull. Geol.
Soc. Ann., v.61, n°7, pp. 635-716.
- JONES M.P. & M.G. FLEMING 1965.- Identification of mineral grains.
Elsevier.
- KABESH M.L., 1962.- The geology of Mohammed Qôl sheet.
Sudan Geological Survey Memoir n°3.
- KRUMBEIN & MONK, 1942. Permeability as a fonction of the size parameters
of sedimentary particles. AIME tech. Pub. 1 492.
- KRUSEMAN G.P. & DE RIDDER N.A. 1974.- Interprétation et discussion
des pompages d'essai. Internationale Institute for land
reclamation and improvement, Wageningen, The
Netherlands, Bull. 11f, 213 pages.
- LARTET L. 1869.- Essai sur la géologie de la Palestine etc. footnote
p. 13. Thèse Paris: Victor Masson.
- LE RIBAUT L., 1975.- L'exoscopie, méthode et application. Total, note
et mémoires n°12, 231 pages.
- LOMBARD A., 1956.- Géologie sédimentaire. Masson Paris.
- LOMBARD A., 1972.- Séries sédimentaires, genèse évolution. Masson Paris.
- LOFTI M. and KABESH M.L., 1964.- On a new classification of the
Bsement Complex. Rocks of the Red Sea Hills, Sudan
Bull. Soc. Geogr. Egypt 38.
- LOWELL J.D. and GENIK G.J., 1972.- Sea flour spreading and structural
evolution of the southern Red Sea. Ann. Asso. Petr. Geol.
Bull. v.56, pp. 247-259.
- MANHEIM F.T. & SEIMS D.E., 1974.- Chemical analysis of Red Sea Sediments
in Initial Report DSDP 23, pp. 923-938.
- Mc. KENZIE D.P., DAVIES D. and MOLNAR P., 1970.- Plate tectonics of the
Red Sea and East Africa. Nature, V, 226, pp.243-248.
- MILLOT G., 1964.- Géologie des argiles. Masson Paris.
- MILNER Henry B., 1962.- Sedimentary Petrography volume I & II, 4th
édition. George Allen & Unwin Ltd. London.
- Mohamed TAHIR HUSSEIN, 1975.- Hydrogeological Investigation of Khor
Arbaat Basin. Geol. & Miner. Res. Dept. Bull., n°28
Sudan.

- MOHR P.A., 1962.- The geology of Ethiopia. Univ. College Addis Ababas Press.
- PASSEGA R. 1957.- Texture as characteristic of clastic deposition. Ann. Ass. Petr. Geol. Bull., v.41, pp.114-118.
- PASSEGA R. and R. BYRANYIE, 1969.- Grain size image of clastic deposits. Sedimentology 13, pp. 233-252.
- PERRIAUX Jacques, 1961.- Contribution à la géologie des Vosges gréseuses. Thèse Université de Nancy.
- PERRIAUX Jacques, 1974.- Généralités sur les grés. Bull. Centre Rech. Pau - SNPA 8, 1, pp.161-185.
- PERRIAUX Jacques et SARROT REYNAULD J., 1979.- Rapport sur le projet de développement des ressources en eau des régions de Port Soudan et Tokar en bordure de la Mer Rouge (Soudan) Grenoble (18 p).
- PERRODON A., 1977.- Concepts, modèles et logiques des bassins sédimentaires Bull. Centre. Rech. Expor-Prod. Elf Aquitaine, 1, 1, pp. 111-130.
- PICARD L. 1970.- On Afro Arabian graben tectonics. Geol. Rundschau, v. 59, pp. 337-381.
- PICARD-TARBOURIECH Françoise, 1969.- Contribution à l'étude des minéraux lourds dans les sables littoraux de Toulon au Cap Lardier Provence . TETHYS 1(2) pp.539-560.
- PHILLIPS J.D. & D.A. ROSS, 1970.- Continous seismic reflection profiles in the Red Sea. Phil. Trans. Roy. Soc. London, A. 267 pp. 143-152.
- RUXTON B.P., 1956.- The major rock groups of northern Red Sea Hills. Geol. Mag. 93, 314-30.
- SAHU B.K., 1964.- Depositional mechanisms from the size analysis of clastic sediments. Jour. Sed. Petr., v.34, n°1, pp. 73-83.
- SAID R., 1962.- The geology of Egypt. Elsewier 377 pages.
- SALVESON J.O., 1976.- Variations in the oil and gas geology of Rift Bassins. Chevron Overseas Petroleum. Inc. San Francisco, Californie 94120, U.S.A.
- SCHURMANN H.M.E., 1966.- The Precambrian along the Gulf of Suez and Northern part of the Red Sea. Leiden E.J. Brill.
- SCRUTON P.C., 1960.- Delta building and the deltaic sequence. Recent sediments, Northwest gulf of Mexico. Ann. Asso. Petrol. Geol. pp.82-102.

- SELLY R.C., 1973.- Ancient sedimentary environments.
Chapman 1 Hall London.
- SELLY R.C., 1976.- An Introduction to sedimentology. Academic Press,
London, 408 pages.
- SESTINI J., 1965.- Cenozoic stratigraphy and depositional history, Red
Sea coast, Sudan Ann. Asso. Petr.
Geol. Bull., v.49, pp.1 453 - 1 472.
- SEVON W.D., 1966.- Distinction of New Zealand beach, dune, and river sands
by their grain size distribution characteristics.
New Zealand Jour. of. Geol. and Geophys. pp.212.223.
- SHEPARD F.P., 1960.- Mississippi delta: Marginal environments sediments
and growth. Recent sediments, Northwest. Gulf of
Mexico. Ann. Asso. Petrol. Geol. pp.56-81.
- SOLOHUB J.T. and J.E. KLOVAN, 1970 : Evaluating grain size parameters
in Lacustrine environments. Journ. Sed. Petr. v.40,
pp.81-101.
- STOFFERS P. 1 KUHN R., 1974.- Sedimentary history of the Red Sea in initial
Rep. DSDP 23, pp.821-848.
- TROMP S.W. 1950.- The age and origin of the Red Sea graben. Geol. Mag.
v.37, pp.385-192.
- VATAN André, 1967.- Manuel de sédimentologie. Technip. Paris 397 pages.
- VINE F.J., 1966.- Spreading of the ocean floor: new evidence. Science
v.154, pp. 1 405-1 415.
- WAYNE, A. PROYER, 1973.- Permeability-porosity patterns and variations
in some holocène sand bodies. Bull. Ann. Asso.
Pétr. Geol., v.57, n°1, pp.162-189.
- WEBER K.J. 1971.- Sedimentological aspects of oil fields in the Niger
Delta. Geol. Mijnbouw, vol.50(3) pp.559-576.
- WHITEMAN A.J. 1968.- Formation of the Red Sea Depression.
Geol. Mag. 105, n°3, pp.231-246.
- WHITEMAN A.J., 1970.- The existence of transform faults in the Red Sea
Depression. Phil. Trans. Roy. Soc. London, A267
pp. 407.408.
- WHITEMAN A.J., 1971.- The geology of the Sudan Republic. Oxford Univer. Press
Press, 290 pages.
- WILLIAMS R.F. and B.R. RUST, 1969.- The sedimentology of braided river.
Jour. Sed. Petr., v.39, pp.649-679.

WILSON M.D. and PITTMAN E.D., 1977.- Authigenic clays in sandstones:
recognition and influence on reservoir properties
and paleoenvironmental analysis. Jour. Sedim.
Petr. v.47, n°1, p.3-31.

TABLE DES MATIERES

	Pages
RESUME	
CHAPITRE PREMIER - INTRODUCTION	1
1.1. Cadre géographique	1
1.2. But de l'étude	1
1.3. Méthodes utilisées	3
1.3.1. Les documents cartographiques	3
1.3.2. Les travaux de terrain	3
1.3.3. Les analyses de laboratoire	3
 CHAPITRE DEUXIEME - GEOMORPHOLOGIE	 5
2.1. Les unités géomorphologiques	5
2.2. Les bassins versants	5
2.2.1. Caractéristiques physiques	7
2.2.2. Climatologie	10
2.3. Le bassin versant du Khor Baraka	11
2.3.1. Caractéristiques physiques	11
2.3.1.1. Délimitation	11
2.3.1.2. Caractéristiques de la forme du bassin	13
2.3.1.3. Hydrographie	16
2.3.2. Climatologie	16
2.3.2.1. Précipitations	16
2.4. Le bassin versant du Khor Sallom	23
2.4.1. Caractéristiques physiques	23
2.4.1.1. Délimitation	23
2.4.1.2. Caractéristique de forme	23
2.4.1.3. Hydrographie	26
2.4.2. Climatologie	26
2.4.2.1. Précipitations	26
2.5. Le bassin versant du Khor Arbaat	31
2.5.1. Caractéristiques physiques	31
2.5.1.1. Délimitations	31
2.5.1.2. Caractéristiques de forme	31
2.5.1.3. Hydrographie	34
2.5.2. Climatologie	34
2.5.2.1. Précipitations	34
2.6. Géomorphologie générale des deltas	36
2.6.1. Caractéristiques physiques	36
2.6.1.1. Délimitations	36
2.6.1.2. Relief	36
2.6.1.3. Hydrographie	36
2.6.1.4. Végétation	38
2.6.2. Les vents	38
 CHAPITRE TROISIEME - GEOLOGIE	 39
3.1. Stratigraphie	39
3.1.1. Formations précambriennes et cambriennes	39
3.1.1.1. La série de Kashebib	39
3.1.1.2. La série de Nafirdeib	41
3.1.1.3. La série d'Awat	41
3.1.2. Formations mésozoïques	41

3.1.2.1. Grès de Nubie	41
3.1.2.2. Formations paléogènes	41
3.1.3. Formations tertiaires	41
3.1.3.1. Formation de Mukawar	41
3.1.3.2. Formation de Hamamit	42
3.1.3.3. Formation de Maghersum	42
3.1.3.4. Formation d'Abu Imama	42
3.1.3.5. Formation de Dungunab	42
3.1.3.6. Les sédiments infrabasaltiques, le basalte et la rhyolite du Khor Langeb	42
3.1.4. Formations plio-quaternaire et actuelles	43
3.1.4.1. Pliocène	43
3.1.4.2. Pléistocène et actuel	43
3.2. Cadre tectonique	44
3.2.1. Présentation générale	44
3.2.2. Les données de la géophysique	46
3.2.3. Tectonique de détail	47
3.2.3.1. Les failles	47
3.2.3.1. Les diaclases	47
3.3. Résumé synthétique	48
 CHAPITRE QUATRIEME - SEDIMENTOLOGIE ET HYDROGEOLOGIE	 50
4.1. Le delta de Tokar et son glacis	50
4.1.1. Analyse séquentielle	50
4.1.1.1. Les séquences	50
4.1.1.2. Les coupes	52
4.1.1.3. Les forages	54
4.1.1.4. Conclusion générale à l'analyse séquentielle du delta de Tokar et son glacis	57
4.1.2. Granulométrie	57
4.1.2.1. Méthode	57
4.1.2.2. Résultats et Interprétations	59
4.1.2.2.1. Dimension absolue	59
4.1.2.2.2. Le classement	65
4.1.2.2.3. L'asymétrie	65
4.1.2.2.4. L'angulosité	71
4.1.2.2.5. Le diagramme C.M. de Passega	71
4.1.2.2.6. La perméabilité des sédiments du glacis et du delta de Tokar	75
4.1.2.3. Conclusion à l'étude granulométrique	77
4.1.3. Minéraux lourds	77
4.1.3.1. Méthode	77
4.1.3.2. Résultats et interprétations	78
4.1.3.3. Conclusion	80
4.1.4. Minéraux argileux	81
4.1.4.1. Méthode	81
4.1.4.2. Résultats et interprétations	81
4.1.4.3. Conclusion	87
4.1.5. Exoscopie	88
4.1.5.1. Méthode	88
4.1.5.2. Résultats et interprétations	88
4.1.6. Hydrologie	94
4.1.6.1. Débit	94
4.1.6.2. Evapotranspiration	94
4.1.6.3. Déficit d'écoulement	101
4.1.6.4. Bilan d'eau	101

4.3. Le delta Arbaat et son glacis	169
4.3.1. Analyse séquentielle	169
4.3.1.1. Les séquences	169
4.3.1.2. Les coupes	169
4.3.1.3. Les forages	171
4.3.1.4. Conclusion à l'analyse séquentielle du glacis et du delta Arbaat	171
4.3.2. Granulométrie	171
4.3.2.1. Méthode	171
4.3.2.2. Résultats et interprétations	171
a) Dimension absolue	171
b) Classement	173
c) Asymétrie	173
d) Angulosité	176
4.3.2.3. Conclusion à l'analyse granulométrique des sédiments du delta et du glacis d'Arbaat	176
4.3.3. Minéraux lourds	176
4.3.3.1. Méthode	176
4.3.3.2. Résultats et interprétations	176
4.3.4. Minéraux argileux	178
4.3.4.1. Méthode	178
4.3.4.2. Résultats et interprétations	178
4.3.5. Exoscopie	178
4.3.6. Hydrologie	181
4.3.6.1. Débit	181
4.3.6.2. Evapotranspiration	181
4.3.6.3. Débit d'écoulement	184
4.3.6.4. Bilan d'eau	184
4.3.7. Caractères hydrodynamiques des aquifères	185
4.3.7.1. Méthode	185
4.3.7.2. Résultats et interprétations	185
a) Ecoulement des nappes	185
b) Gradient hydraulique	192
c) Transmissivité et perméabilité	192
d) Fluctuation du niveau de la nappe	192
e) Coefficient d'emménagement	192
4.3.7.3. Conclusion à l'étude des caractères hydrodynamiques du Khor et du delta d'Arbaat	193
4.3.8. Hydrochimie	195
4.3.9. Bilan et possibilités d'exploitation de l'eau dans le Khor et le delta d'Arbaat	195
4.3.9.1. Débit d'écoulement souterrain vers le delta d'Arbaat	195
4.3.9.2. Réserves régulatrices	196
CONCLUSION GENERALE	197
BIBLIOGRAPHIE	200



Dernière page d'une thèse

VU

Grenoble, le 10 juin 1980

Le Président de la thèse

T. Fournier

Vu, et permis d'imprimer,

Grenoble, le 20.6.80

Le Président de l'Université
Scientifique et Médicale

J. G. CAU



J. G. CAU