



INSTITUT INTERAMÉRICAIN DE COOPERATION POUR L'AGRICULTURE

Instituto de Documentación e Información Agrícola
11 AGO 1987
IICA - CIBIA

 * MARND R *
 * FAM V *
 * IICA *

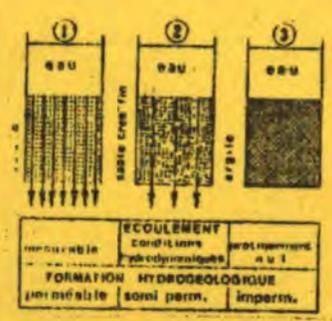
**PREMIER
 COURS NATIONAL
 POST-GRADUE
 SUR L'IRRIGATION,
 LE DRAINAGE
 ET LA GESTION
 DES RESSOURCES
 HYDRIQUES**

15 Juillet - 30 Septembre 1955

Port-au-Prince, Haïti

HYDRAULIQUE

SOUTERRAINE

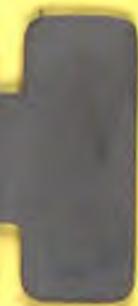


PAR

Gérald JEAN BAPTISTE, Ing.
Lionel RABEL, Ing.



REVISION ET EDITION: HUMBERTO PIZARRO
Spécialiste en Irrigation et Drainage
IICA - HAITI



**PREMIER COURS NATIONAL POST-GRADUE
SUR L'IRRIGATION, LE DRAINAGE
ET LA GESTION DES RESSOURCES HYDRIQUES**

COORDINATION:

**INSTITUT INTERAMERICAIN DE
COOPERATION POUR L'AGRICULTURE (IICA)
FACULTE D'AGRONOMIE ET
MEDECINE VETERINAIRE (FAMV)**

SOUTIEN FINANCIER:

**AGENCE DE DEVELOPPEMENT INTERNATIONAL (USAID)
AGENCE CANADIENNE POUR LE DEVELOPPEMENT INTERNATIONAL (ACDI)
INSTITUT INTERAMERICAIN DE COOPERATION POUR L'AGRICULTURE (IICA)
MINISTERE DE L'AGRICULTURE, DES RESSOURCES NATURELLES ET
DEVELOPPEMENT RURAL (MARNDR)
FACULTE D'AGRONOMIE ET MEDECINE VETERINAIRE (FAMV)**

**TEXTE : HYDRAULIQUE SOUTERRAINE
DACTYLOGRAPHIE JACQUELINE CHAPRON
BESSINS JEAN ROBERT MOREL
IMPRESSION : ALCE SARDE**

Misc. Publ.

596-ISSN=0534-5391

00008272

~~0000825~~

HYDRAULIQUE SOUTERRAINE

TABLE DES MATIERES

	PAGE
TABLE DE MATIÈRE	
LISTE DES FIGURES	vii
LISTE DES TABLEAUX	ix
PREMIERE PARTIE	
HYDRAULIQUE SOUTERRAINE - HYDROGEOLOGIE	1
1.1 Généralités	1
1.2 Systèmes hydrologiques	1
1.2.3 Identification spatiale des Systèmes hydrologiques	2
1.2.4 Identification temporelle. Période et fréquence des données	3
1.3 Alimentation du bassin hydrologique - Précipitation efficace	4
1.3.1 Evaporation potentielle	4
1.3.2 Evaporation réelle	5
1.4 Alimentation du bassin hydrologique - Infiltration	5
1.5 Alimentation de l'aquifère - Infiltration efficace	6
1.6 Débits des écoulements des systèmes hydrologiques	6
1.7 Bilan d'eau	7
1.8 Conclusions	8
DEUXIEME PARTIE	17
IDENTIFICATION DE L'AQUIFERE	17
2.1 Identification Géologique	17
2.1.1 Formations - Lithostratigraphiques et hydrogéologiques	18
2.1.1 Identification des formations lithostratigraphiques	18
2.1.1.2 Identification des formations hydrogéologiques et des aquifères	
Formation hydrogéologiques perméables, gisements d'eau souterraine	

	PAGE
Origine des aquifères	20
Formation hydrogéologique imperméable imposant les limites géologiques des aquifères	20
Formation hydrogéologiques Semi-imperméable à l'origine de l'aquifère multicouche	21
Conclusions Bassin Hydrogéologique	21
2.1.2 Extension géographiques des aquifères. Zones hydro-géologiques	23
Détermination du volume utile du réservoir	23
2.1.3 Conclusions	24
2.1.4 Cas concrets d'identification géologiques des aquifères de la plaine du Cul de Sac.	25
2.2 Identification hydrodynamique de l'aquifère	26
2.2.1 Concept d'aquifère	27
2.2.2 Configuration de l'aquifère types hydrodynamiques	28
2.2.2.1 Aquifère à nappe libre. Surface piézométrique	29
2.2.2.2 Aquifère à nappe captive	29
2.2.2.3 Aquifère à nappe semi-captive ou à drainance	30
2.2.2.4 Nature du substratum de l'aquifère	30
2.2.3 Fonction de l'aquifère - Aquifère multicouche	31
2.2.3.1 Aquifère, complexe unique réservoir/eau souterraine	31
2.2.3.2 Aquifère multicouche	32
2.2.4 Fonctions de réservoir	32
2.2.5 Comportement de l'aquifère	33
2.2.5.1 Comportement hydrodynamique de l'aquifère	34
2.2.5.2 Comportement hydrochimique de l'aquifère	35
TROISIEME PARTIE	
AQUIFERE CONDUITE D'EAU SOUTERRAINE	
3.1 Loi de Darcy	46
3.1.1 Expérience de H. Darcy	46
3.2 Application de la loi de Darcy sur le terrain	48
3.2.1 Mesure du niveau piézométrique	48

27
 28
 29
 30
 31
 32
 33
 34
 35

	PAGE
3.2.2 Calcul du gradient hydraulique	*48
3.3. Paramètres hydrodynamiques	49
3.3.1 Perméabilité au conductivité hydraulique	49
3.3.2 Coefficient de perméabilité au conductivité hydraulique de Darcy	49
3.3.3 Perméabilité Intrinsèque	50
3.3.4 Transmissivité	50
3.3.5 Diffusivité	50
3.4 Débit d'une nappe et vitesse d'écoulement	51
3.4.1 Débit d'une nappe	51
3.4.2 Vitesse d'écoulement	51
3.4.2.1 Vitesse de filtration et vitesse effective	51
3.4.2.2 Vitesse de déplacement hydrocinématique souterraine - Dispersion	53
3.4.2.2.1 Mise en évidence de la dispersion Tragage	53
3.4.2.2.2 La dispersion	53
3.5 Détermination de la vitesse de déplacement sur le terrain	54
3.5.1 Porosité cinématique	54
QUATRIEME PARTIE	
ESSAI DE PUIITS ET POMPAGES D'ESSAIS	
4.1 Equipement technique des puits et sondages	57
4.2 Définitions et concepts de base	58
4.2.1 Effets du pompage sur l'aquifère, Cône de dépression	59
4.2.2 Géométrie du Cône de dépression - Rabattement et rayon d'influence	59
4.2.3 Facteurs de la Géométrie du Cône de dépression	60
Rôle de la transmissivité et du Coefficient d'enmagasinement	60
Rôle du temps de pompage	60
4.2.4 Méthode d'expérimentation par pompage	61
4.3 Essai de puits par paliers de débit de courtes durées	62
4.3.1 Conditions de base	62
4.3.2 Exécution de l'essai de puits - Paliers de débit	63
4.3.3 Signification du rabattement dans les ouvrages - Pertes de charge	64

4		
5	Introduction	1.1
6	1.1.1. The purpose of the study	1.1.1
7	1.1.2. The scope of the study	1.1.2
8	1.1.3. The methodology of the study	1.1.3
9	1.1.4. The organization of the study	1.1.4
10	1.1.5. The significance of the study	1.1.5
11	1.1.6. The limitations of the study	1.1.6
12	1.1.7. The conclusions of the study	1.1.7
13	1.1.8. The references of the study	1.1.8
14	1.1.9. The appendices of the study	1.1.9
15	1.1.10. The bibliography of the study	1.1.10

	PAGE	
4.3.4	Vitesse critique et débit critique dans l'aquifère à nappe libre	65
4.3.5	Interprétation graphique des données de l'essai de puits	66
4.3.5.1	Relation, débits/temps et rabattements/temps	66
4.3.5.2	Courbe débits/rabattements - Débit critique	66
4.3.6	Calcul des pertes de charge	67
4.3.7	Détermination de la productivité d'un puits. Débit d'exploitation maximum	68
4.4	Pompage d'essai de longue durée	69
4.4.1	But du pompage d'essai	69
4.4.2	Expressions d'hydrodynamiques souterraines du régime transitoire	70
4.4.3	Interprétation graphique des pompages d'essai	71
4.4.3.1	Relations entre le rabattement et les temps	71
4.4.3.2	Calcul des paramètres hydrodynamiques	72
	Interpétation des données du pompage d'essai	75
	Pompage d'essai réalisé dans l'aquifère de la plaine du Cul de Sac	77
	CINQUIEME PARTIE	
	LES CARTES PIEZOMETRIQUES	96
5.1	Niveau piézométrique	96
5.1.	Nappes libres	96
5.1.2	Nappes captives	97
5.2	Surface piézométrique	97
5.3	Etablissement des cartes en courbes isopièzes	98
5.4	Calcul de la profondeur de la surface piézométrique	99
5.5	Tracé des lignes de courant et détermination de la direction de l'écoulement	99
5.5.1	Méthode élémentaire de détermination	100
5.6	Calcul du gradient hydraulique	100
5.7	Détermination du type de nappe	101
5.7.1	Les nappes libres	101

27
28
29
30
31
32
33
34
35

	PAGE
5.7.2 Nappes captives	102
5.8 Structure élémentaire de la surface piézométrique	102
5.8.1 Nappes régulières	102
5.8.1.1 Forme et groupement des courbes isopièzes	103
5.8.1.2 Courbures des courbes isopièzes	103
5.8.1.3 Espacement des courbes isopièzes	104
5.8.2 Nappes alluviales	104
5.8.2.1 Drainage de la nappe alluviale par le cours d'eau	104
5.8.2.2 Alimentation de la nappe alluviale par le cours d'eau	104
5.8.2.3 Relations mixtes	105
5.8.3 Courbes fermées	105
5.8.4 Seuils hydrauliques	105
5.9 Analyse des fluctuations de la surface piézométriques	105
EVALUATION DES RESSOURCES EN EAU SOUTERRAINE - REGIONALES	107
1 Définition des ressources en eau souterraine	107
2 Evaluation des ressources	111
3 Méthodologie	112
Première phase: analyse des systèmes aquifères	112
Deuxième phase: modélisation des systèmes aquifères et simulation de plans et scénarios d'exploitation	116
Troisième phase Evaluation des ressources potentielles et exploitables	119
4 Conclusions	120
SIXIEME PARTIE	136
POLLUTION DE L'EAU SOUTERRAINE	136
6.1 Généralités	137
6.1.1 Dose de polluant et fréquence des apports	139
6.2 Principaux types de polluants, toxicité	139
6.2.1 Polluants physiques	140
6.2.2 Polluants chimiques	140
6.2.2.1 Sels minéraux dessous	140
6.2.2.2 Micropolluants: métaux lourds, pesticides et détergents	141



011		10/10/10	
02		10/10/10	100
03	10/10/10	10/10/10	100
04	10/10/10	10/10/10	100
05	10/10/10	10/10/10	100
06	10/10/10	10/10/10	100
07	10/10/10	10/10/10	100
08	10/10/10	10/10/10	100
09	10/10/10	10/10/10	100
10	10/10/10	10/10/10	100

	PAGE
6.2.2.3 Hydrocarbures	142
6.2.2.4 Polluants organiques. Microorganismes	142
6.3 Principales sources de pollution. Foyers de pollution	142
6.3.1 Pollution d'origine domestique et urbaine	142
6.3.2 Pollution d'origine agricole	143
6.3.3 Pollution d'origine industrielle	143
6.4 Mécanisme et facteurs de la pollution de l'eau souterraine	143
Introduction du polluant dans le sol	143
6.5 Vulnérable des nappes à la pollution	144
6.5.1 Facteurs de la vulnérabilité	144
6.5.2 Cartes de la vulnérabilité	145
6.6 Lutte contre la pollution de l'eau souterraine	145

LISTE DES FIGURES

FIGURE	PAGE
I - 1 Schéma d'identification du système aquifère	13
I - 2 Trois domaines d'espaces identifiant trois systèmes hydrologiques	14
I - 3 Le domaine du bassin hydrologique délimité par le bassin versant d'un cours d'eau	15
I - 4 Evaporation - évapotranspiration potentielle et réelle	16
II- 1 Trois grandes catégories de formations hydrogéologiques	36
II- 2 Schéma d'identification du système aquifère	37
II- 3 Schéma de l'aquifère à nappe libre	38
II- 4 Schéma de l'aquifère à nappe captive	39
II- 5 Types hydrodynamiques d'aquifères dans un bassin hydrogéologique	40
II- 6 Pression dans l'aquifère à nappe captive	41
II- 7 Drainance et aquifère multicouche	42
II- 8 L'aquifère est un complexe physico-chimique unique	43
II- 9 Bilan de l'aquifère	44
II-10 L'aquifère séquence de l'écoulement de l'eau dans le bassin hydrogéologique	45
III- 1 Expérience de Darcy. Schéma du dispositif expérimental	55
III- 2 Application de la loi de Darcy sur le terrain	56
III- 3 Calcul du gradient hydraulique par la carte piézométrique	56
IV- 1 Complexe aquifère ouvrage de captage	85
IV- 2 Effet du pompage dans un aquifère à nappe libre	86
IV- 3 Effet du pompage dans un aquifère à nappe captive	87
IV- 4 Essai de puits par pompage à paliers de débits	88
IV- 5 Schéma de l'évolution du cône de dépression	89
IV- 6 Courbe débits - rabattements ou courbe caractéristique	90
IV- 7 La courbe caractéristique du puits	91
IV- 8 Droite - débits/rabattements spécifiques	91
IV -9 Exécution du pompage d'essai et interprétation des données	92

FIGURE	PAGE
IV - 10 Pompage d'essai dans l'aquifère à nappe captive	93
IV - 11 Pompage d'essai	94
IV - 12 Pompage d'essai	95
V - 1 Niveau piézométrique d'une nappe libre	129
V - 2 Niveau piézométrique d'une nappe captive	129
V - 3 Carte en courbes isopièzes	130
V - 4 Détermination des lignes de courant et du gradient hydraulique	131
V - 5 Interpétation des courbes isopièzes	132
V - 6 Courbes isopièzes de nappes à filets convergents et divergents	133
V - 7 Courbure des courbes isopièzes	133
V - 8 Relation entre la nappe alluviale et la rivière	134
V - 9 Relation entre la nappe alluviale et la rivière	135
V - 10 Vallée plate. Apparition de marécages	135
VI - 1 Origine, transport et évolution des polluants	147

LISTE DES TABLEAUX

TABLEAU	PAGE
I - 1 Capacités des grands réservoirs d'eau à la surface de la terre. D'après les travaux Soviétiques (UNESCO 1978)	9
I - 2 Volumes d'eau stockés dans le réservoir souterrain des grands continents. D'après les travaux Soviétiques (UNESCO 1978)	10
I - 3 Écoulement naturel moyen et écoulement souterrain dans les grands continents. D'après les travaux Soviétiques (UNESCO 1978)	10
I - 4 Composantes des bilans. Données moyennes exprimées en termes de débits. Pour la clarté du texte les dénominations ont été abrégées.	11
I - 5 Bilan moyen annuel des grands domaines du cycle de l'eau continents, océans et globe	12
IV - 1 Essai de puits par paliers de débit de courtes durées	64
IV - 2 Pompage d'essai à Ivry-sur-Seine (Descente)	73
IV - 3 Pompage d'essai à Ivry-sur-Seine (remontée)	74
V - 1 Composantes hydrogéologiques et paramétriques de l'écoulement de l'eau souterrain	122
V - 2 Limites des systèmes aquifères naturelles et artificielles	124
V - 3 Types de systèmes aquifères du point de vue des conditions de leur gestion technique	125
V - 4 Utilité des données hydrogéologiques	127
VI - 1 Normes de l'Organisation Mondiale de la Santé sur la potabilité de l'eau	138

PREMIERE PARTIE

HYDRAULIQUE SOUTERRAINE - HYDROGEOLOGIE

1.1 Généralités

Pour étudier les eaux souterraines il faut tenir compte des conditions géologiques les concernant. C'est pourquoi on utilise généralement le terme hydrogéologie à hydrologie souterraine.

L'hydrogéologie est donc la science de l'eau souterraine. Elle s'attache plus particulièrement aux problèmes géologiques concernant les eaux souterraines. C'est une discipline des sciences de la terre orientée vers les applications. Elle est aussi une science pluridisciplinaire qui fait appel à différentes techniques relevant des sciences exactes comme les méthodes et moyens de la prospection géophysique, les techniques de forage et de captage, la géochimie des roches et des eaux, la météorologie, l'hydrodynamique souterraine, la statistique et l'emploi des ordinateurs au traitement des données et aux modèles mathématiques.

L'hydrodynamique souterraine est l'ensemble des aspects quantitatifs de l'hydrogéologie. C'est la partie de l'hydrodynamique (ou de l'hydraulique) relative à l'écoulement de l'eau souterraine, aux lois qui le régissent et à leurs applications.

1.2 Systèmes Hydrologiques

Le cycle de l'eau est planétaire et perpétuel. Pour l'exécution des études hydrogéologiques, il est nécessaire de le fractionner, conven-

1912

1912

tionnellement, en domaines d'espace et en durées accessibles aux observations, expérimentations et mesures, donc en systèmes hydrologiques. L'étude du cycle de l'eau situe les systèmes hydrologiques dans leur environnement et permet d'analyser leur comportement hydrodynamique.

Un système hydrologique est un système dynamique, séquence d'espace et de temps, fraction du cycle de l'eau. Il est identifié par des caractéristiques spatiales et temporelles: (fig I - 1)

1.2.1 L'identification spatiale d'un système repose sur quatre (04) concepts:

- domaine d'espace physique, fini à trois (03) dimensions dont toutes les parties sont en liaisons hydrodynamiques.
- siège de processus interne, hydrodynamique, hydrochimiques ou hydrobiologiques
- séquence du cycle de l'eau, c'est-à-dire comportant une entrée (impulsion), un circuit interne (transfert) et une sortie (réponse). Les limites recevant ou pouvant recevoir des impulsions et émettant des réponses
- variabilité des données dans l'espace selon des lois de distributions statistiques.

L'identification temporelle des caractéristiques du système est la référence à une donnée ou à une durée moyenne déterminée.

1.2.2 Modèle conceptuel du système hydrologique.

L'étude de ces caractéristiques aboutit à la présentation par l'hydrogéologue d'un modèle conceptuel (schéma conceptuel), base pour l'hydraulicien de l'établissement de modèles mathématiques de simulation des comportements du système considéré.

1.2.3 Identification Spatiale des Systèmes hydrologiques

Trois domaines d'espace interdependants, emboités, peuvent être

circonscrits. Ils identifient trois systèmes hydrologiques dans l'ordre de grandeur décroissant (fig I-2)

- le bassin hydrologique
- le bassin hydrogéologique ou des eaux souterraines
- L'aquifère avec sa nappe d'eau souterraine.

Le bassin hydrologique - est circonscrit par les lignes de crêtes topographiques, délimitant le bassin versant d'un cours d'eau et de ses affluents. (fig I - 2 et fig I - 3)

Il correspond donc, en surface au bassin hydrographique. Il est admis que ses limites se superposent, au mieux, à celles du bassin hydrogéologique. Ces conditions sont en général réalisées pour les grandes unités, de l'ordre de quelques centaines de milliers de km²

Le bassin hydrogéologique est la fraction de l'espace du bassin hydrologique situé sous la surface du sol. (fig I-2 et fig I - 3). C'est le domaine des eaux souterraines. En général, il correspond à un bassin sédimentaire. Ses limites sont imposées par la structure hydrogéologique. (Tableau I-1)

L'aquifère, identifié par la géologie, est l'unité de domaine d'étude des eaux souterraines. Le bassin hydrogéologique est constitué d'un ou de plusieurs aquifères

1.2.4 Identification temporelle. Période et fréquences des données.

Toutes les données relatives à un système considéré doivent être rapportées, selon le but poursuivi à une date donnée ou à une durée moyenne déterminée (unique).

Le traitement des données doit répondre à deux conditions impératives:

- période hydrologique la plus longue possible, choisie en rapport avec la durée de l'historique des mesures avec dix années au minimum;
- fréquence la plus courte possible compatible avec celle des mesures: journalière, hebdomadaire, mensuelle ou annuelle.

Ces deux conditions sont satisfaites par l'acquisition de séries chronologiques continues, obtenues par des appareils enregistreurs: pluviométriques,

graphes (précipitations), thermographes (températures), limnigraphes (niveau d'eau des cours d'eau ou hydrométrie, mesures des niveaux des nappes ou piézométrie). Les enregistrements sont alors respectivement des pluviogrammes, des thermogrammes, des limnigrammes hydrométriques ou piézométriques.

Année hydrologique et année hydrologique moyenne

Les variations des composantes hydrologiques au cours d'une année calendaire ne correspondent pas à cette période.

Une séquence annuelle 1984, par exemple, calculée entre deux minimums (étiage du cours d'eau ou de la surface piézométrique) débute en novembre 1984 et s'achève en octobre 1985. Elle détermine l'année hydrologique 1984-85. Au cours d'années successives, les minimums ne sont pas identiques. D'où nécessité, pour obtenir des valeurs significatives, de considérer la moyenne de plusieurs années, dix au minimum, dite année hydrologique moyenne.

1.3 - Alimentation du bassin hydrologique - Précipitation efficaces

La source unique d'alimentation du bassin hydrologique, supposé clos, est procurée par les précipitations efficaces. Elles représentent la quantité d'eau fournie par les précipitations qui reste disponible, à la surface du sol, après soustraction des pertes par évapotranspiration potentielle.

1.3.1 Evapotranspiration potentielle.

L'émission de vapeur d'eau, ou évapotranspiration, considérée comme une perte par les hydrogéologues, s'effectue dans tous les milieux. Elle résulte de deux phénomènes, l'un physique l'évaporation, l'autre biologique la transpiration. L'évaporation intervient dans l'atmosphère, au cours des chutes de pluies, à la surface des lacs et des cours d'eau, ainsi que du sol nu. La transpiration est le fait de la couverture végétale. L'évapotranspiration dans le sol atteint une profondeur de quelques mètres selon ses caractéristiques et le climat.

La quantité d'eau évaporée par un stock d'eau libre (cours d'eau, lac, etc...) donc dans des conditions d'alimentation excédentaires est l'évaporation potentielle (fig I-4). Elle est déterminée par les caractéristiques de l'air fixant le pouvoir évaporant de l'atmosphère et de la surface d'eau libre.

Les pertes d'eau d'un sol sont déterminées par sa couverture végétale, sa lithologie et ses paramètres hydrodynamiques, perméabilité verticale, humidité, profondeur de la surface piézométrique. Cependant, la quantité d'eau contenue dans le sol susceptible d'être transformée en vapeur est une caractéristique importante. C'est la réserve en eau facilement utilisable (RFU) ou réserve en eau du sol, exprimée en mm de hauteur d'eau. Cette quantité d'eau est dépensée par le pouvoir évaporant de l'atmosphère (évaporation potentielle) et l'activité biologique (transpiration) soit par l'évapotranspiration potentielle, (ETP).

1.3.2 Evapotranspiration réelle

Les pertes d'eau d'un sol atteignent l'évapotranspiration potentielle si le stock d'eau de la RFU lui est supérieur ou égal (fig I-4). En cas d'insuffisance, elles sont limitées à une quantité plus petite. Cette limite est l'évapotranspiration réelle, (ETR).

Précipitations efficaces

Les précipitations efficaces, PE, sont égales à la différence entre les précipitations et l'évapotranspiration réelle, ETR.

$$\underline{PE = P - ETR}$$

1.4 Alimentation du bassin hydrologique - Infiltration

L'eau des précipitations efficaces est répartie à la surface du sol en deux fractions fixes, conventionnelles, inégales:

- Le ruissellement, R, qui alimente l'écoulement de surface direct, rapide (quelques heures à quelques jours) à la surface du sol

- L'infiltration I, quantité d'eau franchissant la surface du sol. Elle renouvelle les stocks d'eau souterraine et entretient le débit de l'écoulement souterrain des sorties après circulation dans les formations hydrogéologiques perméables du sous-sol.

La hauteur d'infiltration est la quantité d'eau infiltrée à travers la surface du sol pendant une durée déterminée. Elle est exprimée en mm/an. C'est aussi la lame d'eau infiltrée.

Le taux d'infiltration est le rapport entre une hauteur d'infiltration et une hauteur de précipitation efficace.

L'alimentation spécifique ou module spécifique d'alimentation est le quotient des quantités d'eau globale apportées en moyenne à une nappe pendant une durée définie, par l'aire de l'aquifère considéré. Cette alimentation moyenne, par unité de surface, s'exprime en l/s - Km².

1.5 Alimentation de l'Aquifère - Infiltration efficace

L'aquifère est alimentée par l'infiltration efficace IE (fig I -). C'est la quantité d'eau qui parvient à la surface de la nappe. En effet, au cours de son trajet, entre la surface du sol et la surface de la nappe, l'eau d'infiltration subit des pertes par évapotranspiration.

1.6 Débits des écoulements des systèmes hydrologiques

1- Débit de l'écoulement total du bassin hydrologique

La sortie du bassin hydrologique est mesurée à son exutoire principal, par le débit de l'écoulement total naturel moyen QT. Le terme naturel implique le fait que le débit des cours d'eau du bassin n'est pas modifié par des interventions humaines. Par simplification, il sera nommé écoulement total.

...the ...
...the ...
...the ...
...the ...

En équilibre naturel, sur une longue période, l'écoulement total est égal aux précipitations efficaces.

Débit de l'écoulement souterrain du bassin hydrogéologique et de l'aquifère.

Le débit de l'écoulement souterrain naturel moyen représente les sorties du bassin hydrogéologique ou de l'aquifère. C'est-à-dire, son drainage par les cours d'eau et l'alimentation des sources du bassin hydrologique. Il assure le débit des rivières en absence de précipitations.

En équilibre naturel, sur une longue période, il est égal à l'infiltration pour le bassin hydrogéologique et à l'infiltration efficace pour l'aquifère.

L'écoulement total est la somme de l'écoulement souterrain et de l'écoulement de surface. (Tableau I - 2)

I.7. Bilan d'eau

L'établissement du bilan d'un domaine hydrologique est une opération comptable comparable à celle d'un relevé bancaire. C'est la balance comptable des entrées (recettes) égales au débit moyen des apports et des sorties (dépenses) représentées par le débit moyen des écoulements. (Tableau I-3)

Présentation du bilan

Le bilan est présenté sous deux formes:

- tableau des débits des apports et des écoulements, analogue à un relevé de compte bancaire
- expression de l'équilibre hydrologique traduisant l'égalité, en régime naturel, des débits des apports et des débits des écoulements.

$$\text{débits des apports} = \text{débits des écoulements}$$

Pour une courte durée d'observations, la différence de réserve, positive ou négative ΔR , doit être prise en compte.

$$\text{débits des apports} = \text{débits des écoulements} \pm \Delta R$$

Etablissement du bilan

Dans le bassin hydrologique, d'ordre de grandeur de quelques centaines à quelques milliers de Km^2 les apports sont fournis par les précipitations efficaces, PE et les sorties par le débit de l'écoulement total, QT.

$$PE = QT$$

Sur de courtes périodes, il faut tenir compte de la différence de réserves, positive ou négative, ΔR

$$PE = QT \pm \Delta R$$

Dans le bassin hydrogéologique les débits des apports sont représentés par l'infiltration, I, fraction des précipitations efficaces et les sorties par le débit de l'écoulement souterrain.

$$I = QW$$

Dans l'aquifère le débit des apports est l'infiltration efficace, IE. La sortie est représentée par le débit de l'écoulement souterrain, QW, souvent augmenté des débits des prélèvements, QEX.

$$IE = QW + QEX$$

Bilan global moyen annuel d'une grande région

Le bilan global moyen annuel d'une grande région ou d'un pays, d'ordre de grandeur de plusieurs milliers de Km^2 est obtenu par la somme des bilans des bassins hydrologiques qui le constituent. (Tableau I - 3)

1.8 - Conclusions

Le domaine unitaire du cycle de l'eau et des évaluations qui en découlent, bilan, réserves et ressources en eau, est le bassin hydrologique. Le volume d'eau stocké ou en circulation, constitue une unité du

double point de vue quantitatif et qualitatif. La partition en systèmes plus petits, bassin hydrogéologique et aquifère, purement conventionnel ne doit pas faire oublier cette unicité. Les intercommunications entre les systèmes hydrologiques emboîtés, sont schématisés par les bilans (Tableau I- 4)

Tableau I - I Capacités des grands réservoirs d'eau à la surface de la Terre. D'après les travaux soviétiques (UNESCO, 1978).

Grands réservoirs	Volumes d'eau stockés			
	Totaux		Eau douce	
	km ³	%	km ³	%
OCEANS	1 340 000 000	96,4		
GLACES Calottes glaciaires, glaciers et neiges éternelles	24 000 000	1,72	24 000 000	60
EAUX SOUTERRAINES				
Aquifères :				
tranche 0-200 m	10 000 000			
tranche 0-2 000 m	24 000 000	1,72	16 000 000	40
tranche 0-5 000 m	60 000 000			
Humidité du sol	16 500	0,001	16 500	0,04
EAUX DE SURFACE DES CONTINENTS				
Lacs, grands réservoirs	176 400	0,013	90 000	0,22
Lits des cours d'eau	2 120	0,00015	2 120	0,005
ATMOSPHERE	13 000	0,001	13 000	0,03
EAU BIOLOGIQUE	1 120	0,0001	1 120	0,003
GLOBE Hydrosphère	1 390 000 000		40 000 000*	

* soit 2,9 pour cent de l'eau du globe.

Tableau I-2 Volumes d'eau stockés dans le réservoir souterrain des grands continents.
D'après les travaux soviétiques (UNESCO, 1978).

Grands continents	Surfaces millions de km ²	Stocks d'eau 10 ⁶ km ³			
		0 à 100 m	100 à 200	200 à 2 000	Totaux
Europe	10,5	0,2	0,3	1,1	1,6
Asie	43,5	1,3	2,1	4,4	7,8
Afrique	30,1	1	1,5	3	5,5
Amérique du Nord	24,2	0,7	1,2	2,4	4,3
Amérique du Sud	17,8	0,3	0,9	1,8	3
Australie	8,9	0,1	0,2	0,9	1,2
Totaux	135	3,6	6,2	13,6	23,4

Tableau I 3 Écoulement total naturel moyen et écoulement souterrain dans les grands continents.
D'après les travaux soviétiques (UNESCO, 1978).

Grands continents	Écoulement total naturel moyen km ³ /an	Écoulement souterrain	
		%	km ³ /an
Europe	3 210	35	1 120
Asie	14 410	26	3 750
Afrique	4 570	35	1 600
Amérique du Nord	7 450	29	2 160
Amérique du Sud	11 760	35	4 120
Australie	2 390	24	575
Total	43 790		13 320
Moyenne		30	

1000000

Tableau I. 4. Composantes des bilans. Données moyennes exprimées en termes de débits. Pour la clarté du texte, les dénominations ont été abrégées.

Débits des apports		Débits des pertes et écoulements	
BASSIN HYDROLOGIQUE			
Précipitations	<i>P</i>	Évapotranspiration potentielle	<i>ETP</i>
Précipitations efficaces	<i>PE</i>	Évapotranspiration réelle	<i>ETR</i>
		Écoulement total	<i>QT</i>
BASSIN HYDROGÉOLOGIQUE			
Débit d'alimentation	<i>QA</i>	Écoulement souterrain	<i>QW</i>
Infiltration	<i>I</i>	Prélèvements	<i>QEX</i>
AQUIFERE			
Infiltration efficace	<i>IE</i>		
Différence de réserve ΔW			

TABLEAU I-5 Bilan Global moyen annuel des grands domaines du cycle de l'eau: continents, océans et globe.
D'après les documents publiés depuis 1970 (UNESCO, 1978).

CONTINENTS	VOLUMES D'EAU en milliers de km ³											
	Baumgarten 1975			Mondragone soviétique, 1978			Lvovich 1974					
	P	ET	QT	P	ET	QT	P	ET	QT			
Europe	6,6	3,6	2,8	8,3	5,3	3,0	7,2	4,1	3,1			
Asie	30,7	8,5	12,2	26,2	8,1	14,1	22,7	19,5	13,2			
Amérique	20,7	7,3	3,4	22,5	17,7	4,8	17,8	16,6	4,2			
Australie	7,1	2,1	2,7	7,1	2,2	2,5	7,4	4,4	2,0			
Amérique du Nord	15,6	5,7	2,9	15,2	10,1	8,3	15,9	7,9	6,0			
Amérique du Sud	20,0	16,9	11,1	18,4	15,2	12,2	20,4	19,2	10,4			
Antarctique	4,4	0,4	2,0	2,5	0	2,3	-	-	-			
Total pour les continents	111	71	40	119	72	47	113	76	41			
Océans	285	25	-4	4,8	25	2,7	2,2	353	21			
MONDE	396	96	0	571	171	0	525	525	0			

N.B. P, précipitations; ET, évaporation ou évapotranspiration; QT, ruissellement; C, écoulement total naturel moyen.

Les chiffres de Lvovich ont été surestimés afin d'inclure l'Antarctique.

Le signe - apparaît dans le QT des océans car c'est un apport extérieur au domaine de référence de l'établissement du bilan dont l'équation d'équilibre s'écrit: P=E-QT.

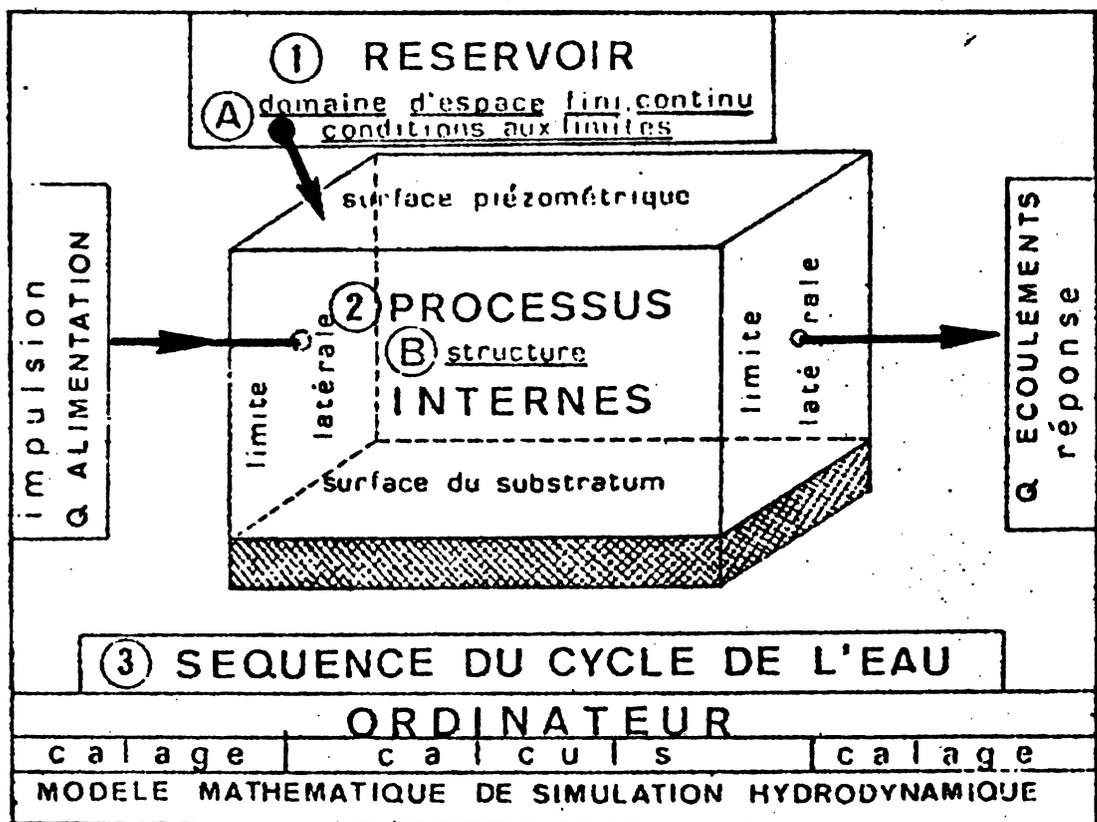


Figure I-1- Schéma d'identification du système aquifère.

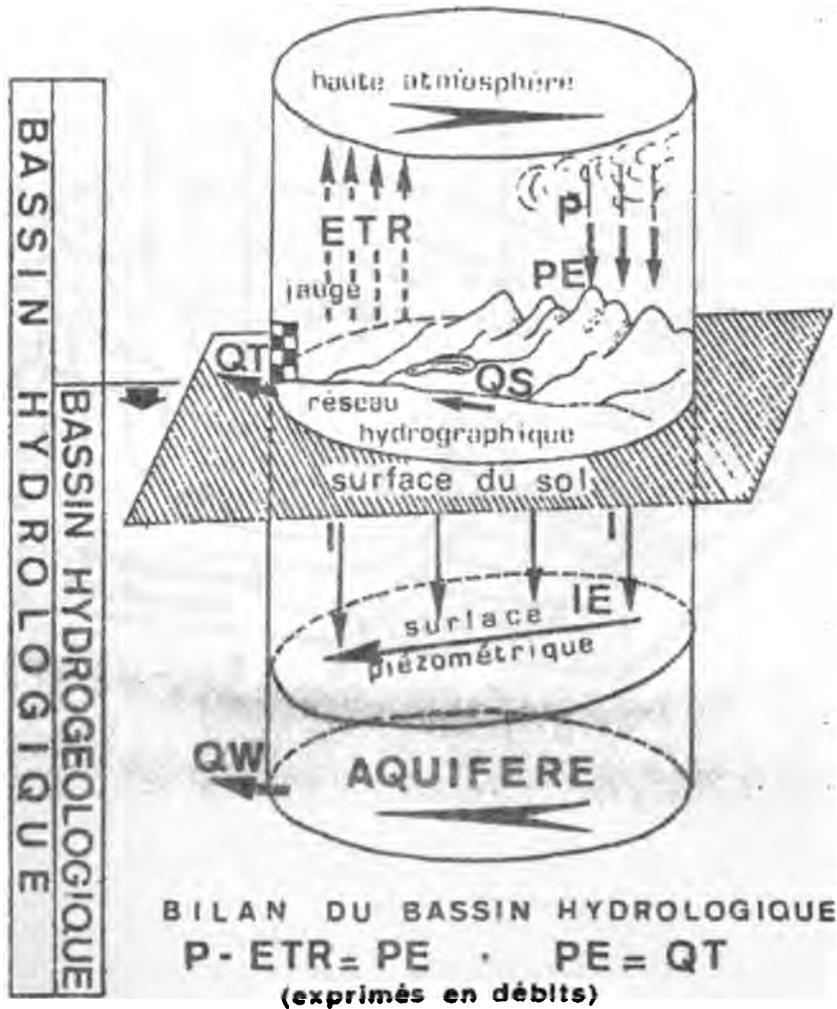


Fig. I-2. Trois domaines d'espaces identifient trois systèmes hydrologiques emboîtés de grandeurs décroissantes: bassin hydrologique, bassin hydrogéologique et aquifère. P, précipitations; ETR, évapotranspiration réelle; PE, précipitations efficaces; QT, débit de l'écoulement total mesuré à la station de jaugeage de l'exécutoire du bassin hydrologique; QS, débit de l'écoulement de surface; I, infiltration; IE, infiltration efficace; QW, débit de l'écoulement souterrain.

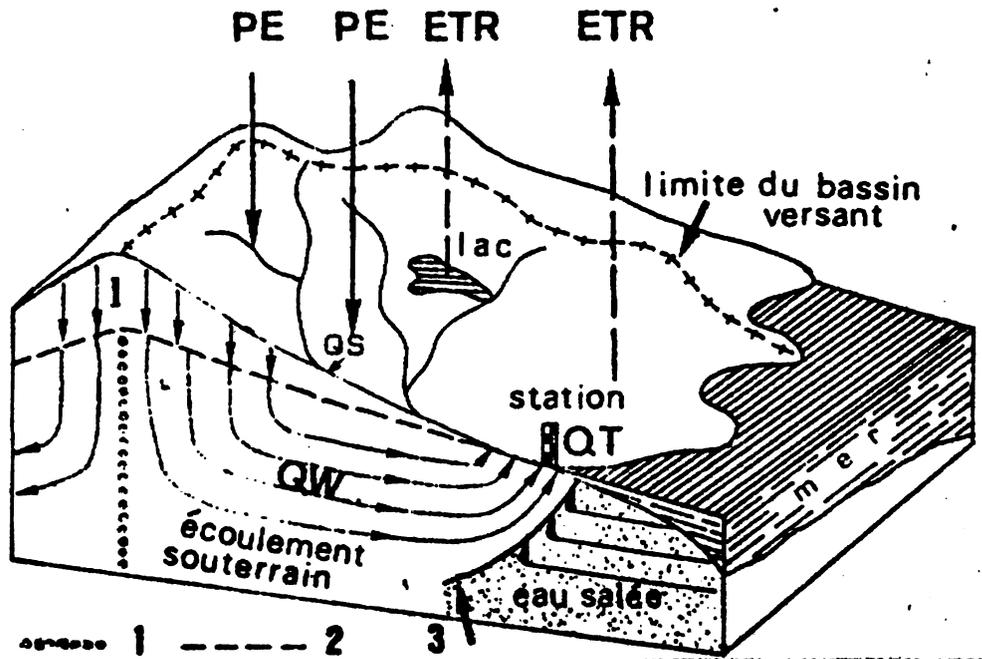


Figure I-3: Le domaine du bassin hydrologique, délimité par le bassin versant d'un cours d'eau, est l'unité de référence pour toutes les évaluations. Il coïncide au mieux avec le bassin hydrogéologique, limité par les lignes de partage des eaux souterraines (1). Le contact eau douce/eau salée (3), (2), surface piézométrique.

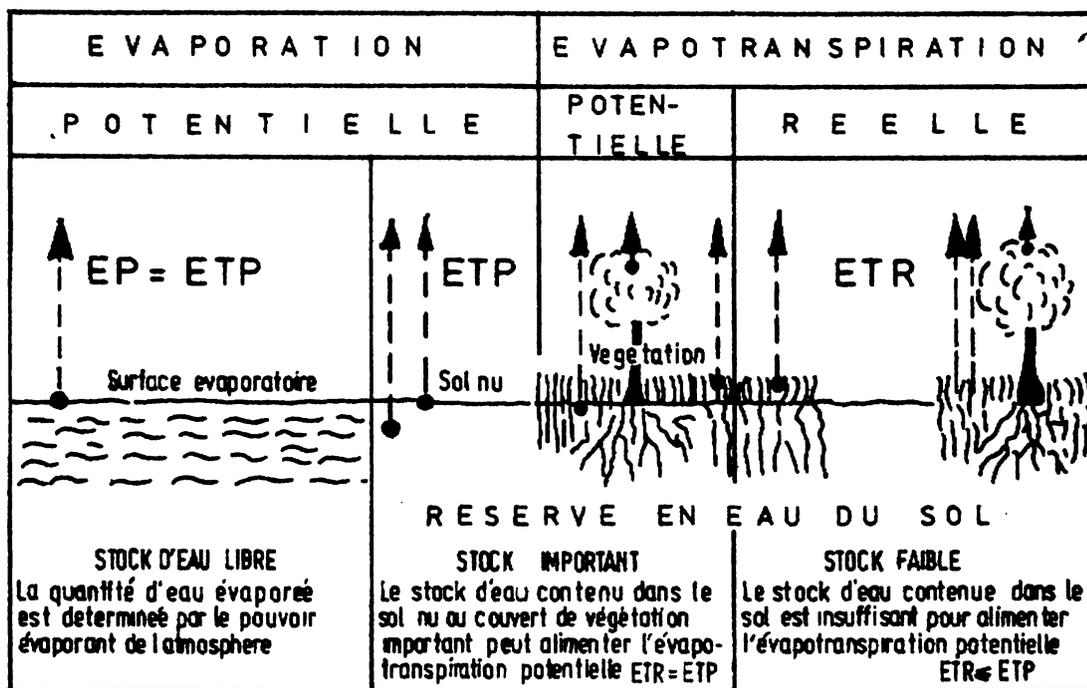


Figure I-4. Evaporation, évapotranspiration potentielle et réelle.



DEUXIEME PARTIE

IDENTIFICATION DE L'AQUIFERE

2.1- Identification Géologique

La géologie, moyen d'étude de l'eau souterraine, est la base fondamentale de l'hydrogéologie.

La géologie identifie des formations lithostratigraphiques par les caractéristiques des matériaux et la structure du sous-sol. Celles-ci déterminent, (complétées par des informations sur l'eau souterraine) les formations hydrogéologiques.

Les formations hydrogéologiques perméables constituent les gisements d'eau souterraine ou aquifères, dont elles identifient la configuration et la structure du réservoir.

La localisation en profondeur et l'extension géographique des aquifères ou zones hydrogéologiques, sont étroitement liées à celles des formations hydrogéologiques.

Les caractéristiques géochimiques des réservoirs agissent sur la qualité de l'eau souterraine.

L'identification d'un aquifère repose sur trois critères: géologiques, hydrodynamiques, et hydrochimiques. L'alimentation, le stockage et l'écoulement de l'eau souterraine sont imposés, en premier lieu, par la géologie, base fondamentale de l'hydrogéologie. La géologie identifie, par des études stratigraphiques et structurales, des formations lithostratigraphiques.

Un aquifère est un système hydrologique. Il est donc identifié, tout d'abord, par un domaine d'espace souterrain fini et continu, appelé réservoir. Le réservoir est caractérisé par trois ensembles de données:

- sa configuration ou enveloppe, décrivant son contour, ses dimensions (volume) et la nature de ses limites géologiques:

- sa localisation dans le sous-sol par l'altitude et la profondeur des limites géologiques;

- sa structure ou anatomie, déterminée par la lithologie et l'analyse structurale. Elle est identifiée par les caractéristiques physiques (pétrologie, granulométrie, faciès, etc.), géochimiques (sels solubles) et structurales (déformations, fissuration) des matériaux qui constituent le réservoir.

Les caractéristiques géologiques ont varié dans le temps. Leur étude porte donc sur leur genèse et leur distribution dans l'espace (variabilité spatiale).

Il en résulte que l'étude hydrogéologique, dont le but essentiel est l'identification des aquifères, débute par celle des réservoirs.

2.1.1. Formations lithostratigraphiques et hydrogéologiques

La configuration et la structure des réservoirs sont imposées par les formations lithostratigraphiques, lesquelles déterminent les formations et les structures hydrogéologiques. Celles-ci sont la base de l'identification géologique des aquifères.

2.1.1.1- Identification des formations lithostratigraphiques

Une formation lithostratigraphique est constituée par un corps de terrain de nature pétrographique homogène: sable, calcaire, grès, granite, argile, gypse, etc. Elle est désignée par le nom de la région (ou de la localité) où elle a été observée et décrite ou par un terme d'étage. Exemples: Formation de la Rivière Grise, Alluvions de la Plaine de Léogane etc.

Elle est identifiée par trois ensembles de données fixes: surfaces limites, localisation dans le sous-sol et structure.

Surfaces limites du réservoir

Les surfaces limites du réservoir, inférieure ou substratum, supérieure ou toit et latérales (affleurements, passage latéral de faciès, failles) identifient les conditions aux limites géologiques. Ces limites fixes ne correspondent pas nécessairement avec celles des subdivisions chronologiques basées sur la datation géologique ou unités chronostratigraphiques (étage, sous-étages, zones, etc.) La formation lithostratigraphique est attribuée en totalité ou en partie, à cette unité, voire à plusieurs d'entre elles. Exemples: Les sédiments de la Plaine du Cul de sac sont constitués d'alluvions récentes déposées sur des séries quaternaire qui elles-même, sont sur les formations du pliomocène. Les données numériques sont la superficie et l'épaisseur permettant le calcul du volume du reservoir.

Structure du réservoir

La pétrologie, la sédimentologie, l'analyse structurale et la géochimie, déterminent les caractéristiques physiques et chimiques du réservoir. C'est à dire sa structure. Une importance particulière est apportée à la granulométrie et à la fissuration. La distribution des données dans l'espace est exprimée par des coupes et des cartes structurales. Ces documents sont utilisés comme trame de l'interpolation des données ponctuelles sur les paramètres hydrodynamiques et hydrochimiques. Elle permet d'avoir ainsi des cartes de transmittivité, de granulométrie, de faciès etc.

2.1.1.2 Identification des formations hydrogéologiques et des aquifères.

Dans le but de progresser dans l'idenfication des aquifères, le concept géologique de formations lithostratigraphiques doit être complété par des données sur l'eau souterraine. En effet, celle-ci est toujours présente quelles que soient la nature des matériaux et la profondeur de gisement. L'ensemble des données géologiques, hydro-géologiques et hydrochimique identifie une formation hydrogéologique (hydrogéologic unit des auteurs anglo-saxons)

Une formation hydrogéologique est une formation lithostratigraphique ou leur combinaison, ayant des fonctions globales vis-à-vis du stockage et de l'écoulement de l'eau souterraine. Trois ordres de grandeurs sont à considérer:

- une formation hydrogéologique identifiant un aquifère, un toit ou un substratum ou un semi-perméable.
- La combinaison de formations hydrogéologiques perméables et semi-perméables, identifiant un aquifère multicouche.
- La combinaison de nombreuses formations hydrogéologiques constituant une structure hydrogéologique.

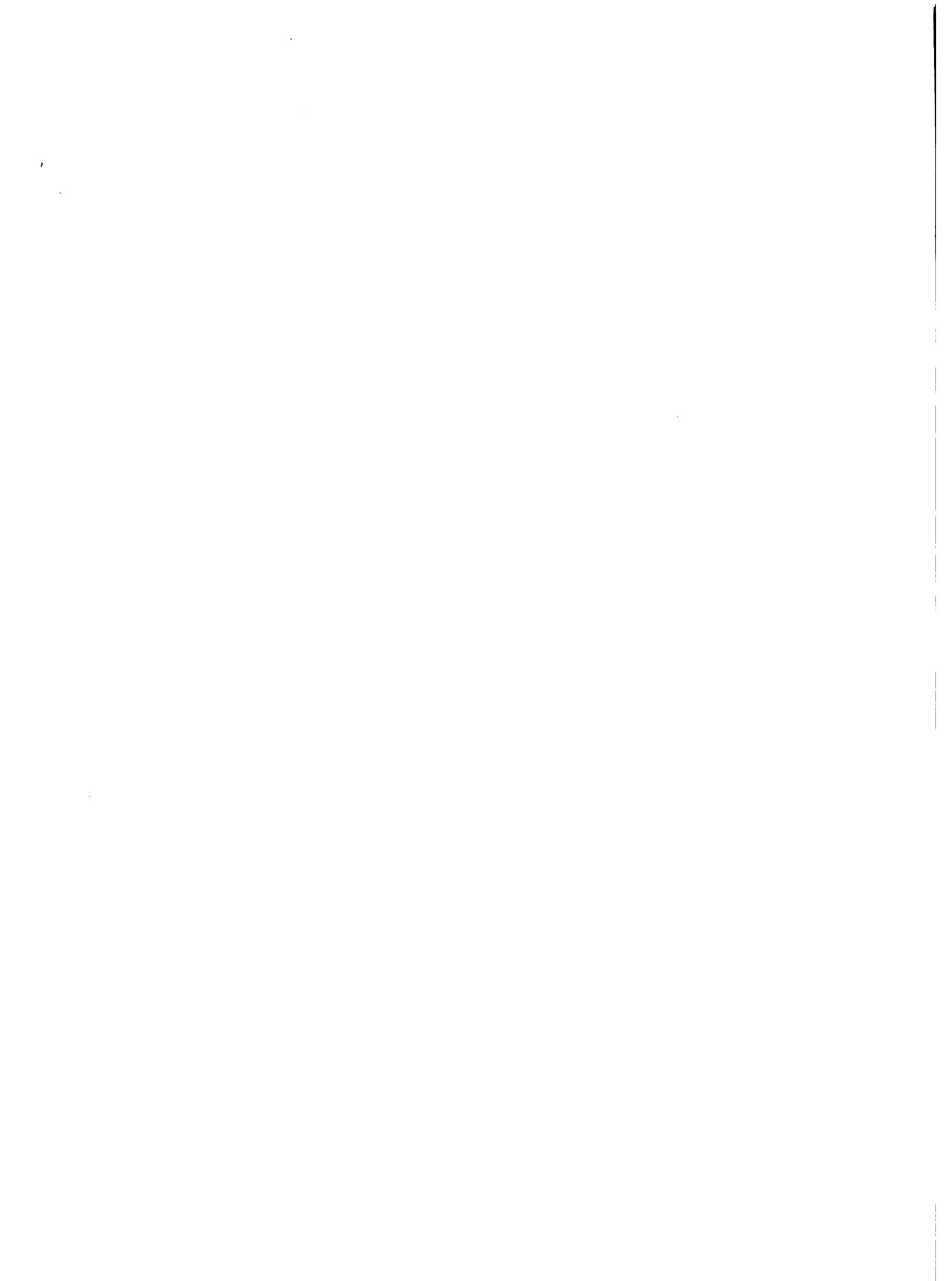
La caractéristique essentielle d'une formation hydrogéologique est son degré de perméabilité. La perméabilité, aptitude d'un réservoir à conduire l'écoulement de l'eau, dans des conditions hydrodynamiques imposées, permet un classement en trois grandes catégories: perméables, imperméables et semi-perméables (fig II - 1)

Formation hydrogéologiques perméables, gisements d'eau souterraine origine des aquifères

Les matériaux ayant la propriété de se laisser traverser par l'eau à des vitesses appréciables (quelques mètres à des milliers de mètres par an), sous l'impulsion de différences d'altitudes ou pente de la nappe appelés gradients sont dits perméables (fig II - 1). Ils constituent les formations hydrogéologiques perméables, origine exclusive des gisements d'eau souterraine ou aquifères. Ce sont: les graviers, les alluvions, les sables gros et moyens, les calcaires fissurés, les roches volcaniques fissurées, etc... Ex: la plaine de Léogane

Formation hydrogéologiques imperméables imposant les limites géologiques des aquifères

Les vitesses d'écoulement de l'eau souterraine, dans certains matériaux, sont très faibles, pratiquement non mesurables (quelques mil-



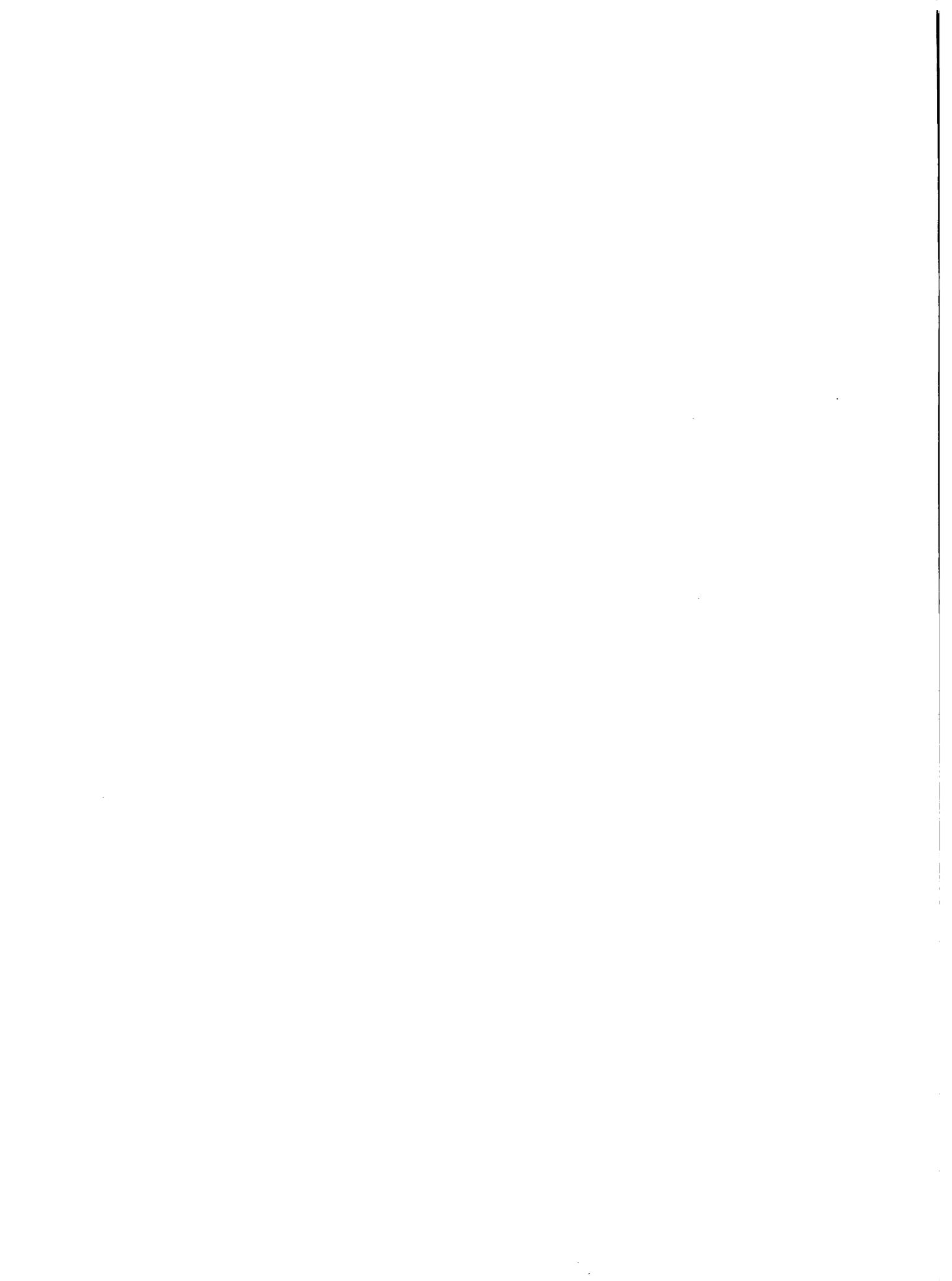
limètres par an). Qualifiés d'imperméables ils constituent les formations hydrogéologiques imperméables imposant les limites géologiques des aquifères. Les grandes quantités d'eau qu'elles renferment ne peuvent être exploitées. Ce sont les silts, les argiles, les marnes, les schistes etc. Ex: Le plateau Central

Formation hydrogéologiques semi-perméables à l'origine de l'aquifère multicouche

Certains matériaux, comme les sables très fins, les sables argileux, de très faible perméabilité permettent, dans des conditions hydrodynamiques favorables, les échanges verticaux ascendants ou descendants entre aquifères superposés, par un phénomène naturel appelé la drainance (anglais : leakage). Ils constituent les formations hydrogéologiques semi-perméables (fig II - 1). Les échanges d'eau peuvent atteindre des quantités importantes à l'échelle d'un bassin hydrogéologique compte tenu des surfaces, (milliers de Km²) et des durées (siècles, millénaires). Une structure hydrogéologique, constituée d'une alternance de formations hydrogéologiques perméables et semi-perméables identifie un aquifère multicouche (Ex: aquifère multicouche du calcaire de Champagne)

Conclusions. Bassin hydrogéologique

Contrairement à l'opinion courante les formations hydrogéologiques, dites perméables, ne sont pas étanches. Elles constituent rarement des écrans isolant les aquifères. La frontière entre la perméabilité et l'imperméabilité est imprécise, le passage d'une propriété à l'autre étant continu avec des matériaux intermédiaires dits semi-perméables. Des études récentes ont montré que les formations hydrogéologiques imperméables sont rares. Il en résulte que les aquifères d'un bassin sédimentaire constituent un complexe unique, le bassin hydrogéologique où les circulations verticales sont importantes et souvent prédominantes sur les écoulements latéraux.



2.1.2 Extension géographique des aquifères. Zones hydrogéologiques

L'extension géographique des aquifères est liée étroitement à celle des formations hydrogéologiques perméables. Un aquifère est identifié géographiquement par une fraction, la totalité ou plusieurs formations hydrogéologiques. D'où l'importance de l'étude géologique détaillée par toutes les méthodes modernes de la lithologie, de la sédimentologie de la paléogéographie et de la géologie structurale. Les identifications dans l'espace sont obtenues par la synthèse des colonnes hydrogéologiques et de l'étude des affleurements, appuyées sur les prospections géophysiques.

- Les caractéristiques géochimiques du réservoir (sels solubles) interviennent dans la composition chimique de l'eau souterraine, déterminant leur qualité. parfois la détérioration de la qualité de l'eau limite, pour l'évaluation de la ressource, l'extension latérale de l'aquifère. Il est alors nécessaire de tenir compte du volume utile du réservoir.

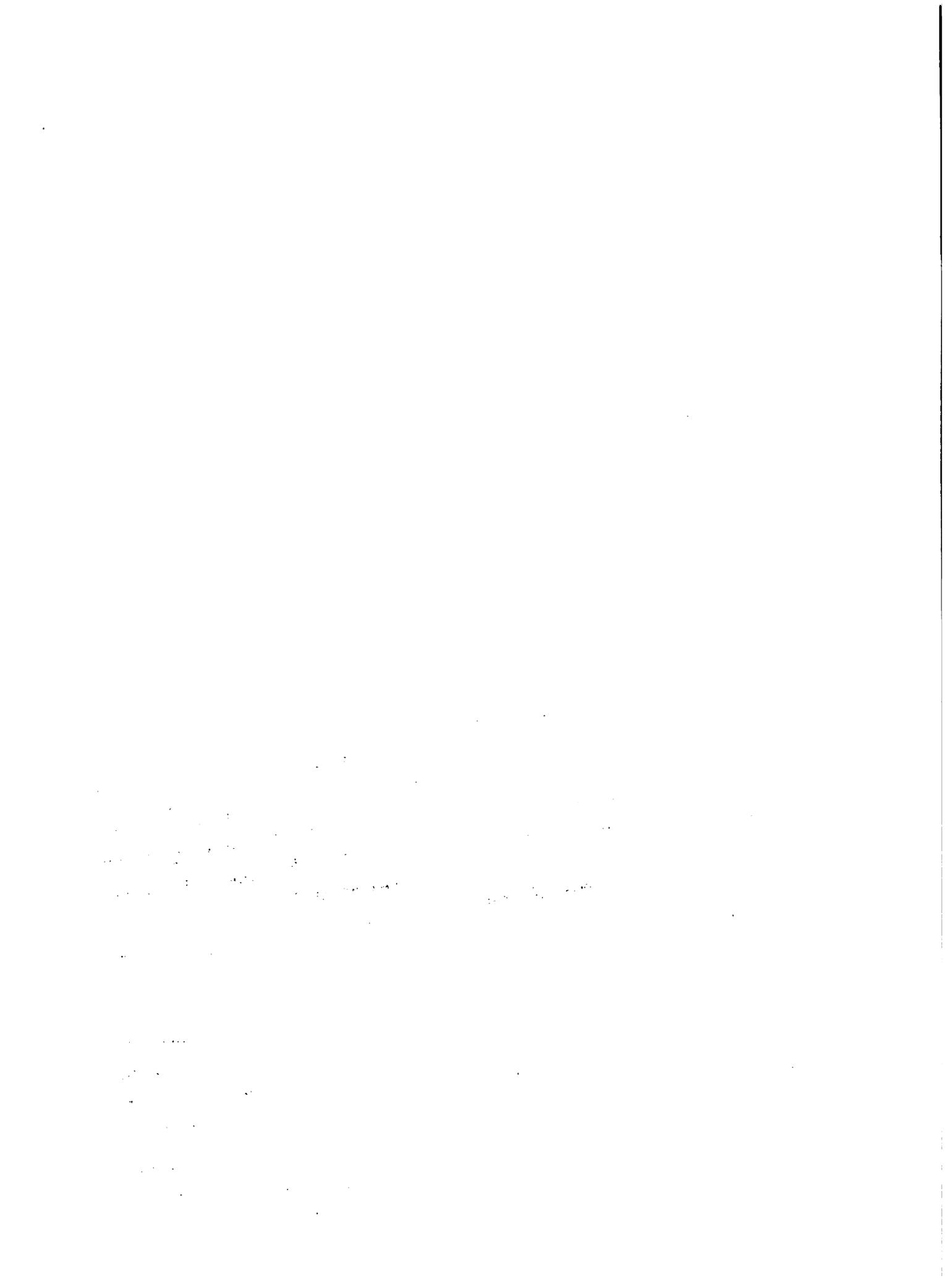
Extension géographique des formations hydrogéologiques perméables, caractéristiques géochimiques du réservoir et régime de l'écoulement de l'eau souterraine, délimitent des zones hydrogéologiques.

Détermination du volume utile du réservoir

Le volume utile du réservoir, base de toutes les estimations, est déterminé par deux caractéristiques:

L'épaisseur utile obtenue par sommation de celles des formations hydrogéologiques perméables, identifiées par l'interprétation des données de sondages présentées sur la colonne hydrogéologique (échantillons et diagraphies). Une teneur limite en argiles est fixée, 50% par exemple.

- La teneur limite tolérée en sels dissous de l'eau souterraine, 6g/l ou eaux séliniteuses par exemple.



2.1.3 Conclusions

L'étude hydrogéologique régionale débute par l'identification des formations et des structures hydrogéologiques, base de celle des aquifères. Cette identification applique toutes les méthodes et techniques de la géologie stratigraphique et structurale. La régionalisation des données ponctuelles, recueillies sur les affleurements, dans les sondages et par les projections géophysiques, est exprimée par des cartes de faciés et des cartes structurales en courbes isohypses (égale altitude) des toits et des substratums et en courbes isopaches (égale épaisseur). Ces documents constituent la trame du réservoir sur laquelle peut être calquée la distribution des caractéristiques hydrodynamiques et hydrochimiques des aquifères.

2.1.4. Cas concrets d'identification géologiques des Aquifères de la Plaine du Cul de Sac

La plaine du Cul de Sac (P.C.S.) est la dépression qui sépare ces deux unités morphologiques Nord et Sud. C'est une plaine alluviale de 30 Km de long sur 16 de large, soit environ 500 Km² de superficie. La plaine du Cul de Sac, encadrée par un bassin versant de 1 400 Km², est limitée:

- au Sud par la ligne de crêtes du Massif de la Selle, d'où sortent deux principales rivières qui arrosent la plaine (La Rivière Grise et la Rivière Blanche).
- au Nord, par la chaîne des Matheux et du Trou d'eau
- à l'ouest, par la mer (Baie de Port au Prince)
- à l'Est par un étang : l'Etang saumâtre.

La surface du bassin versant se répartit ainsi:

- 300 Km² pour le versant Nord
- 600 Km² pour le versant Sud, dont 280 Km² pour le bassin versant de la rivière grise et 170 Km² pour la Rivière blanche.
- 500 Km² pour la plaine proprement dite.

L'altitude de la plaine varie entre 0 et 60 mètres. Son relief peu accentué a une pente assez faible (environ 1 %) et il est caractérisé par deux directions principales d'écoulement.

- - Une première Est-Ouest, séparée par une ligne médiane N.S. partage les eaux de surface en deux parties: l'ouest reliée à la mer (bassin versant de la rivière grise) et l'Est reliée à l'Etang saumâtre et au Trou Caiman (bassin versant de la Rivière blanche).
- Une seconde direction N.S. avec la partie méridionale plus accidentée du fait de l'importance des cônes de déjection des rivières Grise et Blanche. L'altitude moyenne dans ce secteur est d'environ 60m.

Vers le Sud-Est, le relief plan est interrompu par quelques collines qui culminent à plus de 150 m.

La plaine est encadrée des reliefs assez élevés: au sud le massif de la Selle atteint 2 680 mètre et au Nord, la chaîne des Matheux culmine à 1 600 mètres

La plaine est essentiellement constituée de formations sédimentaires à l'exception des basaltes quaternaires de la région de Thomazeau. Ce sont des formations hétérogènes allant du détritiques grossiers aux limons et argiles. Les calcaires n'ont que très peu d'intérêt hydrogéologique en profondeur (les puissantes séries détritiques au-dessus les rendant accessibles que par forage très profonds). Ils jouent un rôle très important dans l'alimentation latérale de la nappe. C'est pourquoi les formations sédimentaires détritiques Mio-Plio-Quaternaires constituent le réservoir principal de la région, malgré sa très grande hétérogénéité. Cependant, les puits forés dans la plaine n'atteignent qu'exceptionnellement 200 mètres, aussi, seule cette épaisseur de terrain, uniquement constitué par des formations quaternaires et récentes, n'a pu être étudiée.

2-2 Identification hydrodynamique de l'aquifère

L'aquifère est un système dynamique caractérisé par sa configuration et sa structure, les fonctions de son réservoir et ses comportements

- La configuration et sa structure permettent de distinguer trois types: hydrodynamiques à nappes libre, à nappe captive et à nappe semi-captive

- l'aquifère est constitué de deux phases principales en interactions:
le réservoir et l'eau souterraine

- Le réservoir par sa structure, remplit trois fonctions vis-à-vis de l'eau souterraine : réservoir conduite et milieu d'échanges géochimiques

- L'aquifère présente, en réponse à des incitations extérieures, trois comportements: hydrodynamique, hydrochimique et hydrobiologique.

L'aquifère a été identifié précédemment par la formation hydrogéologique qui le constitue. Il convient maintenant d'envisager la présence et l'écoulement de l'eau souterraine et les interactions eau/roche.

2-2.1 Concept d'aquifère

Un aquifère (aque = eau ; fera = je porte) est une formation hydrogéologique perméable permettant l'écoulement significatif d'une nappe d'eau souterraine et le captage de quantités d'eau appréciables, par des moyens économiques. Il est comparable à un gisement minier, dont le minéral l'eau, est plus ou moins renouvelable. Si le synonyme de nappe d'eau souterraine est souvent utilisé dans la terminologie française celui, par contre, de nappe aquifère est à proscrire.

L'aquifère est un système hydrologique, hydrodynamique. Il est donc identifié par cinq ensembles de caractéristiques quantifiables (fig II - 2)

- Un réservoir (I) domaine d'espace fini, caractérisé par ses conditions aux limites et ses dimensions ou configuration (A) et par son organisation interne ou structure (B). Il est identifié par une (ou une combinaison de) formation hydrogéologique.

- des processus internes ou mécanisme (2) hydrodynamiques, hydrochimiques et hydrobiologiques, entraînant trois fonctions du réservoir vis-à-vis de l'eau souterraine: stockage, conduite (transfert de quantité d'eau ou d'énergie) et milieu d'échanges géochimiques

- Une séquence du cycle de l'eau avec des interactions avec l'environnement se traduisant par trois comportements, hydrodynamique, hydrochimique et hydrobiologique. Elle est caractérisée par le couple impulsion/réponse exprimé par une relation ou fonction de transfert,

La variabilité dans l'espace de ces caractéristiques

- Des conditions de temps, toutes les mesures des caractéristiques étant rapportées à une date donnée (état initial) ou à une durée moyenne (variabilité des caractéristiques dans le temps). Ces dernières, basées sur des historiques permettent les prévisions.

Le système aquifère peut être représenté par un modèle conceptuel base de la modélisation.

2.2.2- Configuration de l'aquifère types hydrodynamiques

La configuration ou enveloppe, de l'aquifère porte sur ses dimensions et les caractéristiques de ses limites géologiques et hydrodynamiques aux conditions aux limites.

La base de l'aquifère, appelée substratum est constituée par une formation hydrogéologique imperméable. Par contre sa limite supérieure est de trois types:

- hydrodynamique avec fluctuations libres: aquifère à nappe libre
- géologique imperméable; aquifère à nappe captive
- géologique semi-perméable: aquifère a nappe semi-captive

2.2.2.1 Aquifère a nappe libre. Surface piézométrique

Les puits et sondages du premier aquifère, rencontré sous la surface du sol, présentent un niveau d'eau dont l'altitude (élévation au-dessus de la cote 0) est appelé par convention, le niveau piézométrique, noté H (fig II - 3). Souvent ce niveau est mesuré dans des ouvrages de petit diamètre, appelés piézomètres . L'ensemble des niveaux piézométriques mesurés en différents points à une date donnée, détermine la surface piézométrique. De même que les cotes du niveau du sol permettent de tracer la surface topographique, elle est représentée sur les cartes piézométriques par des courbes d'égal niveau piézométrique ou courbes hydroisohypses.

La surface piézométrique constitue la limite supérieure de l'aquifère. C'est une limite hydrodynamique. Cette surface peut s'élever ou s'abaisser librement dans la formation hydrogéologique perméable. (fluctuations de la surface piézométrique), d'où la dénomination d'aquifère a nappe libre. L'ancien terme d'aquifère phréatique (phreos=puits)parfois utilisé, est déconseillé.

2.2.2.2 Aquifère a nappe captive

Dans les aquifères plus profonds les eaux souterraines sont emprisonnées dans la formation hydrogéologique perméable, entre deux formations imperméables fixes; le substratum à la base et le toit au sommet (fig II - 4). Etant donné la situation en profondeur, l'aquifère (réservoir et eau) subit une pression dirigée de haut en bas, égale au poids de la colonne de terrains de densité moyenne 2,5 (soit 2,5/ par tranche de 10m) qui le surmonte jusqu'à la surface du sol. La pression atmosphérique étant négligeable, cette pression, dite géostatique, est équilibrée par la pression de couche ou de pore qui règne à l'intérieur de l'aquifère. Par exemple dans l'aquifère multicouche des sables albiens du bassin de Paris, dont la base du toit est à 600m de profondeur

sous la capitale, la pression de couche est de 150 bar. Lorsqu'un sondage perce le toit de l'aquifère la substitution au poids de la colonne de terrain de celui d'une colonne d'eau (densité 1) entraîne une chute de pression dans l'aquifère. D'où la décompression du réservoir et de l'eau qui est expulsée. Son niveau se stabilise à une altitude qui représente le niveau piézométrique, H, déterminé par la différence de charge entre la zone d'alimentation et l'ouvrage considéré (fig II - 5). Ce type est l'aquifère à nappe captive.

Les eaux souterraines sont dites ascendantes. Si le niveau piézométrique se situe au-dessus de la surface du sol, l'eau jaillit naturellement. C'est l'artésianisme (fig. II - 4). Donc, si le captage des aquifères profonds exige des sondages coûteux, leur exploitation s'effectue souvent à faible profondeur et parfois même sans pompage, l'artésianisme produisant un débit naturel en surface.

Comme pour les aquifères à nappe libre, l'ensemble des niveaux piézométriques permet de tracer la surface piézométrique. Mais celle-ci, fictive, n'est pas matérialisée sur le terrain. Elle n'indique pas la profondeur de l'eau sous la surface du sol.

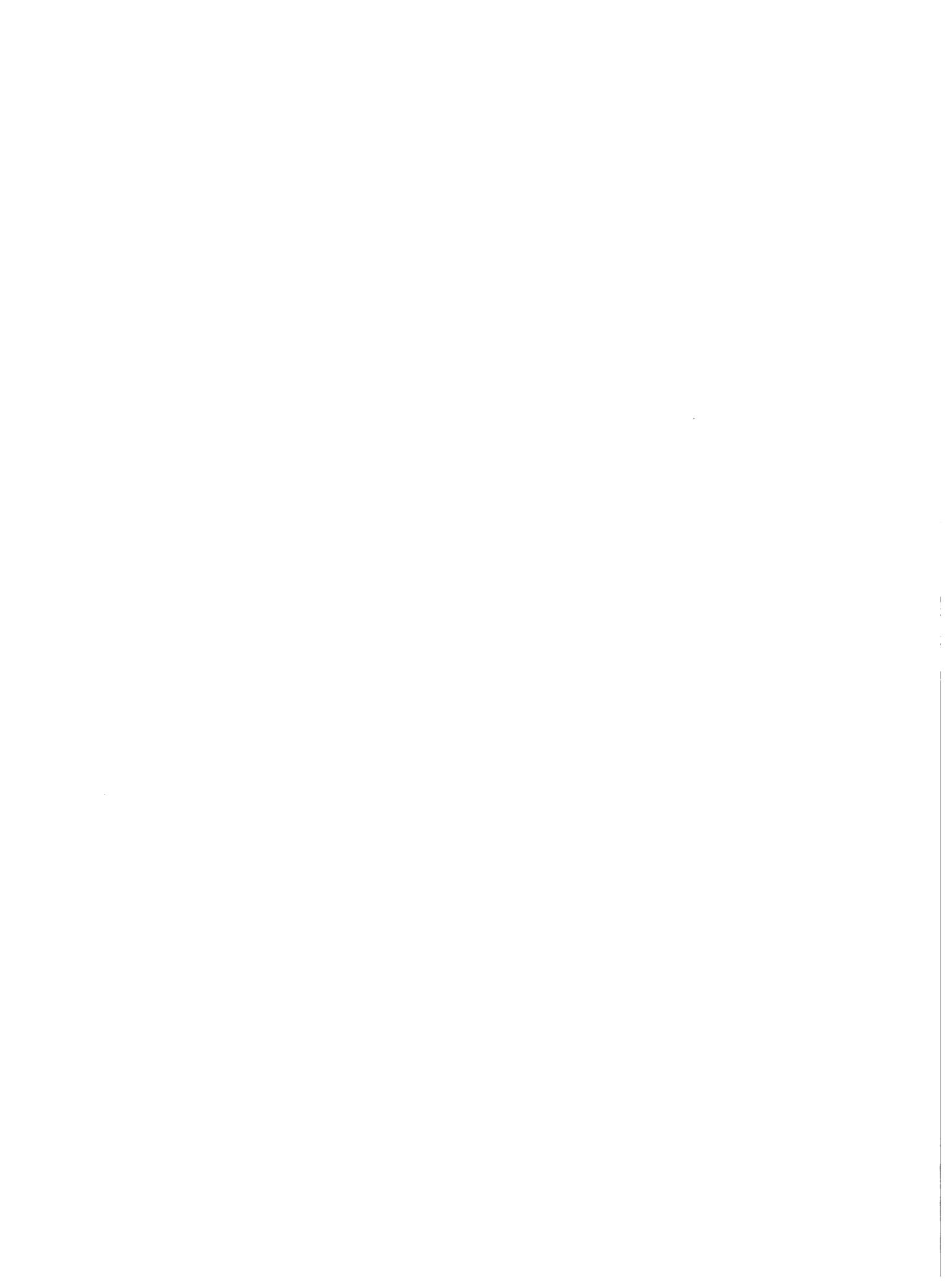
2.2.2.3 Aquifère à nappe semi-captive ou à drainance

Le toit ou le substratum (ou les deux) de l'aquifère sont souvent constitués par une formation hydrogéologique semi-perméable. Celle-ci permet, dans certaines conditions hydrodynamiques favorables (différences de charges) des échanges d'eau (ou de pression) avec l'aquifère superposé ou sous-jacent, appelé drainance (fig II - 7). Ce phénomène implique un aquifère à nappe semi-captive.

2.2.2.4 Nature du substratum de l'aquifère

La nature des formations hydrogéologiques, constituant la base de l'aquifère, permet de distinguer plusieurs types de substratums:

- formation hydrogéologique semi-perméable constituant un aquifère à nappe semi-captive. La formation est alors incorporée à un aquifère multicouche (fig. II - 7);



- formation hydrogéologique perméable constituant un aquifère compartimenté. Ce type est représenté par des alluvions reposant sur un réservoir calcaire;
- changement des caractéristiques de la fissuration en profondeur entraînant une diminution importante de la perméabilité. C'est le cas des formations calcaires d'Haiti.
- détérioration de la qualité de l'eau en profondeur. Contact eau douce/ eau salée de l'aquifère cotier affluant à la mer.

2.2.3 Fonction de l'aquifère. Aquifère multicouche

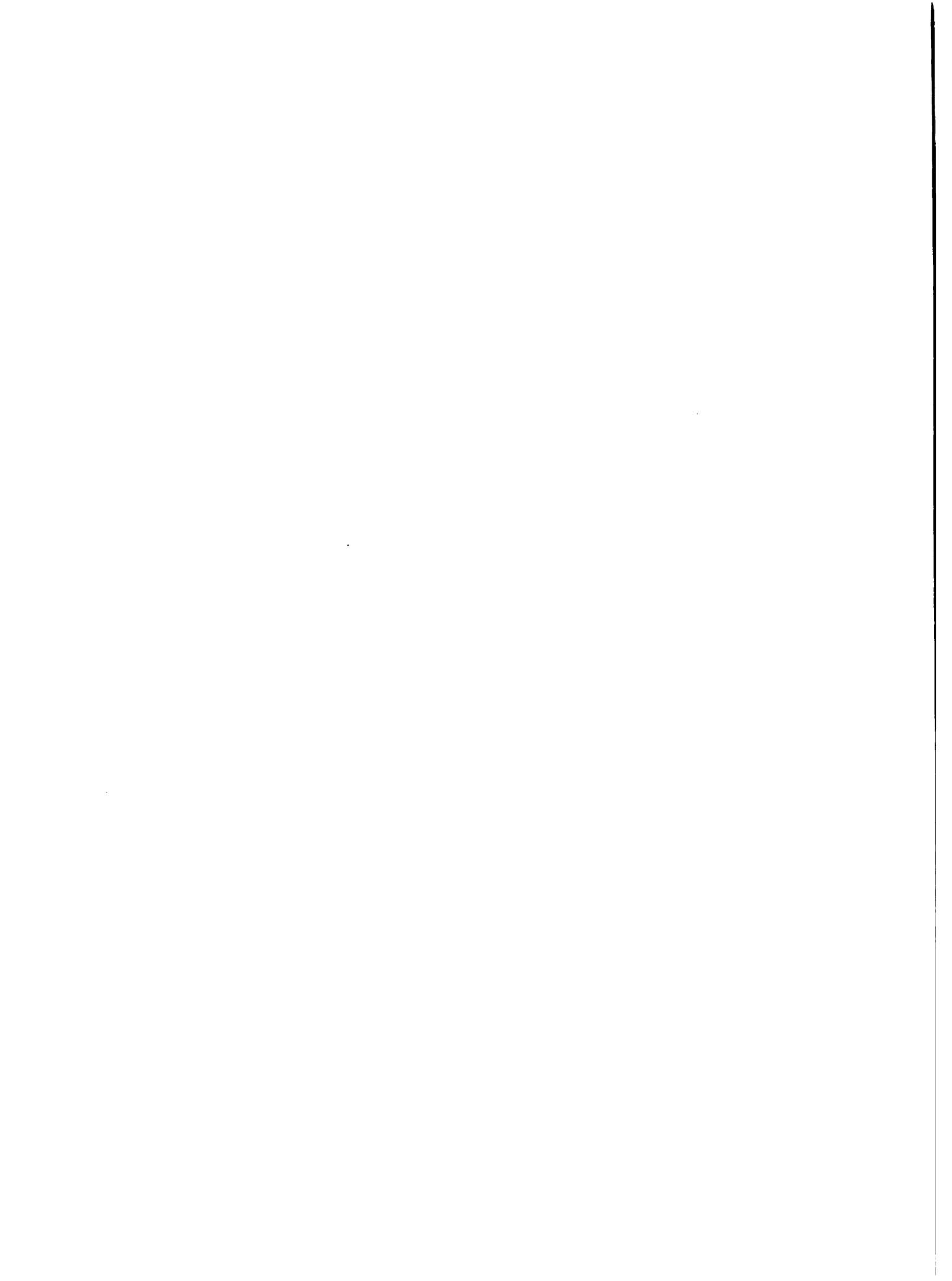
2.2.3.1 Aquifère, complexe unique réservoir / eau souterraine

L'aquifère est un complexe physico-chimique unique de deux constituants essentiels, ou phases, étroitement liés et en interactions (fig. II - 8). A signaler parfois la présence d'une troisième phase avec les gaz, air en particulier;

- le réservoir, phase solide, milieu poreux ou fissuré, constitue la trame de la structure, squelette solide ou matrice. Exemples: grains de sable d'une formation sableuse, roche fissurée de calcaire, etc.

- l'eau souterraine, phase liquide, dont la fraction mobilisable (eau gravitaire) constitue la nappe d'eau souterraine alimentant les sources, rivières et captages.

Les interactions hydrodynamiques, hydrochimiques et hydrobiologiques, entre les deux phases, roche et eau, sont à l'origine des fonctions du réservoir et des comportements de l'aquifère. Elles provoquent la régulation des débits de l'eau souterraine et déterminent sa qualité.



2.2.3.2 Aquifère multicouche

Une combinaison de formations hydrogéologiques semi-perméables intercalées entre des formations perméables, identifie un aquifère multicouche (fig. II - 7). C'est un système hydrologique car chaque aquifère à nappe semi-captive ne peut être considéré de manière indépendante. Il présente un comportement hydrodynamique propre, lequel peut être simulé par un modèle mathématique.

Un aquifère multicouche équivalent. Il est identifié par l'épaisseur et le volume utile de son réservoir.

2.2.4 Fonctions de réservoir

Le réservoir de l'aquifère, alimenté par l'infiltration efficace ou par des nappes voisines affluentes, remplit trois fonctions vis-à-vis de l'eau souterraine qui le traverse. Elles sont la conséquence de mécanismes imposés par sa structure (fig II - 9);

- fonction réservoir ou capacitive. Emmagasinement de l'eau (stockage ou libération). Variations de stock. Cette fonction est associée au concept de réserve;

- fonction conduite, conductrice ou de propagation d'influences. Conduite libre dans les aquifères à nappe libre et forcée dans ceux à nappe captive. Cette fonction assure deux types de propagation d'influence:

- . le transport de quantités d'eau, de substances minérales ou organiques en solution ou en suspension et de microorganisme, par l'écoulement de l'eau souterraine des limites d'apports (alimentation) vers celles de sorties (exutoires naturels ou artificiels).

- . la transmission de différence de pression ou de charge (transfert d'énergie). Ainsi une fluctuation du niveau piézométrique ne correspond pas nécessairement à un transport de quantité d'eau. Elle peut être provoquée également par la transmission d'une onde de pression (ou de dépression). Par exemple les effets des séismes et les relations aquifère / rivière.

100

100

100

100

La fonction conductrice est associée au concept d'écoulement de l'eau souterraine (flux de l'eau souterraine).

-fonction d'échanges ou d'interactions physico-chimiques permanentes entre le réservoir et l'eau souterraine (interactions roche / eau): chaleur, dissolution ou précipitation de sels, échanges d'ions, etc. Dans certaines conditions, zone non saturée en particulier, le réservoir remplit également un rôle hydrobiologique par le pouvoir autoépurateur des sols. Cette fonction d'échanges est associée au concept de qualité de l'eau souterraine.

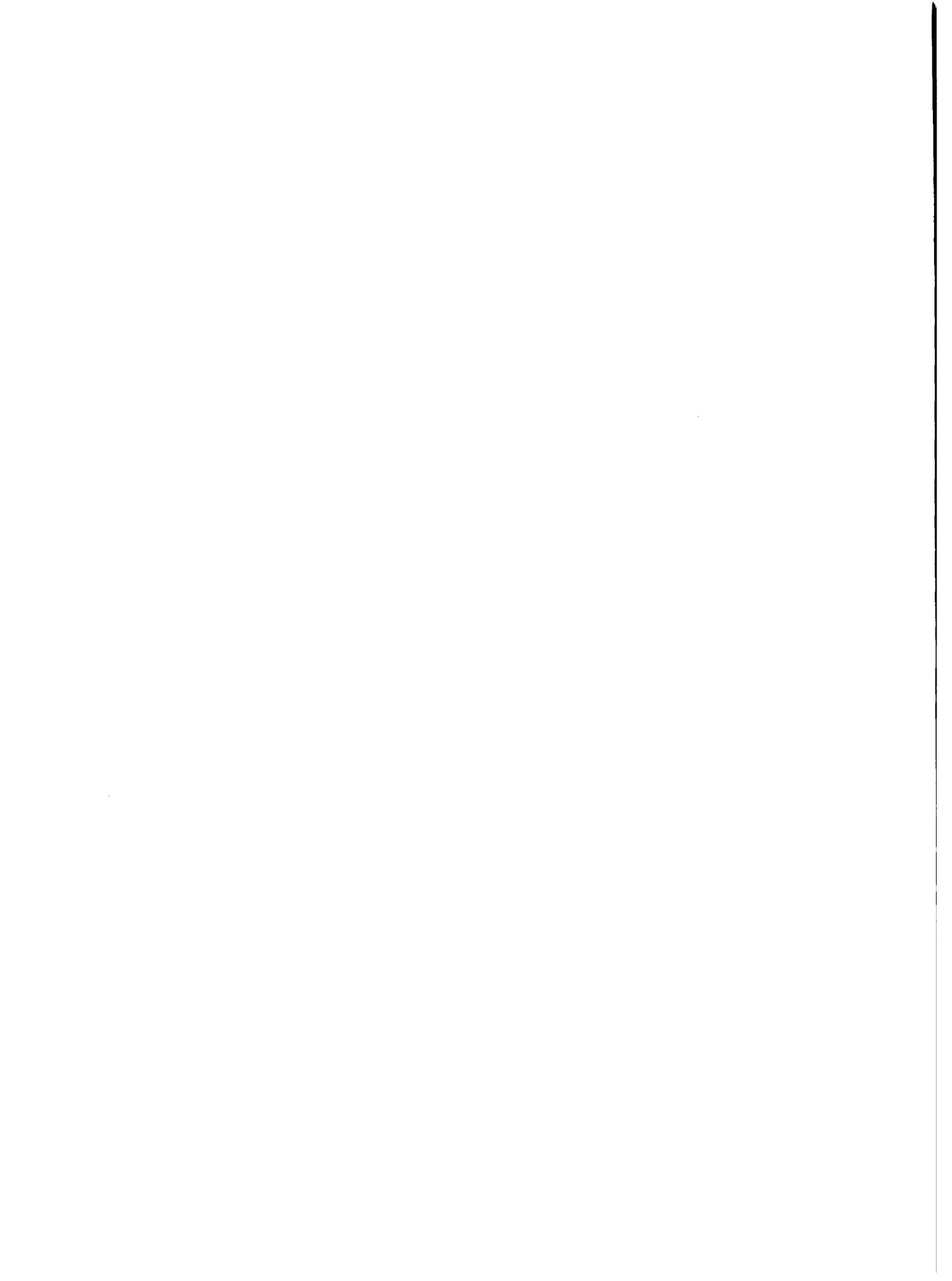
Les réservoirs, suivant leur configuration et leur structure, peuvent remplir l'une ou plusieurs de ces fonctions. Dans un aquifère d'alluvions, en relation avec une rivière, la fonction conductrice est prédominante. Par contre, un grand aquifère à nappe captive remplit surtout une fonction capacitive. Les aquifères à nappe libre, comme les alluvions (plaine PCS, Léogane) sont simultanément capacitifs et conducteurs. Ces exemples montrent l'importance de l'identification des fonctions du réservoir pour la planification de l'exploitation de l'eau souterraine.

La mise en oeuvre des trois fonctions du réservoir aboutit à une régulation des écoulements et des échanges.

2.2.5 Comportement de l'aquifère-

L'aquifère est un système dynamique qui présente trois comportements vis-à-vis de l'eau souterraine, résultant de l'intervention des fonctions du réservoir en réponse à des incitations extérieures ou impulsions, imposées à ses limites (fig. II - 10). Impulsion, transfert et réponse constituent les comportements de l'aquifère. Ces comportements assurent une régulation des débits et des caractéristiques hydrochimiques; voire hydrobiologiques, des écoulements à la sortie.

L'aquifère réagit à trois types d'impulsions:



-hydrodynamiques affectant le stock et le flux. Apports de quantités d'eau ou variation de pression ou de charge;

-hydrobiologiques par les microorganismes;

L'aquifère par sa configuration, exprimée par les conditions aux limites et par ses mécanismes internes dus à sa structure, présente une sensibilité aux impacts de son environnement. Celle-ci se traduit par ses trois comportements hydrodynamique, hydrochimique et hydrologique.

2.2.5.1 Comportement hydrodynamique de l'aquifère

L'aquifère subit sur ses limites des impulsions hydrodynamiques par des apports de quantités d'eau (transfert de masse) ou de variations de pression ou de charge (transfert d'énergie). Habituellement elles sont de forte intensité et de courte durée. Exemples: apport d'eau d'infiltration sous l'effet d'une averse, onde sismique, etc. En jouant sur ses fonctions, réservoir et conduite, l'aquifère assure une régulation naturelle (modulation) dans l'espace et dans le temps, de sa réponse ou écoulement (fig II - 10). Il remplit un rôle régulateur, appelé parfois fonction régulatrice, comparable à ce lui d'une retenue d'eau de surface envers le régime des cours d'eau.

Les facteurs du comportement hydrodynamique de l'aquifère sont:

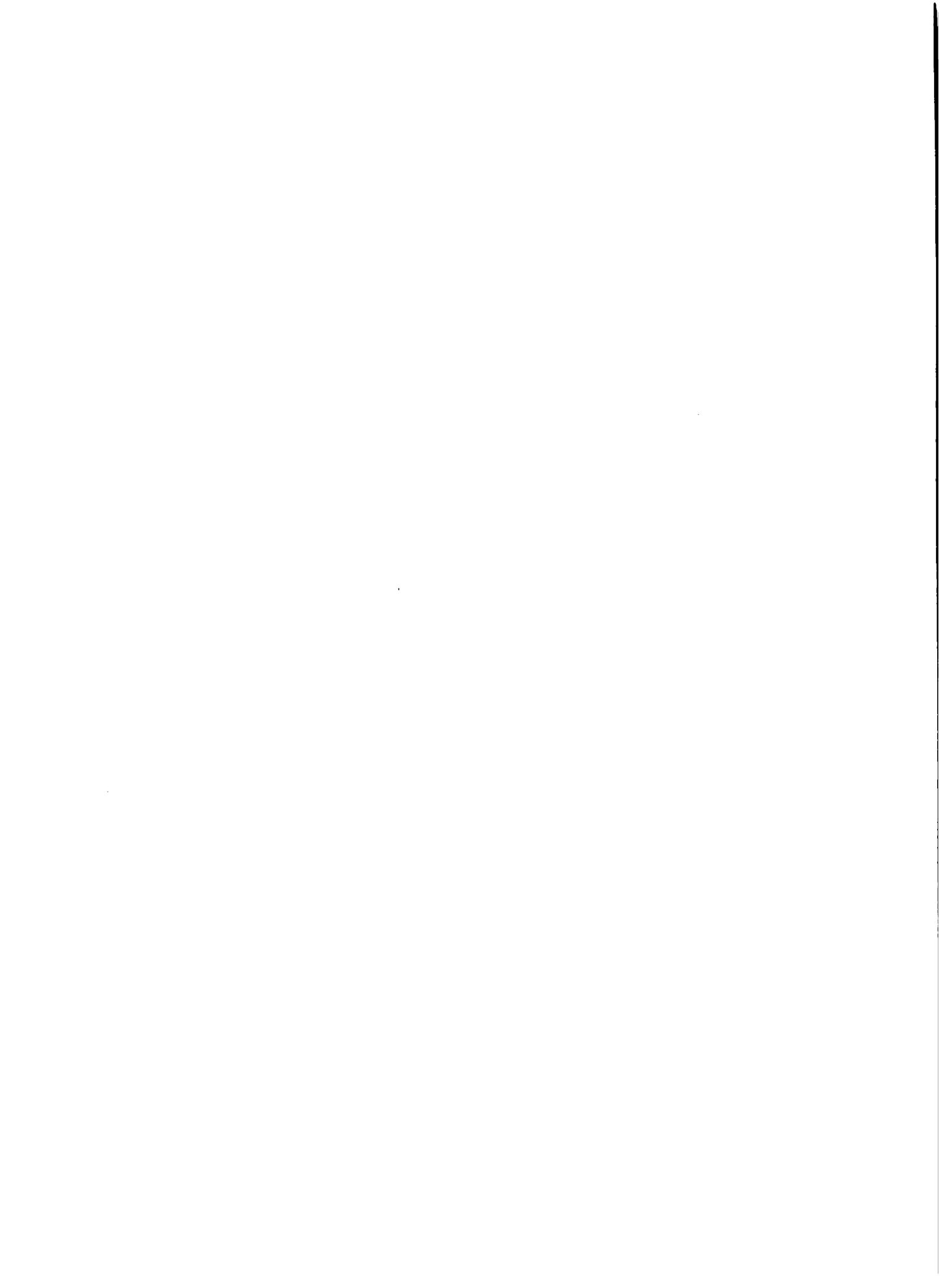
-les conditions aux limites: type de limites, débits des apports et des écoulements, niveaux piézométriques;

-les variations de stock d'eau souterraine ou réserve régulatrice

-le régime de l'écoulement de l'eau souterraine dans l'aquifère, exprimé par le réseau d'écoulement

-l'état initial et les variations dans le temps des trois facteurs précédent; historiques des débits, des niveaux piézométriques et de la réserve régulatrice.

Le comportement hydrodynamique de l'aquifère s'exprime par un modèle conceptuel et par l'équation d'équilibre du bilan. Il est régi par les lois de l'hydrodynamique souterraine



2.2.5.2 Comportement hydrochimique de l'aquifère

L'eau souterraine, au cours de son séjour et de son écoulement dans la formation hydrogéologique perméable, subit des échanges géochimiques avec le réservoir. Ces interactions eau / roche modifient les caractéristiques de l'eau des écoulements.

-Caractéristiques physiques : température, pH, conductivité, etc. Par exemple la température de réservoir augmente avec la profondeur créant des gisements géothermiques basses énergie: Jurassique moyen du centre du bassin de Paris.

-Caractéristiques chimiques: dissolution de sels (eaux séléniteuses du faciès gypseux du calcaire de champigny; précipitations de sels, échanges d'ions avec les minéraux argileux (montmorillonite), modifiant la qualité chimique de l'eau souterraine. Le comportement hydrochimique de l'aquifère est ainsi à l'origine de l'acquisition et des modifications de la qualité physique et chimique et l'eau souterraine des écoulements.

2.2.5.3 Comportement hydrobiologique de l'aquifère

Ce comportement est surtout localisé dans la zone non saturée et à un certain degré, dans la nappe, avec le pouvoir d'autoépuration naturelle des réservoirs. Il assure la protection naturelle de l'eau souterraine, total ou partielle, contre les pollutions accidentelles bactériennes ou chimiques.

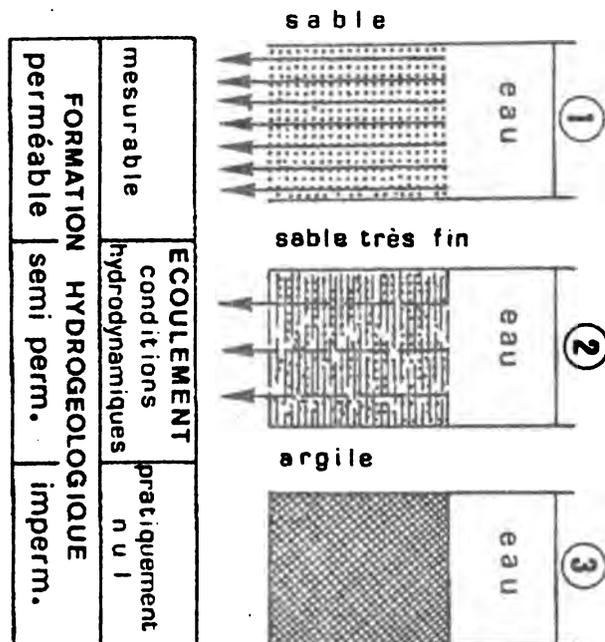


Fig. II-1 - Trois grandes catégories de formations hydrogéologiques peuvent être distinguées par leur aptitude à conduire l'écoulement de l'eau ou perméabilité.

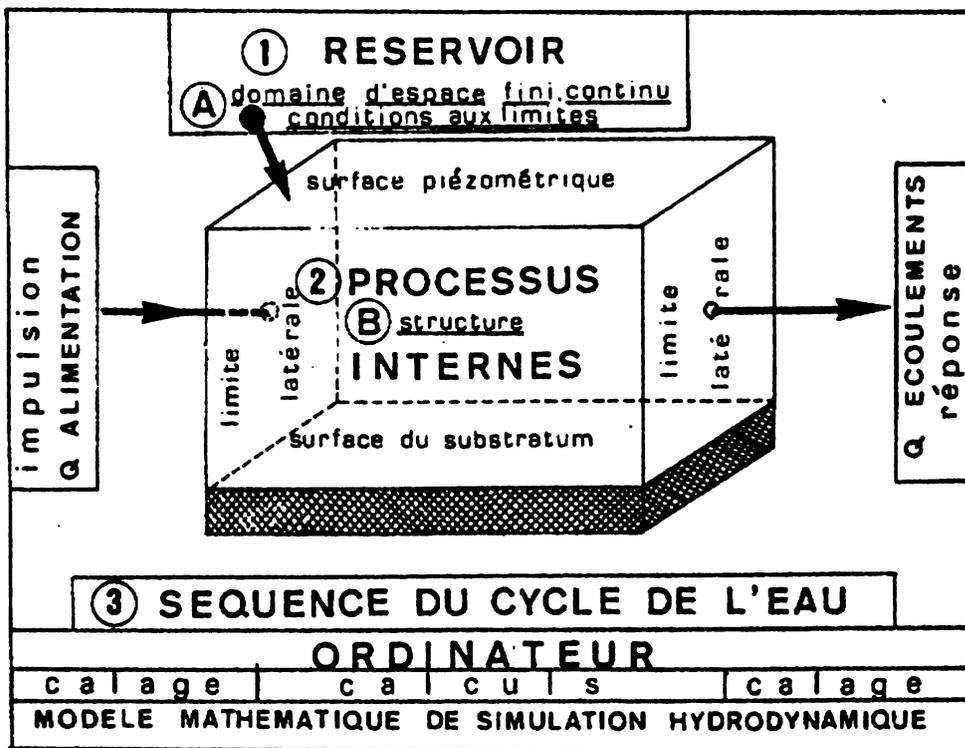
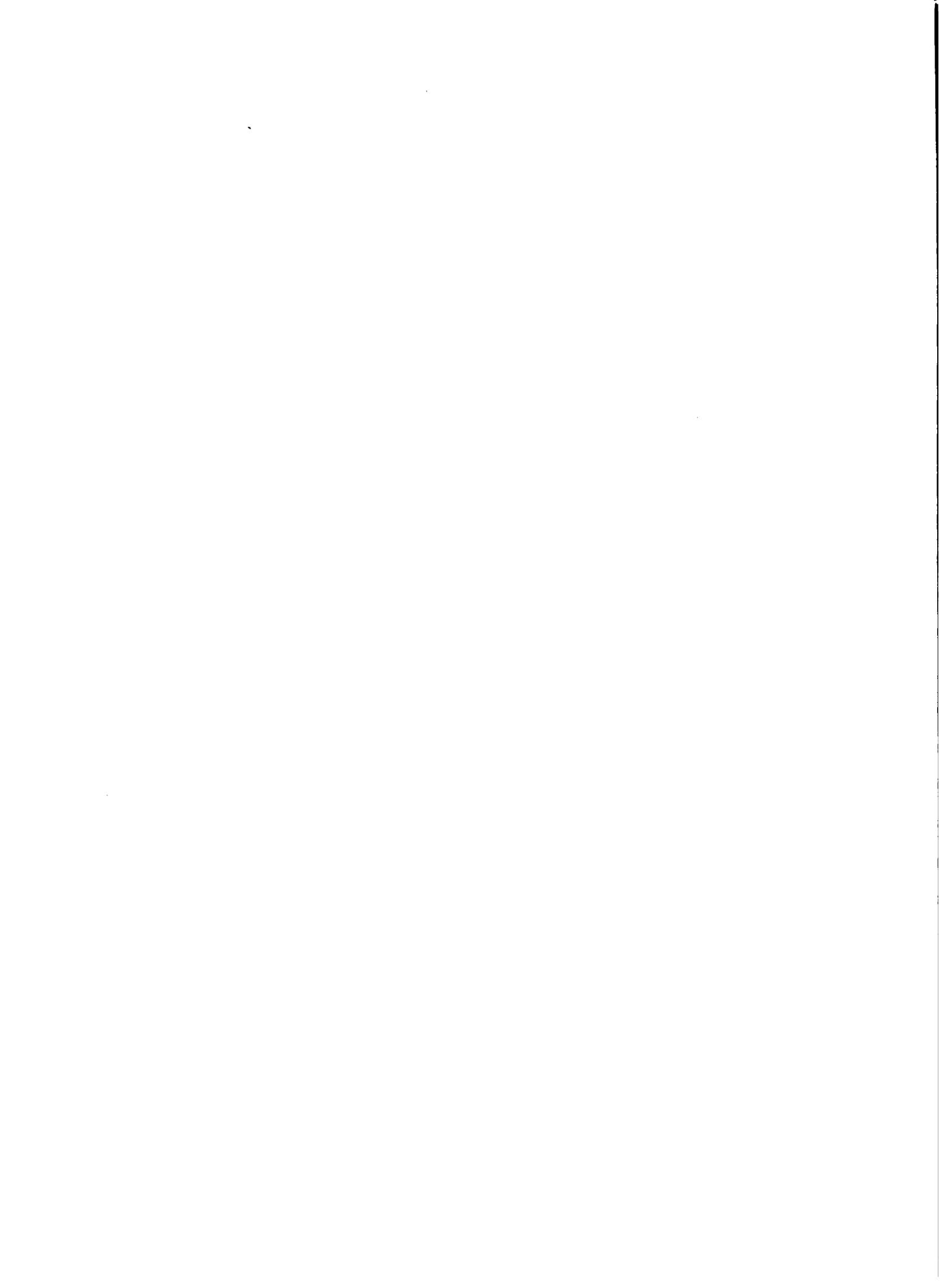


Fig.II-2 - Schéma d'identification du système aquifère.





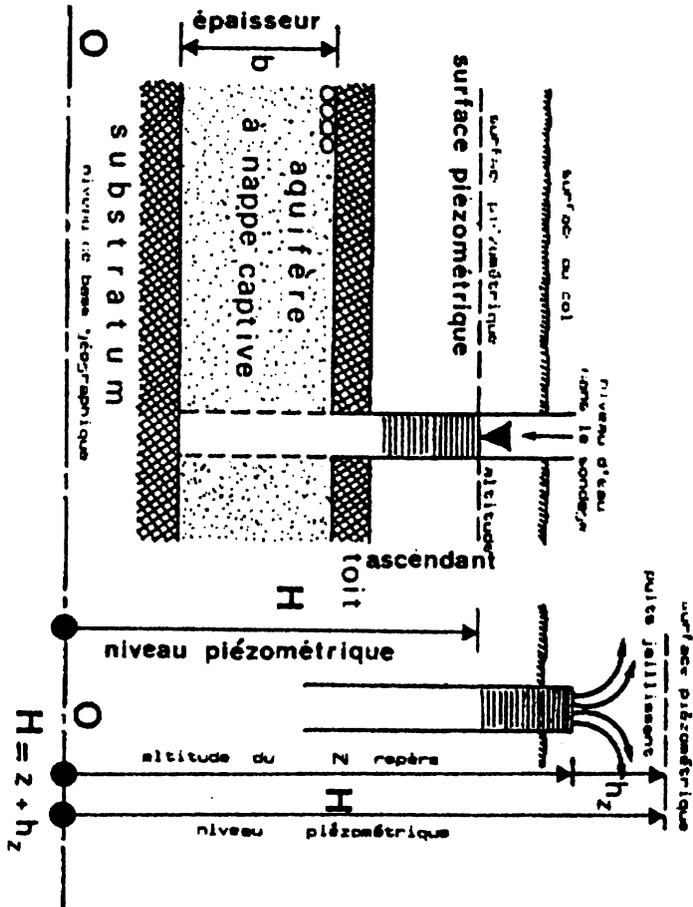


Fig. II-4 - Schéma de l'aquifère à nappe captive. Mesure du niveau piézométrique.

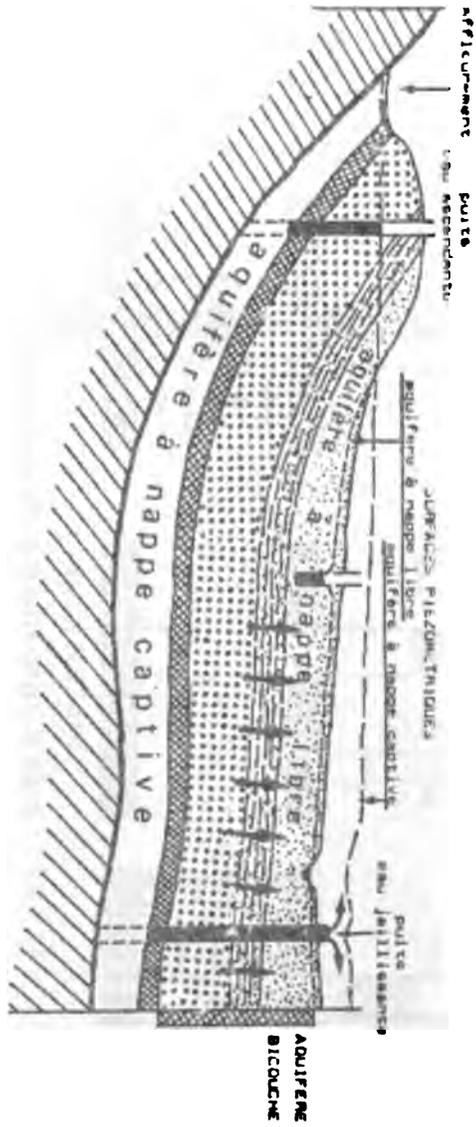


Fig. I-5 - Types hydrodynamiques d'aquifères dans un bassin hydrogéologique.

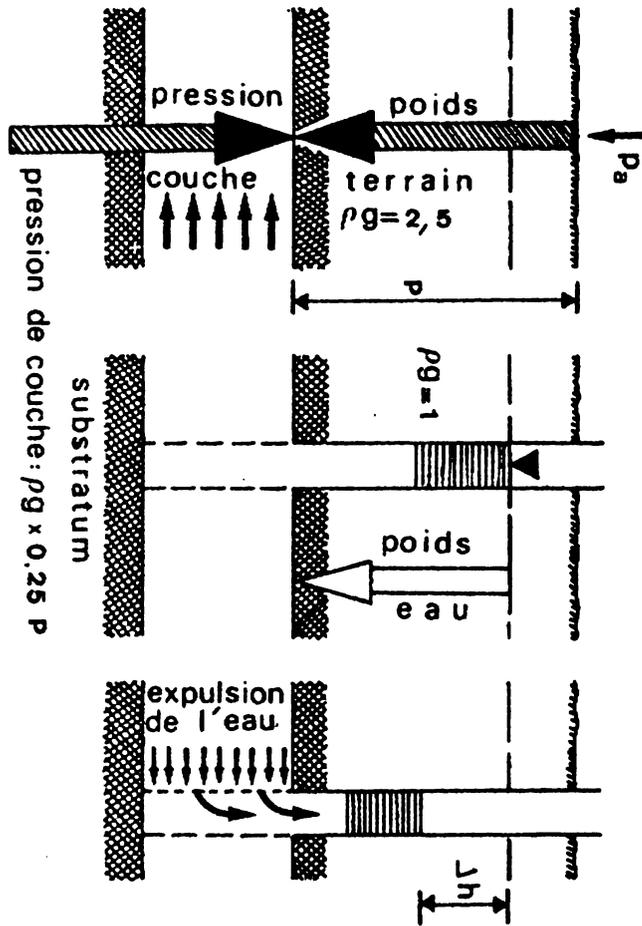
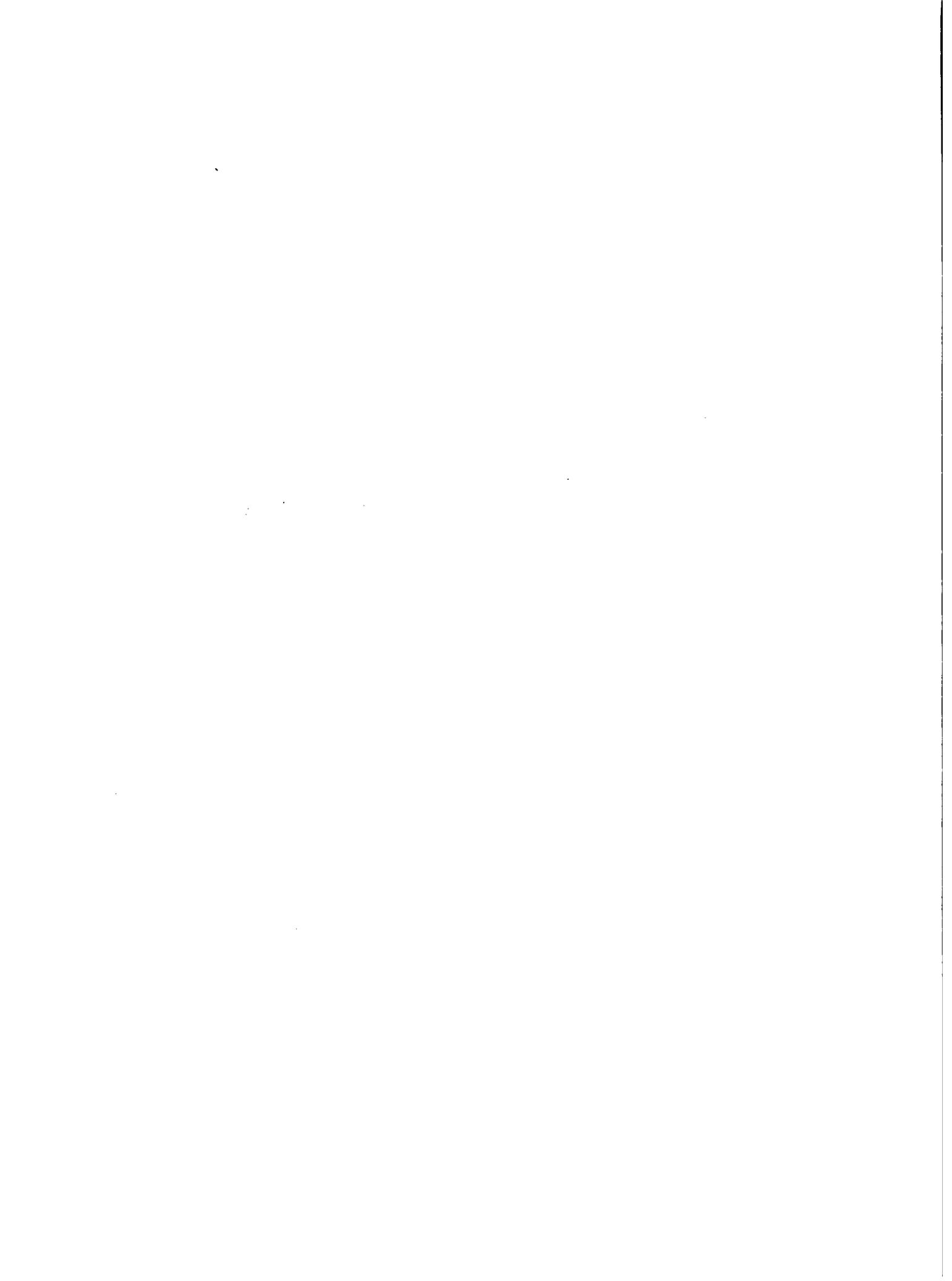


Fig-II-6 - Pressions dans l'aquifère à nappe captive:
 P , masse volumique ; g , accélération de la pesanteur ; Δh , baisse de charge provoquant l'expulsion de l'eau de l'aquifère P_a , pression atmosphérique.



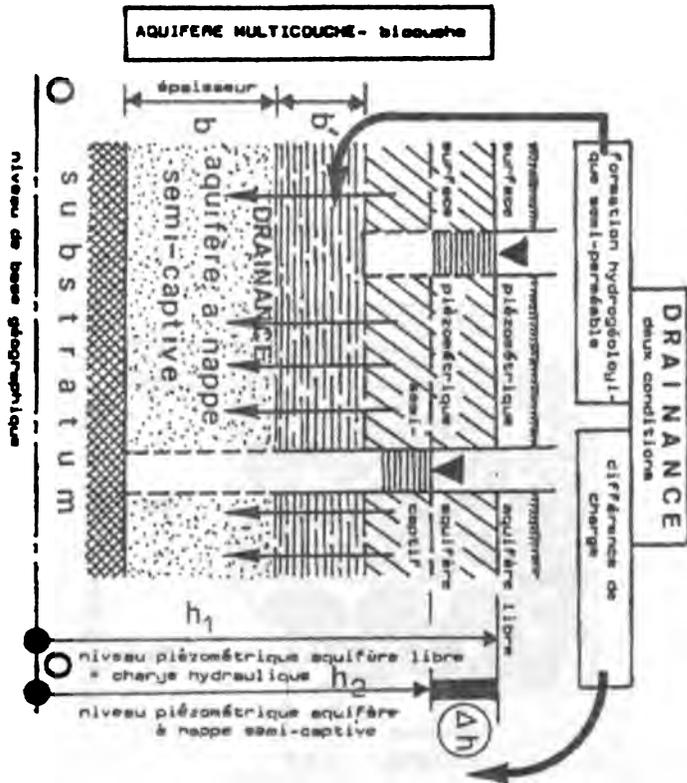


Fig. II-7 - Drainance et aquifère multicouche (bicouche). La drainance exige deux conditions : présence d'une formation hydrogéologique semi-perméable et différence de charge, Δh .

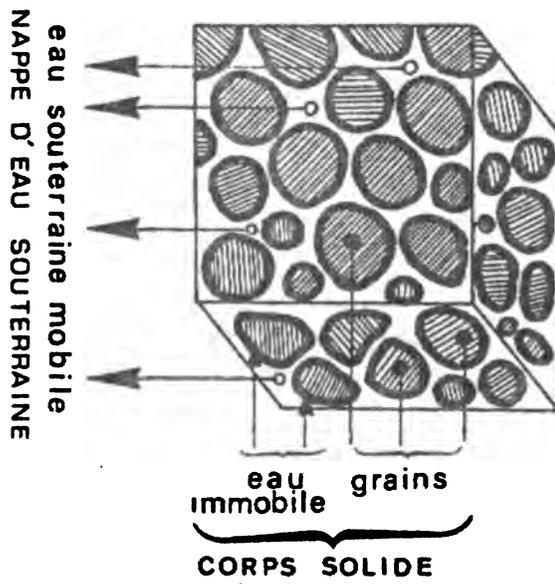
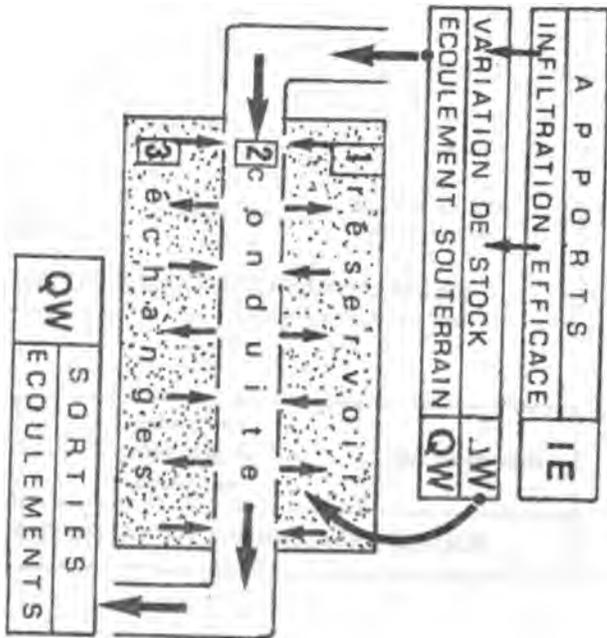


Fig. II-8 - L'aquifère est un complexe physico-chimique unique de deux constituants ou phases : le réservoir et l'eau souterraine dont la fraction mobile constitue la nappe d'eau souterraine.



BILAN DE L'AQUIFÈRE: $IE = QW \pm \Delta W$

Fig. II-9 - Le réservoir de l'aquifère remplit trois fonctions vis-à-vis de l'eau souterraine : 1, réservoir (capacitive), 2, conduite (conductrice) et 3, échanges physico-chimiques (interactions eau/roche).

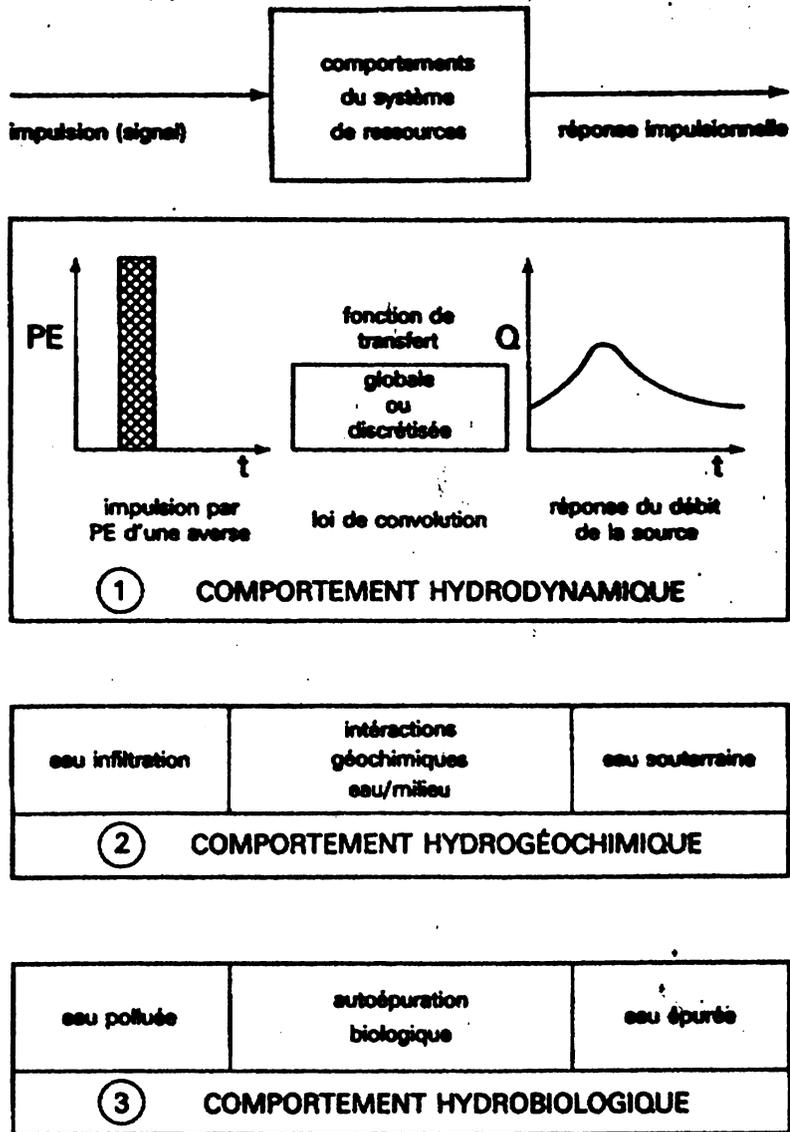


Figure II-10- L'aquifère, séquence de l'écoulement de l'eau dans le bassin hydrogéologique, présente trois comportements, en réponse aux influences de son environnement: Hydrodynamique, hydrochimique et hydrobiologique.

TROISIEME PARTIE

AQUIFERE CONDUITE D'EAU SOUTERRAINE

La fonction conduite du réservoir permet le transfert de quantités d'eau et la transmission d'influences. Elle est imposée par la structure de l'aquifère: paramètres géométriques et hydrodynamiques.

La loi de Darcy, établie expérimentalement, est la base de l'hydrodynamique souterraine. Elle est applicable sur le terrain dans des conditions bien définies.

3.1 Loi de Darcy

L'écoulement des eaux souterraines obéit à la loi de Darcy. Cette loi n'est valable que dans des conditions nettement définies:

- Milieu homogène et isotrope;
- substratum imperméable horizontal;
- écoulement en régime laminaire.

3.1.1 Expérience de H. Darcy

H. DARCY a étudié expérimentalement en 1856, l'écoulement de l'eau à travers une colonne de sable. Il a utilisé des cylindres verticaux de 2,50m de haut et de 0,35m de diamètre intérieur remplis de sable, sur une épaisseur l et sous une charge H (fig III - 1). Le matériau aquifère présentait la composition granulométrique suivante:

58% en poids de grains de 0,77mm;

13% en poids de grains de 1,1mm;

12% en poids de grains de 2mm;

17% en poids de graviers

La porosité totale était de 38%

L'écoulement est régi par la formule suivante:

$$Q(m^3/s) = K(m/s) \cdot S(m^2) \cdot \frac{H}{l}$$

Q , étant le débit écoulé, en m^3/s

H, la hauteur de charge d'eau, en m;

S, la surface de la section, en m^2

K, un coefficient de proportionnalité lié à la nature du sable

Pour le sable utilisé:

$$K = 0,0003 \text{ m/s ou } 3 \times 10^{-4} \text{ m/s};$$

l, l'épaisseur de la colonne de sable, en m;

$\frac{H}{l}$ est la perte de charge par unité de longueur ou perte de charge unitaire.

ou encore gradient hydraulique, noté i, sans dimension.

D'où avec $\frac{H}{l} = i$, l'expression précédente devient

$$Q = KSi$$

H. Darcy a démontré ainsi que le volume d'eau qui traverse une colonne de sable est proportionnel à la charge et inversement proportionnel à la longueur de cette colonne.

Le débit unitaire, q, est le débit en m^3/s traversant l'unité de section perpendiculaire à la direction de l'écoulement en milieu saturé, dans l'unité de temps en secondes. C'est aussi la quantité d'eau traversant le milieu saturé par unité de surface. Etant le quotient d'un débit par une surface, il a la dimension d'une vitesse et s'exprime en m/s.

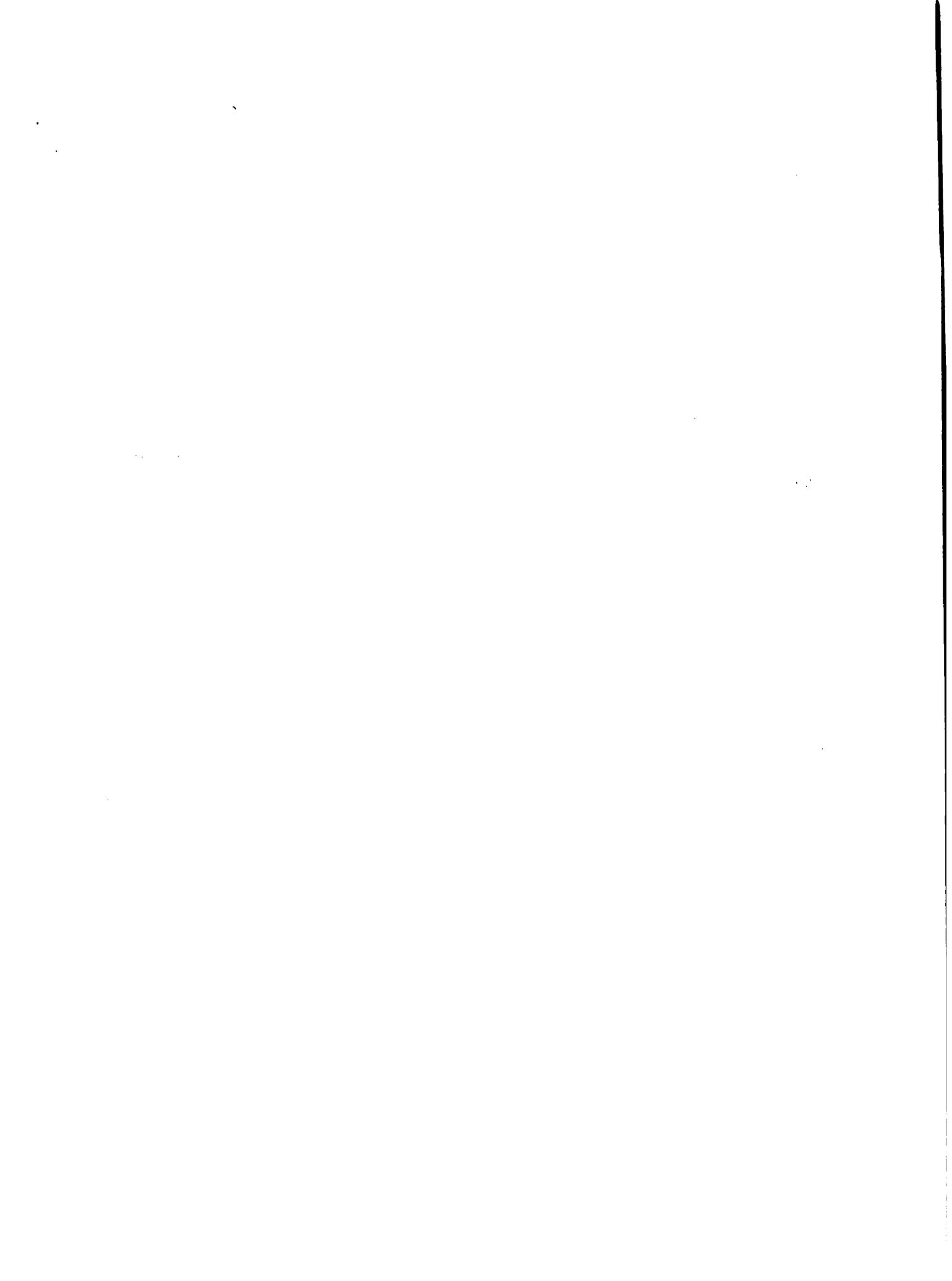
$$q(\text{m/s}) = \frac{\text{débit}}{\text{Section totale}} = \frac{Q}{S}$$

d'où en combinant les expressions précédentes

$$q(\text{m/s}) = K(\text{m/s}) \cdot i$$

La vitesse de filtration, V en m/s, rapportée à la section totale, S est:

$$V(\text{m/s}) = Q/S = K \cdot i = q$$



3.2 Application de la loi de Darcy sur le terrain

3.2.1 Mesure du niveau piézométrique

La mesure du niveau piézométrique est l'opération principale de l'inventaire de la ressource en eau souterraine. Etant l'altitude du niveau d'eau, en équilibre naturel, dans l'ouvrage il est calculé par différence entre la cote du sol (repère sur l'ouvrage), Z et la profondeur de l'eau H_p ($H = Z - H_p$). Pour une source, c'est l'altitude de l'émergence naturelle $H = Z$. Dans le cas des sondages artésiens, $H = Z +$ élévation du niveau d'eau au-dessus de sol. (fig III - 2 et fig III - 3)

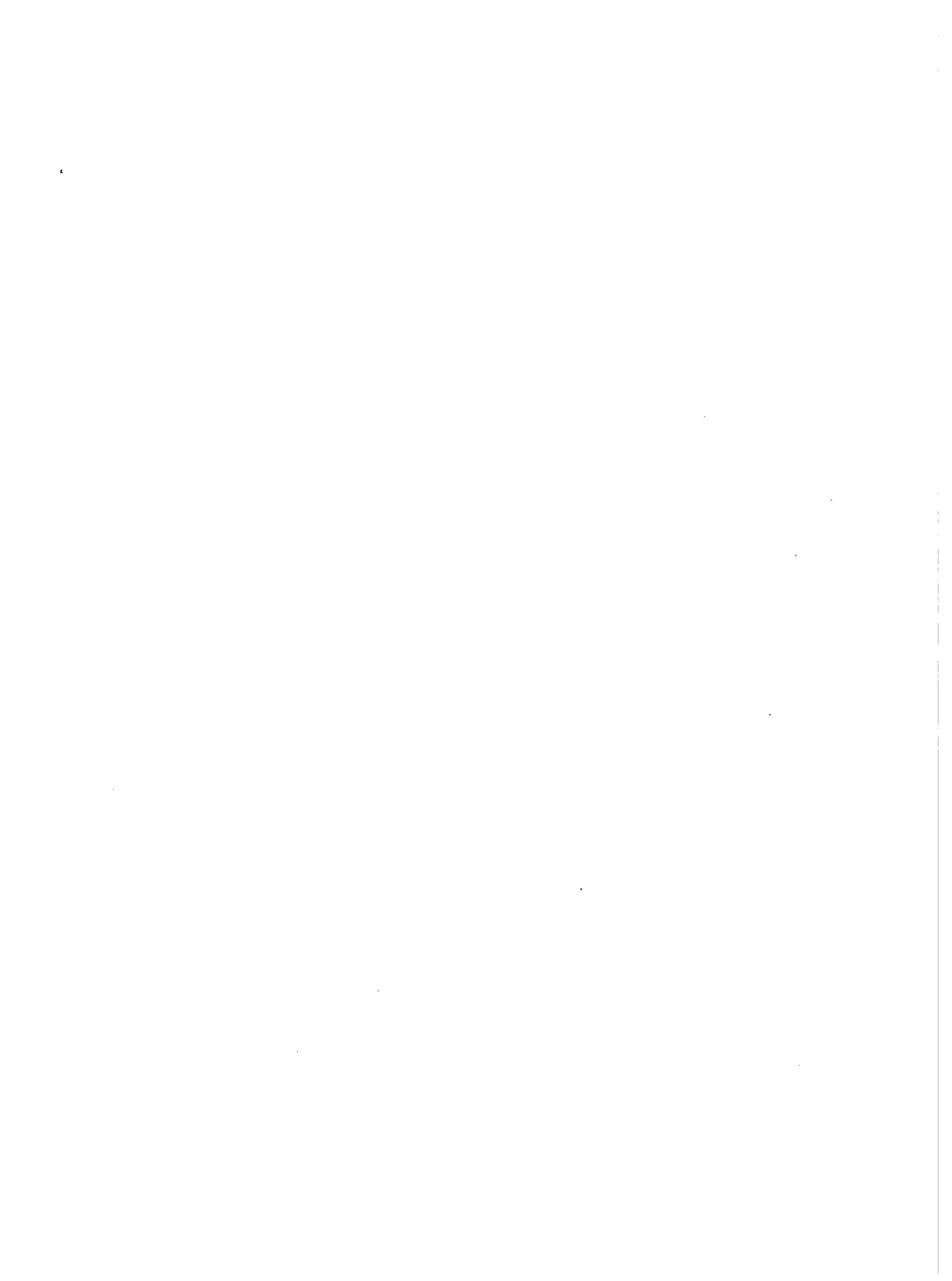
La profondeur de l'eau, dans l'ouvrage, est mesurée par les sondes; ficelle ou ruban avec flotteur, sondes électriques. Leur précision est de l'ordre de plus ou moins 5mm. Donc celle de H dépend surtout du nivellement. On utilise souvent les limnigraphes qui enregistrent automatiquement les niveaux en continu et donnent des limnigrammes piézométriques.

L'altitude du sol (repère sur l'ouvrage) soit par lecture de la carte topographique, soit par des opérations de nivellement.

3.2.2 Calcul du gradient hydraulique

Par comparaison entre le dispositif de laboratoire et le terrain le gradient hydraulique est la différence de niveau piézométrique entre deux points de la surface piézométrique, par unité de longueur, mesurée le long d'une ligne de courant. Il est assimilable à la pente de la surface piézométrique.

Dans la pratique, le gradient hydraulique est calculé sur le terrain, à l'aide des niveaux piézométriques mesurés dans deux ouvrages d'observations, alignés sur une ligne de courant. L'un amont, H_1 , l'autre aval H_2 , séparés d'une distance L (fig III - 2)



$$i = \frac{H_1 - H_2}{L} = \frac{112,90 - 11,10}{1200} = 0,0015.$$

Mais la méthode recommandée est celle de l'utilisation des cartes piézométriques (fig 111 - 3)

3.3 Paramètres hydrodynamiques

L'expression généralisée de la loi de Darcy dégage trois grands groupes de paramètres de l'écoulement de l'eau souterraine dans les aquifères

- Coefficient de perméabilité, transmissivité, diffusivité.
- débit d'une nappe et vitesses d'écoulement
- charge et gradient hydrauliques

3.3.1 Perméabilité ou Conductivité hydraulique

La perméabilité est l'aptitude d'un réservoir à se laisser traverser par l'eau sous l'effet d'un gradient hydraulique. Elle exprime la résistance du milieu à l'écoulement qui le traverse. Elle est mesurée par deux paramètres: le coefficient de perméabilité ou conductivité hydraulique et la perméabilité intrinsèque.

3.3.2 Coefficient de perméabilité ou conductivité hydraulique de Darcy

Le coefficient de perméabilité ou conductivité hydraulique noté K, est défini par la loi de Darcy. C'est le volume d'eau gravitaire en m³ traversant en une unité de temps (une seconde), sous l'effet d'une unité de gradient hydraulique, une unité de section en m² orthogonale à la direction de l'écoulement, dans les conditions de validité de la loi de Darcy (à la température de 20°C. Il a la dimension d'une vitesse et s'exprime en m/s.

La loi de Darcy s'exprimant en fonction du débit et de la section d'écoulement par l'équation homogène:

$$Q = KSi$$

d'où $K = \frac{Q}{Si}$

et pendant l'unité de temps:

$$K = \frac{Q}{S \cdot i}$$

3.3.3. Perméabilité intrinsèque

La perméabilité intrinsèque, notée k , est le volume de liquide en m^3 d'unité de viscosité dynamique (une centipoise) traversant en une unité de temps (en s), sous l'effet d'une unité de gradient hydraulique, une unité de section (un m^2) orthogonale à la direction d'écoulement. Elle s'exprime en m^2 ou en darcy.

3.3.4. Transmissivité

La productivité d'un captage dans un aquifère est fonction de son coefficient de perméabilité, K et de son épaisseur, d . La transmissivité est donc un paramètre qui régit le débit d'eau qui s'écoule par unité de largeur, d'un aquifère, sous l'effet d'une unité de gradient hydraulique, i . Il évalue la fonction conduite de l'aquifère.

La transmissivité est égale au produit du coefficient de perméabilité, K , par l'épaisseur de l'aquifère, d . Elle s'exprime en m^2/s .

$$\text{Transmissivité } T(m^2/s) = K(m/s) \cdot d(m)$$

L'expression de la loi de Darcy, $Q = KSi$, avec $S = d \cdot L$:

$$Q(m^3/s) = T(m^2/s) \cdot L(m) \cdot i$$

Incluant l'épaisseur de l'aquifère, la transmissivité permet de représenter sur des cartes, les zones de productivités. Elle est la base de la discrétisation du calcul par mailles des modèles mathématiques. Elle est mesurée sur le terrain par les pompages d'essai.

3.3.5. Diffusivité

La diffusivité, notée T/s , régit la propagation d'influences dans l'aquifère. Elle est égale au quotient de la transmissivité, T , par le coefficient d'emmagasinement, S . Elle s'exprime en m^2/s .

3.4 Débit d'une nappe et vitesse d'écoulement

3.4.1 Débit d'une nappe

Le débit d'une nappe, Q , est le volume d'eau en m^3 traversant par unité de temps(s) une section transversale en m^2 d'aquifère, sous l'effet d'un gradient hydraulique déterminé. Il est calculé par application des expressions de la loi de Darcy. Ce débit ne doit pas être confondu avec le débit de l'écoulement souterrain.

Le calcul du débit d'une nappe peut se faire par différentes méthodes:

- Méthode de la carte piézométrique
- Méthode de la section totale
- Méthode des sections élémentaires.

3.4.2 Vitesse d'écoulement

Hydrodynamique et hydrocinématique souterraines

L'écoulement des eaux souterraines peut être considéré comme le déplacement de particules d'eau, dans l'espace et dans le temps, le long de trajectoires, appelés ligne de flux ou ligne de courant. En général, deux méthodes sont utilisées pour déterminer les vitesses d'écoulement, ces méthodes correspondent à deux conceptions de leur mouvement:

- Application de la loi de Darcy, avec une correction introduisant la porosité efficace, calculant la vitesse effective, notée V_e . C'est le concept d'hydrodynamique souterraine
- Opération de traçages sur le terrain, mesurant la vitesse de déplacement, notée V_d . C'est le concept de l'hydrocinématique souterraine.

3.4.2.1 Vitesse de filtration et vitesse effective. Hydrodynamique souterraine

L'hydrodynamique souterraine, dont la base est la loi de Darcy,

considère que l'écoulement à travers un milieu, homogène et continu, s'effectue selon des trajectoires théoriques rectilignes, indépendantes de la structure microscopique du réservoir. Le trajet de la droite moyenne (ligne de courant) passe indifféremment, à travers les grains ou les pores. C'est pourquoi la loi de Darcy n'est valable que pour une certaine grandeur de milieu, comprenant un nombre suffisant de pores, donc d'échelle macroscopique.

La vitesse de filtration, V , calculée par la loi de Darcy, se rapporte à la section totale S . Elle n'a pas de réalité physique. Par exemple, pour un débit d'une nappe, $Q = 1 \text{ m}^3/\text{s}$, traversant une section totale, $S = 200.000 \text{ m}^2$:

$$\text{vitesse de filtration} = \frac{Q}{S} = \frac{1}{200.000} = 5 \cdot 10^{-6} \text{ m/s} = 150 \text{ m/an}$$

Mais seule l'eau gravitaire se déplace. La surface efficace d'écoulement ainsi réduite aux vides ménagés par le corps solide (grains + eau de rétention), dépend de la porosité efficace n_e . Elle est égale à $S n_e$. L'expression de la loi de Darcy, corrigée, rapportée à la section efficace, pour le calcul de la vitesse effective, V_e est donc:

$$\text{vitesse effective, } V_e = \frac{v}{n_e} = \frac{K \cdot i}{n_e}$$

dans l'exemple précédent, avec $n_e = 10\%$

$$\text{Vitesse effective, } V_e = \frac{1}{20.000} = 5 \cdot 10^{-5} \text{ m/s} = 1500 \text{ m/an}$$

La vitesse effective est reliée à la vitesse de filtration par l'expression:

$$V_e = \frac{V}{n_e}$$

La section efficace est plus petite que la section totale. Donc à débit d'une nappe constant, la vitesse effective est plus grande (de l'ordre de dix fois) que la vitesse de filtration. Elle se rapproche de la vitesse de déplacement, mesurée sur le terrain.

3.4.2.2 Vitesse de déplacement. Hydrocinématique souterraine. Dispersion.

L'hydrocinématique, branche de la cinématique, considère les déplacements réels des particules d'eau dans les vides continus. Elle étudie les trajectoires réelles dans les vides du milieu à l'échelle microscopique. Elle introduit le concept de dispersion.

3.4.2.2.1 Mise en évidence de la dispersion. Traçage.

L'expérience de Darcy est effectuée sur une colonne de sable, verticale, en introduisant au sommet de l'appareil, un traceur à une concentration C_0 (poids de traceur par unité de volume de solution). Un traceur est une substance solidaire de la molécule d'eau permettant de l'identifier (de la marquer) et de la suivre dans son déplacement. Le traceur peut être présent naturellement ou ajouté.

D'où deux types de traceurs, naturels et artificiels. L'opération appelée traçage, permet de mesurer, sur le terrain, la vitesse de déplacement, la direction réelle de l'écoulement et les paramètres de la dispersion.

Deux méthodes d'introduction du traceur sont utilisées: injection massive, ou bouffée, de courte durée en continue à concentration constante de longue durée

La concentration, C , est mesurée en bas de la colonne, à des intervalles de temps échelonnés ou en continu, par des enregistreurs automatiques. Le temps écoulé entre l'introduction du traceur et sa détection à la sortie, est appelé temps de séjour.

Les données obtenues sont portées sur un graphique. En ordonnées les rapports des concentrations C/C_0 . En abscisses les temps de séjour. La courbe obtenue est la courbe de restitution du traceur. Elle détermine les temps de séjour et la vitesse de déplacement

3.4.2.2.2 La dispersion

La courbe de restitution montre que les particules de traceur,

donc les particules d'eau, injectées à un instant donné, au point de départ, n'arrivent pas simultanément en bas de colonne. A la sortie, elles sont étalées dans le temps et dans un volume plus ou moins grand. Ce fait n'est pas conforme à la loi de Darcy. Ce phénomène est appelé la dispersion.

La dispersion est due à trois (03) groupes de facteurs:

- La structure physique du réservoir
- La structure du fluide dont l'agitation thermique des molécules provoque la diffusion moléculaire
- Les interactions eau/roche à l'origine de l'absorption et de la desorption.

3.5 Détermination de la vitesse de déplacement sur le terrain

L'étude de l'écoulement de l'eau souterraine, véhicule de transport de toutes substances minérales ou organiques, nécessaire pour la prévention contre la pollution de l'espace souterrain doit considérer les trajectoires réelles. D'où la mise en place des méthodes de mesures sur le terrain, des vitesses de déplacement et des paramètres de la dispersion. Elles reposent sur la technique des traçages.

3.5.1 Porosité cinématique

C'est le rapport de la vitesse de déplacement à la vitesse de filtration. Il équivaut au rapport du volume des vides réellement parcouru par l'eau gravitaire au volume total du milieu (saturé ou non). C'est la teneur en eau mobile. Ce concept est proche de la porosité efficace, défini comme un rapport de volumes.

Ainsi pour l'étude pratique de l'écoulement de l'eau souterraine, deux méthodes seront utilisées selon le but poursuivi:

- L'hydrodynamique pour le calcul des transports de quantités d'eau (débit d'une nappe) ou les transmissions de différences de charge ou de pression (vitesse effective et diffusivité);
- L'hydrocinématique pour le calcul des transports de substances, base de l'étude de la pollution des eaux souterraines (vitesse de déplacement et dispersion).



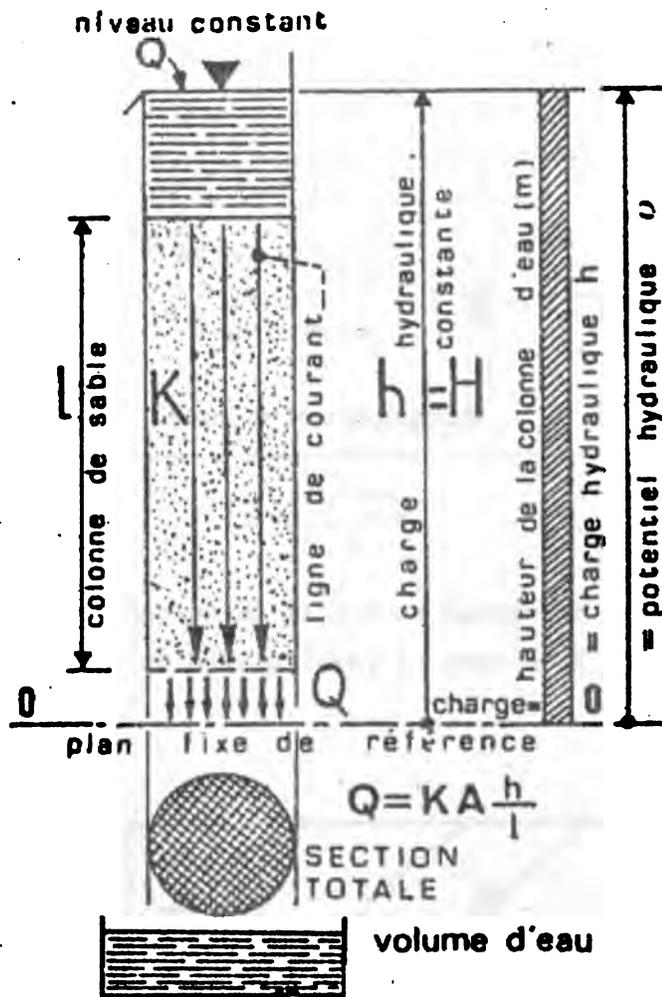
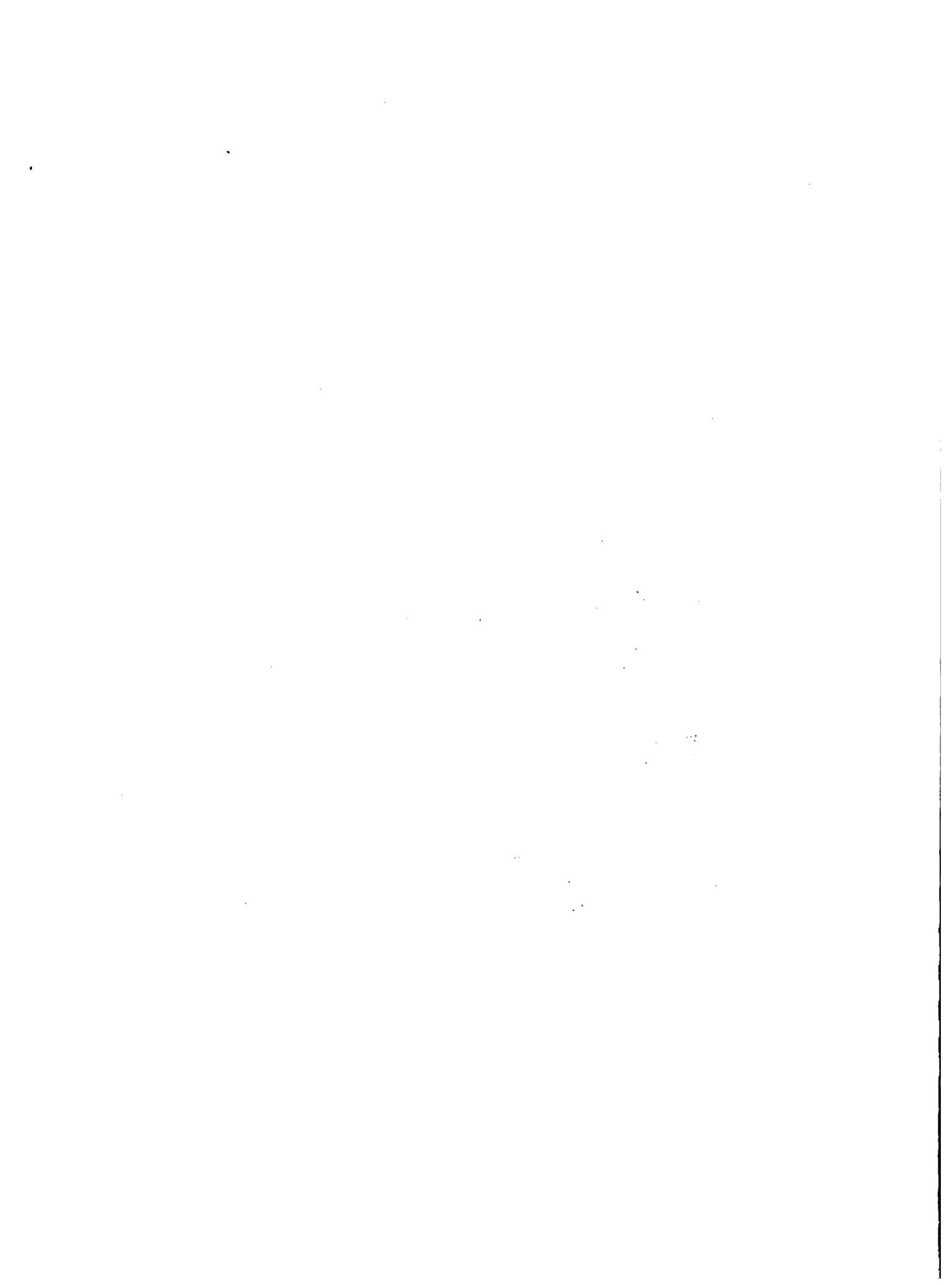


Fig. III-1 Expérience de Darcy. Schéma du dispositif expérimental. La vitesse de filtration est calculée avec la section totale intérieure du tube.



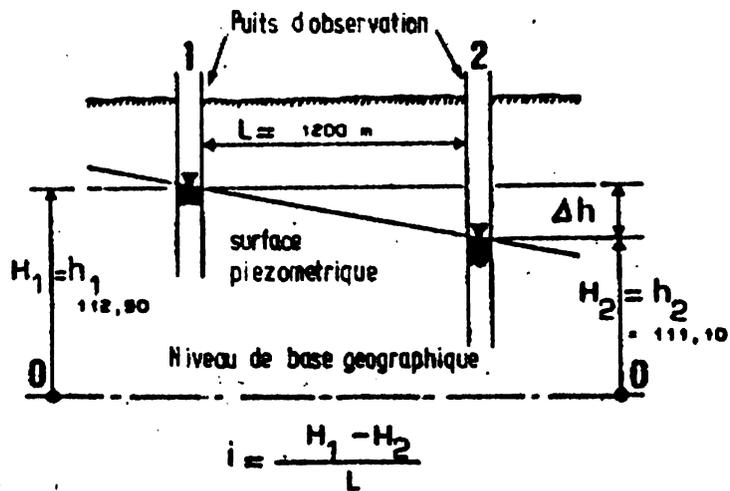


Fig. III-2 Application de la loi de Darcy sur le terrain. Calcul du gradient hydraulique, i , avec deux puits d'observation, 1 et 2.

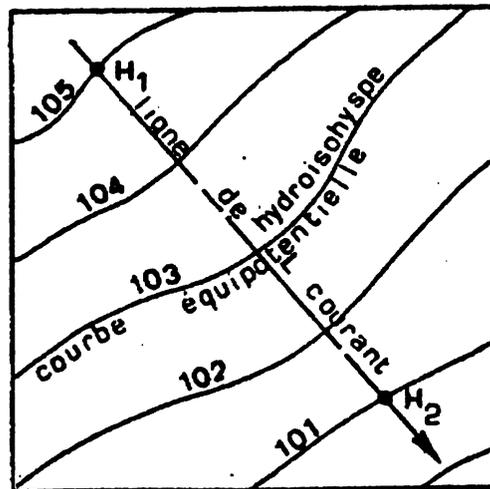
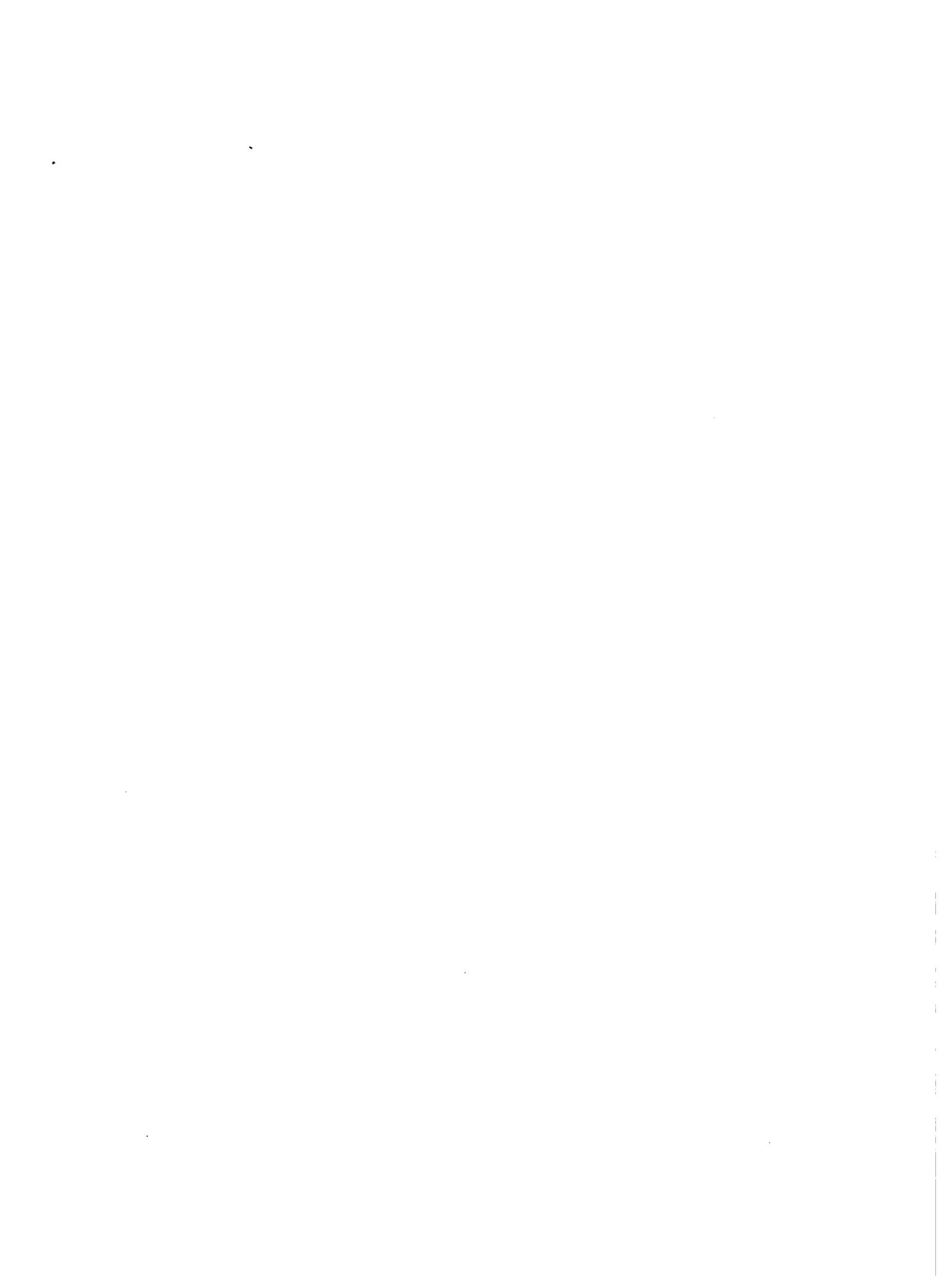


Figure III-3 Calcul du gradient hydraulique par la carte piézométrique.



QUATRIEME PARTIEESSAI DE PUIITS ET POMPAGES D'ESSAIS

Les expérimentations par pompage à débit constant sur les puits et sondages sont exécutées par des essais de puits et des pompages d'essais. Elles consistent à mesurer l'accroissement des rabattements du niveau piézométrique en relation avec le temps de pompage et leur remontée après arrêt de l'opération.

Les interprétations sont effectuées par résolution graphique des expressions d'hydrodynamique souterraine en régime transitoire.

Les essais de puits par paliers de débit, suivis d'arrêts de durée égale et courtes, évoluent les caractéristiques du complexe aquifère/ouvrage de captage. Ce sont le débit spécifique, les pertes de charge et la productivité.

Les pompages d'essais, de longue durée, mesurant la transmissivité et le coefficient d'emmagasinement et étudient qualitativement les caractéristiques particulières de l'aquifère comme les conditions aux limites, les hétérogénéités et la drainance.

4.1 Équipement Technique des Puits et Sondages

L'équipement technique d'un sondage comporte deux éléments essentiels: la colonne ascensionnelle et la partie captante (Figure IV-1).

La colonne ascensionnelle, constituée d'un tube unique ou d'élément téléscopique, soutient la paroi du trou. L'espace annulaire, entre le tubage et le terrain, est obstrué par une colonne de ciment. Son diamètre est calculé pour le logement de la pompe et en vue de limiter la perte de charge quadratique.

La partie captante comporte une crépine et, éventuellement, un massif filtrant. La crépine est un tube perforé d'ouvertures de formes diverses, à travers lesquelles l'eau pénètre dans le sondage. Dans les terrains meubles, l'espace annulaire entre la crépine et le terrain est rempli de gravier calibré.

L'ensemble, partie captante et aquifère au voisinage immédiat du sondage, constitue un complexe aquifère/ouvrage de captage.

La principale est la mise en place du massif filtrant, surtout dans les roches meubles à granulométrie fine. Deux procédés sont pratiqués : le développement naturel par pistonage ou l'introduction artificielle de gravier calibré.

Un puits comporte également deux parties : le cuvelage en maçonnerie ou en béton et la partie captante dont les ouvertures sont les barbacanes. Ils sont souvent en éléments préfabriqués.

4.2 Définitions et Concepts de Base

Les expérimentations sur le terrain; par des puits et sondages, sont des tests portant sur les modifications du comportement hydrodynamique du complexe aquifère/ouvrage de captage, en réponse à une impulsion créée par un pompage à débit constant. Leur exécution doit être conduite avec la même rigueur scientifique qu'une expérience de physique.

Les pompages d'essais poursuivent quatre buts, dans l'ordre croissant de complexité :

- Détermination des caractéristiques du complexe aquifère/ouvrage de captage. C'est l'essai de puits, destiné à l'équipement technique de l'ouvrage.
- Mesure sur le terrain des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère: transmissivité et coefficient d'emmagasinement.

1. The first part of the document discusses the importance of maintaining accurate records of all transactions and activities. It emphasizes that this is crucial for ensuring transparency and accountability in the organization's operations.

2. The second part of the document outlines the various methods and tools used to collect and analyze data. It highlights the need for consistent data collection procedures and the use of advanced analytical techniques to derive meaningful insights from the data.

3. The third part of the document focuses on the role of technology in data management and analysis. It discusses how modern software solutions can streamline data collection, storage, and processing, thereby improving efficiency and accuracy.

4. The fourth part of the document addresses the challenges associated with data management, such as data quality, security, and privacy. It provides strategies to mitigate these risks and ensure that the data remains reliable and secure throughout its lifecycle.

5. The fifth part of the document concludes by summarizing the key findings and recommendations. It stresses the importance of a data-driven approach in decision-making and the need for continuous monitoring and improvement of the data management process.

- Etude quantitative des caractéristiques particulières de l'aquifère test des conditions aux limites, structures, hétérogénéité, drainage, etc...
- Observation directe, en (vraie grandeur) de l'effet de l'exploitation sur l'aquifère. Prévisions de l'évolution des rabattements en fonction des débits pompés. Evaluation de la ressource en eau souterraine exploitable.
- Les trois dernières opérations sont conduites par le pompage d'essai sur station de pompage comportant au moins un piézomètre.

4.2.1 Effets du pompage sur l'Aquifère, Cône de Dépression

Le pompage dans un aquifère, dont la surface piézométrique initiale est supposée horizontale, crée une dépression en forme d'entonnoir. Son axe coïncide avec celui de l'ouvrage. C'est le cône de dépression (figure IV.2). Dans l'aquifère à nappe libre, il affecte le réservoir tandis qu'il est fictif dans celui à nappe captive (Figure IV.3).

L'expérimentation a pour but de mesurer, à débit constant, les dimensions de ce cône à un instant donné et leur évolution dans le temps. Elle porte également sur son effacement après arrêt du pompage, appelé remontée.

4.2.2 Géométrie du Cône de Dépression - Rabattement et Rayon d'Influence

La géométrie du cône de dépression est étudiée dans un aquifère à nappe libre (Figure IV-2) et dans un aquifère à nappe captive (figure IV-3). Le cône de dépression est délimité par le domaine où la surface piézométrique est influencée, c'est-à-dire, affectée de rabattements mesurables.

Il caractérise un écoulement à trois dimensions représenté en coupe et en plan (Figures IV-2 et IV-3).

Les deux données géométriques du cône de dépression, à un instant donné, t , sont :

- Le rabattement, noté s , mesuré par l'abaissement du niveau piézométrique dans le puits de pompage ou dans un piézomètre implanté à une distance, r de l'axe de l'ouvrage. Le plan d'eau est le niveau dynamique. La profondeur du niveau dynamique, au-dessous du niveau piézométrique initial, en régime non influencé est le rabattement s . Le rabattement mesuré au cours de la remontée, est appelé rabattement résiduel, s_r .
- Le rayon d'influence note R , est la distance de l'eau du puits à laquelle le rabattement est nul ou négligeable.

4.2.3 Facteurs de la Géométrie du Cône de Dépression :

A débit constant les trois facteurs des dimensions du cône de dépressions sont : les paramètres hydrodynamiques (transmissivité et coefficient d'emmagasinement), le temps de pompage et le régime d'écoulement.

Rôle de la Transmissivité et du Coefficient d'Emmagasinement

Le rayon d'influence est fonction directe de la transmissivité et indirecte du coefficient d'emmagasinement.

Ainsi, dans deux stations de pompage d'essai, après le même temps de pompage, $R = 5\ 000\ m$ et $s = 6.70\ m$ pour une transmissivité $T = 1,50 \cdot 10^{-3}\ m^2/s$ et $R = 12.200\ m$ avec $s = 0,76\ m$ pour $T = 1.5 \cdot 10^{-2}\ m^2/s$, soit dix fois plus grande. Il en résulte que ces deux paramètres peuvent être mesurés par des expérimentations sur le terrain.

Rôle du Temps de Pompage

Les deux dimensions du cône de dépression croissent avec le temps de

pompage. Toutefois, après une longue durée, une stabilisation peut faire apparaître l'aquifère rééquilibrant son bilan (régime quasi-permanent).

Régime d'Écoulement

A débit constant, deux concepts du régime d'écoulement de l'eau souterraine vers un ouvrage de captage, sont considérés par référence à l'influence du temps de pompage.

Le régime permanent ou d'équilibre pour lequel, après un temps de pompage court (ordre) d'une heure., la géométrie du cône de dépression reste constante; c'est l'hypothèse de H. Dupuit (1963). C'est en quelque sorte un instantané, un flash, du comportement hydrodynamique de l'aquifère; le régime transitoire ou de non équilibre, tenant compte du fait observé que les dimensions du cône de dépression croissent en fonction du temps de pompage. C'est la base des expressions de C.V. Theis (1936) et de C.E Jacob (1950). Par comparaison avec le régime permanent, il s'agit d'un dessin animé de l'évolution du comportement hydrodynamique de l'aquifère.

Le régime permanent rigoureux n'existe pas, sauf dans ces conditions exceptionnelles. Dans la réalité, il est possible d'admettre l'apparition d'un régime quasi-permanent.

4.2.4 Méthodes d'Expérimentation par Pompage :

Le régime permanent n'existe pas dans les conditions naturelles d'écoulement. C'est pourquoi, les expérimentations sont actuellement effectuées en régime transitoire. Deux méthodes d'expérimentation et d'interprétation sont préconisées en relation avec le but poursuivi.

- Essai de puits par paliers de débit de courtes durées avec mesure du niveau d'eau dans le puits (niveau dynamique).



Détermination des caractéristiques du complexe aquifère/ouvrage de captage dans le but de l'équipement technique ou complétion, du sondage ou du puits.

- Pompage d'essai à un seul palier de débit de longue durée avec mesure des niveaux d'eau dans le puits et dans un (ou plusieurs) piézomètres. Détermination des caractéristiques de l'aquifère : paramètres hydrodynamiques, test des conditions aux limites, drainance.

Dans tous les cas l'identification du type hydrodynamique d'aquifère est nécessaire aux interprétations.

4.3 Essai de Puits par Paliers de Débit de Courtes Durées :

L'essai de puits par paliers de débit de courtes durées évalue les caractéristiques du complexe aquifère/ouvrage de captage. Ce sont: le débit critique, le débit spécifique, le débit spécifique relatif, les pertes de charge dans l'ouvrage et son environnement immédiat et le débit maximum d'exploitation ou productivité (E. Berkaloff, 1969 et J. Forkasiewicz, 1978). Il permet d'établir le programme d'équipement technique de l'ouvrage : tubage, crépine et massif filtrant, puissance de la pompe, etc...

4.3.1 Conditions de Base

Les conditions de base d'application des expressions d'hydrodynamique souterraine en régime transitoire, auxquelles doit satisfaire le complexe aquifère/ouvrage de captage sont :

- a) Validité de la loi de Darcy: écoulement laminaire et milieu isotrope ou homogène;
- b) Puits complet, c'est-à-dire, captant toute l'épaisseur de l'aquifère, atteignant le substratum et crépine sur toute sa hauteur (Figure IV.2).

- c) Puits correctement développé et équipé;
- d) Surface piézométrique subhorizontale;
- e) Débit de pompage constant;
- f) Rayon de puits le plus petit possible.

4.3.2 Exécution de l'essai de puits - Paliers de Débit

L'essai de puits est effectué en réalisant des paliers, à débit constant pendant une courte durée déterminée, 1 à 3 h, ... Tableau IV et figure IV-4. Il mesure deux données : le rabattement en mètres, mesuré en fin de palier et le débit constant, en m^3/h . Chaque palier de débit est suivi d'un arrêt de pompage d'une durée égale, permettant la remontée du niveau d'eau et la mesure du rabattement résiduel (Figure IV-5. La première remontée doit être égale; permettant la remontée du niveau d'eau et la mesure du rabattement résiduel jusqu'à atteindre approximativement le niveau piézométrique initial. En général, le temps de pompage du premier palier est suffisant. Les durées égales de pompage et d'arrêts sont courtes, une à 3 heures au maximum. Le débit initial est égal à celui de la puissance minimum de la pompe. Ensuite, les débits croissent selon une progression de 2, 3, 4 le nombre jusqu'à un optimum de six. Pour les aquifères à nappe captive, 3 paliers de débit peuvent être suffisants. Il doit être supérieur pour les aquifères à nappe libre.

Lors de la mise en route du pompage, les premiers volumes d'eau exhaérés correspondent à la vidange de l'ouvrage, donc à un écoulement quadratique non linéaire. L'aquifère n'est sollicité qu'après un certain délai. C'est l'effet de capacité du puits (M. Bonnet et al....., 1967).

Tableau IV-1 Essai de puits par paliers de débit de courtes durées dans un sondage captant l'aquifère à nappe libre de la craie. d'après J. Forkasiewicz (1978).

Paliers de débit	Débits pompés m ³ /h	Rabattements résiduels m	Débits spécifiques m ³ /h.m	Rabattements spécifiques s/Q m/m ³ .h
1	42	0,81	51,85	0,0156
2	87	2,01	45	0,0231
3	132	3,53	37,4	0,0268
4	178	6,47	27,5	0,0364

L'exécution du premier palier de débit doit être précédée d'une durée de pompage, t_c , suffisante pour l'effacer. Elle est fonction de la transmissivité T , de l'aquifère et du volume d'eau contenue dans l'ouvrage; donc de son rayon r ($t_c = 25 r^2 / T$). Lorsque la transmissivité n'est pas connue, le volume d'eau minimum extrait sera de $10 r^2 s$, (Berkaloff, 1968).

4.3.3 Signification du Rabattement dans les Ouvrages - Pertes de Charge :

Le rabattement, mesuré dans l'ouvrage à un instant t , est la somme de deux composantes, nommées pertes de charge, exprimées en mètres de hauteur d'eau, caractérisant le complexe aquifère/ouvrage de captage (Figure IV-1).

- Une perte de charge linéaire provoquée par l'écoulement laminaire dans l'aquifère au voisinage du puits (loi de Darcy), notée BQ.
- Une perte de charge quadratique, non linéaire, provoquée par l'écoulement turbulent dans l'ouvrage, crépine et tubage, notée CQ2.

- Le rabattement total, s , à l'instant t , est ainsi donné par l'expression de C.E. Jacob (1946) :

$$s = BQ + CQ^2.$$

Cette expression, la plus utilisée, établie pour l'aquifère à nappe captive, est étendue à l'aquifère à nappe libre sous condition que le rabattement mesuré soit inférieur à $0,1 b$.

4.3.4 Vitesse Critique et Débit Critique dans l'Aquifère à Nappe Libre

Au cours du pompage le niveau dynamique dans le puits est inférieur au niveau piézométrique dans l'aquifère au voisinage de l'ouvrage. Cette différence est la hauteur de la surface de suintement, notée h' (Figure IV-5). Elle croît avec le rabattement pour atteindre une valeur maximale lorsque le rabattement dans l'aquifère est voisin de $b/2$. Au-delà, les rabattements, croissants dans le puits, n'entraînent plus ceux dans l'aquifère au voisinage de l'ouvrage. Ils se stabilisent et le débit ne croît plus en fonction du rabattement, seul le rayon d'influence augmente. Le puits est dénoyé; jusqu'à cette limite la courbe de dépression se creuse et le gradient hydraulique, au voisinage de l'ouvrage augmente pour atteindre un maximum (Figure IV-5). D'après la loi de Darcy, la vitesse effective croît. Au-delà d'une certaine limite, l'écoulement laminaire fait place à un écoulement turbulent. La vitesse critique est atteinte. Elle correspond à un débit critique, Q_c . Le régime turbulent augmente la perte de charge quadratique, donc diminue le rendement de l'ouvrage. En outre, il provoque l'entraînement des particules fines du terrain, d'où colmatage de la partie captante et ensablement du puits. Dans la pratique, le débit de pompage doit être inférieur au débit critique. Le débit critique est évalué par l'interprétation de la courbe débits/rabattements.

4.3.5 Interprétation graphique des données de l'essai de puits

4.3.5.1 Relations débits/temps et Rabattements/Temps

Sur un papier à coordonnées linéaires sont portés, en ordonnées les débits ou les rabattements et les temps en abscisses. Deux graphiques sont obtenues (Figure IV-4).

- Graphiques débits/temps de pompage, figurant les durées et les débits des paliers de débits, les durées et les arrêts de remontée (en haut de la figure IV-4)
- Courbe rabattements/temps de pompage et rabattements résiduels/temps de remontée.

Ces graphiques permettent de contrôler le bon déroulement de l'expérimentation d'essais de puits.

4.3.5.2 Courbe débits/Rabattements - Débit Critique

Le couple de données de chaque palier de débit, débit constant, en m³/h et rabattement résiduel en m, est porté sur un papier linéaire. Les points obtenus tracent la courbe débits/rabattements ou courbe caractéristique, représentant la fonction $s = f(Q)$, Figure IV-6.

La forme de la figure IV-6, apporte des informations sur le comportement hydrodynamique du complexe aquifère/ouvrage de captage à l'origine de la perte de charge quadratique (figures IV-6 et IV-7) : nulle ou négligeable avec une droite, importante avec une courbe convexe. Une courbe concave traduit un essai de puits non valable : mesure incorrecte ou apparition d'un développement au cours du pompage.

La courbe débits/rabattements présente deux parties distinguées par le point critique, a, correspondant en abscisse au débit critique Q_c (140 m³/h., figure IV-6).

Sa valeur, significative à la date de l'essai, correspond à un état instantané de l'aquifère, position de la surface piézométrique en particulier. Il ne peut donc être utilisé pour des prévisions d'exploitations valables.

La courbe caractéristique est un document fondamental. Réalisée lors de la réception du puits elle est une véritable fiche d'identification qui doit figurer obligatoirement au dossier de l'ouvrage. Elle sera utilisée ultérieurement, pour détecter les améliorations (développement) ou les détériorations (colmatage), suites à l'exploitation de l'ouvrage (vieillesse). Elle détermine le débit maximum d'exploitation, fonction d'un rabattement maximum admissible (figure IV-7).

4.3.6 Calcul des pertes de charge

La droite débits/rabattements spécifiques, permet de déterminer les coefficients B et C de l'équation $s/Q = B + CQ$ (Figure IV-8).

- Le coefficient B est obtenu par l'intersection de la droite représentative avec l'axe des rabattements spécifiques. Dans l'exemple retenu, $B = 0,01 = 10^{-2}$.
- Le coefficient C est égal à la pente de la droite représentative.:

$$C = \operatorname{tg} \alpha = \frac{a}{b} = \frac{0,014}{100} = 1,4 \cdot 10^{-4}$$

L'équation de la droite représentative est :

$$s = 1.10 \cdot 10^{-2} Q + 1,4 \cdot 10^{-4} Q^2$$

Le rabattement correspondant à chaque palier de débit est calculé par cette expression. Les valeurs obtenues, portées sur le graphique débits/rabattements, se superposent par - faitement à la courbe observée (Figure IV-6). L'essai de puits est correct.

4.3.7 Détermination de la productivité d'un puits. - Débit d'exploitation maximum :

La productivité d'un puits, Pr , est le débit maximum qui peut être pompé dans l'ouvrage, pendant une durée définie, sans que le rabattement induit par le pompage ne dépasse le rabattement maximum admissible (J. F. Forkasiewicz 1978).

Le rabattement maximum admissible est imposé par :

- Des contraintes physiques et techniques du complexe aquifère/ouvrage de captage, exprimées par le débit critique, (Q_c) et le rabattement critique (s_c), correspondant, mesurés par les essais de puits (Figure IV-6). Par exemple Figure IV-6 $Q_c = 140 \text{ m}^3/\text{h}$ et $s_c = 4\text{m}$ Le débit maximum (Q_{max}) et le rabattement, doivent être inférieurs, soit $Q_{\text{max}} = 130 \text{ m}^3/\text{h}$ et $s_{\text{max}} = 3,50 \text{ m}$.
- Des contraintes socio-économiques, dont la principale est le coût de production de l'eau, imposant la profondeur du niveau dynamique. Par exemple, 5 mètres, figure IV-6.

Le rabattement maximum retenu doit donc être égal au rabattement maximum mesuré, sans dépasser le rabattement maximum

admissible. Dans l'exemple cité, il sera de 4 mètres :

$$Pr = qs \times s_{\max} = Q_{\max} \quad (46)$$

A noter que le débit d'exploitation maximum peut être supérieur au débit critique car il est possible d'admettre une perte de charge quadratique à condition qu'elle ne soit pas trop élevée par rapport à la perte de charge linéaire, Exemple : 5m, figure IV-6. Dans la pratique, il est fonction de l'épaisseur de l'aquifère à nappe libre (s_{\max} ; $b/3$) et de la hauteur d'eau avant pompage h , dans l'ouvrage en aquifère à nappe captive ($s_{\max} = 0.75 h$)

4.4 Pompages d'Essais de Longue Durée

Les pompages d'essai de longue durée sont exécutés par un seul palier de débit, à débit constant, prolongé durant au moins 24 hres, avec un optimum de 72 heures. La remontée des niveaux doit être observée pendant une durée égale (Figure IV-9). L'exécution et l'interprétation des données mesurées, rabattements et temps, reposant sur l'emploi des expressions d'hydrodynamique en régime transitoire, établies par C.V. Theis (1935) et ses successeurs L.K. Ewmsel, 1942 et C. E. Jacob, 1950).

4.4.1 But du Pompage d'Essai

Le pompage d'essai poursuit trois buts principaux :

- Mesure sur le terrain des paramètres hydrodynamiques : transmissivité et coefficient d'emmagasinement;
- Etude quantitative des caractéristiques particulières de l'aquifère : conditions aux limites (confirmation de la distance du puits à la limite, colmatage des berges d'une rivière), structure (hétérogénéité, drainance);

- Observation directe, en (vraie grandeur) de l'effet de l'exploitation sur l'aquifère. Prévision de l'évolution du rabattement en fonction des débits pompés. Evaluation de la ressource en eau souterraine exploitable.

Le pompage d'essai, intéressant un volume d'aquifère important, est un test valable de son comportement hydrodynamique.

4.4.2 Expressions d'hydrodynamiques souterraines du régime transitoire :

Partant d'une conception du comportement hydrodynamique de l'aquifère, C.V. Theis établit les expressions de l'écoulement de l'eau souterraine vers les ouvrages de captage, dites en régime transitoire.

L'expression générale de Theis est :

$$s = \frac{Q}{4\pi T} \int_u^{\infty} \frac{e^{-u}}{u} du$$

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

L'expression d'approximation logarithmique donnée par Jacob est

$$s = 0.123 \frac{Q}{T} \log \frac{2.75 T t}{r^2 S}$$

Où : s = Rabattement mesuré dans un piézomètre, en m.

Q = Débit de pompage, en m^3/s

T = Transmissivité, en m^2/s

t = Temps écoulé, à un instant donné, depuis le début des pompages, en secondes

r = Distance du piézomètre à l'axe du puits, en m.

S = Coefficient d'enmagasinement

s_p , est le rabattement résiduel mesuré à un instant donné pendant la remontée, en m.

t , Le temps écoulé depuis le début du pompage, en secondes

t' , Le temps écoulé depuis l'arrêt du pompage (temps de remontée)

Le rayon fictif, R_f , est la distance à laquelle le rabattement, calculé par l'expression de C.E. Jacob est nul. Il est fonction de la transmissivité et du coefficient d'emmagasinement. Fait qui confirme l'étude sur les facteurs des dimensions du cône de dépression. Il répond donc à :

$$s_p = \frac{0,183 Q}{T} + \log \frac{2,25 T t'}{r^2 S} = 0$$

$$\text{d'où : } R_f = 1,5 \sqrt{\frac{T t'}{S}}$$

4.4.3 Interprétation graphique des Pompages d'Essai

La résolution des expressions d'approximation logarithmique de C.E Jacob est obtenue par le tracé et l'interprétation de la droite représentative rabattements/logarithmes des temps de pompage ou rabattements résiduels/logarithmes des temps de remontée.

4.4.3.1 Relations entre les rabattements et les temps

Droite Représentative

Dans les expressions d'approximation logarithmique de C.E Jacob le premier terme est une constante, Q et T étant constants. Dans le second terme, seul le temps varie. Les rabattements croissent en fonction du logarithme du temps de pompage. Cette condition est conforme au concept de régime transitoire.

Les données du pompage sont reportées sur un papier semi-logarithmique (Figure IV-10). Les rabattements ou les profondeurs du niveau d'eau exprimés en m, de haut en bas, en ordonnées linéaires et les temps de pompage en abscisses logarithmiques. Le niveau piézométrique initial est indiqué en haut du graphique. Les échelles sont choisies, dans chaque cas, en particulier celles des temps (secondes, minutes, heures), afin d'utiliser tout l'espace du graphique. Les points obtenus tracent la droite moyenne représentative de l'expression de C. E. Jacob. La courbe observée, au début du pompage, traduit l'effet de capacité de l'ouvrage, provoquant un écoulement turbulent non linéaire. Le point d'intersection de la droite représentative avec le niveau piézométrique initial, mesure le temps fictif à l'origine, noté t_0 .

Dans les tableaux IV-2 et IV-3, on montre les résultats de pompage d'essai dans l'aquifère à nappe captive illimité des sables albiens du bassin de Paris à Ivry-sur-Seine d'après J. Forkasiewicz, 1972.

4.4.3.2 Calcul des Paramètres Hydrodynamiques

La transmissivité est calculée par la pente de la droite représentative. L'échelle des coordonnées n'étant pas homogène, la pente est déterminée par l'accroissement des rabattements (ou des profondeurs des niveaux d'eau au cours d'un module logarithmique, noté c). La transmissivité est calculée par l'expression :

$$T = \frac{0,183 Q}{c}$$

Le coefficient d'emmagasinement est obtenu par calcul numérique dans le deuxième terme de l'expression de Jacob; ou, plus simplement, avec t_0 lorsqu'il peut être déterminé par l'expression :

$$S = \frac{2.25 T t_0}{r^2}$$

Tableau IV.2 Pompage d'essai à Ivry-sur-Seine (Région parisienne).
Données obtenues par l'expérimentation de pompage.
Descente. Débit constant : 200 m³/h. 25 au 18.10.66.

	HORAIRE		PROFONDEURS m			HORAIRE		PROFONDEURS m	
	Heures et Min.	Temps t Heures	Sondage	Piézo-mètre		Heures et Min.	Temps t Heures	Sondage	Piézo-mètre
25	15	0.	8.62	8.08	25	20	5	43.00	18.00
	15.01	0.017		8.10		21	6	43.30	18.50
	15.02	0.033		8.13		22	7	43.70	18.95
	15.03	0.05	25	8.27	24	9	44.90	19.63	
	15.04	0.07	27.10	8.56	26	2	11	45.10	20.10
	15.06	0.10	27.24	9.33		6	15	45.50	20.90
	15.08	0.13	27.23	9.94		10	19	46.80	21.35
	15.10	0.17	27.23	10.42		16	25	47.70	22.50
	15.12	0.20		10.80		22	31	47.50	22.70
	15.15	0.25		11.29		27	4	37	47.60
	15.18	0.30		11.66	12		45	47.90	23.45
	15.24	0.40		12.21	20		53	49.50	24.20
	15.30	0.50		12.66	28	4	61	49.10	24.90
	15.40	0.67		13.23		12	69	49.70	24.75
	15.40	0.83		13.77		14	71		24.80
	16	1.		14.17	14.15	71.15		24.85	
	16.20	1.33		14.83					
	16.50	1.84		15.59					
	17.20	2.34	40.27	16.17					
18	3	42.25	16.80						
19	4	42.80	17.70						

Arrêt du pompage

Durée : 71.15 heures

Rabattements en fin de pompage

- Sondage : 41.08 m

- Piézomètre : 16.77 m

Tableau IV- 3 Pompage d'essai à Ivry-sur-Seine (Région parisienne)
Données obtenues par l'expérimentation de pompage.
Remontée après arrêt du pompage 28 au 31.10.65.

HORAIRE			$\frac{t + t'}{t'}$	PROFONDEURS mm		
	Heures et Minutes	Temps, t' Heures		Sondage	Piézomètre	
28	14.15	0	0.	49.43	24.85	
	16	0.017	$4.2 \cdot 10^3$	27.90	24.85	
	17	0.033	$2.17 \cdot 10^3$		24.51	
	18	0.050	$1.42 \cdot 10^3$		24.13	
	19	0.067	$1.02 \cdot 10^3$	23.72	23.78	
	21	0.1	$7.1 \cdot 10^2$	22.72	23.16	
	23	0.13	$5.5 \cdot 10^2$	22.00	22.66	
	25	0.17	$4.2 \cdot 10^2$	21.68	22.30	
	27	0.20	$3.6 \cdot 10^2$	21.28	21.95	
	14.30	0.25	$2.9 \cdot 10^2$	20.81	21.91	
		0.3	$2.4 \cdot 10^2$	20.16	21.90	
		0.4	$1.8 \cdot 10^2$	19.57	20.76	
		0.5	$1.4 \cdot 10^2$	19.07	20.18	
		0.67	$1.1 \cdot 10^2$	18.42	19.68	
		0.83	$8.7 \cdot 10^1$	18.03	19.08	
	15.15	1	$7.2 \cdot 10^1$	17.63	18.68	
		1.33	$5.5 \cdot 10^1$	16.90	18.02	
		1.84	$4.0 \cdot 10^1$	16.20	17.23	
		17	2.75	$2.7 \cdot 10^1$		16.27
		18	3.75	$2.0 \cdot 10^1$	14.20	15.50
		20	5.75	$1.34 \cdot 10^1$	13.70	14.45
		22	7.75	$1.02 \cdot 10^1$	13.20	14.20
		24	9.75	8.3	12.75	13.20
	29	2	11.75	7.1	12.25	12.60
4		13.75	6.2	11.88	12.15	
8		17.75	5	11.83	11.79	
14		23.75	4	11.15	11.10	
18		27.75	3.6	10.96	10.80	
30	6	39.75	2.8	10.15	10.15	
	14	47.75	2.5	9.90	9.90	
	22	55.75	2.3	9.85	9.50	
31	6	63.75	2.1	9.55	9.25	
	14	71.75	2.0	9.58	9.25	

Elle ne peut être observée que sur un piézomètre.

L'étude de cas concrets portera donc, successivement sur :

- Aquifère à nappe captive illimité: Ivry-sur-Seine en région parisienne
- Aquifère à nappe quasi captive de la Plaine du Cul-de-Sac

Aquifère à nappe captive illimité : pompage d'Essai à Ivry-sur-Seine

Un pompage d'essai a été réalisé dans l'aquifère à nappe captive des sables albiens, à Ivry-sur-Seine, en région parisienne (J. Forkasiewick 1972).

Cadre hydrogéologique et données du pompage d'essai

Le sondage capte toute l'épaisseur de l'aquifère à nappe captive, entre 540 et 600 m de profondeur. C'est un ouvrage parfait. Les limites latérales de l'aquifère se situant à plus de 100 km de distance. Il est donc d'extension latérale illimitée. Le toit et le substratum sont constitués par des formations hydrogéologiques imperméables.

La durée du pompage a été de 71 heures à débit constant, $Q = 200 \text{ m}^3/\text{h} = 0,055 \text{ m}^3/\text{s}$. Un ancien forage, situé à 100 m du sondage d'essai a été utilisé comme piézomètre. Le rabattement total est de 41 m dans le sondage et de 17 m dans le piézomètre. La remontée des niveaux, après arrêt du pompage, a été observé pendant 71 heures. Les résultats des essais sont donnés dans les tableaux IV-2 et IV-c.

Interprétation des données du pompage d'essai

Les données du tableau IV-3, profondeurs de l'eau en m et temps de pompage en heures, reportés sur un papier graphique semi-logarithmique, ont permis de tracer la droite représentative du pompage

d'essai (Fig. IV- 10). Le temps T_0 , de 0,09 heures (324 secondes) et la pente de la droite $c = 5,8$ m, aboutissent au calcul de la transmissivité T et du coefficient d'emmagasinement, S .

$$T = \frac{0,183 Q}{c} = \frac{0,183 \times 0,055}{5,8} = 1,7 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$$

$$S = \frac{2,25 T t_0}{x^2} = \frac{2,25 \times 1,7 \cdot 10^{-3} \times 324}{(110)^2} = 10^{-4}$$

Interprétation des données de la remontée des niveaux

Les données du tableau IV-2, profondeurs et valeurs de $(t + t')/t'$, donnent une droite représentative. Elle permet de calculer la transmissivité, avec $c = 5,8$ m.

$$T = \frac{0,183 Q}{c} = \frac{0,183 \times 0,055}{5,8} = 1,7 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$$

Débit constant et durée de pompage

Le débit de pompage, constant, doit satisfaire deux conditions : être le plus élevé possible, tout en restant compatible avec le rabattement maximum admissible jusqu'à la fin de l'essai et pouvoir être maintenu avec une tolérance de 5% pendant toute sa durée. Un essai de puits doit donc précéder le pompage d'essai. Pour les aquifères à nappe libre, respecter la condition de rabattement final $< 0,1$ d.

La durée du pompage t_p doit être assez longue pour dépasser l'effet de capacité du puits et permettre l'application de l'expression de C.E. Jacob. Elle doit donc dépasser cet effet d'au moins deux cycles logarithmiques. Or, les valeurs approximatives de la durée de cet effet, décroissent avec l'augmentation de la transmissivité ($t_c = 25 r^2/T$ et $t_p > 20 t_c$). Avec un rayon du puits classique de 1 m, elle est de 250 hres pour une très faible transmissivité ($3 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$), de 25 hres.

pour une transmissivité moyenne ($3 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$) et très courte, 1,30 mn pour une transmissivité élevée ($3 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$). Le pompage d'essai n'est donc pas possible dans les deux cas. Son prix de revient serait prohibitif.

Pour le test des conditions aux limites, l'influence se fait sentir au puits de pompage après un temps approximatif, $t_p = 0,5 \frac{x^2 S}{r^2}$ x étant la distance de l'axe du puits à la limite. La durée de pompage est alors, $t_p = 0,5 \frac{x^2 S}{r^2}$. Il faut éviter de placer le puits trop près d'une limite afin que l'effet de celle-ci ne soit pas trop rapide.

Pompage d'Essai réalisé dans l'aquifère de la Plaine du Cul-de-Sac Projet Rivière Blanche (Rabel 1984)

Généralités

Les courbes seront interprétées par comparaison avec le modèle de Theis (approximation logarithmique de Jacob). Cette méthode est applicable dès que les conditions suivantes sont satisfaisantes.

- Effet de capacité

$$\frac{Q_p}{Q} < 10^{-2}$$

- Conditions de Jacob

$$u = \frac{r^2 S}{4 T t} < 10^{-2}$$

L'effet de capacité c'est l'écart entre l'évolution de rabattement déterminé par pompage dans un puits idéal dont le diamètre serait négligeable, et le rabattement observé dans un puits réel dont le diamètre, par conséquent, le volume d'eau contenu dans l'ouvrage ne sont pas négligeables: c'est un effet de retard des rabattements dont la durée dépend des dimensions du puits et des paramètres de l'aquifère.

Nous avons : $Q = Q_p + Q_n$

Q = Débit de la pompe

Q_p = Débit lié à la capacité du puits

Q_n = Débit entrant dans le puits

$$Q_p = \bar{\mu} r_p^2 \frac{\Delta s}{\Delta t}$$

r_p : Rayon du puits

Δs : Variation du rabattement

Δt : Variation du temps

L'effet de capacité perturbe l'écoulement tant que :

$$Q_p/Q < 0.01 \text{ où } t_c = \frac{25 \cdot r^2}{T}$$

La relation de Jacob est applicable quand :

$$u = \frac{r^2}{4} \frac{S}{Tt} < 10^{-2}$$

Les paramètres T et S seront calculés à partir des relations suivantes :

$$T = 0.183 \frac{Q}{A} \text{ et } S = \frac{2.25 T t_0}{r^2}$$

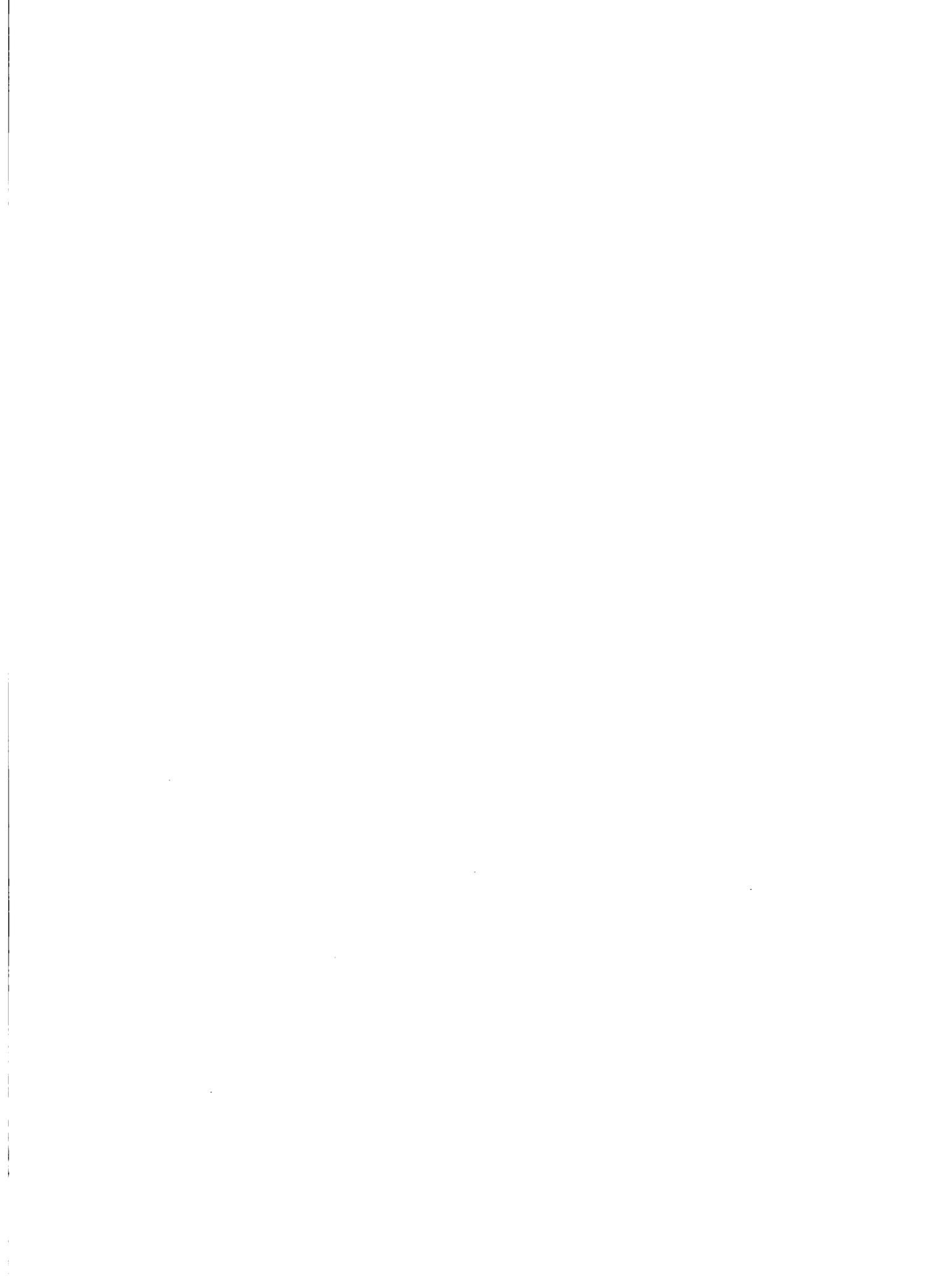
T : Transmissivité

S : Coefficient d'emmagasinement

A : Variation du rabattement du graphique par cycle logarithmique

Q : Débit de la pompe

r : Distance puits - Piézomètre.



Pompage d'essai sur le forage F4Généralités

Situation Coordonnées X : 803.2

Y : 2054.1

Forage : F₄ et Piézomètre : P₄

Distance Forage - Piézomètre : 7.5 m.

Cadre Hydrogéologique

Le forage et le piézomètre sont situés au sud du secteur dans les alluvions de la Rivière Blanche. Le terrain est constitué principalement de formations détritiques, c'est une série hétérogène avec de grandes variations latérales et verticales de faciès.

Interprétation (Figure IV -11, IV -12).

Vérification de l'effet de capacité :

Descente

$$10^2 < t < 10^3$$

$$\Delta S = 0.94 \text{ m}$$

$$\Delta T = 900 \text{ secondes}$$

$$\frac{Qp}{Q} = \frac{(0.15)^2 \times 0.94}{9 \times 10^2 \times 100 \times 10^{-3}} = \frac{7 \times 10^{-5}}{100 \times 10^{-3}} < 10^{-2}$$

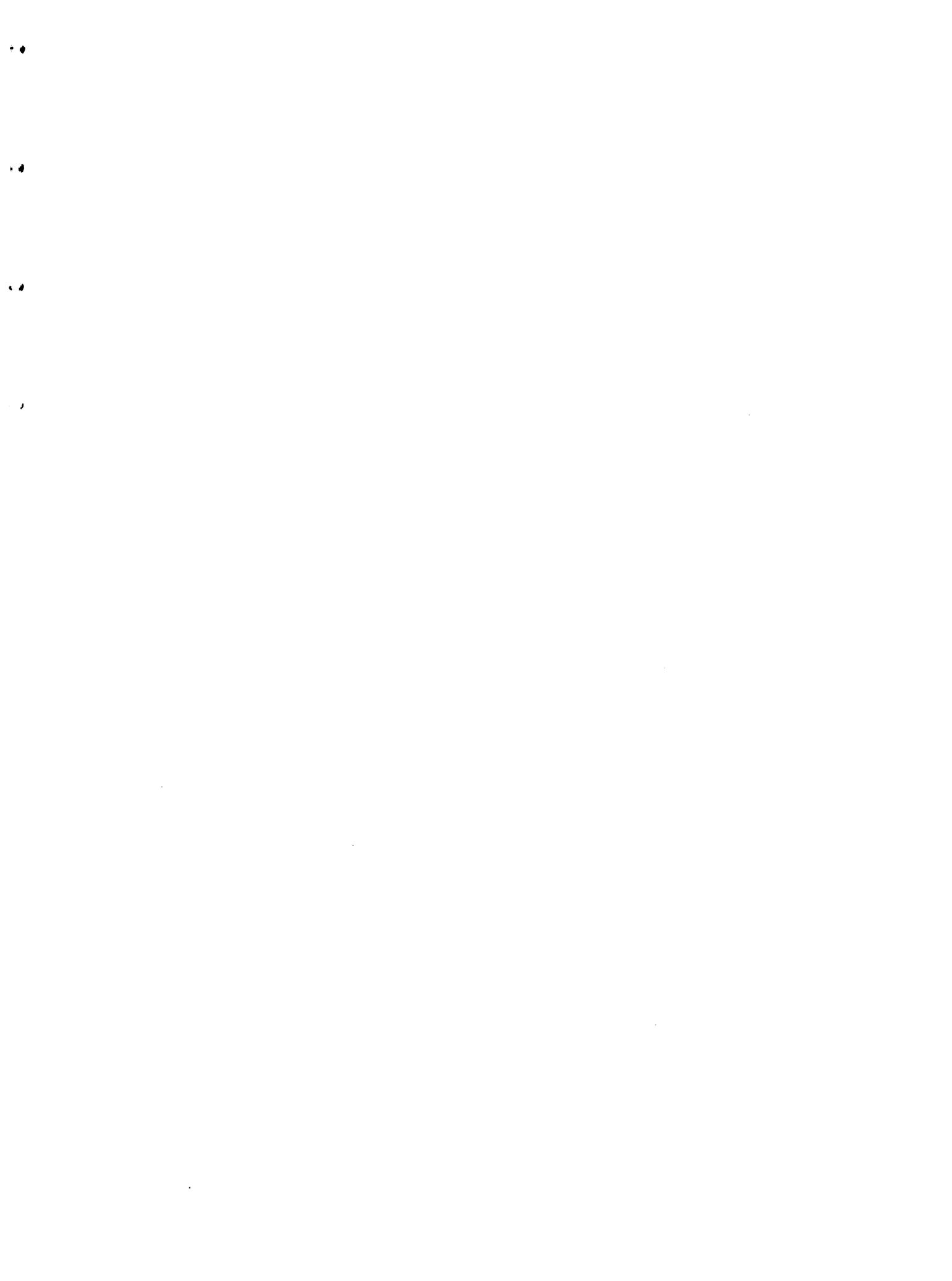
Remontée $\Delta s = 0.15 \text{ m}$

$$\Delta t = 290 \text{ s}$$

$$\frac{Qp}{Q} = 0.0036 < 10^{-2}$$

Pas d'effet de capacité

Nature de la courbe	Ouvrage et débit	Temps Considéré en s	A en m	T en m ² /s	t ₀ s	"S"
Courbe descendente	Forage F4 q = 100/s	10 ³ - 10 ⁴	0.40	4.5 x 10 ⁻²	--	--
" "	Piézomètre P4	10 ³ - 10 ⁴	0.05	3.6 x 10 ⁻¹	4E - 1	1.4E-S
Courbe remontée	Forage F4	10 ⁰ - 10 ¹	0.04	4.3 x 10 ⁻¹	-	-
" "	" "	10 ¹ - 10 ²	0.09	2.3 x 10 ⁻¹	-	-
" "	Piézomètre P4	10 ⁰ - 10 ¹	0.04	4.3 x 10 ⁻¹		
" "	" -	10 ¹ - 10 ²	0.09	2.1 x 10 ⁻¹		



Vérification de la condition de Jacob

$$u = \frac{r^2 S}{4 T t} < 10^{-2}$$

$$T = 4.5 \times 10^{-1} ; S = 1.4 \times 10^{-5} ; t = 1.2 \text{ secondes} \quad u < 10^{-2}$$

L'interprétation proposée paraît cohérente, car les calculs des paramètres obtenus ont été effectués dans des temps satisfaisants aux conditions :

$$\frac{Q_p}{Q} < 10^{-2} \quad \text{et} \quad u = \frac{r^2 S}{R T t} < 10^{-2}$$

Interprétation de la Courbe

Courbe de Descente

Avec les valeurs de transmissivité obtenues, nous constatons une différence de l'ordre d'une puissance de 10 entre T_{F_4} et T_{P_4} sur la descente. Ceci pourrait être dû au fait que F_4 capte trois niveaux aquifères alors que P_4 n'en capte qu'un seul. Comme la T de P_4 apparaît plus élevée que celle de F_4 , on peut émettre l'hypothèse suivante :

- a) Malgré la colonne de graviers (100 m) qui comble la base du piézomètre P_4 , les niveaux inférieurs continuent à alimenter P_4 , mais avec des pertes de charges énormes, ce qui pour un temps de pompage relativement court peut réduire le rabattement; ce qui donne pour un même temps une pente plus faible et fait surestimer la valeur de T .
- b) Que la transmissivité du niveau capté par P_4 est plus élevée que celle de la moyenne de F_4 , ce que semble justifier d'ailleurs le carottage électrique.

Courbe de remontée

Cette courbe peut être divisée en trois parties :

La première partie AB correspond à la première minute, temps au cours duquel la pente est forte à cause de "l'effet de capacité" ou effet de "Post Production". La deuxième partie BC a une pente plus faible. La remontée se termine par une partie CD qui correspond à un accroissement de la pente.

Si l'on tient compte de la forme approximative des courbes de remontée, on pourrait émettre l'hypothèse qu'elle correspond à un essai effectué sur un terrain avec une strate privilégiée très conductrice limitée par une barrière étanche. Dans ce cas, la valeur T serait calculée à partir de l'asymptote à CD. Mais un pompage de courte durée comme celui-ci ne permet pas de négliger cette hypothèse, donc ne peut rien affirmer. Aussi avons-nous calculé les valeurs de T sur CD et BC.

La valeur de T mesurée au cours de la remontée est autour de 10^{-1} , c'est-à-dire, le même ordre de grandeur pour le piézomètre que pendant la descente. Pourquoi cette différence avec celle du forage?

Tracé de la Courbe Théorique à partir de la Relation de Jacob

Avec les valeurs de T et "S" obtenues sur le forage F₄ et le piézomètre P₄, nous reconstruisons avec la relation de Jacob :

$$s = 0,183 \frac{Q}{T} \log \frac{2,25 T}{r^2 S}$$

La courbe théorique que l'on aurait dû avoir dans un terrain répondant à ces caractéristiques.

Par ces calculs nous obtenons :

Pour $Q = 100 \text{ l/s}$

$$S = 1.4 \times 10^{-5}$$

$$T = 4.5 \times 10^{-2} \text{ et } 3.6 \times 10^{-1} \text{ (piézomètre)}$$

$$r = 0.15 \text{ m}$$

	Forage		Piézomètre	
	s calculé	s observé	s calculé	s observé
t = 100 secondes	s = 3m	7.60	s = 0.42	0.42
t = 500	s = 3.28	8.36	s = 0.45	0.55
t = 1000	s = 3.80	8.60	s = 0.47	0.58
t = 30000	s = 3.99	9.37	s = 0.54	0.63

Pour $t = 30.000$ secondes, nous avons un rabattement de 3.99 m qui est inférieur au 9.37 observé. Sachant que $S = S_p + S_n$, considérant que $s = 3.99 \text{ m} = S_n$. Le reste serait dû aux pertes de charges. Nous pouvons considérer $T = 4.5 \times 10^{-2}$ comme la valeur minimale que peut avoir la transmissivité. Pour $T = 3.6 \times 10^{-1}$ obtenu sur le piézomètre nous obtenons un rabattement de 0.54 m. Dans ce cas $T = 3.6 \times 10^{-1}$ pourrait être considéré comme la valeur maximale de la transmissivité. Donc la vraie valeur de T serait intermédiaire, soit autour de $10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$.

Cependant, la comparaison du rabattement et du débit conduirait à une valeur de T (sous estimée et calculée à partir de la méthode de Theis) d'environ 2.6×10^{-2} . Jacob donne $T = 4.5 \times 10^{-2}$, ce qui paraît tout à fait cohérent.

Les graphiques obtenus (descentes et remontées) assez compliqués, ne permettent pas de rejeter la valeur de $T = 3.6 \times 10^{-1}$. Cependant, les faciès (sur 35 m d'épaisseur) et le comportement du puits conduisent à admettre une transmissivité de 4×10^{-2} .

Intervalles des mesures de rabattements :

L'intervalle des mesures de rabattements doit être très court pendant les 30 premières minutes du pompage, avec des mesures de rabattements très précises, surtout en milieu fissuré.

Tableau IV-4. Intervalles entre les mesures de rabattements au cours du pompage d'essai :

Espaces de Temps Minutes	Intervalles entre les mesures
1 à 10	30 secondes
10 à 20	1 minute
20 à 30	2 minutes
100 à 200	10 minutes
300 à 400	30 minutes
600	1 heure

Choix de l'époque de l'essai :

Eviter les périodes de fortes variations barométriques et de précipitations intenses. Dans tous les cas, il est recommandé d'utiliser un barographe. Pour l'étude des conditions aux limites aquifère/rivière, éviter les périodes de crues du cours d'eau.

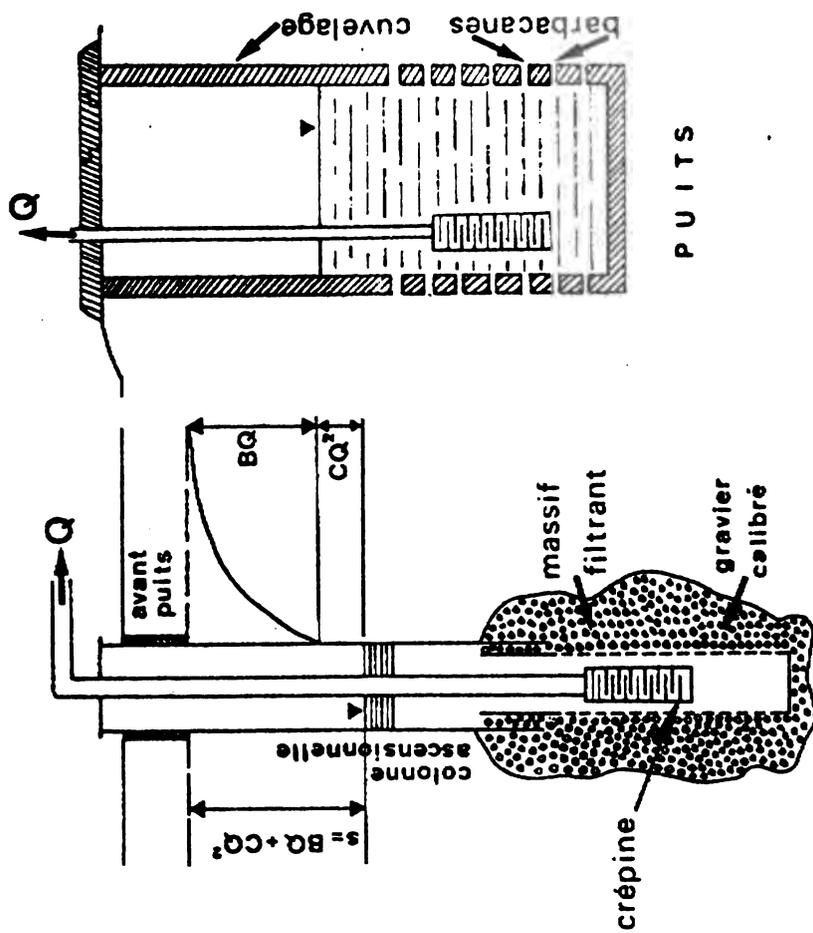


Fig. IV-1 - Complexe aquifère/ouvrage de captage. Équipement technique des puits et sondages. Signification des pertes de charge.



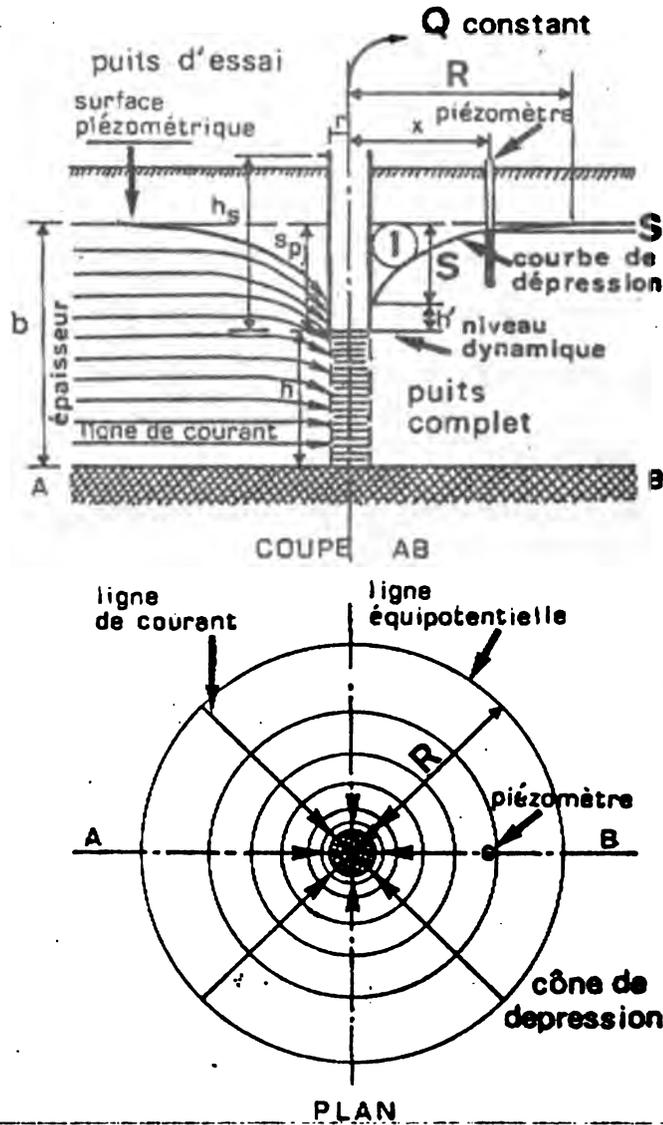


Figure IV-2 Effets du pompage dans un aquifère à nappe libre, à un instant donné 1, cône de dépression.

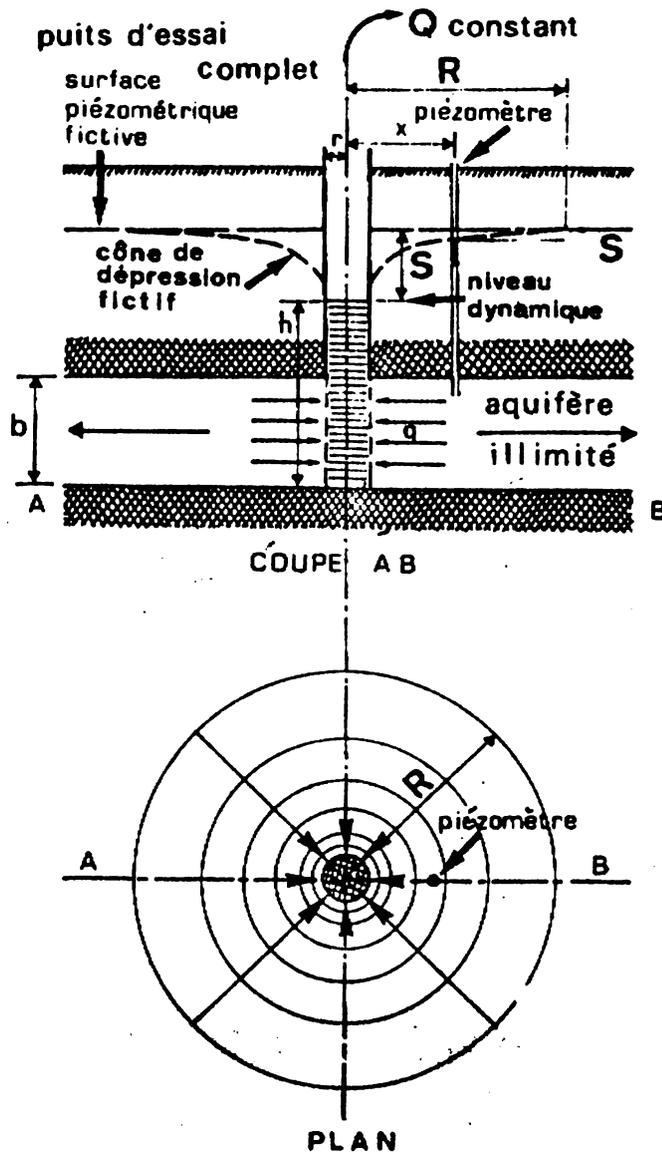


Fig. IV-3 - Effets du pompage dans un aquifère à nappe captive.

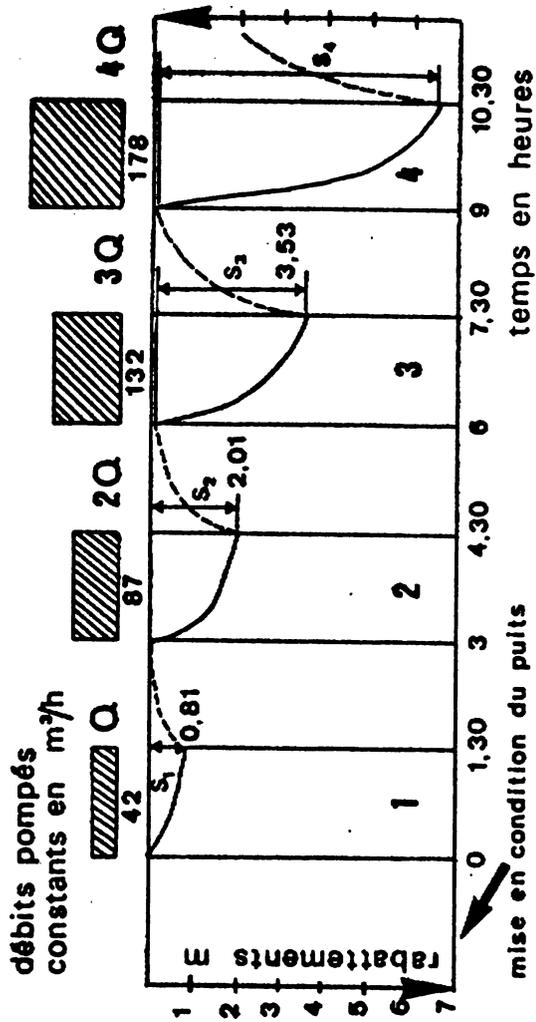
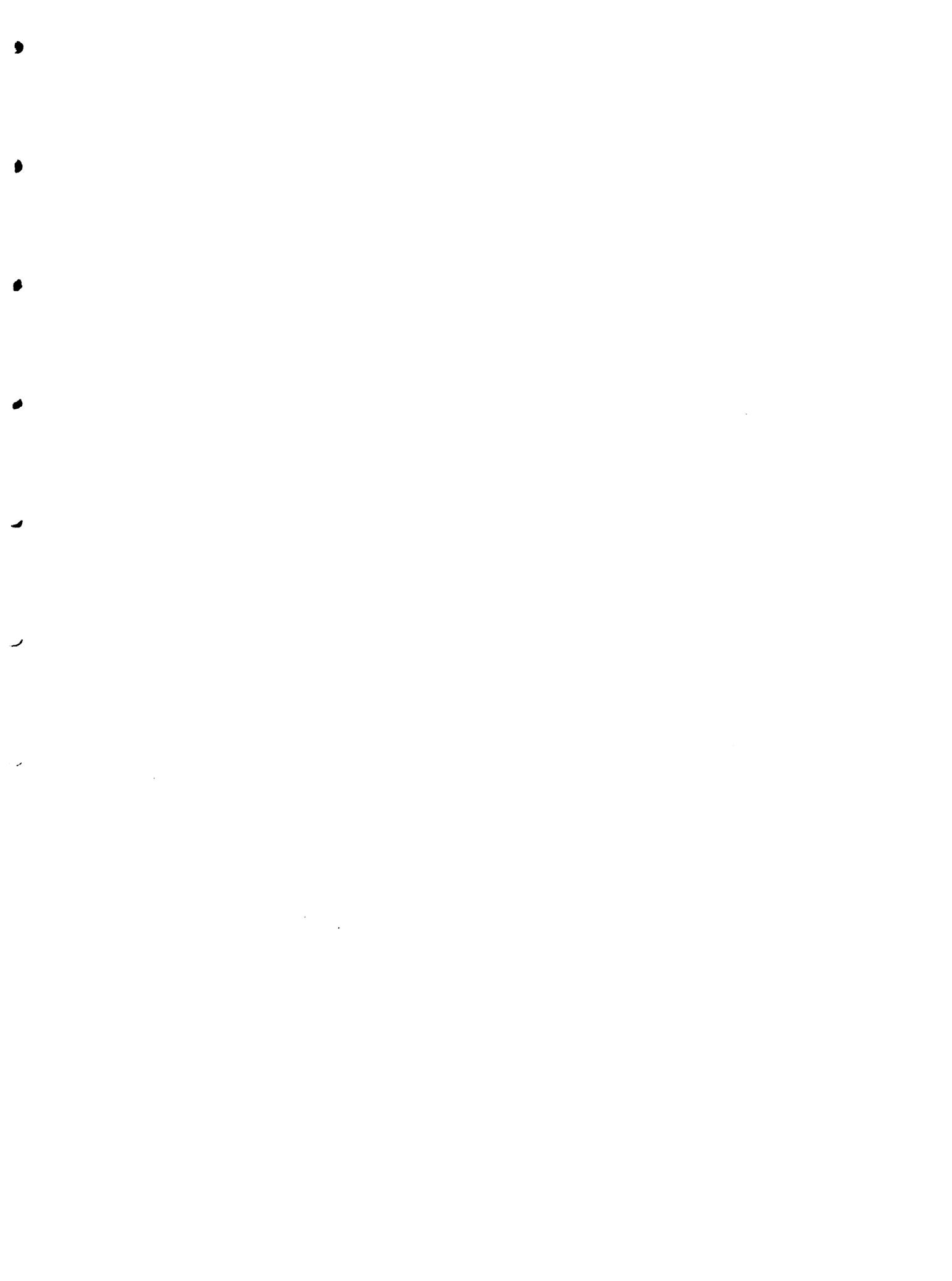


Fig. IV-4 - Essai de puits par pompage à paliers de débit de courtes durées dans un sondage captant l'aquifère à nappe libre de la craie. D'après J. Forkasiewicz (1978). Graphiques débits/temps (en haut) et débits/rabattements résiduels (en bas). Voir tableau 20.



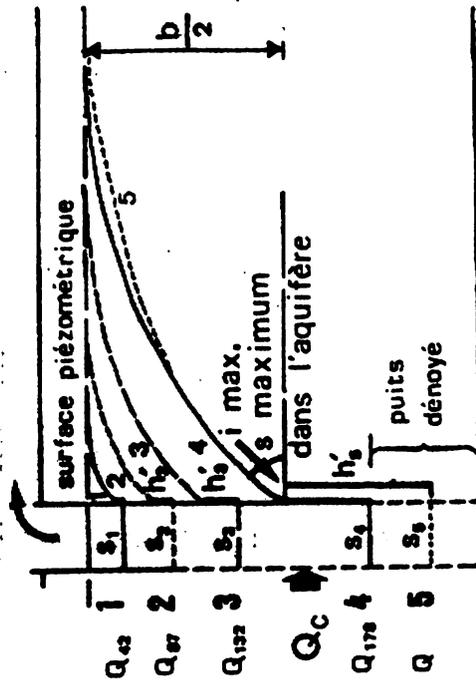
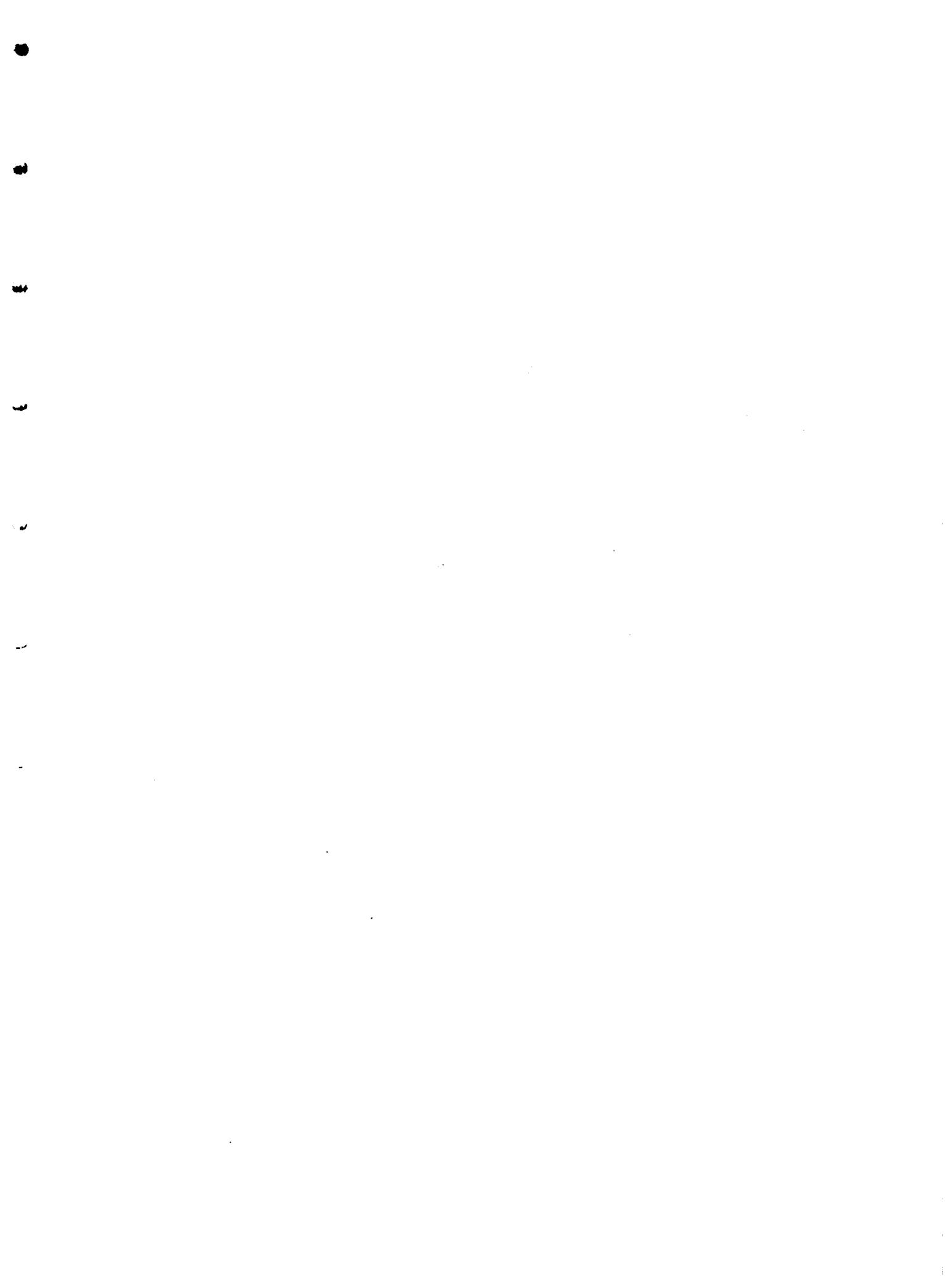


Fig. IV-5 - Schéma de l'évolution du cône de dépression en fonction du rabattement dans le puits au cours de l'essai de puits, fig. 73 et tableau 20. Vitesse critique et débit critique, rabattement maximum dans l'aquifère. Dénoyage du puits.



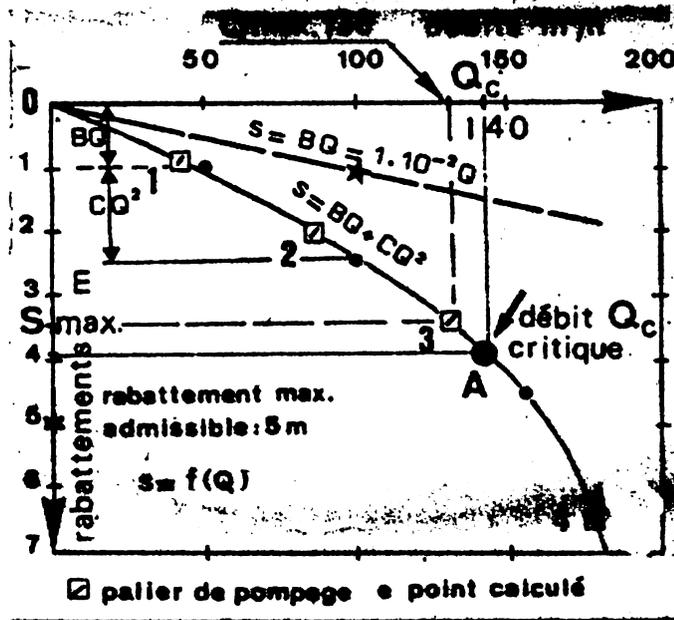


Figure IV-6 Courbe débits-rabatteurs ou courbe caractéristique du puits. Le débit critique, $Q_c = 140 \text{ m}^3/\text{h}$, est calculé par l'abscisse du point A déterminé par l'augmentation de la pente de la courbe. Essai de puits. Calcul du débit maximum d'exploitation, $Q_{max.} = 130 \text{ m}^3/\text{h}$, correspond à un rabattement maximum, $S_{max.}$, en fonction du débit critique et du rabattement maximum admissible, 5 m.

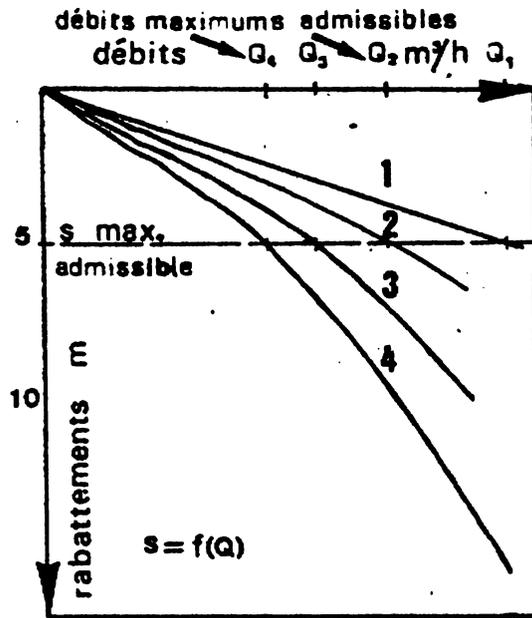


Fig. IV-7 La courbe caractéristique du puits est la fiche d'identité de l'ouvrage. D'après J. Forkasiewicz (1978)
 1, puits idéal; 2, puits réel après acidification ayant amélioré sa caractéristique 3, puits réel à l'état initial; 4, puits réel après vieillissement (colmatage).

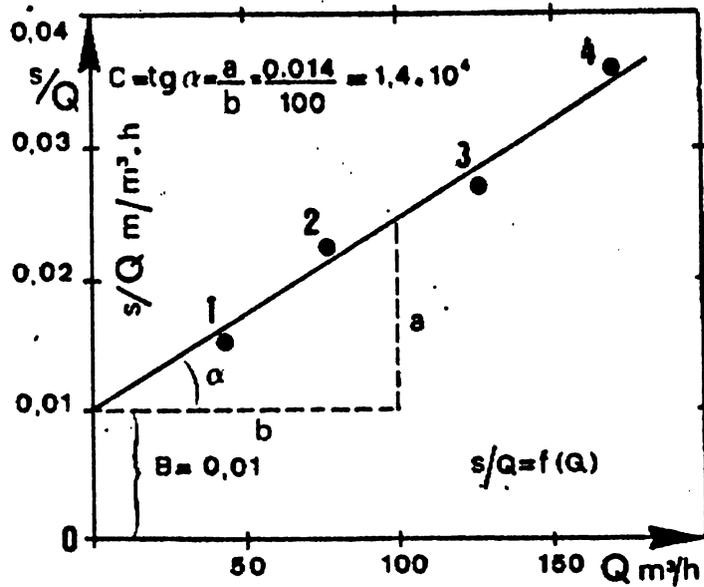


Fig. IV-8 Droite débits/rabattements spécifiques. Calcul des pertes de charge. D'après J. Forkasiewicz (1978).

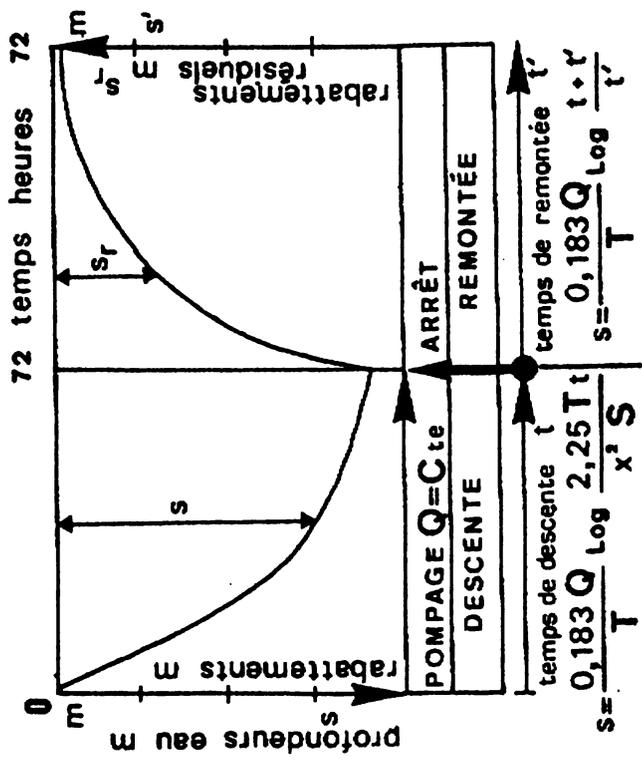


Figure 9 - Exécution du pompage d'essai et interprétation des données par la méthode d'approximation logarithmique de C.E. Jacob (1950). S_r , rabattement résiduel.

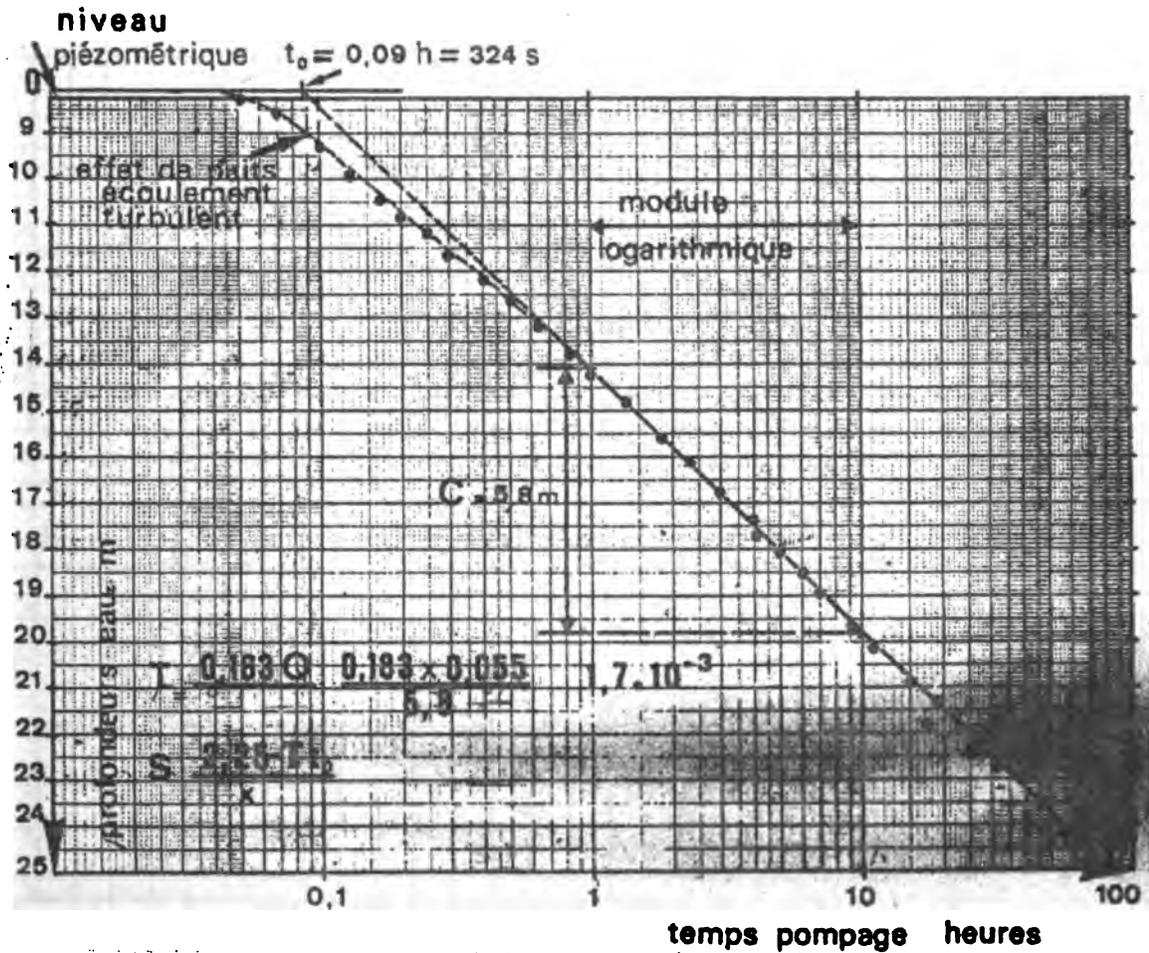
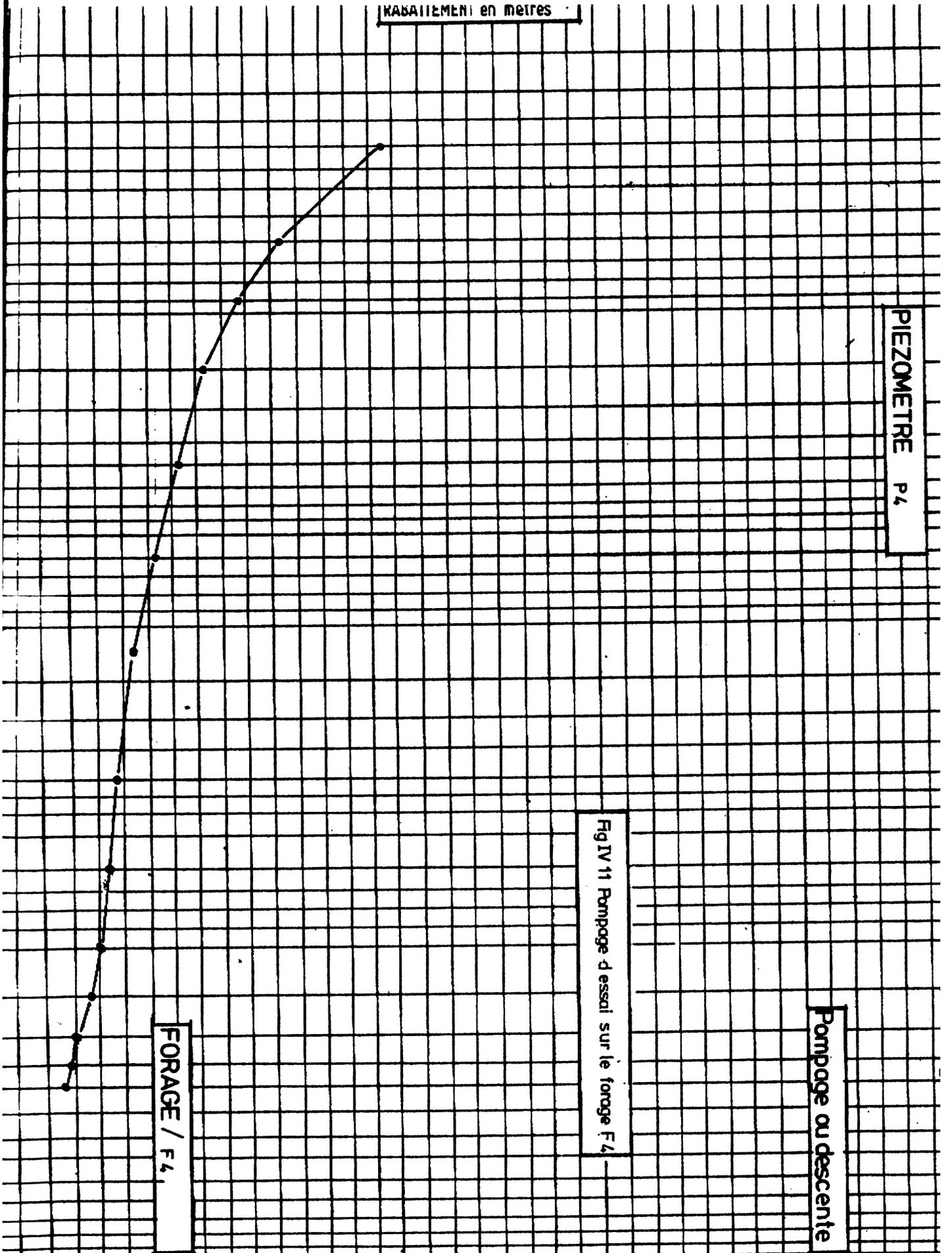


Fig. IV-10 Pompage d'essai dans l'aquifère à nappe captive illimité des sables albiens du bassin de Paris, à Ivry-sur-Seine. D'après J. Forkasiewicz (1972). Droite représentative profondeurs/ temps de pompage en descente.



RABAIEMENT en metres

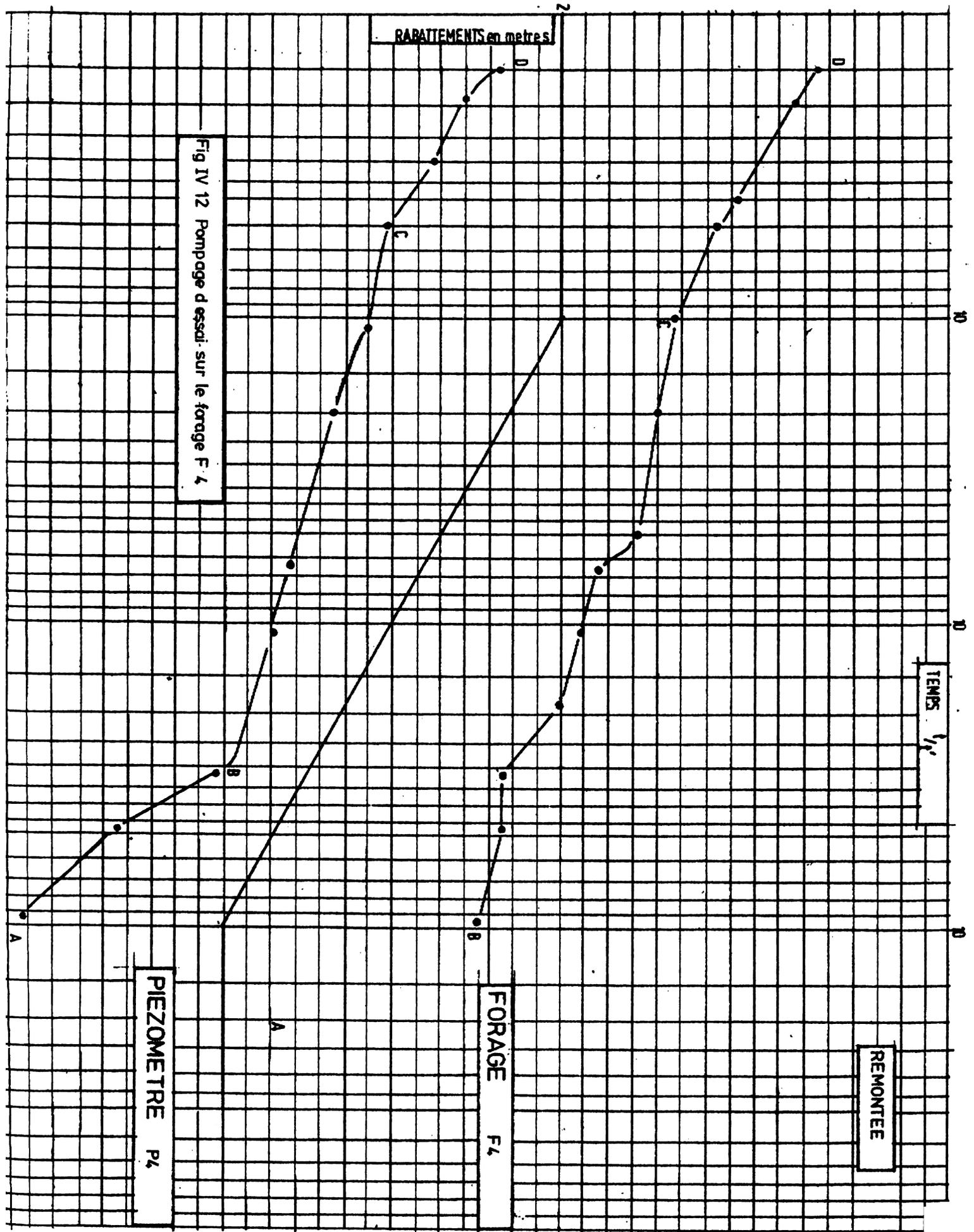
PIEZOMETRE P4

FORAGE / F.L.

Pompage ou descente

Fig IV 11 Pompage d'essai sur le forage F4







CINQUIEME PARTIE

LES CARTES PIEZOMETRIQUES

Les cartes de la surface piézométrique, dites piézométriques, établies avec les données sur les niveaux piézométriques, représentent, à une date donnée, la distribution spatiale des charges et des potentiels hydrauliques. Elles figurent également les conditions aux limites hydrodynamiques. Des cartes des fluctuations de la surface piézométrique des nappes libres, dans l'espace et dans le temps, sont également établies.

Les cartes piézométriques sont les documents de base de l'analyse et de la schématisation des fonctions capacitives et conductrice du réservoir et du comportement hydrodynamique de l'aquifère. C'est la synthèse la plus importante d'une étude hydrogéologique.

5.1 Niveau Piézométrique

Nous devons considérer les nappes libres et captives.

5.1.1 Nappes Libres

Supposons un puits creusé dans un horizon aquifère libre en écoulement. La surface de l'eau en période de repos, se stabilise à un niveau déterminé en équilibre avec la surface piézométrique des eaux souterraines, c'est le niveau piézométrique (Fig. V-1)

Dans le puits, nous pouvons mesurer la hauteur d'eau h , distance qui sépare le fond de l'ouvrage du niveau piézométrique et la hauteur d comprise entre la surface de l'eau et le terrain naturel. La charge piézométrique H , exprimée en hauteur d'eau est:

$$H = z - d$$

z , étant la cote de l'ouvrage par rapport au plan de comparaison AB, toutes les données sont exprimées en mètres.

On appelle piézomètres des puits artificiels, en général de faible diamètre, forés dans la couche aquifère, pour mesurer le niveau piézométrique. Un ouvrage quelconque, non exploité, peut être équipé en piézomètre

Le plan de comparaison choisi est le niveau de la mer; z représente donc la cote absolue de la surface de l'eau. La charge piézométrique est donc exprimée par la hauteur d'eau en mètres correspondant à l'altitude du niveau piézométrique.

Pour une source, le niveau piézométrique est la cote de l'émergence naturelle.

5.1.2 Nappes Captives

Dans le cas d'une nappe captive, la charge piézométrique est (fig. V - 2):

$$H = z + h$$

h étant la hauteur d'eau, au-dessus du terrain naturel, dans un tube piézométrique.

5.2 Surface Piézométrique

Définition - Dans une nappe libre en écoulement, le lieu d'application des charges piézométriques est la surface piézométrique. Celle-ci s'identifie sommairement avec la surface libre des eaux souterraines, limite supérieure de la zone de saturation. Les charges piézométriques étant, par suite des

pertes de charge, décroissantes dans le sens de l'écoulement, cette surface est dite également surface de dépression.

Nous savons que dans l'écoulement en régime laminaire, les filets liquides sont parallèles entre eux et à l'axe d'écoulement. Les filets liquides supérieurs constituent la surface piézométrique.

La surface piézométrique, dans son ensemble, présente une morphologie qui lui est propre, comparable à celle d'une surface topographique: dépression, ondulation, ruptures de pentes, etc... On peut y tracer des courbes de niveau joignant les points d'égale altitude. Ces courbes représentent le lieu des points d'égale charge ou d'égal niveau piézométrique. Ce sont: les courbes isopièzes ou courbes de niveaux de la surface piézométrique d'une nappe. Les lignes de courant sont perpendiculaires aux courbes isopièzes, l'ensemble formant un réseau orthogonal

Un plan vertical passant par un des filets liquides de la surface piézométrique détermine le profil de dépression. Dans cette section longitudinale les filets liquides sont parallèles à la surface libre et au substratum.

5.3 Etablissement des cartes en courbes isopièzes

L'inventaire des points d'eau de la nappe considérée: naturels (sources, marais) ou artificiels (puits et forages) permet de calculer leur niveau piézométrique. Les mesures doivent être effectuées, pour les puits et forages dans les conditions d'équilibre, en absence de pompage et pour l'ensemble des points d'eau d'une même nappe, dans le laps de temps le plus court possible (1 à 2 jours). Tous les points d'eau sont portés avec leur cote piézométrique sur une carte en courbes de niveau dont l'échelle est adaptée au problème à résoudre: 1/50 000, 1/25 000, 1/10 000. On trace alors les courbes isopièzes en joignant les points d'égale cote piézométrique comme on opérerait pour l'établissement d'une carte topographique en courbe de

niveau. L'équidistance des courbes est choisie en fonction du gradient hydraulique, de l'échelle et de la densité des points d'observation (fig V-3)

La carte obtenue traduit la forme de la surface piézométrique de la nappe, étudiée à une époque déterminée. Les mêmes documents dressés à des périodes différentes, permettent de suivre l'évolution des horizons aquifères souterrains et de calculer les fluctuations de leurs réserves.

Interprétation générale et étude des cartes en courbes isopièzes

Les cartes en courbes isopièzes permettent en premier lieu:

- De calculer la profondeur de la surface piézométrique
- De tracer les lignes de courant et de déterminer la direction de l'écoulement
- De calculer le gradient hydraulique
- De déterminer le type de nappe

5.4 Calcul de la profondeur de la surface piézométrique

Les courbes isopièzes étant portées sur des cartes topographiques en courbes de niveaux, il est facile de calculer en un point quelconque la différence de côte entre la surface du sol et la surface piézométrique. Par exemple, au point C (fig V - 3), l'altitude étant de 73 m et le niveau piézométrique de 71 m environ, la profondeur de la surface piézométrique sera de 2 m.

5.5 Tracé des lignes de courant et détermination de la direction de l'écoulement

La direction de l'écoulement, matérialisée par les lignes de courant, est la droite de plus grande pente tracée sur les courbes isopièzes,

donc la perpendiculaire à ces dernières.

5.5.1 Méthode élémentaire de détermination.

Soient trois (3) points: A, B, C dont on a déterminé les niveaux piézométriques H_1 , H_2 , H_3 . Nous joignons les trois points par des segments de droites, traçant ainsi un triangle ABC (Fig V - 4). chaque côté est divisé en segments proportionnels. Mais rejoignons par des droites les points d'égales altitudes, Ce sont les courbes isopièzes. La droite AD perpendiculaire représente une ligne de courant et permet de déterminer l'axe et la direction de l'écoulement.

La première opération pour l'interprétation des cartes en courbes isopièzes consiste à tracer les lignes de courant. Dans les cas simples, nous élevons les perpendiculaires aux courbes isopièzes (fig V - 4a et b) Une flèche indique le sens de l'écoulement, déduit des niveaux piézométriques, Mais en général, les tracés sont plus complexes. Nous tracerons d'abord les axes principaux de circulation des eaux souterraines qui correspondent aux trajets les plus courts et les plus simples, en général aux centres des arcs élémentaires de courbes (fig. V - 5, c). sur un axe d'écoulement, nous élevons la perpendiculaire à chaque courbe isopièze et adoucissons les angles pour dessiner une courbe régulière. Les directions principales sont soulignées par des traits accentués (fig. V - 5 c, d, e, f).

5.6 Calcul du gradient hydraulique

Le gradient hydraulique est calculé sur un profil tracé dans un plan vertical passant par une ligne de courant (ligne de plus grande pente) Il est donné par la formule (fig. V - 4, b):

$$i = \frac{H_1 - H_2}{L}$$

Les niveaux piézométriques H_1 et H_2 sont déterminés par les courbes isopièzes et la distance L , entre ces deux points, par l'échelle de la carte.

$$i = \frac{40 - 36}{80} = \frac{4}{80} = 0,05$$

5.7 Détermination du type de nappe

La forme de la surface piézométrique permet de distinguer deux grands types de nappes:

- Les nappes libres avec:
 - Les nappes cylindriques;
 - Les nappes radiales

5.7.1 Les nappes libres - Les nappes captives

Les nappes cylindriques sont caractérisées par une surface piézométrique cylindre dont les génératrices sont horizontales et perpendiculaires aux filets liquides, donc à l'axe du courant.

L'écoulement à deux dimensions peut être analysé dans un plan, passant par une ligne de courant. L'intersection de la surface piézométrique par le plan ainsi défini donne une courbe, le profil de dépression de la nappe. Dans la nappe cylindrique tous les profils de dépression sont identiques.

Nappes radiales - Les nappes cylindriques parfaites sont rares dans les conditions naturelles de gisement des eaux souterraines. En général, la

surface piézométrique revêt une forme conique, parabolique ou hyperbolique. Les filets liquides convergents ou divergent, s'écoulent par tranches longitudinales verticales lesquelles, contrairement à la nappe cylindrique, ne sont pas parallèles mais divergentes ou convergentes (fig V - 6). Cet écoulement, dit radial, peut être analysé dans trois (03) dimensions avec trois axes de coordonnées. Les profils de dépression ne sont plus identiques sauf dans des cas exceptionnels.

5.7.2 Nappes captives - Les nappes captives sont caractérisées par un profil linéaire, donc par des courbes isopièzes équidistantes.

5. 8 Structures élémentaires de la surface piézométrique

Les principales structures élémentaires de la surface piézométrique sont de quatre types:

- Les nappes régulières
- Les nappes alluviales
- Les courbes fermées
- Les seuils hydrauliques

5.8.1 Nappes régulières - Sur les cartes en courbes apparaissent des zones où les structures hydrologiques sont homogènes: Ce sont les nappes régulières. Les nappes régulières peuvent être étudiées par l'examen de trois caractéristiques des courbes:

- La forme et le groupement
- La courbure
- L'espacement

5.8.1.1 Forme et groupement des courbes isopièzes

La forme et le groupement des courbes isopièzes permettent d'identifier les différents types de nappes décrits précédemment:

- Nappes cylindriques
- Nappes radiales

Nappes Cylindriques

Une nappe cylindrique est caractérisée par des courbes isopièzes rectilignes et parallèles. Les lignes de courant sont parallèles. L'ensemble dessine un quadrillage régulier.

Nappes radiales (à filets convergents ou divergents)

Elles sont caractérisées par des courbes isopièzes incurvées en arc de cercle de rayon et d'espacement variables. Les lignes de courant sont convergentes dans les nappes à filets convergents et divergentes dans les nappes à filets divergents.

Dans les premières, la concavité des courbes isopièzes est orientée vers l'aval et vers l'amont dans les secondes.

5.8.1.2 Courbures des courbes isopièzes

Dans le cas général, les courbes isopièzes dessinent des arcs de cercle plus ou moins ouverts, structures représentant tous les intermédiaires entre les nappes cylindriques et les nappes à filets divergents ou convergents. Les courbes isopièzes sont alors caractérisées par l'orientation de leur concavité par rapport à la direction de l'écoulement.

Le type, à concavité orientée vers l'amont est l'expression soit d'un débit important, soit d'une faible perméabilité ou de la superposition des deux.

Le type, à concavité orientée vers l'aval, marque une zone déprimée, donc de débit faible, ou des deux (fig. V - 7).

5.8.1.3 Espacement des courbes isopièzes

L'espacement des courbes isopièzes exprime directement le gradient hydraulique et traduit la forme du profil de dépression.

5.8.2 Nappes alluviales

Les nappes aquifères des alluvions des vallées et des plaines, occupées par des cours d'eau, présentent des caractéristiques particulières qui peuvent être étudiées par l'analyse des courbes isopièzes. Les relations hydrauliques entre les eaux libres et souterraines présentent trois (03) modes d'écoulement par rapport à la nappe aquifère.

Drainage

- Chainage par le cours d'eau;
- Alimentation par le cours d'eau;
- Mixte

5.8.2.1 Drainage de la nappe alluviale par le cours d'eau

Les eaux souterraines s'écoulent vers le cours d'eau qui draine la nappe alluviale. Les lignes de courant convergent vers la rivière. Les courbes isopièzes dessinent des arcs de cercle à concavité orientée vers l'aval (fig V - 8 et Fig. 9c).

5.8.2.2 Alimentation de la nappe alluviale par le cours d'eau

Ici les eaux souterraines sont alimentées par les eaux de surface. Les lignes de courant divergent vers la rivière et la concavité des courbes isopièzes est orientée vers l'amont (fig V - 8,b et fig V - 9,b).

5.8.2.3 Relations Mixtes

Il arrive parfois que le cours d'eau draine la nappe phréatique d'une rive et alimente celle de l'autre. C'est le cas des rivières au canaux creusés sur les versants (fig V - 8, c et fig V - 9 c).

Le secteur de la nappe aquifère situé sous le lit est appelé nappe sous-fluviale ou underflow.

5.8.3 Courbes fermées - Soient des courbes fermées apparaissent sur les cartes en courbes isopièzes. Elles traduisent soit des protubérances, soit des dépression (fig 130 et 131 G)

5.8.4 Seuils hydrauliques

Les seuils hydrauliques apparaissent sur les cartes hydrologiques par des courbes isopièzes brusquement rapprochées, très serrées, marquant donc une chute rapide de la pente de la surface libre de la nappe et par des alignements de sources artérielles.

Ces structures aquifères sont dues à des conditions géologiques particulières, liées à d'importantes fractures profondes intéressant le substratum et le complexe aquifère. Ici la faille joue le rôle de barrage souterrain naturel, par la mise en contact de couches de perméabilité différentes.

5.9 Analyse des fluctuations de la surface piézométrique

L'analyse de la surface piézométrique des aquifères à nappe libre aboutit à l'étude de leur comportement hydrodynamique dans l'espace à la date des mesures des niveaux piézométriques. Celle des fluctuations introduit leur variabilité dans le temps. Elle conduit à trois (03) ensembles de données.

- Evolution du comportement hydrodynamique dans le passé (historique), base des prévisions au cours d'étapes futures. Etude des variations dans le temps des conditions aux limites hydrodynamiques et plus particulièrement sur l'alimentation par infiltration des précipitations efficaces;
- Evaluation de la variation de la réserve en eau souterraine ou réserve régulatrice et son évolution dans le temps;
- Prévision des niveaux piézométriques d'étiage et des débits d'étiage des cours d'eau drainants.

La carte piézométrique est ainsi le document essentiel de synthèse d'une étude hydrogéologique. Elle est indispensable au calage des modèles mathématiques de simulation hydrodynamique en régime permanent.

EVALUATION DES RESSOURCES EN EAU SOUTERRAINE REGIONALES

J. MARGAT

Bureau de recherches géologiques et minières
Service géologique national (France)

1. Définition des ressources en eau souterraine

Le concept de ressource naît originellement à l'échelle locale, lorsque l'exploitant d'un ouvrage de captage d'eau souterraine (puits ou forage), ou d'un groupe d'ouvrages, se pose la question de savoir si le débit capté, permis initialement et momentanément par la productivité de l'aquifère et par les caractéristiques de l'ouvrage, est durable: sera-t-il entretenu par l'alimentation de la nappe environnante? La ressource est conçue d'abord comme une assurance de durée de la production d'eau locale. Puis elle est associée à la détermination du débit maximal que l'on peut tirer d'un puits en sécurité (= "safe yield" des auteurs de langue anglaise) c'est-à-dire que l'on ne pourrait dépasser sans rupture d'équilibre, et sans inconvénient pour l'exploitant.

De telles ressources conçues localement ne pourraient cependant pas être évaluées pour chaque point de captage dans une nappe sans doubles-comptes: elles ne seraient pas additionnables à l'échelle de l'ensemble d'une nappe souterraine.

Pour le responsable de la planification et de la gestion collective des eaux souterraines, les ressources doivent être définies en se rapportant à une nappe entière, à un aquifère de superficie déterminée, donc à l'échelle régionale.

A cette échelle aussi, la conception des ressources en eau souterraine en tant que ressource naturelle renouvelable est associée à la notion d'équilibre et relative au temps: à terme plus ou moins lointain, un nouvel équilibre intégrant les actions humaines remplace l'équilibre naturel primitif. Les ressources en eau souterraine renouvelables se définissent en quantité comme le débit maximal qui peut être prélevé dans une nappe en régime d'équilibre dynamique moyen et sans conséquence inacceptable pour la collectivité.

- . Les eaux souterraines offrant en outre, dans certaines conditions, des ressources non renouvelables, ce qui les différencie des eaux de surface.

Les ressources non renouvelables en eau souterraine sont liées à la possibilité d'exploiter une partie des réserves des aquifères, pendant une durée limitée, mais qui peut être longue lorsque les réservoirs aquifères ont une grande capacité:

- soit au cours de l'évolution vers un nouvel équilibre: avant de capter seulement une partie du débit naturel renouvelé d'une nappe il faut nécessairement faire baisser ses niveaux, donc extraire une partie de sa réserve,
- soit sans rééquilibre final jusqu'à l'état de la nappe où l'exploitation n'est plus jugée possible par suite de la profondeur des niveaux ou d'autres inconvénients (cas de l'"exploitation minière" de grands aquifères captifs).

Ces ressources non renouvelables s'expriment en volume, ou en flux pendant une durée finie additionnable temporairement au flux de ressources renouvelables.

. La définition des ressources en eau souterraine régionales comporte deux aspects :

(1) - Un aspect absolu : bases ou facteurs physiques :

- . flux d'apport naturel, variabilité et sensibilité éventuelles aux effets d'exploitation,
- . apports supplémentaires qui peuvent être déterminés (induits) par l'exploitation,
- . volume d'eau en réserve,
- . caractéristiques de qualité de l'eau,
- . conditions techniques d'exploitation et productivités des ouvrages de captage, qui déterminent les travaux à faire pour mobiliser l'eau et les coûts d'exploitation,
- . répartition de ces différents facteurs dans l'espace

Les ressources ne se définissent donc pas simplement par un flux d'eau exprimable par une grandeur unique (= débit global moyen d'une nappe souterraine), selon le mode traditionnel, mais par un ensemble de potentialités naturelles offertes: les ressources en eau sont définies par de multiples dimensions, homologues des dimensions par lesquelles s'expriment symétriquement les demandes en eau.

L'ensemble de ces éléments définit les ressources naturelles ou théoriques.

(2) - Un aspect relatif: facteurs économiques et écologiques, constituant des facteurs limitants c'est-à-dire des contraintes:

- soit du point de vue de ceux qui seraient sensibles aux répercussions de l'exploitation à l'extérieur, notamment, sur le régime des eaux de surface, sur la végétation, sur la stabilité du sol, sur la liberté d'occupation du sol. Les incidences maximales tolérées aux limites de l'aquifère fixent des contraintes externes.

- soit du point de vue des exploitants de l'eau souterraine (considérés collectivement), donc relativement aux utilisations de l'eau: la durée des productions d'eau garantissant la sécurité des approvisionnements doit être assurée "à plus ou moins long terme", les coûts d'exploitation ne doivent pas dépasser un maximum acceptable, la qualité de l'eau ne doit pas être diminuée au-dessous d'un minimum admissible.

L'exploitabilité des eaux souterraines est relative aussi aux avantages pratiques et économiques que les utilisateurs trouvent à exploiter l'eau souterraine plutôt que l'eau de surface.

Les limites d'exploitabilité s'exprime par des contraintes internes traduites généralement en termes hydrauliques par des baisses de niveau de la nappe maximales tolérables.

La prise en considération de ces éléments permet de définir:

- les ressources potentielles, relative à des contraintes externes déterminées, qui traduisent elles-mêmes des choix d'économie et de politique de l'eau régionale, et plus largement d'économie générale;
- puis les ressources exploitables en pratique, relatives en outre à des contraintes internes plus spécifiques aux objectifs économiques de l'utilisation de l'eau. Ces objectifs pouvant changer, les ressources exploitables peuvent aussi être redéfinies et réévaluées.

Ainsi les ressources en eau souterraine exploitables ne sont pas définissables a priori indépendamment de la confrontation entre les potentiels offerts et les critères des utilisateurs, donc elle exprime le résultat.

- . Les ressources en eau souterraine régionales ne doivent donc pas être définies sur une base exclusivement physique (hydrogéologique). Celle-ci offre seulement une gamme de possibilités, nécessaire mais non suffisante pour planifier la gestion des eaux souterraines.

La définition des ressources doit aussi être basée sur des critères d'économie de l'eau régionale et sur des critères socio-économiques, donnant lieu à des choix.

- . En résumé, les ressources en eau souterraine ont le sens de possibilités offertes à l'homme de détourner à son profit une partie des eaux présentes et circulant naturellement dans le sous-sol: c'est une notion d'économie de l'eau. Leur définition "de même que celle des ressources en eau de surface" doit obéir à deux principes essentiels:
 - principe de rééquilibre à terme, s'il s'agit de ressources renouvelables,
 - principe d'acceptabilité des conséquences de l'exploitation.

2. Evaluation des ressources

L'évaluation des ressources en eau souterraine régionales comprend donc une suite d'opérations:

- Décrire et déterminer quantitativement les éléments physiques, c'est-à-dire les conditions hydrogéologiques et le régime hydrodynamique des eaux souterraines: Leur ensemble constitue l'analyse du ou des systèmes aquifères considérés.

- Elaborer de plans de développement d'exploitation optionnels, selon différents degrés d'intensité et différentes modalités (répartition par zone et régime des prélèvements).
- Estimer les coûts correspondants (quantité de travail, coût financier).
- Estimer et prévoir les effets des exploitations, suivant chaque plan:
 - . effet intérieurs : sur le fonctionnement hydraulique de chaque système aquifère exploité, en particulier sur les conditions de son alimentation (le renouvellement de la ressource est-il maintenu ou compromis?);
 - . effets extérieurs : sur le régime des eaux de surface, sur la stabilité du sol, etc...
- Exprimer les contraintes pouvant limiter les possibilités pratiques d'exploitations, selon différents points de vue (contrainte externes et internes).
- Confronter les répercussions des divers degrés et modalités d'exploitation projetables avec les contraintes précédentes.

3. Méthodologie

lère phase : analyse des systèmes aquifères

Du point de vue l'évaluation des ressources en eau souterraine, un système aquifère est le domaine délimité dans l'ensemble duquel les influences de diverses actions possibles (captages ou autres) peuvent

se propager et se cumuler, en modifiant le fonctionnement hydraulique naturel.

Son analyse a pour but d'exprimer les informations qui permettront d'élaborer un schéma synthétique "concrétisable éventuellement par un modèle de simulation analogique ou numérique" sur lequel il sera possible de superposer les influences de captages projetés calculées ou simulées, dont on cherche à apprécier les effets.

Analysé un système aquifère consiste essentiellement à décrire sa structure hydrogéologique et son fonctionnement hydraulique naturel "sa dynamique" qui déterminent son comportement : sa manière de réagir à des actions "telles que des captages" qui s'ajoutent aux facteurs naturels du régime des eaux souterraines et qui transforment ce régime.

La structure d'un système aquifère est sa composition en formations géologiques relativement homogènes, définissables par leur géométrie et leur nature lithologique : c'est la traduction hydrogéologique plus ou moins simplifiée d'une structure géologique plus ou moins complexe.

Cinq types de "composants hydrogéologiques" essentiels peuvent participer à la constitution ou à la délimitation d'un système aquifère :

- formations non saturées (sols, roches),
- aquifères, libres ou captifs (roche perméables),
- semi-perméables non capacitifs,

- semi-perméables capacitifs ("aquitards"),
- imperméables (aquicludes).

Chacun d'eux se caractérise par une gamme particulière de paramètres hydrauliques et par un comportement spécifique vis-à-vis de la circulation et de l'emmagasinement de l'eau dans le sous-sol (cf. tableau V -1).

- La dynamique du système est déterminée avant tout par les conditions qui règnent à ses limites. La définition correcte de ces limites a donc une importance majeure. Ces limites sont aussi bien les frontières périphériques du système que sa surface.

Les conditions aux limites sont:

- soit des conditions de potentiel (niveau), imposées par exemple par des cours d'eau ou des rivages de plan d'eau de surface,
- soit des conditions de flux (débit) entrant ou sortant, notamment l'alimentation par infiltration à travers une surface libre, ou à l'inverse l'évaporation agissant sur une nappe libre (zone aride), ou un flux nul (limites étanches).

Ces conditions peuvent être stables ou variables dans le temps (avec ou sans continuité) : elles font alors l'objet d'historiques ou de prévisions, et constituent dans tous les cas des conditions initiales. Enfin, ces conditions sont plus ou moins modifiables artificiellement: une condition de potentiel peut permettre une modification du débit et parfois une inversion du sens du flux à une limite. A cet égard, une compréhension claire des relations entre aquifères et cours d'eau de surface est fondamentale (cf. tableau V -2)

- La comparaison des flux d'alimentation et des flux sortants prend la forme comptable classique du bilan d'eau, qui vérifie en principe l'égalité des flux entrants et sortants globaux et moyens en régime naturel: pour une période de référence assez longue la résultante des variations de réserve est négligeable. En régime déjà exploité, les prélèvements et les différences de réserve ("déstockages") éventuelles sont à prendre en compte.

L'évaluation, vérifiée par le bilan, du flux moyen total reçu et débité par un aquifère ne détermine cependant que les ressources "naturelles" théoriques en eau souterraine considérées du seul point de vue de la quantité et globalement. L'établissement du bilan d'une nappe est une opération utile, en phase d'étude initiale, mais insuffisante pour concourir à elle seule à évaluer les ressources.

- La combinaison des différentes structures hydrogéologiques et des conditions aux limites fournit une grande variété de types de système aquifère possibles. Ceux-ci peuvent toutefois se grouper en un petit nombre de classes, correspondant à autant de types de stratégie possible d'exploitation ou de gestion des eaux souterraines, selon quelques critères principaux : étendue du système, ordre de grandeur de son alimentation naturelle, conditions hydrodynamiques (nappe libre ou captive), productivités unitaires des ouvrages les plus fréquentes, degré de liaison avec les eaux de surface (cf. tableau V.-3)

Dans tous les cas, la connaissance d'un système aquifère et par conséquent l'effort à entreprendre pour l'analyser, sont relatifs à l'objectif d'étude, qui fixe le degré de précision nécessaire et suffisant:

- L'acquisition des données servant à décrire la structure et la dynamique d'un système procède par l'application des méthodes classiques d'investigation et d'identification: observations sur le terrain, reconnaissance en sub-surface et essais, selon un programme approprié à chaque cas.

L'importance relative de chacune de ces techniques pour fournir les informations voulues est résumée dans le tableau-V-4: utilité des données hydrogéologiques pour caractériser un système aquifère.

2ème phase : Modélisation des systèmes aquifères et simulation de plans et scénarios d'exploitation.

- Les informations qui résultent de l'analyse du ou des systèmes aquifères sont d'abord réunies et synthétisées en un schéma, ou "modèle conceptuel", exprimé par des documents graphiques ou cartographiques et par des tableaux de données numériques.
- Matérialiser ce schéma de synthèse par un modèle de simulation "numérique en général" n'est nécessaire en principe que si le système aquifère est trop complexe pour que l'on puisse opérer uniquement des calculs en appliquant des solutions analytiques : ce qui est le plus souvent le cas.
- Les techniques de résolution numérique et de programmation pour ordinateur, utilisées pour construire de tels modèles, ne sont pas abordées ici. Il appartient aux hydrogéologues de connaître le mode d'emploi de ces outils, mis à leur disposition par les informaticiens, plutôt que leur fabrication. Des logiciels ("software") appropriés ont été

élaborés et éprouvés en pratique par de nombreux organismes d'étude.

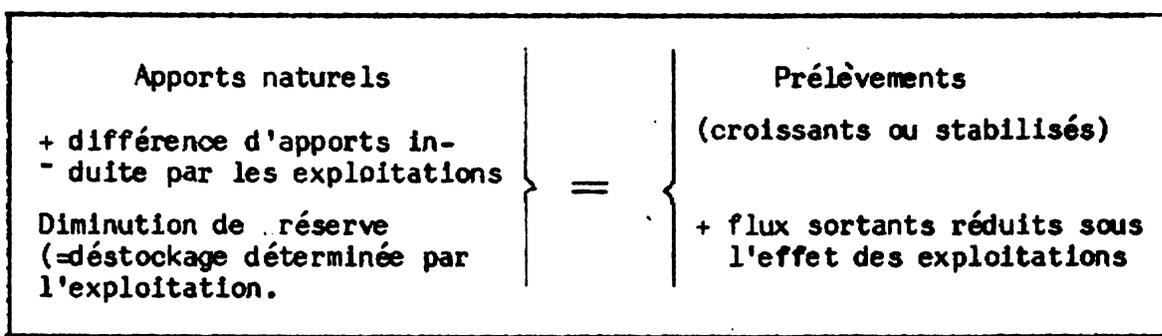
- . L'ajustement "ou calage, ou réglage" d'un modèle consiste à reproduire assez exactement l'ensemble des données observées, notamment la répartition des potentiels (niveaux) dans l'espace en régime permanent, et l'évolution dans le temps des niveaux ou de débits écoulés aux limites en régime variable.

Un modèle de simulation permet notamment d'établir un bilan d'eau du système aquifère beaucoup plus exact, car cohérent avec les valeurs connues des paramètres internes, et ne résultant plus seulement d'un compte global et moyen.

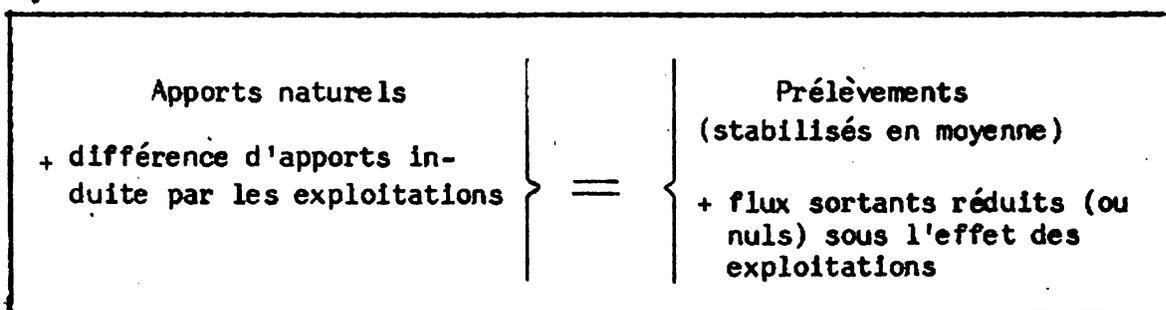
- . Différentes variantes de plans ou scénarios d'exploitation sont conçues en fonction d'objectifs de développement économique : situations des ouvrages de captage, prélèvements initiaux, croissance jusqu'à un terme donné.
- . Ces plans et scénarios d'exploitation sont simulés par le modèle qui indique, pour chaque cas, les effets physiques prévisibles:
 - transformation du fonctionnement hydraulique du système aquifère, d'abord au cours de son évolution transitoire, puis dans son état de rééquilibre dynamique final (s'il est réalisable),
 - effets aux limites du système aquifère : évaluation et situation des changements déterminés par rapport au régime naturel : modifications possibles de l'alimentation (augmentation ou diminution), réduction des débits sortants.

- La transformation de la dynamique de la nappe et les modifications des flux échangés aux limites se traduisent par un bilan d'eau différent du bilan naturel initial :

d'abord pendant la phase d'évolution (notamment de croissance des prélèvements)



puis en régime de rééquilibrage dynamique



Remarque : le flux de ressource qui équilibre les prélèvements dans ces bilans peut être supérieur au flux d'alimentation naturel, parfois de beaucoup. Tout particulièrement dans le cas de grand aquifère captif, où l'exploitation de la réserve (= ressource non renouvelable) peut prédominer très longtemps sur le captage du flux d'apport naturel. Et

aussi dans le cas d'aquifère relié à un grand cours d'eau, à partir duquel l'exploitation détermine une réalimentation.

- La connaissance de ces effets permet de prévoir et calculer leurs conséquences internes : sur les rendements d'exploitation, sur les coûts, parfois sur la qualité de l'eau produite (répartition dans l'espace, évolution dans le temps).

3eme phase : Evaluation des ressources potentielles et exploitables

- En premier lieu, il faut définir les contraintes externes, qui résultent éventuellement d'arbitrages, et les exprimer en termes de conditions à maintenir aux limites, pour chaque système aquifère.

Par exemple : débit minimal d'émergences ou de cours d'eau pouvant réalimenter la nappe à conserver, profondeur maximale des niveaux à ne pas dépasser dans des zones localisées définies.

- On cherche ensuite quelle est la quantité d'eau maximale qu'il est possible de capter dans chaque système aquifère en respectant ces contraintes externes: cette quantité maximale détermine le flux de ressources potentielles.

Si ces contraintes sont exprimées essentiellement en termes de flux (débit), une première approximation peut résulter d'un bilan:

Apports (Flux éventuellement modifié par l'explo- itation et/ou accru tem- porairement par diminu- tion de la réserve	—	flux sortant minimal à conserver	=	Flux de ressources potentielles
--	---	--	---	------------------------------------

Cette approche comptable et globale est cependant insuffisante car elle ne permet pas de situer les influences d'un plan d'exploitation défini sur les débits sortants naturels, ni de tenir compte de contraintes non exprimées en flux.

La comparaison de tous les effets de l'exploitation aux contraintes externes définies est généralement opérée au moyen du modèle de simulation approprié, dont la représentation aura été vérifiée.

- . Il reste à définir quelles sont les contraintes internes fixées par les exploitants, selon les différentes options d'utilisation "contraintes pratiques, notamment de localisation, et financières (coût)" Puis à confronter à nouveau les conséquences de chaque plan d'exploitation avec ces contraintes, pour déterminer quel est le débit total maximal prélevable en respectant ces contraintes internes "en plus des contraintes externes précédentes", c'est-à-dire les ressources exploitables relatives à chaque objectif d'utilisation.
- . En quantité ces ressources exploitables sont en général inférieures aux ressources potentielles, mais comme celle-ci elles peuvent être aussi bien supérieures qu'inférieures aux "ressources naturelles" assimilées à l'alimentation des nappes souterraines.

4. Conclusion

L'évaluation des ressources en eau souterraine ne peut être indépendante de la manière dont on conçoit leur exploitation pour deux raisons essentielles:

- parce que leur exploitation transforme la dynamique naturelle d'une nappe ; elle peut faire croître les apports et surtout elle mobilise nécessairement une partie de la réserve, en fournissant pendant une durée, variable mais parfois très longue, des quantités d'eau en surplus de celles détournées du flux de renouvellement naturel;
- parce que, selon ses modalités, les effets déterminés par l'exploitation se heurtent inégalement aux contraintes internes et externes qui limitent la possibilité pratique et économique de capter l'eau d'une nappe.

Tableau V -1 Composantes hydrogéologiques et Paramétriques de l'écoulement de l'eau souterraine

COMPOSANTS DES STRUCTURES HYDROGÉOLOGIQUES	PARAMETRES	ÉCOULEMENT DE L'EAU SOUTERRAINE	
		Forme	Régime
Aquifères non saturés ou semi-perméables	<p>K_v très variable (teneur en eau) = $S \cdot Q$ à $2 \cdot 10^{-1}$</p> <p>K_h Invariable \rightarrow 1 à 10^{-6} m/s</p> <p>S Invariable porosité efficace 1 à $30 \cdot 10^{-2}$</p> <p>T variable (charge=altitude de la surface libre)</p> <p>T/S faible</p>	<p>unidimensionnel $\uparrow \downarrow$</p> <p>vertical</p> <p>bidimensionnel \rightarrow</p> <p>horizontal (tridimensionnel près de singularités)</p>	<p>permanent ou transitoire</p> <p>permanent ou transitoire</p>
Aquifères continus captifs	<p>K_h Invariable</p> <p>T Invariable</p> <p>S variable (pression, puissance de la couche)</p> <p>10⁻⁴ à 10⁻³</p> <p>T/S grand</p>	<p>bidimensionnel</p> <p>horizontal \rightarrow</p> <p>horizontal</p>	<p>permanent ou transitoire</p> <p>transitoire</p>
Aquifères discontinus (karstiques) à réservoir libre capacitif et à conduits en général noyés (captifs)	<p>matrice (milieu poreux ou fissuré) :</p> <p>K_1 Invariable, faible par rapport à K_2</p> <p>S_1 Invariable \approx porosité efficace</p> <p>T variable f (charge)</p> <p>Conduits:</p> <p>K_2 conductivité constante ou variable ($K_2 \gg K_1$)</p> <p>S_2 capacité peu variable, négligeable par rapport à S_1</p>	<p>bidimensionnel</p> <p>horizontal \rightarrow</p> <p>horizontal (tridimensionnel près de conduits)</p>	<p>transitoire (en général)</p>
Semi-perméables (non capacitifs)	<p>K Invariable faible</p> <p>10^{-6} à 10^{-9} m/s</p> <p>K_y/b' (coefficient de drainance)</p> <p>S_y Indifférent (n'intervient pas)</p> <p>K_h négligeable</p>	<p>unidimensionnel</p> <p>vertical</p> <p>vertical (drainance)</p>	<p>permanent</p>

<p>Semi-perméables capactifs ("aquitards") libres ou captifs</p>	<p>K Invariable, faible $L=10^{-6}$ à 10^{-9} m/s</p> <p>K_v/b' (coefficient de drainage) S utile :</p> <ul style="list-style-type: none"> - nappe libre $S=$porosité efficace - nappe captive S variable (pression et puissance de la couche $\approx 10^{-3}$) 	<p>unidimensionnel vertical</p> 	<p>transitoire</p>
<p>Aquicludes ou "Imperméables"</p>	<p>K négligeable $< 10^{-9}$ m/s S Indifférents</p>	<p>écoulement nul (ou non significatif)</p>	

LIMITES QUÉBÉCOISES		LIMITES D'ALMÉNTATION		LIMITES DE POTENTIAL		LIMITES DE FLUX		LIMITES À CONDITION DE FLUX	
LIMITES ETANCHES									
LIMITES D'ALMÉNTATION									
LIMITES D'ÉMERGENCE									

- ligne de limite étanche (solid line)

 - ligne de limite d'alimentation (dashed line)

 - limite de potentiel (diagonal line)

 - limite de flux (dotted line)

 - limite à condition de flux (dashed line with arrows)

 - limite émergente (solid line with shaded area)

 - limite ouverte (dashed line with shaded area)

 - limite étanche (solid line)

 - limite d'alimentation (dashed line)

 - limite de potentiel (diagonal line)

 - limite de flux (dotted line)

 - limite à condition de flux (dashed line with arrows)

 - limite émergente (solid line with shaded area)

 - limite ouverte (dashed line with shaded area)

Tableau V-2 Limites de systèmes aquifères naturelles ou artificielles (schémas bidimensionnels)

BLEAU V.-3 TYPES DE SYSTEMES AQUIFERES DU POINT DE VUE DES CONDITIONS DE LEUR GESTION TECHNIQUE

Liaison entre aquifère et eaux de surface		Rapport Flux/stock (réserve) (= renouvellement)		Débit Global *	
		Capacité		Grande	
Elevé à moyen, variable, non influençable par l'exploitation.	Grande	Très forte (interdépendance)	Forte à moyenne	Faible	négligeable ou nulle (indépendance)
Faible à moyen peu ou non variable, influençable (parfois accru) par l'exploitation	Faible	Aquifères locaux (nota. alluviaux) liés à des cours d'eau non colmatés, et assez pé- nétrants → Gestion de flux (stock négligeable) à coordonner Réalim, Induite possible	Aquifères étendus (nota. alluviaux) liés à des cours d'eau temporaires infiltrants. → Gestion de flux	Aquifères étendus à nappe libre, drainés par les cours d'eau Gestion de flux et de stock renouvelé à coordonner avec celle des cours d'eau (alim. artif, possible).	Aquifères étendus à nappe libre non liés à des cours d'eau (afflux à la mer, à des aires d'évaporation)
			Aquifères locaux (nota. alluviaux) liés à des cours d'eau colmatés ou à pénétration très partielle. → Gestion de flux	Aquifères locaux (nota. alluviaux) liés à des cours d'eau (afflux à la mer, à des aires d'évaporation) → Gestion de flux	Aquifères locaux (nota. alluviaux) non liés à des cours d'eau (afflux à la mer, à des aires d'évaporation) → Gestion de flux



	<p>Faible, mais accrue à long terme par appel aux réserves de formations semi-perméables litrotophes.</p>			<p>Aquifères semi-captifs étendus, aquifères discontinus de formations cristallines</p> <p>→ Gestion de flux et indirectement de stock non renouvelé</p>	
<p>Faible à négligeable, invariable, non influençable par exploitation.</p>	<p>Moyenne (f/volume réservoir) très accrue en cas de dénoyage du réservoir rendant la nappe libre.</p>				<p>Aquifères captifs étendus</p> <p>→ Gestion de stock non renouvelé. exploitation limitée à terme : gestion de flux locale possible près de limite d'alimentation (← nappe libre)</p>

* Les qualificatifs élevé, moyen, faible, sont relatifs à une zone climatique donnée.

(notes qualitatives)

Système aquifère Données (et techniques d'acquisition)	Caractérisation et modélisation					
	Forme Structure (géométrie)	Paramètres* Structuraux K, T, n, K _y , S	Typologie du système (forme et régime d'écoulement, fonction capacitive, liaison avec systèmes connexes)	Conditions aux limites Impulsions	Comportement réponses	
<p>Géologie (Lithostratigraphie, Structurologie)</p> <p>Hydrographie, Géomorphologie</p> <p>Hydrodynamique</p> <p>Climatologie</p> <p>Hydrologie de surface</p>	<ul style="list-style-type: none"> . Cartographie hydrogéologique (affleurements) + photogéologie . Sondages (+ analyse log. Litho.) . Géophysique (+ diagraphies) . Pompages d'essai . Essais / échantillon . Piézométrie $h f(x, y)$. Variations piézométriques $h f(t)$. Précipitations . Températures . Limnimétrie $h f(x, y)$ et $f(t)$. Hydrométrie $Q f(x, y)$ et $f(t)$ 	3	1	1	2	0
		2	2	2	0	0
		2	1	1	0	0
		3	0	1	2	0
		0	3	0	0	0
		0	1	0	0	0
		0	1	3	0	3
		0	2	2	0	3
		0	0	0	2	0
		0	0	0	0	0
		0	1	0	3	2
		0	1	0	2	3

Inventaire des actions humaines (actuelles, historiques)	<ul style="list-style-type: none"> • Prélèvements • Injections • Infiltrations (Irrig.) • Changements de niveau 	0	0	0	3	0
<p style="text-align: center;"> h = niveau Q = débit </p> <p style="text-align: center;"> * K perméabilité T transmissivité n porosité </p> <p style="text-align: right;"> K_v perm. vertical. S emmagasinement. </p>						

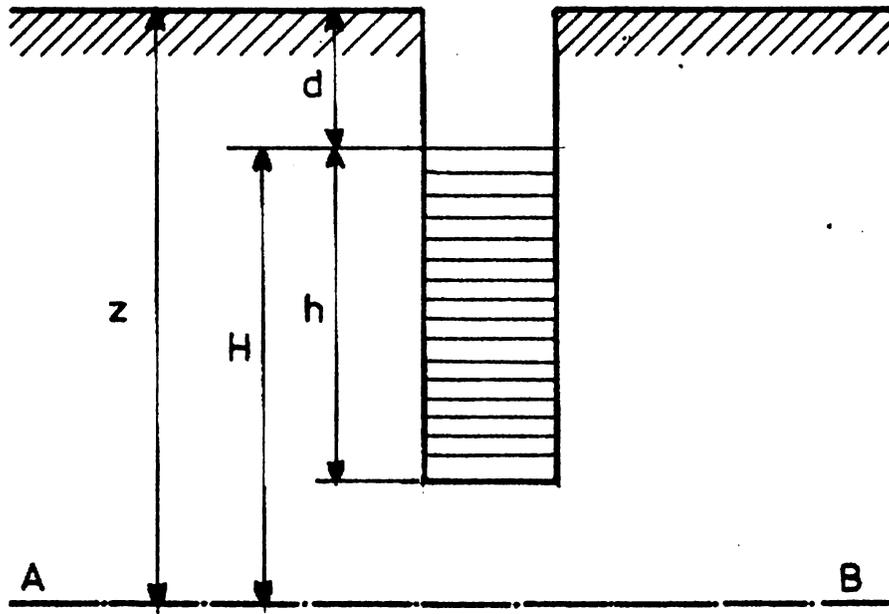


Fig. V-1 Niveau piézométrique d'une nappe libre.

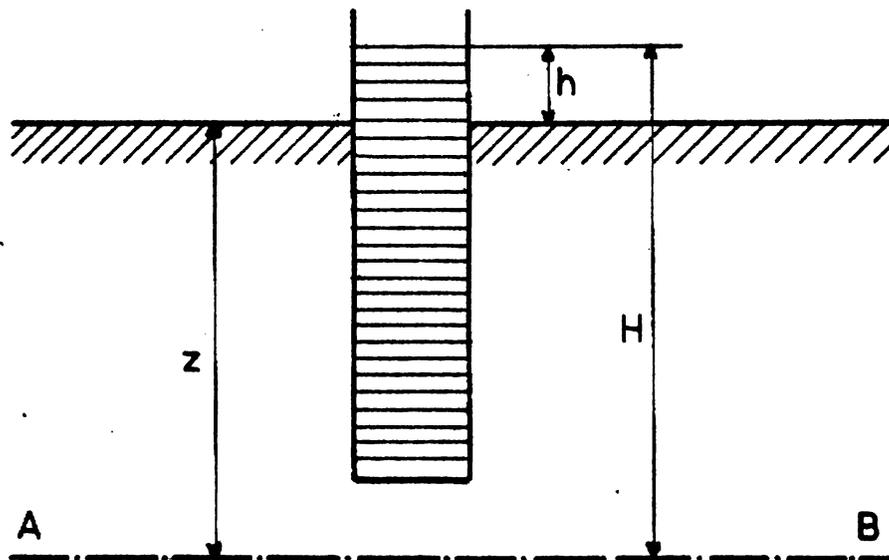
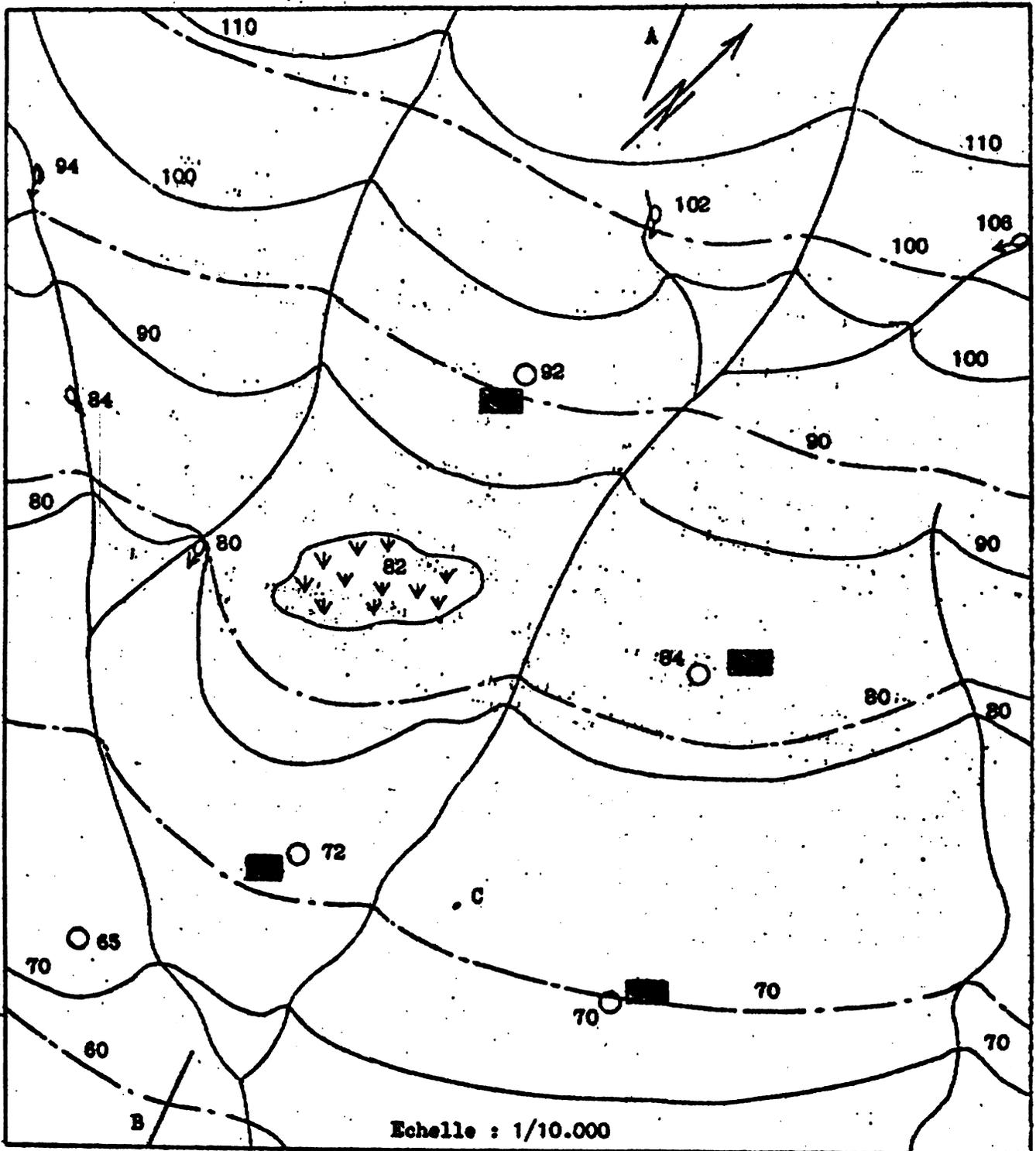


Fig. V-2 Niveau piézométrique d'une nappe captive.



o, 96, puits et son niveau piézométrique - \square , source - $\nabla \nabla \nabla$, marécage - ——— courbes isopièzes.

Fig. V-3 - Etablissement d'une carte en courbes isopièzes.

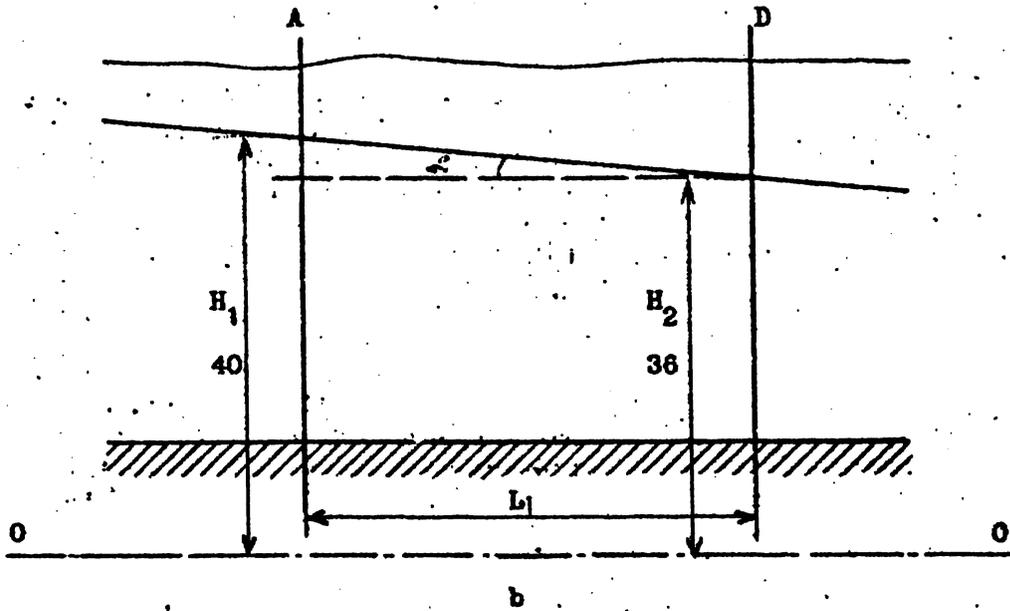
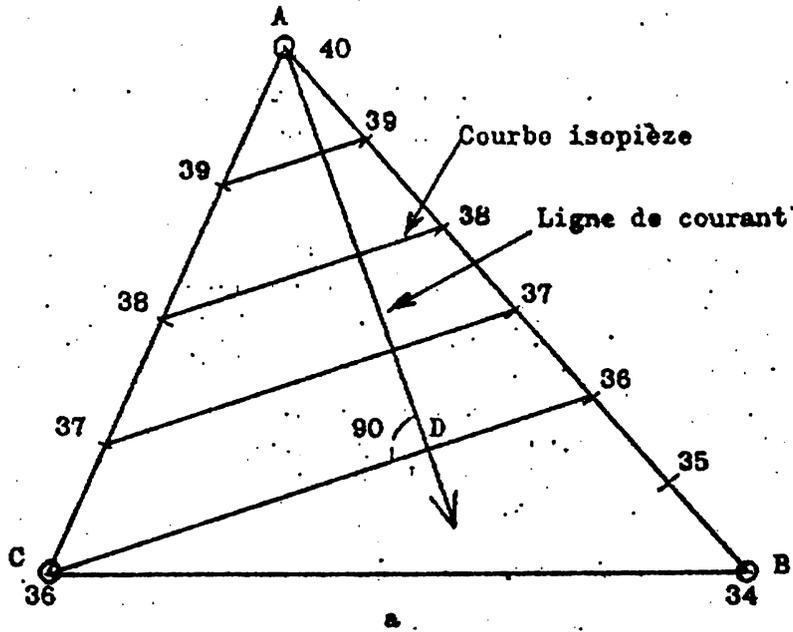


Fig. V-4

Détermination des lignes de courant et du gradient hydraulique.

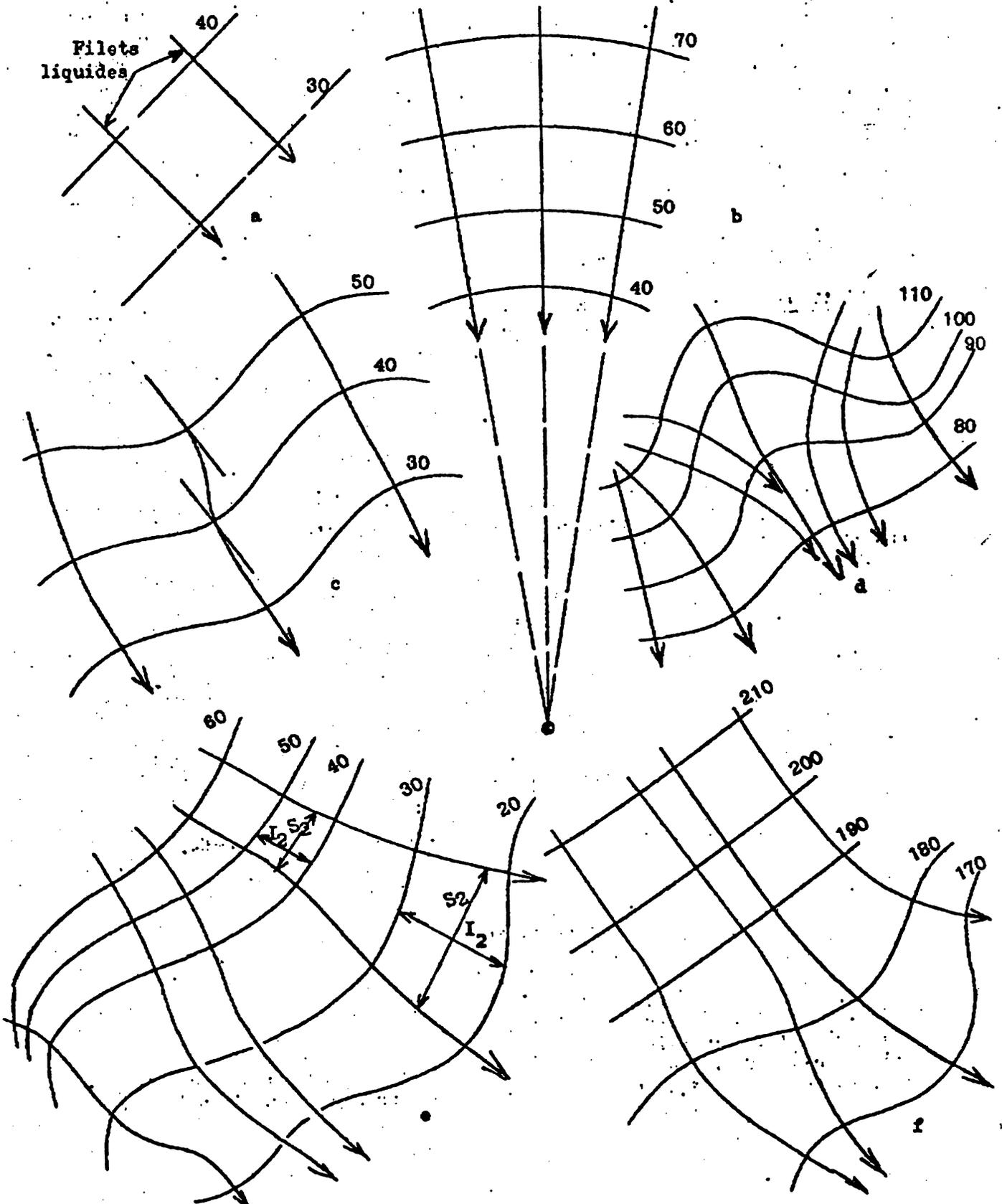


Fig. V-5- Interprétation des courbes isopièzes.

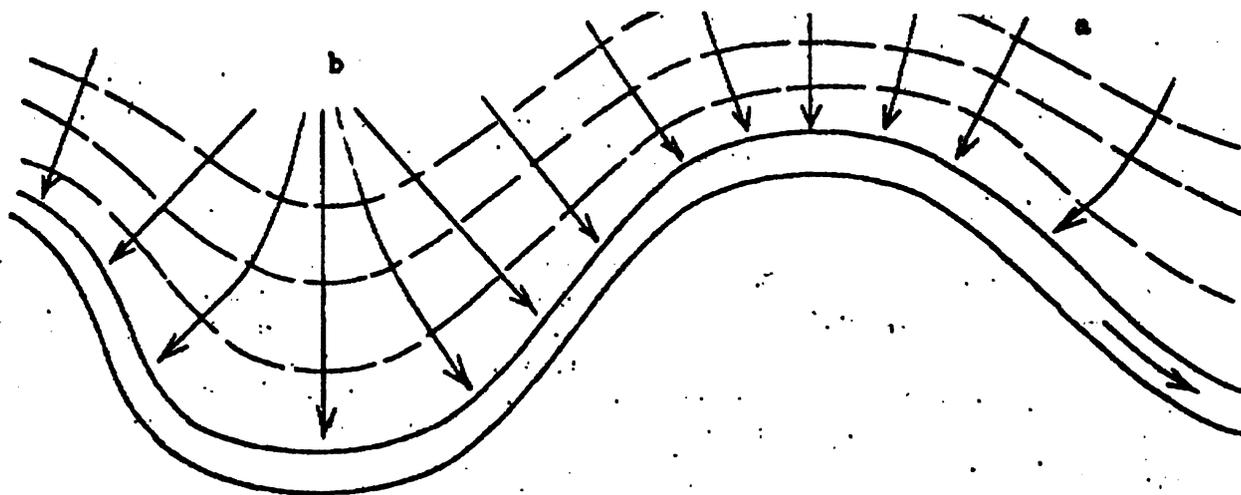


Fig. V-6- Courbes isopièzes de nappes à filets convergents (a) et divergents (b). Exemple d'une nappe de coteaux s'écoulant vers une rivière à faible pente.

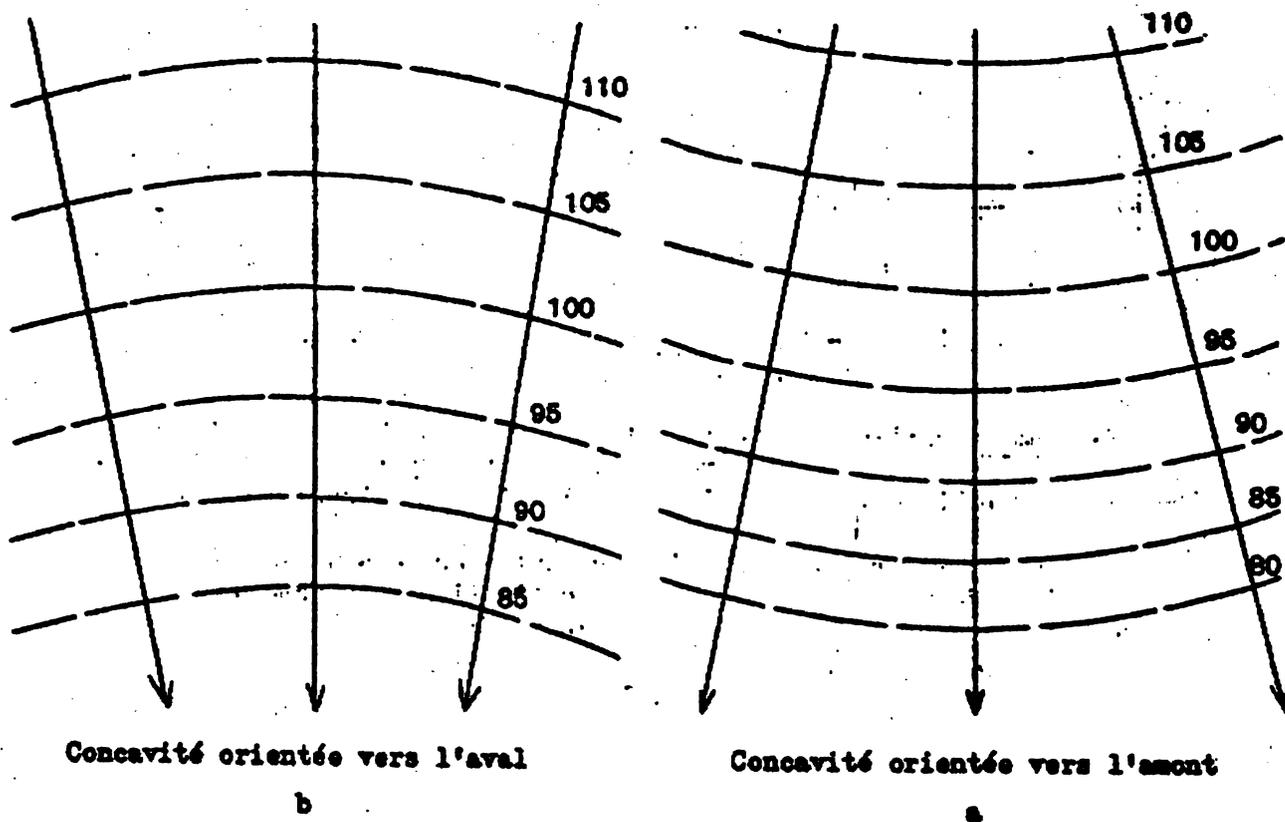


Fig. V-7 - Courbure des courbes isopièzes.

a, zone d'alimentation ; b, zone de drainage.



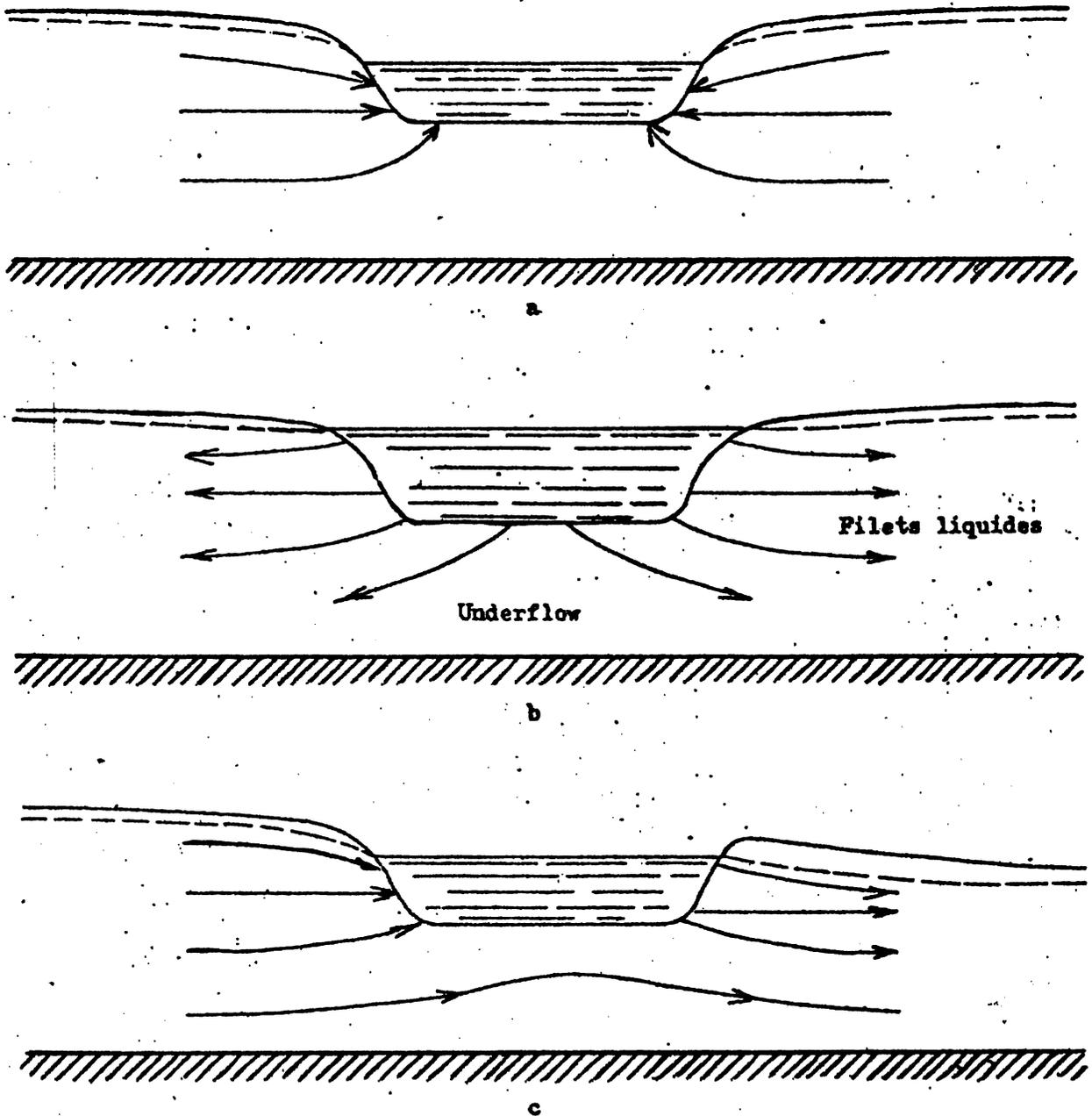


Fig. V-8 - Relations entre la nappe alluviale et la rivière.

Coupes schématiques.

- a, drainage de la nappe par la rivière ; b, alimentation ;
c, relations mixtes.

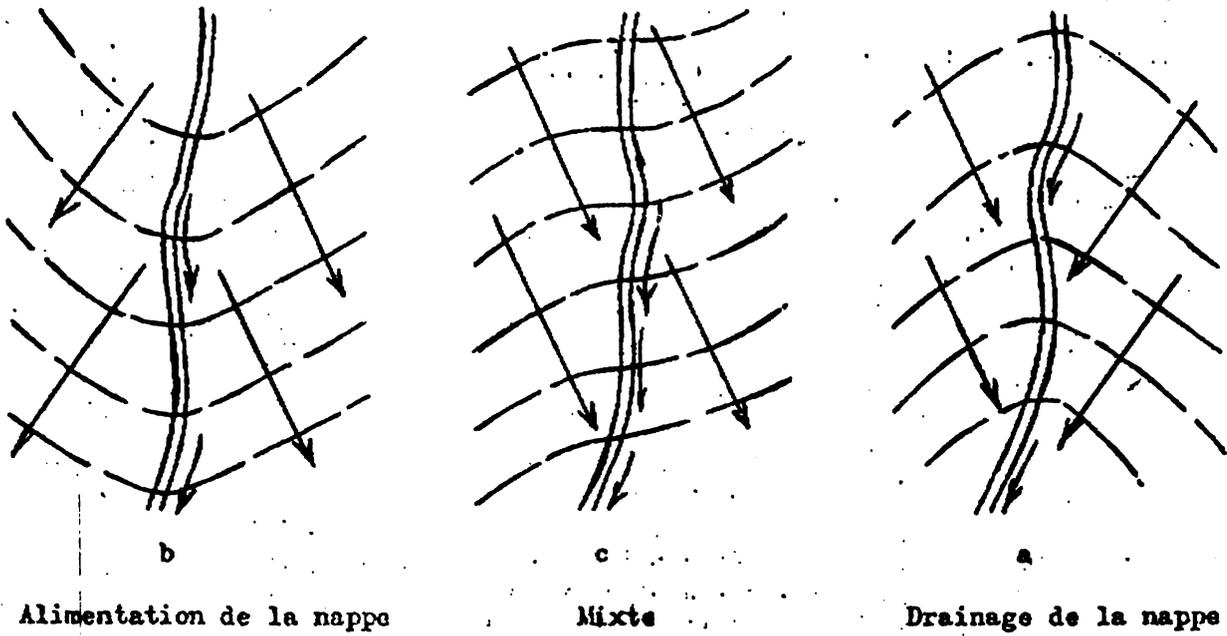


Fig. V-9 - Relations entre la nappe alluviale et la rivière.
Carte en courbes isopièzes.

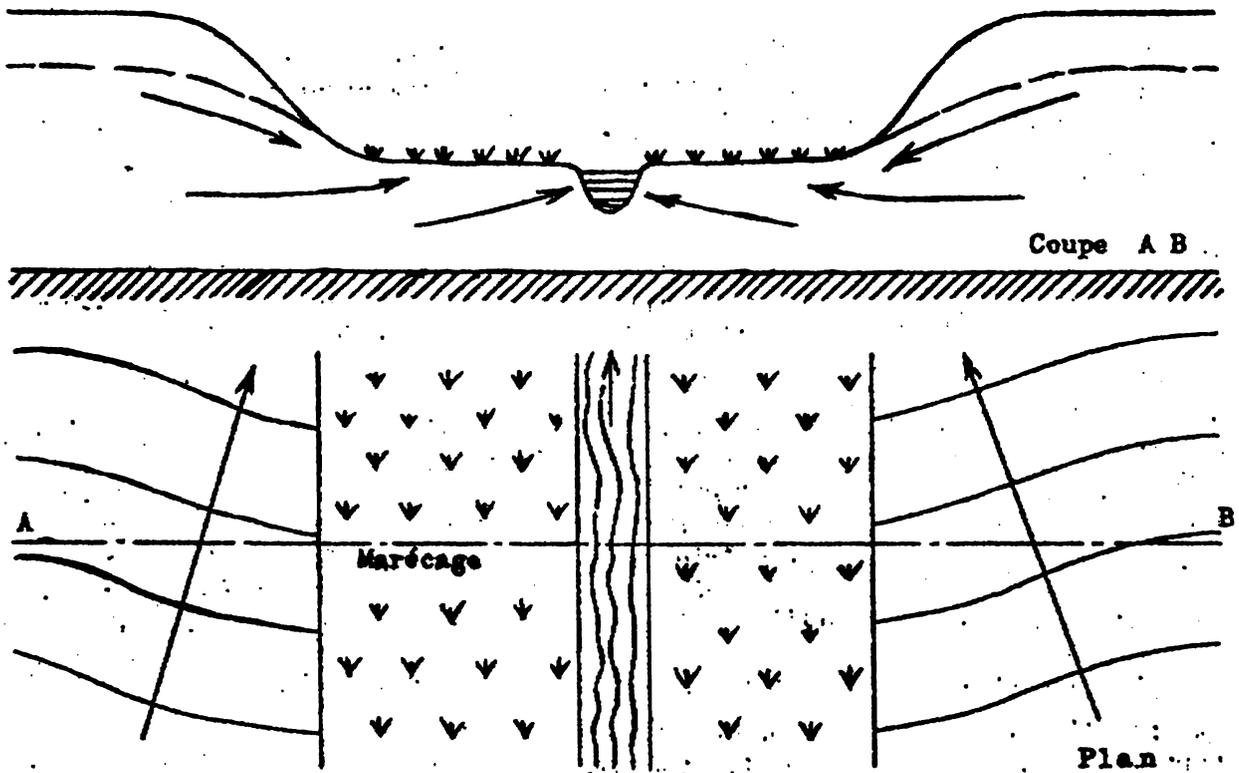


Fig. V-10 - Vallée plate. Apparition de marécages.

SIXIEME PARTIE

POLLUTION DE L'EAU SOUTERRAINE

La pollution de l'eau souterraine est le risque permanent de limitation de la ressource en eau dans un proche avenir.

La pollution de l'eau résulte de l'activité humaine. Il faut donc exclure la détérioration naturelle sous l'action des agents géologiques.

Les normes de qualité de l'eau sont fixées en référence avec les exigences d'une demande d'utilisation

Le degré de pollution de l'eau est apprécié par l'écart avec un bruit de fond géochimique.

L'action polluante d'une substance est déterminée par sa dose et le volume d'eau, véhicule de transport.

Le polluant, transporté et propagé par l'eau souterraine, subit une migration et une évolution dans l'espace souterraine. Les deux principales actions sont l'autoépuration naturelle et la dilution.

La vulnérabilité de l'eau souterraine à la pollution s'exprime par des cartes de vulnérabilité dont l'échelle est adaptée aux problèmes à résoudre.

La prévention est le seul moyen de lutte efficace contre la pollution de l'eau souterraine.

Tableau VI-I Normes de l'Organisation Mondiale de la Santé sur la potabilité de l'eau.

Substances	Teneurs limites maximums mg/l
Minéralisation totale	1500
Chlorures en Cl^-	600
Sulfates en SO_4	400
Nitrates en N	10
Nitrates en NO_3	44
Magnésium	150
Dureté 30 degré français	
Micropolluants	trace
Sélénium	0,05
Plomb	0,1
Fluorures en F	1
Calcium	200
Cuivre	1,5
Fer en Fe	1,00
Manganèse	0,5
Microrganisme pathogène	0
Zinc	15
Arsenic	0,5

La qualification de la qualité de l'eau est spécifiée par référence à des normes de qualité, fixées par les exigences de la demande. Elle tient compte des caractéristiques spécifiques de l'utilisation, de critères économiques régionaux, etc. Par exemple, une eau impropre à la boisson peut convenir à l'industrie ou à l'agriculture; les exigences sur la teneur en chlorures sont moins sévères en zone aride qu'en zone humide. Le concept de qualité doit être pris en considération par l'offre de l'hy-

6.1 Généralités:

L'eau souterraine est le véhicule de transport des substances minérales ou organiques ou des bactéries pathogènes. Par son mouvement dans toutes les zones du sol et du sous-sol, elle provoque la propagation des polluants, leur persistances ainsi que la pollution générale de l'espace souterraine.

Une eau est polluée lorsque, sous l'effet de l'activité humaine, elle devient impropre à satisfaire la demande d'utilisation ou qu'elle présente un danger pour l'environnement. Les causes naturelles de la dégradation de la qualité de l'eau souterraine sont donc exclues de ce concept. En effet, si cette définition était généralisée, la plupart des eaux minérales et thermales mériteraient le qualificatif de polluées.

Une eau souterraine renferme une teneur en substances minérales dissoutes d'origine naturelle géologique. C'est le bruit de fond des géochimistes. Le degré de pollution est apprécié par la mesure de l'écart entre les caractéristiques physiques et chimiques de l'eau considérée, par référence au bruit de fond, local ou régional.

drogologue pour l'évaluation de la ressource en eau souterraine exploitable

6.1.1 Dose de polluant et fréquence des apports

Un polluant est un agent physique, une substance minérale ou biologique, issus de l'activité humaine provoquant, sous une intensité ou une concentration anormales, une dégradation de la qualité de l'eau naturelle. Exemples: accroissement de la température par des rejets, forte teneur en nitrates dans les régions agricoles, métaux lourds dans les eaux des cours d'eau, etc.

Le pouvoir polluant d'une substance est déterminé par deux facteurs principaux:

- La dose d'introduction dans le milieu récepteur, déterminé par concentration dans l'eau et le volume d'eau en mouvement, véhicule de transport;
- La fréquence des apports, dont la répétition accroît les risques car les sédiments et les êtres vivants ont un effet cumulatif.

6.2- Principaux types de polluants, toxicité

Le nombre des polluants est considérable. La société américaine de chimie en dénombre 4 millions, dont 70,000 suspects d'action cancérogène, en 1977. Il est donc impossible de les énumérer tous, d'autant plus que leur nombre croît sans cesse.

Les polluants peuvent être classés, selon leur nature, en quatre grandes catégories: physiques, chimiques, organiques et bactériologiques

(G. Gastany , 1978 et 1980). Il est nécessaire, en premier lieu, d'en dresser un catalogue fixant leur nature, leur dose néfaste et leur toxicité.

6.2.1- Polluants physiques

Les trois principaux agents physiques de la pollution sont: la chaleur, le transport de matière solides en suspension et la radioactivité.

La chaleur, par élévation de la température de l'eau, surtout de surface, provoque des effets écologiques sur la vie aquatique (Développement des microorganismes comme les algues).

Elle diminue la solubilité de l'oxygène, déficit renforcé par l'accroissement de l'activité biologique qui en consomme.

Les matières solides en suspension sont introduites par les précipitations et les eaux de surfaces. Certaines particules, très petites de l'ordre du micron, peuvent ainsi transiter.

6.2.2 Polluants chimiques:

L'eau par son pouvoir dissolvant élevé, dissout les substances rejetées par l'activité humaine. Les polluants chimiques sont nombreux et d'origines diverses: Sels minéraux dissous, métaux lourds, pesticides, détergents et hydrocarbures. Métaux lourds, pesticides et détergents constituent les micropolluants.

6.2.2.1- Sels minéraux dissous:

Les plus nocifs sont les composés de l'azote , Nitrates (NO 3) et nitrites (NO 2). Ils provoquent des troubles graves chez les jeunes vertébrés par dégradation de l'hémoglobine du sang et production de matha-

émoglobinaemie des nourrissons). Ils peuvent provoquer l'hypertension et sont les précurseurs de nitrosamines cancérigènes. Non présents dans les formations géologiques ou très rares, les nitrates sont essentiellement d'origine agricole. Leur teneur maximum dans l'eau potable est fixée à 44 mg./l. Les sulfates et les chlorures sont naturellement présents dans l'eau souterraine (dissolution des sels minéraux des réservoirs). Les chlorures, par leur persistances dans tous les milieux, constituent d'excellents traceurs naturels. Leur teneur maximum dans l'eau potable est fixée à 250 mg/l.

6.2.2.2- Micropolluants: métaux lourds, pesticides et détergents:

Les micropolluants groupent des substances toxiques à très faible teneur dans l'eau, de l'ordre du millionième de gramme (microgramme), voire du nanogramme (milliardième de gramme) par litre. Ils sont dangereux, même à l'état de traces, car la chaîne alimentaire a un effet cumulatif. L'ingestion répétée des métaux lourds par l'homme provoque des stockages nocifs dans le squelette (plomb), les reins et le foie (cadmium) ou les cellules nerveuses (mercure). Les plus dangereux sont: les cyanures très toxiques (rejets interdits), le mercure sous sa forme de composés solubles (dose mortelle: 1 à 2 g), le chrome cancérigène sous sa forme polyvalente (chromates et bichromates), le plomb (saturnisme), le sélénium, l'arsenic et le cadmium (2g tuent un homme).

Leur teneur, à l'état de traces, est sévèrement réglementée, même dans les eaux brutes de rivières utilisées par les stations de traitement. Le terme de pesticides groupe tous les produits de lutte contre les parasites des cultures et des animaux. Leur évolution dans le sol, aboutissant à des dérivés toxiques, est encore mal connue. Par suite du pouvoir autoépurateur du sol, la plupart d'entre eux sont rapidement éliminés, et les eaux souterraines en sont pratiquement dépourvues:

L'usage des détergents, d'apparition récente, est en accroissement considérable. Ils inhibent les processus d'autoépuration, limitent

le développement des microorganismes du sol, bloquent la réoxygénation. La fabrication de détergents biodégradables devrait supprimer cette source de pollution.

6.2.2.3 Hydrocarbures:

Les hydrocarbures, par suite de leur pouvoir de dilution, sont pérnicieux à des doses très faibles. Une teneur de 1/10 000 à 1/100 000 en volume donne un goût désagréable à l'eau. Un litre d'essence suffit pour dégrader entre 1 000 et 5 000 m³ d'eau.

6.2.2.4- Polluants organiques Microorganismes:

L'eau souterraine est le vecteur des microorganismes, pathogènes ou non. Le pouvoir autoépurateur du sol est très efficace. Pratiquement l'eau souterraine en est dépourvu dans les conditions naturelles. Un problème particulier est posé par les aquifères karstiques au sein desquels l'autoépuration naturelle est faible, voir nulle.

6.3 - Principales sources de pollution - Foyers de pollution:

La pollution de l'eau souterraine est provoquée par les rejets des activités domestiques et urbaines, agricoles ou industrielles, dont l'eau est le véhicule de transport et de dissémination idéal. D'où trois grandes sources pollutions: domestique et urbaine, agricole et industrielle.

6.3.1. Pollution d'origine domestique et urbaine:

Ce sont les rejets d'eaux usées domestiques et municipales) Lavage des rues, arrosages). Les eaux pluviales et les eaux utilisées pour la climatisation des immeubles. Les dépôts d'ordures ménagères apportent leur lot de charge polluante.

1

2

3
4
5

6
7

8

9

10

11

12

13

14

15

16

17

18

19
20

21

22

23

24

25

26

27

28

29

6.3.2.- Pollutions d'origine agricole

Les pollutions agricoles sont causées principalement par l'utilisation irrationnelle des engrais chimiques et des pesticides.

6.3.3. Pollutions d'origine industrielle

Elles sont provoquées par les rejets industriels, thermiques et chimiques.

6.4- Mécanisme et facteurs de la pollution de l'eau souterraine

Le transport des polluants et leur évolution dans le sol et le sous-sol, sont déterminés par les trois comportements de l'aquifère: hydrodynamique, hydrochimique et hydrobiologique. Leur connaissance est essentielle. La protection de l'eau souterraine contre la pollution repose sur des études et essais, en laboratoire et sur le terrain, des mécanismes et des facteurs de contamination. La propagation et l'évolution des polluants, de la surface du sol aux lieux d'utilisation, s'effectue en quatre étapes (fig:IV.1):

- Introduction du polluant dans le sol: impacts et création de foyers de pollution (par l'intermédiaire de fosses puissards, dépôt d'ordure, etc...)
- Migration et évolution du polluant en zone non saturée. Mécanismes de l'autoépuration autour de 60 jours pour les micro organismes dans le sol.
- Propagation et évolution du polluant dans l'aquifère. Mécanismes de la dilution (reste sans jours coniques)
- Persistance de la pollution. Rémanence et techniques de décontamination (peut persister plusieurs mois voire année).

Introduction du polluant dans le sol - Impacts et foyers de pollution:

La surface du sol est une zone d'échanges atmosphère/sol. L'introduction de polluants crée des foyers de pollution par épandages à la surface du sol ou enfouissement à des profondeurs plus ou moins grandes, souvent la vitesse de déplacement du soluté est différente de celle de l'écoulement de l'eau souterraine, le polluant ayant une vitesse spécifique (exemple des pesticides).

6.5- Vulnérable des nappes à la pollution cartographie:

La vulnérable des nappes à la pollution est leur sensibilité aux différents facteurs physiques stables déterminant la mesure où elles sont, dans les conditions naturelles, plus ou moins exposées à la pollution à partir de la surface du sol. Elle étudie les possibilités de propagation dans l'espace souterrain.

Celle-ci est, en premier lieu, liée à l'autoépuration naturelle du sol, donc à la présence de conditions indispensables à son action. En second lieu, elle est favorisée par la circulation de l'eau.

6.5.1- Facteurs de la vulnérabilité:

Les facteurs de la vulnérabilité sont imposés par les recherches exposées précédemment. Ce sont donc:

- Etat et caractéristiques physiques et chimiques du sol et du sous-sol. Le facteur principal est la lithologie;
- Profondeur de la surface piézométrique, laquelle impose le temps de séjour en zone non saturée;

- Paramètres de l'écoulement de l'eau souterraine: coefficient de perméabilité ou transmissivité, direction et vitesse de déplacement (à défaut vitesse effective):
- Conditions d'alimentation et d'écoulement, facteurs du renouvellement de la réserve totale moyenne.

6.5.2 - Cartes de la vulnérabilité:

La vulnérabilité s'exprime par des cartes. Elles sont dressées, à différentes échelles, adaptées aux utilisations: 1/1 000 000, 1/250 000, 1/50 000, parfois plus grandes pour des problèmes spécifiques.

- La prévention par la localisation des zones sensibles dans lesquelles une pollution peut affecter gravement l'eau souterraine, la définition de la propagation des polluants et la situation des foyers de contamination actifs ou potentiels; (zone S.W. du PCS).
- La protection par mise en place d'aménagements spéciaux (étanchéité des stockages et des canalisations de surface et souterrains, collecte des effluents, etc...) de périmètre de protection des eaux souterraines captées et des réseaux de qualité.

6.6- Lutte contre la pollution de l'eau souterraine

La protection de l'eau souterraine contre la pollution, laquelle s'intègre dans la préservation du milieu souterrain, poursuit trois objectifs:

- La prévention, assurée en priorité par une réglementation,

basée sur des recherches et expérimentations:

- Elle consiste en la protection des secteurs et la mise en place de périmètre de protection:

P PI = Périmètre de protection immédiate (50 à 100 m)

P PR = Périmètre de protection rapprochée

P PE = Périmètre de protection éloignée liée à la géologie

- La détection ou le contrôle par des réseaux de surveillance de la qualité de l'eau souterraine;
- La parade par des moyens techniques appropriés et la décontamination très difficile dans l'état des techniques actuelles.

Ces trois actions nécessitent la prévision de la migration et de l'évolution des polluants dans le sol et dans le sous-sol. L'étude du comportement des polluants au cours de leur migration dans le circuit atmosphère/sol/aquifère/écoulement, permet de déceler l'origine des contaminations et de prévoir leur évolution, donc mettre en oeuvre une prévention. L'outil le mieux adapté à la prévision, techniquement et économiquement, est le modèle mathématique de simulation hydro-dynamique et hydrochimique.

En conclusion, la décontamination étant très difficile, il faut agir en priorité sur la prévention contre la pollution de l'eau souterraine.

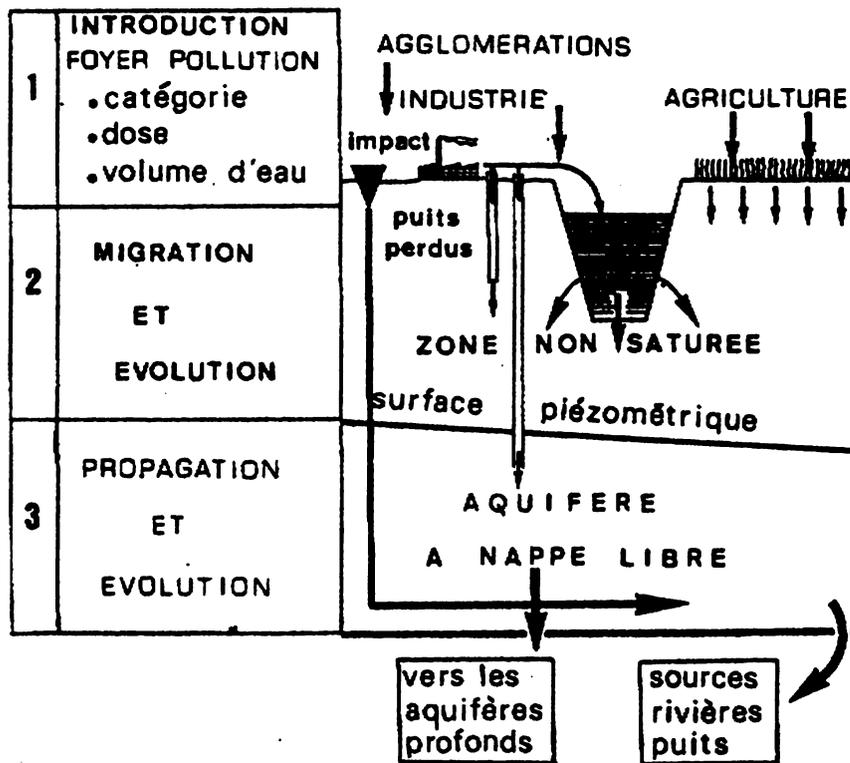


Fig. VI-1 Origine, transport et évolution des polluants, de la surface du sol aux écoulements. La migration et l'évolution de la pollution s'effectuent en trois étapes: 1, introduction et foyers de pollution; 2, migration et évolution en zone non saturée; 3, propagation et évolution dans l'aquifère.

DOCUMENTO
MICROFILMADO

Fecha: 19 ENE 1900

