

RAPPORT FINAL

PROJET IVOIRO-CANADIEN 3-P-88-1035-STG

**TELEDETECTION ET EAU
POTABLE EN COTE D'IVOIRE**

**EVALUATION DES RESSOURCES EN EAU DU
BASSIN VERSANT DE LA HAUTE MARAHOUE**

VOLUME 2: METHODOLOGIES

PRESENTE AU

**CENTRE DE RECHERCHE POUR LE
DEVELOPPEMENT INTERNATIONAL
- CRDI -**

**ORGANISME BENEFICIAIRE:
DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE
FACULTE DES SCIENCES ET TECHNIQUES
UNIVERSITE NATIONALE DE COTE D'IVOIRE**

**chercheur principal: Jean Biémi
chercheur associé: Patrice Jourda**

**PARTENAIRE CANADIEN:
CENTRE D'APPLICATIONS ET DE RECHERCHES
EN TELEDETECTION - CARTEL-
FACULTE DES LETTRES ET SCIENCES HUMAINES
UNIVERSITE DE SHERBROOKE**

**chercheur principal: Q. Hugh J. Gwyn
chargé du projet: Sylvain Deslandes**

Juillet 1989 - Août 1992

CHAPITRE PREMIER

METHODES GEOLOGIQUES HYDROGEOLOGIQUES D'ETUDE DES ROCHES, DE LA QUALITE L'EAU ET DES AQUIFERES

I- 1 PRINCIPE DU CALCUL DU BILAN HYDROLOGIQUE

Dans le bassin, l'étude du bilan de l'eau a été faite à partir de la méthode de détermination de l'évapotranspiration de Thornthwaite C.W.(1954).

L'évapotranspiration potentielle (ETP) désigne la quantité maximale d'évaporation vers laquelle tend le sol et le couvert végétal, lorsque le sol est abondamment pourvu en eau et que les plantes peuvent puiser, par leurs racines, l'eau nécessaire à la demande de l'environnement aérien (Mégnin C, 1979).

La formule de l'ETP de Thornthwaite C.W. fut établie à partir d'un ajustement statistique des mesures expérimentales de l'ETP sur cases lysimétriques aux données climatologiques. Selon cet auteur:

$$\text{ETP (mm/jour)} = 16 (10t / I)^a F(\lambda)$$

avec:

t = température moyenne de la période considérée;

a = fonction complexe de l'indice thermique I

$$(a = 6,75 \cdot 10^{-7} I^3 - 7,7 \cdot 10^{-5} I^2 + 1,79 \cdot 10^{-2} I + 0,49);$$

I = indice thermique annuel (somme des douze indices thermiques mensuels, calculés par la formule: $i = (t / 5)^{1,514}$);

F(λ) = terme correctif fonction de la latitude du lieu considéré et donné par les tables

Cette expression ne fait intervenir que la température avec un terme correctif de la latitude correspondant, en fait, à une durée moyenne l'insolation. Le calcul assez complexe, est grandement facilité par l'emploi des tables publiées par Brochet P. et Gerbier N. en 1968

(in Mégnin C., 1979) et donnant:

- la valeur de (i) en fonction de t;
- la valeur de $16 (10t / I)^a$ en fonction de I et t;
- la valeur de l'ETP cherchée en fonction du résultat précédent et du terme correctif F(λ).

L'évapotranspiration réelle (ETR), valeur effective de l'évaporation dans les conditions d'humidité du sol imposées par la région, est déterminée à partir d'une certaine valeur de la réserve utilisable (RU) du sol qui désigne la quantité d'eau pouvant être mobilisée par l'évapotranspiration. La RU possède deux limites en réalité:

- une limite supérieure, correspondant à la quantité maximale d'eau que le sol peut retenir par capillarité (capacité au champ);
- une limite inférieure, en dessous de laquelle la sécheresse est telle que les forces de succion des racines sont insuffisantes pour extraire de l'eau restant dans le sol (point de flétrissement de la végétation).

Dans le calcul de l'ETR, la notion de "rendement transpiratoire" des végétaux qui diminue lorsque la plante commence à souffrir de la sécheresse (régulation stomatique), conduisit les agronomes à définir le terme de "réserve facilement utilisable (RFU) par les

plantes, correspondant sensiblement à la moitié de RU. La valeur de RFU varie en fonction du type de sol.

Dans le cas du bassin versant de la Haute Marhoué, les mesures de la teneur en eau du sol font défaut dans cette étude. Cependant, compte tenu de la nature généralement sablo-argileuse des altérites du bassin, nous avons estimé à 100 mm, la valeur de la RFU du sol pour la détermination de l'ETR, le mois de septembre (fin de la saison des pluies) étant pris comme le point de départ des calculs (**Tableau 1**) .

En considérant mois par mois, l'effet de la recharge par la pluie (P) et de la décharge par l'évapotranspiration (ETP), on distingue quatre principaux cas correspondant aux différentes saisons de la région (**Figure 1**) :

- **P >> ETP**: caractérise surtout les mois de juillet, août et septembre, c'est la grande saison de pluies qui débute au mois de juin. En saison humide, les précipitations sont nettement supérieures à l'évapotranspiration: 136; 227 et 235 mm respectivement en juillet, août et septembre; contre 113; 114 et 122 mm pour l'ETP. Dans ces conditions, l'évapotranspiration se réalise sans difficulté ($ETR = ETP$) et la RFU, sous-saturée en juillet (23 mm seulement), va atteindre la saturation aux mois d'août et septembre ($RFU = 100$ mm). Durant ces deux mois, la RFU étant saturée, la pluie efficace P-ETP (226 mm), qui correspond à l'excès d'alimentation en août et septembre, va s'écouler soit vers les cours d'eau de surface, soit en profondeur en direction des nappes. Au contraire, en juin et juillet, la RFU étant sous-saturée, les excès d'alimentation de 3 et 23 mm d'eau que l'on observe ne servent qu'à l'humectation du sol.

- **P < ETP**: au mois d'octobre (transition entre saison humide et saison sèche), la pluie (121 mm) est très peu inférieure à l'ETP (126 mm). L'évapotranspiration se fait non seulement sur la totalité de la pluie, mais encore sur les réserves du sol, $ETR = ETP = P + \Delta RFU$:

- 126 mm = 121 + 5 mm au mois d'octobre;
- 109 mm = 49 + 65 mm au mois de novembre.

Dans ce cas, la RFU va subir une diminution tellement rapide, qu'elle s'annulera dès le mois de décembre ($RFU = 0$ mm). Ainsi, la RFU n'existe, dans le sol, que dans la période allant de juin à novembre, période pendant laquelle le bilan de l'eau reste équilibré ($ETR - ETP = 0$), mais elle n'atteint la saturation qu'en août et septembre.

- **P << ETP**: c'est la grande saison sèche qui correspond aux mois de novembre, décembre, janvier, février, mars, avril et mai. Partout, la pluie étant très inférieure à l'évapotranspiration (49; 38; 11; 38; 81; 136 et 119 mm contre 109; 110; 127; 132; 156; 162 et 144 mm pour l'ETP), les réserves facilement utilisables du sol seront en totalité sollicitées par les plantes sans que leur besoin réel soit couvert, eu égard à la demande de l'environnement aérien. En saison sèche, les besoins en eau d'irrigation, qui s'élèvent à 373 mm par an dans ce bassin, sont respectivement répartis de la manière suivante: 37; 116; 93,5; 75; 26 et 25 mm entre les mois de décembre, janvier, février, mars, avril et mai. La RFU étant épuisée depuis décembre, l'évapotranspiration ne peut se réaliser uniquement que sur la pluie. A chaque pluie, $ETR = P$ et le déficit du bilan ($ETP - ETR$ ou $ETR - P$) va persister de décembre à mai.

- **P > ETP**: au mois de juin, (transition entre saison sèche et saison humide), la pluie (133 mm) est très peu supérieure l'ETP (130 mm). L'évapotranspiration commence à se réaliser normalement: $ETR = ETP$ et il reste encore une certaine quantité d'eau disponible P-ETP (3 mm) qui servira à humecter le sol: c'est la pluie efficace dont le volume sera plus important au mois suivant (23 mm en juillet) pour achever l'humectation complète du sol. Par conséquent, dans cette région, le volume total d'eau d'humectation du sol est de 26 mm.

I-2 PRINCIPE D'ETUDE DES ROCHES

L'étude des roches du bassin a été envisagée à partir:

- **d'une description macroscopique** de six variétés différentes d'affleurement: boules, chaos, dalles, dômes, dos de baleine et inselbergs granitiques;

Tableau I: Bilan de l'eau à la station de Séguéla, établi par la méthode de Thornthwaite C.W.
(Période 1981-1990)

	J	J	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	TOTAL
Indice thermique mensuel	12,4	12,4	13,9	14	12,8	12,1	11,2	11,2	11,8	12	12,4	12,2	149
T°C	26,3	27,8	28,4	28,6	26	24,6	24,6	24,6	25,5	25,8	26,3	26,1	
ETP n.c mensuelle	129	146	152	152	138	125	108	107	120	123	111	109	-
Facteur Correctif 7° N	0,99	0,89	1,02	1,05	1,04	1,06	1,04	1,06	1,01	1,03	0,99	1,01	
ETP(mm) Mensuelle Corrigée	127	132	156	162	144	130	113	114	122	126	109	110	1545
Pluie (mm)	11	38	81	136	119	133	136	227	235	121	49	38	1324
ETR (mm)	11	38	81	136	119	130	113	114	122	126	109	73	1172
Variation réserves du sol (Ri)	0	0	0	0	0	3	23	100	100	95	35	0	-
Réserves utiles pour les plantes (S)	0	0	0	0	0	0	0	36	113	0	0	0	-
P-ETR (excédent) du bilan	0	0	0	0	0	0	23	113	113	-5	-60	-35	152
ETP - ETR Déficit du bilan	116	93,5	75	26	25	0	0	0	0	0	0	37	373
P-ETP	-116	-94	-75	-26	-25	3	23	113	113	-5	-60	-70	-
ΔRFU (Ri-RFU)	-100	-100	-100	-100	-100	-97	77	0	0	-5	-65	-100	-

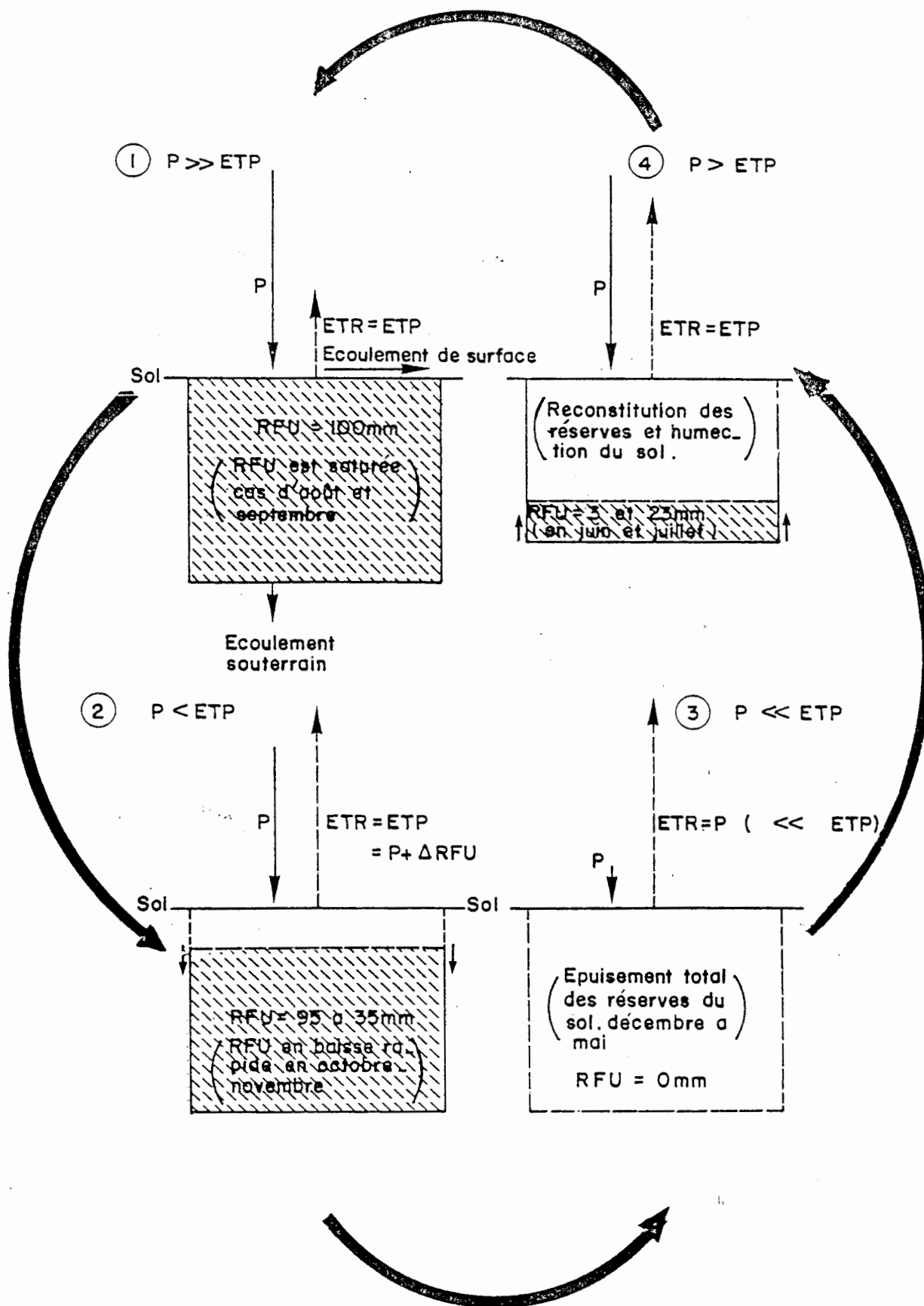


Figure 1 . Schémas des différents cas de calcul du bilan de l'eau dans le bassin de la Haute Marahoué, selon la méthode de Thornthwaite C.W. (l'écoulement ne se fait que lorsque la pluviométrie est supérieure à l'évapotranspiration potentielle et qu'à la même époque la réserve en eau facilement utilisable est saturée)

- **d'une étude microscopique** de 68 lames minces dans des laboratoires de: CARTEL (Sherbrooke), PETROCI (Abidjan), Institut Dolomieu (France), ENSTP (Yamoussoukro) et DST en vue d'estimer l'abondance des minéraux constitutifs dans les roches; il s'agit d'une estimation virtuelle grossière des pourcentages des minéraux en l'absence d'un comptage détaillé des points;

- enfin, **des dosages géochimiques** pour la caractérisation et la nomenclature des roches (**Tableaux 2 et 3**).

Les pertes au feu des échantillons dosés sont données sous forme de H_2O^+ . Les valeurs sont généralement faibles: 0,16 à 0,74% correspondant à 75% des observations. Cependant, dans les 25% des cas restants (soit 7 échantillons au total), les valeurs des pertes au feu sont nettement supérieures à 1%: 2,75; 1,1; 2,48; 1,13; 1,15; 2,1 et 1,04% dans les échantillons regroupant tous les types de roches analysés: granites, diorites, amphibolites, leptynites, gneiss, métasédiments et granodiorites. Ces valeurs élevées indiqueraient:

- soit que la plupart des échantillons prélevés n'étaient pas des roches saines, mais des roches portant les traces d'une altération;
- soit qu'à l'état de roches saines, ces échantillons étaient affectés par d'importants réseaux de microfractures et/ou microporosités intra ou interminérales

A partir des résultats de dosages géochimiques (exprimés en pourcentages d'oxydes), nous avons calculé dans les roches, les concentrations des éléments majeurs suivants : **Si, Al, Fe, Ca, Mg, Na, K, Mn et Ti** (**Tableau 4 et 5**).

L'étude de la caractérisation et de la nomenclature de ces roches, nous a conduit à faire le calcul par ordinateur des compositions virtuelles, paramètres CIPW Lacroix, paramètres de H. De la Roche et de AFM etc. de chaque échantillon, grâce à un programme informatique en langage BASIC installé sur l'Amstrad et le Apple II au Département des Sciences de la Terre. Les résultats de ces calculs permettent d'établir des diagrammes de différenciations des roches de types variés.

- diagramme triangulaire Q-A-P de Streckeisen (1976),
- diagramme chimico-minéralogique des roches ignées (De La Roche, 1964),
- diagramme $MgO-K_2O-Na_2O$ de H. De La Roche (1965)
- diagramme $AlK = f(SiNa)$ (H. De La Roche, 1968),
- diagramme alcalins/silice: $Na_2O + K_2O = f(SiO_2)$ (Kuno H., 1968; Irvine et al., 1971),
- diagramme $K_2O = f(SiO_2)$ de Peccerillo et Taylor (1976);
- le diagramme $Al_2O_3 - FeO_t / FeO_t + MgO$
- diagramme $Mg-CaO-Al_2O_3$ (NAQV1, 1975; in Camil J., 1984);
- diagramme $Al_2O_3 - FeO_t - MgO$ (Besson et al, 1974 et 1976);
- diagramme A.F.M. de Kuno (1968);
- diagramme K-Na-Ca de Barker et Arth (1976)

Tableau 2. Résultats d'analyses géochimiques des échantillons de roches prélevées
dans le bassin versant de la haute Marahoué

N°Lab	Ref.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	PF	TOTAL
1	AR 10	75,14	14,77	0	0	1,04	3,7	4,63	0,11	0	0	0,64	100
2	AR 11	77,46	13,49	0,09	0	0,8	3,55	4,82	0,12	0	0	0,21	101
3	J88 14	70,15	15,59	1,97	0	1,38	3,9	4,93	0,65	0,03	0	0,43	99
4	AR 39	72,93	15,27	0,81	0	1,05	4,6	4,85	0,36	0,03	0	0,65	101
5	J88 1	72,28	15,63	0,33	0	1,54	4,26	4,52	0,22	0,01	0	0,6	99,4
6	J88 2	64,37	16,07	4,12	2,59	3,88	4,82	2,53	0,71	0,05	0,26	0,29	99,7
7	J88 51	63,39	17,81	4,29	1,87	2,48	5,27	2,76	0,81	0,07	0,19	1,04	100
8	AR 15	61,28	16,42	4,18	3,22	3,53	4,98	2,46	0,75	0,05	0,37	2,75	100
9	AR 17	63,1	15,92	5,13	1,78	3,91	4,23	3,15	1,15	0,08	0,54	0,57	99,6
10	AR 24	76,02	14,23	0,74	0	1,49	4,85	2,92	0,14	0,03	0	0,29	101
11	AR 29	52,57	16,47	9,85	3,6	4,51	3,61	3,84	2,11	0,16	1,07	1,1	99,1
12	AR 34	73,75	15,66	0,01	0	0,77	8,26	1,09	0,04	0,01	0	0,41	100
13	J88 40	67,58	17,87	3,12	0	2,71	4,09	2,95	0,48	0,04	0	1,15	100
14	J88 50	75,48	13,9	0,46	0	0,92	4,46	4,43	0,11	0,01	0	0,24	100
15	J8857E	69,79	17,28	2,2	0	2,64	6,11	1,48	0,35	0,04	0	0,59	100
16	J8860E	56,51	14,06	8,09	4,91	8,51	3,63	2,68	0,59	0,13	0,36	0,51	100
17	J88 68	69,34	16,03	2,29	1,29	1,9	4,45	3,47	0,69	0,05	0,13	0,64	100
18	J88 23	49,02	15,34	13,5	4,26	9,6	2,09	0,77	1,5	0,17	0,36	2,48	99,1
19	J88 65	74,34	14,6	0,51	0	1,39	4,34	4,25	0,23	0,02	0	0,32	100
20	J88 18	75,49	14,19	0	0	0,63	3,54	5,3	0,1	0	0	0,21	99,5
21	J88 17	75,59	14,39	0	0	0,65	3,48	5,31	0,09	0	0	0,49	100
22	J88 35	68,13	17,99	3,12	0	2,75	4,13	2,98	0,49	0,03	0	0,37	100
23	ISE 21	73,14	15,49	0,67	0	1,62	4,09	4,58	0,24	0,01	0	0,16	100
24	AR 44	63,1	16,77	4,95	2,61	3,61	4,83	2,52	0,79	0,06	0,3	0,48	100
25	J88 29	70,74	15,47	3,28	0	2,72	3,88	2,67	0,46	0,05	0	0,74	99,4
26	J88 30	72,89	14,72	0,97	0	1,26	4,14	4,58	0,3	0,01	0	1,13	100
27	J88 49	66,63	22,87	2,2	0	0,03	0	5,72	0,43	0	0	2,1	100
28	6DA 14	67,99	15,55	3,7	1,5	3,55	4,99	1,92	0,34	11	0	0,34	100

Tableau 3. Composition virtuelle, norme: CIPW correction Lemeire (Plutonique)
et paramètres de H. De La Roche

N°ORDRE REF	1 AR10	2 AR11	3 J 438	4 J 434	5 J 436	6 J 437	7 J 448
OZ	33,7	36,7	25,1	25,2	26,9	14,2	12,9
OR	27,4	28,5	29,1	28,7	26,7	15	16,3
Ab	31,3	30	33	38,9	36,1	40,8	44,6
Ao	5,16	3,97	6,85	5,21	7,64	14,7	11,2
Co	1,78	0,98	1,33	0,54	0,93	0	2,05
Mt	0	0	0,66	0,28	0,11	1,32	1,37
Ilm	0	0,13	1,23	0,68	0,42	1,35	1,54
Hem	0	0,02	0	0	0	0	0
Ap	0	0	0	0	0	0,62	0,45
Ru	0,11	0,05	0	0	0	0	0
Di (Wo)	0	0	0	0	0	1,24	0
Di (En)	0	0	0	0	0	0,76	0
Di (FS)	0	0	0	0	0	0,41	0
En	0	0	0	0	0	5,69	4,66
FS	0	0	1,1	0,32	0,01	3,07	3,54
Di	92,3	95,2	87,3	92,8	89,7	69,9	73,9
ALC	8,33	8,37	8,83	9,45	8,78	7,35	8,03
FeOT	0	0,08	1,77	6,73	0,3	3,71	3,86
Na/Na+K	0,44	0,42	0,44	0,49	0,49	0,66	0,66
*Na2O	39,5	38,7	38,2	43,8	41,3	42,9	50,1
*K2O	49,4	52,6	48,3	46,2	43,8	22,5	26,3
*CaO	11,1	8,72	13,5	18	14,9	34,6	23,6
A	100	99	83,3	92,8	96,7	53,9	58,4
F	0	0,96	16,7	7,16	3,27	27,2	28,1
M	0	0	0	0	0	19	13,6

MOLES %							
SiO2	2,05	83,4	78,8	80	79,9	71,2	71,6
Al2O3	9,5	8,56	10,3	9,87	10,2	10,5	11,9
Fe2O3	0	0,04	0,83	0,33	0,14	1,72	1,82
MgO	0	0	0	0	0	4,27	3,15
CaO	1,22	0,92	1,66	1,23	1,82	4,6	3
Na2O	3,92	3,7	4,25	4,89	4,57	5,17	5,77
K2O	3,22	3,31	3,53	3,39	3,19	1,79	1,99
TiO2	0,09	0,1	0,55	0,3	0,18	0,59	0,69
MnO	0	0	0,03	0,03	0,01	0,05	0,07
P2O5	0	0	0	0	0	0,12	0,09
A.F.M/Na2O-K2O-CaO							
A	100	99,5	90,3	96,1	98,3	53,7	61
F	0	0,52	9,67	3,88	1,74	13,3	14,3
M	0	0	0	0	0	33	24,7
Na2O	46,9	8	45	51,4	47,7	44,7	53,6
K2O	38,6	41,7	37,4	35,7	33,3	15,5	18,5
CaO	14,6	11,6	17,6	13	19,1	39,8	27,9

N° Ref.	1 AR10	2 AR11	3 J 438	4 J 434	5 J 436	6 J 437	7 J 448
Si	69,8	71,4	64,6	66,6	67	57,8	57,2
Al	15,5	14,1	16,2	15,8	16,4	16,3	18,2
Fe3+	0	0,12	2,71	1,11	0,46	5,53	5,79
Mg	0	0	0	0	0	3	2,18
Ca	1,48	1,13	1,94	1,47	2,18	5,33	3,42
Na	5,45	5,2	5,69	6,67	6,27	6,87	7,55
K	7,64	7,89	8,06	7,87	7,44	4,03	4,42
Ti	0,13	0,14	0,77	0,42	0,26	0,82	0,94
Mn	0	0	0,05	0,05	0,02	0,07	0,1
P	0	0	0	0	0	0,22	0,16
A F M/Na2O-K2O-CaO							
A	100	99,1	83,5	92,9	96,8	56,1	60
F	0	0,94	16,5	7,08	3,23	28,5	29,1
M	0	0	0	0	0	15,4	10,9
Na	37,4	36,5	36,3	41,7	39,4	42,3	49
K	52,4	55,5	51,3	49,2	46,8	24,9	28,7
Ca	10,1	7,93	12,4	9,16	13,7	32,8	22,2

PARAMETRE H. DE LAROCHE	DISCRIMINATION ORTHO/PARA BASIQUES
DISCRIMINATION ORTHO/PARA ACIDES	
(1) AL/3-K	(7) (AL+FE+TI)/3-NA
(2) AL/3-NA	(8) (AL+FE+TI)/3-K
DISCRIMINATION DES GRANITOIDES	DISCRIMINATION DES GRAUWACKES
(3) SI/3-(K+NA+2CA/3	(9) AL+FE+TI
(4) K-(NA+CA)	(10) CA+MG
(5) FE+MG+TI	
(6) NA+CA	

N°ordre Ref.	1 AR10	2 AR11	3 J 438	4 J 434	5 J 436	6 J 437	7 J 448
(1)	-1,7	-14	-2,8	-3,1	6,28	51,5	57,9
(2)	-23	-26	-24	-48	-35	-51	-54
(3)	187	202	144	140	150	102	93,6
(4)	-40	-26	-46	-64	-69	-172	-156
(5)	1,38	2,61	33,1	14,6	6,93	125	110
(6)	138	128	152	166	166	225	214
(7)	-22	-25	-13	-43	-33	-30	-32
(8)	-1,3	-13	8,29	1,75	8,59	71,8	79,2
(9)	291	266	342	312	315	377	413
(10)	18,5	14,2	24,9	18,6	27,6	134	90,6

Tableau 3 (suite)

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J
1	N°	8	9	10	11	12	13	14	15	16
2	Ref.	AR15	AR17	AR24	AR29	AR34	J445	J447	J449	J450
3	Oz	1,47	6,78	24,7	0	12,4	17,4	22,4	14	0
4	Or	14,5	18,6	17,3	22,7	6,44	17,4	26,2	8,75	15,8
5	Ab	42,1	35,8	41	23,1	69,9	34,6	37,7	51,7	24,1
6	An	15,2	15,2	7,39	16,1	2,43	13,4	4,56	13,1	14,2
7	Co	0	0	0,38	0,15	0	3,02	0,1	0,83	0
8	Ne	0	0	0	4,96	0	0	0	0	3,6
9	Mt	1,31	1,63	0,26	2,9	0	1,02	0,16	0,73	2,42
10	Ilm	1,42	2,18	0,27	4,01	0,04	0,91	0,21	0,66	1,12
11	DI	58,2	61,2	83	50,7	88,7	69,4	36,3	74,5	43,5
12	ALC	7,44	7,38	7,77	7,65	9,35	7,04	8,89	7,59	6,31
13	FeOT	3,76	4,62	0,67	8,86	0,01	2,81	0,41	1,98	7,28
14	Na/Na+K	0,67	0,57	0,62	0,5	0,88	0,58	0,5	0,81	0,58
15	Na2O	45,4	37,5	52,4	31,3	81,6	42	45,5	59,7	24,5
16	K2O	22,4	27,9	31,5	31,6	10,8	30,3	45,2	14,5	18,1
17	CaO	32,2	34,6	16,1	37,1	7,61	27,8	9,38	25,8	57,5
18	A	51,6	53,6	92,1	38	99,9	71,5	95,6	79,3	34,1
19	F	26,1	33,5	7,89	44,1	0,1	28,5	4,45	20,7	39,4
20	M	22,3	12,9	0	17,9	0	0	0	0	26,5

N°ordre	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Ref.	AR15	AR17	AR24	AR29	AR34	J445	J447	J449	J450
Moles%									
SiO2	69,4	71,3	81,8	62,2	79,7	76,4	81,9	76,9	62,6
Al2O3	11	10,6	9,02	11,5	9,97	11,9	8,9	11,2	9,19
Fe2O3	1,78	2,18	0,3	4,39	0	1,33	0,19	0,91	3,37
MgO	5,44	3	0	6,35	0	0	0	0	8,11
CaO	4,28	4,73	1,72	5,72	0,89	3,28	1,07	3,12	10,1
Na2O	5,47	4,63	5,06	4,37	8,65	4,48	4,7	6,52	3,9
K2O	1,78	2,27	2	2,9	0,75	2,13	3,07	1,04	1,89
TiO2	0,64	0,98	0,11	1,88	0,03	0,41	0,09	0,29	0,49
MnO	0,05	0,08	0,03	0,16	0,01	0,04	0,01	0,04	0,12
P2O5	0,18	0,26	0	0,54	0	0	0	0	0,17
AFM/Na2O-K2O-CaO									
A	50,1	57,1	95,9	40,4	100	83,3	97,6	89,2	33,5
F	12,3	18,1	4,07	24,4	0,04	16,7	2,36	10,8	19,5
M	37,6	24,8	0	35,3	0	0	0	0	46,9
Na2O	47,4	39,8	57,6	33,7	84	45,3	53,2	61,1	24,5
K2O	15,4	19,5	22,8	22,3	7,3	21,5	34,7	9,74	11,9
CaO	37,2	40,7	19,6	44	8,66	33,2	12,1	29,2	63,6

ATOMES %

Si	56,1	56,6	70	46	68,4	62	69,6	63,7	48,8
Al	17	16,2	14,8	16,3	16,4	18,6	14,5	17,9	13,8
Fe3+	5,72	6,88	1,02	12,9	0,01	4,28	0,63	3,01	10,5
Mg	3,8	2,06	0	4,06	0	0	0	0	5,48
Ca	4,94	5,36	2,1	6,03	1,09	3,8	1,3	3,69	11,2
Na	7,23	6,02	7,09	5,29	12,2	5,95	6,53	8,85	4,98
K	4	5,02	4,77	5,96	1,8	4,8	7,26	2,4	4,11
Ti	0,88	1,32	0,17	2,37	0,05	0,56	0,13	0,41	0,65
Mn	0,08	0,12	0,05	0,23	0,02	0,06	0,02	0,06	0,19
P	0,32	0,45	0	0,87	0	0	0	0	0,29
A F M/ Na2O-K2O-CaO									
A	54,1	55,2	92,1	39,9	99,9	71,5	95,6	78,9	36,3
F	27,6	34,5	7,91	45,7	0,1	28,5	4,4	21,1	41,8
M	18,3	10,3	0	14,4	0	0	0	0	21,9
Na	44,7	36,7	50,8	30,6	80,8	40,9	43,3	59,3	24,5
K	24,7	30,6	34,2	34,5	11,9	33	48,1	16,1	20,2
Ca	30,6	32,7	15,1	34,9	7,26	26,1	8,6	24,7	55,3

PARAMETRE H. DE LAROCHE		DISCRIMINATION ORTHO/PARA BASIQUES
DISCRIMINATION ORTHO/PARA ACIDES		(7) (AL+FE+TI)/3-NA
(1) AL/3-K		(8) (AL+FE+TI)/3-K
(2) AL/3-NA		
DISCRIMINATION DES GRANITOIDES		DISCRIMINATION DES GRAU ACKES
(3) SI/3-(K+NA+2CA)/3		(9) AL+FE+TI
(4) K-(NA+CA)		(10) CA+MG
(5) FE+MG+TI		
(6) NA+CA		

N°ordre	8	9	10	11	12	13	14	15	16
REF	AR15	AR17	AR24	AR29	AR34	J445	J447	J449	J450
(1)	55,15	37,39	30,84	26,41	79,26	54,23	-3,16	81,18	35,05
(2)	-53,3	-32,5	-63	-15,4	-164	-15,1	-53	-83,8	-25,2
(3)	85,09	100,7	184,2	33,87	110,3	148,1	169,8	126,6	38,31
(4)	-171	-140	-120	-123	-257	117,7	-66,3	-212	-212
(5)	141,6	123,3	10,94	241,2	0,63	45,09	7,14	31,71	230,5
(6)	223,7	207,1	181,8	205,2	280,3	180,3	160,3	243,1	268,9
(7)	-32,7	-6,2	-59,4	35	-164	-0,09	-50,6	-73,2	11,04
(8)	75,73	63,72	34,48	76,79	79,47	69,26	-0,78	91,78	71,29
(9)	383,9	392,7	288,1	477,2	307,8	395,7	279,8	369,2	384,6
(10)	142,8	114,8	26,38	171,2	13,73	48,33	16,4	46,85	273,5

Tableau 4. Méthode de calcul des concentrations en ions majeurs d'une roche à partir des dosages géochimiques: cas des roches du bassin de la Haute Marahoué
(P_i : = proportion de l'ion i dans le % d'oxyde) ; m_i = masse de l'ion i ;
 M = masse totale de l'oxyde correspond à i)

Echant. AR10	% oxydes	Ion (i)	m_i/M	P_i	i (mg/l)
SiO ₂	75,14	Si	0,467	35,065	140,26
Al ₂ O ₃	14,77	Al	0,265	3,91	11,73
Fe ₂ O ₃	0	Fe	0,355	0	0
MgO	0	Mg	0,603	0	0
CaO	1,84	Ca	0,715	1,315	2,629
Na ₂ O	3,7	Na	0,371	1,373	1,373
K ₂ O	4,63	K	0,415	1,922	1,922
TiO ₂	0,11	Ti	0,599	0,066	0,264
MnO	0	Mn	0,774	0	0
P ₂ O ₅	0	P	0,218	0	0
PF	0,64				
Total	100,03				

Tableau 5. Teneurs moyennes des principaux cations déduites des % d'oxydes dans les différents types de roches du bassin de la Haute Marahoué (A₇: Gneiss; A₃: migmatite ancienne; B₈: métasédiments; B₃: schiste et grauwacke; P₃: migmatite récente; P₂: Granite hétérogène; P₁: Granite homogène)

roches	Si	Al	Fe	Ca	Mg	Na	K	Mn	Na/K	Mg/Ca	Ca+Mg/Na+K	Ti
P1	136	12,1	1,05	2,3	0	1,41	1,99	0,02	0,712	0	0,91	1,04
P2	128	12,3	3,87	4,7	1,94	1,6	1,26	0,09	1,304	0,28	1,51	1,36
A3	129	12,2	3,36	3,36	1,14	1,49	1,59	0,08	1,009	1,18	1,51	1,64
P3	122	12,8	4,1	5,25	2,05	1,82	1,22	0,11	1,87	0,3	2,74	1,26
B3	111	15,6	6,42	3,23	2,17	0,71	0,8	0,12	0,44	0,34	1,8	2,53
A7	132	13,4	1,67	2,49	0	2,29	0,84	0,04	4,01	0	0,86	0,62
moyen.	113	11,3	3,18	3,51	1,292	1,4	1,18	0,08	1,47	0,204	2,47	1,27

I- 3 PRINCIPE DE BASE DE LA TYPOLOGIQUE DE ZIRCONS

I-3-1 PREPARATION DE CONCENTRES DE ZIRCONS

L'étude d'une population de zircons nécessite les opérations suivantes: concassage des roches avec le marteau; broyage avec le broyeur à machoire ou à anneaux; tamisage à sec ou à l'eau; séparation densimétrique au bromoforme; séparation électro-magnétique avec le séparateur isodynamique le Frantz; séparation deusimétrique à l'iodure de méthylène ($d= 3,32$); enfin, montage du concentré de zircon entre lame et lamelle dans du Baume du Canada

I-3-2 SYSTEME CRISTALLOGRAPHIQUE ET INDEXATION

Le zircon ($ZrSiO_4$) cristallise dans le système quadratique. Il a une forme allonger ou trapue, symétrique ou dissymétrique par rapport à l'axe C'. Il présente les éléments de symétrie de l'holoèdrie du système quadratique (**Figures 2**):

$A_4, 2A_2/2M, 2A_2'/2M', C$

L'indexation des formes cristalline est basée sur un réseau quadratique centré (orientation structurale).

I- 3-3 CLASSIFICATION TYPOLOGIQUE DU ZIRCON ACCESSOIRE

La méthode typologique est basée sur le développement relatif des faces prismatiques et pyramidales dont les combinaisons définissent un type déterminé.

Les types fondamentaux (16 types) présentent 0; 1 ou 2 prismes et une des trois pyramides: (101); (211); (301) ou la combinaison (101) + (211) sur la figure III₁₇ sont regroupés les 64 types et sous types de la classification de J.P. Pupin et G. Turco (1972)

En général, subordonnés par rapport aux types principaux, **les types secondaires** se déduisent par l'adjonction d'une ou de plusieurs pyramidales supplémentaires (301); (122) et (321) et (511), la position des types secondaires est figurée dans le **tableau 6**.

I-3-4 ETUDE DE LA POPULATION AU MICROSCOPE

On prend au hasard cent cristaux compris entièrement dans le champ du microscope, au grossissement 250, pour une ou plusieurs traversées longitudinales de la lame. Les cristaux sont déterminés typologiquement lorsque cela est possible et leur autres caractères notés, ainsi que leurs coordonnées dans la lame.

Lorsque cent cristaux, numérotés de 1 à 100 sont étudiés, leur distribution typologique est fournie sous forme de tableau (IA, IT) de J.P.Pupin qui mentionne les fréquences de chaque types ou sous-types, ainsi que le taux d'indéterminés (**Tableau 7**).

L'axe "A" correspond au développement des faces pyramidales et l'indice "T" au développement relatif des prismes ou l'absence de ceux-ci.

Les zircons possèdent également d'autres caractères morphologiques qu'il faut prendre en compte dans la description: qualité de forme (automorphes, arrondis, subovoïdes, ovoïdes); couleur (incolores, rouges, rose-rouge); groupement cristallin; croissance des cristaux (gradins, lacunes de croissance, surcroissance, excroissance); corrosion; noyaux; zonages; etc.

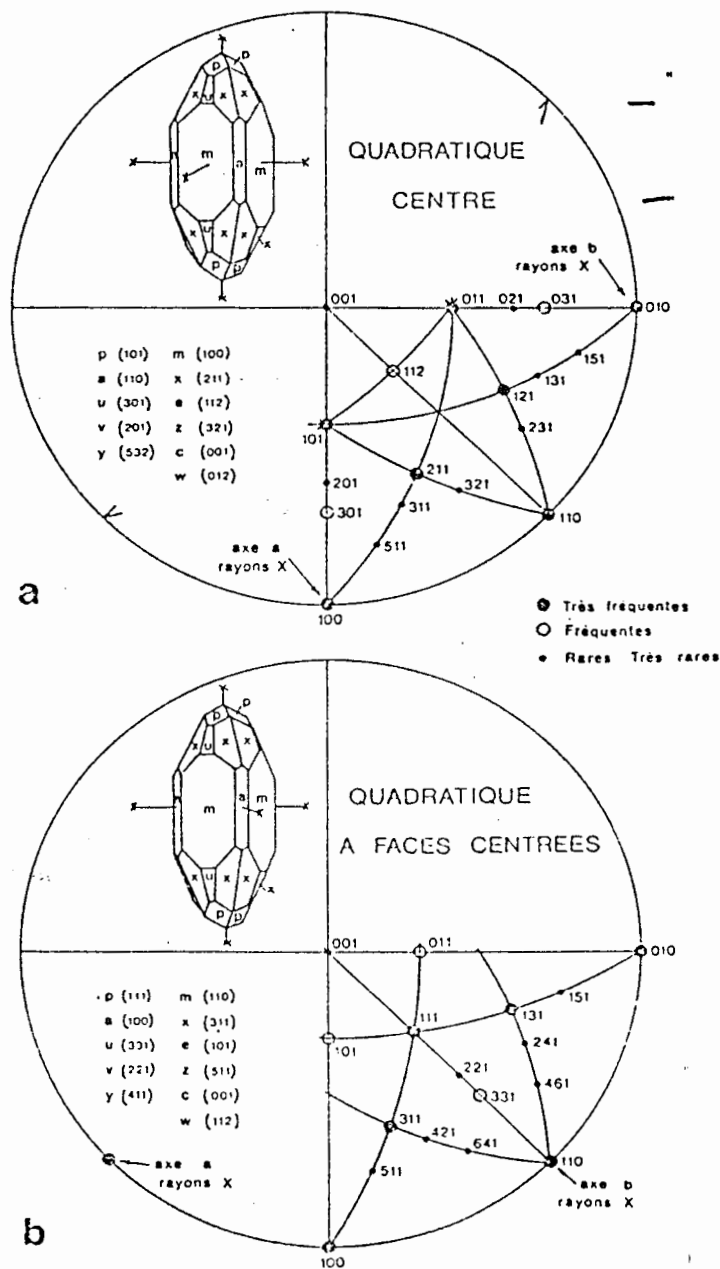


Fig. 2- Projection cristallographique des principales faces des cristaux de zircon naturels avec leurs fréquences relatives. a) Réseau quadratique centré (orientation structurale) ; b) Réseau quadratique à faces centrées (ancienne orientation morphologique). (en partie selon les données de C.E.S. Arps, 1970).

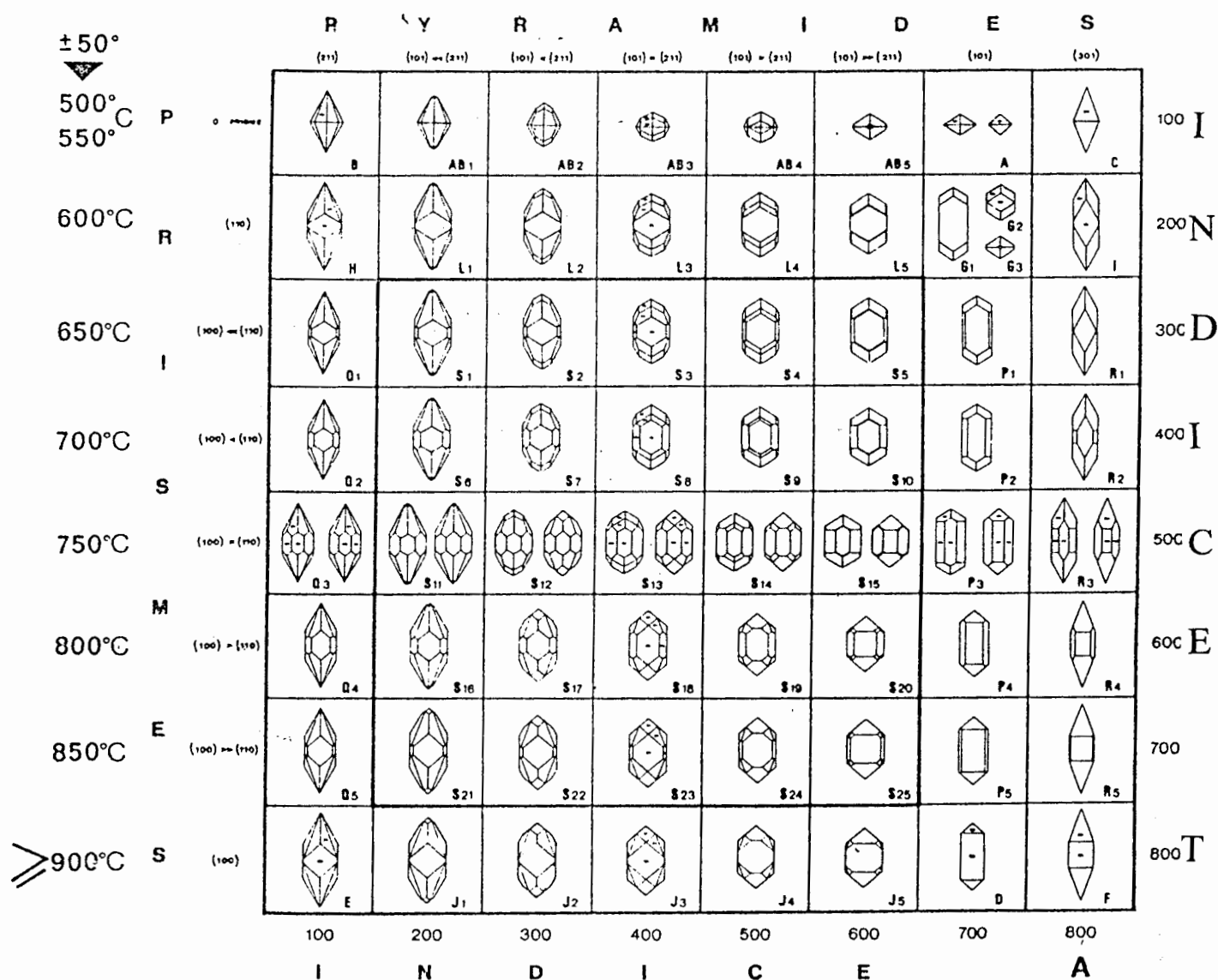


Figure 6- Types et sous-types fondamentaux de la classification typologique (PUPIN et TURCO, 1972) et échelle géothermométrique correspondante.

		I N D I C E A							
		100	200	300	400	500	600	700	800
I N D I C E A	100	B	AB ₁	AB ₂	AB ₃	AB ₄	AB ₅	A AC ₁₋₃	C
	200	H	L ₁ LZ ₁ O ₁	L ₂ LZ ₂ O ₂	L ₃ LZ ₃ O ₃	L ₄ LZ ₄ O ₄	L ₅ LZ ₅ O ₅	G ₁₋₃ GZ M ₁₋₃	I
	300	Q ₁	S ₁ U ₁ V ₁ SZ ₁	S ₂ U ₂ V ₂ SZ ₂	S ₃ U ₃ V ₃ SZ ₃	S ₄ U ₄ V ₄ SZ ₄	S ₅ U ₅ V ₅ SZ ₅	P ₁ PZ ₁ T ₁₋₃	R ₁
	400	Q ₂	S ₆ U ₆ V ₆ SZ ₆	S ₇ U ₇ V ₇ SZ ₇	S ₈ U ₈ V ₈ SZ ₈	S ₉ U ₉ V ₉ SZ ₉	S ₁₀ U ₁₀ V ₁₀ SZ ₁₀	P ₂ PZ ₂ T ₄₋₆	R ₂
	500	Q ₃	S ₁₁ U ₁₁ V ₁₁ SZ ₁₁	S ₁₂ U ₁₂ V ₁₂ SZ ₁₂	S ₁₃ U ₁₃ V ₁₃ SZ ₁₃	S ₁₄ U ₁₄ V ₁₄ SZ ₁₄	S ₁₅ U ₁₅ V ₁₅ SZ ₁₅	P ₃ PZ ₃ T ₇₋₉	R ₃
T	600	Q ₄	S ₁₆ U ₁₆ V ₁₆ SZ ₁₆	S ₁₇ U ₁₇ V ₁₇ SZ ₁₇	S ₁₈ U ₁₈ V ₁₈ SZ ₁₈	S ₁₉ U ₁₉ V ₁₉ SZ ₁₉	S ₂₀ U ₂₀ V ₂₀ SZ ₂₀	P ₄ PZ ₄ T ₁₀₋₁₂	R ₄
	700	Q ₅	S ₂₁ U ₂₁ V ₂₁ SZ ₂₁	S ₂₂ U ₂₂ V ₂₂ SZ ₂₂	S ₂₃ U ₂₃ V ₂₃ SZ ₂₃	S ₂₄ U ₂₄ V ₂₄ SZ ₂₄	S ₂₅ U ₂₅ V ₂₅ SZ ₂₅	P ₅ PZ ₅ T ₁₃₋₁₅	R ₅
	800	E	J ₁ JZ ₁ N ₁	J ₂ JZ ₂ N ₂	J ₃ JZ ₃ N ₃	J ₄ JZ ₄ N ₄	J ₅ JZ ₅ N ₅	D DZ K ₁₋₃	F

Fig. 7 - Position des types et sous-types fondamentaux et de quelques types et sous-types secondaires dans le diagramme (I. A, I. T).

I-4 PRINCIPE DES METHODES GEOPHYSIQUES

I-4-1 ELECTROMAGNETISME VLF

La méthode VLF (Very Low Frequency) est une méthode essentiellement utilisée en Côte d'Ivoire par la SODEMI, dans les recherches minières, pour la localisation des corps conducteurs ou résistants dans le sous-sol.

Le principe de la méthode se base sur le fait qu'une onde électromagnétique issue d'un champ magnétique (H_p), qui pénètre dans le sol, induit dans les corps conducteurs un courant qui crée à son tour, un champ secondaire (H_s) qui se superpose au champ primaire pour donner un champ résultant H_r différent et qui sera capté par les appareils de mesure (les récepteurs). Le champ résultant (H_r) est polarisé elliptiquement et se déforme généralement au voisinage des corps conducteurs, si bien que les mesures à la surface du sol n'intéressent que ces déformations.

Les champs magnétiques H_p et H_s peuvent se décomposer chacun en deux composantes spatiales, suivant des coordonnées rectangulaires X et Y en donnant les composantes réelles et imaginaires Re et Im du champ résultant. Ainsi, le champ secondaire est déphasé par rapport au champ primaire; ce qui permet de mesurer la composante en phase (P) et la composante en quadrature (Q) du champ résultant. Le champ induit présente plusieurs caractéristiques par rapport au champ primaire qui sont: son amplitude, son déphasage et son inclinaison (**Figure 3**).

Il existe deux méthodes de prospection électromagnétique: la première utilise une source du champ primaire (émetteur) fixe alors que le récepteur est mobile; et, la seconde se caractérise par l'emploi d'émetteur et de récepteur tous deux mobiles (Savadogo N.A., 1984). Dans notre cas, une partie des mesures a été prise à l'aide de l'unité EM16/16R de Geonics, correspondant à la première des deux méthodes. C'est la composante magnétique du champ électromagnétique qui est étudiée dans le mode EM16.

Le champ primaire est généré par des émetteurs très puissants se trouvant dans des stations de communication un peu partout dans le monde. L'onde émise pénètre en profondeur dans le sol. En Afrique de l'Ouest, les sondes susceptibles d'être captées sont celles qui sont émises par deux stations émettrices: Culter et Maine de la NAA aux U.S.A. (fréquence: 17,9 Hz-330°) ou par la station F.U.O. de Bordeaux en France (fréquence de 15,1 Hz - 0°). En ce qui concerne notre travail, l'orientation relative des stations recevables en Côte d'Ivoire, montre que les structures les mieux détectables par cette méthode sont les structures Est-Ouest. Comme l'émetteur est généralement très éloigné par rapport à l'étendue des zones étudiées, la profondeur d'investigation varie de 10 à 15; 20 à 25; 30 à 40 et 40 à 60 m respectivement pour des valeurs de résistivité de: 10; 40; 100 et 200 ohm.m (Savadogo N.A., 1984).

L'étude de la composante électrique a été réalisée à l'aide du magnétomètre EM16R émetteur- récepteur mobile. Un module de résistivité attachable à ce récepteur permet de mesurer la résistivité apparente (ρ_a) des corps induits et l'angle de phase (θ) entre les composantes magnétiques et électriques du champ électromagnétique.

Dans la pratique, 4 Layons de 500 m chacun de direction Nord-Sud et séparées de 100 m les uns des autres, ont été tracés. Ils comportent en tout, 100 stations de mesures situées à chaque 20 m sur les layons.

Pour les levés EM16, les stations Culter et Maine qui se trouvent à peu près dans la même direction que les structures étudiées sont les mieux adaptées. Les paramètres mesurés sont les composantes P et Q. Puisque nous étudions la composante magnétique du champ qui est perpendiculaire à la direction des stations, les mesures ont été faites dans la direction perpendiculaire aux stations. Ce qui signifie que les conducteurs dont la direction se trouve entre 45° et 105° ne seront pas ou ne seront que faiblement détectés.

Propagation dans le temps et l'espace des champs électromagnétiques

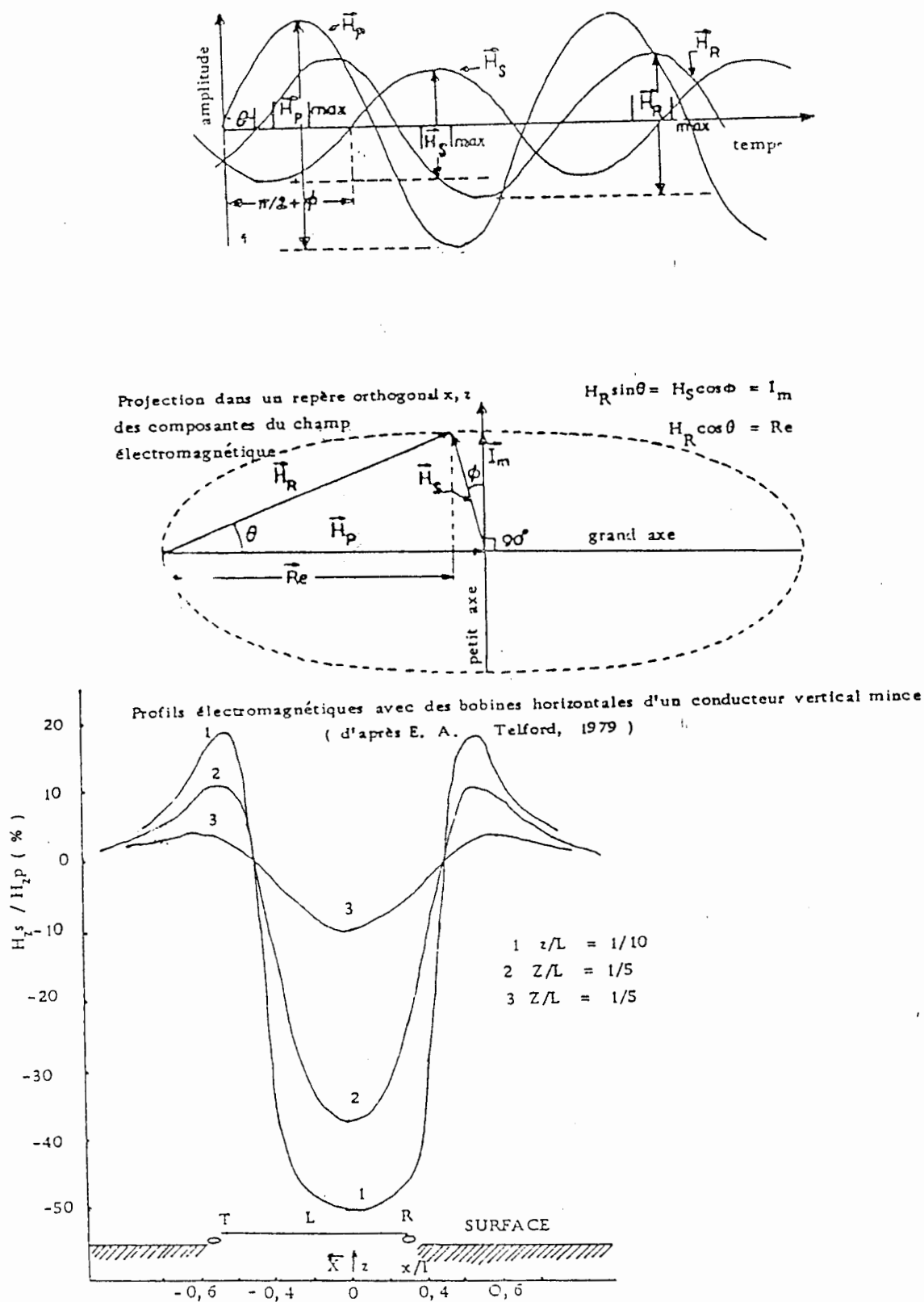


Figure 3 . Prospection électromagnétique. Schémas de principe et profils obtenus avec bobines horizontales (Savado N.A., 1984)

Pour la résistivité EM16/16R, nous avons travaillé par rapport à la station F.U.O (Bordeaux, France). Les mesures ont porté sur les résistivités apparentes et l'angle de phase; et puisqu'elles intéressent davantage le comportement de la composante électrique, les deux électrodes ont été implantées à peu près dans la direction du layon (direction de la station).

La seule correction nécessaire dans cette étude est le "filtre Fraser" c'est la dérivée de la courbe du profil de (P) de telle sorte que les points d'inflexion (position du conducteur) deviennent des maxima. Le filtre Fraser qui permet de mieux localiser le conducteur, est calculé selon la formule :

$$K (a + b) - (c + d)$$

où a, b, c, sont les valeurs consécutives de (p) sur le layon.

I-4-2 TRAINEES ELECTRIQUES

Les mesures sont faites le long des profils parallèles distants 200 mètres et de longueur 500 mètres environ et parallèles à l'axe Siana-Dona. Le point de départ est pris par rapport à un repère bien connu qui est dans notre cas le pont du dernier marigot avant le village de Dona (sur l'axe Siana-Dona). Le pas des mesures du quadripôle est de 20 m et cette longueur est invariable et déplacée le long des profils à étudier. La résistivité apparente mesurée, selon le quadripôle de Schlumberger, pour une profondeur relativement constante, varie suivant la puissance et la résistivité réelles des terrains traversés.

Du point de vue spatiale, cette méthode fournit des indications sur les roches compactes subaffleurantes et la présence des altérites épaisses et/ou des failles dans la région étudiée. Elle permet également d'isoler, le plus rapidement possible, les zones résistantes et stériles; et donc de localiser, les zones à forte alteration. Malheureusement, elle ne peut fournir de renseignements sur le nombre de terrains en présence ou l'absence d'une zone fracturée au toit du socle, le pendage et l'épaisseur des couches à traverser. Très souvent d'ailleurs, les anomalies très conductrices ne sont que des niveaux très argileux ou très minéralisés sans aucun intérêt hydrogéologique. De ce point de vue, seul le sondage électrique peut fournir d'amples informations.

I-4-3 SONDAGES ELECTRIQUES (S.E.)

Les sondages électriques sont les mieux adaptés à l'étude des relations entre la fracturation, l'altération et la formation des aquifères. Ils renseignent sur les zones de faible profondeur de socle, les zones de forte altération, les cas de superposition des terrains et l'épaisseur des couches.

Dans la pratique, on opère par écartements successifs des électrodes d'injection (AB) et des électrodes de mesures (MN) par rapport au centre O du quadripôle AMNB qui reste fixe. Les résultats sont fournis dans des diagrammes bilogarithmiques avec en abscisse, la demi-longueur de AB (cas du dispositif de Schlumberger) exprimée en mètres; et en ordonnée les résistivités apparentes (ρ_a) en ohms.m.

I-5 METHODES DE CALCUL DES VALEURS DE TRANSMISSIVITE DES AQUIFERES

I-5-1 METHODE DE THIEM

Cette méthode a été utilisée pour calculer les valeurs de transmissivité à partir des tableaux de mesures de remontée, relatifs aux essais de pompage de courte durée, réalisés sur trois ouvrages captant les altérites dans les villages de Kologo; Gbéma et Dougoubé.

Après l'arrêt du pompage, l'eau continue de s'écouler dans le puits, en provoquant une remontée du niveau dynamique. Le rabattement initialement induit va décroître; et, à partir du débit pompé depuis un temps (t), et du débit naturel de remontée de la nappe depuis un temps (t'), marquant l'arrêt du pompage, on peut calculer le rabattement résiduel par la relation :

$$\Delta' = 0,183 Q / T \log t / t'$$

qui permet de calculer graphiquement, dans un cycle logarithmique, la valeur de la transmissivité: $T = 0,183 Q / i$, à partir des droites expérimentales de remontée de pente (i) données dans la figure 4.

Pour ces trois localités, la méthode a permis d'obtenir les valeurs de transmissivité suivantes:

Kologo:	$4,2 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$
Gbéma:	$2,36 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$
Dougoubé:	$4,75 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$

Elles sont de l'ordre de $10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ précisément de $2,36$ à $4,2 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ et ne concernent que les aquifères d'altérites.

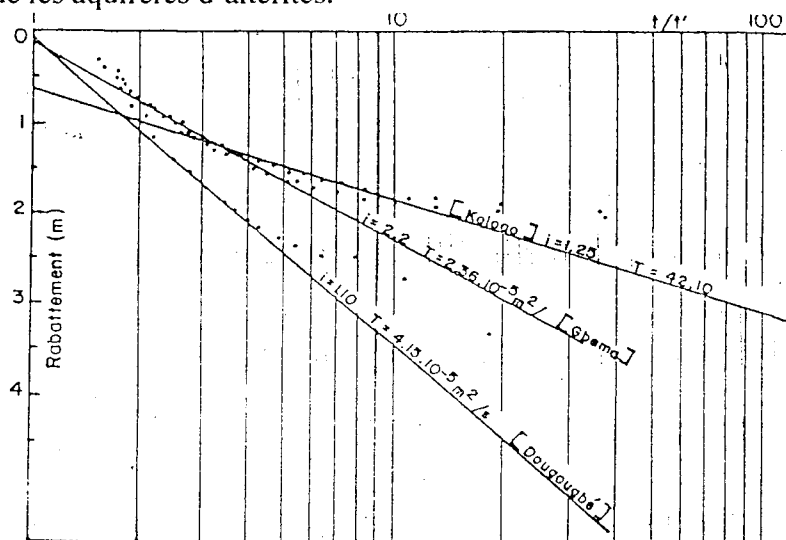


Figure 4 Méthode de Thiem: Courbe ra battement- log(t/t')

I-5-2 METHODE COOPER-JACOB

Cette méthode s'adapte surtout à des essais de pompage par paliers en régime de non équilibre. Lors d'un essai de pompage par paliers, il arrive que l'on n'obtienne pas la stabilisation du rabattement pour les débits constants choisis. Dans ce cas, pour le calcul de la transmissivité, il faut établir un diagramme Δ/Q en fonction de $\log(t)$, en utilisant le rabattement maximum Δ_n observé à la fin du palier de débit Q_n et de durée t_n .

A titre d'exemple, nous allons déterminer la valeur de la transmissivité dans un aquifère de fissures, capté par le forage du village de Djibrosso, chef-lieu de la sous-préfecture du même nom. Ici, les réserves d'eau se développent dans des fissures profondes, recoupées par un forage de 80 m de profondeur dont la coupe lithologique se limite à deux terrains:

0 - 30 m : horizon d'altérites sablo-argileuses
30 - 80 m: granite gris fissuré

La venue d'eau, enregistrée à 68 m, a fourni un débit optimum de 0,7 m³/h pour un rabattement de 30 m et un niveau dynamique de 37,30 m. La nappe est captive dans le socle puisque son niveau statique est de 7,30 m.

Les caractéristiques techniques du forage sont les suivantes:

- profondeur équipée : 32 m
- packer : 30 m (base des altérites)
- diamètre interne du tubage : 5" sur les 32 m

Ainsi, l'aquifère des altérites sus-jacentes a été isolé par un remblayage de l'espace annulaire, dont l'étanchéité est assurée par une cimentation à la base comme au sommet. Le pompage d'essai, de courte durée (6 h au total), a été exécuté par trois paliers enchainés à débits croissants, sans aucun dispositif d'observation. La remontée a été observée pendant 4 h, mais il ne nous a pas été possible d'obtenir le tableau des mesures. (**Figure 5**).

L'utilisation des techniques de Cooper-Jacob, pour la détermination de la valeur de transmissivité de cet aquifère, nécessite la construction d'un diagramme dans lequel seront portés les trois points représentatifs correspondant aux trois paliers. Dans ce diagramme le report du point représentatif du premier palier est direct. En revanche, en ce qui concerne les deux derniers paliers, il faut calculer au préalable les temps corrigés correspondant à chacun des paliers. Dans une échelle logarithmique des temps, le temps mesuré peut être converti en temps corrigé par l'intermédiaire de la moyenne logarithmique pondérée des temps.

Pour cela, on calcule:

- le temps (t_n) écoulé depuis le début du pompage jusqu'à la fin du palier d'ordre n intéressé par le calcul;
- le facteur ($t_n - t_i$) avec t_i = durée du ou des paliers antérieur(s) au palier d'ordre n;
- le facteur $\log(t_n - t_i) \times \Delta Q_i$ et la somme des trois facteurs pour les trois paliers successifs.

Dans l'exemple de Djibrosso, le temps et les débits correspondant aux différents paliers sont:

Premier palier: $T_1 = 120$ mn et $Q_1 = 5,83$ l/mn
second palier: $T_2 = 120$ mn et $Q_2 = 9,16$ l/mn
troisième palier: $T_3 = 120$ mn et $Q_3 = 12,5$ l/mn

Ce qui donne, à partir des calculs, pour le deuxième et troisième palier:

Palier 2: $\log E_2 = (5,83 \times 2,38) + (3,33 \times 2,079) / 9,16$
 $= 20,7985 / 9,16 = 2,2706$
et **$E_2 = 186$ mn**

Palier 3: $\log E_3 = 5,83 \times 2,556 + (3,33 \times 2,38) + (3,34 \times 2,079) / 12,5$
 $= 29,7707 / 12,5$
et **$E_3 = 241$ mn**

DJIBROSSO.ville
S/P: DJIBROSSO

NS = 7.30m
Date = 17_07_80

Prof. ouv. = 80m
Prof. pompe = 52m

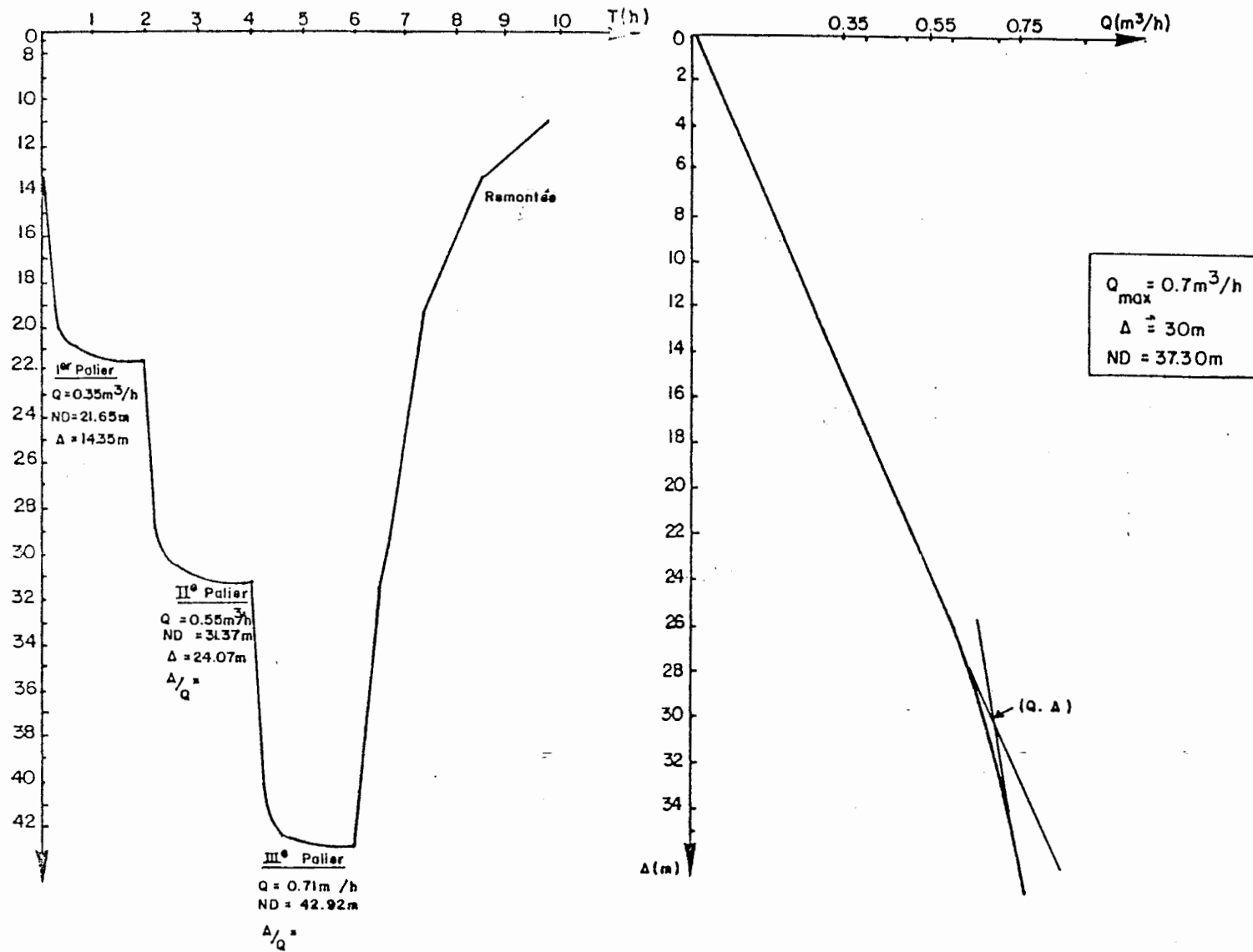


Figure 5 . Pompage d'essai du forage de Djibrosso: Courbes $\Delta = f(t)$; et $\Delta = f(Q \text{ m}^3/\text{h})$

Ainsi, pour la construction du diagramme, on utilisera les données qui sont portées dans le **tableau 8**:

Tableau 8: Valeurs des paramètres du diagramme $\log(t) = F(\Delta/Q)$ selon la méthode de Cooper-Jacob

LOCALITES	t(h)	S(m)	Ed	Sa	ta	Q(m ³ /h)	T(m ² /s) 10 ⁻⁶	Q/Δ(m ³ /h/m)
Ouahiri	0,33	10,2	0,7	1	0,9	1,02	1,13	0,02
Namorisso	2	20,2		1,5	0,65	5,4	1,78	0,047
Fizangoro	1,08	16,3	0,3	0,36	0,35	0,654	14,1	0,017
Feed-Lot	1,67	18,2	2	2,85	2,8	1,296	4,5	0,052
Camp-Barrage	1,5	25	0,5	1,7	2,5	0,7	1,06	0,019
Kohimon II	1,67	8,4	0,1	0,17	0,18	1,963	0,359	0,052

Le report dans les axes de coordonnées des variables: $\log(t)$ en abscisse et Δ/Q en ordonnées, donne une droite de pente i , permettant de calculer la valeur de la transmissivité de l'aquifère à partir de la relation (**figure 6**):

$$T: 0,183 / i = 0,183 / 580 = 5,3 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$$

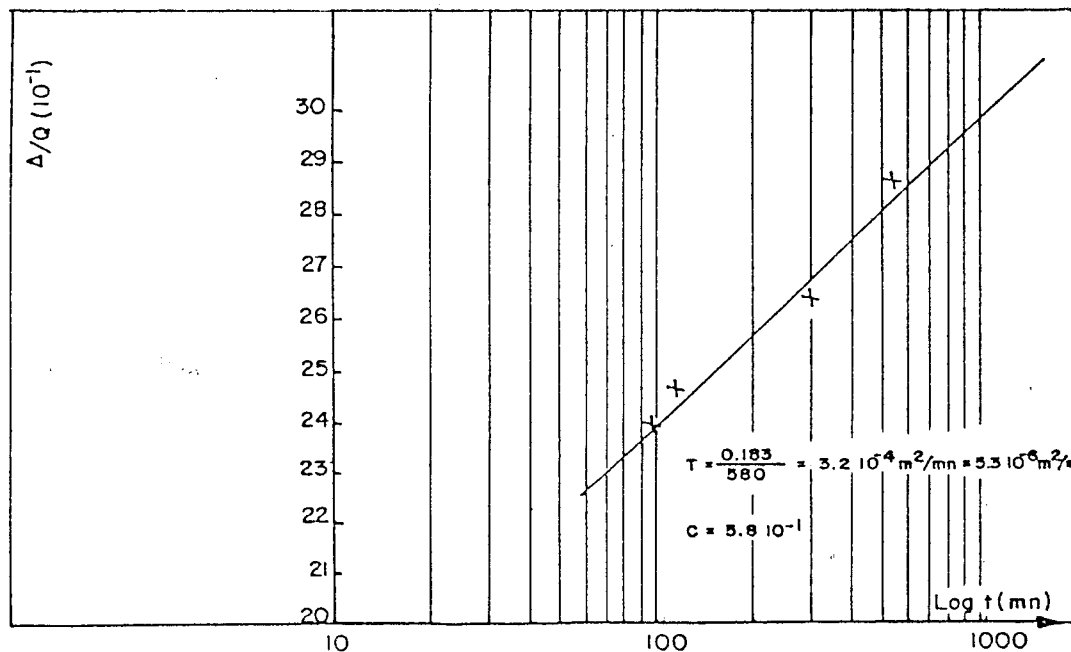


Figure 6. Méthode de Cooper-Jacob: Digramme $\Delta/Q = \log(t)$

La méthode de Cooper-jacob a été utilisée dans la détermination des valeurs de perméabilité de 64 forages réalisés dans le socle. Les différentes droites obtenues par cette méthode sont rassemblées dans la **figure 7**.

I-5-3 METHODE DE GRINGARTEN ET RAMEY (1973)

Cette méthode s'applique surtout à des forages captant une fracture unique pouvant être inclinée, verticale ou horizontale. Dans notre cas, nous avons supposé que les ouvrages intéressés par la méthode: Békoro, Filasso, Migniniba, Gbominasso II, Gbémazo et Madji II sont en communication avec une fracture approximativement horizontale.

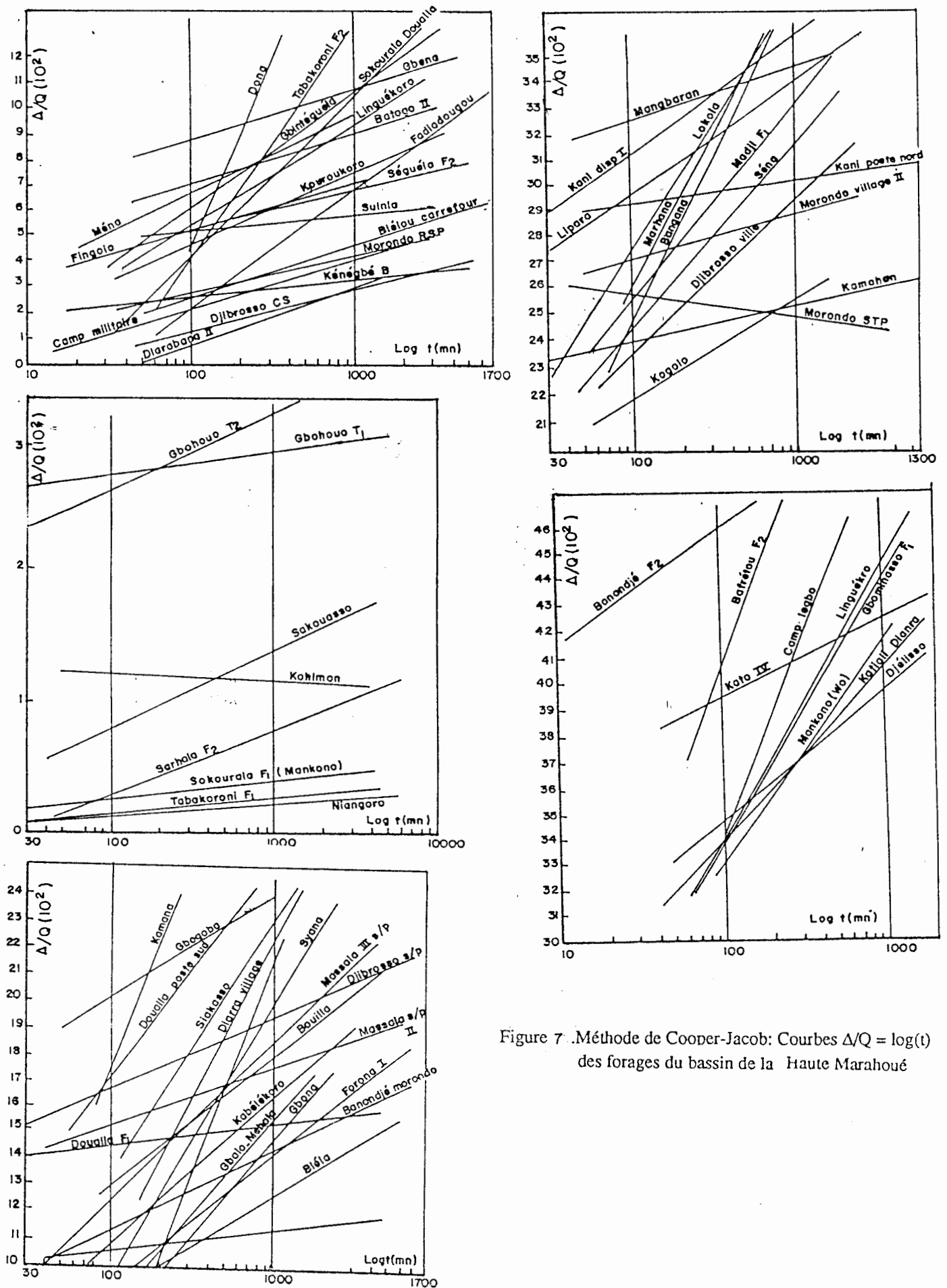


Figure 7. Méthode de Cooper-Jacob: Courbes $\Delta/Q = \log(t)$ des forages du bassin de la Haute Marahoué

Dans ce cas, si l'éponte est imperméable, Gringarten et Ramey (1973; in N'Guessan A., 1985) proposent la formule suivante pour la détermination des paramètres:

$$(0) \quad \frac{s_D}{h_D} = \frac{2}{r_D} \int_0^{\tau_D} \frac{e^{-\frac{1}{4\tau} \left(\frac{r}{r_f}\right)^2}}{\tau} \left[\int_0^{\tau_D} I_0 \left(\frac{r_D}{2\tau_f \tau} \right) e^{-\frac{v^2}{4\tau}} v dv \right] \\ \left[1 + 2 \sum_{n=1}^{\infty} \exp \left(-\frac{n^2 \pi^2 \tau}{h_D^2} \right) \cos n\pi \frac{z_f}{h} \cos n\pi \frac{z}{h} \right] d\tau$$

avec

$$(1) \longrightarrow \tau_D = \frac{K_r z}{S_s r_f^2} = \frac{K_r h t}{S r_f^2} = \frac{T t}{S r_f^2} \quad (S_s = \frac{S}{h})$$

$$(2) \longrightarrow \frac{s_D}{h_D} = \frac{4\pi \sqrt{K_r K_z} r_f s}{Q}$$

$$(3) \longrightarrow h_D = \frac{h}{r_f} \sqrt{\frac{K_r}{K_z}}$$

t_a = le temps réduit

s_a = le rabattement réduit

K_r = la perméabilité radiale dans la direction parallèle à la fracture circulaire centrée sur le puits de rayon r_f et d'épaisseur nulle

K_z = représente la perméabilité verticale

h = épaisseur de l'aquifère

L'équation (0) est représentée en diagramme logarithmique avec les valeurs de (s_d) en ordonnées et (t_a) en abscisses. On obtient ainsi, une famille de courbes théoriques dont chacune dépend de la hauteur réduite (h_d) . Ces courbes sont utilisées comme abaques pour le calcul des paramètres hydrauliques de l'aquifère par les méthodes de Theis et Jacob

(Figure 8).

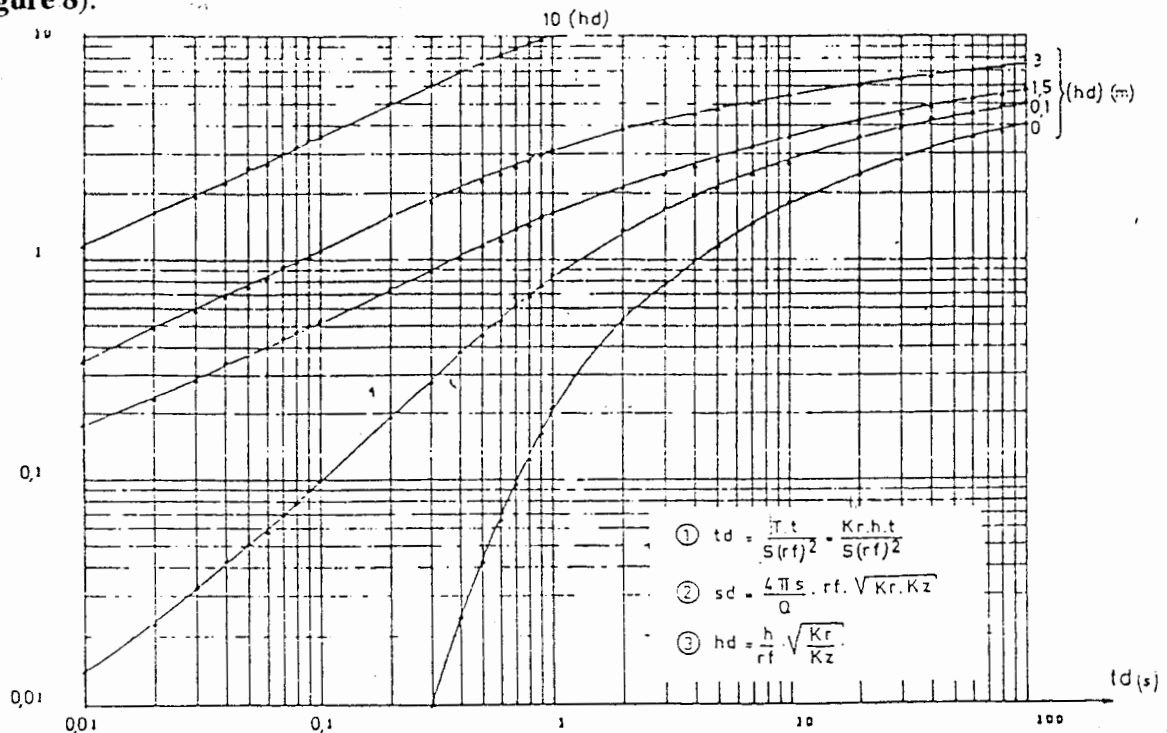


Figure 8. Méthode de Gringarten: Digramme (MC) et abaques (h_d) dans le cas d'une fracture horizontale

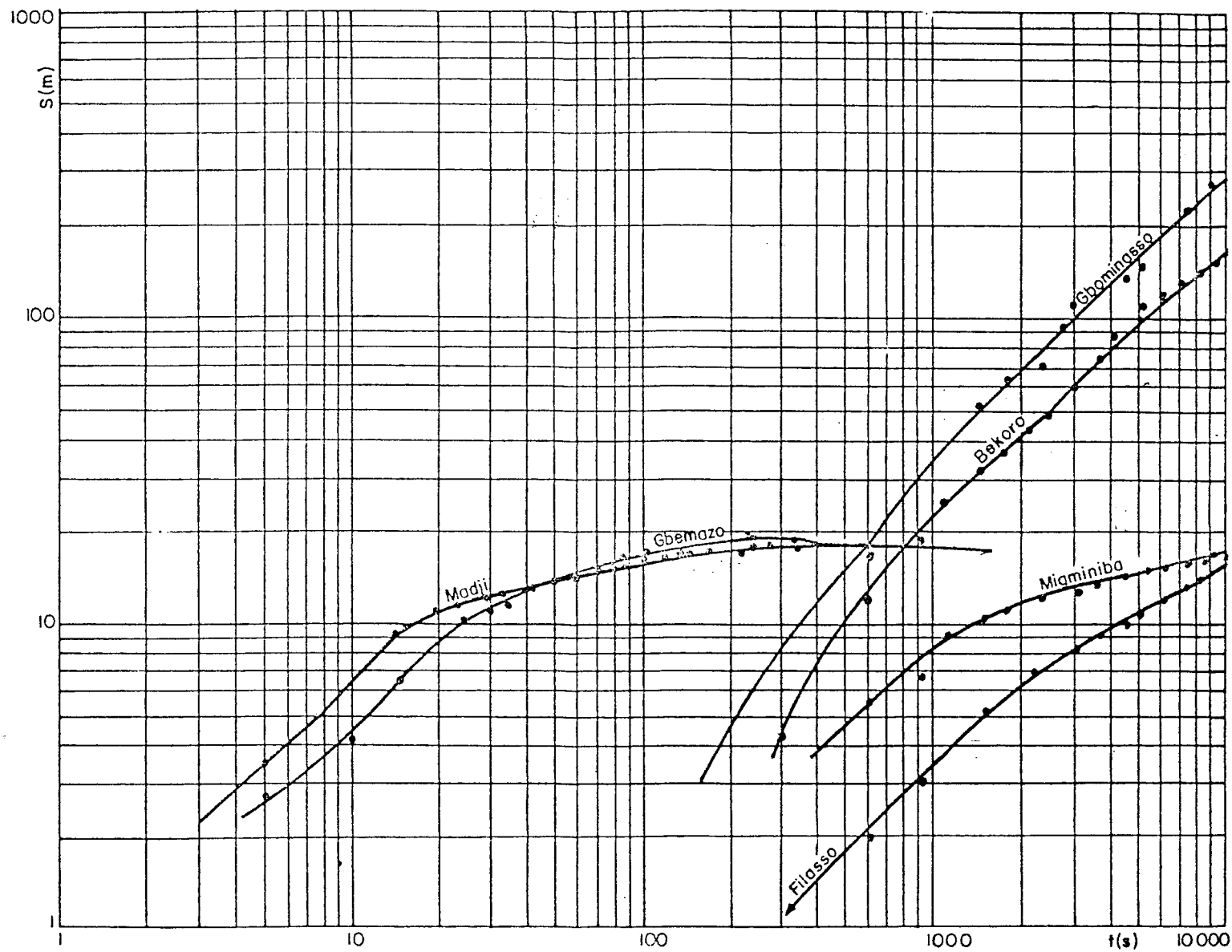


Figure 9 . Méthode de Gringarten: Courbes expérimentales de quelques pompes d'essai réalisés dans le bassin de la Haute Marahoué

- le débit est capté par l'aquifère et non par le puits;
- la perméabilité équivalente de la fissure est infinie et la charge est égale en tout point de la fissure à celle existante dans le puits.

Au début de pompage, l'évolution des rabattements au puits est donnée par la relation de Carslaw et Jaeger (1959, in Faillat J.P., 1986):

$$S = Q \times e d / T S r f^2 \text{ avec } e d = e / r f \text{ (} e \text{ étant l'épaisseur de la couche aquifère)}$$

Cette méthode n'a pu être appliquée qu'à 6 forages pour lesquels les mesures de descente ont duré 6 h en moyenne. Les valeurs de transmissivité, généralement les plus faibles par rapport aux autres méthodes, variant de $1,183 \cdot 10^{-8}$ à $1,03 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$.

Elles ont été calculées par la relation: $T = s d \times h d \times Q / 4 \Pi S$, après l'établissement des courbes expérimentales des différents essais de pompages (**Figure 9**).

I-5-4 METHODE DE THIERY

Les hypothèses d'application de cette méthode sont celles de Theis (1935), notamment en ce qui concerne l'aquifère poreux équivalent, homogène, isotrope et d'épaisseur constante sur toute la zone influencée par le pompage.

Dans le cas d'une fracture horizontale circulaire unique, le modèle de Thiéry correspond au schéma donné dans la **figure 10**.

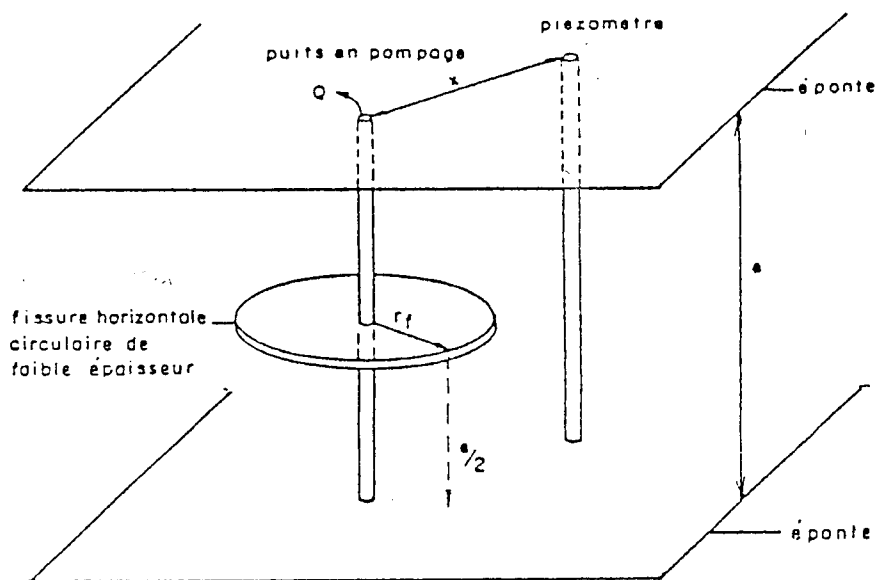


Figure 10. Méthode de Thiéry: Modèle de la fracture horizontale circulaire.

Outre les hypothèses de Theis en milieu poreux, on suppose que:

- le forage traverse, en son centre, une fissure de rayon r_f située à mi-hauteur de la couche aquifère;
- la fissure est de faible épaisseur par rapport à son rayon et à l'épaisseur de l'aquifère;

En coordonnées bilogarithmiques, on aura une droite de pente $1/2$. Les courbes-types, établies en fonction du paramètre (ed) sont présentées à la **figure 11**. Les variables réduites sont:

$$S_a = 4 \Pi T s / Q$$

et

$$t_a = 4 T t / r_f^2 S$$

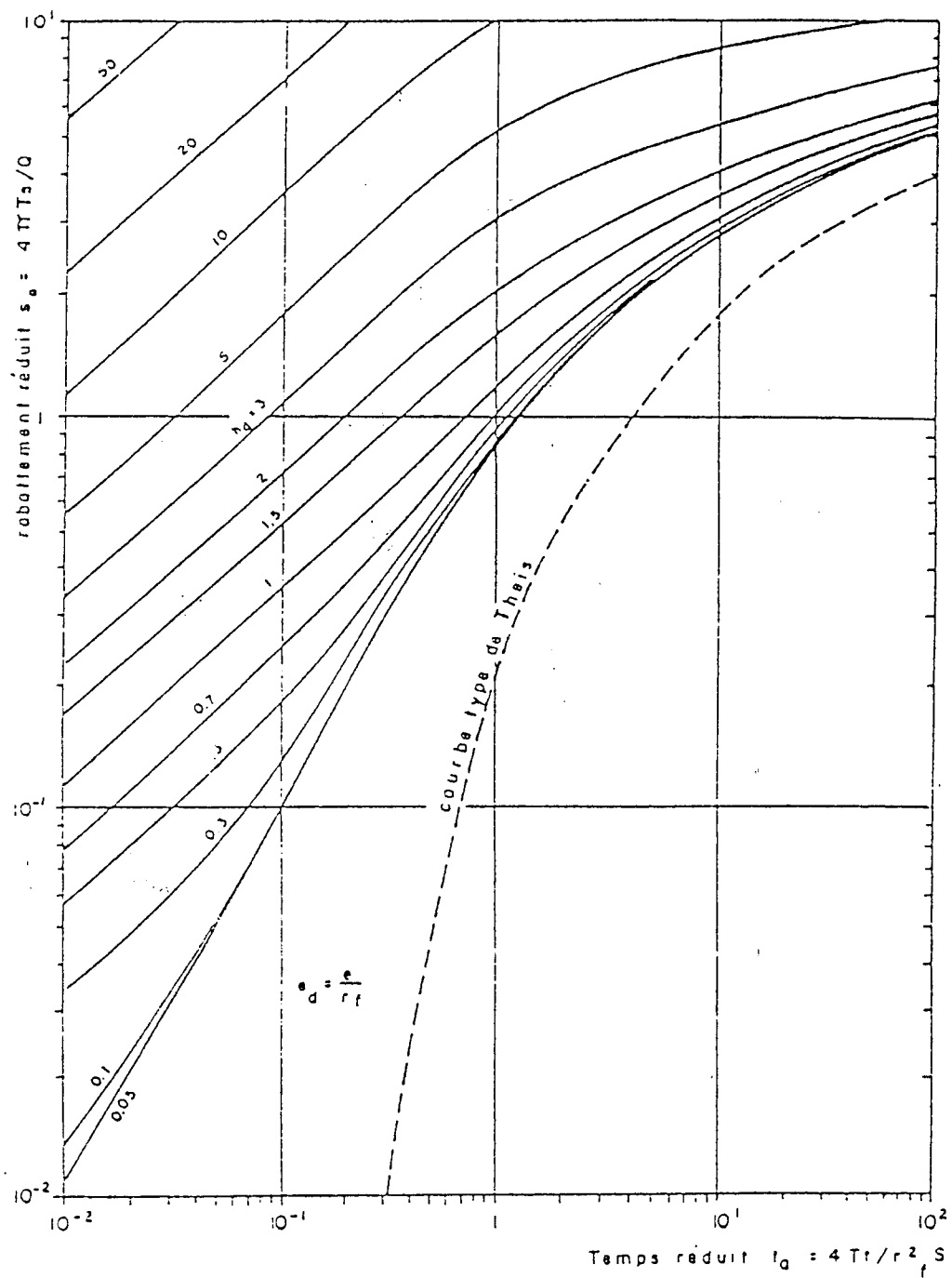


Figure II . Méthode de Thiéry: Courbes types pour un forage dans l'axe d'une fracture horizontale circulaire

La fin de la pente 1/2 dépend des caractéristiques géométriques et hydrodynamiques de l'aquifère. L'interprétation se fait par la méthode d'identification en relevant un point de coïncidence entre la courbe-type et la courbe expérimentale:

$$M(S,T) \text{ et } Ma(Sa, ta)$$

On obtient ainsi:

$$T = Q/4\pi \times Sa/S$$

$$Srf^2 = 4T \times t/Sa = Q/\pi \times t/ta \times Sa/s$$

La méthode de Thiéry (1983), a permis de calculer les valeurs de la transmissivité de 6 forages: Feed Lot; Camp barrage; Fizangoro; Ouahiri; Namorisso et Kohimon dont les courbes expérimentales sont représentées dans la **figure 12**. Ces valeurs varient de $3,59 \cdot 10^{-7}$ à $1,78 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$.

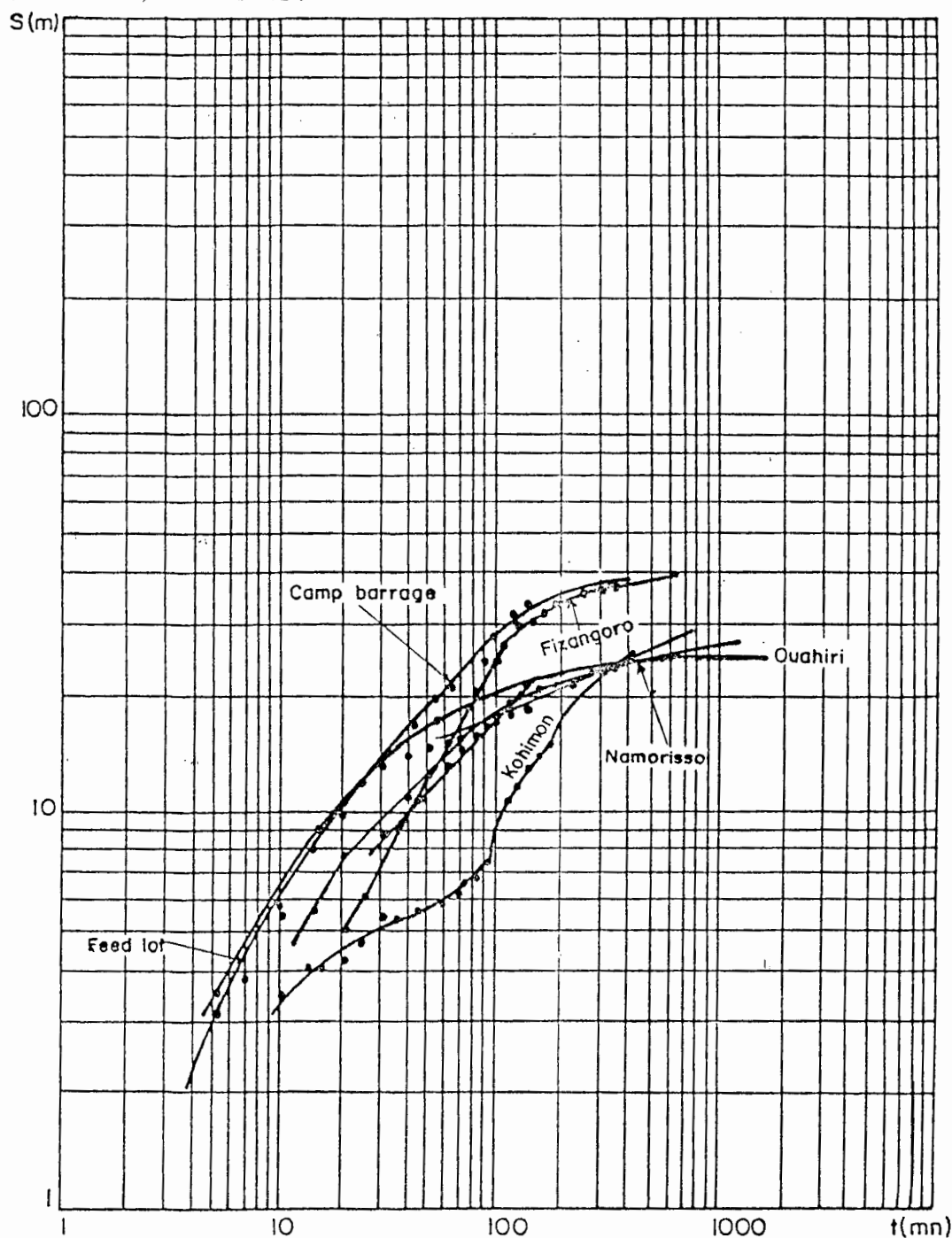


Figure 12. Méthode de Thiéry: Courbes expérimentales pour le calcul de (T) de quelques pompages d'essai réalisés dans le bassin de la Haute Marahoué

I- 6 PRINCIPE DE CALCUL DES PERMEABILITES INDUITES PAR LES FRACTURES

En 1970, Francis F.O. proposa, à l'Institut Dolomieu (Université de Grenoble), une méthode d'exploitation des champs de fractures relevées en photographies aériennes. Cette méthode est basée sur l'estimation des perméabilités en grand des massifs fissurés, à partir des données de l'analyse photogéologique. Les hypothèses simplificatrices de base sont les suivantes: **les fractures sont supposés sensiblement verticales pour permettre la simplification des calculs et le traitement du problème à deux dimensions; et, l'épaisseur de la zone broyée, distance moyenne entre les deux lèvres de la faille, est proportionnelle à la longueur (L) de la fracture exprimée en mètre.**

La méthode de Francis n'est applicable qu'aux régions où le socle est affecté par des fractures voisines de la verticale; comme c'est le cas dans le bassin de la Haute Marahoué, où les structures cassantes présentent, dans 80% des cas, des pendages généralement supérieurs à 80°, à l'instar de leurs homologues du Yaouré, un secteur situé plus au Sud (R. Fabre, 1985)

I- 6-1 TRANSMISSIVITE HYDRAULIQUE ET PERMEABILITE D'UNE MEGAFACTURE

La transmissivité hydraulique de chaque mégafracture est donnée par la formule :

$$T = K_f e$$

avec T : transmissivité hydraulique, propriété directionnelle (m²/s)
 K_f : conductivité hydraulique de la zone broyée (m/s)
 e : épaisseur de la zone broyée (m)

On définit la perméabilité (K) d'une fracture de longueur (L) par rapport à un espace délimité par un cercle de diamètre D, à l'aide de la formule (**Figure 13**) :

$$K = K_f \frac{e}{D}$$

où:

K : perméabilité équivalente pour un système continu (m/s)
 K_f : perméabilité de la zone broyée (m/s)
 e : ouverture moyenne de la fracture (m)
 D : diamètre du cercle (m).

La fracture est supposée continue à l'intérieur du cercle considéré; on peut donc écrire:

$$K = K_f \frac{A}{D} L = \frac{K_f A}{D} . L = CL$$

et la formule devient :

$$K = CL$$

L : longueur de la fracture (en m)

C : coefficient de proportionnalité

Par conséquent, la perméabilité K doit être traitée comme un tenseur symétrique de deuxième ordre, du fait de l'écoulement en milieu anisotrope. Or, la loi de Darcy dans un tel milieu s'exprime par la relation :

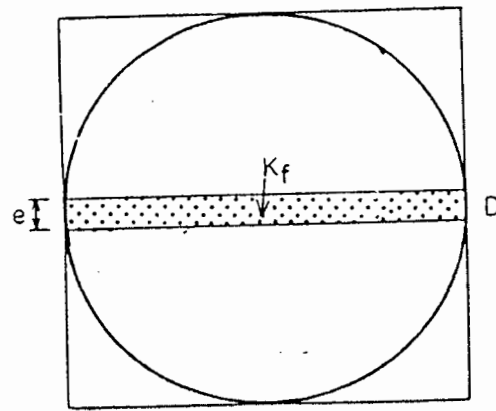


Figure 13. Méthode de Franciss: Schéma d'une fracture à l'intérieur d'un espace délimité par un cercle de diamètre D.

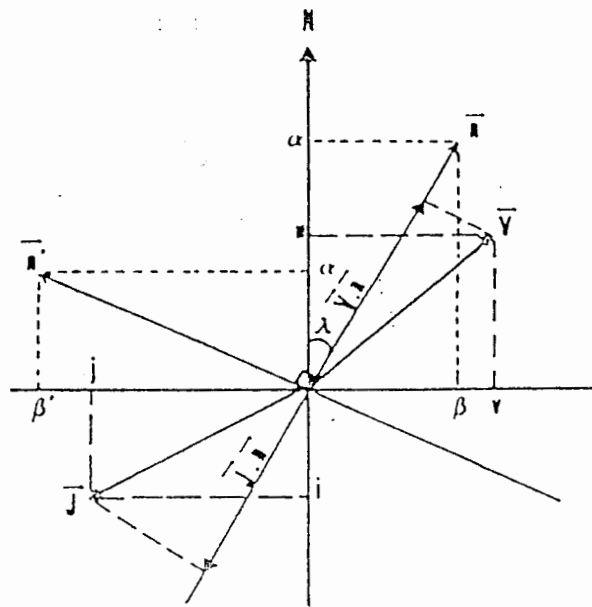


Figure 14. Méthode de Franciss: Schéma des directions théoriques d'écoulement dans un milieu anisotrope et de leur orientation par rapport au Nord géographique

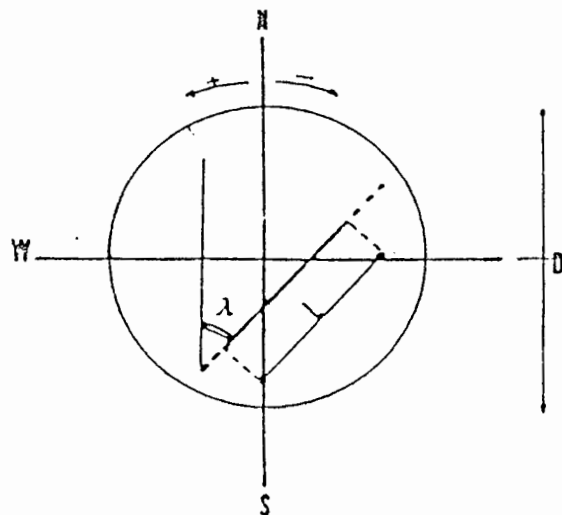


Figure 15. Méthode Franciss: Caractérisation et orientation des fractures par rapport au Nord géographique (l'azimut de la fracture est compté positivement vers l'Ouest et négativement vers l'Est.

$$(1) \quad V.n = -K(n) J n$$

V	=	vecteur vitesse d'infiltration
n	=	direction considérée de composantes (a,b)
J	=	vecteur gradient du drainage
$K(n)$	=	perméabilité relative suivant la direction n

Ainsi, en tout point du terrain, il existe un couple $V \begin{pmatrix} u \\ v \end{pmatrix}$ et $J \begin{pmatrix} i \\ j \end{pmatrix}$ tel que, à partir de (1), on ait (**Figure 14**):

$$(2) \quad au + bV = -K(a,b). (a i + bj)$$

Pour une direction orthogonale à n, l'expression de la même formule (2) montre que :

$$\begin{aligned} a &= \cos\lambda = -b' \\ b &= \sin\lambda = a' \end{aligned}$$

On en déduit :

$$(3) \quad bu - av = K'(a',b').(bi-aj)$$

et des équations (2) et (3) on tire :

$$\begin{aligned} -u &= (a^2K + b^2K').i + ab(K + K').j = K_{NN}.i + K_{NW}.j \\ -v &= ab(K - K').i + (b^2K + a^2K').j = K_{WN}.i + K_{WW}.j \end{aligned}$$

d'où : $V = -K J$ avec $K = \begin{pmatrix} K_{NN} & K_{NW} \\ K_{NW} & K_{WW} \end{pmatrix}$

En supposant que le coefficient de perméabilité relative K' est nul perpendiculairement à K :

$$\begin{aligned} -u &= (K\cos^2\lambda).i + (K\cos\lambda\sin\lambda).j \\ -v &= (K\cos\lambda\sin\lambda).i + (K\sin^2\lambda).j \end{aligned}$$

Par rapport aux axes NS-EW, les composantes du tenseur K_i (pour la fracture i) sont :

$$\begin{aligned} K_{NN} &= K\cos^2\lambda &= & CL\cos^2\lambda \\ K_{WN} &= K\sin^2\lambda &= & CL\sin^2\lambda \\ K_{NW} &= -K\sin\lambda\cos\lambda &= & -CL\sin\lambda\cos\lambda \end{aligned}$$

d'où $K_i = CL_i \cos^2\lambda_i$

Ces résultats permettent de caractériser chaque fracture uniquement par sa longueur

(L_i) et son orientation (λ_i) par rapport au Nord avec λ_i compté positivement vers l'Ouest et négativement vers l'Est (**Figure 15**).

I-6-2 PERMEABILITE MAXIMALE, MINIMALE ET MOYENNE

Le tenseur de perméabilité K , qui exprime l'effet cumulé de plusieurs fractures, est la somme des tenseurs relatifs de chaque fracture :

$$K = K_1 + K_2 + \dots K_i + \dots K_n$$

Les vecteurs propres de la matrice $K \begin{pmatrix} K_{NN} & K_{NW} \\ K_{NW} & K_{WW} \end{pmatrix}$ donnent les valeurs des perméabilités principales ($K_{\max}$) et ($K_{\min}$); et indiquent la direction des perméabilités maximales ($\lambda_{\max}$) perpendiculairement à celle des perméabilités minimales ($\lambda_{\min}$):

$$\lambda_{\min}^{\max} = \frac{1}{2} \operatorname{tg}^{-1} \frac{2K_{NW}}{K_{WW}-K_{NN}}$$

$$\text{et : } K_{\min}^{\max} = \frac{1}{2} (K_{WW} + K_{NN}) \pm \frac{1}{2} \sqrt{(K_{WW}-K_{NN})^2 + 4K_{NW}^2}$$

avec

$$\begin{aligned} K_{NN} &= CL \cos^2 l \\ K_{WW} &= CL \sin^2 l \\ K_{NW} &= -CL \sin l \cdot \cos l \end{aligned}$$

La perméabilité moyenne est obtenue par la relation :

$$K_{\text{moy}} = \frac{1}{2} (K_{NN} + K_{WW})$$

L'application de cette méthode, nécessite des travaux de terrains pour la détermination de la conductivité hydraulique (K) et du coefficient de proportionnalité (C) entre la longueur et l'ouverture des fractures dans la région.

I-6-3 CAS DU BASSIN VERSANT DE LA HAUTE MARAHOUÉ

La méthode de Franciss n'est applicable qu'aux régions où le socle est affecté par des fractures voisines de la verticale; comme c'est le cas dans le bassin de la Haute Marahoué, où les structures cassantes présentent, dans 80% des cas, des pendages généralement supérieurs à 80° , à l'instar de leurs homologues du Yaouré, un secteur situé plus au Sud (R. Fabre, 1985)

Le calcul de perméabilités induites par les fractures a nécessité, au laboratoire, un maillage du bassin de la Haute Marahoué, d'une superficie de 12 500 km², en 103 cercles de 12 000 mètres de diamètre, inscrit chacun à l'intérieur d'un carré dont le côté est égal au diamètre du cercle correspondant. A l'intérieur de chaque cercle, il a été calculé (**Figure 16**):

- le nombre total des fractures
- la longueur individuelle et totale des fractures
- et l'orientation cas par cas des fractures

Au préalable, des mesures effectuées à l'affleurement ont permis d'estimer deux variables indispensables au calcul des perméabilités induites: la conductivité hydraulique (K_f) de la région et le coefficient empirique de proportionnalité entre l'ouverture et la longueur des fractures (C).

La conductivité hydraulique (K_f) est assimilable à la perméabilité moyenne apparente caractérisant toute la surface étudiée. A partir de l'expression de la transmissivité dans une zone fracturée traversée par un forage:

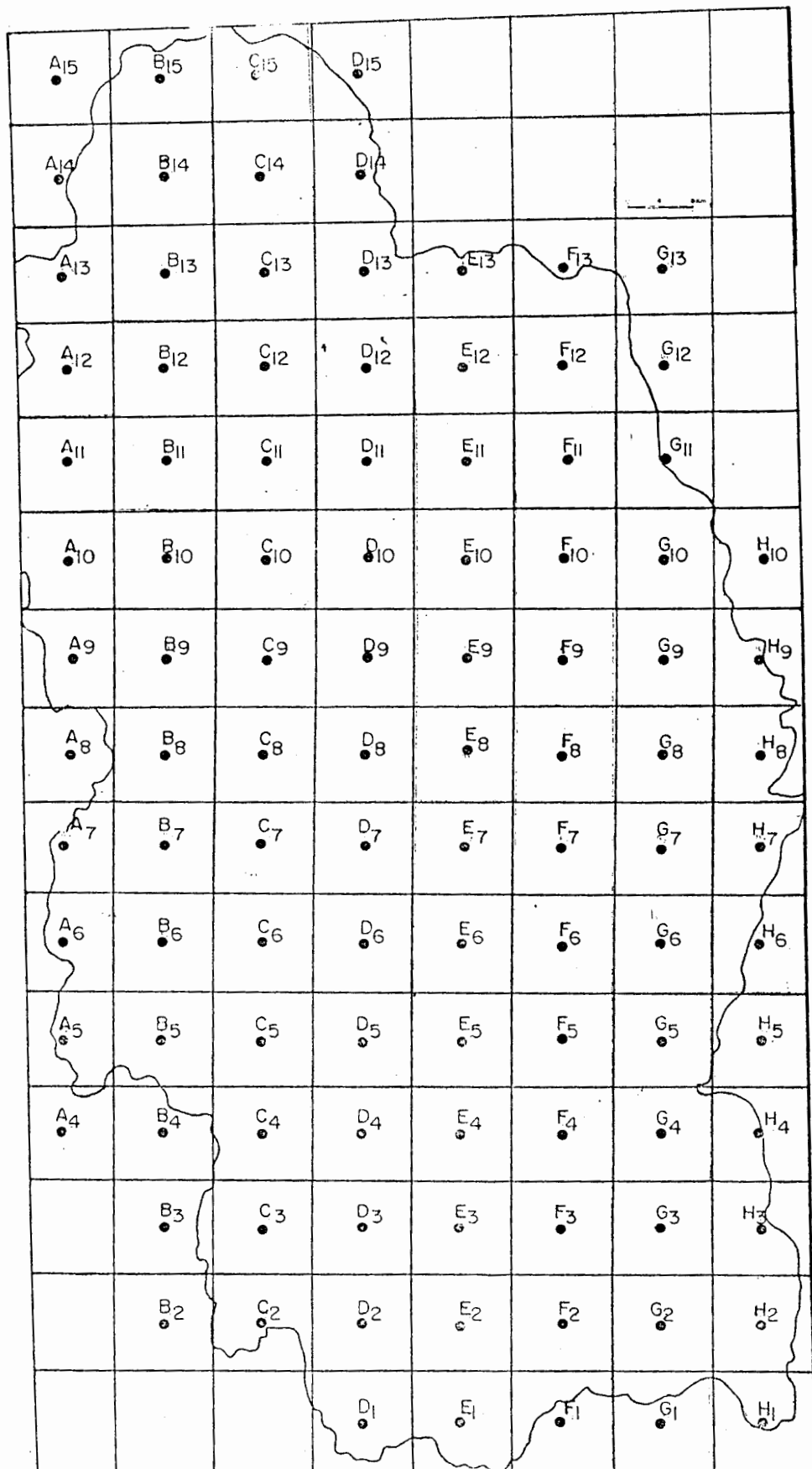


Fig.16: Calcul des perméabilités induites par les fractures :
quadrillage en 103 cercles inscrits à l'intérieur de
103 carrés du bassin de la Haute Marahoué .

$$T_i = K_i e_i$$

avec:

$$\begin{aligned} T &= \text{transmissivité de la zone (m}^2/\text{s)} \\ e &= \text{épaisseur de la zone (m)} \\ K_i &= \text{conductivité de la zone (m/s)} \end{aligned}$$

Cette variable est donnée par la relation:

$$K_f \text{ (m/s)} = \left(\sum \frac{T_i}{e_i} \right)$$

Dans les forages à arrivées d'eau multiples, l'épaisseur de la zone fracturée peut être estimée à partir de la différence de profondeur entre la première et la dernière arrivée d'eau.

Les valeurs de la transmissivité ont été calculées à partir des essais de pompage réalisés sur 80 forages, par les méthodes d'approximation de Jacob, Cooper-Jacob, Gringarten et Thiery.

Dans le cas de la variable (C), le problème de la mégafracture visible en image satellitaire peut être envisagée à deux dimensions parce que l'épaisseur de la croûte terrestre fracturée est très négligeable par rapport à son étendue. En général, cette épaisseur ne dépasse guère 100 m pour 10 Km² de surface, autrement dit elle varie dans un rapport <10⁻⁵. En conséquence, l'épaisseur de la zone broyée peut être considérée comme une fonction linéaire empirique de la longueur apparente de la mégafracture telle que :

$$e = CL$$

avec:

$$\begin{aligned} e &= \text{épaisseur de la zone broyée (m)} \\ L &= \text{longueur apparente de la mégafracture mesurée en photographie aérienne (m)} \\ c &= \text{coefficient de proportionnalité empirique (sans dimension).} \end{aligned}$$

La variable (C) a été déterminée empiriquement en mesurant les longueurs et les ouvertures sur environ 2000 fractures affectant le socle et en faisant le rapport entre ces deux paramètres.

Ainsi, après une détermination des valeurs de la conductivité hydraulique du bassin ($K_f = 3,51.10^{-5}$ m/s) et du coefficient de proportionnalité empirique entre l'ouverture et la longueur des fractures ($C = 0,0038$), la carte des réseaux de linéaments, initialement réalisée dans l'environnement EASI/PACE de PCI, a pu être mieux exploitée. Les valeurs de perméabilités induites ont été calculées à partir de la formule (Franciss, O., 1970):

$$\lambda(\text{max, mini}) = \frac{1}{2} \text{tg}^{-1} \frac{2K_{NW}}{K_{WN} - K_{NN}}$$

$$\text{et : } K \left(\begin{smallmatrix} \text{max} \\ \text{mini} \end{smallmatrix} \right) = \frac{1}{2} (K_{WW} + K_{NN}) \pm \frac{1}{2} \sqrt{(K_{WW} - K_{NN})^2 + 4K_{NW}^2}$$

avec:

$$\begin{aligned} K_{NN} &= CL \cos^2 \lambda \\ K_{WW} &= CL \sin^2 \lambda \\ K_{NW} &= -CL \sin \lambda \cos \lambda \end{aligned}$$

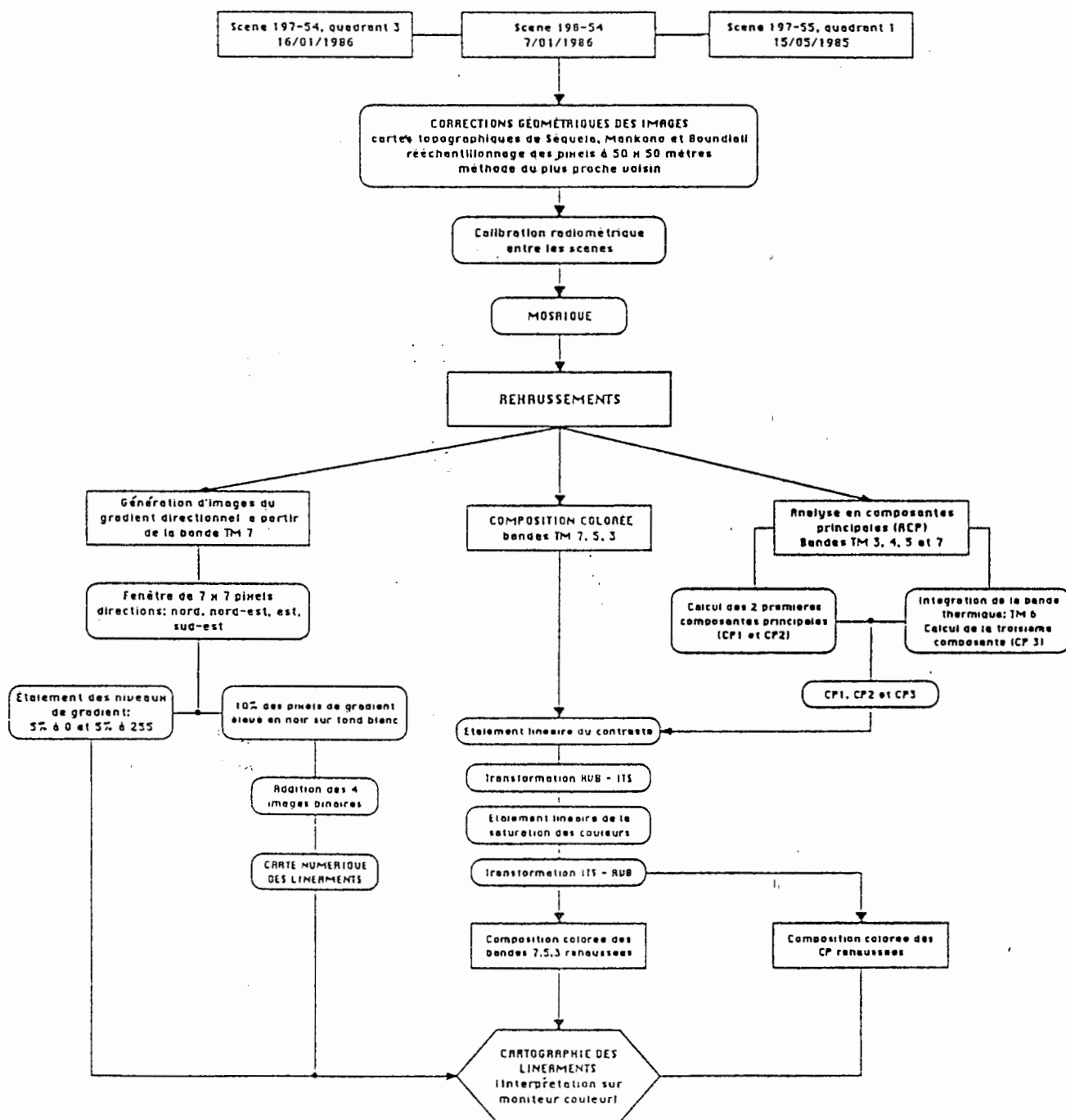


Figure 17. Organigramme des méthodologies de traitement numérique d'images Landsat TM utilisées dans le bassin de la Haute Marahoué

A) DETERMINATION DES POINTS DE CONTROLE

La correspondance entre la carte topographique de référence et les images satellitaires est établie grâce à la sélection d'un nombre suffisant de points de contrôle, identifiables à la fois sur les images non corrigées et sur la carte topographique. A cet effet, les intersections de routes, les points de confluence des cours d'eau, les affleurements bien connus, les villages, etc., présentent un intérêt tout particulier dans l'établissement de la correspondance.

A partir de deux systèmes de coordonnées cartésiennes (X, Y), définissant la position géographique d'un point de contrôle sur la carte topographique et (U, V) les coordonnées du pixel correspondant au point de contrôle dans l'image, il est possible de déterminer deux fonctions F et G de telle sorte que:

$$\begin{aligned} U &= F(XY) \\ V &= G(XY) \end{aligned}$$

et

ainsi que les conditions de la transformation de l'image suivant un modèle statistique.

B) EQUATION DE LA TRANSFORMATION DES IMAGES

L'utilisation d'une équation polynomiale de degré 1; 2; 3; 4; 5 ou plus permet de décrire mathématiquement la façon selon laquelle une image non corrigée doit être modifiée pour être superposable à la carte topographique de référence. Dans le cas de la Haute Marahoué, les fonctions F et G ont subi une transformation polynomiale de degré 2:

$$\begin{aligned} U &= a_0 + a_1X + a_2Y + a_3XY + a_4X^2 + a_5Y^2 \\ V &= b_0 + b_1X + b_2Y + b_3XY + b_4X^2 + b_5Y^2 \end{aligned}$$

où a et b sont des coefficients. L'équation de la transformation de l'image sera générée automatiquement à partir du fichier des points de contrôle introduits dans le système de traitement numérique d'image installé dans l'environnement EASI/PACE de PCI.

D'une manière générale, les polygones de 1er degré permettent de réaliser que des rotations, des changements d'échelle ou des translations d'images; tandis que les équations de degré supérieur à 1, sont efficaces dans la correction des images satellitaires. Cependant, l'utilisation des équations de degré supérieur à trois nécessite des précautions pour éviter d'introduire des erreurs pouvant aggraver les défauts de l'image à corriger

Dans la pratique, l'estimation du degré des polynômes de correction doit se faire par la formule suivante:

$$O = G/S$$

dans laquelle:

- O: est le nombre de termes dans l'équation polynomiale;
- G: est le nombre de points de contrôle;
- S: paramètres SMPL fournis par le logiciel

Le choix du paramètre S est délicat et tient compte du nombre standard des termes établi en fonction des ordres des polynômes:

- polynôme d'ordre 1: 3 termes
- polynôme d'ordre 2: 6 termes
- polynôme d'ordre 3: 10 termes
- polynôme d'ordre 4: 15 termes

Dans le cas du bassin versant de la Haute Marahoué, la transformation des images a été faite selon une équation polynomiale de degré 2, avec une erreur standard de 45,356 m suivant les pixels et 44,644 m suivant les lignes. Il s'agit là d'un excellent résultat compte tenu de l'échelle de la carte topographique de référence qui est à 1/200 000 (donc pas assez grande).

C) TECHNIQUE DU REECHANTILLONNAGE

Ce procédé consiste à faire un autre échantillonnage de un ou plusieurs pixels dans l'image satellitaire de base, en vue de créer un nouveau pixel de travail sous forme d'une nouvelle image. Les valeurs des pixels de sortie du programme sont évaluées par une moyenne pondérée des valeurs originales comprises entre une fenêtre de dimension réduite centrée sur l'un des différents points de l'image qui ont été transformés. La qualité de l'image résultante sera d'autant meilleure que le procédé de rééchantillonnage choisi sera convenable. En effet, il existe trois méthodes de rééchantillonnage:

- méthode du plus proche voisin;
- méthode d'interpolation bilinéaire;
- méthode de la convolution cubique.

Dans le cas du bassin versant de la Haute Marahoué, nous avons choisi la première méthode. La valeur du pixel le plus proche du point transformé est transféré à l'image corrigée. Les valeurs originales du pixel restant inchangées, on procède simplement à leur positionnement au bon endroit sur l'image corrigée.

L'avantage de la méthode du proche voisin réside dans sa rapidité d'exécution des opérations et la conservation des valeurs des pixels. Malheureusement, l'image résultante peut apparaître dentelée ou saccadée.

La résolution des satellites Landsat TM au sol est de 30 m x 30 m. Mais, du fait de la dimension assez grande du bassin, le rééchantillonnage à 50 m x 50 m, n'a pu respecter cette résolution à cause de la capacité réduite de notre microordinateur. L'image corrigée du bassin est une mosaïque plusieurs scènes de dimension 2000 pixels (pour la largeur) et 3700 lignes (pour la longueur).

II- 1-2 REHAUSSEMENT DES IMAGES ET MISE EN EVIDENCE DES STRUCTURES GEOLOGIQUES ET LINEAMENTAIRES

La mise en évidence des linéaments et des unités géologiques en images satellitaires nécessite un réhaussement préalable des images corrigées à l'aide de plusieurs techniques: analyse en composantes principales, rapport de bandes et filtrage directionnel utilisant l'opérateur de Sobel.

A) TECHNIQUE D'ANALYSE EN COMPOSANTES PRINCIPALES (ACP)

L'analyse en composantes principales permet de regrouper les principales informations fournies par une image dans une base de donnée de taille réduite. Dans le bassin versant de la Haute Marahoué, elle a été faite sur deux séries d'images: les images des bandes TM 3; 4; 5; 6 et 7 d'une part; et, celles des bandes TM3; 4; 5 et 7 de l'autre. La bande infrarouge thermique n'a pu être utilisée pour cette méthode. Pour chaque ACP, nous avons retenu les trois premières composantes parce qu'elles totalisent, à elle seule, 90 % des informations.

Trois canaux de réhaussement d'images ont été créés grâce à un montage réalisé entre la troisième composante de la première série d'images et les deux premières composantes de la seconde série. Ce montage a donné trois nouvelles composantes issues de deux ACP différentes. A partir de ces trois nouvelles composantes, nous avons réalisé une composition colorée fausses couleurs: rouge; vert et bleu qui correspondent respectivement à la première, deuxième et troisième composante principale.

Les trois canaux rouge, vert et bleu ont été réhaussés linéairement et convertis en trois canaux IHS (intensity hue saturation) à l'intérieur de l'environnement EASI/PACE

de PCI. Les nouveaux canaux IHS ont été ensuite reconvertis en d'autres canaux rouge, vert et bleu par le logiciel PCI. Les résultats des analyses en composantes principales ont été d'un apport appréciable dans la discrétisation et la mise en évidence des réseaux de linéaments.

B) REALISATION DES RAPPORTS DE BANDES

Nous avons également formé de nouveaux canaux - images en faisant soit le rapport soit la combinaison additive entre les différentes bandes. Ainsi, avons-nous réalisé le rapport de bandes entre la différence et la somme des bandes TM4 et TM7: $R = \frac{TM7 - TM4}{TM7 + TM4}$. Ce rapport de bandes ou "indice normalisé" a été utilisé pour produire des cartes offrant un meilleur contraste entre les différentes structures géologiques et une discrimination des linéaments au sol.

Nous avons également fait l'intégration du canal infrarouge thermique (TM6 de résolution 120 x 120 m), riche en informations sur les structures humides et les linéaments dominants, aux données du canal TM7 de haute résolution spatiale (30 x 30 m).

C) FILTRAGE DIRECTIONNEL DE SOBEL

Les filtres directionnels de Sobel mettent en relief les fortes transitions de réflectance et les hautes fréquences spatiales généralement associées aux linéaments. A cet effet, l'utilisation optimale des techniques de filtrage spatial par convolution cubique a permis de modifier la valeur numérique du pixel central en relation avec les valeurs des pixels voisins. De ce point de vue, l'expérience montre que les valeurs correspondant à une matrice carrée de dimension restreinte (de 3 x 3 à 11 x 11) sont les plus efficaces dans le réhaussement des pixels associés aux linéaments. L'image filtrée s'obtient à la suite d'une convolution de la fenêtre sur l'image originelle.

De toutes les méthodes de réhaussement de linéaments utilisant le filtrage spatial, le filtrage directionnel a un avantage certain sur les autres méthodes en ce sens qu'il permet d'améliorer considérablement la perception des linéaments parallèlement à une direction d'éclairage: par exemple la dérivée Nord-Sud va accentuer les linéaments orientés Est- Ouest par effet d'ombrage sur l'image filtre, comme si celle-ci était éclairée par une source de rayonnement émanant du Nord. La direction du filtre se manifeste par l'opposition des signes selon un des axes de la matrice.

En général, pour des analyses structurales à grande échelle, une fenêtre de 5 x 5 m est préconisée par plusieurs auteurs. Cependant, pour ce qui est du bassin versant de la haute marahoué, après plusieurs testes utilisant différentes fenêtres: 3 x 3; 5 x 5; 7 x 7 et 9 x 9, compte tenu de la taille assez grande du bassin et de la résolution spatiale des pixels, nous avons retenu la dimension de 7 x 7 pour générer le gradient directionnel. Le filtrage directionnel a été fait en utilisant l'opérateur de Sobel, qui est le plus sélectif et dans lequel les valeurs des pixels de la matrice de convolution sont déterminées selon la distance par rapport au pixel central.

Ainsi, les points les plus proches du centre dans la matrice (en ligne et colonne) interviennent avec des poids supérieurs à ceux des extrémités dans la mesure du gradient directionnel. Le tableau ci-dessous résume les matrices de Sobel adaptées à une fenêtre 7 x 7 (**Tableau 9**)

Tableau 9 .Structures des filtres de Sobel de dimension 7 x 7 m utilisés dans le réhaussement des linéaments du bassin versant de la Haute Marahoué

1 1 1 1 2 1 1 1	-1 -1 -1 0 1 1 1	0 1 1 1 1 1 2	-2 -1 -1 -1 -1 -1 0
1 1 2 3 2 1 1 1	-1 -1 -2 0 2 1 1	-1 0 2 2 2 3 1	-1 -3 -2 -2 -2 0 1
1 2 3 4 3 2 1	-1 -2 -3 0 3 2 1	-1 -2 0 3 4 2 1	-1 -2 -4 -3 0 2 1
0 0 0 0 0 0 0	-2 -3 -4 0 4 3 2	-1 -2 -3 0 3 2 1	-1 -2 -3 0 3 2 1
-1 -2 -3 -4 -3 -2 -1	-1 -2 -3 0 3 2 1	-1 -2 -4 -3 0 2 1	-1 -2 0 3 4 2 1
-1 -1 -2 -3 -2 -1 -1	-1 -1 -2 0 2 1 1	-1 -3 -2 -2 -2 0 1	-1 0 2 2 2 3 1
-1 -1 -1 -2 -1 -1 -1	-1 -1 -1 0 1 1 1	-2 -1 -1 -1 -1 -1 0	0 1 1 1 1 1 2
SUD	EST	NORD-EST	SUD-EST

Les histogrammes de distribution des niveaux de gris des images filtrées donnent des courbes normales où la fréquence des pixels, associés aux secteurs homogènes de faible variation du gradient de la brillance, se trouve au centre de la distribution. Les extrémités de la courbe correspondent à la présence des pixels pour les quels le filtre a pu détecter une forte transition de niveau de gris dans la direction concernée en rapport avec la présence d'un linéament (**Figure 18**).

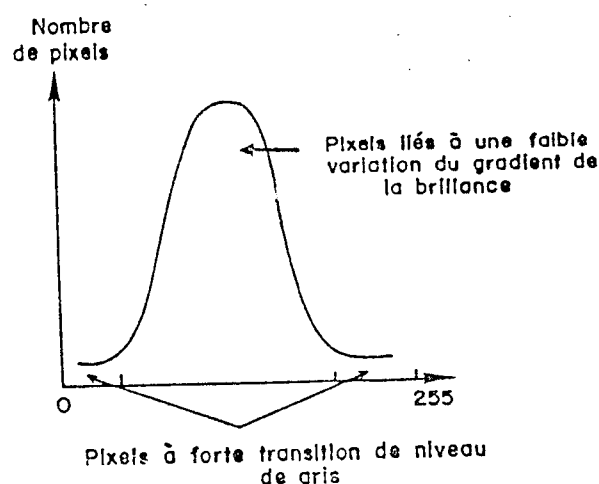


Figure 18..Courbe de distribution des niveaux de gris dans le filtrage directionnel de Sobel

Afin de mieux procéder à un meilleur réhaussement des linéaments, les valeurs 0 et 255 ont été attribuées systématiquement aux 3 % inférieurs et supérieurs de la distribution à l'intérieur de la procédure STR (sampling parameter trim) à l'intérieur du système de traitement des images de PCI.

II-1-3 ELABORATION DU SYSTÈME D'INFORMATION HYDROGÉOLOGIQUE À RÉFÉRENCE SPATIALE

Les données existantes sur le bassin de la Marahoué ont été incorporées au système d'information géographique PAMAP sous divers modes d'implantation: planches de tons de gris continus (images satellites, champ magnétique total), cartes

thématiques couleurs (classification géologique) ou planches vectorielles (routes, rivières, toponymie). On peut également associer aux différentes entités vectorielles ou matricielles une base de données alphanumériques (compatible avec le logiciel DBase IV). L'utilisateur peut interroger cette base de donnée hydrogéologique aisément à l'intérieur du logiciel PAMAP et, à l'aide de superpositions analytiques, préparer des cartes de modélisation spatiale du potentiel en eau souterraine. La superposition de l'emplacement des villes et villages aux cartes hydrogéologiques couleurs permettra de définir les sites d'implantation favorables pour chaque village.

Nous avons procédé, au cours de la deuxième année du projet, à la planification de la structure du SIHRS et à la mise en place des cartes et données existantes sur le bassin de la haute Marahoué dans le système PAMAP. Les données entrées dans le SIG concernent:

- la numérisation des cartes existantes;
- l'intégration des images satellites rehaussées;
- le traitement des données du champ magnétique total;
- l'intégration des cartes des linéaments satellitaires;
- la préparation des bases de données sur les ouvrages de captage.

II-1-4 CARTES MORPHOSTRUCTURALES

La génération du modèle numérique d'élévation (MNE: carte des variations d'altitude) du bassin a permis de confectionner le bloc diagramme (vue en perspective du MNE) et de produire la carte des pentes. On utilisera les facteurs de pente et d'élévation en tant que contraintes d'implantation des ouvrages lors de la modélisation spatiale dans le SIHRS.

II-1-5 CARTE D'INTERPRETATION GEOLOGIQUE

Après numérisation de la carte de photo-interprétation géologique préparée au DST, les chercheurs du DST ont raffiné le tracé des contours géologiques provenant de la numérisation des documents existants (cartes géologiques de Tagini, 1964; SODEMI, 1968 et GÉOMINES, 1982), à l'aide des images Landsat TM, de la classification semi-dirigée et du champ magnétique total à l'intérieur du SIHRS. Cette étape a conduit à la préparation d'une carte des principales unités géologiques du bassin de la Marahoué aux échelles du 1/200 000 et du 1/1 000 000.

II-1-6 CARTE DES LINEAMENTS

La carte des linéaments présente un relevé très détaillé des réseaux de fracturations ayant affecté le socle. En effet, le relevé des linéaments (plus de 16 000) s'est effectué à des échelles de visualisation sur l'écran couleur du micro-système du DST allant jusqu'au 1: 50 000. Certains paramètres pertinents en hydrogéologie des milieux fissurés ont pu être dégagés de la carte des linéaments: densité, longueur totale, nombre d'intersections, longueur moyenne et facteur de convergence. Une grille d'échantillonnage de 4 km par 4 km, avec recoupement de 2 km, a servi à l'extraction des paramètres spécifiques. On a donc obtenu sur 4459 points, espacés de 2 km, les paramètres suivants:

- nombre de linéaments;
- nombre d'intersections;
- longueur totale.

Desquels on obtient:

- longueur moyenne (longueur totale/nombre de linéaments);
- facteur de convergence (nombre d'intersections/nombre de linéaments).

Ces résultats, obtenus en avril et mai 1991, ont été par la suite introduits dans le SIHRS. L'assistant de recherche canadien a préparé les programmes relatifs à ces analyses statistiques. Les programmes seront accessibles sur le micro-système du DST et pourront être utilisés dans tous les projets de recherche en eau au DST. Il s'agit d'une contribution méthodologique importante et dont les résultats seront davantage exposés dans le rapport final.

A) TRAITEMENT SUIVANT L'ORIENTATION DES LINEAMENTS

Le fichier vectoriel des linéaments a été introduit dans le logiciel AutoCAD. Dans cet environnement, on a traité le fichier selon l'orientation des linéaments afin de produire deux classifications des linéaments. La première comporte 4 couches vectorielles où se regroupent les linéaments N-S, NE-SO, E-O et NO-SE. Chaque classe comprend les linéaments inclus dans une gamme de 45 degrés d'orientation. La deuxième consiste en une classification des linéaments par tranche de 10 degrés d'orientation destinée à la préparation des diagrammes en rosaces.

Dans le SIHRS, le nombre et la longueur totale des linéaments par tranche de 10 degrés ont pu être calculés pour tracer les diagrammes en rosace du bassin versant de la Haute Marahoué. Des rosaces sectorielles ont aussi été préparées à l'aide d'un programme AutoLISP sur une grille de 10 km x 10 km. Ceci permet de mettre en évidence la densité des linéaments et la reconnaissance des familles structurales. Ces résultats pourront être confrontés aux directions des fractures mesurés à l'affleurement par le DST.

B) CARTE DES DISTANCES D'ELOIGNEMENT

Une carte des distances, par classes de 100 mètres, entre tous les pixels de l'image par rapport au linéament le plus proche a été établie dans PAMAP. Cette carte servira pour l'implantation des forages futurs.

II-1-7 TELEDETECTION ET PRODUCTIVITE DES FORAGES

Une étude des influences des linéaments (assimilables à des réseaux de fractures) sur la productivité des forages d'eau probable a été menée suite au classement des linéaments selon les 4 directions structurales: N-S, NE-SO, E-O et NO-SE. On a calculé dans le SIHRS la distance séparant chaque forage du linéament le plus proche pour chacun des groupes d'orientations précédents.

Le SIHRS se prête bien à la gestion des implantations des forages dans le socle cristallin, si l'on tient à respecter les principaux critères d'implantation des forages dans le socle qui sont:

- être dans un croisement de fractures, les plus longues, les plus nettes et si possible les plus nombreuses;
- être en un point topographiquement bas;
- être en aval d'un bassin versant le plus large possible;
- être à proximité d'un marigot permanent.

L'application du SIHRS dans l'évaluation des ressources en eau du bassin versant de la Marahoué, a permis l'étude de l'influence des directions préférentielles des accidents sur la productivité des ouvrages.

Après avoir déterminé la densité des fractures; défini les points de localisation des noeuds de fractures, ainsi que leur importance (noeuds entre deux, trois ou plusieurs fractures de directions variées), et calculé les pourcentages des fractures dans les

directions D1 (N-S), D2 (NE-SW), D3 (E-W) et D4 (NW-SE), nous avons procédé à une superposition dans un même plan, des cartes de distribution des accidents et de la répartition des forages dans le bassin. Cette opération a permis de mesurer la distance qui sépare chaque point d'eau de la fracture la plus proche dans chacune des quatre directions précitées. Ce travail a permis de se faire une idée de l'importance des directions préférentielles d'accidents sur la productivité des ouvrages (**Figures 19 à 22**).

La plus forte distance d'éloignement mesurée dans les quatre directions d'accidents étant de 2,538 km, nous avons fixé à 3 km, l'éloignement limite que tout forage ne devrait pas dépasser dans une direction donnée. Le report des directions de fractures et des distances d'éloignement des forages dans les axes de coordonnées, aboutit à quatre diagrammes D1/D2, D2/D3, D3/D4 et D1/D4 (Figure 106), donnant la position de tous les forages par rapport aux fractures dans une direction définie et par rapport au croisement d'accidents appartenant à deux directions différentes. L'assemblage de ces diagrammes dans un même graphe donne lieu à **une véritable croix**, présentant en son centre, un petit cercle sur lequel reposent les quatre origines des axes (**Figure 23**). Ce dernier renseigne sur le nombre de forages dont la distance d'éloignement par rapport aux fractures est nulle: **ce petit cercle symbolise la productivité, la pérennité et donc la survie des forages**. A l'opposé, les quatre sommets les plus éloignés, à la fois de l'origine des axes (c'est-à-dire des noeuds de fractures), et des couples de directions d'accidents portés en abscisse et en ordonnée, constituent des **zones de négativité et de tarissement irréversible pour les ouvrages**.

Dans la "croix de Survie" les points représentatifs des 103 forages sont stigmatisés en fonction de la classe de débits à laquelle ils appartiennent:

$0 < Q < 1 \text{ m}^3/\text{h}$	: très faible débit
$1 < Q < 3 \text{ m}^3/\text{h}$	: faible débit
$3 < Q < 6 \text{ m}^3/\text{h}$	: débit moyen
$Q > 6 \text{ m}^3/\text{h}$	: gros débit

Dans cette "croix de survie", l'évolution du nombre des forages par rapport à leurs distances d'éloignement des fractures et surtout l'influence de ces dernières sur la productivité des ouvrages sont assez significatives.

L'étude de la distribution des ouvrages à l'intérieur des classes de distances d'éloignement, de 200 en 200 m, par rapport aux fractures, met en évidence une courbe de décroissance en nombre des forages. L'équation de celle-ci a été déterminée à partir de la formule d'interpolation de Lagrange :

$$P_n(x) = \sum_{i=1}^n Y_i \frac{(x-x_0)(x-x_1)\dots(x-x_{i-1})(x-x_{i+1})\dots(x-x_n)}{(x_i-x_0)\dots(x_i-x_{i-1})(x_i-x_{i+1})\dots(x_i-x_n)}$$

dans laquelle x_i et y_i prennent des valeurs qui sont portées dans le tableau suivant (Tableau 17).

Tableau 10. Décroissance des pourcentages de forages en fonction des distances d'éloignement par rapport aux fractures

1	X_i	Distance(m)	Y_i	% Forages
2	X_0	0	Y_0	27
3	X_1	0,1	Y_1	68
4	X_2	0,3	Y_2	21
5	X_3	0,5	Y_3	7
6	X_4	0,7	Y_4	1
7	X_5	0,9	Y_5	1
8	X_6	1,1	Y_6	0

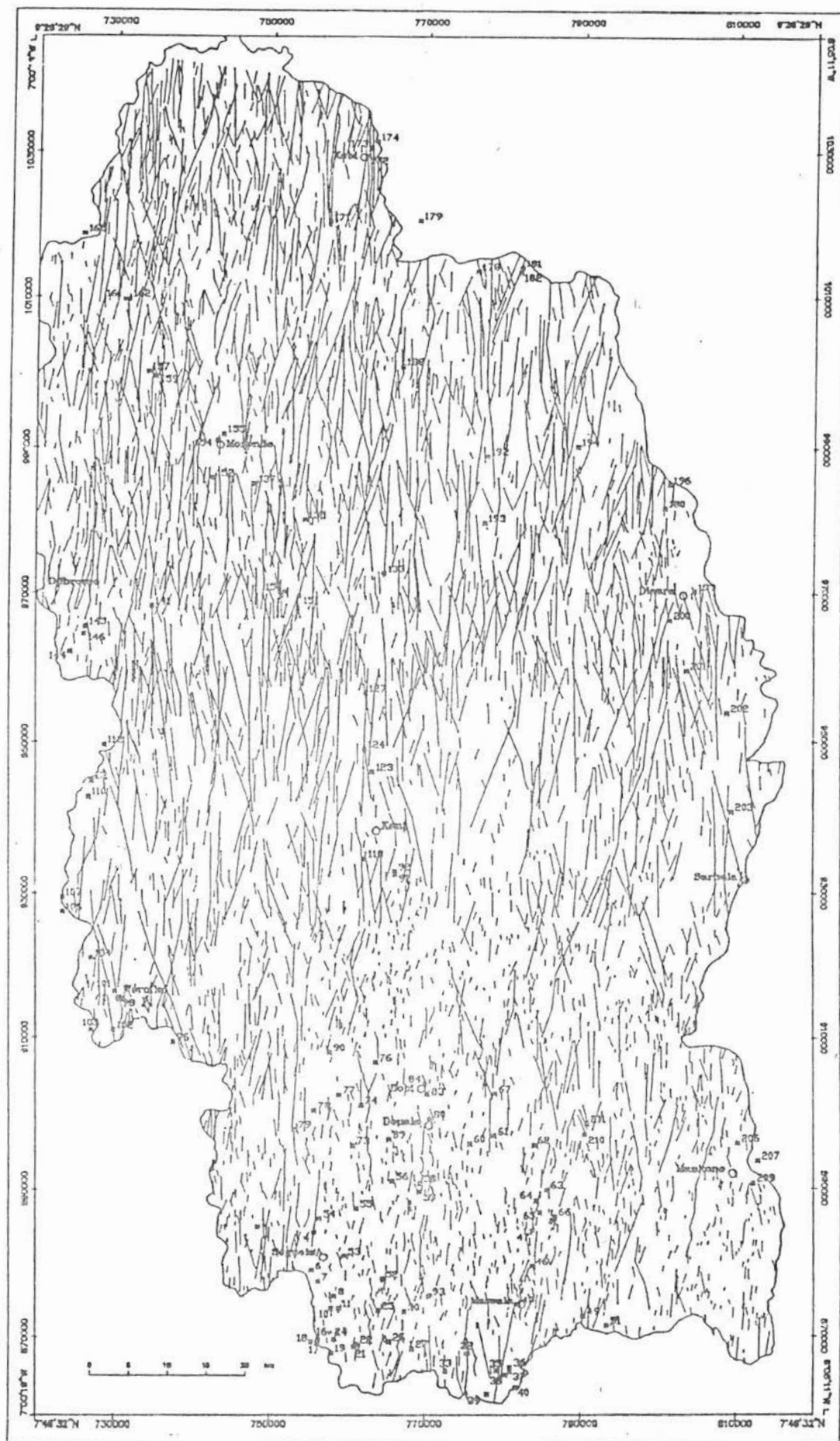


Figure 19 : Superposition dans un même plan, à l'intérieur du SIHRS, des réseaux de fractures Nord-Sud et de la carte de localisation des forages du bassin de la Haute Marahoué

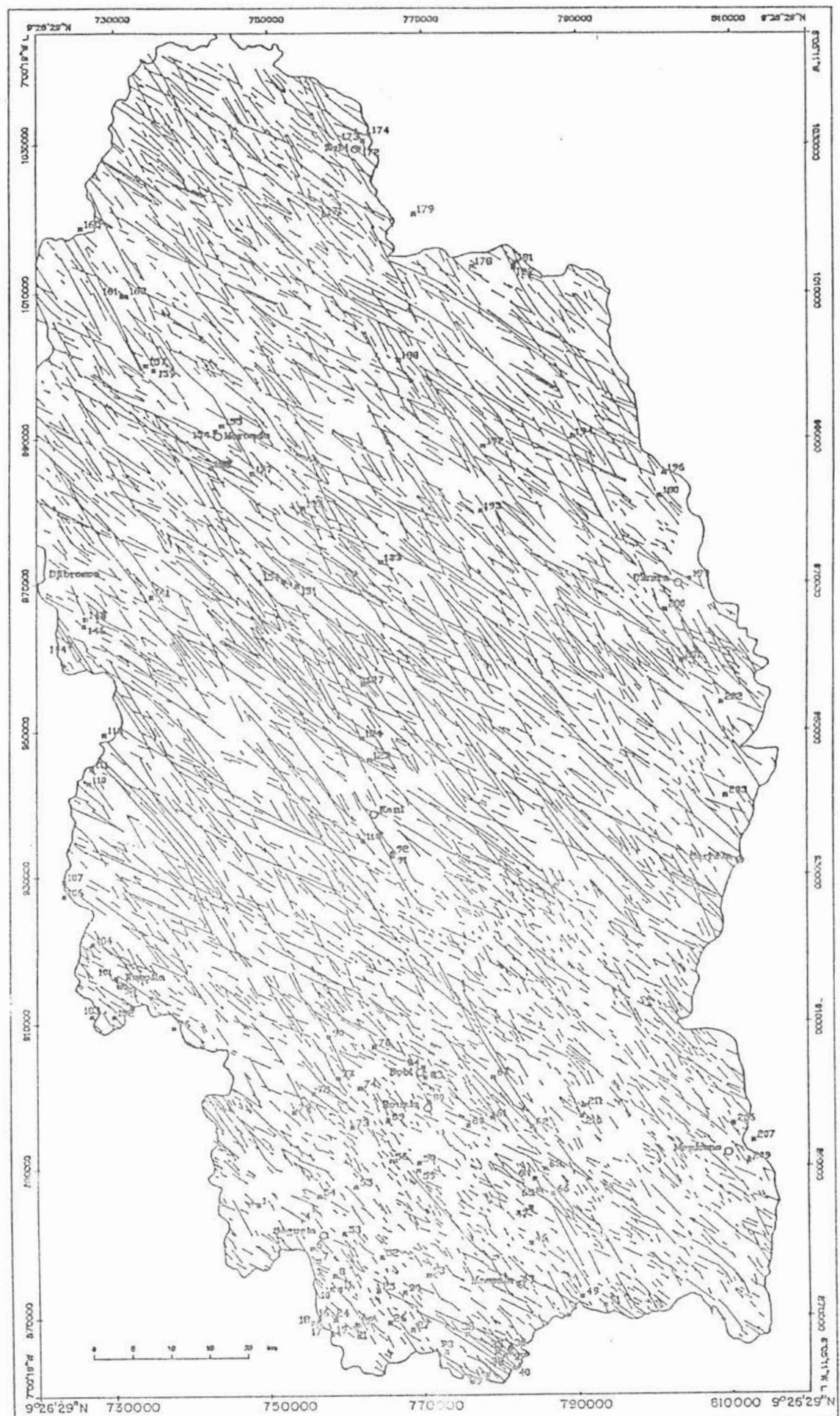


Figure 20. Superposition dans un même plan, à l'intérieur du SIHRS, des réseaux de fractures E-W et de la carte de localisation des forages du bassin de la Haute Marahoué

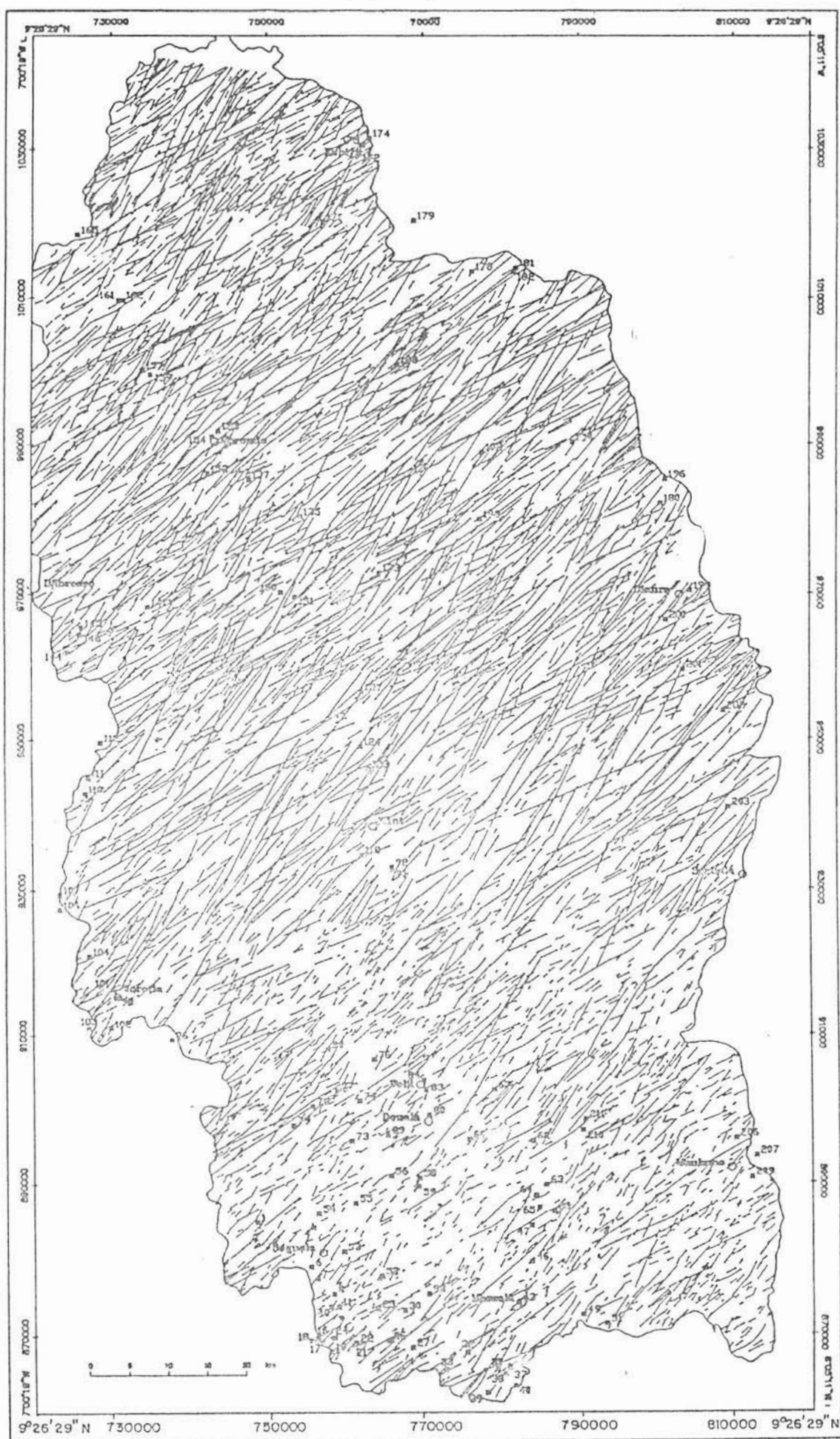


Figure 21 Superposition dans un même plan, à l'intérieur du SII S, des réseaux de fractures NW-SE et de la carte de localisation des forages du bassin de la Haute Marahoué

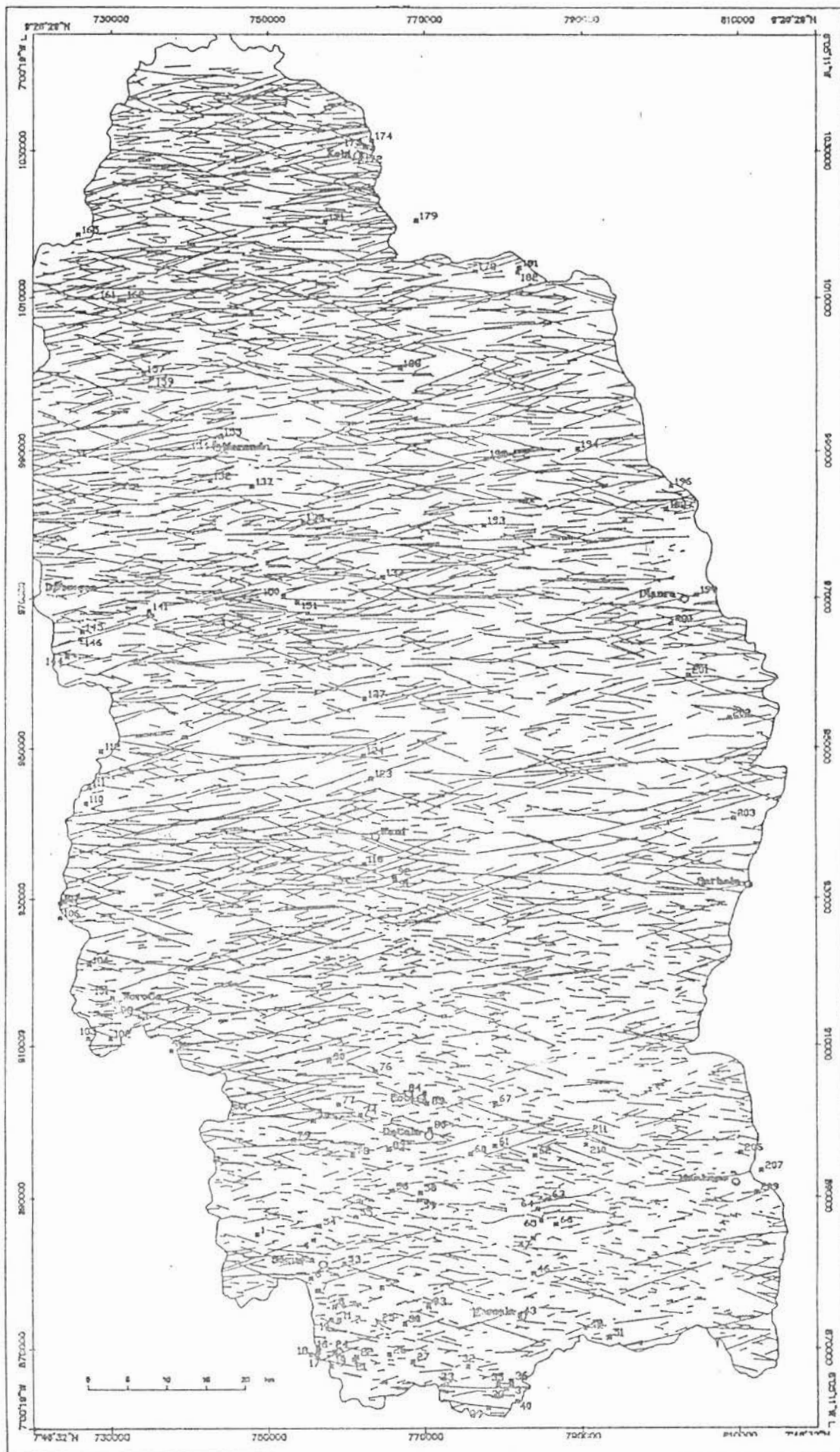


Figure 22 Superposition dans un même plan, à l'intérieur du SIHRS, des réseaux de fractures NE-SW et de la carte de répartition des forages du bassin de la Haute Marahoué

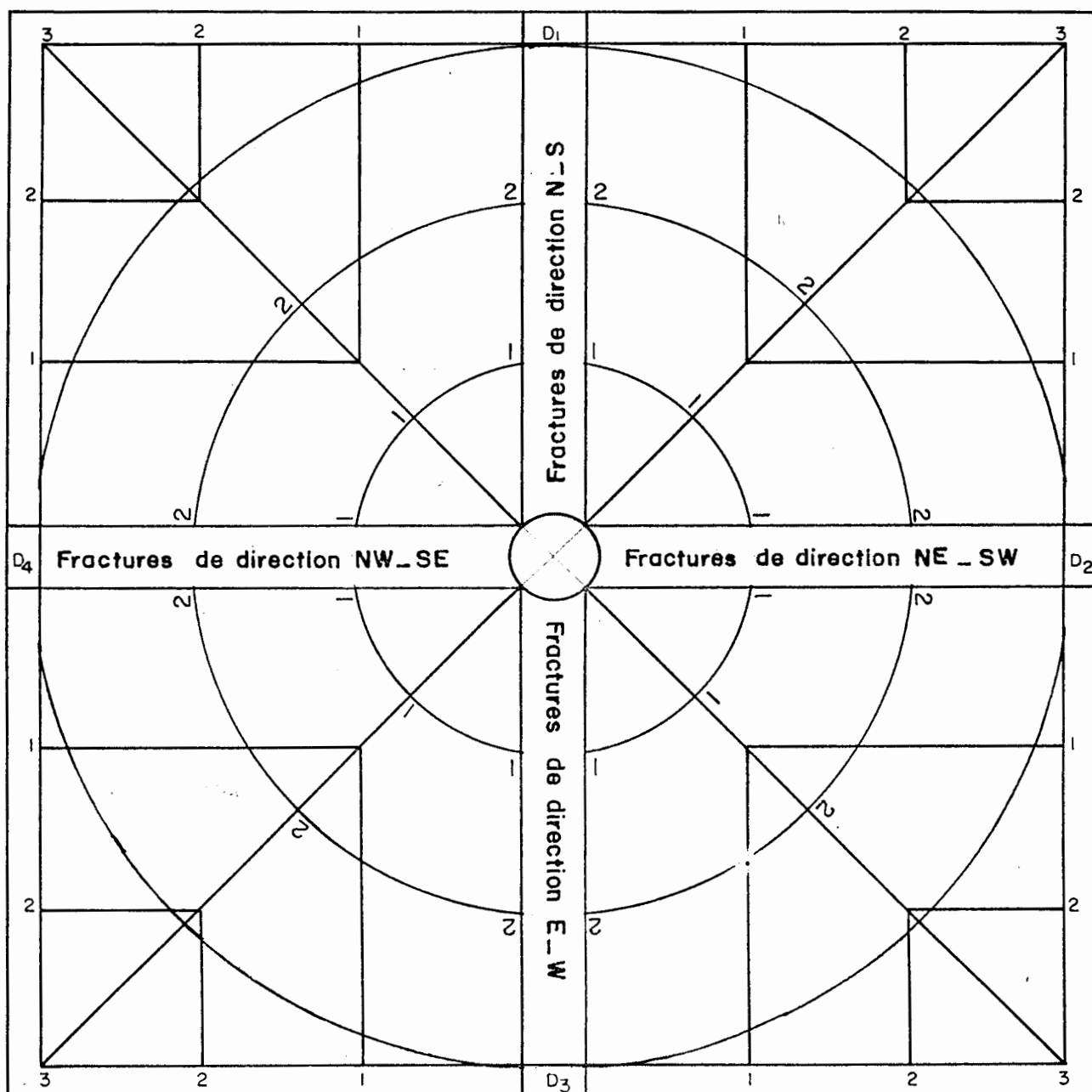


Fig. 27 : "Croix de survie des forages" en milieu de socle fissuré, réalisée à l'intérieur du SIHRS, grâce à l'intégration des distances d'éloignement des forages par rapport aux fractures dans le bassin de la Haute Marahoué.

Il existe en tout 6 points de mesure, pour lesquels la formule s'écrit:

$$P_6(x) = \sum_{i=0}^6 Y_i \frac{(x-x_0)(x-x_1)\dots(x-x_{i-1})(x-x_{i+1})\dots(x-x_6)}{(x_i-x_0)\dots(x_i-x_{i-1})(x_i-x_{i+1})\dots(x_i-x_6)}$$

$$P_6(x) = Y_0 \frac{(x-x_1)\dots(x-x_6)}{(x_0-x_1)(x_0-x_2)\dots(x_0-x_6)}$$

$$+ Y_1 \frac{(x-x_0)(x-x_2)\dots(x-x_6)}{(x_1-x_0)(x_1-x_2)(x_1-x_3)\dots(x_1-x_6)}$$

$$+ Y_2 \frac{(x-x_0)(x-x_1)(x-x_3)\dots(x-x_6)}{(x_2-x_0)(x_2-x_1)(x_2-x_3)\dots(x_2-x_6)}$$

$$+ Y_3 \frac{(x-x_0)(x-x_1)(x-x_2)(x-x_4)\dots(x-x_6)}{(x_3-x_0)(x_3-x_1)(x_3-x_2)(x_3-x_4)\dots(x_3-x_6)}$$

$$+ Y_4 \frac{(x-x_0)(x-x_1)(x-x_2)(x-x_3)(x-x_5)(x-x_6)}{(x_4-x_0)(x_4-x_1)(x_4-x_2)(x_4-x_3)(x_4-x_5)(x_4-x_6)}$$

$$+ Y_5 \frac{(x-x_0)(x-x_1)(x-x_2)(x-x_3)(x-x_4)(x-x_6)}{(x_5-x_0)(x_5-x_1)(x_5-x_2)(x_5-x_3)(x_5-x_4)(x_5-x_6)}$$

En remplaçant les x_i et les y_i par leurs valeurs on obtient:

$$P_6(x) = 27 \frac{(x-0,1)(x-0,3)(x-0,5)(x-0,7)(x-0,9)(x-1,1)}{(0-0,1)(0-0,3)(0-0,5)(0-0,7)(0-0,9)(0-1,1)}$$

$$+ 68 \frac{(x-0)(x-0,3)(x-0,5)(x-0,7)(x-0,9)(x-1,1)}{(0,1-0)(0,1-0,3)(0,1-0,5)(0,1-0,7)(0,1-0,9)(0,1-1,1)}$$

$$+ 21 \frac{(x-0)(x-0,1)(x-0,5)(x-0,7)(x-0,9)(x-1,1)}{(0,3-0)(0,3-0,1)(0,3-0,5)(0,3-0,7)(0,3-0,9)(0,3-1,1)}$$

$$+ 7 \frac{(x-0)(x-0,1)(x-0,3)(x-0,7)(x-0,9)(x-1,1)}{(0,5-0)(0,5-0,1)(0,5-0,3)(0,5-0,7)(0,5-0,9)(0,5-1,1)}$$

$$+ 1 \frac{(x-0)(x-0,1)(x-0,3)(x-0,5)(x-0,9)(x-1,1)}{(0,7-0)(0,7-0,1)(0,7-0,3)(0,7-0,5)(0,7-0,9)(0,7-1,1)}$$

$$+ 1 \frac{(x-0)(x-0,1)(x-0,3)(x-0,5)(x-0,7)(x-1,1)}{(0,9-0)(0,9-0,1)(0,9-0,3)(0,9-0,5)(0,9-0,7)(0,9-1,1)}$$

En développant cette formule, on aboutit à l'équation de la courbe de décroissance du pourcentage des forages en fonction de la distance d'éloignement. L'équation de cette courbe est de la forme:

$$Y = 27 + 1089,7874 X - 9339,604 X^2 + 29607,368 X^3 - 45123,031 X^4 + 33164,233 X^5 - 9414,8284 X^6$$

C'est un polynôme de degré 6 et de la forme générale:

$$Y = A_0 + A_1X - A_2X^2 + A_3X^3 - A_4X^4 + A_5X^5 - A_6X^6$$

Ce qui équivaut à:

$$Y = A_0 + \sum (A_i x^i) - \sum (A_p x^p)$$

où : i = indice ou exposant impair (1, 3, 5) des termes positifs; et p = indice ou exposant pair non nul des termes négatifs (2, 4, 6)

CHAPITRE TROISIEME

METHODES HYDROCHIMIQUES ET ISOTOPIQUES DE DETERMINATION DE L'AGE DE L'EAU DANS L'AQUIFERE

III-1 PRINCIPE DU SYSTEME CALCO-CARBONIQUE

L'étude de l'équilibre du système calco-carbonique, à partir de la composition chimique des eaux souterraines, permet d'utiliser de façon systématique, à des fins strictement hydrogéologiques, les informations relatives aux bicarbonates dissous dans l'eau dont l'origine est essentiellement secondaire dans notre cas.

III-1-1 PRESENTATION DU SYSTEME CO₂-H₂O-CARBONATES

La mise en solution des minéraux carbonatés met en jeu trois phases: gazeuse, liquide et solide dont l'ensemble constitue un système chimique décrit par huit équilibres chimiques qui sont fournis dans le **tableau 11**.

Les constantes de ces équilibres chimiques peuvent être estimées par la relation :

$$\text{Log} k = a + b/T + cT = d T^2$$

dans laquelle T est la température de la solution en °K et les valeurs des coefficients a, b, c et d sont fournies dans le **tableau 12**.

III-1-2 PRESSION PARTIELLE EN CO₂ (pCO₂) ET TENEURS EN CO₂ DISSOUS

La pression partielle en CO₂ de chaque échantillon d'eau a été calculée à partir des valeurs du pH et des teneurs en bicarbonate selon la relation :

$$\log p\text{CO}_2 = \log^a \text{HCO}_3^- - \text{pH} - \log K_0 - \log K_1$$

dans laquelle (a) désigne l'activité des ions HCO₃⁻; K₀, la constante de dissolution du CO₂ dans l'eau et K₁, la première constante d'acidité de H₂CO₃.

On en déduit, la concentration du CO₂ dissous grâce à l'expression :

$$\log^m \text{CO}_2 \text{ aq} = \log K_0 + \log p\text{CO}_2 \quad ({}^m\text{CO}_2 \text{ aq} = \text{molarité de CO}_2 \text{ dissous})$$

III-1-3 pH D'EQUILIBRE, ΔpH ET INDICES DE SATURATION PAR RAPPORT A LA CALCITE ET A LA DOLOMITE

Le pH d'équilibre est obtenu par l'expression :

$$\text{pH}_{\text{eq}} = \text{pK}_2 - (\text{pK}_c + \log^a \text{HCO}_3^- + \log^a \text{Ca}^{2+})$$

(a) : activité des ions HCO₃⁻ et Ca²⁺;
K₂: deuxième constante d'acidité de H₂CO₃;

Tableau 11. Principaux équilibres du système calco-carbonique dans les eaux souterraines et expressions de leurs constantes ((X)= concentrations molaire de X; ^aX= activité de X)

(1) $\text{CO}_2 \text{ g} \rightleftharpoons \text{CO}_2 \text{ aq}$	$K_c = m\text{CO}_2 / p\text{CO}_2$
(2) $\text{CO}_2 \text{ aq} + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{HCO}_3^- + \text{H}^+$	$K_1 = \frac{(\text{HCO}_3^-) (\text{H}^+)}{(\text{CO}_2 \text{ aq})}$
(3) $\text{HCO}_3^- \rightleftharpoons \text{CO}_3^{2-} + \text{H}^+$	$K_2 = \frac{(\text{CO}_3^{2-}) (\text{H}^+)}{(\text{HCO}_3^-)}$
(4) $\text{MeHCO}_3^+ \rightleftharpoons \text{Me}^{2+} + \text{HCO}_3^-$	$K_3 = \frac{(\text{HCO}_3^-) (\text{Me}^{2+})}{(\text{MeHCO}_3^+)}$
(5) $\text{MeCO}_3^0 \rightleftharpoons \text{Me}^{2+} + \text{CO}_3^{2-}$	$K_4 = \frac{(\text{CO}_3^{2-}) (\text{Me}^{2+})}{(\text{MeCO}_3^0)}$
(6) $\text{SO}_4^{2-} + \text{Me}^{2+} \rightleftharpoons \text{MeSO}_4^0$	$K_5 = \frac{(\text{MeSO}_4^0)}{(\text{Me}^{2+}) (\text{SO}_4^{2-})}$
(7) $\text{MeCO}_3 \rightleftharpoons \text{Me}^{2+} + \text{CO}_3^{2-}$	$K_s = \frac{(\text{Me}^{2+}) (\text{CO}_3^{2-})}{(\text{MeCO}_3)}$
(8) $\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{H}^+ + \text{OH}^-$	$K_e = \frac{(\text{H}^+) (\text{OH}^-)}{(\text{H}_2\text{O})}$
(9) $2 m \text{CO}_3^{2-} + m\text{HCO}_3^- + m\text{OH}^- + 2m\text{SO}_4^{2-} = 2 m \text{Me}^{2+} + m\text{MeHCO}_3^+ + m \text{H}^+$	

Tableau 12. Expressions analytiques des constantes d'équilibre du système calco-carbonique dans les eaux naturelles (d'après Plumer L.N. et al. (1976)

	Me^{2+}	a	b	c	d
K_c	-	-14,0184	2385,73	0,015264	0
K_1	-	14,8435	-3404,71	-0,032786	0
K_2	-	6,498	-2902,39	-0,02379	0
K_3	Ca^{2+}	2,95	0	-0,0133	0
K_3	Mg^{2+}	- 2,319	0	0,011056	$2,3 \cdot 10^{-5}$
K_4	Ca^{2+}	27,393	-4,114	-0,05617	0
K_4	Mg^{2+}	- 0,991	0	-0,0066	0
K_5	calcite	13,870	-3059,0	-0,04035	0

K_c ,: constante de dissolution de la calcite.

On en déduit ΔpH à partir de la relation :

$$\Delta pH = pH_{réel} - pH_{eq}$$

qui a la même valeur que l'indice de saturation de la solution par rapport à la calcite (ISC) :

$$ISC = pK_c - pK_2 + pH_{réel} + \log^a HCO_3^- + \log^a Ca^{2+}$$

(K_c constante de dissociation de la calcite)

Les indices de saturation de tous les autres carbonates (calcite, aragonite, dolomite, etc.) peuvent également être calculés à partir de la formule générale:

$$IS = pK - pK_2 + pH_{réel} + \log^a HCO_3^- + \log^a Me^{2+}$$

où Me^{2+} désigne Ca^{2+} ou Mg^{2+} ; et pK , la constante de dissolution du carbonate considéré. Ainsi, l'indice de saturation par rapport à la dolomite est donné par la relation :

$$ISD = pK_D + 2(pH - pK_2 + \log^a HCO_3^-) + \log^a Ca^{2+} + \log^a Mg^{2+}$$

(où K_D est la constante de dissolution de la dolomite).

III-2 PRINCIPE DES MILIEUX OUVERT ET FERME A L'ATMOSPHERE

Les relations entre le PH et les teneur en bicarbonate peuvent permettre de définir la présence d'un système fermé ou ouvert à l'atmosphère dans un socle cristallin. Cette méthode a donné des résultats intéressants dans l'étude isotopique et hydrochimique des systèmes hydrogéologiques de la région de **Ribeirão Preto** au Brésil (Gallo G., 1978).

Dans un système ouvert, l'évolution chimique des eaux a lieu sous une pression partielle de CO_2 , variable dans l'espace et dans le temps, se produisant dans la zone d'aération des sols et des réservoirs: zone non saturée siège des écoulements diphasiques où la phase gazeuse, associée à l'eau, favorise une réalimentation ininterrompue de l'aquifère en CO_2

Dans le sol, la dissolution, l'hydratation et la dissociation du CO_2 et de l'acide carbonique (H_2CO_3) qui en dérive, concourent à la production des ions HCO_3^- ainsi que des protons H^+ dans l'eau. De telle sorte que, les eaux acquièrent leur pH et leur teneur en CO_2 au niveau de la zone non saturée, au moment de leur infiltration dans le sol. Dans ce cas, leur état ne se modifie pas ultérieurement, par interaction avec les minéraux de la roche encaissante, dans la zone noyée de la nappe (Gallo G., 1978).

Au contraire, quand un milieu est fermé, l'évolution chimique des eaux a lieu avec une quantité de CO_2 et HCO_3^- invariable dans la zone saturée; où, l'écoulement monophasique, caractérisé par l'absence de la phase gazeuse, ne permet plus la réalimentation en CO_2 de la nappe. Dans un tel système, le carbone total dissous (CTD), dès sa formation, est soustrait du contact de CO_2 de l'atmosphère des sols et ne subit désormais aucune réaction d'échange, lors de son transit dans la zone noyée. Dans ces conditions, il est établi que le bicarbonate et l'acide carbonique proviennent du CO_2 des sols et en partie, des carbonates solides.

Dans les systèmes fermés à l'atmosphère, les eaux sont logiquement exemptes du tritium d'origine thermonucléaire et elles doivent parcourir une grande distance avant d'atteindre le réservoir qui évolue en absence du CO_2 . Le système fermé indique que l'alimentation de la nappe par infiltration à travers la zone non saturée est arrêtée; ce qui rend logiquement la nappe captive, parce que la fracturation n'est plus suffisante pour permettre une alimentation directe décelable chimiquement (Gallo G., 1978).

Cette méthode utilise des courbes théoriques établies par Gallo G. en 1979. Celles-ci sont obtenues à 25°C pour une force ionique moyenne de 10^{-3} moles/l et une pression partielle en CO_2 de $2,5 \cdot 10^{-2}$ atm (pour l'air du sol) et $3 \cdot 10^{-4}$ atm (pour l'atmosphère).

Ces diagrammes comportent trois courbes correspondant à l'air du sol (en bas), aux systèmes mixtes et fermés (au milieu) et à l'atmosphère (en haut). Ces trois courbes définissent en tout cinq domaines hydrogéologiques notés de I à V (**Figure 24**).

Les domaines I et III correspondent à des systèmes hydrogéologiques perméables, offrant d'excellentes conditions de circulation des masses d'eau dans le sol: ce sont des milieux ouverts à l'atmosphère, c'est-à-dire bien aérés, dans lesquels l'alimentation des nappes est à peu près évidente.

Le domaine II désigne des conditions de circulation des eaux peu favorables par rapport à celles de I et III, notamment pour les points représentatifs qui s'écartent davantage de l'origine des axes et surtout qui sont assez rapprochés du domaine V ;

Le domaine IV correspond à des systèmes hydrauliques mixtes, c'est-à-dire à comportement imprévisible :

- ou ils appartiennent au système fermé et sont privés de toute alimentation ;
- ou ils évoluent vers des systèmes aérés pouvant recevoir les eaux de précipitations actuelles.

Enfin, le domaine V est celui qui caractérise les systèmes hydrogéologiques fermés à l'atmosphère; il est limité à une portion de la courbe théorique située au centre du diagramme, ou à son voisinage immédiat. Cette courbe théorique est bien connue des chimistes et correspond à l'évolution d'une quantité invariable de CO_3^{2-} vers l'état d'équilibre représenté par le point de précipitation du carbonate (CaCO_3), en présence d'une concentration constante de CO_2 gaz.

III-3 PRINCIPE D'ETUDE DES ÉQUILIBRES ENTRE LA PHASE AQUEUSE ET LES MINÉRAUX D'ALTÉRATION DES ROCHES

Toutes les roches du bassin sont composées de minéraux primaires plus ou moins facilement altérables: plagioclases calco-sodiques et potassiques et minéraux ferromagnésiens (biotite, amphibole, pyroxène etc.) dont la destruction aboutit essentiellement à la néoformation d'argiles secondaires de séquence d'apparition liée au climat et à l'intensité du lessivage.

L'évolution des argiles, les premières à apparaître (séricite, vermiculite, montmorillonite), a lieu vers les argiles suivantes de la séquence (illite, Kaolinite et gibbsite) les plus pauvres en cations basiques et en silice qui passent en solution quand l'intensité de l'altération augmente.

Il en résulte que dans les aquifères riches en minéraux secondaires (argiles), le contact eaux météoriques agressives et formations encaissantes plus ou moins vulnérables à la dissolution, va provoquer une série de réactions d'échanges de bases et éventuellement d'énergie, en vue d'un ajustement de l'équilibre liquide-solide entre les corps étrangers de l'eau venus au contact de ceux des roches. Par conséquent, lorsque cet équilibre est atteint, la composition des eaux au sein de l'aquifère devrait pouvoir se rapprocher des compositions chimiques et minéralogique des roches en place ou de leurs minéraux secondaires .

Par conséquent, pour entreprendre l'étude des équilibres pouvant s'établir entre la phase aqueuse et les minéraux de néoformation, nous avons tenu compte des principaux groupes de minéraux identifiés plus haut dans les formations du bassin de la Haute Marahoué ou signalés dans cette région par d'autres chercheurs: Plagioclases, minéraux

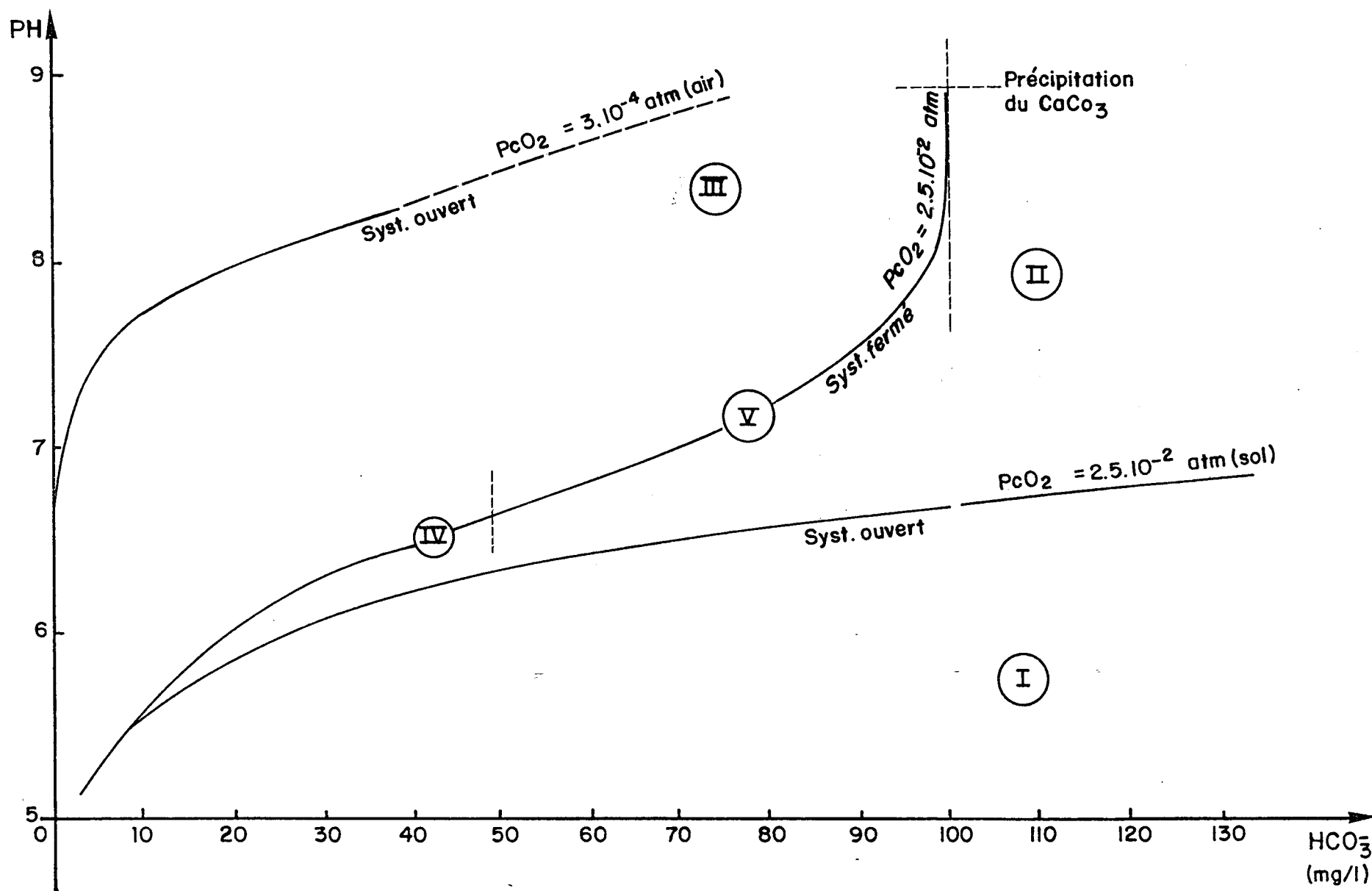


Figure 24 : DIAGRAMME DES RELATIONS PHREEL - TENEURS EN BICARBONATES . (Courbe théorique à 25°C et pour une force ionique de 10^{-3}) .

ferromagnésiens, carbonates secondaires (calcite), argiles (séricite, Kaolinite etc.). L'abondance de ceux-ci dans les aquifères, permet d'envisager les principaux équilibres suivants :

- équilibre eau-plagioclases et leurs minéraux d'altération (montmorillonite, kaolinite et gibbsite) avec les domaines de solubilité éventuelle du quartz et de la silice amorphe (**Figures 25 et 26**);
- équilibre eau-calcite-dolomite et magnésite avec saturation possible en brucite (**Figure 27**);
- équilibre eau-chlorite magnésienne et microcline et leurs minéraux d'altération (montmorillonite, illite et kaolinite) avec des champs de saturation possible du talc et de la magnésite (**Figure 28**);
- équilibre eau-albite et chlorite magnésienne et leurs minéraux d'altération (montmorillonite et kaolinite) avec la saturation de talc et magnésite (**Figure 29**);
- et, équilibre eau-minéraux ferromagnésiens (trémolite, diopside, chrysotile et wollastonite) et leurs minéraux d'altération: talc et quartz avec les domaines de saturation de la brucite, de la magnésite, de la calcite et de la dolomite (**Figure 30**).

Ces équilibres peuvent être étudiés grâce aux diagrammes d'activité de Korjinski énumérés plus haut qui donnent la représentation graphique des domaines de stabilité des aluminosilicates basée sur le fait que parmi les éléments chimiques présents dans le minéral ceux dont la solubilité est très faible et limitée par une phase solide tels que les oxydes et hydroxydes sont considérés comme inertes. C'est le rôle que jouent par exemple l'aluminium ou la silice.

Dans la pratique, on porte sur les axes de coordonnées les quantités :

$$\log (M_1^{Z1+})/(H^+)^{Z1} \text{ et } \log (M_2^{Z2+})/(H^+)^{Z2}$$

(où M_1^{Z1+} et M_2^{Z2+} sont des ions des éléments non inertes M_1 et M_2 .)

Dans ces conditions tous les minéraux contenant Al^{3+} , Si^{3+} et Na^+ peuvent être représentés dans un diagramme $\log(Na^+)/(^+H) - \log(H_4SiO_4)$ avec Al^{3+} comme élément inerte. Les minéraux à représenter dans un tel diagramme doivent contenir de l'aluminium mais également Si^{4+} et/ou Na^+ ; tandis que ceux qui contiennent Al^{3+} , Si^{3+} et Na^+ et/ou K^+ ne pourront être représentés que dans un diagramme du type $\log(Na^+)/(^+H) - \log(K^+)/(^+H)$ et ainsi de suite.

Dans le cas des plagioclases calco-sodiques par exemple: albite et l'anorthite qui constituent les termes extrêmes de la série classique:

Albite ($NaAlSi_3O_8$)	0 - 10 % An ¹
Oligoclase	10 - 30 %
Andésite	30 - 50 %
Labrador	50 - 70 %
Bytownite	70 - 90 %
Anorthite ($CaAl_2Si_2O_8$)	90 - 100 %

l'étude de l'équilibre entre l'eau et leurs minéraux d'altération va nécessiter la prise en compte de deux systèmes thermodynamiques :

$NaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$
et $CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$

¹ Un plagioclase An₂₀ contient 80 % de la molécule Albite et 20 % de la molécule anorthite.

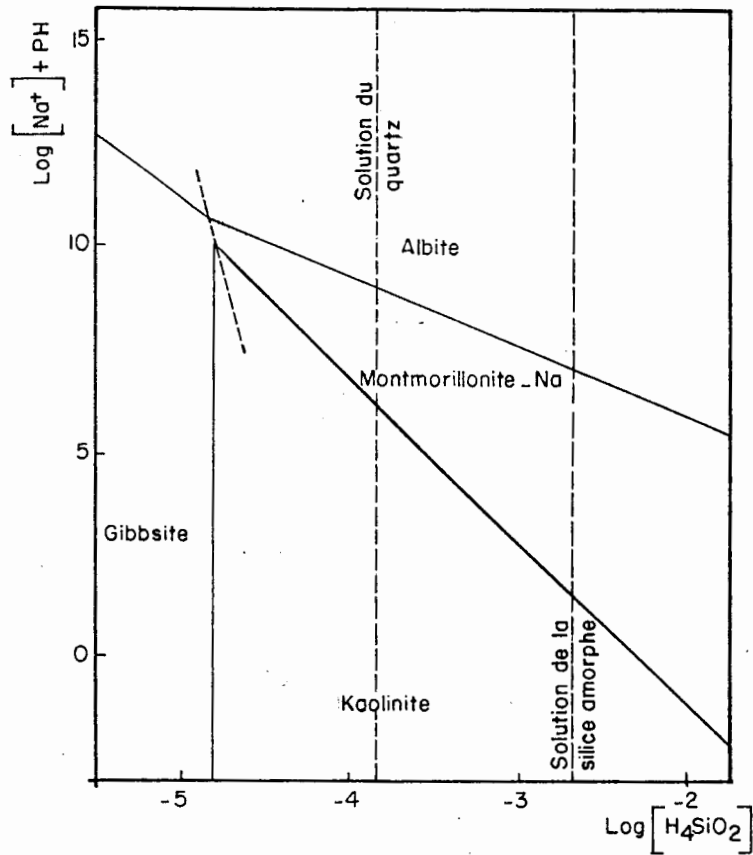


FIG.25 : Diagramme d'équilibre albite-montmorillonite-kaolinite-gibbsite (à 25°C et 1 atm)

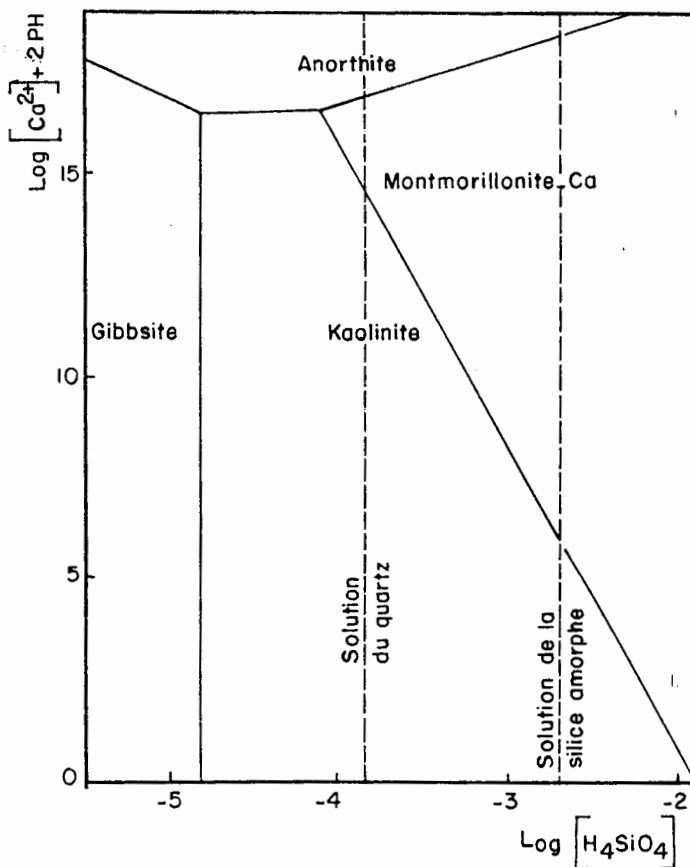


FIG.26 : Diagramme d'équilibre anorthite-montmorillonite-kaolinite-gibbsite (à 25°C et 1 atm)

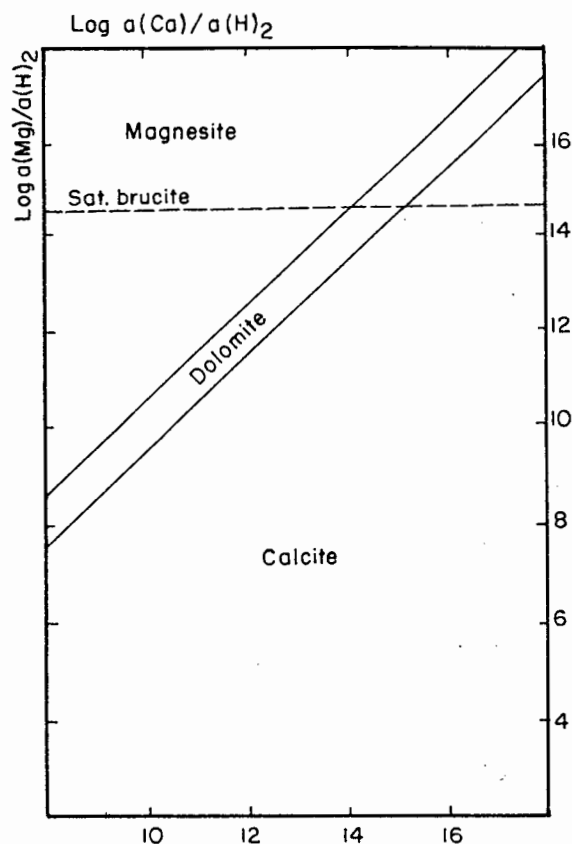


Figure 27: Equilibre Eau-Calcite-Dolomite et Magnésite

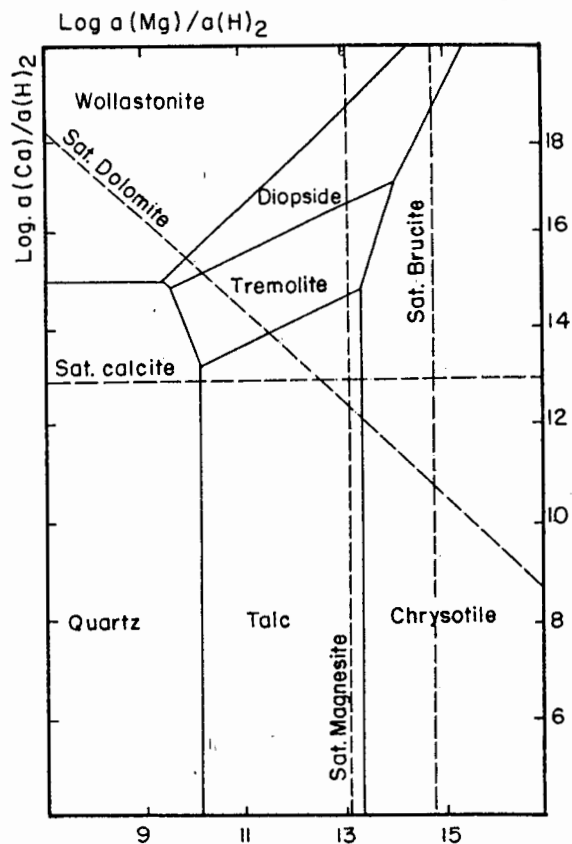


Figure 28: Equilibre Eau-minéraux néoformés à partir des ferromagnésiens

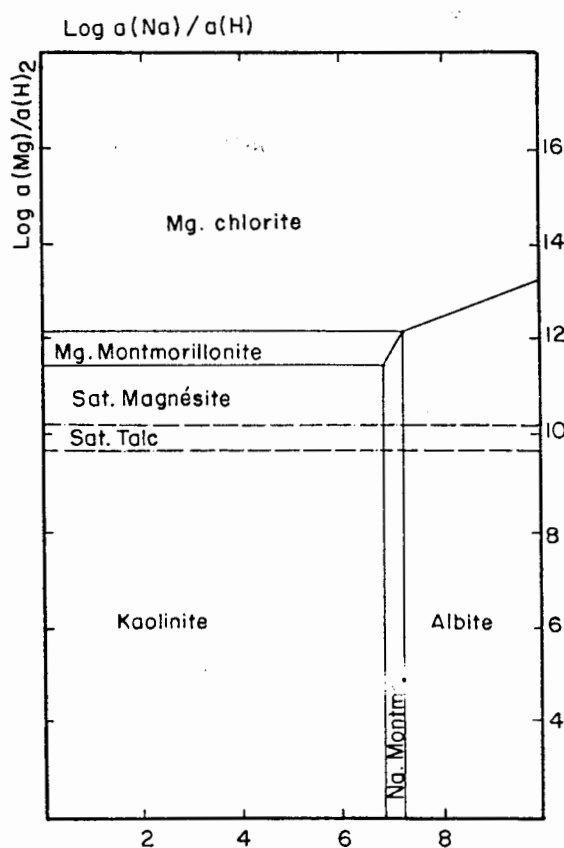


Figure 29: Equilibre Eau-minéraux néoformés à partir de l'Albite et de la chlorite magnésienne

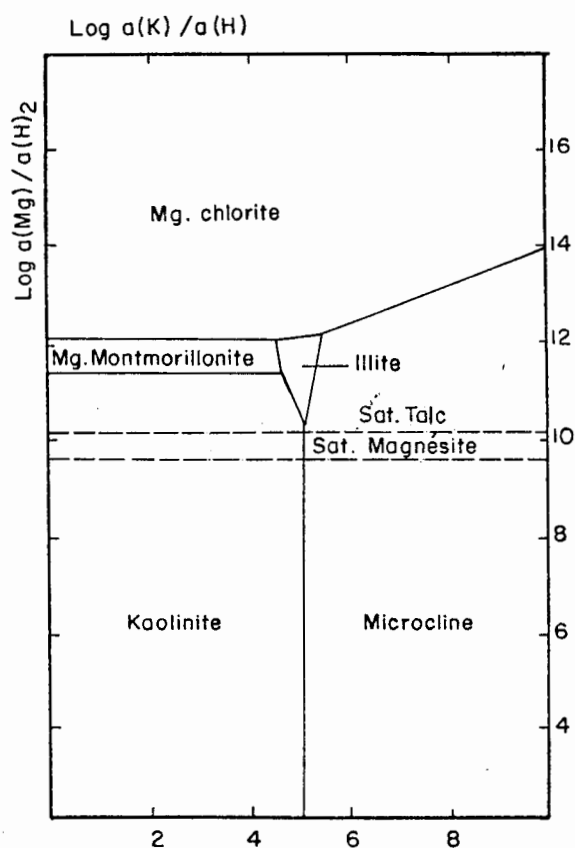


Figure 30: Equilibre Eau-minéraux néoformés à partir de la chlorite magnésienne et du microcline

Figures 27 à 30: Diagrammes d'équilibres entre eau et les minéraux d'altération des roches cristallines

entre l'albite ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) et l'anorthite ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) et leurs minéraux d'altération qui sont montmorillonite-Na, montmorillonite-Ca, Kaolinite et gibbsite.

Les différentes réactions thermodynamiques de détermination des constantes d'équilibre et leur domaine d'utilisation ont été largement abordées par de nombreux chercheurs: Stum W. et Morgan J.J. (1970); Gallo G. (1978), Tardy Y. (1969) etc.

III-4 PRINCIPE DE L'ANALYSE EN COMPOSANTES PRINCIPALES NORMÉES (ACPN)

L'analyse multivariée est une méthode statistique de description qui permet de synthétiser et de classer un nombre important de données afin d'en extraire les facteurs principaux qui sont à l'origine de l'évolution simultanée des variables et de leurs relations réciproques.

C'est un outil de choix dans le domaine de l'hydrochimie dont les paramètres chimiques sont généralement très nombreux et soumis à des variations remarquables aussi bien dans le temps que dans l'espace.

Dans ce travail, nous avons fait appel à cette technique d'analyse et notamment à l'analyse en composantes principales normées (centrées et réduites), telle qu'elle est proposée par F. Caillez F. et Pages J.P. (1976).

Les différents tableaux de données de base contiennent au total 12 variables : Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , conductivité (cond), minéralisation totale (Mt), ΔPH et pCO_2 ; à l'exception des régions de Man (où NO_3^- n'est pas dosé) et du bassin de La Mé (où NO_3^- et la conductivité font défaut).

Dans le principe, on considère p variables $X_1, X_2, \dots, X_3, \dots, X_p$ pour lesquelles on dispose de n observations (mesures simultanées). Les résultats obtenus peuvent être représentés sous la forme d'une matrice de données.

On calcule la moyenne de chacune de ces p variables, leur écart-type ainsi que les coefficients de corrélation totale entre tous, les couples possibles de variables moyennes =

$$\bar{x}_i, \bar{x}_p \quad \text{avec} \quad \bar{x}_j = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n X_{ji}$$

$$\text{écart-type} = S_1, \dots, S_p \quad \text{avec}$$

$$S_j = \frac{1}{n-1} \left[\sum_{i=1}^n X_{ji} - \bar{x}_j \right]^2$$

coefficient de corrélation r_{jk} entre deux variables X_j et X_k

$$r_{jk} = \frac{\sum_{i=1}^n (X_{ji} - \bar{x}_j)(X_{ki} - \bar{x}_k)}{\left[\sum_{i=1}^n (X_{ji} - \bar{x}_j)^2 \sum_{i=1}^n (X_{ki} - \bar{x}_k)^2 \right]^{1/2}} = \frac{\text{COV}(X_j, X_k)}{[\text{VAR}(X_j) \text{VAR}(X_k)]^{1/2}}$$

où $\text{COV}(X_j, X_k)$ s'appelle la covariance de X_j et X_k
 $\text{VAR}(X_j)$ est la variance de $X_j = S_j^2$

On construit ainsi la matrice d'intercorrélation $[R_{pp}]$, donnant les coefficients de corrélation entre paires de variables

$$[R_{pp}] = 1/(p-1) [Y_{np}] [Y_{pn}]$$

où $[Y_{pn}]$ est la matrice des données standardisées (centrées réduites) de terme

$$Y_{ji} = \frac{X_{ji} - \bar{X}_j}{S_j}$$

$[Y_{np}]$ est la matrice transposée de $[Y_{pn}]$

On peut considérer que dans l'espace à p dimensions qui constitue le système de référence initial pour le phénomène étudié, chaque observation ou ensemble de p valeur X_{ij} est représentée par un point, la matrice d'observation l'étant par n points.

On recherche le sous-espace à une dimension F_1 (qui sera une droite) tel que les distances entre les projections orthogonales des points observations (mesurés) sur cette droite soient le plus proche possible des distance définies dans l'espace à p dimensions ; les composantes du vecteur unitaires U porté par la droite F_1 doivent être telles que la longueur des projections soient maxima de façon à ce que la déformation du nuage de points soit minimum.

On démontre que trouver les facteurs capables d'extraire le plus information revient à trouver les vecteurs propres U de la matrice d'intercorrélation. Les valeurs propres λ_l correspondant à ces vecteurs propres ne sont autres que les variances des nouvelles variables Z_l c'est-à-dire

$$\lambda_l = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n Z_{li}^2 \quad (\text{la moyenne de } Z_l \text{ est nulle par définition})$$

avec

$$[R] U - \lambda U = 0 \quad \text{et} \quad Z_l = \sum_{j=1}^p U_{lj} \cdot \frac{(X_j - \bar{X}_j)}{S_j}$$

En d'autre termes, les cosinus directeurs de l'espace à une dimension (F_1) sur lequel se projette le nuage des observations, en se déformant le moins possible, sont donc les composantes du vecteur propre correspondant à la valeur propre la plus grande. Pour extraire le deuxième axe, la procédure est analogue avec la contrainte supplémentaire que le facteur correspondant t ne doit pas être corrélé avec le premier ($t.U = 0$). On répète le processus pour les axes suivants en respectant les conditions d'orthogonalités avec tous les axes antérieurs.

Ainsi, au cours du calcul les vecteurs propres sont déterminés dans l'ordre des valeurs λ_l décroissantes : une propriété remarquable des valeurs propres ainsi obtenues est que leur somme est égale à la dimension de la matrice $[R]$.

$$\sum_{l=1}^p \lambda_l = p$$

Cette relation permet de connaître la contribution en variance de chacune des composantes principales à la variance totale du système à p dimensions. Les axes de référence ont pour origine le centre de gravité des variables. Les coefficients de corrélation r_{jK} entre une variable X_j et une composante F_K sont proportionnels aux coordonnées ($\cos \alpha_j$) du point - variable sur cette composante.

$$r_{jk} = \sqrt{\lambda_k} \cos \alpha_j$$

On reporte sur un graphique en coordonnées rectangulaires la position de n points-observations dans le plan des axes factoriels pris deux à deux et l'on complète cette représentation en figurant les p points-variables ($X_j + S_j$). Si les deux premiers axes factoriels s'avèrent insuffisants pour résumer les proximités, on adjoindra, sur un deuxième graphique les positions des points dans un système comportant au moins un axe différent.

La représentation graphique nous permet de tirer les renseignements suivants:

- les points situés près de l'origine ne sont pas corrélés significativement avec les facteurs;
- la proximité des points représentatifs de deux variables signifie que ces variables sont bien corrélées;
- la corrélation entre les variables est d'autant plus forte que leur distance à l'origine est grande (proche du cercle de rayon 1);
- les coordonnées des points représentant une observation indique les composantes de ces observations en fonction de deux facteurs considérés, lorsque deux points-individus sont proches l'un de l'autre, ces individus ont le même comportement vis-à-vis des variables étudiées;
- le cercle de rayon 1, l'unité choisie étant $\sigma_X = \sqrt{\text{VAR}X} = \sqrt{I_{\max}}$ représente le lieu des caractères entièrement corrélés avec le plan factoriel. Tous les points-variables sont situés à l'intérieur de ce cercle dit de communauté (communality).

Un des avantages de l'ACP normée est aussi le fait qu'elle supprime l'hétérogénéité d'échelle entre les variables ("effet de taille").

III- 5 PRINCIPE DES TECHNIQUES ISOTOPIQUES

L'hydrochimie isotopique est une technique nouvelle dans l'étude des ressources en eau des régions. A partir de 1970, l'utilisation des isotopes a commencé à occuper une place de choix dans l'étude du cycle de l'eau. Depuis près de 20 ans, les isotopes stables et radioactifs apportent de précieuses informations en hydrogéologie; cependant, leur utilisation n'est pas totalement vulgarisée en Afrique de l'Ouest à cause du coût élevé de la méthode.

Les isotopes dits de "l'environnement hydrogéologique" sont des éléments dont les variations naturelles de concentration au cours du cycle de l'eau permettent l'utilisation comme traceurs.

Le but de la technique est d'expliquer les abondances isotopiques en vue d'en déduire les données utilisables pour l'étude de phénomènes variés. On utilise les isotopes pour vérifier les résultats des méthodes hydrogéologiques classiques et pour résoudre les problèmes de nature complexe.

Le principe est basé sur la mesure des abondances isotopiques des constituants de la molécule d'eau, du carbone, du soufre, de l'azote, de l'uranium etc...

Du point de vue information hydrogéologique, les isotopes sont classés en deux groupes : les isotopes stables et les isotopes radioactifs. Les isotopes stables permettent d'étudier la vulnérabilité des nappes à la pollution, de se faire une idée sur l'aire d'alimentation et sur le mécanisme de recharge des aquifères et d'établir les relations entre eau de surface et eau souterraine. Quant aux isotopes radioactifs, ils servent à étudier le temps de transit des eaux dans le sous-sol et à identifier les mélanges d'eau d'origines différentes.

Avant la présentation des résultats de mesures isotopiques effectuées sur notre secteur d'étude, il importe de rappeler brièvement le principe des techniques isotopiques et leur utilisation en Afrique de l'Ouest.

III-5-1 NOTION D'ABONDANCE ISOTOPIQUE RELATIVE ET DE STANDARD DE REFERENCE

L'oxygène-18 et le deutérium sont deux isotopes de la molécule d'eau souvent utilisés comme traceurs dans les études hydrogéologiques. Leur teneur dans l'eau est définie comme étant un écart relatif de la composition de cet échantillon par rapport à un standard international de référence de composition bien connue.. Ainsi, on étudie les rapports isotopiques $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ et $^2\text{H}/^1\text{H}$ en se référant à l'eau de Mer (S M O W).

$$\delta = \frac{R_{\text{échant.}} - R_{\text{Smow}}}{R_{\text{Smow}}}$$

III-5-2 VARIATIONS DES TENEURS EN OXYGENE-18 ET DEUTERIUM

L' Effet de latitude : la composition isotopique diminue quand la latitude augmente. Ceci est en relation directe avec la thermodépendance de ^{18}O et du deutérium qui subissent des variations saisonnières dans les précipitations en fonction de la latitude. Les $\delta\text{‰}$ ^{18}O et ^2H sont en moyenne annuelle plus élevés à l'équateur et deviennent progressivement plus négatifs à mesure qu'on monte en latitude. La température de l'air est un facteur fondamental du fractionnement isotopique.

L'Effet de continentalité : les précipitations sont de plus en plus pauvres en ^{18}O et ^2H vers l'intérieur des terres. En effet, au cours de son passage sur le continent, une masse d'air originellement riche en isotopes lourds subit plusieurs stades de refroidissement notamment au passage des barrières montagneuses en condensant préférentiellement les isotopes lourds du réservoir atmosphérique. Il en résulte un appauvrissement progressif de celui-ci en isotopes lourds ($\delta\text{‰}$ ^{18}O et ^2H devenant plus négatifs). Si l'on ne tient pas compte des proportions de vapeurs condensée par rapport à la vapeur non condensée qui conditionnent un bilan de flux (teneur masse), au fur et à mesure que l'on s'éloigne de l'Océan, la vapeur d'eau dans les nuages présentera des vapeurs $\delta\text{‰}$ de -12, puis -14, puis -16 etc tandis que les pluies présenteront des $\delta\text{‰}$ de -2 puis -4, puis -6, puis -8 etc; plus la température lors des précipitations est faible, plus la condensation des isotopes lourds est importante.

Les variations saisonnières : les différences de température entraînent des différences de composition isotopique des pluies suivant les saisons . en Europe les pluies d'été sont en général moins négatives que celles d'hiver. En Afrique de l'Ouest, les teneurs

en deutérium et oxygène-18 des précipitations peuvent présenter de fortes fluctuations d'une part lors d'une même averse et d'autre part au cours de la saison des pluies et en fonction de l'intensité des averses : les $\delta\delta\text{‰ }^2\text{H}-^{18}\text{O}$ étant plus négatifs dans les averses les plus importantes et plus particulièrement en Juillet-Août (C. Jusserand 1979). Les teneurs en isotopes stables peuvent varier également en fonction du type de perturbation.

L'estimation de la valeur isotopique moyenne d'une zone rechargée directement par les pluies doit donc d'une part prendre en compte le seuil à partir duquel on considère qu'une pluie devient efficace, d'autre part faire la pondération des volumes infiltrés par la composition isotopique des événements pluviaux. Inversement, cette observation, peut être fort utile pour déceler en quelle saison les pluies sont effectivement utiles pour la recharge naturelle de l'aquifère.

L'Effet d'évaporation : le fractionnement généré par l'évaporation partielle donne une composition isotopique particulièrement significative à l'eau : d'une part l'eau s'enrichit en isotopes lourds, et d'autre part le rapport $\delta\text{‰ }^2\text{H} / \delta\text{‰ }^{18}\text{O}$ change. Ceci permet d'identifier indiscutablement l'eau d'un aquifère qui a subi une évaporation avant son infiltration (recharge à partir d'un réservoir naturel soumis à évaporation, évaporation partielle de rivière). Dans les régions semi-arides, il est fréquent que des rivières disparaissent complètement pour recharger un aquifère. Une étude isotopique détaillée peut dans ce cas aider à la détermination des zones préférentielles de recharge.

La corrélation entre les teneurs en oxygène-18 et en deutérium dans les précipitations n'ayant pas subi d'évaporation est de la forme (Craig, 1961) (**Figure 31**):

$$\delta\text{‰ }^2\text{H} = a\delta\text{‰ }^{18}\text{O} + d$$

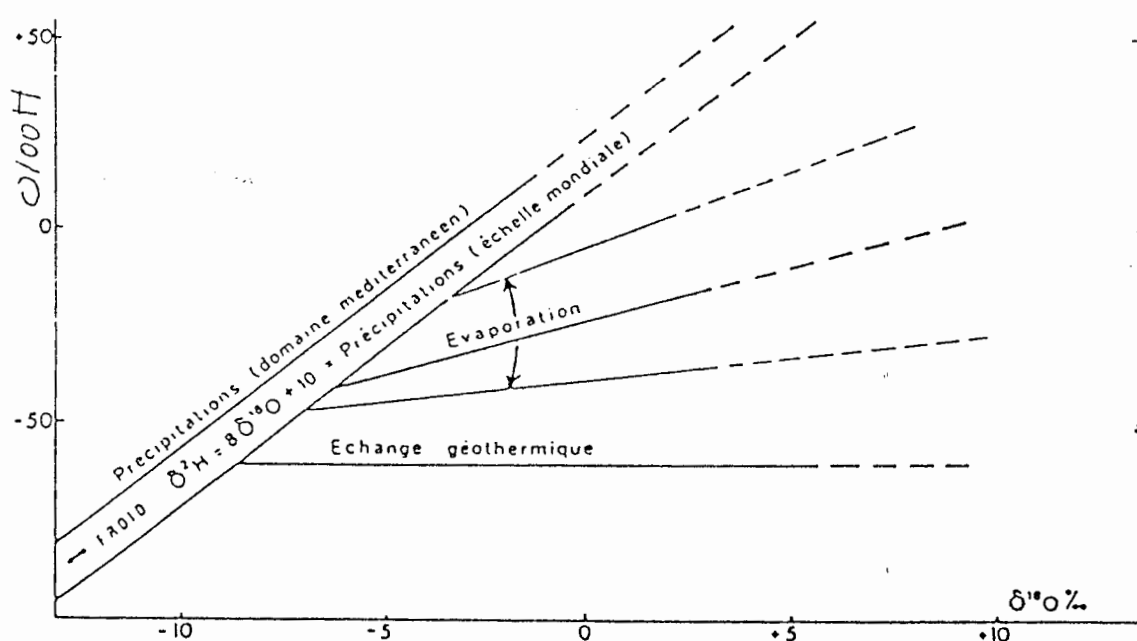


Figure 31: Relations oxygène-18 - deutérium dans les eaux naturelles.

"a" la pente de la droite de regression varie de 3 à 8. ("a" est égal à 8 pour les pluies sans évaporation et "a" est inférieur à 8 pour les pluies ayant subi une évaporation avant infiltration).

"d" est une constante appelée excès en deutérium et dépendant du régime des précipitations ("d" est égal à +10 en régime océanique non perturbé, +22 en régime

méditerranéen, semi-aride et dans les bassins fermés et est négatif sous l'effet de continentalité).

III-5-3 VARIATIONS DES TENEURS EN TRITIUM

La quantité annuelle du tritium produite de façon naturelle s'élève à 3,5 kg (Lat et Suess, 1969). avant les essais thermonucléaires, la concentration en ^3H des précipitations variait de 0 à 10 UT⁽¹⁾ seulement. Malheureusement, à la suite des essais thermonucléaires successifs de 1952 à 1974, les teneurs en ^3H dans l'atmosphère avaient considérablement augmenté passant de 0 à 20 UT avant 1952, à 400-800 UT entre 1954 à 1959 et 6000-8000 UT en 1963 (Claude Leguy, 1979).

En hydrogéologie, on classe les eaux souterraines en trois groupes en fonction de leur teneur en oxygène-18:

- les eaux sans tritium ou pauvres en tritium (0 à 2 ou 3 UT) sont généralement anciennes, c'est-à-dire qu'elle se sont infiltrées dans le sol, au moins avant les essais thermonucléaires;
- les eaux contenant des teneurs moyennes en tritium (5 à 10 UT) sont généralement des mélanges d'eaux anciennes et d'eaux récentes en proportions variables;
- enfin des eaux riches en tritium (UT > 15) sont des eaux récentes.